

Józef Edward MOJSKI

## Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu

### WSTĘP

Instytut Geologiczny wykonał w 1959 r. pięć otworów wiertniczych w dolinie Wieprza, poniżej Krasnegostawu, na linii Stężycza — Krupiec, prostopadłej do kierunku rzeki (fig. 1). Przekrój wykonany na podstawie tych otworów (fig. 2) pozwolił na poznanie powierzchni podczwartorzędowej, oraz miąższości i stratygrafii czwartorzędu.

Uzyskanie odpowiednich próbek umożliwiło przeprowadzenie badań dotyczących składu petrograficznego żwirów występujących w osadach plejstocenijskich oraz postawienie wniosków dotyczących ich genezy i wieku. Badaniom poddano wszystkie próbki piasków ze żwirami, po uprzednim przesianiu przez sита o średnicy 2 i 4 mm. Próbki o objętości  $10 \times 10 \times 10$  cm pobrano z otworów w odstępach 0,5 m. W ten sposób zbadano skład petrograficzny żwirów ze 125 próbek (fig. 3), wyróżniając żwiry skał kredowych, żwiry skał pochodzenia skandynawskiego i żwiry występujące w utworach trzeciorzędowych (włączając w to kwarce) Wyżyny Lubelskiej. W rozpoznawaniu tych ostatnich bardzo przydatne okazały się opisy makroskopowe żwirów skał preglacjału, zamieszczone w pracy A. Jahna i M. Turnau-Morawskiej (1952).

Autor uprzejmie dziękuje doc. dr I. Kardymowicz za przegląd żwirów skał krystalicznych we frakcji 2–4 mm i dr B. Areniowi za przegląd niektórych żwirów skał Roztocza.

### STRATYGRAFIA

#### KREDA

Kredę reprezentują tu białe i jasnoszare wapienie z zespołem mikrofauny przewodniej dla górnego mastrychtu. E. Witwicka stwierdziła m.in.: *Cibicides gaukinoensis* Neckaja, *Cibicoides aktulagayensis* Vassilenko, *Bolivina incrassata* Reuss i *Anomalina danica* (Brotzen) (otwory wiertnicze I—V).

Powierzchnia stropu kredy znajduje się najniżej w otworze II, na wysokości 118,6 m n.p.m. Wzgórza kredowe bezpośrednio w sąsiedztwie doliny osiągają 260 m. Tym samym deniwelacje stropu kredy wynoszą ponad 140 m.

#### CZWARTORZĘD

Czwartorzęd wykształcony jest głównie w postaci piasków, piasków ze żwirami i mułków. Osady te podzielono na cztery poziomy, a w najmłodszym z nich wyróżniono ponadto kilka warstw. Miąższość maksymalna czwartorzędu (otwór II) wynosi 66,4 m i w tym otworze jego powierzchnia spągowa leży najniżej (118,6 m n.p.m.).

Poziom I. Osady poziomu I występują w otworach wiertniczych I, II, III, gdzie wykształcone są na ogół w postaci drobnoziarnistych piasków ze żwirami, przechodzących ku górze w piaski pylaste i mułki. Taki układ osadów widoczny jest najkonsekwentniej w otworze I. W otworze II natomiast piaski ze żwirami zawierają kilka ławic żwirowych, a na głębokości 53,5–53,6 m i 57,8–58,1 m wkładki iłu plastycznego o charakterze mad; podobna wkładka występuje w otworze III na głębokości 33,8–34,5 m.

Barwa piasków jest szara, żółtoszara, rzadziej z odcieniem zielonawym i brunatnym. Piaski składają się głównie z ziarn kwarcu. We frakcjach drobniejszych pojawia się dużo blaszek muskowitu wielkości 1 mm. Domieszka minerałów ciemnych i pojedynczych ziarn kwarcu do 2 mm średnicy jest stała w całym profilu.

Skład petrograficzny żwirów we frakcji ponad 4 mm zbadano w 39 próbkach. Żwirzy składają się wyłącznie ze skał kredowych (93–99%) i trzeciorzędowych (1–7%). Wśród materiału trzeciorzędowego przeważają kwarcy, skały ciemne i piaskowce kwarcytowe. Kwarcy o średnicy zazwyczaj 5–9 mm są jasnoszare, białawe, rzadziej żółtawe o powierzchni matowej, charakteryzują się średnim stopniem obtoczenia. Żwirzy skał ciemnych są nieco większe, osiągają przeważnie 1 cm długości. Mają one barwę ciemnoszarą, niemal czarną, powierzchnię często błyszczącą. Obtoczenie jest niewielkie, kształty wydłużone, czasem kostkowe, czym przypominają menility. Niektóre okazy mają drobne, białe żyłki, co upodabnia je do czarnych kwarcytów znanych z preglacjału Wyżyny Lubelskiej (A. Jahn, M. Turnau-Morawska, 1952). Procentowy udział żwirów skał ciemnych wzrasta ku górze. Piaskowce kwarcytowe nie osiągają 1 cm średnicy, mają barwę miodową, a strukturę niemal zlewną.

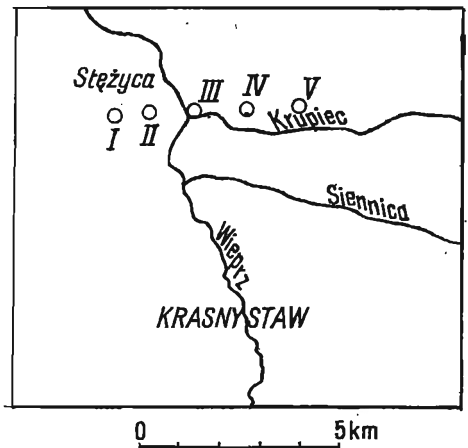


Fig. 1. Szkic sytuacyjny otworów wiertniczych (I–V)  
Situation sketch of bore-holes (I–V)

Do mniej pospolitych należą żwiry krzemieni i skał tortońskich oraz sarmackich Roztocza. Krzemienie o powierzchni wyłącznie czarnej z drobnymi białymi plamkami i przełamie zielonawomiodowym są dobrze obtoczone i przeważnie większe od 1 cm. Żwiry ze skał trzeciorzędu Roztocza (oznaczenia potwierdzone przez dr B. Arenia) stanowią niemal białe, obtoczone okruchy wapieni litotamniowych i serpulowo-mszywiołowych, średnicy około 1 cm, występujące tylko w dolnej części osadów preglacjalnych (np. w otworze Stężycy II, poniżej 60,5 m głębokości).

