

PLEJSTOCEN PRZEŁOMU WISŁY ŚRODKOWEJ W ŚWIETLE NOWEJ STRATYGRAFII CZWARTORZĘDU

UKD 551.793(438.13:282.243.061)

Monograficzne opracowanie czwartorzędu w dolinie przełomu Wisły przez wyżyny środkowopolskie, opublikowane przez W. Pożaryskiego w latach 1952–1956 (22–26) i K. Pożaryską w latach 1948 i 1951 (20, 21), dowiodło trzykrotnego zlodowacenia tego obszaru. Nie było to zgodne z przyjmowanym powszechnie, jeszcze do początku lat osiemdziesiątych, poglądem o dwukrotnym zlodowaceniu Polski Środkowej. Dlatego opracowania tego odcinka terenu były przeważnie pomijane lub interpretowane z pominięciem niektórych faktów przedstawionych w wymienionych monografiach (34), w skrajnym wypadku zaś – z przyjęciem monoglacjalizmu doliny przełomowej (30).

Północny odcinek przełomu, w okolicach Puław, był badany przez S.Z. Różyckiego (28). Uważa on, że dawna dolina Wisły, położona po wschodniej stronie miasta, jest wypełniona – od dna do pokrywy morenowej środkowopolskiej – stumetrowej miąższości osadami interglacjału mazowieckiego. Jest to konsekwencją przyjmowania przez S.Z. Różyckiego obecności moren tylko dwóch glacjałów w Polsce Środkowej. Stanowisko to w odniesieniu do Puław popierają jeszcze w 1982 r. L. Lindner, Z. Lamparski i S. Dąbrowski (12), powtarzając przekrój z pracy S.Z. Różyckiego (28). Przyjętego przez tego autora modelu starej doliny czwartorzędowej pod Puławami nie można było zakwestionować, gdyż badania poza obszarem wyżynnym były prowadzone wyłącznie metodą wiertniczą. Nie pozwala ona na odróżnianie bruku morenowego od żwirów gruboziarnistych, a obecność gliny zwałowej może być przyjmowana jako osad zsunięty ze zbocza, które podmyła rzeka. Badania profilu czwartorzędu w przełomie, w latach 1948–1956, prowadzone prawie wyłącznie w odkrywkach, pozwalały na jednoznaczną interpretację.

Niezaprzeczone potwierdzenie poglądu W. Pożaryskiego z 1955 r. (25) dały dowody paleobotaniczne, wskazujące na istnienie dwóch interglacjałów w mezoplejstocenie na niżu, a zatem i dwóch glacjałów starszych od środkowopolskiego. Znalazło to dobitny wyraz w najnowszej monografii czwartorzędu Polski (17). W pracy tej, jak i w poprzedzającym ją obszernym opracowaniu o czwartorzędzie Polski (3) przedstawiono szczegółowo historię badań i wniosko-

wanie, które doprowadziło do przejścia ze schematu dwu zlodowaceń do trzech w Polsce Środkowej.

Po ukazaniu się tych publikacji odbyła się w Instytucie Geologicznym w Warszawie w dniu 15 listopada 1985 r. sesja naukowa (33), na której dyskutowano te problemy, nie podważając nowego schematu. Najistotniejsze dla interpretacji pozycji osadów czwartorzędowych w przełomie Wisły były uwagi dotyczące zasięgu łądolodu zlodowacenia wilgi, a więc środkowego glacjału w tym trójdzielnym schemacie. Zasięg ten był dotychczas ograniczany tylko do północnej części Polski Środkowej. J.E. Mojski rozszerzył prawdopodobny zasięg tego łądolodu znacznie dalej na południe, nie wykluczając nawet Polski Południowej. Już wcześniej J. Janczyk-Kopikowa, J.E. Mojski i J. Rzechowski (9, s. 34) wyrazili pogląd, że łądolód zlodowacenia wilgi miał zasięg podobny do łądolodu zlodowacenia najstarszego, a więc przynajmniej po wyżyny środkowopolskie.

Zasięg łądolodu zlodowacenia wilgi może być jednak dokładniej wyznaczony, jeśli weźmie się pod uwagę najnowsze datowania osadów glacicenicznych na przedpolu Wyżyny Lubelskiej, w Kotlinie Sandomierskiej i na Pogórzu Karpackim. W profilu stratotypowym w Ferdynandowie koło Kocka wiek gliny zwałowej został określony na 510 000 lat. Przykrywa ona tam jeziorne osady interglacjału ferdynandowskiego, datowane na 546 000 (dół) – 532 000 lat (góra, 33). Tak więc owe 510 000 lat jest dolną granicą wiekową dla zlodowacenia wilgi (17). Podobnie, bo na 510 000–500 000 lat, jest datowana glina zwałowa przykryta osadami jeziornymi interglacjału mazowieckiego w Krępcu koło Lublina (7). Wydaje się zatem udowodnione, że około pół miliona lat temu łądolód skandynawski pozostawił glinę zwałową rozdzielającą osady interglacjału ferdynandowskiego i mazowieckiego na północnym przedpolu Wyżyny Lubelskiej.

