

Joanna Petera

Vistuliańskie
osady dolinne
w basenie
uniejowskim
i ich wymowa
paleogeograficzna



ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 83

Joanna Petera

Vistuliańskie
osady dolinne
w basenie
uniejowskim
i ich wymowa
paleogeograficzna



Łódzkie

Towarzystwo

Łódź - 2002

Naukowe

LÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. (042) 636-10-26, tel/fax (042) 636-19-95

REDAKTOR
Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU
Karol Rotnicki

Kolegium Redakcyjne:
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

Sekretarz: Danuta Dzieduszyńska

Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe - Łódź 2002

ISSN 0065-1249

Skład: J. Molski, P. Trzeciak - Łódź
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Druk: Triada, Łódź
Nakład: 300 egz.

TREŚĆ

	str.
Zarys treści	8
Wstęp	9
Teren badań	9
Cel pracy	13
Metody pracy	13
Podłoże vistuliańskiego wypełnienia północno-zachodniej części basenu uniejowskiego ...	17
Podłoże podezwartorzędowe	17
Charakterystyka czwartorzędowego podłoża osadów vistuliańskich	19
Osady vistuliańskie wypełniające północno-zachodnią część basenu uniejowskiego	33
I kompleks vistuliański	34
II kompleks vistuliański	46
III kompleks vistuliański	52
IV kompleks vistuliański	67
V kompleks vistuliański	75
Przemiany środowiska naturalnego i procesów kształtujących północno-zachodnią część basenu uniejowskiego w vistulianie	89
Zmiany środowiska naturalnego w vistulianie zarejestrowane w osadach północno-zachodniej części basenu uniejowskiego w ujęciu stratygraficznym	89
Fazy erozji i akumulacji oraz przemiany układu koryt rzecznych w obrębie basenu uniejowskiego na tle ewolucji wybranych dolin niżowych	107
Specyfika zjawisk w basenie uniejowskim i jej przyczyny	121
Zestawienie wyników badań	123
Literatura	146
Summary	158

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Basen uniejowski na tle jednostek fizycznogeograficznych oraz zasięgu fazy leszczyńskiej i fazy poznańskiej zlodowacenia północnopolskiego
2. Ukształtowanie powierzchni północnej części basenu uniejowskiego i jego otoczenia
3. Odkrywką Koźmin - szkic lokalizacyjny
4. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż ściany Koźmin-PÓLNOC
5. Stanowisko K (II poziom eksploatacyjny)
6. Ściana Koźmin-PÓLNOC
7. Stanowisko A. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
8. Stanowisko B. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
9. Stanowisko C. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
10. Podłoże serii 5 z wczesnego vistulianu
11. Stanowisko E. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
12. Stanowisko F. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
13. Stanowisko G. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
14. Stanowisko H. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
15. Stanowisko J. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
16. Stanowisko K. seria 5. Procentowy diagram pyłkowy
17. Ściana Koźmin-ZATOKA
18. Ściana Koźmin-ŚRODKOWY
19. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko H. seria 5. Procentowy diagram pyłkowy
20. Koźmin-ZATOKA, seria 5. Procentowy diagram pyłkowy
21. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko C
22. Koźmin-PÓLNOC, system syngenetycznych szczelin mrozowych w serii 5 oraz 7 i 8
23. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F
24. Koźmin-ZATOKA, seria 10. Procentowy diagram pyłkowy
25. Koźmin-PÓLNOC, seria 14. Procentowy diagram pyłkowy
26. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F, seria 17 i 18. Procentowy diagram pyłkowy
27. Koźmin-ZATOKA, seria 17 i 18. Procentowy diagram pyłkowy
28. Stanowisko L. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
29. Przemiany środowiska w vistulianie w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego
30. Schemat ewolucji basenu uniejowskiego w vistulianie

Fotografie

1. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko I. Osady vistuliańskie podścielone zwirami rezydualnymi z fazy kataglacjalnej zlodowacenia warty
2. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F. Kontakt serii fluwioglacjalnej z osadami stokowymi. pokryte osadami ze środkowego plenivistulianu
3. Koźmin-ZATOKA. Kontakt serii 5 z wczesnego vistulianu z osadami podłoża
4. Koźmin-ZATOKA. Seria 5 z wczesnego vistulianu. z widocznymi dwoma generacjami tej serii
5. Koźmin-ŚRODKOWY, stanowisko H. Seria 5 z wczesnego vistulianu. z rozwiniętą w niej glebą glejową

6. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko C. Pseudomorfoza po klinie lodowym przecinająca serię 5 z wczesnego vistulianu
7. Koźmin-ŚRODKOWY, stanowisko G. Ślad po elementarnej szczelinie mrozowej w osadach serii (5) z wczesnego vistulianu
8. Koźmin-ZATOKA, Rozcięcie serii 5 z wczesnego vistulianu
9. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko C. Sekwencja osadów vistuliańskich od serii 5 z wczesnego vistulianu po serię 19 budującą współczesną powierzchnię terenu
10. Koźmin-ŚRODKOWY, Seria 7-9 piaskodennej rzeki roztokowej z dolnego plenivistulianu
11. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko D. Sekwencja osadów vistuliańskich od serii 7-9 z dolnego plenivistulianu po serię 19 stanowiącą współczesną powierzchnię terenu
12. Koźmin-ŚRODKOWY, Pseudomorfoza po syngenetycznym klinie lodowym
13. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko I. Kontakt erozyjny serii 10 ze środkowego plenivistulianu z podścielającą serią 7-9 z dolnego plenivistulianu
14. Koźmin-ZATOKA, Inwolucje rozwinięte w serii 10 ze środkowego plenivistulianu
15. Koźmin-PÓLNOC, Seria 10 ze środkowego plenivistulianu wykształcona w postaci rytmu mineralno-organicznego łacji pozakorytowej
16. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko C. Pseudomorfoza po klinie lodowym wykształcona od poziomu torfu ze środkowego plenivistulianu (seria 10)
17. Koźmin-PÓLNOC, Pseudomorfoza po epigenetycznym klinie lodowym, rozcinająca mulowo-piaszczystą serię 12 i serię piaszczysto-żwirową 11
18. Koźmin-PÓLNOC, Pseudomorfoza po epigenetycznym klinie lodowym rozwiniętym od serii 14 z górnego plenivistulianu do serii 12 ze środkowego plenivistulianu
19. Koźmin-ŚRODKOWY, Koryto z młodszego dryasu rozcinające starsze osady po spąg serii mulowo-organicznej 12 ze środkowego plenivistulianu
20. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko A. Sekwencja osadów ze środkowego i górnego plenivistulianu
21. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko E. Osady górnego plenivistulianu; seria piaszczysto-mulowa 13 i seria torfowa 14 częściowo rozmyte
22. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F. Górna część pseudomorfozy po klinie lodowym, ściętej przez serię 15
23. Koźmin-ŚRODKOWY, Struktura osadów rzeki roztokowej z górnego plenivistulianu (seria 15)
24. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko B. Stropowa część serii 15 z górnego plenivistulianu oraz kontakt z serią torfów allerödskich (17)
25. Koźmin-ZATOKA, Zaburzone muly wypełniające odcięte kanały rzeki roztokowej z górnego plenivistulianu, przykryte osadami z późnego vistulianu
26. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F. Osady V kompleksu vistuliańskiego
27. Koźmin-PÓLNOC, Kontakt serii z górnego plenivistulianu (15) z serią torfów allerödskich (17), zaburzonych w spągu
28. Koźmin-ŚRODKOWY, Inwolucje typu flat-bottomed w spągu torfu allerödskiego (seria 17)
29. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko D. Inwolucje kropłowe w spągu torfu z allerödu (seria 17)
30. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko J. Rozmyta seria torfowa (17) z allerödu w brzeżnej strefie koryt z młodszego dryasu
31. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko L. Brzeżna strefa koryt z młodszego dryasu
32. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko J. Bryłka piaszczysta o pierwotnej strukturze, zachowana w osadach korytowych z młodszego dryasu

ZARYS TREŚCI

Teren badań zlokalizowany był w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego, który jest rozszerzeniem doliny Warty stanowiącym obecnie rozległą równinę aluwialną. Kluczowym stanowiskiem w obszarze badań była odkrywka Kozmin KWB „Adamów”. Celem pracy było dokonanie rekonstrukcji rozwoju północno-zachodniej części basenu uniejowskiego w dwóch aspektach: na tle przemian środowiska naturalnego w vistulianie oraz na tle ewolucji doliny rzecznych w tymże okresie. Ponadto podjęta została próba rozróżnienia czynników klimatycznych i lokalnych, które wpłynęły na rozwój basenu. Wyniki przeprowadzonych badań pozwoliły również wypowiedzieć się w kwestii możliwości wyznaczenia maksymalnego zasięgu zlodowacenia polnocnopolskiego na południe od pradoliny warszawsko-berlińskiej na wschód od Konina.

Przeprowadzona dokumentacja ścian odkrywki, analizy strukturalne i teksturalne osadów oraz analizy palinologiczne, analiza makrofauny, datowania ^{14}C i TL pozwoliły na wydzielenie 15 serii osadów vistulianских oraz 4 serie osadów podłoża vistulianu i 1 obejmująca łącznie osady holoceniskie. Serie vistulianские przyporządkowane zostały do 5 kompleksów vistulianских które wydzielone są na podstawie kryterium wiekowego i powiązane zostały z głównymi jednostkami podziału stratygraficznego vistulianu.

Okazało się, że udało się udokumentować ślady wydarzeń ze znacznej części vistulianu. Dominująca tendencja agradacyjna lub okresy stabilizacji dna północno-zachodniej części basenu uniejowskiego i słabo zaznaczone fazy erozji sprzyjały zachowaniu osadów dolinnych ze znacznej części vistulianu. W okresach kiedy nie zachodziła akumulacja fluwialna, gromadziły się osady fitogenezne, rozwijały się procesy cohczne lub rozwijając się mogły procesy glebowe jak również peryglacyjne. Profil osadów vistulianских w Kozminie posiada luki stratygraficzne.

W osadach północno-zachodniej części basenu uniejowskiego zapisały się zasadnicze fazy erozji i akumulacji, jakie następowały w rzekach Niziny Europejskiej w vistulianie, co było zdeterminowane cyklem zmian klimatycznych. Jednak w odróżnieniu od większości dolin rzecznych porównywalnej rangi, w których w vistulianie akumulowane były kilkudziesięciometrowe serie osadów, w tej części doliny Warty miąższość osadów vistulianских wynosi zaledwie 16 m. Wypełniają one szeroką dolinę powstałą w fazie kataglacialnej zlodowacenia warty. Cechuje je bardzo duże rozprzestrzenienie przy niedużej miąższości poszczególnych serii. Wyróżniającą cechą osadów wypełniających północno-zachodnią część basenu uniejowskiego jest większa niż w innych vistulianских wypełnieniach dolin ilość horyzontów organicznych. Powstawały one nawet podczas najzimniejszych pięter vistulianu. Stoki formy, która była wypełniana osadami vistulianскими były zbyt pologie aby istotne znaczenie mogły mieć procesy i osady stokowe. Postępujące wypełnianie basenu osadami było związane z procesami podłużnymi. Skutkowało ono zmniejszaniem się spadku doliny Warty, co w późnym vistulianie wpłynęło na zmianę rozwinięcia Warty z systemu jednokorytowego na system wielokorytowy.

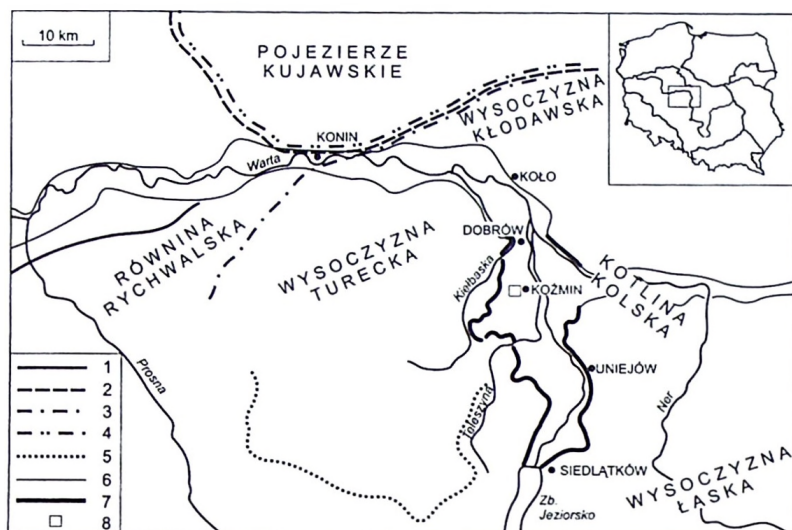
WSTĘP

TEREN BADAŃ

Teren badań zlokalizowany jest w południowo-zachodniej części Kotliny Kolskiej według podziału Polski na jednostki fizycznogeograficzne K o n d r a c k i e g o (1968). Kotlina Kolska, której powierzchnia znajduje się na wysokości około 100 m n.p.m., od północy ograniczona jest Wysoczyzną Kłodawską, od zachodu Wysoczyzną Turecką a od południa Wysoczyzną Laską (rys. 1). Obszary wysoczyznowe wznoszą się ponad Kotlinę Kolską o kilkadziesiąt metrów, z kulminacją na Wysoczyźnie Tureckiej – Złota Góra 191 m n.p.m. Za podstawę wydzielenia regionów J. Kondracki przyjął różnice orograficzne, geologiczne i geomorfologiczne oraz różnice w stosunkach wodnych, glebach, roślinności i topoklimacie. Został zatem wzięty pod uwagę cały kompleks fizycznogeograficzny. Obszar Kotliny Kolskiej pokrywa się częściowo z fragmentem pradoliny warszawsko-berlińskiej od Łęczycy po Konin oraz z południkowym fragmentem doliny Warty (K o n d r a c k i 1968; J e w t u c h o w i c z 1970).

Ze względu na specyficzne warunki geologiczne i geomorfologiczne obszar zawarty między Siedlątkowem a Dobrowem, będący rozszerzeniem doliny Warty, określane będzie w niniejszej pracy jako basen uniejowski. Basen uniejowski rozumiany będzie jako teren wyznaczony od zachodu i wschodu zasięgiem aluwiołów wistuliańskich a od południa, na wysokości Siedlątkowa, i od północy, w okolicach Dobrowa, wyraźnymi przewężeniami doliny Warty. Zasięg basenu wyznaczony został na podstawie Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Konin (M a ń k o w s k a 1980). Przedmiotem badań prezentowanych w niniejszej pracy jest północno-zachodnia część tego obszaru (rys. 1).

Kotlinowate rozszerzenie doliny Warty obejmujące obszar między Turkiem, Uniejowem i Kolem M a ń k o w s k a określa mianem Kotlina Uniejowska (C i u k, M a ń k o w s k a 1981). Obszar ten ma stanowić północną część Kotliny Sieradzkiej, będącej obszarem równinnym, zbudowanym z glin zwałowych, silnie erozyjnie i denudacyjnie zmodyfikowanym, z pokrywami piasków wodnolodowcowych i rzecznych. Określenie „Basen Uniejowski” dla omawianego obszaru zostało użyte w pracy K l a t k o w e j i Z a ł o b y (1991), którzy nie podają dokładnego zasięgu basenu ani też kryteriów jego wydzielenia.



Rys. 1. Basen uniejowski na tle jednostek fizycznogeograficznych (wg Kondrackiego 1968) oraz zasięgu fazy leszczyńskiej i fazy poznańskiej zlodowacenia północnopolskiego według wybranych autorów

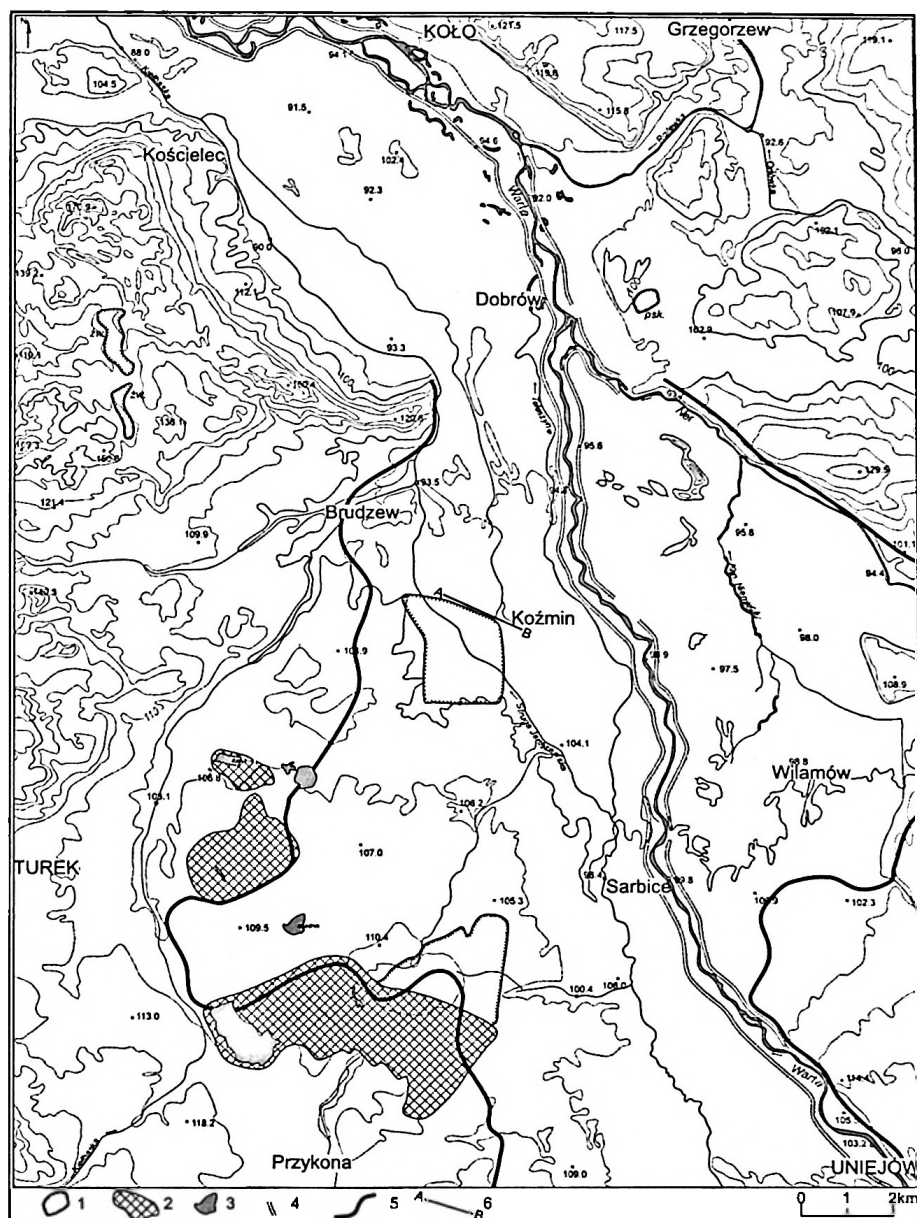
1 – zasięg fazy leszczyńskiej wg Rotnickiego (1963); 2 – zasięg fazy poznańskiej wg poglądów zebranych przez Kozarskiego (1981); 3 – zasięg fazy leszczyńskiej wg Stankowskiego (1982); 4 – zasięg fazy poznańskiej wg Stankowskiego (1982); 5 – zasięg fazy leszczyńskiej wg Mańkowskiej (1980, 1983, 1987); 6 – dno pradoliny warszawsko-berlińskiej; 7 – zasięg basenu uniejowskiego; 8 – lokalizacja odkrywk Kozmin

Uniejów Basin against a background of physico-geographical units (after Kondracki 1968) and maximum ice sheet limit of the Leszno phase and Poznań phase of the last glaciation in the Uniejów Basin after chosen authors

1 – Leszno phase extent after Rotnicki (1963); 2 – Poznań phase extent after opinions collected by Kozarski (1981); 3 – Leszno phase extent after Stankowski (1982); 4 – Poznań phase extent after Stankowski (1982); 5 – Leszno phase extent after Mańkowska (1980, 1983, 1987); 6 – bottom of the Warsaw-Berlin pradolina; 7 – range of the Uniejów basin; 8 – location of the Kozmin outcrop

Współcześnie basen uniejowski stanowi rozległą równinę aluwialną porożcinianą siecią koryt, w większości suchych. Koryta te tworzyły wielokorytowy system Warty, w który włączone były jej obecnie lewobrzeżne dopływy Teleszyna i Kielbaska. Poszczególne koryta rozdzielały się i łączyły, czego przykładem może być Struga Janiszewska, która w okolicach Sarbicz odgałęzia się od Teleszyny po czym płynie na północny-zachód i w okolicach Cichowa uchodzi do Kielbaski (rys. 2).

