

LUDWIK SAWICKI

Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L_3) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa

Materiały do znajomości stratygrafji dyluwjum oraz paleomorfologii
okolic Krasnegostawu, Zamościa i Tomaszowa Lubelskiego.

(Z 10 figurami).

La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que
le Cracovien (L_3) à Huszczka Wielka (district Zamość).

Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire et
de la paléomorphologie de la région de Krasnystaw, Zamość et To-
maszów (voïévodie Lublin).

(Avec 10 fig.).

KRAKÓW 1933

OSOBNE ODBICIE Z IX. ROCZNIKA POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
Z ROKU 1933

EXTRAIT DU TOME IX. DES ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
ANNÉE 1933 CRACOVIE



13 1434

Ludwik Sawicki.

Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L₃) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa.

Materiały do znajomości stratygrafji dyluwjum oraz paleomorfologii okolic Krasnegostawu, Zamościa i Tomaszowa Lubelskiego.

(Z 10 figurami).

La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que le Cracovien (L₃) à Huszczka Wielka (district Zamość).

Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire et de la paléomorphologie de la région de Krasnystaw, Zamość et Tomaszów (voïévodie Lublin).

(Avec 10 fig.).

W związku z badaniami geomorfologicznymi, jakie od kilku lat prowadzę na obszarze Wołynia oraz przyległym doń odcinku północnej krawędzi Podola, w lecie 1931 r. udałem się na teren lubelszczyzny i Rostocza, w celu zebrania materiałów porównawczych. Okoliczności tej zawdzięczam odkrycie, w miejscowości Huszczka Wielka (ok. 4 km na W od m-ka Skierbieszów i ok. 17 km na NNE od Zamościa), profilu utworów dyluwjalnych, w którym stwierdziłem obecność dwóch różnowiekowych poziomów moreny dennej. Ze względu na ważne znaczenie tego profilu dla kwestji stratygrafji dyluwjum Polski — w lecie 1932 r. odwiedziłem go powtórnie, celem skontrolowania i, ewentualnie, uzupełnienia poczynionych w r. ub. spostrzeżeń. W międzyczasie wykopy znajdujące się u podstawy profilu oraz dolna część ściany tegoż, zostały przez właściciela gruntu zasypane, zniwelowane i obsiane zbożem. Mimo tych zmian,

zamierzone badania dodatkowe, w takim zakresie, w jakim to było niezbędne, zostały wykonane.

* * *

Wieś Huszczka Wielka leży w pd.-zach. partji wyniosłego płatu wyżynnego, którego krawędź pd., wzniesiona pod Dębowcem na $+311\text{ m}$, stromo opada ku tarasom preglacjalnej doliny Łabuńki, prawobrzeżnego dopływu Wieprza. Na N od Huszczki Wielkiej, pomiędzy Zabytowem a Orłowem Murowanym nad Wolicą (prawy dopływ Wieprza), znajduje się punkt kulminacyjny omawianego terenu, oznaczony kotą $+331\text{ m}$. Tak znaczne wzniesienie nad p. m., charakterystyczne dla Roztocza okolic Szczebrzeszyna, nasuwa przypuszczenie, iż teren ten łącznie z przyległym od pn. i zach. (W Tarnogóry), przedstawia pozostałość części pn.-wsch. skrzydła wału Roztocza, odciętego i pociętego przez erozję wgłębną Poru, Wieprza, Łabuńki oraz lewobrzeżnych dopływów Huczwy. Mimo znacznego złagodzenia pierwotnej ostrości reljefu przez utwory lodowcowe, fluwjoglacjalne i less, rzeźba terenu omawianego jest wielce urozmaicona. Maksymalne wysokości względne wahają się w granicach od 90 do 140 m . Istnienie tak znacznych deniwelacji sprzyja rozwojowi procesu erozji wstecznej, którego dziełem są liczne i głębokie wąwozy, powstające na miejscach predysponowanych ukształtowaniem powierzchni podłoża preglacjalnego.

Warunki topograficzne profilu omawianego przedstawia załączona reprodukcja odcinka mapy w skali ok. $1:62.500$ (fig. 1) oraz zdjęcie sytuacyjne (fig. 2). Miejscu odkrywki odpowiada punkt (fig. 1) pomiędzy literą „1“ w napisie „Wielka“ (Huszczka), a wydrukowaną poniżej cyfrą „2“ — składową liczbą „42“. Wzniesienie i przebieg krawędzi ostrogi wału, w pd. zboczu którego znajduje się odkrywka, pokrywa się z warstwicą $+226\text{ m}$. Zatem, w stosunku do dna dolinki $+209\text{ m}$, ograniczającej ten wał od pn., wysokość jego względna wynosi $\pm 17\text{ m}$. Strop odkrywki, w partji najwyższej, znajduje się o około 7 m poniżej krawędzi ostrogi wału, co odpowiadałoby wzniesieniu *ca* 219 m n. p. m. Do powyższych danych dodam jeszcze, iż 0 Wolicy przy ujściu rzeczki, nad którą są położone wsie Huszczka Wielka (częściowo) i Huszczka Mała, leży w poziomie $+194\text{ m}$, 0 zaś Wieprza (w linii prostej na W od odkrywki, pod Trzymiechami) — w poziomie $+186\text{ m}$, i Wisły (w analogicznym stosunku do odkrywki, t. j. koło Annopola) w poziomie $+132\text{ m}$.

Długość odkrywki w tym stanie, w jakim ją zastałem w lecie 1931 r., wynosiła ok. 30 m, wysokość — partii środkowej — ok. 5 m. Na platformie, jaka powstała na skutek usunięcia części zbocza, u podstawy ściany odsłonięcia i w pasie peryferycznym plat-



Fig. 1. Odcinek mapy przedstawiający okolice wsi Huszczka Wielka.

Ok. 1:62.500.

Fot. L. Sawicki.

formy, znajdowały się doły, od 1 m do 2,5 m głębokości (przy ścianie części wsch.), pozostałe po eksploatacji glacyfluwjału (war-

Fig. 2. Widok na odkrywkę. Z lewej strony, w głębi, wies Huszczka Wielka.
Fot. L. Sawicki.



stwa 8-ma). Dzięki tym wykopom można przyjąć, iż maksymalna głębokość odkrywki wynosiła conajmniej 7 m.

Dolne poziomy ściany profilu, niemal na całej przestrzeni, były niedostępne wskutek zasypania przez osunięte zwały utwo-

rów górnej jego partji. Celem więc ustalenia przebiegu poszczególnych warstw wykonano szereg sondazy. W świetle ostatecznych wyników dwukrotnych, szczegółowych badań, stratygrafia utworów występujących w tym profilu przedstawia się — poczynając od góry — w sposób następujący:

1. Na zboczach odsłonięcia zmywy lessowe, w partji kulminacyjnej gleba holocenińska zmiennej grubości 30—50 *cm*.

2. Less eoliczny, w partji stropowej silnie zgliniony i odwapniony, barwy brązowej, niżej — niemal do spodu — żółtawo-brązowawej. W poziomie spągowym, najmniej zmienionym, barwy siwawej o odcieniu żółtawym. Less ten przedstawia utwór niemal w całości odwapniony i w dość znacznym stopniu zgliniony; zwięzły, pełen starych spękań (głównie pionowych), pozbawiony zupełnie typowej dla lessu młodszego górnego, nieregularnej włoskowatej porowatości (zrzadka występują proste kanaliki). Poziom spągowy wykazuje bardzo słabą zawartość CaCO_3 . Widoczna w odsłonięciu miąższość pokładu tego lessu wynosi 1 *m*.

3. Gleba kopalna o charakterze typowej bielicy lessowej; w poziomie stropowym — dość bogatym w zwęglone drobne okruchy drewna, pył węglowy (?) oraz ziarniste skupiny żelaziste — barwy sepiowej, dołem jasnosepiowej o odcieniu kremowawym. Utwór ten, składający się z piasku pyłowego kwarcowego, o ziarnach eolicznie ogładzonych (całkowicie pozbawiony grubszego materiału), tworzy warstwę ciągłą zmiennej grubości, nieprzekraczającej jednak 20 *cm*. Powierzchnia stropowa silnie zniszczona, pokryta kieszeniami lessu nadległego. Na zboczach odsłonięcia (części zach. i wsch. profilu) warstwa ta jest ścięta przez polessową denudację. Na kwas solny miejscami nie reaguje zupełnie, miejscami bardzo słabo (prawdopodobnie skutek nierównomiernej impregnacji węglanem wapniowym).