Najnowsze badania wieku termoluminescencyjnego glin zwałowych na Nizinie Sandomierskiej w Giedlarowej (37) i na Pogórzu Dynowskim w Niebylcu (4) dały podobne wyniki. W pierwszym wypadku spągowa część gliny zwałowej liczy 508 000 lat względnie 530 000 (według datowania

Szełkopljas z Kijowa), a podścielających ją mułków 539 000, względnie 560 000 (Szełkopljas), w drugim zaś wypadku glina zwałowa ma wiek 509 000 i 485 000, a przykrywające ją osady fluwioglacjalne 447 000 oraz zastoiskowe 414 000 i 412 000. Wydaje się więc, że wspomniane osady glaciogeniczne przedpola Wyżyny Lubelskiej i Niziny Sandomierskiej wraz z Pogórzem Karpackim są tego samego wieku, a więc należą do tego samego zlodowacenia wilgi.

I tu powstaje zagadnienie korelacji mezoplejstocenu niżowego z mezoplejstocenem przedpola Karpat. Otóż osady glacialne zlodowacenia wilgi występują w profilach plejstocenu niżowego w pozycji rozdzielającej serie rzeczne

„interglacjału mazowieckiego” w pojęciu S.Z. Rózyckiego i E. Rühlego. Tym samym rozdzielają one ową serię na dwa pokłady odpowiadające dwóm interglacjom: ferdynandowskiemu i mazowieckiemu. W związku z tym wszystkie glacialne osady starsze, powszechnie związane w plejstocenie niżowym ze zlodowaceniem południowopolskim, pozostały w tej samej jednostce, jedynie wiekowo przesuniętej w dół o jedno zimne piętro plejstocenijskie.

Na przedpolu Karpat osady glaciogeniczne wiązano od wielu dziesiątków lat, a zwłaszcza od ukazania się mapy E. Rühlego i M. Sokołowskiej (32), ze zlodowaceniem południowopolskim, dawniej (35) nazywanym krakowskim.

Tabela I

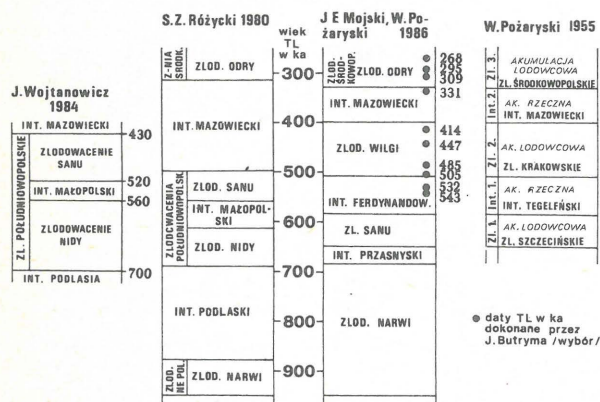
MEZO- I NEOPLEJSTOCEN W DOLINIE PRZEŁOMOWEJ WISŁY ŚRODKOWEJ

W. Pożaryski 1953	W. Pożaryski 1955	H. Maruszczak 1985	J. E. Mojski 1985	wg W. Pożaryskiego 1953, 1955 – nieco zmienione				
				osady (maksymalne miąższości)	zjawiska	fauna		
Zlodowacenie 6	zlodowacenia 4, 5, 6 (bałtyckie) oraz interglacjały (interstadiaty) 4, 5	less młodszy górny	stadiał główny	less piaszczysty subaeralny „nadległy piaski ze żwirkiem oraz mułki („piaski wysokiego zasypiania”) 10 m głina z glazami, żwirem i piaskiem 1 m less zboczowy 5 m less subaeralny – młodszy górny 15 m	akumulacja subaeralna powstawanie wydym i tarasów rzecznych intensywne spłukiwanie i akumulacja u podstawy zbocza i w dolinie intensywna soliflukcja spłukiwanie lessu i akumulacja u podstawy zbocza akumulacja subaeralna krioturbacja i soliflukcja	fauna ślimaków lądowych zespołów typowych dla lessów		
J. 5				Gi, Gi I. mł. śr.	zlodowacenie północnopolskie interst. grudz.	gleba kopalna 0,3 m żwiry, piaski i mułki deluwialne	procesy glebotwórcze erozja i akumulacja u podstawy zbocza	<i>Rhinoceras tichorhinus</i>
Zlodowacenie 5				Gi I. mł. najniższy I. mł. dolny	stadiał kaszubski	less zboczowy 5 m less młodszy najniższy i dolny – subaeralny 6 m piaski deluwialne 3 m	spłukiwanie lessu i akumulacja u podstawy zbocza akumulacja subaeralna częściowo w zbiornikach wodnych spływy soliflukcyjne erozja i akumulacja u podstawy zbocza	<i>Elephas primigenius</i> <i>Rhinoceras tichorhinus</i> <i>Bos priscus</i> <i>Cervus</i> sp. <i>Equus caballus fossilis</i> <i>Sus scrofa fossilis</i> <i>Limnaea stagnalis</i> <i>Gyraulus rossmaessleri gledleri</i> <i>G. crista</i>
intergl. 4				GJ1	intergl. eemski	gleba kopalna	intensywne i długotrwałe procesy glebotwórcze	<i>Equus caballus fossilis</i>
zlod. 4						stadium warty	less zboczowy 5 m less subaeralny – starszy 5 m	zmywanie lessu i akumulacja deluwiiów akumulacja subaeralna erozja
J. 3	J. 3 eemski	GJ2	zlod. środkowopolskie interst. lubelski	gleba kopalna na wyżynach poza obszarem badań autora	procesy glebotwórcze i erozje			
zlod. 3	zlod. 3 środkowopolskie	less starszy	stadium odry	głina zwałowa (dwa pokłady 10 i 12,5 m) iły i mułki zastoiskowe 7 m, żwiry i piaski fluwioglacjalne – 10 m	dwa nasunięcia lądolodu z utworzeniem jeziora zastoiskowego po pierwszym i po drugim nasunięciu zasypywanie doliny fluwioglacjałem			