Z danych archeologicznych i historycznych oraz z przekazów kartograficznych z początku XIX wieku wynika, że sieć rzeczna basenu uniejowskiego uległa w czasach historycznych bardzo dużym przemianom, które spowodowane były czynnikami naturalnymi, a w ciągu ostatnich 100 lat spowodowane były głównie działalnością gospodarczą ludzi. Zakłada się, że w średniowieczu (XI–XII wiek) doszło do przemieszczenia głównego koryta Warty we wschodnią część basenu.



Rys. 2. Ukształtowanie powierzchni północnej części basenu uniejowskiego i jego otoczenia

- 1 – odkrywki KWB „Adamów”; 2 – hałdy i obszary przekształcone na skutek eksploatacji; 3 – sztuczne zbiorniki wodne;
4 – wały przeciwpowodziowe; 5 – zasięg basenu uniejowskiego; 6 – lokalizacja przekroju geologicznego

Configuration of the northern part of the Uniejów Basin and its surroundings

- 1 – outcrops brown coal opencast mine “Adamów”; 2 – waste-dump and terrains transformed by the exploitation; 3 – artificial lakes; 4 – embankments; 5 – range of the Uniejów Basin; 6 – location of the geological section

Powstały wtedy dwa równorzędne koryta połączone licznymi odnogami, które podzieliły przestrzeń zawartą między nimi na liczne, podmokłe i zabagnione wyspy. Na „Topograficznej Karcie Królestwa Polskiego” z 1839 roku znaczona jest tzw. Stara Warta i Nowa Warta, jak też system aktywnych jeszcze koryt. Jak informują źródła historyczne, liczne koryta rzeki i mokradła między nimi stanowiły dużą przeszkodę komunikacyjną, zwłaszcza w czasie wiosennych i letnich wzebrań. Wały przeciwpowodziowe zbudowane w okresie międzywojennym wzdłuż lewej strony głównego koryta Warty, odcięły rozgałęziające się ramiona rzeki od źródła zasilania i zdegradowały je do roli niewielkich cieków (K o t e r 1995). Obecnie koryto Warty jest ograniczone obustronnie wałami przeciwpowodziowymi. Kolejne istotne zmiany w sieci rzecznej spowodowało uruchomienie odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego, które wymagało osuszenia lub przerzucenia koryt niektórych cieków (np. koryto Strugi Janiszewskiej w okolicach odkrywki Koźmin).

Obszar basenu uniejowskiego na zachód od Warty w nieznacznym stopniu urozmaicony jest niewielkimi pagórkami wydmyowymi. Dobrze wykształcone pagórki wydmyowe występują wzdłuż prawego brzegu Warty (rys. 2). Ten zespół wydym nie doczekał się dotąd szczegółowego opracowania. Dopiero wydmy położone około 10 km dalej na wschód, zostały szczegółowo przebadane przez K r a j e w s k i e g o (1977).

Powierzchnia północno-zachodniej części basenu uniejowskiego łagodnie opada z południa ku północy od około 107 do 93 m n.p.m. (rys. 2). W niektórych miejscach obszar zawarty między wałami przeciwpowodziowymi znajduje się nieco wyżej niż obszar terasy zalewowej Warty poza wałami.

Współczesna Warta jest rzeką tranzytową, zbierającą rzeki o różnych reżimach. Odpływ we współczesnej Warcie uzależniony jest od czynników klimatycznych, szczególnie opadów i parowania oraz od czynników pozaklimatycznych, spośród których szczególnie istotny jest element antropogeniczny polegający na eksploatacji górniczej złóż węgla brunatnego w kopalniach Belchatów, Adamów, Konin. Wpływ ten objawia się zlikwidowaniem powierzchniowej sieci rzecznej (wspominany już przykład Strugi Janiszewskiej), zwiększonym udziałem odpływu podziemnego w odpływie całkowitym lub nienaturalnym przebiegiem odpływu w czasie, jak na przykład górnym Nerze i Kielbasce (M a k s y m i u k 1993).

Górny odcinek Warty znajduje się na obszarze krasowym co powoduje, że zasilanie podziemne jest tutaj znacznie zwiększone, na przykład w porównaniu ze zlewnią Prośny oraz zaznacza się redukcją współczynnika nieregularności średnich przepływów miesięcznych (D y n o w s k a 1972; M a k s y m i u k 1993). Średnie przepływy charakterystyczne Warty pod Koninem wynoszą $56,8 \text{ m}^3/\text{s}$, a odpływ jednostkowy ma wartości średnie około $3 \text{ dm}^3/\text{s km}^2$. Zwiększony odpływ zaznacza się już w lutym, z maksimum w marcu. Stosunkowo niewielkie różnice między wartościami najwyższymi i najniższymi odpływów

wynikają z dużych zdolności retencyjnych Warty jako rzeki posiadającej dużą dolinę wypełnioną mięszymi aluwiami (M a k s y m i u k 1993). W obrębie basenu uniejowskiego miesięczny i roczny współczynnik nieregularności przepływów jest bardzo niski (D y n o w s k a 1972).

Współczesny klimat okolic Uniejowa odznacza się średnią temperaturą roczną 8°C przy średniej temperaturze najzimniejszego miesiąca -2,7°C, a najcieplejszego 18,2°C. W ostatnim stuleciu, z biegiem lat wyraźnie obniżała się średnia temperatura lata, przy równoczesnym wzroście średniej temperatury zimy. Opady atmosferyczne średnio wynoszą 515 mm, chociaż różnice w poszczególnych latach były bardzo duże i tak w latach najwilgotniejszych sięgały 700 mm, a w latach najsuchszych niewiele ponad 300 mm. Przeważają wiatry z kierunków zachodnich. Odznaczają się one małą średnią prędkością roczną, która wynosi 2,5 m/s (K ł y s i k 1993).

CEL PRACY

Celem pracy było dokonanie rekonstrukcji rozwoju północnej części basenu uniejowskiego w dwóch aspektach: po pierwsze, na tle przemian środowiska w vistulianie, a po drugie, na tle ewolucji dolin rzecznych w tymże okresie. Rekonstrukcja rozwoju basenu uniejowskiego w kontekście ewolucji niżowych dolin rzecznych jest uzasadniona, ponieważ basen ten kształtowany był przez rzekę Wartę w sposób bezpośredni lub pośredni. Ponadto podjęta została próba wydzielenia czynników klimatycznych i lokalnych, które wpływały na rozwój basenu.

W tytule pracy użyte zostało sformułowanie „osady dolinne”, poprzez które rozumiane są wszelkiego rodzaju osady jakie deponowane były w dolinie rzecznej podczas jej przemian w różnych okresach, a więc nie tylko osady rzeczne ale również jeziorne, fitogeniczne, ewentualnie stokowe i eoliczne.

Zgromadzone materiały pozwoliły wypowiedzieć się również w kwestii możliwości wyznaczania maksymalnego zasięgu lądolodu północnopolskiego na Wysoczyźnie Tureckiej czy w basenie uniejowskim (M a n k o w s k a 1980, 1983; G o g o ł e k, M a n k o w s k a 1989; T r z m i e l 1996).

METODY PRACY

Zastosowane metody pracy podzielić można na terenowe, laboratoryjne i kameralne. Prace terenowe obejmowały opracowanie rozległego odsłonięcia dostępnego dzięki odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego w odkrywce Koźmin KWB „Adamów”, która jest kluczowym stanowiskiem w obszarze badań. Wykorzystane również zostały materiały zebrane przez zespół badawczy,

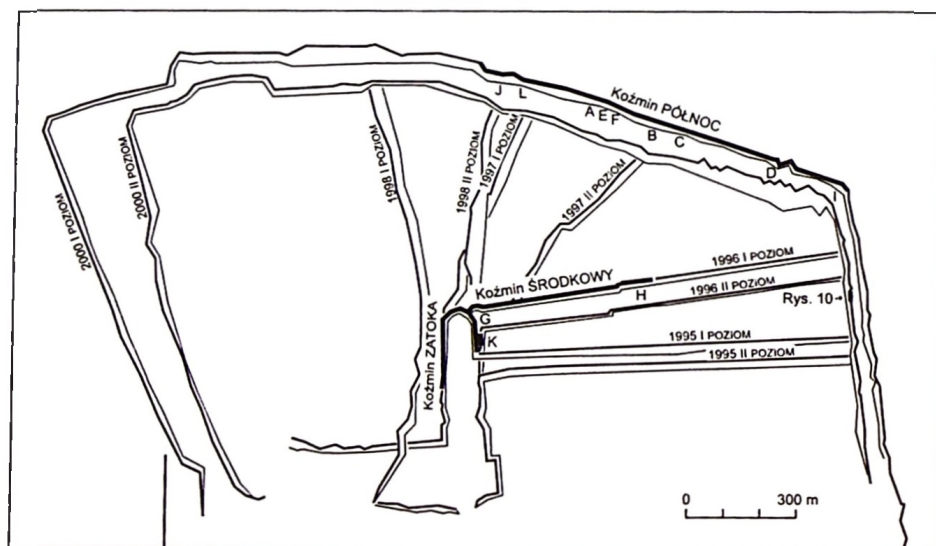
pracujący w tej odkrywce w latach 1995–1997 kierowany przez prof. H. Klatkową, którego członkiem była autorka. Posłużono się też danymi z wierceń głębokich dokumentujących złoża węgla brunatnego Koźmin. Dane te mają jednak niewielką wartość dla niniejszej pracy, ze względu na małą szczegółowość opisu osadów czwartorzędowych.

Wykonana została dokumentacja geologiczna w obrębie ścian odkrywki eksploatacyjnej Koźmin oraz obszerna dokumentacja fotograficzna. Do szczegółowej analizy strukturalno-teksturalnej wybranych zostało 9 stanowisk, w których szczególnie dobrze czytelne wydają się być etapy rozwoju badanego obszaru, a które jednocześnie są reprezentatywne i ukazują bogactwo i zróżnicowanie struktur powstających w różnych okresach vistulianu w zmieniających się warunkach środowiskowych (rys. 3). Ponadto autorka odnosi się do jeszcze kilku stanowisk, w których nie przeprowadzono kompletu analiz, mimo to wnoszących istotne informacje o budowie geologicznej badanego obszaru.

Próbki do określenia cech teksturalnych osadów pobrane zostały metodą punktową (R u t k o w s k i 1995). Opracowanie wyników analiz uziarnienia dokonane zostało na podstawie skali wielkości ziaren w poszczególnych frakcjach i skali wysortowania materiału klastycznego podanej przez G r a d z i ń s k i e - g o *et al.* (1986).

W ramach badań laboratoryjnych i opracowań kameralnych wykonano:

- analizę granulometryczną dla 365 próbek. Do analizy frakcji drobniejszej zastosowano metodę areometryczną, natomiast do analizy frakcji grubszej



Rys. 3. Odkrywka Koźmin – szkic lokalizacyjny

A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L – stanowiska

Koźmin outcrop – location sketch

A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L – sites

zastosowano metodę sitową. Analizę sitową frakcji żwirowej (w praktyce, w przypadku analizowanego materiału spotykane były co najwyżej żwiry średnioziarniste) wykonano przy wykorzystaniu sit w odstępach 1,25 i 1 phi. Do wykonywania analizy sitowej frakcji piaszczystej zastosowany został zalecany zestaw sit w odstępach co 0,5 jednostki phi (Mycielska-Dowgiałło 1995). Na podstawie uzyskanych wyników obliczone zostały wskaźniki uziarnienia Folka i Warda (Rühle 1973; Mycielska-Dowgiałło 1995; Gradziński *et al.* 1986) – średnia średnica ziaren M_z , wskaźnik wysortowania δ_1 oraz wskaźnik skośności Sk_1 . Wskaźnik graficznego spłaszczenia został pominięty ze względu na jego poboczną rolę w analizie uziarnienia osadu, sprowadzającą się do uzupełnienia wskaźnika skośności (Brodzikowski 1992). Na podstawie wyników analizy uziarnienia wykreślono krzywe częstości (Mycielska-Dowgiałło 1995);

- analizę obróbki ziaren kwarcowych wykonano dla 331 próbek metodą Cailleux'a (1942), zmodyfikowaną przez Klátkową (1991) i Manikowską (1993). Do badań wybrane zostały ziarna frakcji 0,8–0,63 mm. Analiza morfoskopowa wykonana została przez mgr J. Forysiaka z Katedry Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego;
- graficzne zestawienie wyników obliczeń wskaźników uziarnienia i wyników analizy morfoskopowej;
- uproszczony przekrój geologiczny sięgający podłoża kenozoiku, usytuowany wzdłuż północnej ściany odkrywki Koźmin sporządzony na podstawie wierceń dokumentujących złożę węgla brunatnego.

Ponadto wykonane zostały:

- analizy palinologiczne dla 8 profili, z czego 7 profili przeanalizowanych zostało przez dr G. Miotk-Szpiganowicz z Katedry Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego oraz 1 przez mgr Z. Bałwierz z Zakładu Geomorfologii Uniwersytetu Łódzkiego, która przekazała wyniki analizy w formie zestawienia wniosków. W pracy zamieszczone zostały uproszczone diagramy pyłkowe, które nie uwzględniają najmniej licznych taksonów;
- analiza malakofauny w jednej próbce, która wykonana została przez prof. dr hab. S. Alexandrowicza z Katedry Stratygrafii i Geologii Regionalnej Akademii Górniczo-Hutniczej;
- 16 datowań metodą ^{14}C , z których 14 wykonano w Laboratorium ^{14}C przy Muzeum Archeologicznym i Etnograficznym w Łodzi przez mgr P. Trzeciaka i I. Borowca, a 2 w Laboratorium ^{14}C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach kierowanym przez prof. dr hab. A. Pazdur; datowania podane są w wieku konwencjonalnym BP;
- 5 datowań metodą TL, które wykonane zostały w Laboratorium TL Uniwersytetu Gdańskiego przez dr I. Olszaka i dr S. Fedorowicza.

W części pracy zawierającej analizę rozwoju północnej części basenu uniejowskiego na tle przemian środowiska w vistulianie oraz na tle ewolucji niżowych dolin rzecznych w tym okresie wykorzystano wybrane pozycje literatury. Na pełniejsze przytaczanie bogatej literatury związanej z wyżej wymienionymi zagadnieniami nie pozwoliły rozmiary tego opracowania.

PODŁOŻE VISTULIŃSKIEGO WYPEŁNIENIA PÓŁNOCNO- -ZACHODNIEJ CZĘŚCI BASENU UNIEJOWSKIEGO

PODŁOŻE PODCZWARTORZĘDOWE

Basen uniejowski położony jest w strefie spojenia prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej z platformą paleozoiczną, która odznaczała się tendencją do subsydencji o zmiennym nasileniu. Spojenie to wyznacza strefa tzw. linii Teisseyre'a, która była miejscem powstania szeregu dyslokacji o kierunku zgodnym z jej przebiegiem i mających zasadniczy wpływ na kształtowanie się utworów mezozoiku oraz położone na południowy zachód antyklinorium środkowopolskie i synklinorium szczecińsko-lódzko-miechowskie ukształtowane w permie i mezozoiku. Dzisiejszą granicę między antyklinorium i synklinorium wyznaczają podkenozoiczne wychodnie spągu kredy górnej (P o ż a r y s k i 1969).

W górnej kredzie nastąpiła zasadnicza przebudowa strukturalna kompleksu permsko-mezozoicznego, synchroniczna z laramijską fazą rozwoju geosynkliny alpejskiej. Miejsce subsydencji w jednych obszarach intensywnej i w innych słabszej, zastąpił ruch epejrogeniczny. W efekcie nastąpiło wydźwignięcie antyklinorium środkowopolskiego, a wraz z nim w pewnym stopniu wyniesione zostało synklinorium szczecińsko-lódzko-miechowskie (P o ż a r y s k i 1952, 1960). W tym też czasie wzmoczeniu uległa tektonika solna. Najbardziej rozwinięte formy tektoniki solnej – słupy i wały solne powstały w strefie dyslokacji oddzielających kujawski odcinek antyklinorium środkowopolskiego od łódzkiej części synklinorium. Na zewnątrz tej strefy powstały słabiej rozwinięte struktury solne takie jak wały i poduszki (M a r e k, Z n o s k o 1972a, b).

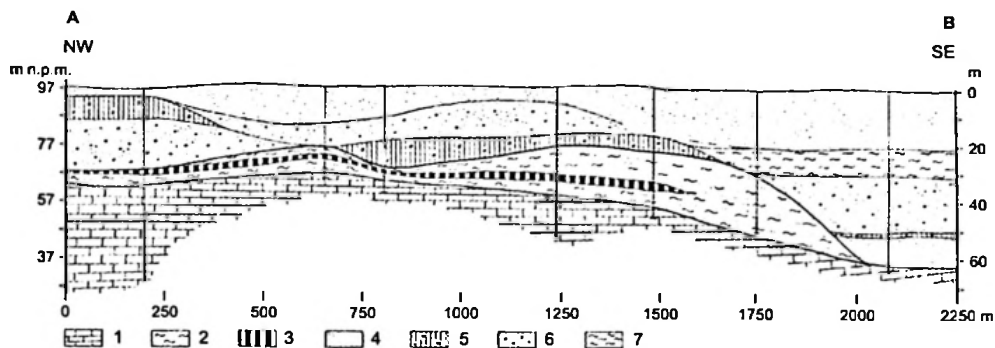
Na schyłek górnej kredy przypadł początek tworzenia się elewacji konińskiej (W i d e r a 1998). Powierzchnia stropu mezozoiku w tym obszarze jest nieco wyniesiona względem terenów sąsiednich i osiąga średnio 60 m n.p.m., przy czym największe wysokości zanotowane w okolicach Turku i Malanowa sięgają 100 m n.p.m., a nawet więcej. Elewacja konińska powstała na skutek działania halotektoniki, która doprowadziła do powstania kilku poduszek i diapirów solnych, przy czym intensywniej zaznaczyła się we wschodniej części elewacji. Pod wpływem działania naprężeń powstających podczas dźwigniania się elewacji konińskiej tworzyły się rowy tektoniczne. Powierzchnia mezozoiczna elewacji

jest mało urozmaicona. Inaczej jest w obrębie rowów tektonicznych, których dna mają bardzo nierówną powierzchnię. Rowy tektoniczne i ich sąsiedztwo modelowane były przez erozję rzeczną, przede wszystkim we wczesnym miocenie. Intensywność erozji zależała bezpośrednio od aktywności tektonicznej w obrębie poszczególnych rowów. W obniżeniach powierzchni stropu mezozoiku odłożone zostały najbardziej miękkie serie osadów trzeciorzędowych (Czarnik 1972; Skoczylas, Stankowski 1985; Widera 1998). W środkowym miocenie, w rowach tektonicznych powstały pokłady węgla brunatnego, czasami akumulacja torfowa obejmowała obszar poza obrębem rowów, rozprzestrzeniając się również w obniżeniach erozyjnych. Aktywność większości rowów tektonicznych wygasła w późnym miocenie i pliocenie (Widera 1998).