4. Less typu zboczowego, względnie utwór najbardziej zbliżony do tej facji lessu, o nieregularnym, drobno-soczewkowatym, falisto-cienkosłoistym uwarstwieniu soliflukcyjnego charakteru. Główną masę tego utworu stanowi pył kwarcowy z nieznaczną domieszką bardzo miążkiego piasku kwarcowego o ziarnach eolicznie ogładzonych. W górnej połowie odwapniony, barwy czerwono-brązowej, dołem — jaśniejszej, brązowawej. W poziomie tym ujawnia niktłe ślady nieregularnej włoskowatej porowatości, zaznaczającej się wykwitami węglanu wapniowego; sporadycznie występują w nim skupiny wapienne o charakterze t. zw. „kukie-

łek“ lessowych. Za wyjątkiem partji spągowej, materiału grubego niemal zupełnie nie zawiera. Z utworu tego pochodzi drobny okruch krzemienia narzutowego, z kredy bałtyckiej, na całej powierzchni intensywnie eolicznie ogładzony. Miąższość widoczna w odsłonięciu — 70 *cm*.

5. Typowa morena denna, piaszczysta, silnie zwietrzała, odwapniona; górą barwy ziemisto-rudawej, dołem — szarawo-bronkowej. Powierzchnia górna nierówna — myta, pokryta cienką warstwą ostrego, rudawego piasku z domieszką materiału gliniastego, W warstewce tej oraz bezpośrednio na powierzchni moreny występują dość gęsto drobne i większe głaziki oraz żwir gruby. Spękania, powierzchni spękań pokryte nalotem węglanu wapniowego. Jedną z charakterystycznych cech tej moreny, wyróżniających ją od leżącej poniżej — dolnej, jest to, iż nie zawiera ona zupełnie materiału narzutowego lokalnej kredy senońskiej, który w tamtej stanowi wybitną przewagę nad materiałem narzutowym północnym. Natomiast, w przeciwieństwie do moreny dolnej, w górnej stwierdziłem dość częste występowanie dużych — płytowych, i drobnych ułamków silnie zsylikowanego piaskowca dolno-sarmackiego, reprezentujących prawdziwe wiatrowce („dreikanter“), o powierzchniach korrodowanych, eolicznie ogładzonych. Obecności tych narzutowców w morenie dolnej, mimo skrupulatnych poszukiwań, nie stwierdziłem. Do powyższej charakterystyki dodać należy jeszcze fakt występowania w tej morenie drobnych porwzków moreny dolnej. Miąższość zmienna — od 1,20 do 1,55 *m*.

6. Warstwa piasku międzymorenowego zmiennej grubości — od 1,0 do 1,5 *m*. Składa się z dwóch odrębnych części: górnej, miąższości ok. 1 *m*, i dolnej, ok. 30—50 *cm*. Część górną reprezentuje bardzo miękki piasek kwarcowy, sypki, barwy żółtawej, zawierający niłą domieszkę ziarn skaleniowych. Cienkościasty, w górnej partji z warstewkami wkładkowymi (do 3 *cm* grubości) materiału gliniastego, pochodzącego z mycia silnie marglistej moreny dolnej. Poziom spągowy tworzy zwięzła warstewka, ok. 4 *cm* grubości, mułku piaszczystego, barwy siwawej o odcieniu żółtawym, od spodu pokryta krustą orsztynową.

Część dolną warstwy omawianej reprezentuje piasek drobnoziarnisty, poziomo, cienko uwarstwiony, głównie kwarcowy, z domieszką pyłu kwarcowego i kredowego. Poziom spągowy charakteryzuje obecność zwięzłych wkładek piasku gruboziarnistego, kwarcowo-skaleniowo-kredowego oraz otoczków siwawo-żółta-

Fig. 3. Wschodnia część profilu w Huszcie Wielkiej. 1 — gleba współczesna i zmywy zboczowe; 2 — less subaeralny; 3 — gleba kopalna bielnicowa; 5 — morena górna; 6 — piaski międzymorenowe pogniecione i poprzesuwanne pionowo; 8 — górna część glacyfluwjału. Na pierwszym planie, na krawędzi wykopu, „brukowce“ kredowe wydobyte z glacyfluwjału.



Fot. L. Sawicki.

wego zwięzłego mułku piaszczystego, otoczków dolnej moreny marglistej, żwiru i otoczków kredowych. Te ostatnie tworzą prawdziwy bruk na mytej powierzchni dolnej moreny.

Piasek międzymorenowy, jak również znajdujące się w nim wkładki gliniaste i mułkowe, a nawet żwir i otoczki kredowe — na kwas solny nie reagują zupełnie.

7. Typowa morena denna, silnie marglista, górą zwietrzała i odwapniona (łącznie z występującymi w tym poziomie gładzikami kredowymi); bardzo uboga w materiał narzutowy północny, natomiast bogata w żwir, drobne gładziki i duże „brukowce“ lokalnej kredy senońskiej. Materiał narzutowy północny wyłącznie drobnych wymiarów (gładziki i żwir). Spękana, powierzchnie spękań pokryte bądź ciemnym nalotem żelazistym, bądź wapiennym; plastyczna, b. zwięzła, łupiąca się w płaskie, pionowe skiby; barwy niejednolitej, dołem przeważnie ciemnobrunatnej, miejscami o odcieniu oliwkowym, wyżej bronzowawej, miejscami siwawej, o odcieniu sinawo-zielonkowym, lub też szarawo-bronzowawej. Powierzchnia górna zerodowana, dość raptownie zapada w głąb zbocza wału. W zachodniej części profilu spąg moreny niewidoczny; sondaż wykonany u podstawy ściany odsłonięcia, do głębokości 1,5 m, spodu jej nie ujawnił. We wschodniej części profilu morena dolna wyklinowuje się i bezpośrednio na glacyfluwjale, podścielającym ją w części środkowej odsłonięcia, leżą pogniecione i poprzesuwane pionowo piaski międzymorenowe, które — jak to uwidacznia załączone zdjęcie (fig. 3) — zachodzą głębokimi kieszeniami w podłoże glacyfluwjalne.

8. Serja piasków i żwirów z gładzikami, podścielających morenę dolną. W górnej części uławicenie bardzo niespokojne, przekątne, soczewkowane. Poziom ten charakteryzuje wybitna przewaga materiału lokalnego, w postaci piasku, żwiru drobnego i grubego, oraz różnej wielkości gładzków kredowych. Śród tych ostatnich trafiają się okazy o wymiarach i wygładzie typowych „brukowców“ narzutowych. Skupienie materiału kredowego w niektórych partjach jest tak duże, że tworzy on prawdziwe piaszczysto-żwirzaste konglomeraty kredowe. Mimo to, miejscami utwór ten na kwas solny bądź nie reaguje zupełnie, bądź reaguje słabo. Materiał północny reprezentuje (przynajmniej częściowo) piasek grubo i drobnoziarnisty, przeważnie kwarcowy (naogół źle otoczony) pył kwarcowy, drobne ostrokanciaste okruchy skaleni oraz — zrzadka — żwir i drobne gładziki skał krystalicznych. Prócz tego, sporadycz-

Fig. 4. Część zachodnia profilu w Huszccze Wielkiej. 1 — gleba współczesna i zmywy zboczowe; 2 — less subaeralny; 3 — gleba kopalna bielkowa; 4 — less zboczowy (granica dolna, wskutek jednakowego zabarwienia tego utworu i podścielającej go moreny, niewidoczna); 5 — morena górna; 6 — piaski międzymorenowe; 7 — morena dolna.



Fot. L. Sawicki.

Fig. 5. Odślonięcie na krańcu zachodnim profilu w Huszczce Wielkiej.
5 — morena górna; 6 — piaski międzymorenowe; 7 — morena dolna.



Fot. L. Sawicki.

nie, trafiają się również okruchy moreny dolnej (w poziomie stropowym).

Na głębokości ok. 1,5 m od powierzchni odsłonięcia serji omawianej (w wykopie, jaki się znajdował w pd. części platformy,

stanowiącej podstawę profilu) występuje poziom intensywnie zabarwiony związkami żelaza — ciemnordzawy, rozpoczynający część dolną glacifluwjału. Składa się ona z piasków typu rzeczno, znacznie uboższych w materiał kredowy; spąg niewidoczny (w wykopie, znajdującym się we wsch. części platformy — odsłonięte do głębokości ok. 1 m).

Załączone zdjęcia (fig. 4 i 5) przedstawiają: pierwsze (fig. 4), stratygrafję zach. części profilu; drugie (fig. 5) — stropową partję moreny dolnej (wraz z częścią utworów nadległych), odsłoniętą w ścianie sondażu, wykonanego na krańcu zach. profilu).