intergl. 2	Intergl. 2 mazonowiecki (I)	GJ3 less najniższy	intergl. mazonowiecki	piaski rzeczne z materiałem podzającym z południa 8 m	rzeka płynąca z południa zasypująca dolinę do warstw osadu kilkadziesiąt metrów gruba, słaba erozja w dolinie	
zlod. 2	zlod. 2 krakowskie		zlod. wilgi	gлина zwałowa, ility zastoiskowe, żwiry i piaski fluwioglacjalne	kilka nasunięć łądolodu, intensywna działalność wód pod lodem	
intergl. 1	intergl. 1 tegelęński		intergl. ferdynandowski	mułki, żwiry i piaski rzeczne z materiałem z północy i południa 60 m	rzeka płynąca z południa zasypująca dolinę do 45–60 m erozja	ślímaki łądowe (lessowe) słodkowodne
zlod. 1	zlod. 1 szczecińskie?		intergl. mazonowiecki	gлина zwałowa – 5 m i jej rezidua żwiry rzeczne z materiałem północnym 2 m	nasunięcie łądolodu rzeka	

Tabela II

NIEKTÓRE NAJNOWSZE PODZIAŁY MEZOPLEJSTOCENU POLSKI I ICH POWIĄZANIE Z PROFILEM CZWARTORZĘDU PRZEŁOMU WISŁY ŚRODKOWEJ Z 1955 R.



Podane wyżej daty termoluminescencyjne dla glin zwałowych tego obszaru świadczą wyraźnie, że wiekowo gliny te odpowiadają zlodowaceniowi wilgi.

W świetle takich faktów profile plejstocenu glacialnego z przełomowego odcinka doliny Wisły między Zawichostem i Puławami nabierają szczególnego znaczenia dla korelacji mezoplejstocenu niżowego z mezoplejstocenem przedpola Karpat. Przełom łączy wszak Niż Polski i przedpole Wyżyny Lubelskiej z Niziną Sandomierską.

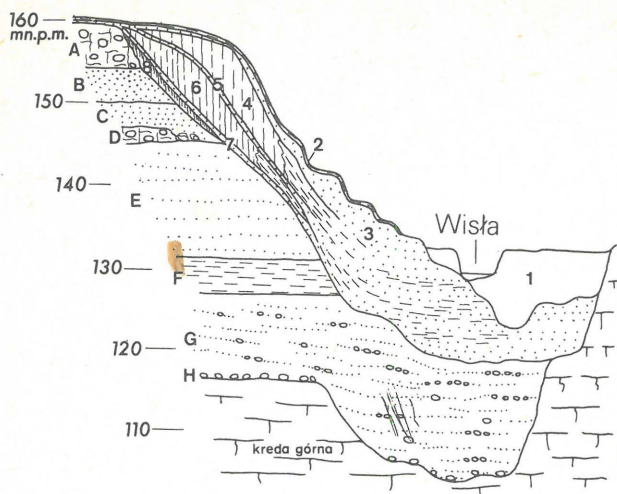
Profil mezoplejstocenu i dolnego neoplejstocenu – jak dowiodły prace K. i W. Pożaryskich (20, 26) – na całej długości przełomu jest jednolity. Składają się nań moreny trzech zlodowaceń, przedzielonych dwoma interglacjami. Natomiast w interpretacji S.Z. Różyckiego (27) i jego uczniów (12, 34) profil ten reprezentuje dwa glaciały: południowopolski i odry, przedzielone miąszszą serią osadów interglacjalnych mazowieckiego. Obecnie należy wrócić do interpretacji z lat 1948–1956 jako jedynej możliwej, gdyż – jak to wyżej udowodniono – seria „interglacjalnych mazowieckiego”, w sensie S.Z. Różyckiego i E. Rühlego, jest rozdzielona morenami glacialnymi wilgi (gliny zwałowe i ich rezidua glacialne „2” z lat 1953–1956). Moreny te rozdzielają pokład interglacjalny właściwego mazowieckiego (int. „2” z lat 1953–1956) i interglacjalny ferdynandowski (int. „1” z lat 1953–1956). Wynika z tego, że

istnieje ciągłość pełnego profilu mezoplejstocenu przez przełom Wisły środkowej stratotypowego obszaru zlodowacenia wilgi oraz interglacjalnych ferdynandowskiego i mazonowieckiego na północy z obszarem przedgórza Karpat, gdzie również stwierdzono ostatnio, jak już wspomniano, moreny wieku wilgi. Zostaje zatem wypełniona ważna luka w paleogeografii mezoplejstocenu i potwierdzona słuszność poglądu sprzed 30 laty (tab. I i II, ryc. 1 i 2).