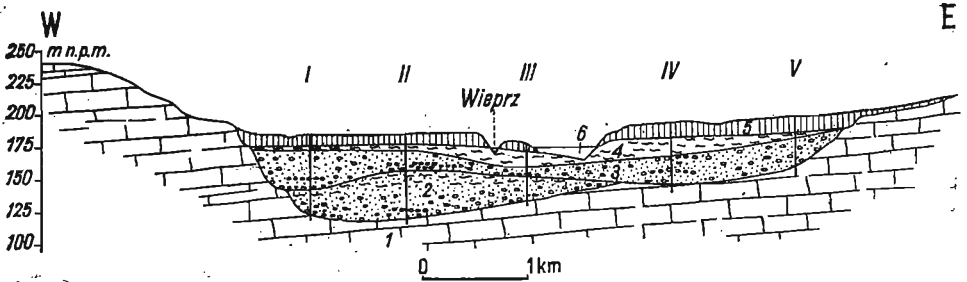


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez dolinę Wieprza w Stężycy  
Geological section across the Wieprz river valley, at Stężycy

1 — wapienie i margle górnego mastrychtu; 2 — piaski ze żwirami i mułki preglacjalny; 3 — piaski ze żwirami interglacjalu wielkiego; 4 — mułki dryasowe zlodowacenia środkowopolskiego; 5 — lessy, piaski i piaszki ze żwirami zlodowacenia bałtyckiego; 6 — torfy, mady i piaszki holocenu; I—V — otwory wiertnicze

1 — limestones and marls of the Upper Maestrichtian; 2 — sands with gravels and silts of the Preglacial epoch; 3 — sands with gravels of the Great Interglacial epoch; 4 — Dryas silts of the Middle Polish glaciation; 5 — loesses, sands and sands with gravels of the Baltic glaciation; 6 — peats, mounds and sands of the Holocene; I—V — bore holes

Żwiry kredowe składają się ze żwirów wapieni i opok mastrychtu i kampanu. Żwiry skał kampanu stwierdzono w otworze II na głębokości 63,0÷63,5 m, w oparciu o typowy dla kampanu zespół otwornic z *Bolivinoidea laevigata*, *Globorotalites micheliniana*, *G. multisepta*, *Cibicides aktulagayensis*, *Bolivinoidea decorata* (E. Witwicka).

Żwiry skał kredowych mają przeważnie wielkość 0,5÷1,5 cm, w niektórych ławicach do 10 cm (otwór II, na głębokości 48,0÷50,5 m i 63,0÷65,0 m). W otworze I wielkość żwirów kredowych nie przekracza 3 cm.

We frakcji poniżej 5 cm, a zwłaszcza 3 cm, żwiry kredowe są z reguły płaskie, często dyskooidalne. Największy stopień obtoczenia wykazują żwiry o średnicy 1÷1,5 cm. Frakcje grubsze są gorzej obtoczone i przypominają rumosz skalny.

Po przesianiu zbadano osobno skład frakcji 2÷4 mm, stwierdzając w niej materiał podobny do wyżej opisanego. Ponad 90% stanowią żwiry skał kredowych, pozostałe około 10% to w przewadze kwarcy (ponad 98% reszty), żwiry skał i minerały bliżej nie zbadane i żwiry skał kryształicznych (potwierdzone przez I. Kardymowicz) w ilości 0,7% reszty (od 5% w otworze II, do 3,2% w otworze III). Ogółem żwirów skał kryształicznych naliczono 49.

W otworze II stwierdzono szczątki roślinne. Znajdują się one w mułku piaszczystym, leżącym na głębokości 53,5÷53,6 m i tkwiącym w osadach

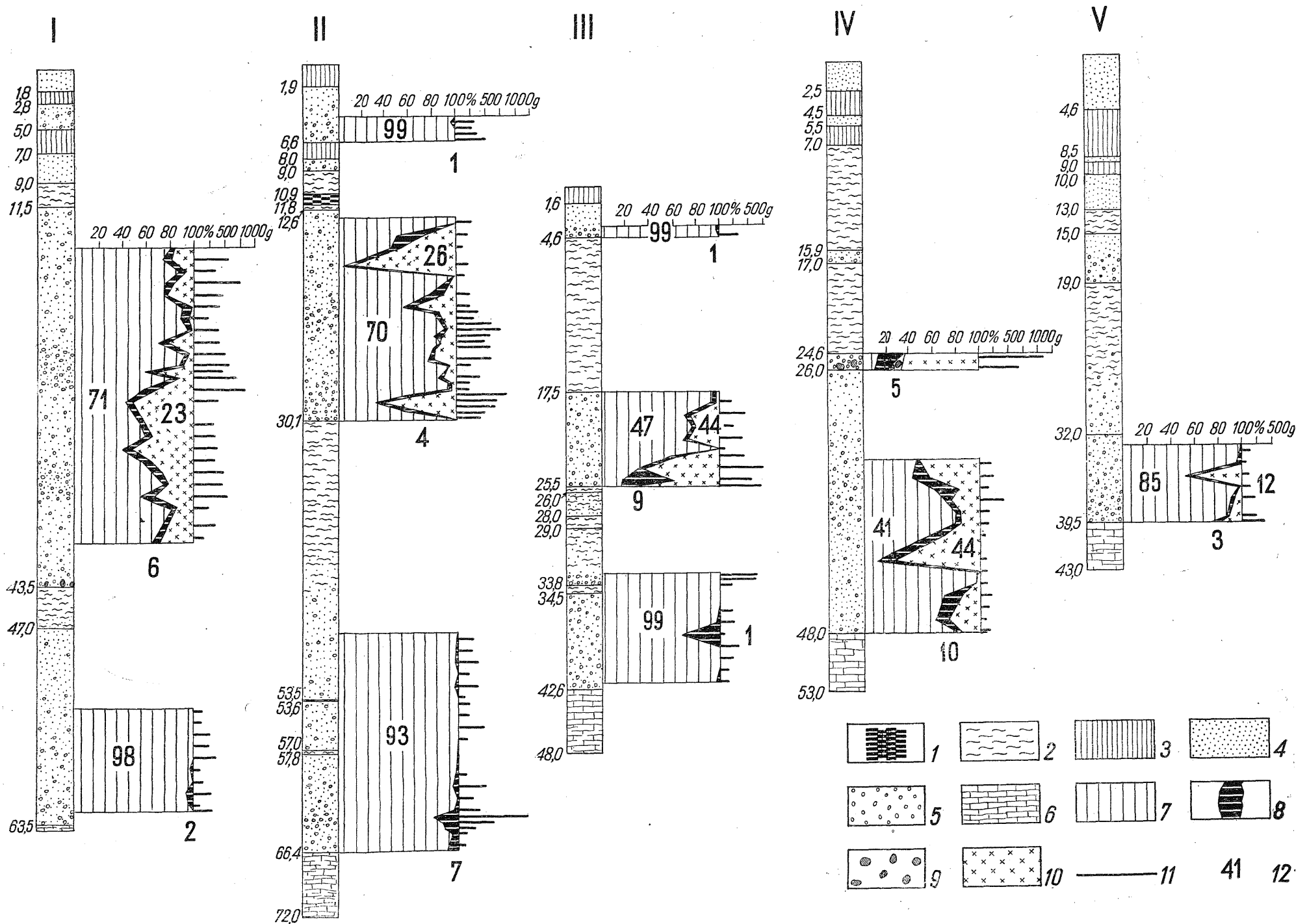


Fig. 3. Skład petrograficzny żwirów w otworach wiertniczych I—V  
Petrographical composition of gravels in bore-holes I—V

1 — mułki torfiaste; 2 — mułki; 3 — lessy; 4 — piaski; 5 — żwiry; 6 — wapienie i margle; 7 — żwiry skał kredowych; 8 — żwiry skał trzeciorzędowych i „preglacialne”; 9 — toczęnce; 10 — żwiry skał skandynawskich; 11 — miejsce pobrania próbki i jej waga w gramach; 12 — średni udział grup 7—10 w procentach wagowych

1 — peaty silts; 2 — silts; 3 — loesses; 4 — sands; 5 — gravels; 6 — limestones and marls; 7 — gravels of the Cretaceous rocks; 8 — “Preglacial” gravels and gravels of the Tertiary; 9 — balls; 10 — gravels of scandinavian rocks; 11 — site of sampling and weight of a sample, in grams; 12 — average part of groups 7—10 in the weight percentage

dach piaszczystych. W wyniku badań paleobotanicznych (analiza Z. Kopykowej, 1960) stwierdzono korek *Betula* i *Alnus*, liczne łodygi i liście mchów brunatnych oraz szczątki drewna. Wśród sporomorf stwierdzono *Pinus* (35 ziarn), *P. typ haploxylon* (6), *Sciadopitys* (1), *Abies* (1), *Picea* (3), *Tsuga* (3), *Pollenites magnus dubius* (6), *Pollenites hiatus* (1), *Pollenites cingulum* (1), *Polypodiaceae* (4), *Cyperaceae* (11), *Varia* (8). Jest to zespół mieszany form trzeciorzędowych i czwartorzędowych.