* * *

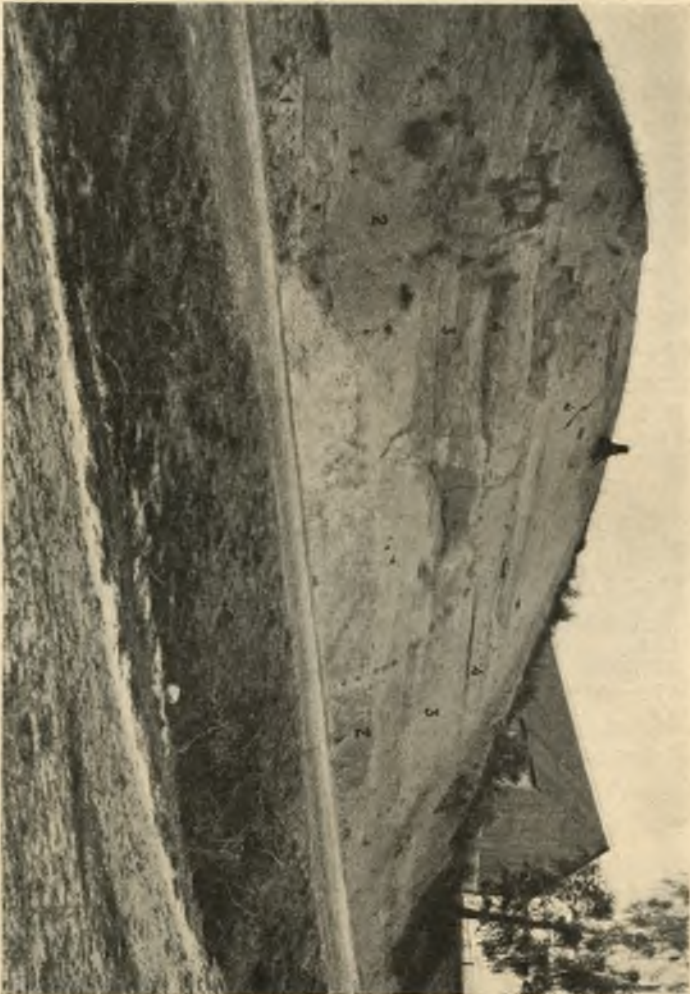
Na NW od Huszczki, ok. 1,5 km powyżej ujścia Wolicy, znajduje się wieś Dworzyska, położona na lewym brzegu Wieprza, na krawędzi platformy tarasu dyluwjalnego tej rzeki. Na przestrzeni Trzymiechy—Krasnystaw (ok. 16 km w linii prostej) Wieprz płynie starą doliną, o charakterze przełomowym, głęboko wciętą w powyżej opisane pasmo wyżynne. Szerokość pradoliny na tym odcinku waha się od 3 do 4,5 km. Najniższą jej partję wyścięła taras dyluwjalny, leżący w poziomie od 213 do 201 m n. p. m., wyższym od poziomu zwierciadła Wieprza (o ca 27—24 m¹). W taras ten jest wcięta szeroka na 1—1,5 km dolina zalewowa. Brzegi pradoliny, pocięte przez dopływy oraz erozję wsteczną, tworzą wyniosłości oznaczone kotami +278 do +256 m — na wysokości Wirkowice—Trzymiechy, i +256 do +248 m — na wysokości Zastawie—Krasnystaw. Zatem, głębokość wcięcia preglacialno-dyluwjalnej doliny Wieprza, na odcinku omawianym, waha się w granicach od 92 do 71 m.

Profil, który poniżej opisuję, przedstawia stratygrafję utworów tarasu dyluwjalnego, odsłoniętych w zach. ścianie wykopu drogi (tuż u wylotu do doliny), prowadzącej z Dworzysk do mostu na Wieprzu i wsi Wał. W miejscu tem wysokość względna brzegu tarasu wynosi ca 22 m (krawędź — +201 m, 0 Wieprza — +179 m). Profil odsłonięcia ilustruje załączone zdjęcie fotograficzne (fig. 6) na str. 124. W odsłonięciu tem stwierdziłem, poczynając od dołu, następującą kolejność utworów:

1. Aluwja piaszczyste rzeczne, warstwowane, z warstewkami

¹) Na taras ten zwrócił uwagę B. Zaborski [1]. Sądząc z treści krótkiej notatki (przypisek na str. 14), Zaborski taras ten uznał za typowy taras akumulacyjny rzeczny.

Fig. 6. Dworzyska, zachodnia ściana wykopu. 1 — aluwja piaszczyste, 2 — typowy less subaeralny młodszy górny; 3 — utwór zastoiskowy lessowy; 4 — serja piaszczystych aluwjów rzecznych; w stropie warstwa gleby współczesnej leśnej.



Fot. L. Sawicki.

wkładkowemi silnie zwiertzałego typowo rzeczno-kredowego. W warstewkach tych występują również płaskie, otoczone okruchy piaskowca orsztynowego oraz okruchy zwięzłych warstewek piasku i drobnego żwirku kredowego, analogicznych

Fig. 7. Dworzyska, wschodnia (przeciwległa) ściana wykopu. 2 — typowy less subaeralny młodszy górny, przechodzący niepostrzeżenie w utwór zastoi-skowy lessowy (3).



Fot. L. Sawicki.

do tych, jakie w powyżej opisanym profilu występowały w poziome spągowym warstwy piasku międzymorenowego, a zwłaszcza w górnej partji glacyfluwjału, podściełającego dolną morenę. Pod-

Fig. 8. Wieś Kawęczyn koło Szczepieszyna. Rzeźba wschodniego zbocza (od strony doliny Wieprza) wału Rostocza, w pobliżu kulminacji + 332 m.



stawowym składnikiem tych aluwjów jest drobnoziarnisty i miękki piasek kwarcowy; piasek skaleniowy oraz czarniawe, drobne ziarnka — prawdopodobnie — glaukonitu, stanowią nieznaczną domieszkę. Piasek źle odszlamowany, zawiera dość dużo pyłu kwarcowego.

Fig. 9. Wieś Kawęczyn koło Szczepieszyna. Schodzenie typowego lessu młodszego górnego do doliny zalewowej Wieprza. Po obu stronach wąwozu widać partje zbocza wysoko wzniesionego „tarasu lessowego“.



Fot. L. Sawicki.

Barwa utworu siwawo-żółtawa, jak lessu nadległego. Od tego ostatniego różni się grubością i składem materiału oraz wyraźnym uwarstwieniem typu rzecznoego. Z kwasem solnym silnie burzy. Widoczna w odsłonięciu górna partja utworu mierzy 2,5 m.

Przy przeglądaniu próbki aluwjów omawianych stwierdziłem obecność otoczonego fragmentu b. drobniutkiej kosteczki oraz dość licznych okruchów skorupki muszli, reprezentujących — według określenia W. Roszkowskiego — następujące gatunki: *Succinea oblonga* Drap., *Marta instabilis* Rössm. (?), *Chondrula tridens* Müll.

2. Typowy less subaeralny młodszy górny, barwy siwawo-żółtawej; na kwas solny reaguje bardzo żywo. W poziomie spągowym przedstawia utwór przejściowy — aluwja piaszczysto-lessowe. W partji stropowej — jak to uwidacznia załączone zdjęcie fotograficzne przeciwległej, wschodniej, ściany wykopu (fig. 7), przechodzi w utwór zastoiskowy. Miąższość lessu — 2,5—3 m.

3. Typowy utwór zastoiskowy, składający się z ciągłych, związanych warstewek ilastych, barwy siwawej o odcieniu żółtawym, oraz znacznie cieńszych warstewek materiału lessowego, sypkiego, barwy żółtawo-rdzawej lub jaskrawo-rdzawej. Łupie się bardzo łatwo na płytkowate okruchy. Na kwas solny reaguje podobnie jak less typowy — bardzo żywo. Powierzchnia stropowa zerodowana; miąższość — 3,5—4 m.

4. Serja piaszczystych aluwjów rzecznych. Dolną część serji rozpoczyna poziom o uławiceniu niespokojnem — przekątnem, bogaty w związane warstewki wkładkowe żwirku, pochodzącego z mycia poniżej leżącego utworu zastoiskowego. W poziomie tym występują również, jednak nie licznie, drobne otoczone okruchy zwietrzałej kredy. Poziom ten pokrywa ławica materiału piaszczysto-lessowego, spokojnie, cienko warstwowanego. Od nadległej dzieli ją warstwa piaszczysto-żwirzasta, analogiczna do powyżej opisanej. Powierzchnia ławicy, która tę warstwę przykrywa, ujawnia wyraźne ślady erozji. Wskazuje to na krótkotrwałą przerwę w sedymentacji oraz ponowne ożywienie się przepływu wód w pradolinie Wieprza, przynajmniej na tym odcinku. Nadległą część serji omawianej reprezentują typowe aluwja piaszczyste rzeczne, w poziomie spągowym o uwarstwieniu zmiennem, z wkładkami materiału grubszego, głównie lokalnego, wyżej poziomo spokojnie uławicone. W górnej partji uwarstwienie stopniowo staje się niewyraźne i wreszcie zanika zupełnie; poziom najwyższy tworzy piasek eolicznie przerobiony, na którym rozwinęła się gleba leśna holocenińska. Aluwja dolnej części serji z kwasem solnym burzą bardzo żywo. Miąższość — 6—7 m.

Interpretacja profilów i wnioski.