POŁUDNIOWY ODCINEK PRZEŁOMU W MEZOPLEJSTOCENIE

Kluczowym odsłonięciem południowego końca przełomu jest odkrywka, wykonana przez roboty regulacyjne Wisły w Podgórzu na południe od Zawichostu. Jedynym opracowaniem po monografii z 1953 r. (24) była notatka z rysunkiem i interpretacją stratygraficzną, opracowana przez K. Straszewską na kongres INQUA w 1961 r. (34). Ogólnie nie różni się ono od tego pierwszego, pomija tylko zawarte w nim fakty świadczące o interglacjalnym charakterze osadów między pierwszym i drugim zlodowaceniem, nazywając je osadami interstadialnymi między dwoma nasunięciami łądolodu krakowskiego. Natomiast wyżej leżące (nad toczeńcami gliny zwałowej) żwiry i piaski zalicza do wielkiego interglacjalnego. To ostatnie jest zgodne z interpretacją z 1955 r. i z przyjmowaną obecnie.

Stratygrafia odcinka glacialnego profilu plejstocenu w okolicach Sandomierza została wzbogacona o pewne nowe dane. W bezpośrednim przedłużeniu badanego w pracy z 1953 r. (24) zachodniego zbocza doliny opisano profil w Dwikozach (2). Występują tam, przykryte lessem, dwa poziomy gliny morenowej przedzielone piaskami rzecznoymi. W dolnej ich części wyraźnie widać toczeńce ility zastoiskowych, tak charakterystyczne w Podgórzu. W związku z tym, że jest to profil identyczny z opisany w 1953 r. (24) w Podgórzu, odpowiadający drugiemu (obecnie wilgi) i trzeciemu (środkowopolskiemu) zlodowaceniowi, które są rozdzielone drugim interglacjalnym, nie ma powodu dolnej gliny zwałowej w Dwikozach określać jako glinę południowopolską, co czyni autorka (2), L. Lindner (3) i J.E. Mojski (17, s. 96). Natomiast w pracach tych piaski rzeczne leżące między glinami morenowymi, zgodnie z poglądem W. Pożaryskiego (24) są zaliczone do interglacjalnego mazowieckiego.



Ryc. 1. Przekrój syntetyczny osadów plejstoceńskich zachodniego zbocza doliny przełomowej Wisły środkowej

1 – piaski i mady rzeczne holoceni, 2 – less piaszczysty „nadległy”, 3 – „piaski wysokiego zasypiania” (ryc. 1 – piaski ze żwirkiem, ryc. 2 – deluwia lessowe), 4 – less młodszy górny i jego deluwia, 5 – less warstwowany z glebą kopalną w stropie (na ryc. 1 – z piaskiem i żwirkiem), 6 – less młodszy dolny i jego deluwia, 7 – piaski deluwialne na lessie starszym, 8 – less starszy, piaszczysty, z glebą kopalną eemską w stropie; A – glina morenowa stadium odry, B – żwiry i piaski fluwioglacjalne związane z nasunięciem łądolodu odry, C – piaski rzeczne interglacjalne mazowieckiego, D – glina morenowa i jej rezidua zlodowacenia wilgi, E, F, G – piaski, mułki i żwiry rzeczne interglacjalne ferdynandowskiego, H – glina morenowa i jej rezidua zlodowacenia południowopolskiego

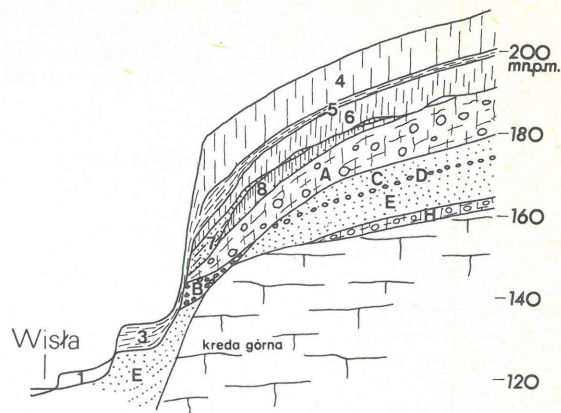
Fig. 1. Synthetic cross-section through Pleistocene sediments at western slope of the Middle Vistula River gorge

1 – Holocene river sands and muds, 2 – “overlying” sandy loess”, 3 – “high burial sands” (Fig. 1 – sands with gravel, Fig. 2 – loess deluvia), 4 – Upper Younger Loess and its deluvia, 5 – stratified loess with fossil soil at the top (in Fig. 1 – with sand and gravel), 6 – Lower Younger Loess and its deluvia, 7 – deluvial sands covering Older Loess, 8 – sandy Older Loess with Eemian fossil soil at the top; A – moraine till of Odra stage, B – fluvioglacial gravels and sands related to transgression of Odra icesheet, C – river sands of Masovian interglacial, D – moraine till of Wilga Glaciation and its residuum, E, F, G – river sands, muds, and gravels of Ferdynandów interglacial, H – moraine till of South-Polish Glaciation and its residuum

Analogiczny profil stwierdzono również dalej ku południowi w Mokoszynie (36). Profil ten w cytowanych pracach L. Lindnera i J.E. Mojskiego jest tak samo interpretowany jak profil z Dwikoz. Odsłonięcia te uzupełniają i potwierdzają profil syntetyczny w pracy W. Pożaryskiego (24, s. 30). Inne odsłonięcia okolic Sandomierza, analizowane przez E. Mycielską-Dowgiałło (19), nie wnoszą już nic nowego. Odsłonięcia te są położone na wyżynie i nie sięgnęły do osadów pierwszego zlodowacenia i pierwszego interglacjalnego (sensu W. Pożaryski – 24).