W podłożu mezozoicznym basenu uniejowskiego zaznacza się wyraźne obniżenie. Czarnik (1972) interpretował je jako dolinne o genezie fluwialno-erozyjnej i określił je mianem „dolina Adamowa”. Z pracy Widery (1998) opartej na znacznie większej ilości danych wynika, że geneza tego obniżenia jest tektoniczna, a formę tę nazwał „rowem Adamowa”. Rów Adamowa okazał się być formą mniej rozległą niż wyznaczana przez Czarnika dolina Adamowa. Zdaniem Widery (1998) obniżenie to ma długość 13 km i szerokość 2–3 km i charakteryzuje się, podobnie jak pozostałe rowy tektoniczne, bardzo urozmaiconą powierzchnią dna. Zorientowany jest w kierunku NE–SW, natomiast orientacja podrzędnych dyslokacji ma kierunek NW–SE. Deniwelacje między obszarami ramowymi a osiowymi partiami rowu wynoszą 40–55 m. Najgłębsze miejsce rowu Wiera sytuuje pod złożem Koźmin i wyznacza je na poziomie 24,1 m n.p.m. Z analizy zestawu wierceń dokumentujących to złożo wynika jednak, że najniższe położenie stropu mezozoiku występuje na wysokości nawet 1,4 m n.p.m. (Piskorz 2001). W osiowej części rowu występują zręby nad którymi brak węgla. Dwa takie zręby Wiera stwierdził w obrębie złoża Adamów, ale występują one również w obrębie złoża Koźmin (Piskorz 2001).

Współcześnie obserwowana powierzchnia podczwartorzędowa basenu uniejowskiego powstała na skutek oddziaływania procesów halotektonicznych, procesów erozji, akumulacji trzeciorzędowej, która złagodziła formy powierzchni mezozoicznej oraz na skutek oddziaływania czwartorzędowych transgresji lądolodu, które zdeformowały glaciektogenicznie luźne osady trzeciorzędu (Czarnik 1972; Skoczylas, Stankowski 1985).

Sytuację geologiczną podłoża czwartorzędu jak i osadów czwartorzędowych prezentuje uproszczony przekrój geologiczny sporządzony w przybliżeniu równoległe do linii przebiegu północnej ściany odkrywki Koźmin (rys. 4). Uchwycony został zachodni skłon doliny pra-Warty, prawdopodobnie z interglacjału wielkiego (Czarnik 1972). Przekrój geologiczny nie mógł być przedłużony na wschód ze względu na brak wierceń poza złożem Koźmin i po wschodniej stronie koryta Warty.



Rys. 4. Uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż ściany Koźmin-PÓLNOC

kreda: 1 – margiel, trzeciorzęd: 2 – il, mul i piasek, 3 – węgiel brunatny; czwartorzęd: 4 – piasek; 5 – glina zwałowa; 6 – piasek i żwir; 7 – mul

Simplified geologic section along the Koźmin-PÓLNOC wall

Cretaceous: 1 – marl; Tertiary: 2 – clay, silt and sand; 3 – brown coal; Quaternary: 4 – sand, 5 – till; 6 – sand with gravels; 7 – silt

CHARAKTERYSTYKA CZWARTORZĘDOWEGO PODŁOŻA OSADÓW VISTULIAŃSKICH

Osady czwartorzędu rozprzestrzeniają się na całej powierzchni basenu uniejowskiego za wyjątkiem kilku niewielkich wychodni podłoża kredowego w okolicach Rożniatowa i Uniejowa. Miąższość czwartorzędu wynosi średnio 30 m, przy czym największe miąższości osady czwartorzędowe osiągają w rowach tektonicznych (T r z m i e l 1996; W i d e r a 1998), maksymalnie dochodząc do 60 m w obrębie rozcięcia dolinnego pra-Warty (C z a r n i k 1972). Osady czwartorzędowe reprezentowane są przez gliny zwałowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne, muły i łyły zastoiskowe oraz osady fluwialne, pochodzące z różnych okresów czwartorzędu (C z a r n i k 1972; T r z m i e l 1996).

Osady pochodzące ze zlodowaceń południowopolskich zachowały się jedynie w postaci niewielkich płatów gliny zwałowej. Śladem oddziaływania lądolodu było przemodelowywanie powierzchni trzeciorzędowej przez procesy glaci-tektoniczne, szczególnie silnie oddziałujące w obrębie obniżen podłoża podczwartorzędowego. Następujący później długi okres interglacjału wielkiego odznaczał się silną erozją i denudacją, które doprowadziły do powstania głębokich dolin rzecznych, których dna w omawianym obszarze znajdowały się poniżej 50 m n.p.m. (T r z m i e l 1996). Często dochodziło do odpreparowania starszych dolin i usunięcia osadów zlodowaceń południowopolskich. W drugiej fazie interglacjału intensywna akumulacja spowodowała zasypianie obniżen dolinnych, pozostawiając po sobie złagodzoną rzeźbę (C z a r n i k 1972;

K l a t k o w a, Z a ł o b a 1991). Można założyć, że rozcięcie zarejestrowane na uproszczonym przekroju geologicznym (rys. 4) powstało na początku interglacjału wielkiego.

Dolne piętro zlodowaceń środkowopolskich – zlodowacenie odry pozostawiło po sobie glinę zwałową, która na obszarze basenu uniejowskiego w późniejszym czasie uległa znacznej degradacji. W efekcie obserwuje się obecnie niewielkie jej płyty (K l a t k o w a, Z a ł o b a 1991), a na obszarze konińskim sąsiadującym od północnego zachodu nie znaleziono jej wcale (S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991; C z u b l a 2001). Po tym zlodowaceniu pozostały zespoły form pagórkowatych typu kemowego zbudowane z osadów fluwioglacjalnych, będące załączkami form do dziś wyraźnie zaznaczających się w morfologii Wysoczyzny Tureckiej (K ł y s z 1981).

Interstadiał pilicy zaznaczył się jednym cyklem erozji i akumulacji, w którym rozcięcia dolinne i obniżenia terenu wypełnione zostały osadami żwirowymi, piaszczystymi i ilastymi (C z a r n i k 1972).

Osady zlodowacenia warty są powszechnie spotykane na omawianym obszarze. Pozostały po nim dwa pokłady glin zwałowych, rozdzielone piaskami fluwioglacjalnymi i mulami zastoiskowymi. Dolna glina jest szara lub ciemnoszara, masywna z licznymi glazikami. Glina górna ma barwę brunatną lub żółtobrunatną, jest słabo zwięzła, piaszczysta i zawiera mało glazików (C z a r n i k 1972; K ł y s z 1981; S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991; K l a t k o w a 1992, 1993).

Gliny zwałowe w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego występują w postaci odizolowanych płatów (T r z m i e l 1996). Z analizy wierceń dokumentujących złożę węgla brunatnego wynika, że znajdują się tu trzy pokłady glin zwałowych. Na dość skomplikowaną sytuację miał wpływ fakt, że basen uniejowski znajdował się w strefie oddziaływania procesów fluwialnych w kolejnych okresach interglacjalnych. Według T r z m i e l a (1996), glina zwałowa ze zlodowaceń południowopolskich występuje wyłącznie w obniżeniach, w większości przypadków o genezie tektonicznej. Glina zwałowa pochodząca ze zlodowaceń środkowopolskich występuje w postaci większych płatów zarówno na obszarach wyniesionych, jak i w obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej. Wtedy też aktywność tektoniczna na tym obszarze miała ustać lub ulec ograniczeniu.

Glinę zwałową podścielającą osady vistuliańskie uznano za warciańską na podstawie korelacji z glinami rozpoznanymi w Smulsku (jedna z odkrywek KWB „Adamów”) i określonymi jako seria warciańska dolna (K l a t k o w a 1992, 1993). Taki wniosek pozwoliły wysnuć zbieżne wartości:

- wskaźników petrograficznych (wg R z e c h o w s k i e g o 1971) – O/K – 1,51, K/W – 0,7, A/B – 1,31 dla frakcji 5–10 mm, określone przez dr A. Świerczewską z Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Krakowie;
- zawartości węglanu wapnia – od 10,5 do 14,5% określone przez mgr J. Forsyaka z Katedry Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego;

- orientacji dłuższych osi głazików NE–SW (15° – 195°) wykonane przez zespół prof. dr hab. H. Kłatkowej.

Dodatkowo warciański wiek gliny potwierdza datowanie metodą TL, które dało wynik $160,1 \pm 24,0$ ka BP (UG 2290) (rys. 3, 5) (F o r y s i a k *et al.* 1998, 1999).

Przeprowadzone przez C z u b l ę (2001) badania petrograficzne pokładu gliny zwałowej wykazały, że glina ta reprezentuje ten sam horyzont morenowy co gliny środkowe ze Smulską i stanowi dolny poziom warciański. Potwierdza to wyżej cytowane wnioski, chociaż próbki pochodziły z innej części odkrywki Koźmin.

Wskaźniki uziarnienia Folka i Warda oraz wyniki analizy morfoskopowej są typowe dla glin morenowych. Średnia średnica ziaren (M_z) wynosi około 4 w skali phi, wskaźnik skośności około 0,27 phi (Sk_1) wskazuje na zwiększony udział frakcji drobniejszej względem frakcji o maksymalnej częstości, a odchylenie standardowe wynoszące około 3,5 phi (δ_1) świadczy o bardzo złym wysortowaniu tego osadu. Zawartość ziaren typu RM wynosi 22–27%, M – 33–37%, EL – 30–31%, C – 6–7% i NU – 3–6% (ściana Koźmin-PÓLNOC – rys. 6, stanowiska A, B, C – rys. 7, 8, 9). Podobne wyniki uzyskiwano w różnych stanowiskach środkowej Polski (G o ź d z i k 1980; K ł a t k o w a 1990, 1991; M a n i k o w s k a 1993, 1995c). Gлина zwałowa znajdująca się w podłożu osadów vistuliańskich określona została jako **seria 1** (rys. 6).

Pośród osadów występujących w podłożu vistulianu znajdują się muły tak zwanego zastoiska koźmińskiego, którego wiek stanowi jeszcze nie wyjaśniona kwestia. Według C z a r n i k a (1972) zastoisko koźmińskie zajmuje obniżenie z interglacjalnego wielkiego odnowione w interglacjalnej pilicy, a czas jego funkcjonowania określił na początek zlodowacenia warty. Autor ten stwierdził, że osady zastoiskowe przykryte zostały warciańską gliną zwałową w okolicach Bogdałowa. T r z m i e l (1996) ułokował zastoisko koźmińskie w czasie zlodowacenia toruńskiego, a więc już w vistulianie, ponieważ jego badania nie wykazały aby osady zastoiskowe były gdziekolwiek przykryte warciańską gliną zwałową; co więcej pisze, że osady zastoiskowe wypełniają rozcięcie erozyjne powstałe w glinie warciańskiej. Autor ten przyjmuje również jeziorną genezę osadów, które miałyby być akumulowane w środowisku peryglacjalnym.

Osady zastoiska koźmińskiego widoczne są w ścianach odkrywki Koźmin, jak również wydzielone są w wierceniach dokumentujących złożę węgla brunatnego. Spąg osadów zastoiskowych w okolicach Koźmina występuje na wysokości około 70 m n.p.m., natomiast strop stwierdzono na wysokości 82 m n.p.m., przy czym mułowe i ilowe osady zastoiskowe przechodzą stopniowo w osady piaszczyste co sugeruje stopniową zmianę warunków w środowisku depozycyjnym. Osady zastoiskowe wydатовane zostały metodą TL na $117,4 \pm 17,6$ ka BP (UG 2292) (rys. 10), przy czym próbka nie pochodzi z najgłębszej części zastoiska, a więc data nie wyznacza początku tworzenia się

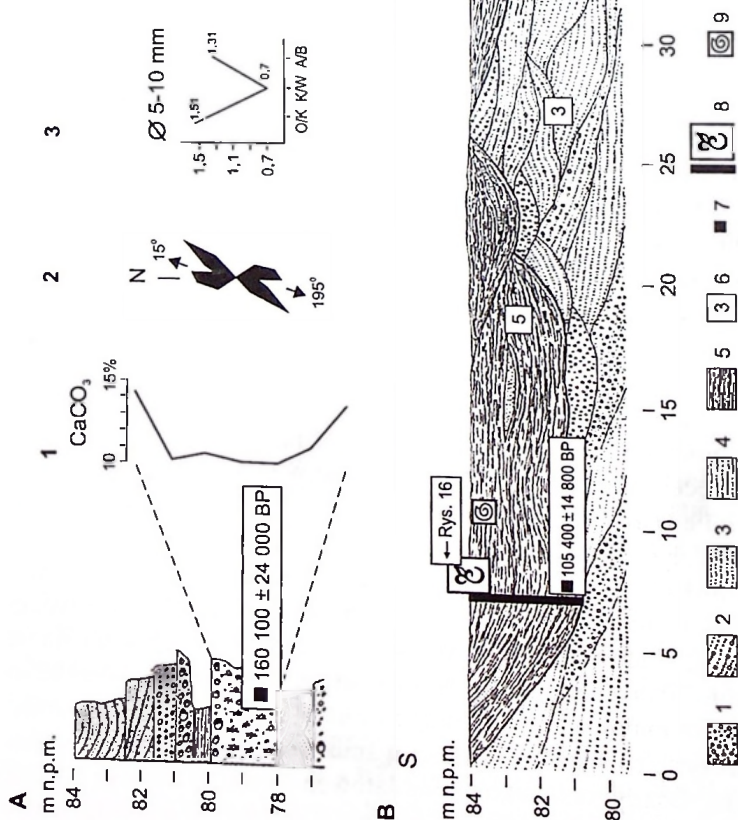
Rys. 5. Stalowisko K (II poziom eksploatacyjny)

A. profil litologiczny z warcuska gliną zwalową: 1 – zawartość węgla wapienia, 2 – kierunki dłuższych osi głazów, 3 – wskaźniki petrograficzne O/K, K/W i A/B

B. spąg serii 5 z wczesnego wistulianu: 1 – żwir, 2 – piasek ze żwiru, 3 – piasek, 4 – próbek z mułem, 5 – muł organiczny, 6 – numer serii, 7 – lokalizacja datowań TL, 8 – lokalizacja profilu palinologicznego, 9 – lokalizacja miejsca poboru próbki do analizy malakofauny

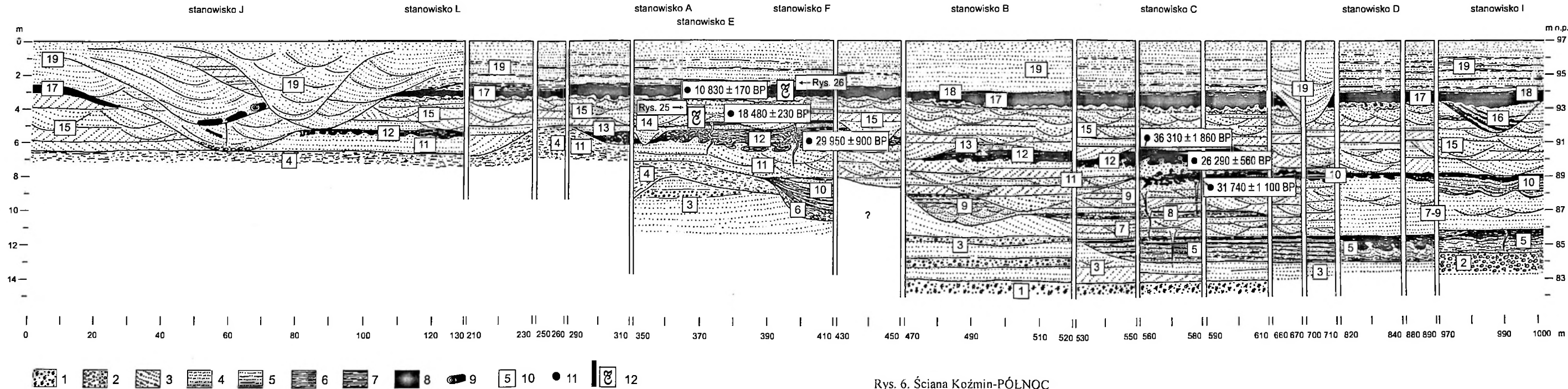
Site K (II exploitation level)

A. lithologic profile with Wartanian till: 1 – content of CaCO_3 , 2 – long-axis azimuth of clasts, 3 – petrographic coefficients O/K, K/W and A/B
B. bottom of the Early Vistulian series 5: 1 – gravels, 2 – sand with gravels, 3 – sand, 4 – sand with silt, 5 – organic silt, 6 – number of series, 7 – location of the TL datings, 8 – location of the pollen profile, 9 – location of the mollusc sample



NW

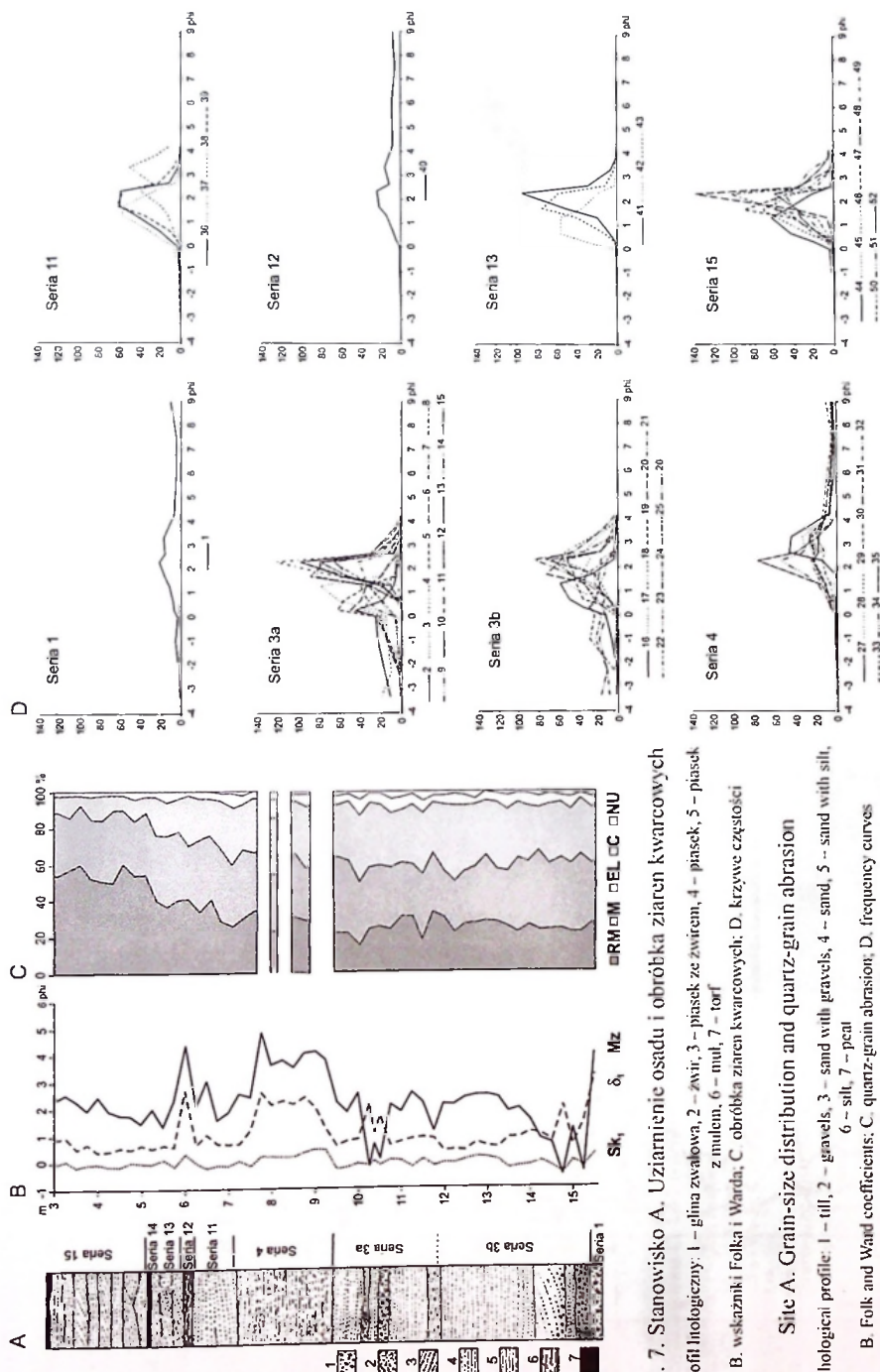
SE



Rys. 6. Ściana Koźmin-PÓLNOC

Koźmin-PÓLNOC wall

1 - till; 2 - gravels; 3 - sand with gravels; 4 - sand; 5 - sand with silt; 6 - silt; 7 - organic silt; 8 - peat; 9 - trunk;
10 - number of series; 11 - location of ¹⁴C datings; 12 - location of pollen profiles