Przystępując do interpretacji obu przedstawionych powyżej profilów, nie mogę nie podkreślić poważnej trudności, jaką jest wyjątkowe ubóstwo literatury dotyczącej geologii wyżyny Lubelskiej. Poprostu zrozumieć niepodobna jak to się stało, że obszar tak rozległy, bo wynoszący ok. 15.000 km^2 , i tak ściśle związany z terenami sąsiednimi wspólnością różnorodnych problemów pierwszorzędного znaczenia, jest niemal zupełnie niezbadany i nie badany pod względem geologicznym! To też jedynym źródłem, informującym o stosunkach geologicznych całości tego obszaru, jest „Mapa geologiczna guberni lubelskiej“ (wraz z dołączonym do niej „objaśnieniem“) J. Trejdosiewicza, z roku 1895 [2]; jedynymi zaś poważniejszymi i dziś jeszcze bardzo cennymi opracowaniami monograficznymi, dotyczącymi Lublina i okolicy oraz najbliższych okolic Puław, są publikacje N. Krisztafowicza z lat 1896 i 1902 [3, 4]. Z literatury nowszej — pracami stawiającymi, również i w odniesieniu do całości obszaru wyżyny Lubelskiej, pewne ważne problemy — są prace Ludomira Sawickiego [5, 6], J. Samsonowicza [7] i J. Lewińskiego [8]. Stan badań na tym obszarze ilustrują sprawozdania K. Kowalewskiego [9, 10], A. Mazurka [11, 12], Z. Sujkowskiego [13] i B. Zaborskiego [14].

Wobec takiego stanu rzeczy, za punkt wyjścia dla interpretacji profilu w Huszczce Wielkiej przyjąć należy pogląd, dotąd obowiązujący, o jednokrotności nasunięcia lodowca na terenie wyżyny Lubelskiej oraz, że nasunięcie to reprezentuje zlodowacenie maksymalne — L_3 . Zgodnie z tem jak również ze względu na złożoność budowy części górnej tego profilu, występującą w nim górną morenę związać należy z nasunięciem L_3 , które ostatnio zostało przez W. Szafera nazwane zlodowaceniem Cracovien. Piaski bezwapienne, oddzielające tę morenę od dolnej, w poziomie spągowym zawierające produkty pochodzące z mycia tej ostatniej, następnie — zupełnie odmienny charakter petrograficzny moreny dolnej, zwietrzenie górnej jej partji oraz wyraźne ślady erozji powierzchni stropowej — zgodnie wskazują na to, iż reprezentuje ona zlodowacenie starsze od nasunięcia Cracovien (L_3)¹⁾. Glacifluwjał, podściełający tę mo-

¹⁾ W rozprawach o dyluwjum okolicy Puław oraz w rozprawie o hydro-geologii Lublina i okolic, N. Krisztafowicz publikuje [3, 4] dwa bar-

renę, przedstawia utwór bądź subglacialny, bądź periglacialny tego samego zlodowacenia. Spoczywa on, prawdopodobnie, bezpośrednio na zerodowanej powierzchni kredy senońskiej.

Przechodząc do interpretacji części górnej profilu, przede wszystkim podkreślić należy fakt erozyjnego zniszczenia powierzchni moreny górnej. Wskazuje on na istnienie przerwy czasowej, odpowiadającej — według wszelkiego prawdopodobieństwa — interglacjałowi. Utwór bowiem nadległy, reprezentujący less typu zboczowego, czasowo odpowiada glacjałowi następnemu. Pokrywa go warstwa kopalnej gleby bielicowej lessowej, którego powstanie do następnego interglacjału odnieść należy. Wiek lessu subaeralnego, leżącego w jej stropie narazie ściśle nie może być określony. W każdym razie jedno jest pewne, że jest to less młodszy. Wielka zwięzłość tego lessu, odwapnienie i znaczny stopień zglinienia, wyróżniające go od lessu młodszego górnego, nasuwałyby przypuszczenie, iż reprezentuje on dolny poziom lessu młodszego (less młodszy dolny), odpowiadający — w skali podziału dyluwjum W. Soergel'a — pierwszemu nasunięciu Würmu (Varsovien 1_a, daw. — L₄-a). Okoliczność jednak, że występuje on na zboczu wąwozu, nie pozwala cech tych uznać za dostatecznie miarodajne kryterjum jego wieku. Jest to, oczywiście, zastrzeżenie natury zasadniczej, gdyż we wszystkich znanych mi (nawiasem mówiąc — b. licznych) odsłonięciach lessu młodszego górnego, występującego w warunkach identycznych, był on jedynie w górnej partji zgliniony i odwapniony.

Reasumując, interpretacja profilu w Huszczce Wielkiej przedstawiałaby się w sposób następujący:

dzo ciekawe profile (Parchatka, wąwóz „Prochładnyj“ i wieś Tatary koło Lublina), wskazujące na dwukrotność zlodowacenia wyżyny Lubelskiej. Poza tem zasługują na uwagę opublikowane w „Materiałach“ Rychłowskiego [19, 16] profile wierceń z Ciechanki i Lublina [15; otw. 81 i 401] oraz z Wojciechowa [16; otw. 743]. Pomimo lakoniczności i niedokładności objaśnień utworów odwierconych, nasuwa się przypuszczenie, iż przynajmniej dwa wiercenia z pośród wymienionych przebiły dwa poziomy morenowe.

Stratygrafia profilu		Zlodowacenia	Interglacjały
1	Zmywy zboczowe lessowe i gleba współczesna.	—	—
2	Less subaeralny (młodszy górny?).	Varsovien I = L _{1-b} (?)	—
3	Gleba kopalna bielkowa.	—	Masovien I(?)
4	Less zboczowy (młodszy dolny?).	Varsovien I _a = L _{1-a} (?)	—
—	Przerwa czasowa: mycie i wietrzenie moreny górn.	—	Masovien I _a (?)
5	Morena górna, piaszczysta, zwietrzała, z materiałem narzutowym pn. oraz dość licz. ułamki piaskowca sarmac.; bez narzut. lokal. kredy senońskiej.	Cracovien = L ₃	—
6	Piaski międzymorenowe, bezwapienne, w poziomie spągowym — z otoczkami moreny dolnej, żwirem i gładzikami kred. z tejże moreny.	—	Sandomirien
7	Morena dolna, silnie marglista, górą zwietrzała b. bogata w materiał narzutowy lokalny — kredy senońskiej.	Jaroslavien = L ₂ (?)	—
8	Glacifluwał moreny dolnej, w górnej partji o wybitnej przewadze lokal. materj. kred. nad krystalicz.		

W profilu omawianym mamy zatem utwory odpowiadające czterem glaciałom oraz dwa utwory i przerwę czasową, odpowiadające trzem okresom interglacjalnym. Tę część interpretacji, osobiście, uważam za najzupełniej pewną i trwałą, ponieważ opiera się ona na faktach, które nie mogą być zakwestjonowane. Zupełnie odmiennie przedstawia się sprawa, jeżeli chodzi o interpretację chronologiczną tych utworów. Tu bowiem nasuwa się pytanie — do jakiego schematu podziału naszego dyluwjum utwory te nawiązać? Nie został bowiem jeszcze definitywnie pogrzebany schemat M. Limanowskiego, istnieje i jest stosowany, zwłaszcza przez glaciologów krakowskich, schemat wprowadzony ostatnio przez W. Szafera [17, 18], wreszcie schemat podziału zlodowaceń J. Lewińskiego [19].

Potrzeba uzgodnienia panujących poglądów na kwestje podziału naszego dyluwjum, liczby i zasięgu zlodowaceń oraz sposobu oznaczania poszczególnych nasunięć, jest aż nadto widoczna i nie wymaga obszerniejszego uzasadnienia.

Interpretacja chronologiczna profilu w Huszczce Wielkiej nawiązuje do schematów M. Limanowskiego i W. Szafera. Jak tego rodzaju nawiązanie wypadło i jakie trudności ujawniło — ilustruje to podane powyżej zestawienie. Otóż co do trudności, to obiektywnie stwierdzić należy, iż wyższość schematu Limanowskiego nad innymi, jako schematu roboczego, polega na wprowadzeniu prostego znakowania, nawiązującego — zresztą w sposób bardzo dyskretny — do podziału glaciału alpejskiego Penck'a i Brückner'a, co — jak się okazuje — było i dziś jest niepozabawione słuszności. Ponadto schemat ten, dzięki swej prostocie i elastyczności, dawał zupełną swobodę rozbudowywania go w związku z postępem badań w tej dziedzinie. Jedynym poważnym brakiem tego schematu jest, zdaniem moim, najzupełniej niefortunnie wybrany znak „L“, który należałoby zastąpić innym (np. „Q“?), bardziej zrozumiałym i gdzieindziej stosowanym. Co się tyczy schematu W. Szafera, to ma on, m. in., ten poważny brak, że jest zamknięty i bez porozumienia z autorem nie może być rozbudowywany. Przykładem tego podana powyżej interpretacja chronologiczna profilu w której dla oznaczenia glaciału, leżącego ponad moreną zlodowacenia Cracoviën, nieprzewidzianego w schemacie Szafera, zmuszony byłem zdublować oznaczenie dane przez tegoż nasunięciu następnemu — Varşoviën 1. W podobny sposób musiałem postąpić z oznaczeniem

interglacjału, leżącego pomiędzy wspomnianem nasunięciem a moreną zlodowacenia Cracoviën, który to interglacjał oznaczyłem jako Masoviën I_a.