Z danych zawartych we wszystkich pracach wynika, że erozja interglacjalna mazowieckiego w dawnej dolinie okolic Sandomierza miała mniejszą siłę i wyższą podstawę erozyjną niż w czasie interglacjalnego ferdynandowskiego.

Dla omawianego odcinka glacialnego pod Sandomierzem doszedł jeszcze jeden niezmiernie ważny fakt. Są to pomiary TL (5, s. 162). Wskazują one na wiek 309 000 – 268 000 lat dla glin morenowych i towarzyszących im ilów



Ryc. 2. Przekrój syntetyczny osadów plejstoceńskich wschodniego zbocza doliny przełomowej Wisły środkowej okolic Puław i Kazimierza Dolnego

Objaśnienia jak do ryc. 1

Fig. 2. Synthetic cross-section through Pleistocene sediments at eastern slope of the Middle Vistula River gorge in the vicinities of Puławy and Kazimierz Dolny

Explanations as given in Fig. 1.

warwowych (trzęcie zlodowacenia w pracach K. i W. Pożaryskich). Odpowiada to ściśle wiekowi stadiu odry w pracy L. Lindnera, H. Maruszczaka i J. Wojtańowicza (13) dla Wyżyny Lubelskiej. Podścielające te osady piaski, określone jako rzeczne, mają wiek 331 000 lat i byłyby odpowiednikiem interglacjalnego mazowieckiego. Analogiczne dane liczbowe dla tych warstw są podane w cytowanej pracy z profilu w Wąchocku.

Z innych, ważnych danych jest nawiercenie przez „Hydrogeo” w 1953 r. gliny morenowej w otworze położonym 3 km na NE od ujścia Sanu na wys. 127 m n.p.m., miąższości 5 m (próbka zweryfikowana przez W. Pożaryskiego). Głina ta leży na podłożu trzeciorzędowym na dnie starej doliny i jest najprawdopodobniej najstarszą gliną zwałową na tym terenie.

Nowych danych, które uzupełniają opisane profile okolic Sandomierza, dostarcza opisana przez W. Laskowską-Wysoczańską w 1980 r. (27) odkrywka pod Opatowem, 34 m nad dnem Opatówki. Pod lessem odsłaniają się tam dwa poziomy glin zwałowych z ilami warwowymi. Dzieli je trzymetrowa warstwa żwirków i piasków warstwowych, opisanych jako facja korytowa osadów rzecznych interglacjalnego mazowieckiego. Byłaby to analogia z odsłonięciami okolic Sandomierza i Zawichostu. Dolna glina zwałowa, opisana jako południowopolska, to glina drugi odkrywek z Pogorza, Zawichostu i Dębna (24). Natomiast osadami, które dotychczas nie były znane pod Sandomierzem, są białe piaski drobnoziarniste ze „sporadycznie pojawiającymi się smugami grubego piasku i drobnego żwirku”, których autorka nie interpretuje. Odpowiadają one ściśle osadom pierwszego interglacjalnego nad Wisłą, a zatem interglacjalnemu ferdynandowskiemu. Przykrywająca je szara glina zwałowa, to utwor glacialny wilgi. Osady rzeczne, opisane w tej odkrywce są związane z doliną Opatówki. Występują one na jej zboczu i mogą być nazwane osadami Praopatówki.

Odkrywki na zboczach pradolin i dolin rzecznych, jak i w przełomie Wisły, są najlepiej zachowanym profilem plejstocenu w opisywanym obszarze zarówno co do liczby

poziomów, jak i facji i miąższości. Dlatego profile na otaczających wyżnach, gdzie panowała erozja, nie mogą stanowić podstawy dla stratygrafii plejstocenu tego regionu. Wyjątkiem są lokalnie występujące osady organogeniczne, dające dokumenty palinologiczne.

PÓŁNOCNY ODCINEK PRZEŁOMU W MEZOPLEJSTOCENIE

Stwierdzone w rejonie Sandomierza trzy poziomy glacialne, z tego dwa górne w postaci miększych glin morenowych, a dolny w postaci bruku, nie są tak dobrze zachowane na północnym odcinku. Środkowy poziom, zlodowacenie wilgi, jest reprezentowany w pradolinie i na jej zboczach tylko jako warstwa reziduiów morenowych, dzielących osady rzeczne interglacjałów ferdynandowskiego i mazowieckiego. Do czasu wyodrębnienia piętra glacialnego wilgi te rezidua morenowe były traktowane jako warstwa żwirów gruboziarnistych w seriach rzecznych interglacjału mazowieckiego (12, 28).