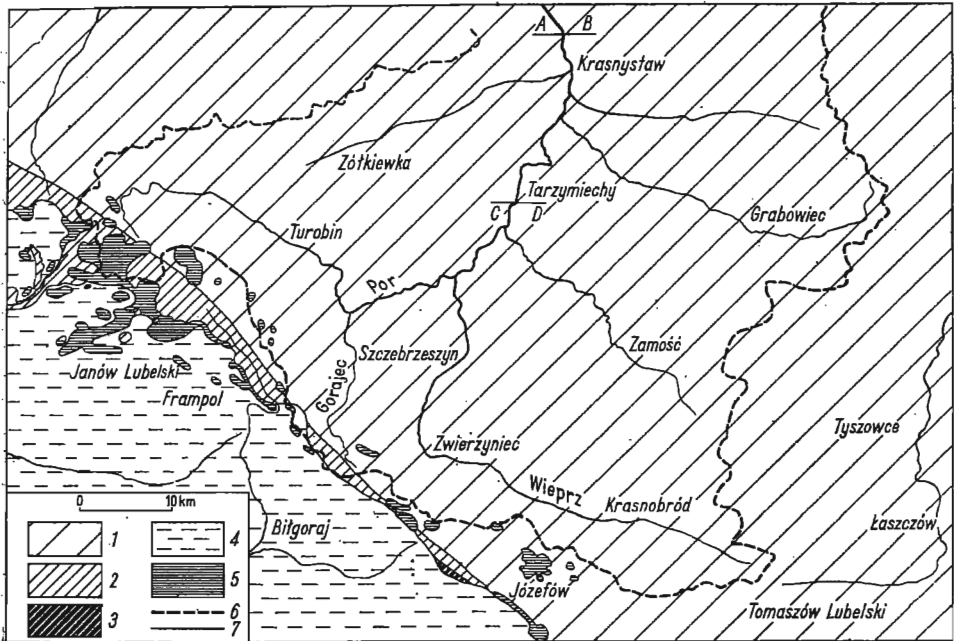


Fig. 4. Mapa geologiczna górnej części dorzecza Wieprza (bez czwartorzędu). Obszar Roztocza według B. Arenia, 1962 (zgeneralizowany)

Geologic map of the upper part of the Wieprz river basin (without Quaternary deposits). Area of Roztocze, after B. Aren, 1962 (generalized)

1 — wapień, margle, opoki i gazy mastrychtu; 2 — opoki kampanu; 3 — margle emszeru — santonu; 4 — łowce z przewarstwieniami mułowców, wapień detrytyczne, zlepnie i piaskowce sarmatu dolnego; 5 — wapień rafowe, serpułowo-mszywołowe sarmatu dolnego i wapień rafowe, litotamniowe tortonu; 6 — granica dorzecza Wieprza; 7 — przekroje geologiczne: A—B w Stężycy, C—D w Tarzymiechach

1 — limestones, marls, opokas and galzes of the Maestrichtian; 2 — opokas of the Campanian; 3 — marls of the Emscherian-Santonian; 4 — claystones with intercalations of mudstones, detrital limestones, conglomerates and sandstones of the lower Sarmatian; 5 — reef, serpuło-bryozoan limestones of the lower Sarmatian and reef lithothamnium limestones of the Tortonian; 6 — boundary of the Wieprz river basin; 7 — geological cross sections: A—B at Stężyca and C—D at Tarzymiechy

Występujące ponad piaskami mułki (otw. I, II, III) są w stropie ilaste, ale zawierają zwiększającą się ku dołowi ilość piasku drobnoziarnistego. Mułki są miejscami drobnowarstwowane i smugowane. W niektórych miejscach, zwłaszcza w części stropowej, warstwowanie jest nieregularne, właściwe dla osadów zboczowych. Osad ma barwę ciemnoszarą i jest wapnisty.

W otworze III na głębokości 25,5÷26,0 i 28,0÷29,0 m, w mułku zielonoszarym, bezstrukturalnym ze żwirkami kredowymi do 0,5 cm śred-

nicy występują pokruszone, nieoznaczalne skorupy mięczaków oraz ciemnobrunatne smużki rozłożonej substancji roślinnej. Podobne smugi, aczkolwiek w mniejszej ilości, występują niżej — do 32,8 m głębokości.

Innych szczątków roślinnych, włączając w to pyłki, nie stwierdzono. W otworze II na głębokości 30,5÷31,5 m i 37,0÷38 m występują natomiast otwornice trzeciorzędowe i górnokredowe z *Cibicidoides spiro-punctata*, *Bolivina incrassata* i *Elphidium* sp.

Największa miąższość mułków wynosi 9,9 m (otwór II), a miąższość całego poziomu I — 36,3 m.

Powyzsza charakterystyka litologiczna świadczy, że osady piaszczysto-żwirowe poziomu I są utworami rzecznyymi. Osadzały je wody o dużej sile, wody początkowo erodujące przede wszystkim w głąb podłoża kredowego. Przerzucający się nurt rzeki powodował powstawanie przewarstwień żwirowych, a jednocześnie na dnie wąskiej i do 100 m głębokiej doliny powstawały cienkie ławice madowe. Skład petrograficzny żwirów świadczy, że były one transportowane w znacznej części z obszaru Roztocza (wapienie litotamniowe i serpulowo-mszywiolowe tortonu), a nawet z obszaru leżącego dziś na południe, gdyż osady kampanu znajdują się obecnie bezpośrednio na południe od krawędzi Roztocza i odsłaniają się w dnach dolin niektórych rzek spływających na zachód od Sanu (fig. 4). Wielkość żwirów skał Roztocza świadczy o dużej sile wód, które je miósły. Udział materiału pochodzącego z transportu poprzecznego jest również niewątpliwy. Dolina miała bowiem strome zbocza zbudowane z kredy, a głębokość jej przekraczała 100 m. Ilości takiego materiału nie należy jednak przeceniać, zaznaczyłby się on bowiem wyraźniej w postaci większego udziału rumoszu skalnego w przystokowej części doliny (otwór I) aniżeli w jej części osiowej. Tymczasem prawidłowości takiej brak, a odwrotnie — więcej i o większej średnicy żwirów kredowych znajduje się w profilach otworów II i III, a więc w otworach oddalonych od zbocza doliny.

Piaski ze żwirami mają ku górze ziarno drobniejsze, domieszka żwiru maleje i ginie, pojawia się natomiast domieszka mułku, którego ilość wzrasta również ku górze i przykrywa we wszystkich trzech otworach piaski ze żwirami, tworząc inny genetycznie typ osadu. Wolno je uznać za osad wód płynących o słabnącej ku górze sile transportu, jak i wód stojących. Najwyższa część osadów powstała zapewne na dnie płytkich, zarastających jezior i okresowo zalewanym dnie doliny. Nierozpoznawalne szczątki mięczaków i detryt roślinny nie dają podstaw do rozważań nad warunkami klimatycznymi. Może świadczyć o nich natomiast zboczowy miejscami charakter warstwowania mułków. Część osadów dostała się na dno doliny w postaci zmywania stokowego, co potwierdzają występujące w nich otwornice kredowe. Wraz z brakiem pyłków struktury podobne do soliflukcyjnych stanowiąc mogą skąpe przesłanki pozwalające na przypuszczenie, iż mułki powstały w warunkach klimatu przynajmniej chłodnego.