Przykład ten nie wyczerpuje wszystkich trudności, jakie się nasuwają przy stosowaniu tego schematu. Autor jego bowiem ustalił w nim tylko cztery zlodowacenia dla całego wyżynnego i niżowego obszaru Polski. Pomijając już takie kwestje, jak dwukrotności i, ewentualnie, trzykrotności nasunięcia tego samego zlodowacenia, oraz oscylacyj lodowca, które schemat ten definitywnie zacierają, profil w Huszczce Wielkiej dostarczył dowodów istnienia czterech zlodowaceń, przyczem górne, o ile nie jest starsze, to w każdym razie nie jest młodsze od nasunięcia Varsoviën I W. Szafera. Zatem, łącznie z Bałtyckiem, mielibyśmy pięć nasunięć lodowca¹⁾, z których jedynie ostatnie byłoby zlodowaceniem całkowicie niżowym. Stwarza to nową kolizję ze schematem omawianym, zresztą — wobec „płynności“ naszego dyluwjum — zupełnie zrozumiałą.

Po tych kilku uwagach, wypowiedzianych na marginesie, przechodzę do interpretacji profilu następnego — w Dworzyskach. Stanowi on niejako uzupełnienie profilu poprzedniego — jego nadbudowę, i z tego względu zasługuje na szczególną uwagę. Poziomem przewodnim jest w nim pokład lessu subaeralnego, reprezentującego — ponad wszelką wątpliwość — less młodszy górny, akumulowany w okresie następowania lodowca Varsoviën I (L₄-b). Leży on na powierzchni tarasu akumulacyjnego, którego wiek — przynajmniej narazie — nie może być ściśle określony. Na fazę końcową okresu akumulacji tego lessu przypada

¹⁾ W świetle wyników badań J. Czarnockiego należałoby przyjąć dla pd. części naszego niżu sześć okresów lodowcowych. W opublikowanym bowiem przez tego badacza syntetycznym profilu stratygrafji dyluwjum zachodniej części gór Świętokrzyskich mamy — poczynając od góry — następujące poziomy przewodnie: trzy lessy, dwie moreny i jeden poziom (w spągu dolnej serji interglacialnej), składający się z piasków lub mułków, z wkładkami materiału krystalicznego północnego, oraz wietrzliny i spływów soliflukcyjnych. Ponieważ obecność na terenie Polski zlodowacenia najstarszego, odpowiadającego zlodowaceni alpejskiemu Günz, jest więcej niż problematyczna — zatem w profilu Czarnockiego byłyby reprezentowane: dwa nasunięcia Würmu, dwa Rissu i dwa Mindelu. Do tego dochodzi jeszcze jedno — Bałtyckie, łącznie więc z poprzednimi — siedem. Osobiście, nie widzę w tem żadnej niemożliwości.

J. Czarnocki: Dyluwjum gór Świętokrzyskich. „Rocznik Pol. Tow. Geolog.“, t. VII, str. 82—105. Kraków, 1931.

podparcie wód w pradolinie Wieprza i powstanie zastoiska, prawdopodobnie na skutek zahamowania przez lodowiec odpływu wód na niżu. Proces spiętrzania się wód musiał się odbywać bardzo powoli, czego dowodem niezmierna łagodność przejścia lessu typowego w utwór zastoiskowy lessowy. Zniszczenie powierzchni utworów zastoiskowych wskazuje bądź na krótkotrwałą przerwę czasową, pomiędzy akumulacją zastoiskową i rzeczną serji nadległej, bądź na powstanie silnego odpływu nadmiernie spiętrzonych wód Pra-Wieprza (ku wschodowi?). Moment ten przypada, prawdopodobnie na *maximum* zasięgu, postój i ewentualnie — wczesną fazę regresji lodowca, połączoną z ruchami oscylacyjnymi jego czoła.

Górna partja piasków rzecznych, pokrywających utwór zastoiskowy lessowy, posiada charakter sedymentu plażowego, odsłoniętego i podlegającego działaniu wiatru. Z faktu tego należy wnosić, iż w tym czasie rozpoczął się proces powolnego wcinania się ówczesnego łożyska rzeki, znamionujący początek okresu interglacialnego, względnie — interstadjalnego (L_4-b-L_4-c). Strop serji omawianej leży w poziomie $ca + 22 m$, spąg zaś — $+15$ do $16 m$, w stosunku 0 Wieprza. Tak znaczne wzniesienie utworów akumulacji rzecznej w pradolinie, powyżej lessu młodszego górnego, jest zjawiskiem bardzo ciekawem. Wymagałoby ono przeprowadzenia specjalnych badań terenowych, celem wyjaśnienia zasięgu oraz warunków jego występowania. Zjawisko to nie jest odosobnione, gdyż na terenie omawianym stwierdziłem je w ujściowych partjach wąwozów lessowych na N od Huszczki Wielkiej (okolice folw. Łysiny, zach. stok kulminacyj $+282$ i $299 m$, a ponadto — w pradolinie Wisły, poniżej Józefowa (Kaliszany—Piotrowin, na lewym brzegu), w Kazimierzu, w Górze Puławskiej [20] oraz w pradolinie Horynia, na odcinku granicznym z wyżyną Wołyńską [21, 22]. Bardziej szczegółowe zbadanie tego zjawiska, jak sądzę — mogłoby rzucić pewne światło na kwestję odpływu wód w okresie maksymalnego zasięgu Środkowo-Polskiego zlodowacenia (Varsovien 1) oraz na rolę jego, jako czynnika morfologicznego, na obszarach sąsiadujących bezpośrednio, lecz nie objętych zasięgiem tego zlodowacenia.

* * *

Fakty powyżej przedstawione rzucają pewne światło na kwestję wieku przedlodowcowej rzeźby wyżyny Lubelskiej. Ponieważ

spąg profilu w Huszczce Wielkiej leży w poziomie ok. $+210\text{ m}$, wynika z tego, iż pocięcie i rozdolinienie wyżyny, wyrażające się na tym odcinku deniwelacją ok. 120 m (w stosunku do poziomu $+210\text{ m}$), jest z przed nasunięcia zlodowacenia reprezentowanego w tym profilu przez dolną morenę i podścielający ją glacyfluwiał. Zatem, lodowce wkraczające na obszar wyżyny Lubelskiej zastają rzeźbę podłoża niemal identyczną z dzisiejszą. Akumulacja lodowcowa odbywa się głównie w zagłębieniach terenu, gdzie — podobnie jak to ma miejsce i na niżu — resztki jej dochowały się najlepiej. Z wynioślejszych partyj i kulminacyj utwory lodowcowe zostały niemal doszczętnie usunięte przez denudację. O obecności ich niegdyś świadczą jedynie sporadycznie występujące narzutowce północne — czerwonego piaskowca kwarcytowego oraz krystaliczne (te ostatnie b. silnie zwierżęte). Występowanie tych narzutowców stwierdziłem na SW i S od Huszczki Wielkiej, już na terenie Roztocza, w miejscowościach następujących: w Senderkach — na kulminacji $+342\text{ m}$ (pd. zach. zbocze wału Roztocza) i w Łuszczaczku — na górze „Wapielnik“, oznaczonej kotą $+385\text{ m}$ (SE m-ka Krasnobród). Narzutowce odkryte na kulminacji ostatniej reprezentowałyby, na tym terenie, najwyższy znany mi poziom występowania pozostałości utworów lodowcowych. Z jakim zlodowaceniem są one związane — tego, niestety, przynajmniej narazie ustalić niepodobna.

Z zestawienia powyżej przytoczonych dat wynika, iż pionowa rozpiętość poziomów zalegania pozostałości utworów glacialnych wynosi ok. 175 m , co jest jednym z dalszych dowodów starożytności rzeźby powierzchni podłoża preglacialnego tego obszaru. Konstatając ten fakt dotykamy bardzo skomplikowanego zagadnienia, jakim jest zagadnienie morfogenezy wyżyny Lubelskiej. Nowe ujęcie tego problemu znajdujemy w rozprawie Ludomira Sawickiego o przełomie Wisły przez Średniogórze polskie [16].