Rys. 7. Stanowisko A. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych

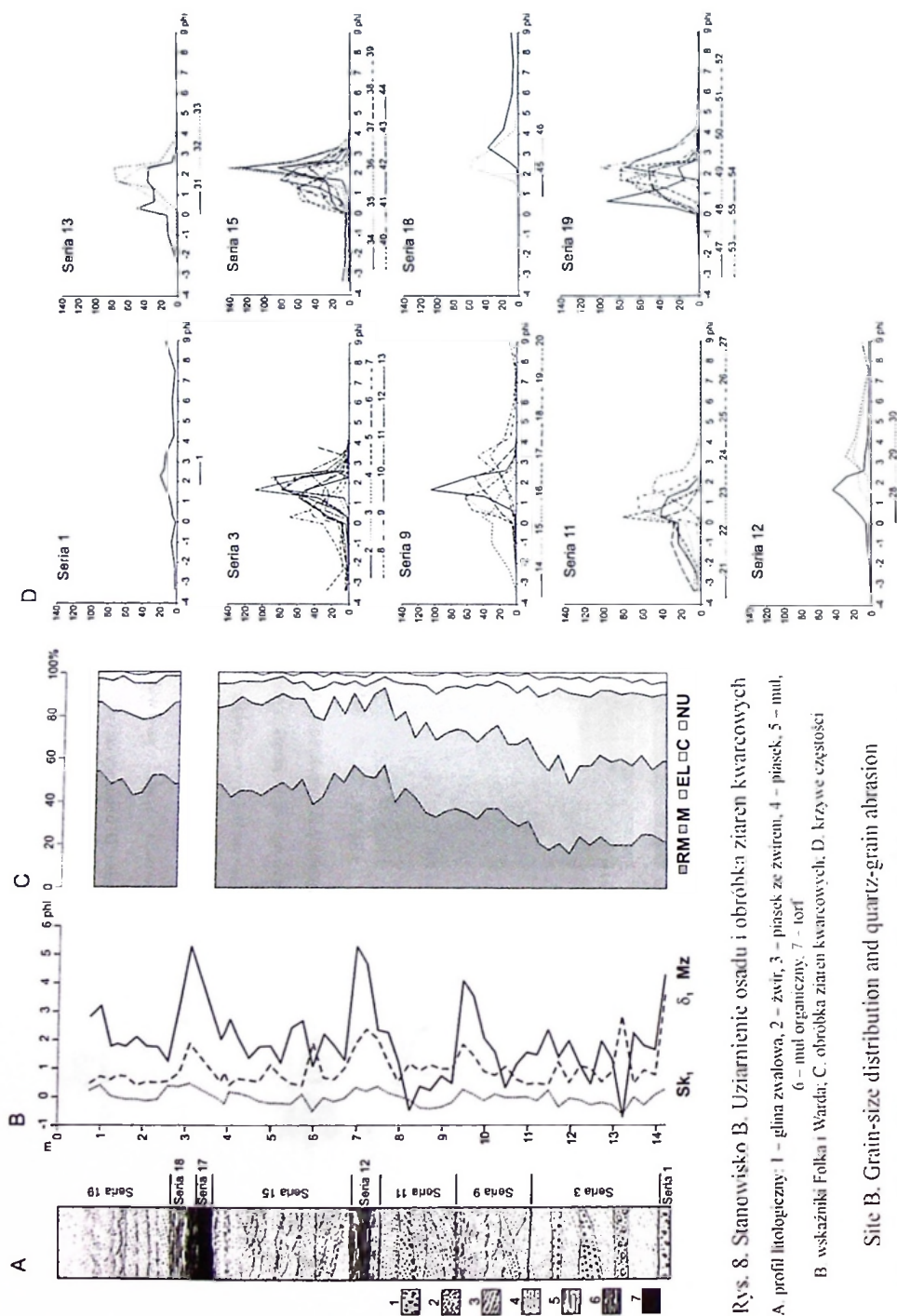
A. profil litologiczny: 1 – glina zwałowa, 2 – żwir, 3 – piasek ze zwirami, 4 – piasek, 5 – piasek z mułem, 6 – muł, 7 – torf

B. wskaźniki Folk i Warda, C. obróbka ziaren kwarcowych; D. krzywe czystości

Site A. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile: 1 – till, 2 – gravels, 3 – sand with gravels, 4 – sand, 5 – sand with silt, 6 – silt, 7 – peat

B. Folk and Ward coefficients; C. quartz-grain abrasion; D. frequency curves



Rys. 8. Stanowisko B. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych

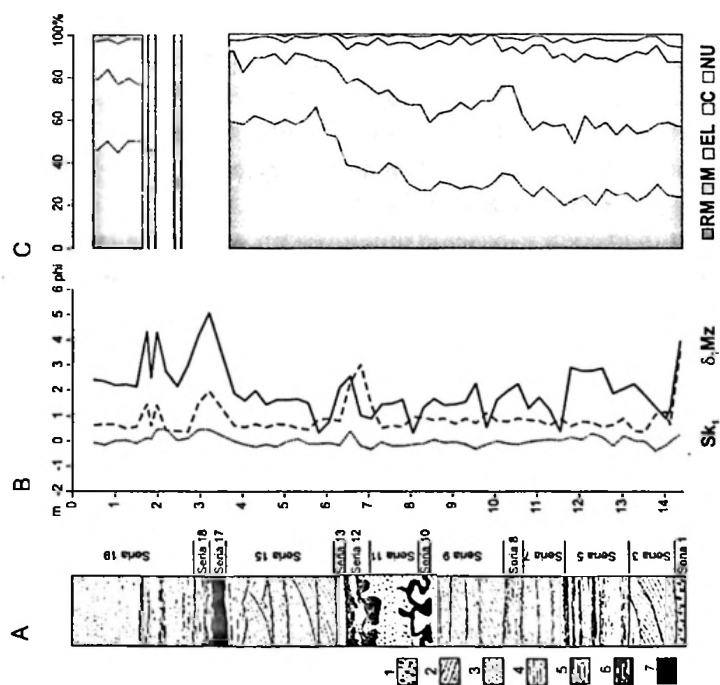
A. profil litologiczny: 1 – glina zwalowa, 2 – żwir, 3 – piasek ze żwir, 4 – piasek, 5 – mul, 6 – mul organiczny, 7 – torf

B. wskaźniki Folk i Warda; C. obróbka ziaren kwarcowych; D. krzywe częstości

Site B. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile: 1 – silt, 2 – gravels, 3 – sand with gravels, 4 – sand, 5 silt, 6 – organic silt, 7 – peat

B. Folk and Ward coefficients; C. quartz-grain abrasion; D. frequency curves



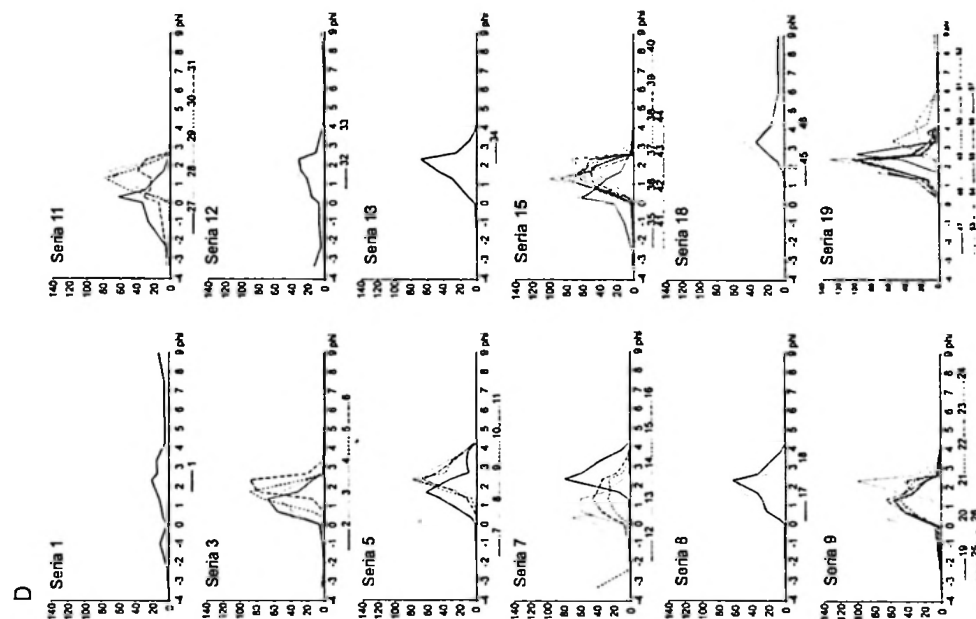
Rys. 9. Stanowisko C. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych
A. profil litologiczny: 1 – gлина zwałowa, 2 – piasek ze żwirrem, 3 – piasek, 4 – piasek z mulem,
5 – mul, 6 – mul organiczny, 7 – torf

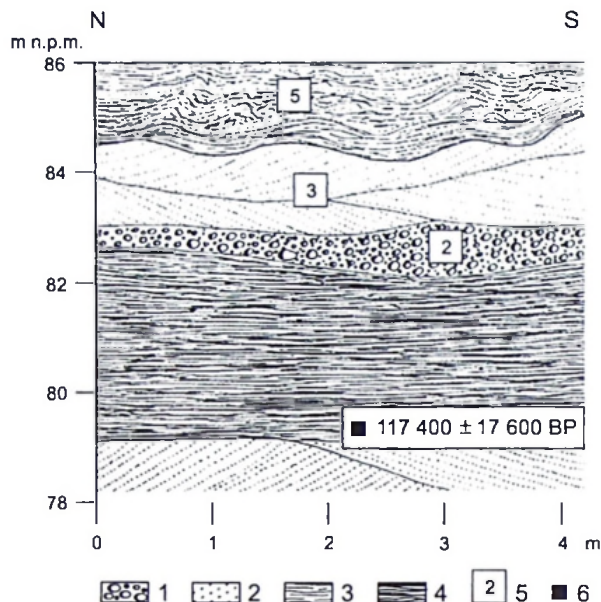
B. wskaźniki Folk i Warda, C. obróbka ziaren kwarcowych, D. krzywe częstości

Site C. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile: 1 – till, 2 – sand with gravels, 3 – sand, 4 – sand with silt, 5 – silt,
6 – organic silt, 7 – peat

B. Folk and Ward coefficients, C. quartz-grain abrasion, D. frequency curves





Rys. 10. Podłoże serii 5 z wczesnego vistulianu

1 – żwir, 2 – piasek; 3 – mul; 4 – mul i il zastoiska koźmińskiego; 5 – numer serii; 6 – lokalizacja datowań TL

Basement of the Early Vistulian series 5

1 – gravels; 2 – sand; 3 – silt; 4 – silt and clay of the Koźmin dam-lake; 5 – series number; 6 – location of the TL datings

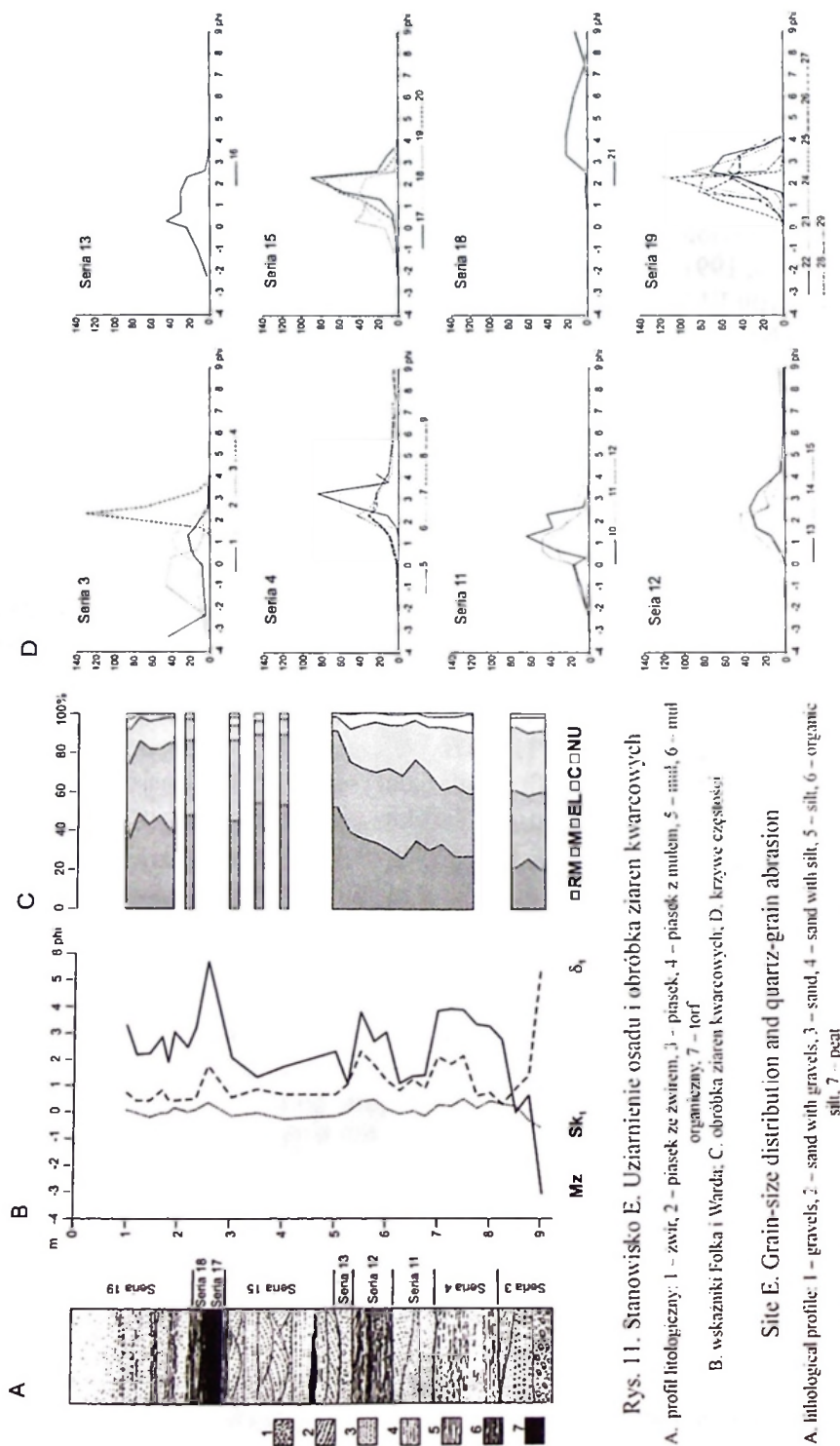
zastoiska. Osady zastoiskowe i nadbudowujące je piaski pokryte są około metrowej miąższości żwirami rezydualnymi (seria 2) wiązanymi z fazą kataglacjalną zlodowacenia warty, na których zalega kilkunastometrowy kompleks osadów vistuliańskich (fot. 1). Zaprezentowane fakty skłaniają do przyjęcia interpretacji wiekowej zastoiska według C z a r n i k a (1972).

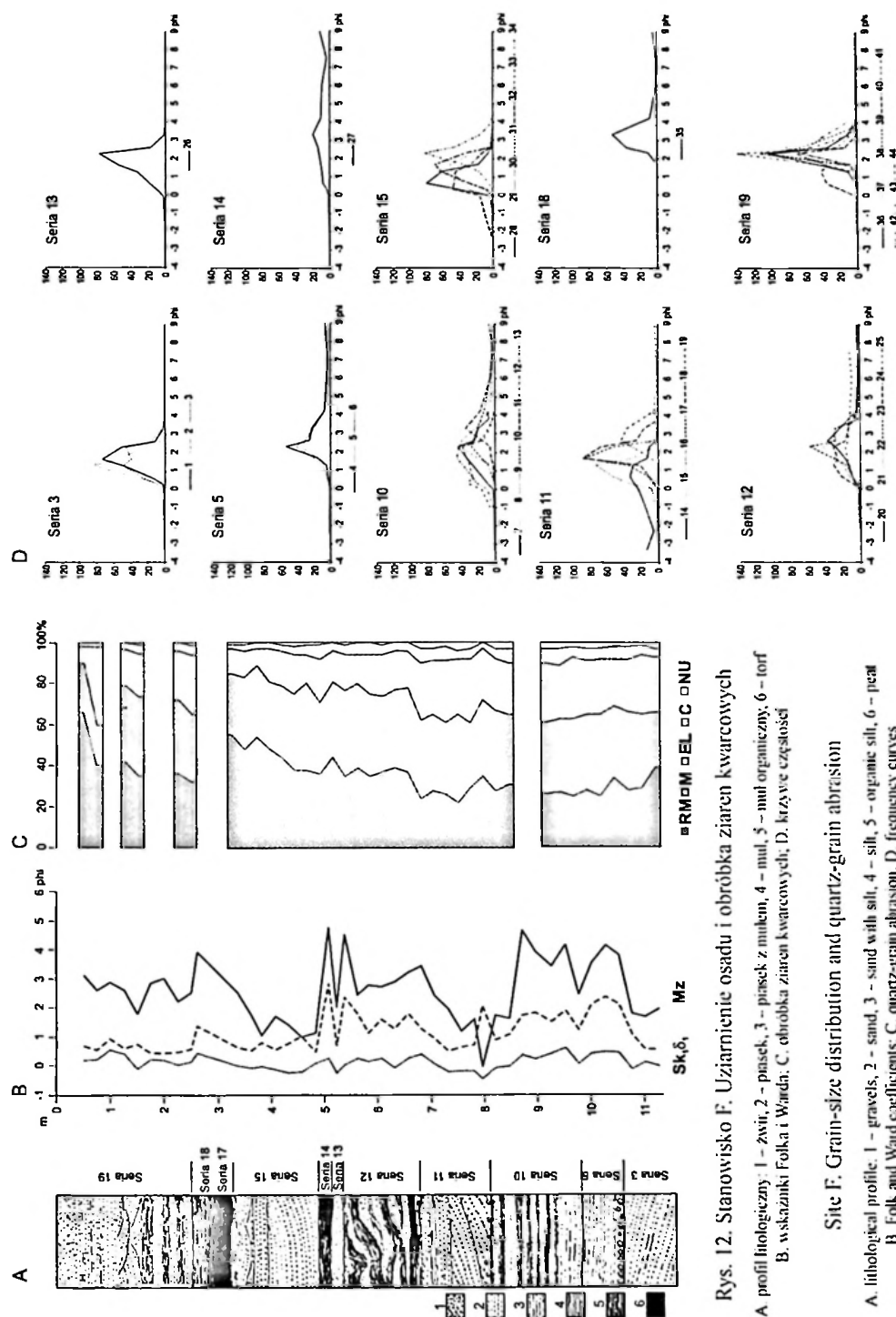
W podłożu osadów vistuliańskich w basenie uniejowskim występują żwiry, określone jako rezydualne z fazy erozji kataglacjalnej zlodowacenia warty, przykrywające osady zastoiska koźmińskiego (T r z m i e l 1996). Erozia ta sięgnęła przynajmniej 20 m od stropu gliny do poziomu około 75 m n.p.m. W czasie pierwszej fazy erozji doszło do wcięcia o głębokości od 10 do 20 m, a szerokość doliny pra-Warty wynosiła 2–2,5 km. W drugiej fazy erozji szerokość doliny pra-Warty zmniejszyła się do 1 km. Następnie dolina wypełniona została żwirami, a później piaskami (C z a r n i k 1972). Poziom żwirów rezydualnych o miąższości nie przekraczającej 1 m, stwierdzono pod najstarszą serią vistuliańską w stanowisku I (rys. 4, 6; fot. 1) i określono jako seria 2.