Warunki klimatyczne, w jakich osadziły się piaski ze żwirami, są trudniejsze do odtworzenia. Należy jednak przypuszczać, że powstanie osadów rzecznych o znacznej miąższości musiało być uwarunkowane m. in. swobodnym odpływem wód erodujących ku północy. Prawdopodobnie więc wiążąc gorsze warunki odpływu z ewentualnymi trans-

gresjami łądolodu skandynawskiego, klimat okresu akumulacji piasków ze żwirami był cieplejszy niż okres powstania mułków. Dowodem w pewnym stopniu to potwierdzającym jest występowanie w piaskach przewarstwień mad z pyłkami drzew, korkiem *Betula* i *Alnus*, łądygami i szczątkami drewna.

Można zatem z dużym prawdopodobieństwem przypuszczać, że osady poziomu I stanowią jeden duży cykl sedymentacyjny. Zmienność osadów w tym cyklu uwarunkowana była m. in. zmianami warunków klimatycznych, tzn. zbliżaniem się strefy klimatu zimnego.

**Poziom II.** Kolejno młodsze osady występują we wszystkich otworach wiertniczych w postaci piasków różnoziarnistych i żwirów wzajemnie przeławiconych, z cienkimi wkładkami mułków (mady — ?), nieoznaczalnym detrytem roślinnym i ułamkami skorup mięczaków.

W skład żwirów wchodzi żwiry pochodzenia lodowcowego oraz żwiry skał miejscowych, tj. kredowych i trzeciorzędowych.

We frakcji powyżej 4 mm, zbadanej w 84 próbkach, najwięcej jest żwirów skał kredowych (od 41% — otwór IV do 71% — otwór I). Są to głównie żwiry wapieni i opok o różnym stopniu obtoczenia, zależnym od wielkości żwirów. Żwiry mniejsze, do 3 cm średnicy, są dobrze obtoczone, kształtu dyskoidalnego. Żwiry większe są obtoczone gorzej i można je często określić jako gruz kredowy; są one przeważnie płaskie. Żwiry kredowe o średnicy największej (do 8 cm) występują w osi doliny (otwór IV) i w jej przystokowej części (otwór I).

Wśród żwirów pochodzenia skandynawskiego przeważają twardsze odmiany skał krystalicznych, wapienie krystaliczne, piaskowce kwarcytowe i kwarcyty. Żwiry te są dobrze obtoczone. Ich ilość waha się od 23% (otwór I) do 44% (otwór III) w poszczególnych otworach, a w poszczególnych próbkach tylko w kilku miejscach osiąga 50%. Największą średnicę (do 8 cm) stwierdzono w otworze III na głębokości 24,5÷25,5 m i w otworze IV na głębokości 24,6÷26,0 m.

Do żwirów skał trzeciorzędowych, występujących w ilości 3÷10%, należą dobrze obtoczone żwiry wapieni litotamniowych i serpulowo-mszywiolowych, osiągające w otworze I na głębokości 26,5÷27,0 m do 3 cm średnicy, żwiry piaskowców kwarcytowych o charakterystycznym miodowym zabarwieniu, kwarcie dobrze obtoczone o matowej powierzchni, lidyty, rogowce i żwiry innych skał ciemnych nie dających się bliżej makroskopowo zdefiniować.

Maksymalne rozmiary żwirów skał trzeciorzędowych osiągają 7 cm (otwór III, głębokość 25,0÷25,5 m).

W otworze IV na głębokości 24,6÷26,0 m, w piasku drobnoziarnistym barwy ciemnoszarej, oprócz wspomnianych już wyżej żwirów skał krystalicznych do 7 cm średnicy, występują toczące utwory gliniaste, wapniste, szarego, podobnego do gliny zwałowej, z okruchami skał północnych. Skład petrograficzny dwu próbek pobranych z tej głębokości wykazał uderzająco dużo żwirów skał skandynawskich (63%), przy równej ilości pozostałych składników, wliczając w to toczące jako osobną grupę.

Powierzchnia stropowa osadów poziomu II występuje na wysokości 156,5÷173,5 m n.p.m., a miąższość ich waha się od 7,5 m (otwór V) do 32 m (otwór I).

W świetle powyższych uwag wydaje się, że geneza osadów poziomu II jest podobna do genezy osadów piaszczysto-żwirowych poziomu I. Przemawia za tym podobny charakter materiału, wielkość ziarna, skład petrograficzny żwirów, warunki zalegania itp.

Byłyby to zatem osady rzeczne i jako takie określają w pewnym stopniu warunki paleogeograficzne okresu ich powstania. Najistotniejszym z nich jest swobodny odpływ wód płynących ku północy. Rzeka erodowała już nie tylko podłoże, zbudowane ze skał trzeciorzędu i kredy, ale również z osadów poziomu I. Dlatego też w osadach poziomu II znajduje się wiele żwirów roztockich skał trzeciorzędowych. Nie należy jednak wykluczać, że część z nich została przyniesiona w tym okresie z miejsca ich pochodzenia. Podobieństwo osadów obu poziomów uzasadnia również przypuszczenie, że osady młodszego poziomu zostały osadzone przez rzekę o podobnym spadku, podobnej sile i ilości wody do wód, które osadziły piaski ze żwirami poziomu I. Malejąca ku górze wielkość ziarna i fakt, że osady przechodzą stopniowo w mułki z florą arktyczną, o czym będzie mowa niżej, świadczy o wzrastającym wpływie klimatu chłodnego a następnie zimnego.

Na podkreślenie zasługuje wyraźne poszerzenie doliny w początkowym okresie akumulacji osadów poziomu II. Zadecydowała o tym erozja boczna, głównie we wschodniej części doliny. Erozja wgłębna była również intensywna, dowodem czego jest zniszczenie większości mułków poziomu I w otworze I.

**P o z i o m III.** Wyżej leżą mułki, mułki ilaste i mułki piaszczyste, na ogół o rytmicznym, warwowym warstwowaniu i zabarwieniu szarym, niebieskawym i zielonoszarym, jaśniejącym ku dołowi. Mułki są plastyczne, miejscami bezstrukturalne, miejscami niewyraźnie cienko smugowane zmiennym zabarwieniem. Zawierają one smugi, do kilku milimetrów grubości, brunatnej substancji organicznej, głównie mchów. W jednej z próbek stwierdzono (analiza Z. Kopikowej, 1960; otwór II, głębokość 10,9–11,8 m) duże ilości cyst glonów podobnych do arktycznych *Chrysomonadinae*.

Mięszość osadów poziomu III wynosi od 2,0 (otwór I) do 13,6 m (otwór IV), a powierzchnia stropowa znajduje się na wysokości około 177,5 m n.p.m.

Opisane wyżej osady są szeroko znane w dolinie Wieprza jako „mułki dryasowe“, szczegółowo zbadane zwłaszcza na pobliskim przekroju w Tarzymiechach (A. Jahn, 1952, 1956; A. Środoń, 1954; J. Dylik, 1956). Dokładnie rozpatrywane warunki ich powstawania doprowadziły do wniosku, że tworzyły się one w rozlewiskach wolno płynących rzek i płytkich zabagnionych jeziorach. Materiał mineralny w znacznym stopniu pochodził z transportu eolicznego.