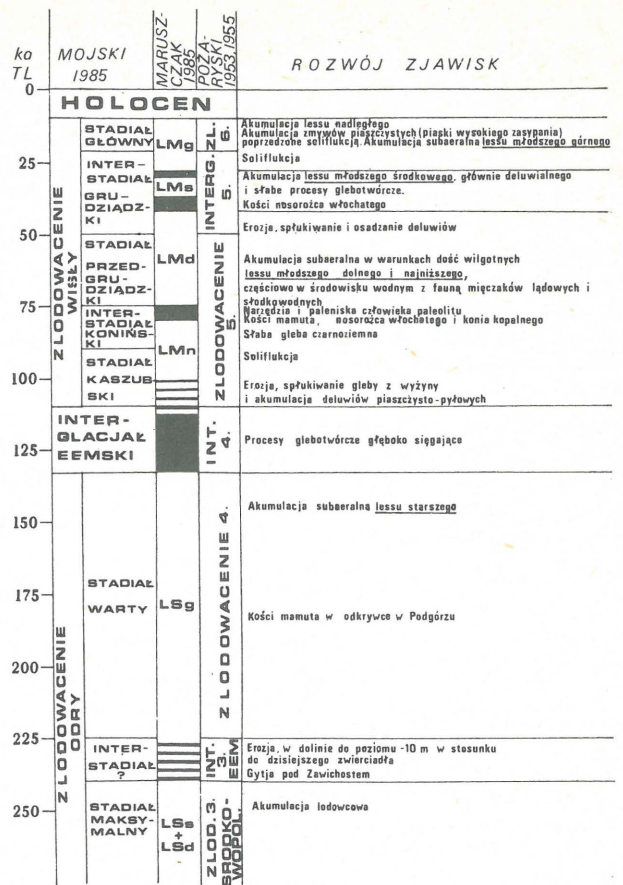
S.Z. Różycki oraz L. Lindner, Z. Lamparski, S. Dąbrowski przedstawiają przekrój przez obecną i dawną dolinę Wisły pod Puławami, wykorzystując materiały z wierceń. Jednakże dawna dolina mogła być w pełni poznana tylko za pomocą odsłoneń z krawędzi doliny neoplejstocenijskiej po południowej stronie Puław, we wsi Mokradki. Jak wynika z opracowania tych odsłoneń (24, s. 70–74), poniżej osadów zastoijskich zlodowacenia środkowopolskiego leży 54 m osadów rzecznych, żwirowo-piaszczystych Prawisły. Tylko górne 5,5 m tych piasków, jak wynika z profilu odkrywki W (24, s. 71), jest odpowiednikiem interglacjału mazowieckiego, a pozostałe 48 m stanowią osady interglacjału ferdynandowskiego. Przedziela je warstwa żwiru z gładziami krystalicznymi ponad 10 cm średnicy. Jest on w takim położeniu znany z bardzo wielu odsłoneń w przełomie Wisły, jedynie głązy są tu dużo większe.

Podane miąższości osadów interglacialnych świadczą o tym, że pierwszy poziom był właściwie interglacjałem „wielkim”, z niską podstawą erozyjną, a drugi – mazowiecki miał system rzeczny wcięty znacznie płycej. Wynika to również z analizy przekrojów przez warstwy plejstocenijskie Mazowsza (1) oraz ich reinterpretacji, uwzględniającej glacjał ferdynandowski (17). Pierwsze sygnały, wskazujące na płytkie wcięcie podczas interglacjału mazowieckiego, są znacznie wcześniejsze (26). Takim wyraźnie udokumentowanym dowodem jest reinterpretacja przekroju plejstocenu Łukowa, dokładnie opracowanego przez E. Rühlega (31), po uwzględnieniu zmian wprowadzonych przez Z. Janczyk-Kopikową (6). Innym przykładem może być przekrój przez dolinę Wieprza w Sernikach.

NEOPLEJSTOCEN

Po stadiale maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego, odry, w przełomie zaistniały warunki peryglacialne i głównym osadem gromadzącym się tu stał się less (ryc. 3). Jego sedymentację przerywały okresy erozji, połączone ze splukiwaniem osadu ku osi doliny. Najbardziej aktualny schemat stratygraficzny tego młodszego plejstocenu znajduje się w pracach H. Maruszczaka (15) i J.E. Mojskiego (17). Porównanie tych schematów (ryc. 3) pozwala na powiązanie zjawisk, które zachodziły na terenie Polski Środkowej, a zwłaszcza w obszarze przełomu, z rozwojem zmian w ostatnim interglacjale i glacialu w Polsce Północnej.

Jak wynika z syntetycznych zestawień w pracach z lat 1953–1955, zawarta w nich chronologia zjawisk jest



Ryc. 3. Stratygrafia lessu w przełomie Wisły środkowej

Fig. 3. Stratigraphy of loesses in the Middle Vistula River gorge

nieściśla. Obecnie rewizja jej jest ułatwiona dzięki opracowaniu typowego przekroju na północy przełomu w Kwaszkowej Górze pod Kazimierzem (10), zaktualizowanym w 1980 r. (27). Na południowym końcu przełomu został opracowany profil w Sandomierzu (5). Trzeba podkreślić, że nazewnictwo osadów lessowych z pracy W. Pożaryskiego z 1953 r. (24) zostało zachowane w pracach z 1985 r. (5). Również zaliczenie przez W. Pożaryskiego (25) do eemu gleby kopalnej zostało potwierdzone, choć pozycja tego interglacjału musi być przesunięta z interglacjału „3” do „4”.