W obszarze basenu uniejowskiego C z a r n i k (1972) i T r z m i e l (1996) stwierdzili występowanie dość miększych pokładów piasków eemskich. W odkrywcę Koźmin nie udokumentowano jak dotąd osadów tego wieku.

W analizowanych stanowiskach, gliny zazwyczaj nie podścielają bezpośrednio serii vistuliańskich, a pokryte są chociaż nieznacznej miąższości osadami fluwiogłacjalnymi (seria 3 – stanowisko C i D rys. 6, 9) lub bardziej mięszymi, jak na przykład w stanowisku A, E i F (rys. 6; fot. 2). Wskaźniki uziarnienia Folka i Warda są zróżnicowane, co jest rzeczą naturalną ze względu na zróżnicowanie subsródownisk sedymentacyjnych, które mogą zaistnieć w czasie akumulacji tego typu osadu (rys. 7). Wyniki analizy obróbki ziaren kwarcowych są typowe dla osadów fluwiogłacjalnych dla Polski środkowej (G o ł d z i k 1980; K l a t k o w a 1990, 1991; M a n i k o w s k a 1993, 1995c) i są następujące: zawartość ziaren typu RM wynosi 21,2–36%, M – 26,5–45%, EL – 24,7–36%, C – 3,7–10% i NU – 1–5,5% (rys. 7, 8, 9, 11, 12, 13, 14).

Ponadto wydzielono jako osobną serię (seria 4) około 1-metrowej miąższości osady, odznaczające się strukturą masywną lub których struktury sedymentacyjne zostały w znacznym stopniu zatarte (rys. 6). W serii tej stwierdzone zostały również ślady oglejenia. Wyniki analizy teksturalnej osadu wskazują, że obróbka ziaren kwarcowych jest podobna do stwierdzonej dla znajdujących się pod nimi osadów fluwiogłacjalnych, przy bardzo odmiennych wartościach wskaźników Folka i Warda. Zawartość ziaren typu RM wynosi 22–29%, M – 26–33,4%, EL – 25–36%, C – 6–10% i NU – 1,6–5,5% (rys. 7, 11, 15). Średnia średnica ziaren mieści się między 3 i 4 phi, a wysortowanie osadu jest bardzo złe. Przebieg krzywych częstości uwidacznia tendencję do pogarszania się wysortowania osadu ku stropowi serii 4 (próbki 4–9) przy utrzymującej się największej częstości w przedziale 2–3 phi (rys. 11 – krzywe częstości). Prawdopodobnie seria 4 reprezentuje stropową część fluwiogłacjalnej serii 3, podlegającej oddziaływaniu procesów glebowych. Trudno określić okres, w którym kształtowane były cechy serii 4. Mogło to następować od schyłku zlodowacenia warty aż do momentu pokrycia tej serii osadami w środkowym plenivistulianie.





Rys. 12. Stanowisko F. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych

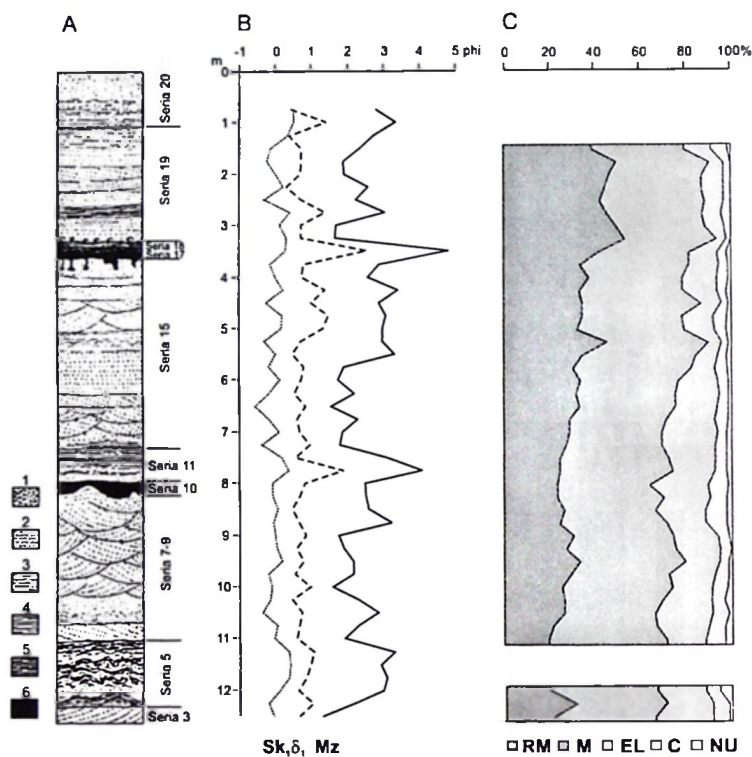
A profil litologiczny. 1 – żwir, 2 – piasek, 3 – piasek z mulem, 4 – mul, 5 – mul organiczny, 6 – torf

B. wskaźniki Folk i Warda, C. obróbka ziaren kwarcowych, D. krzywe częstości

Site F. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile. 1 – gravels, 2 – sand, 3 – sand with silt, 4 – silt, 5 – organic silt, 6 – peat

B. Folk and Ward coefficients, C. quartz-grain abrasion, D. frequency curves

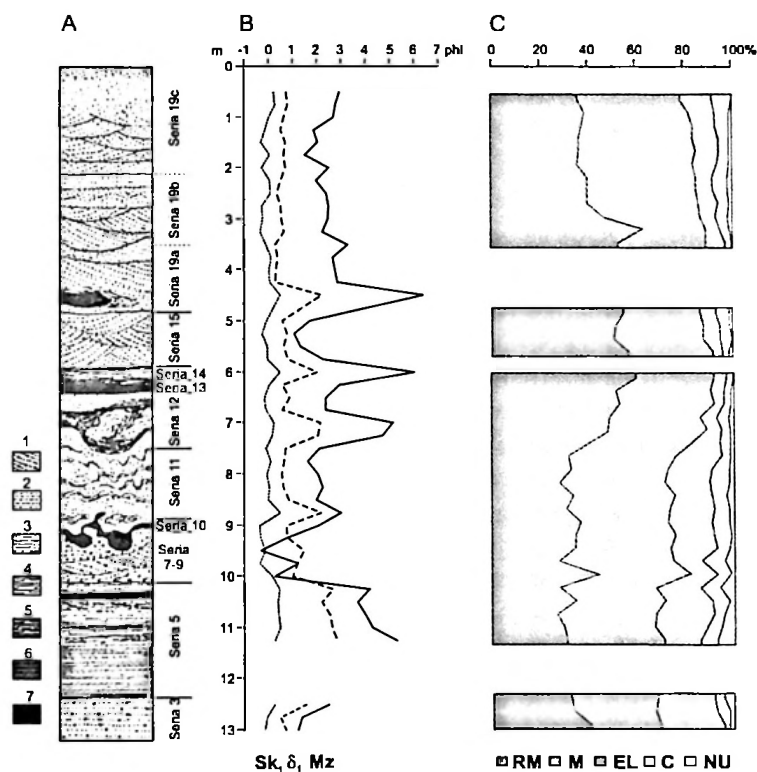


Rys. 13. Stanowisko G. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych

A. profil litologiczny: 1 – żwir, 2 – piasek, 3 – piasek z mulem, 4 – mul, 5 – mul organiczny, 6 – torf
B. wskaźniki Folk i Warda; C. obróbka ziaren kwarcowych

Site G. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile: 1 – gravels, 2 – sand, 3 – sand with silt, 4 – silt, 5 – organic silt, 6 – peat
B. Folk and Ward coefficients; C. quartz-grain abrasion

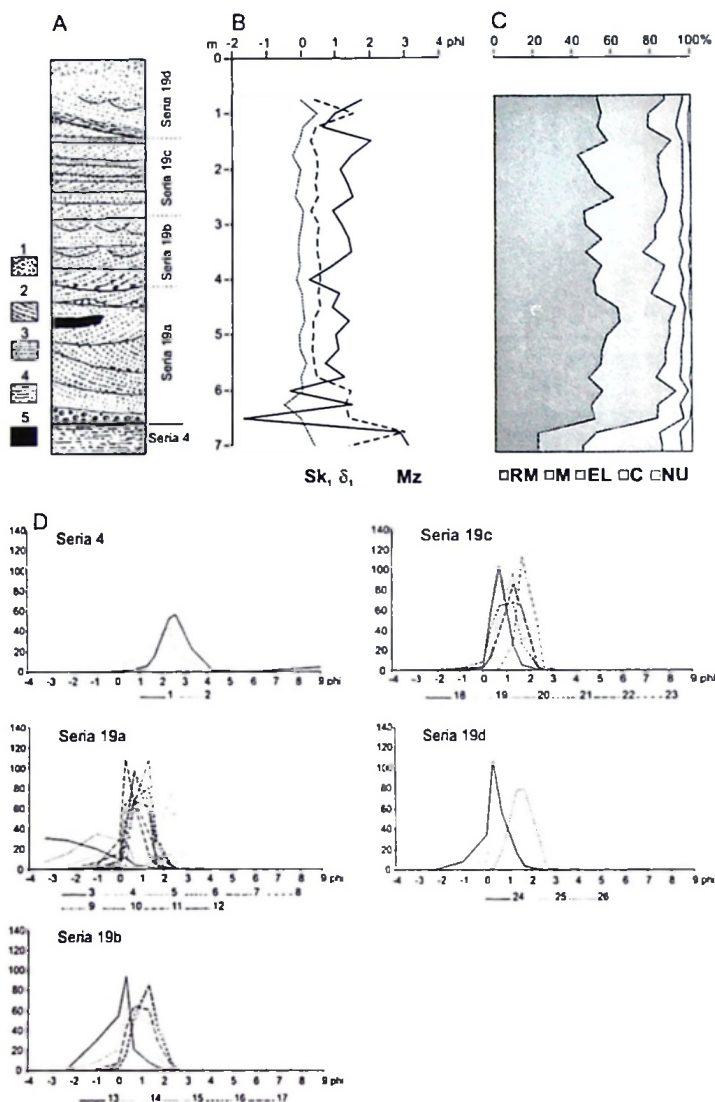


Rys. 14. Stanowisko H. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych

A. profil litologiczny: 1 – piasek ze żwirem, 2 – piasek, 3 – piasek z mulem, 4 – mul, 5 – mul organiczny, 6 – il, 7 – torf
B. wskaźniki Folka i Warda; C. obróbka ziaren kwarcowych

Stę H. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile: 1 – sand with gravels, 2 – sand, 3 – sand with silt, 4 – silt, 5 – organic silt, 6 – clay, 7 – peat
B. Folk and Ward coefficients; C. quartz-grain abrasion



Rys. 15. Stanowisko J. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych

A. profil litologiczny: 1 – żwir, 2 – piasek ze żwirem, 3 – piasek, 4 – piasek z mułem, 5 – torf
B. wskaźniki Folk i Warda; C. obróbka ziaren kwarcowych; D. krzywe częstości

Site J. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile: 1 – gravels, 2 – sand with gravels, 3 – sand, 4 – sand with silt, 5 – peat
B. Folk and Ward coefficients; C. quartz-grain abrasion; D. frequency curves

OSADY VISTULIAŃSKIE WYPEŁNIAJĄCE PÓŁNOCNO-ZACHODNIĄ CZĘŚĆ BASENU UNIEJOWSKIEGO

Osady vistulianu w obszarze północno-zachodniej części basenu uniejowskiego mają miąższość do 16 m. Stanowią je w przeważającej części piaski lub piaski z mułami, w mniejszym stopniu osady organiczne i mułowo-organiczne, ograniczone do niezbyt miększych ale ciągłych poziomów. Na podstawie różnic w strukturze i teksturze osadów oraz wyników analiz palinologicznych i datowań metodą TL i ^{14}C wydzielonych zostało 15 serii vistuliańskich oraz 4 serie podłoża omówione w poprzednim rozdziale i I seria obejmująca osady holoceni (seria 20). Numeracja serii oraz ich korelacja między poszczególnymi stanowiskami została uzupełniona i zmieniona w stosunku do numeracji zamieszczonej w przewodniku wycieczek Sympozjum Peryglacjalnego „*Periglacial Environments: Past, Present and Future*” (P e t e r a, F o r y s i a k 1999).

Poszczególne serie przyporządkowane zostały do pięciu kompleksów vistuliańskich. Kompleksy te wydzielone są na podstawie kryterium wiekowego i powiązane zostały z głównymi jednostkami podziału stratygraficznego vistulianu. I kompleks vistuliański obejmuje serię korelowaną z wczesnym vistulianem, II kompleks zawiera serie, których powstanie związane jest z dolnym plenivistulianem, III kompleks stanowią serie ze środkowego plenivistulianu, IV kompleks serie powiązane z górnym plenivistulianem i wreszcie V kompleks, który obejmuje serie tworzące się w późnym vistulianie.

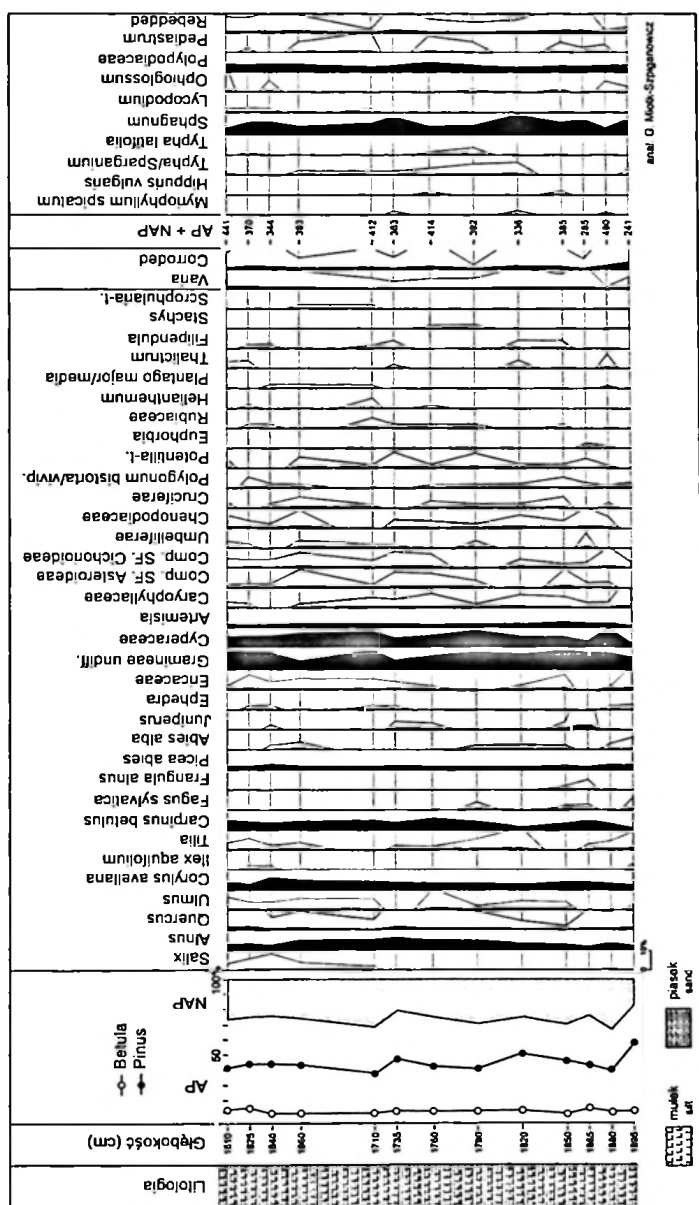
Charakterystyka osadów vistuliańskich dokonana została w układzie chronostratygraficznym na podstawie podziałów stratygraficznych vistulianu wywodzących się z Holandii, a przeniesionych na grunt polski przez D y l i k a (1968) i K o z a r s k i e g o (1981). Zestawienia podziałów stratygraficznych vistulianu funkcjonujących w obszarze perybałtyckim dokonał M o j s k i (1999), jednak dla uszczegółowienia informacji na temat niektórych okresów konieczne było skorzystanie z prac innych autorów (głównie: B e h r e 1989; R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990; T o b o l s k i 1991, 1998; K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993; V a n d e r H a m m e n 1995).

W ramach I kompleksu vistuliańskiego wydzielono **serię 5**, na którą składają się osady mineralno-organiczne, przy czym proporcje są zmienne i w niektórych sytuacjach dominuje materiał organiczny, a w innych mineralny. Osady tej serii są szeroko rozprzestrzenione w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego w postaci ciągłego horyzontu o miąższości 1 do 3 m. Spąg serii znajduje się na poziomie 83 m n.p.m. W jednym stanowisku osady przypisane do omawianej serii znajdują się w innej sytuacji, wypełniają bowiem system niewielkich zagłębień w osadach podłoża: dno najgłębszego znajduje się na poziomie 81 m n.p.m. Zagłębienia te obserwowane były w górnej części ściany drugiego poziomu eksploatacyjnego kopalni, gdzie strop tej serii został zniszczony. Najprawdopodobniej jednak zagłębienia te są spągowymi częściami osadów serii 5 obserwowanymi w innej intersekcji.

Osady wypełniające zagłębienia to przede wszystkim muły organiczne czasem z detrytusem roślinnym, często przewarstwione piaskami, przy czym w jednym z zagłębień przewarstwienia piaszczyste są wyraźnie grubsze. Szczegółowej analizie poddane zostało wypełnienie najgłębszego obniżenia (rys. 5). W spągu znajdują się sine piaski, ponad którymi zalegają muły organiczne laminowane piaskami, powyżej masywne muły organiczne, potem ponownie muły organiczne laminowane piaskami. W górnej części wypełnienia udział piasków zwiększa się, tak że pojawia się przewarstwienie piaszczyste miąższości 30 cm. W spągu tego przewarstwienia występują piaski średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych oraz bryłki mułu organicznego. Pozostała część przewarstwienia to piaski drobnoziarniste ze smużkami materiału organicznego laminowane faliście i riplemarkowo. W stropie wypełnienia znowu zalegają muły organiczne laminowane piaskami. Spąg opisywanego wypełnienia wydатовany został metodą TL na $105,4 \pm 15,8$ ka BP (UG 2293).

Analiza palinologiczna omawianych osadów wykonana została przez dr G. Miotk-Szpiganowicz (F o r y s i a k *et al.* 1998, 1999). Wyniki analizy wskazują, że spektra pyłkowe całego profilu charakteryzują się znacznym udziałem drzew, także ciepłolubnych, ale również stosunkowo dużym udziałem ziaren pyłku światłolubnych roślin zielnych. Taki obraz pyłkowy sugerować by mógł istnienie niezbyt zwartych lasów związanych z pogarszaniem się klimatu we wczesnym vistulianie. Stwierdzona jednak została znaczna ilość redeponowanego materiału trzeciorzędowego, co wskazuje na to, że również część innych ziaren pyłku może występować na wtórnym złożu. Interpretację taką potwierdza fakt, że podobne spektra pyłkowe występują w całym profilu, co jest wynikiem przemieszania się osadu *in situ* z materiałem redeponowanym. Taki obraz palinologiczny uniemożliwia określenie wieku badanych osadów (rys. 16).