Uczony ten wprowadza pojęcie prawierówni Środkowopolskiej, jako pierwotnej płyty, częścią której jest wyżyna Lubelska. Odnośnie do jej wieku wspomniany autor wypowiada pogląd następujący (l. c., str. 7):

„Jak długo tektonika... młodotrzeciorzędowych pokładów w obszarze Sandomierza nie będzie dokładnie zbadaną, nie będzie można definitywnie ustalić wieku prawierówni środkowopolskiej. Nieliczne odkrywki, które sam widziałem, nasunęły mi jako narazie najbar-

dziej prawdopodobną hipotezę przypuszczenie, że miocen dolny został jeszcze zdzlokowany wraz z kredą, podczas gdy górnomiocenijskie pokłady gipsożelazne leżą na gotowej już prawierówni. Wobec tego powstanie środkowopolskiej prawierówni odnieśćby należało do okresu ruchów tortońskich i dźwignia się Karpat. Po przemijającym tylko zanurzeniu prawierówni w okresie górnomiocenijskim, kiedy jej obszary brzeżne zalane zostały, uległa ona definitywnemu wydzwignięciu prawdopodobnie już w sarmacie, a zwłaszcza w pliocenie, przyczem połamana została na skiby“.

Wiek i genezę rzeźby powierzchni podłoża dyluwjum oraz obecną morfologię obszaru omawianego tenże badacz przedstawia (str. 8—9) w następujący sposób:

„W chwili dźwignięcia epeirogenetycznego rozpoczęło się plioceńskie odmłodnienie terenu: pocięto ono prawierównię i utworzyło z niej pogórze dobrze rozczłonkowane. Ponieważ mogliśmy na każdym kroku stwierdzić, że doliny wówczas powstałe zasypane są aż po dzisiejsze dno dolinne pokładami dyluwjalnymi (morenami, lössem i piaskami), należy przypuścić, że odmłodnienie to trwało dosyć długo i doprowadziło do wytworzenia się dolin niemniej głębokich jak dzisiejsze. A więc plioceńska basis erozyjna nie wyżej leżała od dzisiejszej. Dlatego też przypuszczamy, że wszystkie systemy teras, które możemy zauważyć w wyłomie Wisły są plioceńskie, o ile nie składają się z materiałów dyluwjalnych lub aluwjalnych. Powstanie ich więc odnieść należy do tego pierwszego okresu rozdolinienia terenu nad środkowopolskim wyłomem Wisły“.

Według J. Samsonowicza (l. c., str. 72—73), „W paleo-genie, w związku z ruchami na obszarze geosynkliny Karpackiej, nastąpiło podniesienie płyty Lubelskiej i powstała antyklina brzeżna tej płyty między Rachowem a Lwowem, odnawiająca pod Rachowem stary fałd kimeryjski. Pod koniec sarmatu nastąpiło powtórne wydzwignięcie brzeżnej antykliny płyty Lubelskiej, a na jej wewnętrznej krawędzi powstała potężna dyzlokacja fleksurowo-uskokowa, wzdłuż której zanurzyło się zapadlisko chrobackie (Teisseyre, Nowak). Lecz i w okresie czwartorzędowym krawędź płyty Lubelskiej podlegała dość wybitnym ruchom epirogenicznym. O ich istnieniu przekonywują mnie obserwacje, które poczyniłem na krawędzi Rostocza w okolicy Józefowa i wzdłuż rz. Sopotu, dopływu Tanwi“.

Gdybyśmy, przy rozpatrywaniu zagadnienia rzeźby powierzchni

poddyluwjalnej obszaru wyżyny Lubelskiej, przyjęli, z jednej strony — początek ostatniej fazy lądowej, jaka nastąpiła w związku z regresją morza dolno i, ewentualnie — środkowo-sarmackiego, z drugiej zaś — położyli na karb późniejszej erozji i denudacji rozczłonkowanie i rozdolinienie wydźwigniętej płyty — uprościlibyśmy sobie zbytnio zadanie. Niewątpliwie, iż działaniu czynników erozyjnego i denudacyjnego w tym okresie przypisać należy rolę dominującą, jednak nie jedyną. Wysuwa się tu bowiem kwestja ukształtowania powierzchni głębszego podłoża — oligocenu oraz dolnego sarmatu (na Rostoczu — tortonu i dolnego sarmatu), a więc z poprzednich okresów lądowych — z przed zalewu tortońskiego i dolno-sarmackiego. Z kwestją tą wiąże się pytanie — czy obecna rzeźba powierzchni poddyluwjalnej nie pozostaje w pewnym związku z ukształtowaniem powierzchni lądu przedmioceńskiego, względnie — przedsarmackiego, oraz czy i tu — podobnie jak na terenie Wołynia i Podola [23, 24] — nie miało miejsce zjawisko epigenezy?

Nie wdając się w obszerniejsze omawianie tych zagadnień, przechodzę do pewnych kwestyj, bądź poruszonych, bądź postawionych przez obu powyżej wymienionych badaczy.

Ludomir Sawicki, stwierdzając w swojej charakterystyce prawierówni, iż można ją „wzdłuż środkowopolskiego wyłomu Wisły śledzić bez przerwy“, dalej pisze co następuje (l. c., str. 6): „...przecina... ona... podłoża geologiczne wszędzie zupełnie gładko i niezgodnie i jest prawie wszędzie pokryta lössem oraz materiałami lodowcowymi. Natomiast nie udało się dotąd stwierdzić (moje podkreślenia) z dostateczną pewnością zalegania prawierówni przez pokłady rzeczne, otoczaki i t. d.; prawda, że pokłady tego rodzaju, oznaki bądź co bądź dojrzałego rozwoju krajobrazu, musiałyby chyba ulec sprzątnięciu przez lądolód epoki glacialnej“.

Nawiązując do tej uwagi, stwierdzić muszę, iż na wymienionych powyżej kulminacjach — w Senderkach i Łuszczaczu, oraz w Szopowie (obok Senderek), na wyniosłości oznaczonej kotą + 329 m, znalazłem bądź luźnie (w rumoszu zwietrzałych okruchów wapienia), bądź masowo (Łuszczacz) występujące otoczaki wapieni dolnosarmackich, różnych wymiarów (z wyraźną jednak przewagą dużych). W Łuszczaczu (+ 385) pokrywały one, łącznie z rumoszem, powierzchnię bardzo związłego dolnosarmackiego wapienia mszywiółowo-serpulowego, wspaniale urzeź-

bioną przez erozję wód płynących. Otoczaki te reprezentują niewątpliwie pozostałość preglacjalnych sedymentów rzecznych, pochodzących z wczesnej fazy pierwszego, po wydzwignięciu płyty, cyklu erozyjnego. Analogiczne otoczaki obserwowałem na zerodowanej powierzchni sarmatu w okolicach Krzemieńca, na krawędzi podolskiej [25].

Z zagadnieniem wieku rzeźby podłoża preglacjalnego ściśle się wiąże kwestja wieku tarasów. W rozprawie powyżej cytowanej (str. 8—9), Ludomir Sawicki wyróżnił w pradolinie Wisły (na odcinku Zawichost, Annopol, Janowiec) cztery wyższe (D, C, B, A) i dwa niższe (b i a) systemy tarasów, z których dwa górne, reprezentujące poziomy D i C), wzniesione nad dnem doliny Wisły na 50—55 m (poziom D) oraz — 40 m (poziom C), zaliczył do pliocenu. Tarasy poziomów B i A, o wysokości względnej 25 m (B — „terasa miastowa“) i 15 m (A), zostały przezeń zaliczone do dyluwjum; wreszcie — tarasy poziomów b i a, o wysokości względnej 5—8 m (b) i 2—4 m (a) do aluwjum.

Zaliczenie dwóch górnych tarasów (D i C) do pliocenu stanowi niewątpliwie doniosłej wagi wyłom w dotychczasowych poglądach na kwestję wieku pradolin, a co zatem idzie i rzeźby powierzchni przedlodowcowej. Sprawa ta jest jasna i nie nastęrcza żadnych zastrzeżeń. Natomiast pewnego uzgodnienia poglądów wymagałaby kwestja wieku tarasów B i A (ewentualnie b). Rzecz oczywista, iż platformy obu tych tarasów, składające się z różnych utworów dyluwjalnych, są wieku dyluwjalnego; inna jest jednak sprawa, gdy chodzi o datowanie wcięcia erozyjnego (jak w danym wypadku — w utwory preglacjalne), które one wypełniają. Wiek tego wcięcia niezawsze pokrywa się z wiekiem utworów zalegających w poziomie spągowym tarasów tego rodzaju, jak powyżej wymienione. Zatem, sprawę tę uważać należy za otwartą.

Co się tyczy ruchów epejrogenicznych, zanurzających i wznoszących, o których istnieniu w czwartorzędzie wspomina J. Samsonowicz (l. c., str. 73—74), to w świetle spostrzeżeń poczynionych przeze mnie na tym terenie — istnienia tego rodzaju młodych ruchów udowodnić niepodobna. Wnioski swoje Samsonowicz opiera na faktach zaobserwowanych przezeń na krawędzi Roztocza, który to teren jest pod tym względem najmniej miarodajny. Gdyby bowiem ruchy wspom-

niane istotnie miały miejsce w tym czasie, zaznaczyłyby się one również w łozyskach rzek płynących poprzez rozdolinione partje płyty, a przede wszystkim — dałyby się one skonstatować w częściach źródłowej i górnej doliny Wieprza.