**P o z i o m IV.** Osady kolejno młodszego poziomu składają się z trzech warstw piaszczystych: dolnej, środkowej i górnej, rozdzielonych dwiema warstwami lessu. Pełny profil osadów poziomu I znajduje się w otworach I, II i V.

Dolna warstwa piaszczysta składa się z piasków drobnoziarnistych, dobrze wysortowanych, żółtawych i brązowożółtawych, bezwapiennych (otwory I i V). W otworze II odpowiada im zapewne warstwa piasku



drobnoziarnistego ze żwirem kredowym do 0,5 cm wielkości. Miąższość dolnej warstwy piaszczystej wynosi od 0,5 m (otwór II) do 2,5 m (otwory I i V).

Dolną warstwę piaszczystą przykrywa warstwa lessu wykształconego w facji subaeralnej (otwory I, IV) i aluwialnej (otwory II i V). Less facji subaeralnej jest żółtobrazowawy, w stropie bezwapienny (zwietrzały). Jego miąższość wynosi 2 m. Less facji aluwialnej jest drobno, regularnie warstwowany, z cienkimi warstwami piasku. W otworze V less ten, być może, jest częściowo soliflukcyjny, o czym świadczą zaobserwowane w większych próbkach odpowiednie struktury.

Less facji aluwialnej jest wapnisty. Jego miąższość wynosi 1,5 m, a powierzchnia stropowa leży nieco niżej (178,0 m i 176,0 m) niż powierzchnia stropowa lessu facji subaeralnej (180 m n.p.m.).

Środkowa warstwa piaszczysta wykształcona jest w postaci piasków drobnoziarnistych, jasnożółtych z poziomami orsztynu w górnej części (otwór I) i przewarstwieniami (?) mułku (otwór V). W otworze II piasek jest drobnoziarnisty ze zwiększającą się ku dołowi ilością piasku średnioziarnistego i żwiru. Żwir we frakcji powyżej 4 mm, zbadany w czterech próbkach, składa się ze żwirów kredowych, słabo obtoczonych, przeważnie płaskich, do 8 cm średnicy (99%) i żwirów skał trzeciorzędowych (1%). Żwirów skał krystalicznych we frakcji tej nie stwierdzono.

Miąższość środkowej warstwy piaszczystej waha się od 0,5 (otwór V) do 4,7 m (otwór II). Jest ona nieco wapnista, a tylko w otworze II, na głębokości 3,0÷4,5 m bezwapienna.

Środkowa warstwa piaszczysta przykryta jest bądź to lessiem subaeralnym (otwory II i V), bądź też soliflukcyjnym (otwór I). Less ten jest wapnisty, barwy żółtej, od 1,0 m (otwór I) do 1,9 m (otwór II) miąższości. Osad ten tworzy powierzchnię tarasu w dolinie Wieprza, na którym znajduje się Stężyca. Jest to główny taras plejstoceniński. W krawędzi jego znajduje się szereg odsłoneń, w których widoczne są różne warstwy omawianego poziomu IV oraz mułki dryasowe.

Najmłodszym osadem plejstocenińskim są piaski górnej warstwy piaszczystej. Są one przeważnie drobnoziarniste z wkładkami mułków, a także żwirów i drobnego rumoszu skał kredy. Na przekroju tworzą one pokrywę powierzchniową w środkowej i wschodniej jego części (otwory III—V). Skład petrograficzny frakcji powyżej 4 mm dwóch próbek z otworu II wykazał 99% żwirów skał kredowych, 1% żwirów skał trzeciorzędowych oraz brak żwirów skał krystalicznych. Miąższość górnej warstwy piaszczystej osiąga na przekroju 5,5 m i stanowi w dolinie Wieprza, pomiędzy Krasnymstawem a Trawnnikami, miąższość zbliżoną do maksymalnej. W dziesiątkach odsłoneń położonych w pobliżu linii przekroju miąższość tych osadów wynosi zazwyczaj 2÷3 m.

Geneza osadów poziomu IV była wielokrotnie opisywana (J. Dylík, 1955; A. Jahn 1956; J. E. Mojski, 1961). Dwa poziomy lessu są osadem subaeralnym, zróżnicowanym facjalnie w zależności od środowiska, w jakie dostawał się pył z powietrza. Trzy warstwy piaszczyste są osadem akumulacji wodnej, w osiowej części doliny zapewne rzecznej, w częściach brzeżnych — stokowej. Najbardziej zróżnicowane facjalnie są piaski warstwy górnej. Można w nich wyróżnić zarówno osady rzeczne, jak też stokowe i jeziorne.

## WIEK OSADÓW

Wobec braku szczątków flory i fauny określających wiek rozpoznanych na przekroju osadów, wypada zanalizować w tym celu skład petrograficzny zwłaszcza osadów poziomu I, najstarszego.

Osady te, jak stwierdzono wyżej, we frakcji powyżej 4 mm, nie zawierają żwirów skał skandynawskich. Cecha ta upodabnia je do utworów określonych jako „preglacjalne“. Zgodnie z badaniami J. Lewińskiego (1928, 1929), E. Rühlego (1955, 1957, 1961), S. Z. Różyckiego (1961) i innych, osady preglacjału można scharakteryzować jako osady nie zawierające żwirów skał skandynawskich i leżące w pewnym stałym we wszystkich znanych miejscach położeniu geologicznym. W Polsce środkowej (Warszawa, Garwolin, okolice Kozienc, dolna Pilica) leżą one mianowicie na utworach trzeciorzędowych różnego wieku i tworzą powierzchnię opadającą stopniowo z południa ku północy, powstałą wskutek akumulacji wód płynących w warunkach stożków napływowych (?). Jak wynika z prac E. Rühlego, powierzchnia ta rozcięta została procesami erozji, głównie wgłębnej, działającymi przede wszystkim w okresie interglacjału wielkiego (Mindel-Riss). Stąd w powierzchni podczwartorzędowej tych obszarów utwory preglacjału tworzą miejsca wyniesione, a depresje (doliny ?) ukazują na swych zboczach i w dnie utwory trzeciorzędu a nawet kredy.

Należy dodać, że przewodnią cechą osadów preglacjału, tj. brak żwirów skał skandynawskich, określano dotychczas, jak się zdaje, jedynie na drodze wizualnej oceny, bez ilościowych badań składu petrograficznego żwirów. Stąd ewentualna nikła domieszka żwirów takich skał mogła uchodzić uwadze badającego. Zresztą z niektórych profili osadów, uznanych za preglacjalne (np. okolice Białobrzegów nad Pilicą — E. Ciuk, E. Rühle, 1952), wymieniane są żwiry skał krystalicznych.

W celu uzyskania materiału porównawczego, zbadano skład petrograficzny żwirów we frakcji 2÷4 mm i osobno we frakcji powyżej 4 mm, pochodzących z osadów preglacjalnych w Zofianowie koło Garwolina i Zadębcach koło Hrubieszowa.

Osady preglacjału w Zofianowie występują w otworze wiertniczym zbadanym przez S. Gadomską (1959). Ich charakterystyka litologiczna i położenie geologiczne odpowiadają osadom preglacjalnym okolic Kozienc i Warszawy. Leżą one bowiem na płaskiej powierzchni podplejstoczeńskiej i rozcięte są erozją w interglacjale wielkim. Badaniom poddano żwiry odsiane z dziewięciu próbek piasku. We frakcji ponad 4 mm nie zawierały one żwirów skał krystalicznych, we frakcji poniżej 4 mm stwierdzono natomiast w sumie kilkanaście tylko okruchów takich skał ze wszystkich próbek łącznie.