Przeprowadzona przez prof. dr hab. S. A l e x a n d r o w i c z a (1997) analiza malakofauny występującej w tej części serii 5 wykazała, że w zespole



Rys. 16. Stanowisko K, seria 5. Procentowy diagram pyłkowy

Site K, series 5. Percentage pollen diagram

mięczaków zdecydowanie dominuje jeden gatunek – *Sphaerium corneum*. W próbie znaleziono kilka tysięcy na ogół dobrze zachowanych skorupek tych mięczaków oraz zaledwie dwa okazy należące do dwóch innych gatunków: małża *Pisidium henslowianum* i ślimaka *Valvata piscinalis*. *Sphaerium corneum* żyje w strefie klimatu umiarkowanego, ale również borealnego i stosunkowo zimnego, w zbiornikach wodnych różnej wielkości, od jezior po małe oczka wodne i torfianki, a także w zatokach wolno płynących rzek. Gatunek ten, w zbiornikach o dogodnych warunkach troficznych, a więc żyznych a nawet przeżyźnionych, osiąga bardzo dużą liczebność i często jest niemal wyłącznym składnikiem malakocenozy. Prawdopodobnie w omawianym stanowisku nastąpiły takie właśnie warunki, a pojedyncze skorupki dwóch pozostałych gatunków nie zmieniają tej hipotezy. *Sphaerium corneum* występuje w osadach jednego z interstadiałów wczesnego vistulianu, być może brörupu, jak również w osadach późnego vistulianu i całego holocenu.

Poza opisanym przykładem, seria 5 wykształcona jest w postaci szeroko rozprzestrzenionego horyzontu o miąższości około 2 m. Na ścianie Koźmin-ZATOKA uchwycony został boczny kontakt z podłożem w którym została wycięta forma, gdzie seria była akumulowana (rys. 6, 17; fot. 3). Kontakt tej serii z młodszymi osadami ma charakter erozyjny we wszystkich znanych przypadkach.

Seria 5 jest niejednorodna, niemniej jednak zawsze składa się z osadów mineralno-organicznych facji pozakorytovej, zazwyczaj odznaczających się rytmicznym warstwowaniem. Różne są tylko proporcje między członami mineralnymi a organicznymi czy organiczno-mineralnymi. W obrębie serii zaobserwowanych zostało kilka rozcięć, w których złożona została młodsza generacja osadów tego samego typu (rys. 18; fot. 1, 4). W żadnym przypadku nie udało się znaleźć osadów korytowych odpowiadających tym szeroko rozprzestrzenionym osadom pozakorytowym.

W stanowisku G udokumentowana została sytuacja, w której widoczne są w jednym odsłonięciu trzy generacje osadów serii 5, przy czym człon środkowy widoczny jest w całości, tak jak został zachowany (rys. 18). Miąższość serii 5 wynosi w tym stanowisku 1,25 m. Najstarszy człon składa się w przeważającej mierze z piasków oraz z mułów, które stanowią niewielkiej miąższości przewarstwienia. Piaski są laminowane horyzontalnie lub riplemarkowo. Riplemarkom wstępującym towarzyszą smużki materii organicznej. Poza tym, domieszki organiczne dominują w warstewkach mułowych. Omawiane osady są lekko zaburzone, prawdopodobnie syndementacyjnie. Strop tego członu serii 5 wydатовany został metodą TL na $102,8 \pm 15,4$ ka BP (UG 2291).

Człon młodszej generacji oddzielony jest wyraźną powierzchnią nieciągłości. W części zachodniej w spągowej części dominują piaski z cienkimi przewarstwieniami mułowo-organicznymi, ku stropowi natomiast przeważać zaczynają osady mułowo-organiczne o strukturze masywnej, z ledwie

S

N W

E N

S

m n.p.m.

— 97

— 95

— 93

— 91

— 89

— 87

— 85

— 83

— 81

— 79

— 77

— 75

— 73

— 71

— 69

— 67

— 65

— 63

— 61

— 59

— 57

— 55

— 53

— 51

— 49

— 47

— 45

— 43

— 41

— 39

— 37

— 35

— 33

— 31

— 29

— 27

— 25

— 23

— 21

— 19

— 17

— 15

— 13

— 11

— 9

— 7

— 5

— 3

— 1

— 0

— -1

— -3

— -5

— -7

— -9

— -11

— -13

— -15

— -17

— -19

— -21

— -23

— -25

— -27

— -29

— -31

— -33

— -35

— -37

— -39

— -41

— -43

— -45

— -47

— -49

— -51

— -53

— -55

— -57

— -59

— -61

— -63

— -65

— -67

— -69

— -71

— -73

— -75

— -77

— -79

— -81

— -83

— -85

— -87

— -89

— -91

— -93

— -95

— -97

— -99

— -101

— -103

— -105

— -107

— -109

— -111

— -113

— -115

— -117

— -119

— -121

— -123

— -125

— -127

— -129

— -131

— -133

— -135

— -137

— -139

— -141

— -143

— -145

— -147

— -149

— -151

— -153

— -155

— -157

— -159

— -161

— -163

— -165

— -167

— -169

— -171

— -173

— -175

— -177

— -179

— -181

— -183

— -185

— -187

— -189

— -191

— -193

— -195

— -197

— -199

— -201

— -203

— -205

— -207

— -209

— -211

— -213

— -215

— -217

— -219

— -221

— -223

— -225

— -227

— -229

— -231

— -233

— -235

— -237

— -239

— -241

— -243

— -245

— -247

— -249

— -251

— -253

— -255

— -257

— -259

— -261

— -263

— -265

— -267

— -269

— -271

— -273

— -275

— -277

— -279

— -281

— -283

— -285

— -287

— -289

— -291

— -293

— -295

— -297

— -299

— -301

— -303

— -305

— -307

— -309

— -311

— -313

— -315

— -317

— -319

— -321

— -323

— -325

— -327

— -329

— -331

— -333

— -335

— -337

— -339

— -341

— -343

— -345

— -347

— -349

— -351

— -353

— -355

— -357

— -359

— -361

— -363

— -365

— -367

— -369

— -371

— -373

— -375

— -377

— -379

— -381

— -383

— -385

— -387

— -389

— -391

— -393

— -395

— -397

— -399

— -401

— -403

— -405

— -407

— -409

— -411

— -413

— -415

— -417

— -419

— -421

— -423

— -425

— -427

— -429

— -431

— -433

— -435

— -437

— -439

— -441

— -443

— -445

— -447

— -449

— -451

— -453

— -455

— -457

— -459

— -461

— -463

— -465

— -467

— -469

— -471

— -473

— -475

— -477

— -479

— -481

— -483

— -485

— -487

— -489

— -491

— -493

— -495

— -497

— -499

— -501

— -503

— -505

— -507

— -509

— -511

— -513

— -515

— -517

— -519

— -521

— -523

— -525

— -527

— -529

— -531

— -533

— -535

— -537

— -539

— -541

— -543

— -545

— -547

— -549

— -551

— -553

— -555

— -557

— -559

— -561

— -563

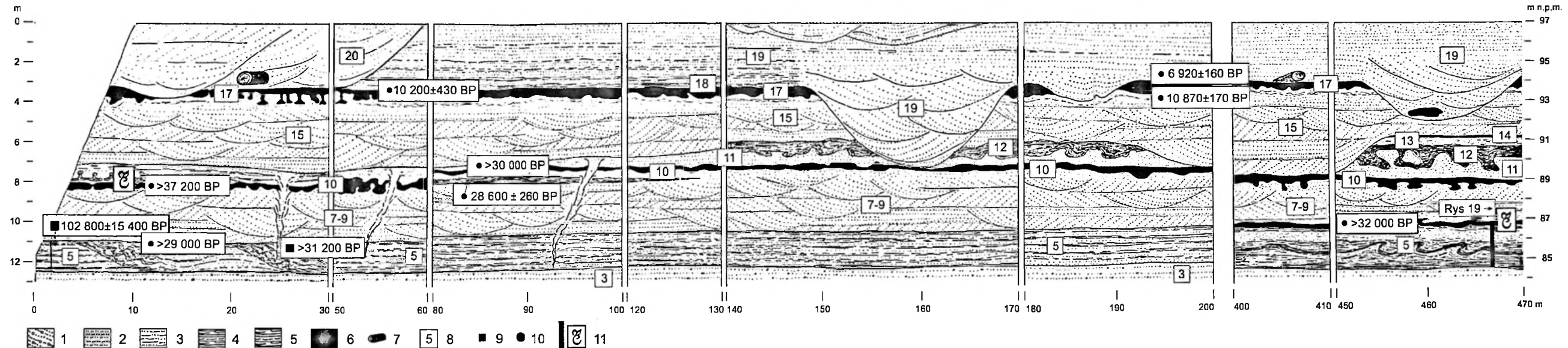
— -565

— -567

— -569

E

stanowisko G



Rys. 18. Ściana Koźmin-ŚRODKOWY

1 – piasek ze żwirami; 2 – piasek; 3 – piasek z mulem; 4 – mul; 5 – mul organiczny; 6 – torf; 7 – pień drzewa; 8 – numer serii;
9 – lokalizacja datowań TL; 10 – lokalizacja datowań ^{14}C ; 11 – lokalizacja profili palinologicznych

Koźmin-ŚRODKOWY wall

1 – sand with gravels; 2 – sand; 3 – sand with silt; 4 – silt; 5 – organic silt; 6 – peat; 7 – trunk; 8 – number of series;
9 – location of TL datings; 10 – location of ^{14}C datings; 11 – location of pollen profiles

widocznymi laminami piasku. Analiza teksturalna tych osadów wykazała, że średnia średnica ziarna mieści się w obrębie frakcji drobno- i bardzo drobnoziarnistej, przy czym wskaźnik skośności dla poszczególnych próbek wskazuje wzrost znaczenia frakcji drobnej. Wysortowanie osadu jest umiarkowane do złego. Obróbka ziaren kwarcu jest zbliżona do wyników uzyskanych dla podłoża. Zawartość ziaren eolizownych wynosi 26%, przejściowych, ze śladami eolizacji 44%, obrobionych w warunkach wodnych 20,5%, przelamanych 6,5% i 3% ziaren nie obrobionych (rys. 13).

Środkowa część serii 5 w tym miejscu jest dość intensywnie zdeformowana. Deformacje te mogą mieć charakter postsedymenacyjny i powstać mogły po akumulacji nadległych mulów organicznych. Były to warunki sprzyjające do powstania niestatecznego warstwowania gęstościowego, gdzie część osadu z udziałem piasków miała mniejszą gęstość niż leżące na nich muły, szczególnie w warunkach równi zalewowej (C e g ł a, D ż u ł y ń s k i 1970). Ku wschodowi wykształcenie drugiego członu zmienia się do tego stopnia, że prawie całkiem znika mul organiczny, tworząc niewielkiej miąższości (rzędu kilku centymetrów) przewarstwienia w masie piaszczystej. Nadmienić w tym miejscu należy, że nie udało się osiągnąć w odsłonięciu spągu serii 5 w tym miejscu. W dolnej części ściany widać piaski warstwowane riplemarkowo z domieszkami materii organicznej miąższości około 20 cm, powyżej znajduje się 15–20 cm warstwa piasków o laminacji przekątnej (mikrodeltowej), następnie piaski warstwowane riplemarkowo i około 40 centymetrów piasków o strukturze masywnej z przewarstwieniami mułowo-piaszczystymi, podczas gdy w stropie znajdują się przewarstwienia mułowo-organiczne. Takie wykształcenie osadów członu drugiej generacji w obrębie serii 5 wskazuje na to, że akumulowane one były w środowisku równi zalewowej. Część wschodnia – piaszczysta, reprezentuje proksymalną strefę równi zalewowej, być może pozostałość wału przykorytowego lub stożka krewasowego. Zachodnia część natomiast, akumulowana była w warunkach dystalnej równi zalewowej (Z i e ł i ń s k i 1998).

Trzeci człon serii 5 w prezentowanej sytuacji wypełnił rozcięcie członu drugiego, mające charakter podobny do tego między członem pierwszym i drugim. Osady również wykształciły się podobnie, chociaż w tym przypadku na brzegu wypełnienia nie stwierdzono masywnych mulów organicznych, a dominowały naprzemianległe warstewki piasków i mulów organicznych. Jednak w sytuacji, kiedy strop serii 5 jest zerodowany i nie sposób stwierdzić jaka część tej serii zachowała się, trudno różnice między poszczególnymi członami uznać za zasadnicze.

Około 450 metrów na wschód od stanowisk G (rys. 3, 18) znajduje się stanowisko H, w którym seria 5 jest wykształcona inaczej (fot. 5). Miąższość omawianej serii w tym stanowisku wynosi 2 m. Od spągu składają się na nią muły piaszczyste o barwie brunatnej, ciemniejącej ku górze, gdzie osad staje się silnie organiczny. Następnie znajduje się około 65 cm zwięzłego ilu organicznego

o barwie brunatnej, a w górnej części barwa osadu zmienia się na szarobrunatną. Powyżej zalega około 60 cm zbitego osadu piaszczysto-mułowego, w dolnej części bardziej ilastego. Warstwa piaszczysta odznacza się deseniem pasiasto-marmurkowym, przy masywnej strukturze osadu. Następnie leżą zbite muły bezstrukturalne koloru brunatnego. Ku górze osad staje się bardziej organiczny i przechodzi w warstwę torfu o miąższości 10 cm. Obecnie strop serii stanowi 20 cm materiału piaszczysto-organicznego, rytmicznie warstwowanego.

Osady serii 5 są zaburzone. W dolnej części zaburzenia są intensywniejsze i mają formę fałdów o amplitudzie kilkudziesięciu, do 50 cm. Zdeformowana jest również stropowa część serii, ale te zaburzenia mają formę łagodnego pofalowania.

W serii 5 w stanowisku H zaznaczyły się procesy glebowe oraz procesy glejowe. W stropie występuje ciemnobrunatny torf a pod nim zbity muł poziomu glejowego z licznymi białawymi plamami. Na dole poziom glejowy jest zielonkawo-szary. Poniżej znajduje się jeszcze jeden poziom organiczny (fot. 5). Prawdopodobnie rozwijała się tu gleba glejowa lub gruntowo-glejowa. Tego typu gleby tworzą się w warunkach występowania wysokiego zwierciadła wód gruntowych. Są to gleby mineralne lub mineralno-organiczne, w których procesy glebowe przeważają nad innymi procesami, a oglejenie oddolne sięga co najmniej do wysokości 30 cm od powierzchni. Stale nadmiernie uwilgotnione partie gleby mają barwę szarzielonkawą z możliwością występowania siwych cętek. Być może była to gleba torfowa glejowa, powstająca w wyniku postępującego procesu zabagnienia, który stwarzał warunki do rozwijania się torfu. Zdaniem autorki, istnieje jeszcze jedna możliwość zaklasyfikowania gleby napotkanej w stanowisku H, jako tundrowej gleby glejowej zbielicowanej właściwej. Gleby takie powstają na utworach ciężkich, a pod poziomem próchnicznym występuje poziom glejowy, którego górna część wykazuje przejaśnienie, a w obrębie całego poziomu glejowego widoczne są liczne białawe plamy (U g g l a 1983; B e d n a r e k, P r u s i n k i e w i c z 1990). Gleby glejowe mogą powstawać w tundrze w klimacie subarktycznym, gdzie są zaliczane do gleb strefowych, oraz w klimacie umiarkowanym chłodnym borealnym ze zmarzliną w podłożu lub bez niej, gdzie uznawane są już za gleby śródstrefowe (B e d n a r e k, P r u s i n k i e w i c z 1990). W glebie występującej w omawianym stanowisku H nie stwierdzono śladów korzeni, co może sugerować, że gleba tworzyła się raczej pod pokrywą roślinności łąkowej niż leśnej.

Zdaniem M a n i k o w s k i e j (1966), która opisała gleby wczesnego vistulianu (amersfoortu i brörupu w ówczesnie stosowanej stratygrafii), gleby amersfoortu są kontynuacją gleb eemskich, a procesy glebotwórcze w tym okresie miały charakter zbliżony do pedogenezy w ostatnich fazach eemu. W pogorszonych warunkach klimatycznych, brunatne gleby eemskie zmienione zostały na bielcowe. W brörupie, w którym panowały warunki klimatu umiarkowanego chłodnego, dość wilgotnego, powstawały gleby brunatne, a w obniżeniach terenu, gdzie panowało nadmierne uwilgotnienie powstawały gleby glejowe.

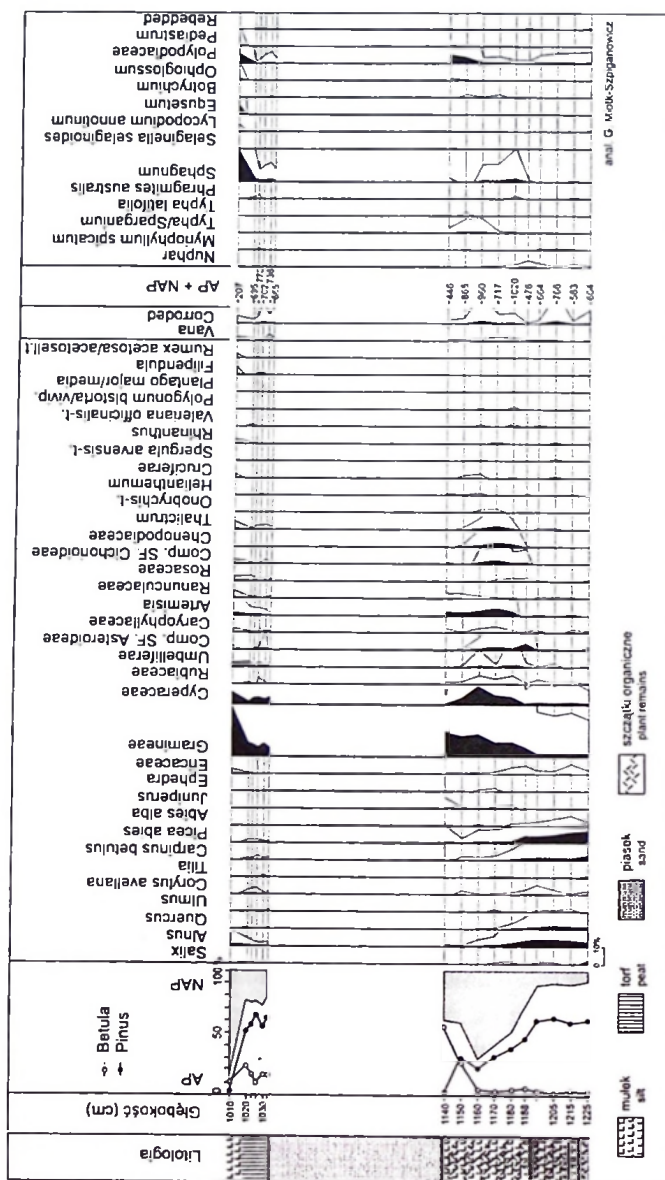
Z dolnej, w dużym stopniu organicznej części serii 5 w stanowisku H zdecydowano się nie pobierać próbek do analizy granulometrycznej i morfoskopowej. Górna część osadu poddana została wymienianym analizom, a jej wyniki wskazują, że średnia średnica ziarna lokuje się we frakcji pyłowej i bardzo drobnoziarnistej z przewagą frakcji drobnej względem najczęściej występującej wielkości ziaren (rys. 14). Wyniki obróbki ziaren kwarcowych nieco odbiegają od zazwyczaj spotykanych w serii 5. Są one zbliżone do wyników uzyskiwanych z analizy osadów pochodzących z dolnego i środkowego plenivistulianu (G o Ź d z i k 1980; M a n i k o w s k a 1993, 1995b). Średnia zawartość ziaren typu RM wynosi 30,2%, M – 39%, EL – 19,6%, C – 6,4% i NU – 4,8%. W pozostałych przypadkach charakterystyka morfoskopowa osadów serii 5 była zbliżona do wyników uzyskiwanych dla fluwioglacjalnego podłoża serii (rys. 9, 13).