Stadiał warty zaznaczył się w przełomie osadzeniem lessu starszego, na którym rozwinęła się, znana głównie z odsłoneń pod Kazimierzem i Zawichostem, dobrze rozwinięta gleba kopalna eemu. Na niej spoczywa less młodszy dolny, ale w profilach, w których gleba eemska przykryta jest glebą czarnoziemną – jeszcze i less młodszy najniższy. Jest to bowiem less w całości, bądź niemal w całości, przekształcony przez procesy czarnoziemne, jak to wykazały liczne badania różnych profili lessu europejskiego, w tym badania H. Maruszczaka (14, 15) lessów polskich. Autor ten wprowadził pojęcie lessu młodszego najniższego, wiążąc ten utwór z pierwszym ochłodzeniem w czasie zlodowacenia wisły, kiedy istniały na obszarze kraju warunki peryglacialne. J.E. Mojski (16, 17) wiąże z tym okresem pierwsze nasunięcie lądolodu zlodowacenia wisły. W podziale stratygraficznym odpowiada temu okresowi stadiał kaszubski. Wiek lessu młodszego najniższego wynosi 100 000–80 000 lat (15).

Odpowiednikiem późniejszego ocieplenia, interstadiału konińskiego, jest w lessach przełomu Wisły gleba czarno-

ziemna, leżąca niemal bezpośrednio na leśnej, eemskiej glebie interglacjalnej. W pełnych profilach dopiero ta gleba przykryta jest lessiem młodszym dolnym.

Interstadiał grudziądzki jest wyraźnie zaznaczony w przełomie poziomem gleby kopalnej na lessie młodszym dolnym lub na deluwjach tego lessu. Stadiał główny zlodowacenia północnopolskiego (wisły), choć najkrótszy, to pozostawił największej grubości osady lessu w przełomie. Powiązanie zjawisk w przełomie ze stratygrafią schyłku ostatniego glacjału i holocenu nie jest na razie w pełni możliwe. Każdy interglacjał czy interstadiał zaznaczał się okresem erozji na wyżynie i akumulacji na zboczach doliny, z reguły materiału piaszczystego. Największy rozmiar osiągnęła tu akumulacja, poprzedzona spływami soliflukcyjnymi po osadzeniu się lessu młodszego górnego – nazwana piaskami wysokiego zasypania. Przykrywa je do 2,5 m gruba pokrywa „lessu nadległego”. Oba te zjawiska nie mają dotychczas podstaw do ścisłego zaszeregowania geochronologicznego.

LITERATURA

1. Baraniecka M.D., Makowska A. et al. – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Biul. Inst. Geol.* 1978 nr 306.
2. Bielecka M. – Profil plejstocenu w Dwikożach nad Opatówką. *Prz. Geol.* 1969 nr 12.
3. Budowa Geologiczna Polski (pr. zbior.). Stratygrafia. Cz. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. *Inst. Geol.* 1984.
4. Butrym J., Gerlach T. – Przyczynek do chronostratygrafii osadów zlodowacenia południowopolskiego na Pogórzu Dynowskim. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.* 1985 vol. 19.
5. Guide-Book of the International Symposium "Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses in Poland". 6th–10th September 1985 Lublin.
6. Janczyk-Kopikowa Z. – Flora interglacjału mazowieckiego w Ferdynandowie. *Biul. Inst. Geol.* 1975 nr 290.
7. Janczyk-Kopikowa Z. – Podstawy paleobotaniczne stratygrafii dolnego i środkowego plejstocenu Polski SE. [W:] Przewodnik seminarium terenowego: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Lublin 1980.
8. Janczyk-Kopikowa Z. – Analiza pyłkowa plejstoceńskich osadów z Kaznowa i Krępcza. *Biul. Inst. Geol.* 1981 nr 321.
9. Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. – Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary Stratigraphy of the North European Plain. *Biul. Inst. Geol.* 1981 no. 335.
10. Konecka-Betley Z., Maruszczak H. – Analiza paleopedologiczna lessów z Kazimierza Dolnego nad Wisłą. *Biul. Inst. Geol.* 1976 nr 297.
11. Laskowska-Wysoczańska W. – Profil osadów czwartorzędowych koło Ocinka nad Opatówką. [W:] Przewodnik seminarium terenowego: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Lublin 1980.
12. Lindner L., Lamparski Z., Dąbrowski S. – River valleys of the Mazovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.* 1982 vol. 32 no. 3–4.
13. Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J. – Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (Saalian) między górną Wartą i Bugiem. *Prz. Geol.* 1985 nr 2.
14. Maruszczak H. – Stratygrafia i chronologia lessów w Polsce. [W:] Przewodnik seminarium terenowego: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Lublin 1980.
15. Maruszczak H. – Problems of stratigraphy and paleogeography of loesses in Poland. [In:] Guide-Book of the International Symposium. "Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses in Poland". Poland 6th–10th September Lublin 1985.
16. Mojski J.E. – Vistulian stratigraphy in the glaciated area of the Polish Lowlands. *Quatern. Studies in Poland* 1980. 2.
17. Mojski J.E. – Geology of Poland. Vol. I. Stratigraphy. Part 3b Cainozoic. *Quaternary Inst. Geol.* 1985.
18. Mojski J.E. – Czwartorzęd. [W:] Tablica stratygraficzna obszaru Polski i krajów ościennych na tle Europy Centralnej (red. nauk. W. Pożaryski). *Wyd. Geol.* 1985.
19. Mycielska-Dowgiałło E. – Zarys rozwoju rzeźby w plejstocenie południowej części Wyżyny Sandomierskiej. *Kwart. Geol.* 1966 nr 1.
20. Pożaryska K. – Prace geologiczne wykonane w 1938 r. na arkuszu Solec. *Biul. PIG* 1939 nr 15.
21. Pożaryski K. – Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. *Biul. PIG* 1948 nr 52.
22. Pożaryska K., Pożaryski W. – Przewodnik geologiczny po Kazimierzu i okolicy. *Wyd. Muzeum Ziemi* 1951.
23. Pożaryski W. – Z geologii czwartorzędu doliny Wisły pod Zawichostem. *Biul. PIG* 1952 nr 65.
24. Pożaryski W. – Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Pr. Inst. Geol.* 1953 t. 9.
25. Pożaryski W. – Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. *Ibidem.* 1955.
26. Pożaryski W. – Stratygrafia plejstocenu w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowopolskich. *Prz. Geogr.* 1956 t. 28.
27. Przewodnik seminarium terenowego: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Lublin 23–29 IX 1980.
28. Różycki S.Z. – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *PWN* 1972.
29. Różycki S.Z. – Principles of stratigraphic subdivisions of Quaternary of Poland. *Quatern. Stud.* 1980 no. 2.
30. Rühle E. – Mapa zasięgów facjalnych neoplejstocenu w Polsce. Zlodowacenie środkowopolskie – stadiał maksymalny. 1:3 000 000. [W:] Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Czwartorzęd. *Inst. Geol.* 1965 z. 12.
31. Rühle E. – Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlaśiu. *Biul. Inst. Geol.* 1969 nr 220.
32. Rühle E., Sokołowska M. – Mapa utworów czwartorzędowych Polski 1:1 000 000. *Inst. Geol.* 1956.
33. Rzechowski J. – CXI Sesja Naukowa Instytutu Geologicznego w Warszawie. *Prz. Geol.* 1985 nr 12.
34. Straszevska K. – Podgórze: stratigraphy of Pleistocene in Sandomierz area; age of karst. [In:]

Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. Part 2 vol. 2 Middle Poland. VIth INQUA Congress 1961.

35. Szafer W. — Stratygrafia plejstocenu Polski na podstawie florystycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1953 z. 1.
36. Szczepanek K. — Flora dryasowa z Mokoszyna koło Sandomierza. Biul. Inst. Geol. 1960 nr 150.
37. Wojtanowicz J. — Datowany TL profil czwartorzędu w Giedlarowej w Kotlinie Sandomierskiej i jego znaczenie paleogeograficzne. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan. 1985 vol. 19.
38. Wojtanowicz J. — Klimatyczne cykle rozwoju rzeźby Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola w dolnym i środkowym plejstocenie. [W:] Przewodnik Ogólnopolskiego zjazdu PT Geogr. Lublin 13—15 IX 1984.

SUMMARY

The latest proposal of stratigraphic subdivision of the Quaternary in Poland (17, 18) makes it possible to update stratigraphy of the Pleistocene in the Middle Vistula River gorge, elaborated over thirty years ago by W. Pożaryski (23—26).

In the sections of the Middle Vistula River gorge, the Pleistocene comprises three glacial horizons (Figs. 1 and 2, Table I), assigned to the glaciations 1, 2 and 3 in accordance with the subdivision proposed by W. Pożaryski in 1955. The horizons at present may be correlated with the San, Wilga, and Odra Glaciations, respectively (Table II). The younger Pleistocene is here represented (Fig. 3) by four horizons of eolian loesses. The oldest of these horizons, called as the Older Loess, belongs to the

Odra Glaciation, and the remaining ones (that is Lower, Middle, and Upper Younger Loess) — to the Vistulian Glaciation. The loess covers are separated by fossil soils, slope deposits as well as denudational-erosional surfaces.

The recent developments in geochronology make possible indirect estimations of thermoluminescence age of individual members of the Pleistocene in the Vistula River gorge (Fig. 3, Table II).

РЕЗЮМЕ

Новейшее предложение стратиграфического деления четвертичного периода (17, 18) делает возможной актуализацию стратиграфии плейстоцена в перехвате средней Вислы, разработанной свыше тридцать лет тому назад В. Пожарыским (23—26).

В плейстоцене перехвата Вислы находятся три гляциальных горизонта (фиг. 1 и 2, таб. I), названные оледенением 1, оледенением 2 и оледенением 3, согласно предложению В. Пожарыского из 1955 г. Теперь эти три горизонта можно связать с оледенением сана, оледенением вильги и оледенением одры (таб. 2).

Младший плейстоцен (фиг. 3) представляют четыре горизонта эолового лёсса. Самый древний горизонт, называемый старшим лёссом, принадлежит к оледенению одры, а остальные (т.е. младший нижний лёсс, а также средний и верхний) — к оледенению вислы. Покровы лёсса разделены ископаемыми почвами, склоновыми отложениями, а также денудационно-эрозионными поверхностями.

Прогресс в геохронологии делает возможным косвенное определение термолуминесценционного возраста отдельных звеньев плейстоцена в перехвате Вислы (фиг. 3, таб. 2).