Osady preglacjału w Zadębcach koło Hrubieszowa, opisane przez M. Prószyńskiego (1952) i J. E. Mojskiego (w druku), odsłaniają się na wschodnim zboczu doliny Białki, około 2 km powyżej Nieleddwi. Składają się z piasku średnioziarnistego i gruboziarnistego, warstwowanego przekątnie, dobrze obtoczonego, ze żwirami kredy i skał trzeciorzędowych (wapienie serpulowe, krzemienie, lidyty). W osadach występują szczątki *Ursus etruscus* Cuvier i *Valvata bronni* (M. Prószyński, 1952).

Z faktu, że żwiry odsłaniają się wysoko i bezpośrednio na powierzchni skał wieku kredowego, należy wnosić, że ich położenie geologiczne odpowiada położeniu osadów preglacjalnych typu Kozienic.

Z odsłonięcia o wysokości około 5 m pobrano 4 próbki. Analiza petrograficzna frakcji 2-4 mm i powyżej 4 mm dała wynik jednakowy, tj. zupełny brak żwirów skał krystalicznych.

Powyższe dodatkowe obserwacje świadczą, że osady preglacjalne typu kozienickiego we frakcji poniżej 4 mm mogą zawierać minimalną domieszkę żwirów skał krystalicznych pochodzenia skandynawskiego (Białobrzegi, Zofianów), jak również nie zawierać ich wcale (Zadębce). Stąd wypływa wniosek, że domieszka taka rzędu promille, albo jej brak nie mogą być przewodnią cechą osadów preglacjalnych Polski środkowej.

Wyjaśnienie pochodzenia żwirów skał krystalicznych w utworach preglacjalnych wymaga odrębnych badań, przeprowadzonych na większym i odpowiednio zebranych materiale dowodowym. Jednakże jeden moment wart jest już podkreślenia. Otóż żwiry te znajdują się, przynajmniej jak dotychczas, tylko w próbkach z otworów wiertniczych. Przypuszczać można, że osady preglacjalne mogą być zanieczyszczone materiałem obsypującym się ze ściany z góry podczas głębienia otworu. Gdyby tak było rzeczywiście, cały problem byłby prosty i można byłoby przyjąć, że utwory preglacjalne pozbawione są zupełnie żwirów skał krystalicznych.

Tak więc skład petrograficzny żwirów preglacjalnych najprawdopodobniej nie może stanowić kryterium przy próbach korelacji różnych stanowisk i ich stratygrafii. Pozostaje jednak inna cecha uznawana za przewodnią, tj. położenie geologiczne. I tu okazuje się, że warunki występowania preglacjału w dolinie Wieprza są zasadniczo inne aniżeli preglacjału typu Kozienic, południowego Mazowsza w ogóle i Wyzyny Lubelskiej. Nigdzie bowiem osady te nie wypełniają tak jak w omawianym przekroju głębokiej doliny w powierzchni podczwartorzędowej. Wolno zatem wypowiedzieć przypuszczenie, że położenie takie świadczyć może o redepozycji osadów preglacjalnych typu Kozienic. Istnieją więc zapewne dwie różnowiekowe serie osadów preglacjalnych. Starsza — seria „kozienicka“ o opisanych wyżej cechach występowania, miejscami mogąca zawierać minimalną domieszkę żwirów skał krystalicznych we frakcji poniżej 4 mm i młodsza — seria „krasnostawska“, wypełniająca dna dolin rozcinających powierzchnie osadów preglacjalnych serii kozienickiej. Powstanie obu serii oddziela okres, w którym nastąpiło zniszczenie osadów serii kozienickiej w miejscach, gdzie tworzyły się głębokie, jak wskazuje opisywany przekrój, doliny rzeczne.

Odpowiednikami serii kozienickiej byłyby na Wyzynie Lubelskiej żwiry preglacjalne Zadębiec, a także żwiry Hołubia i Sulowa (A. Jahn, 1956), leżące wysoko ponad dnami dolin w powierzchni podczwartorzędowej. Serii krasnostawskiej mogą odpowiadać natomiast żwiry i mułki leżące w dnie doliny Bystrzycy na południe od Lublina (J. Lewiński, 1928) i, być może, w dolinie Wieprza („żwiry kredowe ze szczątkowym materiałem skandynawskim“ — A. Jahn, 1956) w przekroju Tarzymiech. Z tego ostatniego miejsca brak jest bliższych danych, dotyczących ilości materiału skandynawskiego i wielkości żwirów w tym poziomie o miąż-

Stratygrafia czwartorzędu na przekroju Stężycy w dolinie Wieprza

Okres	Wiek	Osady i procesy w dolinie Wieprza	
Czwartorzęd Pleistocen	Holocen	Piaski, mady i torfy tarasu zalewowego	
	Zlodowacenie bałtyckie	Schyłek zlodowacenia	Górna warstwa piaszczysta
		Stadiał główny	Less
		Interstadiał/interglacjał?/oryniacki	Środkowa warstwa piaszczysta Erozja; wietrzenie
		Stadiał starszy	Less
	Interglacjał eemski	Dolna warstwa piaszczysta Erozja	
	Zlodowacenie środkowopolskie	Mułki dryasowe	poziom III
	Interglacjał wielki	Piaski, piaski ze żwirami Erozja wgłębna i boczna	Utwory organogeniczne w Tarczyniechach i Sernikach
	Zlodowacenie południowopolskie	W Stężycy osady nieznanne	Iły zastoiskowe i glina zwałowa w Sernikach
	Interglacjał najstarszy (kromerski)		? – Piaski, piaski ze żwirami z obfitym materiałem krystalicznym i mułki w Sernikach
Zlodowacenie najstarsze	Erozja wgłębna		
Okres z klimatem ciepłym (tegeleń – ?)	Mułki Piaski ze żwirami	seria krasnostawska (poziom I)	
Okres z klimatem chłodnym (zimnym? – E. Rühle, 1957; A. Jahn, 1960)	Erozja wgłębna Piaski ze żwirami i żwiry (poza obszarem doliny)	seria kozienicka (preglacjał s. s.)	
Trzeciorzęd	Pliocen	Erozja	

szości zaledwie 1,4 m. A. Jahn uważa go zresztą za młodszy. Również z innych wierceń w dolinie Wieprza, od jego źródeł aż przynajmniej po Lubartów, utwory preglacjalne nie są znane. Brak ich w Łańcuchowie (E. Rühle, 1956) i Sernikach (W. Karaszewski, 1954, oraz profile nowych otworów wiertniczych wykonanych przez Instytut Geologiczny w 1962 r.).

Dla ścisłości należy dodać, że z 4 otworów w Tarzymiechach tylko dwa przebiły czwartorzęd. Wydaje się, że nie należy wykluczyć tam możliwości występowania osadów preglacjalnych po zachodniej stronie doliny, poniżej głębokości 52 m, jaką osiągnął otwór IV.