Z serii 5 w stanowisku H pobrano trzy próbki do datowania – dwie metodą ^{14}C , a jedną metodą TL. Datowanie metodą radiowęglową ze spągowej części osadu dało wynik >29 ka BP (Lod 662) (K l a t k o w a 1996), natomiast ze stropu uzyskany został wiek >32 ka BP (Lod 701). Wynik datowania, również stropu, metodą termoluminescencji jest równie mało mówiący $>31,2$ ka BP (UG 2294). Przydatność takich wyników jest znikoma dla określenia wieku tego osadu zważywszy, że inne przesłanki sugerują, że wiek serii jest o kilkadziesiąt tysięcy lat starszy.

Analiza palinologiczna omawianych osadów wykonana została przez dr G. Miotk-Szpiganowicz (F o r y s i a k *et al.* 1998, 1999). W profilu osadów organiczno-mineralnych nie ma ciągłości występowania ziaren pyłku roślin. Płone pyłkowo osady piaszczyste dzielą profil na dwa odrębne elementy.

Wyniki analizy palinologicznej dolnej części serii wykazują wyraźną trójdzielność profilu o miąższości 85 cm. Dolna część osadu, piaszczysto-mułowa ze szczątkami roślin, charakteryzuje się wysokim udziałem drzew w spektrum pyłkowym, przy niewielkim znaczeniu roślin zielnych. Ta część diagramu posiada podobny obraz pyłkowy do diagramu ze stanowiska K (rys. 16), ale większa jest ogólna ilość drzew oraz nie ma redeponowanych ziaren pyłku roślin trzyczęściowych (rys. 18, 19). Podobieństwo to każe brać pod uwagę możliwość, że istnieje ciągłość sedymentacyjna między osadami serii 5 wypełniającymi zagłębienie, a osadami serii 5 widzianymi w ścianach I poziomu eksploatacyjnego odkrywki.

Zmiana w obrazie palinologicznym następuje wraz ze zmianą litologii osadu na mułowy z domieszką materii organicznej. Raptownie znikają pyłki drzew liściastych oraz wyraźnie spada zawartość sosny (*Pinus*) i świerka (*Picea*), a ogólna ilość drzew spada do 30%. Wzrasta natomiast ilość roślin zielnych, również światłolubnych. Takie zmiany w składzie roślinności świadczą o wyraźnym oziębieniu się klimatu. Kolejna zmiana w obrazie pyłkowym nastąpiła w górnej części profilu. Widoczny jest na diagramie wzrost zawartości drzew spowodowany pojawieniem się większej ilości ziaren pyłku brzozy, najpraw-



Rys. 19. Koźmin-PÓL.NOC, stanowisko H. seria 5. Procentowy diagram pyłkowy

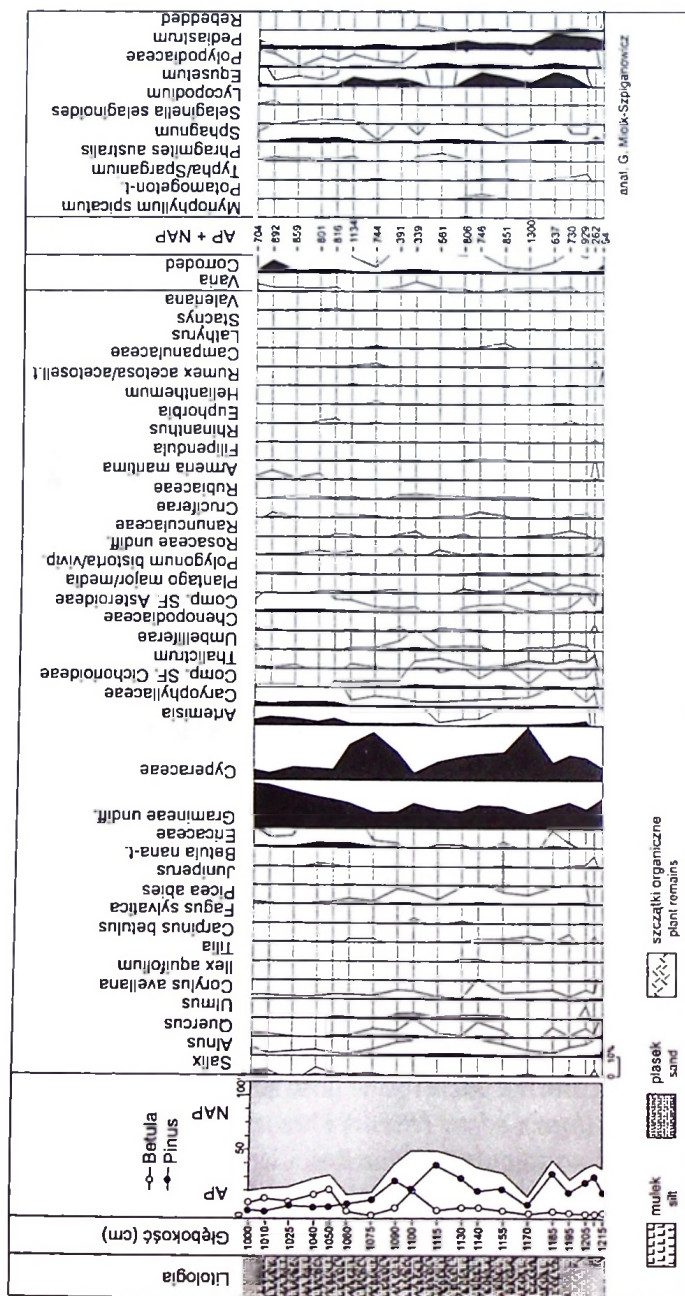
Koźmin-PÓL.NOC, site H, series 5. Percentage pollen diagram

dopodobniej brzozy krzewinkowej (*Betula nana*). O rozwoju stepotundry związanej z chłodnym klimatem świadczy też występowanie jałowca (*Juniperus*) i poslonki (*Helianthemum*). Zaznaczające się w diagramie oziębienie klimatu mogłoby wiązać się z którymś z wczesnych stadiałów vistulianu, ale różnice między otrzymanym obrazem pyłkowym a którymś ze stanowisk reperowych są zbyt duże aby podejmować próbę korelacji (F o r y s i a k *et al.* 1998, 1999).

Ponad pozbawionymi pyłku osadami piaszczystymi o miąższości 110 cm zalega ośmiocentymetrowa warstewka torfu przykryta osadami mineralnymi. Spektra pyłkowe torfu charakteryzują się początkowo dużym udziałem sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*) oraz niewielkimi ilościami olchy (*Alnus*) i leszczyny (*Corylus*). Inne drzewa liściaste występują sporadycznie. W stropowej części profilu ziarna pyłku drzew znikają prawie całkowicie a pojawiają się duże ilości spor torfowca (*Sphagnum*) oraz ziarna pyłku roślin zielnych, głównie traw (*Gramineae*) i ciborowatych (*Cyperaceae*), jak i roślin światłolubnych. Taki obraz pyłkowy wskazuje na niewielkie ocieplenie się klimatu związane z rozwojem luźnych lasów sosnowo-brzozowych, które wraz z postępującym ochłodzeniem zastąpione zostały przez torfowiska i roślinność stepotundry. Wysoki udział drzew sugeruje poprawę klimatu rangi interstadiału (F o r y s i a k *et al.* 1998, 1999).

Na ścianie odkrywki nazwanej Koźmin-ZATOKA (rys. 17) seria 5 wykształcona jest w postaci rytmicznie warstwowanych piasków i mulów z domieszką materii organicznej. Udało się tu zaobserwować dwie generacje osadów pozakorytowych (fot. 4). Łatwe są one do wyróżnienia w miejscu, gdzie osady starszej generacji zostały zaburzone i ścięte, po czym złożone są osady młodszej generacji. W miejscach, gdzie nie występują zaburzenia odróżnienie osadów różnych generacji jest bardzo trudne, ponieważ są one wykształcone w zasadzie w taki sam sposób.

Dla serii 5 przeprowadzona została jeszcze jedna analiza palinologiczna, do której pobrano próbki w obrębie ściany Koźmin-ZATOKA (rys. 17). Analizę wykonała, tak jak w poprzednich przypadkach dr G. Miotk-Szpiganowicz (rys. 20) (F o r y s i a k *et al.* 1998, 1999). Obraz pyłkowy tego profilu jest zupełnie inny od profilu ze stanowiska H (rys. 19). W spektrach pyłkowych wszystkich próbek zaznacza się duży udział roślin zielnych, przy czym nieco zmniejsza się w środkowej części profilu, gdzie rośnie ilość ziaren pyłku drzew, głównie dębu (*Quercus*), olchy (*Alnus*), sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*). W spągowej i stropowej części osadu występują znaczne ilości wrzosowatych (*Ericaceae*), bylic (*Artemisia*), goździkowatych (*Caryophyllaceae*) i złożonych (*Compositae*). Mogłoby to wskazywać, że te części osadu powstawały w klimacie wyraźnie zimniejszym niż część środkowa. Jednakże występujące pojedynczo, szczególnie w części spągowej, ziarna pyłku ostrokrzewu i bluszczu „nie pasujące” do ogólnego obrazu spektrum pyłkowego wskazują na zanieczyszczenie osadu obcym materiałem. Otrzymany obraz pyłkowy nie odzwierciedla więc warunków klima-



Rys. 20. Koźmin-ZATOKA, seria 5. Procentowy diagram pyłkowy

Koźmin-ZATOKA, series 5. Percentage pollen diagram

tycznych panujących w trakcie sedymentacji badanych osadów (F o r y s i a k *et al.* 1998, 1999).

Z analiz palinologicznych wynika, że nie można ich korelować ze stanowiskami wczesnego vistulianu, a co za tym idzie na ich podstawie nie da się określić wieku serii 5. Różnorodność wykształcenia omawianej serii potwierdzają również różne obrazy pyłkowe dla różnych profili. Pewną wskazówką mogą być wyniki datowań TL: $105,4 \pm 15,8$ ka BP (UG 2293) i $102,8 \pm 15,4$ ka BP (UG 2291), pomimo kontrowersji jakie budzi ta metoda datowania. Znany jest wiek osadów podścielających serię 5 oraz przybliżony wiek osadów nadległych.

Seria 5 bywa wykształcona jeszcze nieco inaczej. W stanowisku I (rys. 7) dolna część serii ma charakter rytmu piaszczysto-mułowego, lokalnie porożnianego i nadbudowanego osadami tego samego typu. W tej części serii występują toczyńce mułowe nieuzbrojone o średnicy kilkunastu do 20 cm. Rytm przykryty jest mułem organicznym o masywnej strukturze, który posiada ślady oglejenia w postaci niebieskich przebarwień osadu. Muły organiczne były rozcinane i wypełniane osadami o podobnym charakterze jak w dolnej części serii, czyli rytmitami piaszczysto-mułowymi.

Omawiana seria bywa wykształcona w postaci osadu głównie piaszczystego, ze słabo widocznym warstwowaniem horyzontalnym, z przewarstwieniami piaszków, z domieszką drobniejszego materiału i namytej materii organicznej, w obrębie których widoczne są struktury laminacji riplemarkowej i horyzontalnej (stanowisko C; rys. 21; fot. 6). W serii rozwinęły się liczne, ale drobne zaburzenia, prawdopodobnie syndymentacyjne. W prezentowanym przykładzie osady budujące serię 5 są wyraźnie bardziej gruboziarniste. Średnia średnica ziaren znajduje się w przedziale frakcji średnio- i drobnopiaszczystej o rozkładzie zbliżonym do symetrycznego oraz lepszym wysortowaniu niż w poprzednich przykładach serii 5. Wysortowanie tego osadu jest umiarkowane i umiarkowanie dobre (rys. 9). Wyniki analizy morfoskopowej, tak jak w poprzednich przypadkach, są bardzo zbliżone do wyników uzyskiwanych dla osadów podłoża. Średnia zawartość ziaren typu RM wynosi 23,5%, M – 32,6%, EL – 32,8%, C – 8,2% i NU – 2,8%.

Między stanowiskiem C a B (ściana Koźmin-PÓLNOC; rys. 6) znajduje się najprawdopodobniej brzeg formy, w której akumulowana była seria 5. Druga taka sytuacja została przedstawiona wcześniej na ścianie Koźmin-ZATOKA (rys. 17; fot. 3).

W czasie akumulacji serii 5 raczej nie występowała wieloletnia zmarzlina, brak bowiem pseudomorfoz po klinach lodowych, które powstawałyby w czasie tworzenia się omawianej serii. Występują co najwyżej struktury szczelinowe bardzo małych rozmiarów, do powstania których wystarczy dłuższe przemarzanie sezonowe (fot. 7) (V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993). Serię 5 przecinają struktury pseudomorfoz po klinach lodowych, ale rozwinięte one są też w seriach młodszych przykrywających omawianą serię. W niektórych przypadkach w



Koźmin-PÓŁNOC, site C

1 - till, 2 - sand with gravels; 3 - sand, 4 - sand with silt, 5 - silt; 6 - organic silt; 7 - peat; 8 - series; 9 - location of the ^{14}C datings

osadach tej serii widoczne są pseudomorfozy po klinach lodowych, które zostały ścięte razem ze stropem serii 5, co uniemożliwia określenie czasu ich powstania.

Struktury inwolucyjne w serii 5 nie wymagały do powstania istnienia wieloletniej zmarzliny. W subśrodowisku równi zalewowej zbudowanej z naprzemianległych osadów piaszczystych, mulowych, nawet iłowych i organicznych łatwo mogły powstać układy niestatecznego warstwowania gęstościowego (A n k e t e l l *et al.* 1970; C e g l a, D ż u ł y ń s k i 1970). Struktury deformacyjne często koncentrują się przy brzegach rozcięć, co może sugerować, że przy ich powstawaniu mogło odgrywać rolę przemieszczanie grawitacyjne.

W podsumowaniu można stwierdzić, że serię 5 reprezentują osady facji pozakorytowej wykształconej na różne sposoby, co może być związane ze zmienianiem się warunków środowiskowych podczas powstawania serii. Nie napotkano osadów korytowych, które odpowiadałyby materiałowi pozakorytowemu. Odpływ rzeczny musiał być skoncentrowany, nie było możliwe określenie typu rozwinięcia koryta ówczesnej rzeki. Na podstawie analizy palinologicznej można wysnuć wniosek, że seria 5 tworzyła się od okresu ciepłego po okres chłodny, a może nawet zimny. Nie można było określić wieku osadów posługując się analizą palinologiczną ze względu na domieszki redeponowanego materiału starszego. Pomimo tego domniemywać można, że faktycznie najstarsza część serii 5 powstała w czasie panowania klimatu ciepłego, gdyż gdyby było inaczej zaznaczyłoby się to w depozycji większego odsetku pyłku roślin właściwych dla chłodniejszego klimatu. W młodszych/wyższych partiach serii zaznaczył się wyraźnie wpływ chłodnego klimatu wyrażony wzrostem zawartości pyłku roślin zielnych. Częste występowanie w diagramach palinologicznych domieszki pyłku roślin zdecydowanie „nie pasującego” do ogólnego obrazu pyłkowego nie jest rzeczą zaskakującą biorąc pod uwagę fakt, że analizowane osady deponowane były w środowisku fluwialnym. W pewnym okresie, którego nie da się dokładniej określić, równia zalewowa przez dłuższy okres musiała pozostawać poza oddziaływaniem procesów rzecznych i wtedy doszło do wytworzenia się gleby. Datowania osadu metodą TL na około 105 i 102 ka BP lokują go we wczesnym vistulianie. Pozostałe daty są datami otwartymi >31,2 ka BP (TL), >32 i >29 ka BP (^{14}C). Analiza morfoskopowa ziaren kwarcu dała wyniki zbliżone do uzyskanych dla osadów podłoża. Nie zaznaczył się wzrost zawartości ziaren eolizowanych. Prawdopodobnie nie było jeszcze warunków sprzyjających intensyfikowaniu się procesów eolicznych. Seria 5 tworzyła się prawdopodobnie przez długi czas. Początki jej tworzenia mogą sięgać interglacjału eemskiego lub początku vistulianu. Rozcinanie i akumulowanie kolejnych członów serii zachodziło w zmieniających się warunkach klimatycznych, dążących ku znacznemu ochłodzeniu. Powstawanie tej serii korelowane jest z okresem wczesnego vistulianu. Seria 5 jest ścięta na względnie stałym poziomie około 85–86 m n.p.m.

Na II kompleks vistuliański składają się cztery serie mineralne, rozróżnione przede wszystkim na podstawie kryterium litologicznego. Są to: różnoziarnista seria 6, piaszczysta seria 7, mulowo-piaszczysta seria 8 i piaszczysta seria 9.

Seria 6 udokumentowana została tylko w jednym stanowisku – F, gdzie zalega na kopalnym stoku. Podścielają ją piaski fluwioglacjalne a przykrywa seria 10, której wiek w dalszej części pracy określony jest na środkowy plenivistulian (rys. 6; fot. 2). Omawianą serię stanowi osad o strukturze masywnej, w którym tkwią kamienie o średnicy dochodzącej do kilkunastu centymetrów. Analiza uziarnienia wykazała że serię 6 (poza kamieniami) buduje materiał drobny, piaszczysty, pyłowy nawet ilowy z przewagą frakcji drobnopiaszczystej (rys. 12 – krzywe częstości), odznaczający się bardzo złym wysortowaniem (rys. 12). Obróbka ziaren kwarcowych jest prawie identyczna jak obróbka w osadach podłoża i przedstawia się następująco: zawartość ziaren typu RM wynosi 29%, M – 37,3%, EL – 25,3%, C – 5,7% i NU – 2,7%.

Opisywana seria stokowa powstać musiała w okresie, kiedy panował surowy klimat, a roślinność była przerzedzona tak, że możliwe było uruchomienie procesów stokowych. Takie warunki mogły zaistnieć w dolnym plenivistulianie, kiedy doszło do oziębienia klimatu, porównywalnej rangi jak w górnym plenivistulianie (V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993). Najczęściej jednak zintensyfikowanie się procesów stokowych datowane jest na środkowy plenivistulian, przede wszystkim ze względu na zwilgotnienie klimatu w tym czasie (T u r k o w s k a 1976; M a n i k o w s k a 1995c). M e n k e (1982) zauważa, że procesy te zachodziły w środkowym plenivistulianie, ale główny etap ich oddziaływania nastąpił na początku górnego plenivistulianu. Podobną opinię wyrażała K o l s t r u p (1993).

Wydzielenie serii 7, 8 i 9 możliwe było tylko w stanowisku C, poza którym brak mulowo-piaszczystej serii 8. W takich przypadkach osady charakteryzowane będą jako seria 7-9 – nie rozdzielona. Łączna miąższość omawianych serii wynosi około 3,5 m (rys. 6, 18). W niektórych miejscach jest nieco zredukowana.