Warszawa, 28. X. 1932 r.

LITERATURA.

1. B. Zaborski: Studja nad morfologją dyluwjum Podlasia i terenów sąsiednich. „Przegląd Geograficzny“, t. VII, str. 1—52. Warszawa, 1927.
2. J. Trejdosiewicz: Objasnienie do mapy geologicznej guberni lubelskiej. „Pamiętnik Fizjograficzny“, t. XIII, str. 1—23. Warszawa, 1895.
3. N. Krisztafowicz: Posletreticznija obrazowanija w okrestnosciah Nowo-Aleksandrii. „Zapiski Nowo-Aleks. Instituta“, t. IX, str. 1—68. Warszawa, 1895—1896.
4. N. Krisztafowicz: Gidro-geologiczeskoje opisanije territorii goroda Lublina i jego okrestnostiej. „Zapis. Nowo Aleks. Inst.“, t. XV, str. 1—293. Warszawa, 1902.
5. Ludomir Sawicki: Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. „Rozprawy Wydz. matem.-przyrod. Pol. Akad. Umiej.“, t. LXI, str. 1—42. Kraków, 1922.
6. Ludomir Sawicki: Przełom Wisły przez Średniogórze Polskie. „Prace Instytutu Geograf. Uniw. Jagiell.“, z. 4, str. 1—68. Kraków, 1925.
7. J. Samsonowicz: Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bródzie północno-europejskiej. „Sprawozd. Pol. Inst. Geolog.“, t. III, str. 45—118. Warszawa, 1925.
8. J. Lewiński: Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. „Sprawozd. z posiedz. Tow. Nauk. Warsz.“. T. XX, str. 111—119. Warszawa, 1928.
9. K. Kowalewski: O utworach trzeciorzędowych północnej części wyżyny Lubelskiej. „Posiedzenia Naukowe Państw. Inst. Geolog.“, nr. 8, str. 12—14. Warszawa, 1924.
10. K. Kowalewski: Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-zachodniej wyżyny Lubelskiej. „Posiedz. Nauk. P. I. G.“, nr. 11, str. 15—18. Warszawa, 1925.
11. A. Mazurek: Złoza fosforytowe koło Kazimierza nad Wisłą. „Posiedz. Nauk. P. I. G.“, nr. 24, str. 44—45. Warszawa, 1929.
12. A. Mazurek: Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1929 na arkuszu Pińczów oraz z badań nad kredą lubelską i wołyńską. „Posiedz. Nauk. P. I. G.“, nr. 27, str. 56—57. Warszawa, 1930.
13. Z. Sujkowski: Istnienie poziomu kredowego (?) starszego od albu w Lubelszczyźnie, na Wołyniu i Podolu. „Posiedz. Nauk. P. I. G.“, nr. 24, str. 54—56. Warszawa, 1929.
14. B. Zaborski: O dyluwjum zachodniej części wyżyny Lubelskiej. „Księga Pamiątk. XII. Zj. Lek. i Przyr. Pol.“, t. I, str. 114—115. Warszawa, 1926
15. B. Rychłowski: Materiały do hydrologji Król. Pol. i ziem przyleg. Warszawa, 1917.

16. B. Rychłowski: Materiały do hydrologii Rzeczypospolitej Polskiej. Warszawa, 1930.
17. W. Szafer: Zarys stratygrafii polskiego dyluwjum na podstawie florystycznej. „Rocznik Pol. Tow. Geolog.“, t. V, str. 21—33. Kraków, 1928.
18. E. Passendorfer, J. Lilpop, J. Premik, K. Piech, W. Szafer, J. Nowak. Referaty dotyczące problemów dyluwjum polskiego. „Rocznik Pol. Tow. Geolog.“, t. VI, str. 400—408. Kraków, 1930.
19. J. Lewiński: Dyluwjum Polski i Danji. „Rocznik Pol. Tow. Geolog.“, t. VI, str. 1—49. Kraków, 1930.
20. Ludwik Sawicki: Warunki geologiczne i wiek stanowiska środkowo-orinjackiego Góra Puławska. „Księga Pamiątkowa...“ Biblioteka Prehistoryczna, t. I, str. 38—49. Poznań, 1930.
21. Ludwik Sawicki: Przyczynek do znajomości prehistorji Polesia. „Ziemia“, 1925, str. 36—42. Warszawa, 1925.
22. Ludwik Sawicki: Rzut oka na dyluwjum i na zagadnienie zabagnienia Polesia. „Inżynierja Rolna“, 1928, str. 330—406. Warszawa, 1928.
23. J. Smoleński: O powstaniu północnej krawędzi podolskiej i o roli morfologicznej młodszych ruchów Podola. „Rozprawy Wydziału matem.-przyrod Akad. Umiej.“ t. X. A., str. 31—67. Kraków, 1911.
24. A. Zierhoffer: Północna krawędź Podola w świetle rzeźby powierzchni kredowej. „Prace Geograficzne“, t. IX, str. 61—92. Lwów, 1927.
25. Ludwik Sawicki: Z paleogeografji i prehistorji województwa wołyńskiego. „Ziemia“, 1932, str. 133—137.

R é s u m é.

L'affleurement des formations quaternaires décrit par l'auteur se trouve près du village Huszczka Wielka, situé à une distance d'environ 17 *km* au NNE de la ville de Zamość (voïvodie de Lublin). Une section de la carte hypsométrique (1:62.000; fig. 1) ainsi qu'une photographie (fig. 2) représentent la situation topographique de cet affleurement. Le point correspondant à l'affleurement se trouve sur la carte entre la lettre „l“ dans le mot Wielka (Huszczka) et le chiffre 2. L'extension horizontale de l'affleurement est d'environ 30 *m* et verticale d'environ 5 *m*.

L'auteur y a constaté, en commençant par le haut, les couches suivantes (fig. 3—5):

1. Sur les pentes de l'affleurement des déluviums récents du loess. Dans la partie culminante une couche d'humus holocène de 30—50 *cm*.

2. Loess subaërien, dans sa partie supérieure fortement décalcifié, brun, plus claire en bas. Épaisseur visible dans l'affleurement 1 *m*.

3. Humus fossile (podsol.). Surface de l'humus inégale, pleine de cavités remplies de loess qui lui est superposé. Épaisseur environ 20 *cm*.

4. Loess de pente ou une formation très voisine de ce type, irrégulièrement et finement stratifié, presque totalement décalcifié, brun rougeâtre dans sa partie supérieure, brun dans la partie inférieure. Épaisseur 70 *cm*.

5. Moraine de fond typique, sableuse, brun rougeâtre, fortement décomposée et décalcifiée. La surface de la moraine est érodée et recouverte d'une mince couche de sable à grains grossier, brun rougeâtre, ainsi que des galets érratiques de petites dimension et plus gros. Cette moraine diffère de celle située plus bas par l'absence presque totale de galets érratiques locaux et particulièrement crétacés. Épaisseur visible dans l'affleurement 1,20 à 1,55 *m*.

6. Sables intermorainiques. Dans la partie supérieure le grain du dépôt est plus fin et il y a des intercalations argileuses. Dans la partie inférieure apparaît un sable plus grossier, renfermant une quantité considérable de sable et de cailloux crétacés, provenant du lavage de la moraine de fond, qui se trouve plus bas. Les sables intermorainiques représentent une formation totalement décalcifiée. Épaisseur 1,0 à 1,50 *m*.

7) Moraine de fond fortement marneuse compacte, décomposée et décalcifiée dans sa partie supérieure. Très pauvre en galets érratiques nordiques, par contre très riche en galets érratiques crétacés (sénoniens) locaux. Les galets nordiques sont exclusivement de petites dimensions (petits cailloux et graviers). La couleur de la moraine n'est pas égale: par place gris-brun, par place olivâtre, par place encore bleue-verdâtre. A la surface érodée de la moraine se trouvent de nombreux galets érratiques, petits et moyens, de provenance locale, crétacés. Dans la partie Ouest de l'affleurement l'épaisseur de la moraine dépasse 1,50 *m*, dans la direction Est du profil la moraine s'amincit et disparaît, faisant place à une série de sables et de graviers fluvioglaciaires (fig. 3). Dans la partie centrale de l'affleurement la même série se trouve à la base de la moraine.

8) Sables fluvioglaciaires, horizontalement et diagonalement stratifiés, renfermant une quantité considérable du sable crayeux ainsi que des graviers et cailloux de la craie locale sénonienne. Le matériel erratique nordique peu nombreux sous forme de gra-

vier et de petits cailloux. Malgré une quantité considérable des matériaux créacés les sables fluvioglaciaires ne réagissent pas ou bien réagissent faiblement avec HCl. La couche est découverte jusqu'à une profondeur d'environ 2 m, sa base reste invisible.