Korelacja obu serii preglacjalnych z najniższym plejstocenem może być w chwili obecnej tylko hipotetyczna. Górną granicą wieku mułków z doliny Wieprza może być początek okresu zimnego, odpowiadającego zlodowaceniowi najstarszemu, który poprzedzał zlodowacenie południowopolskie. Dowodem tego jest ponownie opracowywany przekrój Sernik, gdzie, jak wykazały nowe wiercenia pod gliną zwałową zlodowacenia południowopolskiego (wiek taki określa fakt, że glina przykryta jest utworami organogenicznymi interglacjalnymi wielkiego — M. Sobolewska, 1956), leży 80 metrowej miąższości seria osadów akumulacji rzecznej i zastoiskowej, w znacznej części żwirowo-piaszczystych, z dużą domieszką żwirów skał krystalicznych. Seria ta mogła powstać najpóźniej w interglacjale najstarszym, poprzedzającym zlodowacenie południowopolskie. Jeśli tak, to poziom krasnostawski preglacjalny musi być w całości starszy od tych osadów. Jego młodsza, mułkowa część odpowiadałaby zatem zlodowaceniowi najstarszemu, a część żwirowo-piaszczysta okresowi cieplejszemu, poprzedzającemu to zlodowacenie (tabela 1).

Krótkiego omówienia wymaga uzasadnienie wieku osadów poziomu II podanego w tabeli 1. Datowanie ich na interglacjal wielki wynika z faktu, że są osadem rzeczonym i stanowią początek cyklu sedymentacyjnego, którego zakończenie stanowią mułki dryasowe (poziom III), uznane powszechnie za odpowiednik zlodowacenia środkowopolskiego (A. Jahn, 1956; A. Środoń, 1954). Można by przypuszczać, że z interglacjal wielkiego pochodzą podobne osady podścielające mułki dryasowe w Tarzymiechach. Jednak A. Jahn (1956) uznał je za fluwioglacjal powstały podczas recesji lądolodu zlodowacenia południowopolskiego na tej podstawie, że między nimi a mułkami dryasowymi występuje w jednym z otworów warstwa torfu, którego diagram pyłkowy wskazuje ocieplenie ku górze, a wiek określono na początek ciepłego wahnięcia w schyłkowej części zlodowacenia południowopolskiego (A. Środoń, 1954), albo początek interglacjal wielkiego (A. Jahn, 1956). Takiemu datowaniu poziomu II w przekroju Stężycy przeczy świadczące o ciągłości sedymentacyjnej, stopniowe przejście jego osadów w mułki dryasowe. Rozwiązania powyższej trudności można szukać, przyjmując dwie możliwości:

1. Torf w Tarzymiechach przedziela dwie serie piaszczysto-żwirowe osadzone w okresie pomiędzy zlodowaceniem południowopolskim i środkowopolskim. Seria starsza występuje w Tarzymiechach, a młodsza w Stężycy.

2. Obie serie powstały w tym samym czasie, a torf jest odpowiednikiem cieplejszego wahnięcia klimatycznego na początku zlodowacenia,

środkowopolskiego. Wymagałoby to rewizji stanowiska zajmowanego w tej kwestii przez paleobotaników.

Druga możliwość wydaje się bardziej prawdopodobna. Jednak definitywne rozstrzygnięcie zagadnienia możliwe jest tylko w wyniku dalszych badań, uwzględniających również prace wiertnicze.

Uzasadnienie wieku mułków dryasowych (poziom III) nie wymaga wyjaśnień. Osady te powszechnie uznawane są za zlodowacenie środkowopolskie, a przekrój Stężycy zdaje się to potwierdzać<sup>1</sup>.

W poziomie IV na uwagę zasługują dwie serie utworów lessowych. Obie należy odnieść do zlodowacenia bałtyckiego. Piaski podścielające less dolny powstały zapewne u schyłku interglacjału eemskiego, a piaski przedzielające w głównym interstadiale zlodowacenia bałtyckiego. Interstadiał ten w profilach lessu dorzecza dolnej Huczwy wyraził się profilami gleby ikopalnej o cechach gleby interglacjalnej (J. E. Mojski, w druku). Górna warstwa piaszczysta, zgodnie z dotychczasowymi wynikami różnych prac (A. Jahn, 1956; J. Dylík, 1955, 1956; J. E. Mojski, 1961), powstała u schyłku zlodowacenia bałtyckiego.

Zakład Zdjęć Geologicznych Niżu  
i Badań Czwartorzędu I.G.

Nadesłano dnia 20 kwietnia 1963 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- AREŃ B. (1962) — Miocen Roztocza Lubelskiego pomiędzy Sanną i Tanwią. Pr. Inst. Geol., 30, cz. III, p. 5—55. Warszawa.
- CIUK E., RÜHLE E. (1962) — Dwa przekroje przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami. Biul. Państw. Inst. Geol., 68, p. 199—217. Warszawa.
- DYLIK J. (1955) — Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane. Biul. perygl., nr 2, p. 15—32. Warszawa.
- DYLIK J. (1956) — Struktury peryglacjalne w Tarzymiechach i ich znaczenie dla morfogenezy i stratygrafii czwartorzędu. Biul. perygl., nr 4, p. 15—30. Warszawa.
- GADOMSKA S. (1959) — Osady czwartorzędowe w rejonie Garwolina. Prz. geol., 7, p. 55—56, nr 12. Warszawa.
- JAHN A. (1952) — Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1:300 000 Zamość. Biul. Państw. Inst. Geol., 66, p. 407—452. Warszawa.
- JAHN A. (1956) — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 7. Warszawa.
- JAHN A. (1960) — The oldest periglacial period in Poland. Biul. perygl., nr 9, p. 159—162. Warszawa.
- JAHN A., TURNAU-MORAŃSKA M. (1952) — Preglacjał i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 269—299. Warszawa.
- KARASZEWSKI W. (1964) — O obecności dwóch starszych interglacjałów w profilu Syrnik nad Wieprzem. Biul. Państw. Inst. Geol., 69, p. 167—169. Warszawa.

<sup>1</sup> Tym samym wycofuję się z poglądu o posemskim wieku mułków dryasowych (J. E. Mojski, 1961).

- LEWIŃSKI J. (1928a) — Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. Sprawozd. Tow. Nauk. Warsz., 21, p. 11—18. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1928b) — Utwory preglacjałne i glacjałne Piotrkowa i okolic. Sprawozd. Tow. Nauk. Warsz., 21, p. 49—65. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1929) — Die Grenzsichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. Z. Geschiebeforsch., 5, p. 88—93. Berlin.
- MOJSKI J. E. (1961) — Stratigraphy of cryoturbate structures in the Würm-age deposits in the southern part of the Dorohucz basin (Lublin Upland). Biul. perygl., nr 10, p. 235—256. Warszawa.
- MOJSKI J. E. (w druku) — Stratygrafia lessu w dorzeczu dolnej Huczwy. Biul. Inst. Geol. Warszawa.
- PRÓSZYŃSKI M. (1962) — Sposrżezżenia geologiczne z dorzecza Bugu. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 313—340. Warszawa.
- RÓZYCKI S. Z. (1961) — From the Baltic to the Tatras. Part II, 1, Middle Poland. Guide — book of Excursion. VIth Congress INQUA.
- RÜHLE E. (1965) — Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945—1963. Biul. Państw. Inst. Geol., 70, p. 13—52. Warszawa.
- RÜHLE E. (1966) — Profil geologiczny osadów interglacjałnych w Olszewicach koło Tomaszowa Mazowieckiego i w Łañcuchowie nad Wieprzem. Biul. Inst. Geol., 100, p. 263—268. Warszawa.
- RÜHLE E. (1967) — Mapa utworów czwartorzędowych w skali 1:2 000 000. Biul. Inst. Geol., 118, p. 489—523. Warszawa.
- RÜHLE E. (1961) — Fifteen years of quaternary research in Poland, reviewed on the background of the general development of quaternary geology (1945—1960). Pr. Inst. Geol., 34, p. 589—650. Warszawa.
- SOBOLEWSKA M. (1966) — Roślinność plejstocenska z Syrnika nad Wieprzem. Biul. Inst. Geol., 100, p. 143—156. Warszawa.
- SRODOŃ A. (1964) — Flory plejstocenske z Tarzymiechów nad Wieprzem. Biul. Inst. Geol., 69, p. 5—55. Warszawa.

Юзеф Эдвард МОЙСКИ

**ДРЕВНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНЕ ВЕПША В ОКРЕСТНОСТЯХ  
г. КРАСНЫСТАВ**

**Резюме**

На Люблинской возвышенности в долине Вепша, ниже г. Красныстав (фиг. 1) на основании профилей пяти буровых скважин выделяются четыре горизонта плейстоценовых образований, залегающих на поверхности мела, образующей дочетвертичную долину глубиной свыше 100 м (фиг. 2).

Горизонт I (самый древний) расположен в дне упомянутой долины. В нижней части этот горизонт представлен песками, песками с гравием и гравием, а в верхней — суглинками. Петрографический состав гравия размером более 4 мм (фиг. 3) свидетельствует о ледниковом возрасте горизонта (отсутствие материала ледникового происхождения) и его речном генезисе (наличие гравия третичных и кампанских отложений, распространенных только лишь на Розточе (фиг. 4)).

Доледниковые отложения в своих классических обнажениях (Козенице и другие районы Южного Мазовша, окрестности Варшавы — Я. Левиньски, 1928b, 1929; Э. Рюле, 1955, 1961) залегают, однако, в других геоморфологических условиях, так как распространены на территории, простирающейся между ископаемыми долинами, выделяющимися в рельефе подчетвертичной поверхности. Следовательно, различное геологическое залегание доледниковых образований в долине Вепша по отношению к аналогичным образованиям классических районов свидетельствует о переотложении и разном возрасте первых. Аккумуляции доледниковых отложений „красноставского” типа предшествовала интенсивная глубинная эрозия, которая расчленила и частично уничтожила доледниковые образования „козеницкого” типа.

Речное происхождение доледниковых песков и гравия „красноставского” типа в рассматриваемом разрезе является доказательством свободного стока вод к северу. Следовательно, это может указывать на палеогеографические, а тем самым и климатические условия, сближенные, по всей вероятности, к межледниковым условиям. Этому не противоречит наличие в песках с гравием глинисто-„мадовых” прослоев с *Betula* и *Alnus* и спороморфами *Pinus*, *P. haploxyton*, *Sciadopitys*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga* и др. Изменение сверху типа осадков, отсутствие в них пылицы, появление солифлюкционных (?) структур и переотложенного материала склонов (напр. фораминиферы маастрихта) свидетельствуют о ухушении климатических условий.

Возрастную корреляцию отложений горизонта I и низов плейстоцена долины Вепша, известного из разреза Сырник (В. Карашевски, 1954; М. Соболевска, 1956 и новые бурения пройденные в 1962 году), с подразделением нижнечетвертичных образований, приводится в табл. 1.

Горизонт II образуют пески с гравием, отвечающие по крайней мере части большого межледниковья, о чем свидетельствуют постепенный их переход в образования горизонта III, в так называемые „дриасовые суглинки”, образования которых повсеместно связывается также на основании палеоботанических исследований (А. Сыродонь, 1954) с среднепольским оледенением (Рисс). Ээмское межледниковье или по крайней мере его младшая часть представлены нижними песками с гравием горизонта IV. Они перекрыты двумя горизонтами лесса, отвечающими двум главным стадиям балтийского оледенения (Вюрм), и разделены песками ориньякского межстадиала (межледниковья? — Ю. Э. Мойски, в печати). Верхний лесс перекрывают делювиальные и аллювиальные пески, образовавшиеся под конец балтийского оледенения (А. Ян, 1956; Я. Дылик, 1955, 1956; Ю. Э. Мойски, 1961).

Józef Edward MOJSKI

### OLDEST PLEISTOCENE FORMATIONS IN THE WIEPRZ RIVER VALLEY NEAR KRASNYSTAW

#### S u m m a r y

In the Wieprz river valley, north of Krasnystaw, Lublin Upland area (Fig. 1), four horizons of the Pleistocene formations have been distinguished on materials from five bore hole profiles. The Pleistocene sediments rest here on the Cretaceous deposits and form a Pre-Quaternary valley reaching over 100 m in depth (Fig. 2).



The oldest horizon I occurs at the bottom of the valley mentioned above. At the lower part it consists of sands, sands with gravels and gravels, at the upper part are found silts. The petrographical composition of gravels in the fraction above 4 mm (Fig. 3) proves the Preglacial age of the horizon (lack of material of glacial, Scandinavian origin) and its fluvial genesis (presence of gravels of both Tertiary and Campian rocks occurring only in the Roztocze area — Fig. 4).

The Preglacial sediments are found in their classical occurrence sites (Kozienice and other points in the southern Mazowsze, vicinities of Warsaw — J. Lewiński, 1928b, 1929, E. Rühle, 1955, 1961) in other geomorphological situation, since they occur in the areas stretching between buried valleys reflected in the relief of the sub-Quaternary surface. Hence, the different geological situation of the Preglacial sediments occurring in the Wieprz river valley, from that of similar sediments of the classical sites, proves the redeposition and various age of the former. The period of accumulation of the Preglacial sediments of "Krasnystaw type" was preceded by a period of intense deep erosion, which cut and partly destroyed the Preglacial sediments of "Kozienice type".

The fluvial genesis of the Preglacial sands and gravels of "Krasnystaw type", shown on the profile under discussion, may prove the reflux of waters in a northern direction, thus, it may point at the palaeogeographical, i.e. also at the climatic conditions, related in all probability with the Interglacial ones. Presence of clayey-muddy intercalations containing *Betula* and *Alnus* and sporomorphs of *Pinus*, *Pinus t. haploxyylon*, *Sciadopitys*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga* and others within sands and gravels, does not deny this assumption. Changing of sediments towards the top, lack of pollens, occurrence of solifluction (?) structures and of slope material (f.e. Maestrichtian foraminifers) in the secondary deposit, all this proves deterioration of climatic conditions.

The age correlation of sediments of horizon I and of sediments of the lowermost Pleistocene in the Wieprz river valley, known from the profile of Syrnik (W. Karaszewski 1954, M. Sobolewska 1956 and new bore hole completed in 1962) is shown together with the subdivision of the Lower Quaternary on Tab. 1.

Horizon II is built up of sands with gravels, corresponding at least to a part of the Great Interglacial, what is proved by gradual transition into the deposits of horizon III, i.e. into the so-called "Dryas silts" which on the basis of palaeobotanical analysis (A. Srodoń, 1954) are thought to originate from the Middle Polish Glaciation (Riss). The Eemian Interglacial, or at least its younger part, is represented by lower sands with gravels of horizon IV. These are covered by two loess horizons corresponding with two main stages of the Baltic Glaciation (Würm) and separated by sands of the Aurignacian Interstadial (Interglacial? — J. E. Mojski, in print). The upper loess is covered by slope and alluvial sands formed at the decline period of the Baltic Glaciation (A. Jahn, 1956; J. Dylík 1955, 1956; J. E. Mojski, 1961).