* * *

Au NW du village Huszczka Wielka est situé le village Dworzyska. Il se trouve sur le bord d'une vaste plateforme de la terrasse pléistocène formant le bord gauche élevé de la vallée d'inondation de la rivière Wieprz (l'affluent droit de la Vistule). Cette terrasse (213 à 211 m d'altitude) occupe la partie inférieure de l'ancienne vallée de Wieprz, creusée dans le plateau (278 à 248 m d'altitude). L'altitude relative (en rapport au 0 de Wieprz) de la terrasse près du village Dworzyska est d'environ 22 m.

L'affleurement décrit par l'auteur se trouve sur le bord de la terrasse en question à côté de la route qui conduit du village au pont sur la rivière Wieprz. L'auteur y constate en commençant par le bas des dépôts suivants:

1) Alluvions sableux stratifiés avec du matériel pélitique et avec des intercalations des graviers créacés. Dans un échantillon provenant de cette couche M. W. Roszkowski, Directeur du Musée Zoologique d'Etat à Varsovie, a constaté la présence des mollusques terrestres suivants: *Succinea oblonga* Drap., *Marta instabilis* Rossm. (?), *Chondrula tridens* Müll.

2) Loess typique subaérien plus récent supérieur („Jüngerer Loess II“ de W. Soergel¹⁾), de teinte gris-jaunâtre, stratifié, sableux dans la partie inférieure, passant imperceptiblement dans sa partie supérieure en un dépôt de lac de barrage (fig. 7).

3) Dépôts typiques du lac de barrage, stratifiés, contenant de minces couches compactes de limon d'une teinte bleuâtre et des couches très fines du matériel pélitique, jaune-rougeâtre. La surface de ce dépôt montre des traces d'érosion. Avec HCl la roche réagit fortement. L'épaisseur 3,50 à 4,0 m.

4) Une série d'alluvions fluviaux sableux. La partie inférieure irrégulièrement stratifiée, contient des intercalations de graviers, provenant du lavage des dépôts du lac barrage, ainsi que des graviers créacés. Dans la partie supérieure la stratification dispa-

¹⁾ Ludwik Sawicki: Sur la stratigraphie du loess en Pologne. „Annales de la Société Géologique de Pologne“, t. VIII, f. 2, p. 133—171. Kraków, 1932.

raît graduellement. Tout en haut apparaissent des sables éoliens recouverts par une couche d'humus holocène.

Interprétation des coupes et conclusions.

Le tableau ci-joint résume l'interprétation chronologique de l'affleurement à Huszczka Wielka. La classification du Pléistocène en Pologne de M. Limanowski¹⁾ et de W. Szafer [17] a servi de base à cette interprétation. Conformément aux opinions admises jusqu'ici le plateau de Lublin n'aurait subi qu'une seule glaciation, celle du Cracovien d'après W. Szafer (l'ancien L₃ de M. Limanowski). La présence d'une moraine de fond provenant d'une glaciation plus ancienne que le Cracovien, constatée par l'auteur dans le profil décrit constitue donc pour ce terrain un fait nouveau.

L'affleurement près du village Dworzyska est d'une grande importance parcequ'il permet de compléter les observations sur les formations pléistocènes faites à Huszczka Wielka. Le niveau du loess subaérien a été pris par l'auteur comme point de départ de l'interprétation du profil de Dworzyska (fig. 6 et 7, niveau 2). L'accumulation de ce loess provient, d'après l'auteur, du temps de la transgression de la glaciation de la Pologne Centrale (5; le Varsovien 1 d'après W. Szafer). Le loess en question se trouve à la surface d'une terrasse d'accumulation dont l'âge ne peut être pour le moment strictement défini. A la phase finale de l'accumulation de ce loess correspond l'endiguement des eaux dans l'ancienne vallée de Wieprz et la formation d'un lac de barrage. La cause en est probablement en ce que le glacier a arrêté sur le terrain des bas-pays l'écoulement normal des eaux. Le procès de soulèvement du niveau des eaux dans l'ancienne vallée a dû s'accomplir très lentement comme le prouve le passage graduel du loess typique aux dépôts du lac de barrage (fig. 7, niveau 3). D'après l'auteur il est à supposer que les sédiments sableux fluviaux (fig. 6, niveau 4) de la série supérieure ont été déposés pendant le maximum d'élévation du niveau des eaux dans la vallée du pré-Wieprz, ce qui a eu lieu probablement pendant la transgression maximale et la phase initiale de la régression du glacier de la Pologne Centrale (Varsovien 1). Des recherches plus

¹⁾ M. Limanowski: Les argiles à varves de Chełmno (Kulm) et la stratigraphie du „diluvium“ de la Basse-Vistule (Pologne). „Bull. Serv. Géolog. de Pologne“, t. 1, f. 4—6, p. 337—371. Warszawa, 1922.

Stratigraphie des dépôts de l'affleurement à Huszczka Wielka		Périodes glaciaires	Périodes interglaciaires
1	Déluviums récents et humus holocène.	—	—
2	Loess subaérien (plus ré- cent supérieur?).	Varsovien 1 L ₄ -b (?)	—
3	Humus fossile (podsol).	—	Masovien I(?)
4	Loess de pente (plus ré- cent inférieur?).	Varsovien 1a L ₄ -a (?)	—
—	Hiatus : érosion et décom- position de la moraine du ni- veau 5.	—	Masovien 1a(?)
5	Moraine de fond supérieure.	Cracovien = L ₃	—
6	Sables intermorainiques; éro- sion et décomposition de la moraine du niveau 7.	—	Sandomirien
7	Moraine de fond inférieure.	Jaroslavien = L ₂ (?)	—
8	Sables fluvioglaciers.		—

approfondies concernant cette catégorie de faits, le fait cité ci-dessus n'étant pas sans analogies (20—22), pourrait rendre plus claire la question de l'écoulement des eaux pendant le maximum de l'avancement et la régression de cette glaciation. Ces recherches pourraient contribuer aussi à faire comprendre le rôle de l'agglomération des eaux dans la morphologie des territoires voisins au terrain de l'extension du glacier en question.

Les faits exposés par l'auteur dans ce travail jettent une certaine lumière sur la question de l'âge du modelé du sol formant sur le plateau de Lublin et le Roztocze le substratum des dépôts pléistocènes. L'auteur constate une amplitude verticale d'environ 175 m des niveaux auxquels on trouve les traces des formations morainiques. Une dénivellation aussi considérable constitue une des preuves de l'antiquité préglaciale du relief du substratum sur ce territoire [6]. Le problème de la genèse de ce relief n'est pas facile à résoudre. A ce problème se rattachent les questions suivantes: 1) est-ce que le modelé du sol préquaternaire n'est pas en rapport avec le relief du continent prémiocène ou même présarmatien et 2) est-ce que sur ce terrain, de même qu'en Volhynie et en Podolie [23, 24], le phénomène de l'épigénèse n'a pas joué un certain rôle?

Les traces de l'érosion, la plus ancienne qu'a subi le plateau de Lublin, provenant sûrement des temps préglaciaires, ainsi que des restes de sédiments fluviaux du même âge ont été constaté par l'auteur sur les culminations, 329 et 385 m, près des villages Senderki et Łuszczacz (au SW et S de Huszczka Wielka).

EXPLICATION DES ILLUSTRATIONS.

Illustrations phot. L. Sawicki.

- Fig. 1. Section de la carte hypsométrique à échelle 1:62.500 des environs de Huszczka Wielka.
- Fig. 2. Vue générale de l'affleurement près du village Huszczka Wielka.
- Fig. 3. Partie Est de l'affleurement à Huszczka Wielka. Légende — voir fig. 4/8 — sables fluvio-glaciaires).
- Fig. 4. Partie Ouest de l'affleurement à Huszczka Wielka. 1 — déluviums récents et humus holocène; 2 — loess subaérien; 3 — humus fossile (podsol); 4 — loess de pente; 5 — moraine de fond supérieure; 6 — sables intermorainiques; 7 — moraine de fond inférieure.

- Fig. 5. Partie inférieure de l'affleurement près de sa limite Ouest. Légende — voir fig. 4.
- Fig. 6. Coupe à Dworzyska — côté Ouest. 1 — alluvions sableux; 2 — loess typique subaérien; 3 — dépôts du lac de barrage; 4 — série d'alluvions fluviaux sableux.
- Fig. 7. Coupe à Dworzyska — côté Est. Légende — voir fig. 7.
- Fig. 8. Relief du sol sur la pente de Roztocze aux environs du village Kawęczyn, près de la culmination 332 m.
- Fig. 9. Loess typique plus récent supérieur descendant dans la vallée d'inondation de Wieprz (village Kawęczyn).

IHKM

13 1434

Alc. 115/689