Kontakt między podścielającą serią 5 a serią 7-9 ma charakter erozyjny i występuje na względnie stałej wysokości 85–86 m n.p.m. Wyznacza ona spąg serii 7-9 (rys. 6, 17, 18; fot. 4, 5, 7), podczas gdy ich strop występuje przeważnie na poziomie 89 m n.p.m. Stwierdzono tylko jedną sytuację w której seria 5 rozcięta jest głębiej, do około 83,5 m n.p.m. Rozcięcie wypełnione jest osadami piaszczysto-mulowymi należącymi do II kompleksu vistuliańskiego (rys. 17; fot. 8). Przy brzegu rozcięcia, w piaskach serii 7-9 tkwią bryłki materiału mulowo-organicznego pochodzące z serii 5, oraz ostrokrawędziste bryłki materiału piaszczystego z domieszką mulów o strukturze bardzo podobnej do osadów wypełniających rozcięcie (fot. 8). Zachowanie się w osadzie bryłek o ostrych krawędziach i o nie zmienionej strukturze osadów mówi dużo o warunkach

w jakich dochodziło do rozcinania serii 5. Materiał mułowo-organiczny odznacza się większą kohezją, co powoduje, że tego rodzaju osady trudniej podlegają rozmywaniu. Bardziej istotne jest występowanie bryłek piaszczystych o mniejszej kohezji. Musiał bowiem zaistnieć jakiś czynnik, który powodował: po pierwsze, odpreparowanie takich bryłek, a po drugie, zachowanie ich w osadzie deponowanym w środowisku rzeczonym. Takim czynnikiem musiało być przemarznięcie osadu podczas jego odpreparowania i deponowania (Mycielska-Dowgiałło 1998). W osadach rzecznych doliny Mrogi podobne bryłki stwierdzone zostały przez Turkowską (1975). Występowaniu bryłek osadów, szczególnie piaszczystych i żwirowych o nie zmienionej strukturze wewnętrznej, przypisywana jest istotna rola dla określania warunków paleośrodowiskowych, można je bowiem traktować jako wskaźnik przemarznięcia osadów (Dylik 1969; Turkowska 1975, 1988; Mycielska-Dowgiałło 1998).

W stanowisku C serie 7, 8 i 9 zarejestrowane zostały w superpozycji (rys. 21). Piaszczyste serie 7 i 9 są do siebie bardzo podobne pod względem cech strukturalnych i teksturalnych. Rozdziela je wyraźnie odmienna, mułowo-piaszczysta seria 8 z domieszkami materiału organicznego (fot. 9). Seria 7 w prezentowanym stanowisku ma miąższość 1 m. W spągu buduje ją materiał wyraźnie grubszy o średniej średnicy ziaren mieszczącej się we frakcji piasku gruboziarnistego, ale przebieg krzywej częstości sugeruje znaczny udział frakcji drobno- i średnioziarnistych żwirów. W wyższej części serii zdecydowanie przeważa frakcja piaszczysta. Cała seria odznacza się umiarkowanym wysortowaniem (rys. 9).

Struktury sedymentacyjne serii 7 to przede wszystkim warstwowania przekątne tabularne, rzadziej występują warstwowania rynnowe oraz horyzontalne. Miąższość poszczególnych ławic wynosi po kilkadziesiąt centymetrów (około 20 do 50 cm), co pozwala określić ją jako średnią do grubej (Gradziński *et al.* 1986).

Wyniki obróbki ziaren kwarcowych nieznacznie odbiegają od wyników uzyskanych dla serii 5 i osadów podłoża kompleksów vistuliańskich. Średnia zawartość ziaren typu RM w serii 7 wynosi 26,5%, M – 31,8%, EL – 34,3%, C – 5,3% i NU – 2,3%.

Około czterdziestocentymetrowa seria 8 zalega na serii 7 niezgodnie. Strop serii 7 został prawdopodobnie nieznacznie rozmyty. W pierwszym etapie seria 8 akumulowana była w postaci warstwy mułowo-piaszczystej z namytym materiałem organicznym. Wykształciła się riplemarkowa struktura osadu. Potem osad został rozmyty częściowo i nadbudowany drobnymi i bardzo drobnymi piaskami o słabo widocznej strukturze, przejawiającej ślady laminacji horyzontalnej lub smużystej. Wysortowanie osadów tej serii jest umiarkowane. Wskaźnik skośności oraz przebieg krzywych częstości pokazują, że przeważają frakcje grubsze nad drobniejszymi względem frakcji najczęściej występującej (rys. 9).

Interesujące są wyniki analizy morfoskopowej wykonanej dla 2 próbek z serii 8. Otóż wyniki te znacznie różnią się od wyników uzyskanych dla podścielającej serii 7 i dla przykrywającej serii 9 (wyniki dla serii 7 i 9 są podobne). W osadach serii 8 wyraźnie zwiększona jest zawartość ziaren eolizowanych i ziaren typu M i wynosi odpowiednio 34,5% i 41,5%, przy spadku zawartości ziaren obrabianych w środowisku wodnym do 17%. Sytuację taką można by próbować wyjaśnić opuszczeniem przez rzekę części obszaru który zajmowała i zaistnienia warunków do intensywnej działalności procesów eolicznych. Aby zaistniała zmiana w eolizacji ziaren rzędu prawie 10%, procesy te musiałyby dostatecznie długo oddziaływać, prawdopodobnie tysiące lat (G o Ź d z i k 1995d). Kiedy doszło do akumulacji piaszczystej serii 9, na zmniejszenie się odsetku ziaren RM mogła mieć wpływ dostawa do systemu materiału podłoża, jak również fakt zlokalizowania stanowiska C w brzeżnej strefie basenu sedimentacyjnego omawianych serii. Obróbka ziaren w środowisku wodnym raczej nie miała szansy się zaznaczyć (K l a t k o w a 1996; M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o, W o r o n k o 1998).

Kontakt między serią 8 a 9 jest niezgodny. Jednak nie należy doszukiwać się tu śladów znaczącej erozji, a raczej rozmycia stropu serii 8. Miąższość serii 9 wynosi około 2 m. Seria ta, jak już wielokrotnie zaznaczono, jest piaszczysta, z większym udziałem żwirów niż w serii 7. Wielkości średniej średnicy ziarna są zbliżone do wyników dla serii 7, a zwiększony udział frakcji grubszej ujawnił się we wskaźniku skośności. W strukturze osadów serii 9 przeważają warstwowania przekątne tabularne, w mniejszym stopniu występują warstwowania rynnowe.

Seria 9 odznacza się większym rozprzestrzenieniem lateralnym niż serie leżące pod nią. Brzeżną część tej serii zarejestrowano w stanowisku B, w postaci wypełnienia marginalnego kanału rzeki roztokowej. Kanał wypełnia sekwencja osadów od piasków średnioziarnistych, poprzez piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste do mułów. Dolne piaski odznaczają się dobrym wysortowaniem (0,35–0,5 phi). Wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna pogarsza się wysortowanie do złego w górnej, mułowej części serii. Drobnienie osadu ku górze oraz pogarszanie się wysortowania w kolejnych próbkach jest bardzo dobrze widoczne w przebiegu krzywych częstości (rys. 8). W dolnej części wypełnienia powstały piaszczyste wielozestawy przekątnego warstwowania rynnowego o zmniejszającej się skali lawic, od dużej poprzez średnią do małej (G r a d z i ņ s k i *et al.* 1986). Takie struktury sedimentacyjne powstają w kanałach międzyodsypowych piaskodennej rzeki roztokowej jako megariplemarki o krętych krawędziach (Z i e l i ņ s k i 1998). W zaprezentowanym przypadku sytuacja była jednak nieco inna, gdyż kanał powstał jako odizolowana odnoga rzeki roztokowej, prawdopodobnie w dystalnej części doliny. Zapewne kanał ten funkcjonował bardzo krótko.

Na piaskach średnioziarnistych warstwowanych rynnowo zalegają piaski drobnoziarniste przechodzące w muły warstwowane najpierw horyzontalnie lub riplemarkowo, a wyżej horyzontalnie lub faliście. Taka sekwencja osadów świadczy o stopniowym zamieraniu przepływu w kanale.

Zachowanie się osadów drobnoziarnistych z fazy okresowego zamierania przepływu w rzece roztokowej jest bardzo rzadko spotykane. Zazwyczaj bowiem ten drobnoziarnisty człon ulega degradacji podczas wzmożenia przepływu w kolejnym sezonie (R e i n e c k, S i n g l e 1973). Chociaż, jak już zostało wspomniane, sytuacja kanału była szczególna.

W stanowisku B w serii 9 zawartość ziaren eolizowanych nieznacznie i nierównomiernie wzrasta. Średnia zawartość ziaren typu RM wynosi 33,3%, zawartość ziaren typu M jest względnie stała i średnio wynosi 37,1%, natomiast odsetek ziaren obrabianych w środowisku wodnym zmniejsza się nierównomiernie, a średnia zawartość tego typu ziaren wynosi 23,4% (rys. 8).

Nierozdzielona seria 7-9 obserwowana była w ścianach odkrywki Koźmin-ZATOKA i Koźmin-ŚRODKOWY, gdzie ma miąższość około 3 m (rys. 17, 18; fot. 10). Tak jak w przypadku stanowiska C serię tę budują piaski warstwowane przekątnie, częściej tabularnie niż rynnowo. Występują również warstwowania horyzontalne lub tabularne bardzo niskokątowe oraz riplemarkowe (fot. 10). Ławice lamin mają miąższość od grubych, 50 cm miąższości, poprzez średnie do cienkich.

Cechy teksturalne osadów budujących nierozdzieloną serię 7-9 są zbliżone do cech potraktowanych osobno serii 7 i 9, chociaż w stanowisku G omawiana seria zbudowana jest z osadów nieco drobniejszych (rys. 9, 13, 14) i również nieco lepiej wysortowanych.

Zwraca uwagę bardzo podobny przebieg krzywych odzwierciedlających zmiany średniej średnicy ziaren w obrębie serii 7-9 w stanowiskach C i G. Prawdopodobnie więc zaznaczyły się pewne generalne tendencje w ewolucji rzeczno-środowiska sedymentacyjnego. Zaznaczyły się okresy wzmożonej aktywności procesów fluwialnych, kiedy przepływy musiały być większe, a transportowany i akumulowany materiał był grubszy oraz okresy względnego osłabienia procesów fluwialnych, kiedy to transportowi podlegał materiał drobniejszy. W obu stanowiskach można wyróżnić po cztery cykle, w których zaznacza się drobnienie osadu ku górze (rys. 9, 13).

W stanowiskach D i I (rys. 6; fot. 11) seria 7-9 wykształcona jest w postaci innych struktur sedymentacyjnych niż dotychczas opisywane, chociaż tu również budują ją piaski. W tych przypadkach osady omawianej serii warstwowane są horyzontalnie lub przekątnie niskokątowo. Ponadto spotykane były warstwowania rynnowe małej skali i warstwowania faliście, bardzo łagodnie zaznaczone. W stanowisku I w serii 7-9 dominuje warstwowanie horyzontalne, a około 25 cm od spągu serii występuje strefa niewielkich rozcięć rynnowych. Strefa ta zajmuje w pionie przestrzeń 35 cm.

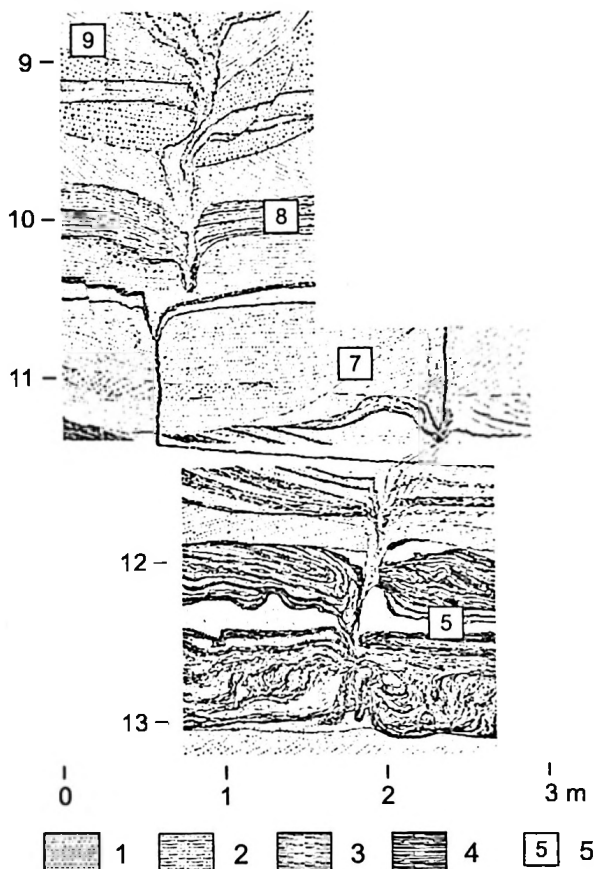
Zawartość ziaren kwarcowych eolizowanych w osadach serii 7-9 w stanowisku G wynosi średnio 28,6% i jest to wartość zbliżona do wartości uzyskiwanych w stanowisku C. Większy jest średni odsetek ziaren pośrednich – 45,3%, natomiast średni odsetek ziarn obrobionych w środowisku wodnym jest znacznie mniejszy i wynosi 19,6%. Podobne wyniki uzyskano w stanowisku H, chociaż tutaj zawartość ziaren eolizowanych była większa.

Struktury sedymentacyjne oraz szerokie rozprzestrzenienie serii 7-9 pozwala wnioskować, że składana ona była w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej. Występują litofacje właściwe dla odsypów poprzecznych piaskodennej rzeki roztokowej. Na piaskach warstwowych przekątnie zalegają drobniejsze piaski warstwowane horyzontalnie lub riplemarkowo. Litofacje piasków warstwowych horyzontalnie i rzadziej w tym przypadku występujące warstwowanie przekątne rynnowe, reprezentują subśrodowisko kanałów międzyodsypowych (fot. 10). Trzecie subśrodowisko piaskodennej rzeki roztokowej zaobserwowane w badanych stanowiskach to subśrodowisko równi pozakorytowej. W środowisku tym tworzyły się warstwowania horyzontalne, przekątne niskokątowe i riplemarkowe (fot. 11). Na podstawie analizy uziarnienia wyróżnić można 4 cykle sedymentacyjne, rozpoczynające się od akumulacji osadów grubszych, które drobnieją ku górze przy czym mieszczą się w granicach frakcji piaszczystej (rys. 9, 13) (Z i e l i Ń s k i 1997, 1998). W osadach omawianych serii brak domieszek organicznych.

W serii 7-9 rozwijały się struktury peryglacialne w postaci klinów lodowych. Są to struktury, które sięgają nawet spągu starszej serii 5, ale względem tej serii są epigenetyczne, na co wskazuje sposób wykształcenia struktur, które zwężają się ku dołowi, są ciągle i nie mają przewężeń i rozszerzeń (F r e n c h, G o Ź d z i k 1988). W obrębie serii 7-9 kliny mają często charakter struktur syngenetycznych i rozwinięte są w górę, do młodszych serii z III kompleksu osadów vistuliańskich (rys. 22; fot. 12). W niektórych przypadkach stwierdzono występowanie pseudomorfoz po epigenetycznych klinach lodowych, które zostały ścięte razem z serią 5 tak, że obecnie można obserwować je tylko w osadach serii 5 (rys. 6). Oznaczałoby to, że struktury te musiały powstawać wcześniej niż pseudomorfozy nie ścięte, lub należałoby założyć, że erozja następująca przed akumulacją serii 7-9 nie była synchroniczna na obszarze północno-zachodniej części basenu uniejowskiego.

Pseudomorfozy po klinach lodowych są wskaźnikami istnienia wieloletniej zmarzliny ciągłej lub nieciągłej (G o Ź d z i k 1973; V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993). Według V a n d e n b e r g h e'a i P i s s a r t a (1993) w vistulianie wieloletnia zmarzlina rozwinęła się w okresie między 72 a 61 ka BP, przypadającym na dolny plenivistulian. Dolny plenivistulian jest często wymieniany jako okres, w którym tworzyła się najstarsza vistuliańska generacja klinów lodowych (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; V a n H u i s s t e d e n *et al.* 1986; K r z e m i ń s k i 1989; V a n d e n b e r g h e, V a n

m (0 - 97 m n.p.m.)



Rys. 22. Koźmin-PÓŁNOC, system syngenetycznych szczelin mrozowych w serii 5 oraz 7 i 8

1 – piasek; 2 – piasek z mulem; 3 – mul, 4 – mul organiczny; 5 – numer serii

Koźmin-PÓŁNOC, a system of syngenetic frost fissures in series 5, 7 and 8

1 – sand; 2 – sand with silt; 3 – silt; 4 – organic silt; 5 – series number

Huissteden 1989; Manikowska 1993; Klatkova 1996; Superson 1996; Goździk 1999).

Ścięcie serii 5 i początek akumulacji serii 7-9 mogło nastąpić na przełomie wczesnego vistulianu i dolnego plenivistulianu, kiedy to datuje się fazę erozji w niektórych dolinach rzek niżowych – np. w dolinie Mrogi (Turkowska 1975), w dolinie Moszczenicy (Kamiński 1993), w dolinie Wieprza (Superson 1996), w dolinie Dinkel na pograniczu Niemiec i Holandii (Van Huissteden *et al.* 1986) oraz w rzece Mark w Holandii (Bohncke, Vandenberghe 1991). W innych dolinach rzecznych faza erozji zaznaczona jest w młodszej części dolnego plenivistulianu (Turkowska 1988, 1995; Manikowska 1996; Goździk 1999).

Szczegółowe badania sedymentologiczne przeprowadzone w dolinie dolnej Wisły, w połączeniu z szeregiem datowań TL, doprowadziły W y s o t ę i współautorów (1996, 2000) do wniosku, że w dolinie Wisły funkcjonowała piaszkodenna rzeka roztokowa pod koniec dolnego plenivistulianu. Ponadto rozwiniecie roztokowe rzek dolnego plenivistulianu stwierdzili: M y c i e l s k a - D o w g i a l l o (1978) w dolinie Wisły i Wisłoki, V a n H u i s s t e d e n *et al.* (1986) w dolinie Dinkel, zdżyczenie wcześniej meandrującej Lutyni na Wysoczyźnie Jarocińskiej stwierdził J a n c z a k (1981).

Autorka zdecydowała się powiązać powstanie serii 7-9 z okresem dolnego plenivistulianu. Dolny plenivistulian był okresem odznaczającym się znacznym ochłodzeniem klimatu (M y c i e l s k a - D o w g i a l l o 1978; G u i o t *et al.* 1989; V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993; R o t n i c k i 1996). W tym też okresie nastąpiło zlodowacenie dolnego Powiśla (D r o z d o w s k i 1986). W okresach największego oziębienia klimatu w vistulianie przeważały w dolinach rzecznych tendencje akumulacyjne. Powszechnie zakłada się, że okresom zimnym odpowiadały zmiany rozwiniecia koryt rzecznych na roztokowe (F a l k o w s k i 1975). Ponadto istotny jest brak domieszek materiału organicznego oraz występowanie struktur peryglacyjnych w postaci klinów lodowych.

Poprzez analogię do warunków górnego plenivistulianu, był to zapewne okres wzmożonej działalności eolicznej ale oddziaływanie procesów eolicznych nie zdążyło wywrzeć znaczącego wpływu na zmiany w morfologii ziaren kwarcowych. Wzmogućona aktywność eoliczna zaznaczyła się na południu Polski, na Wyżynie Lubelskiej w postaci dolnego lessu młodszego, datowanego metodą TL na około 60 i 55 ka BP (M a r u s z c z a k 1986; P o ż a r y s k i i in. 1999).

W podsumowaniu można stwierdzić, że na serie 7 i 9 składają się piaski o dość dobrym wysortowaniu, które akumulowane były w środowisku piaszkodennej rzeki roztokowej, seria 8 natomiast zbudowana jest z materiału piaszczysto-mułowego, czasami z domieszką namytej materii organicznej o gorszym wysortowaniu, będącej świadectwem zmian w dynamice przepływu. W czasie tworzenia się omawianego kompleksu istniała wieloletnia zmarzlina i w osadach tworzyły się struktury klinów lodowych. Zebrane dane wskazują na to, że podczas powstawania II kompleksu vistuliańskiego panował zimny klimat i można go powiązać z dolnym plenivistulianem.

III KOMPLEKS VISTULIAŃSKI

Na III kompleks vistuliański składają się trzy kolejne serie, różniące się zasadniczo genezą i sposobem wykształcenia. Są to: organiczna seria 10, seria 11 zbudowana z piasków z domieszką żwirów oraz mułowo-organiczna seria 12.

Seria 10 stanowi ciągły, szeroko rozprzestrzeniony poziom zbudowany z osadów organicznych lub mineralno-organicznych. Jest ona przeważnie bardzo

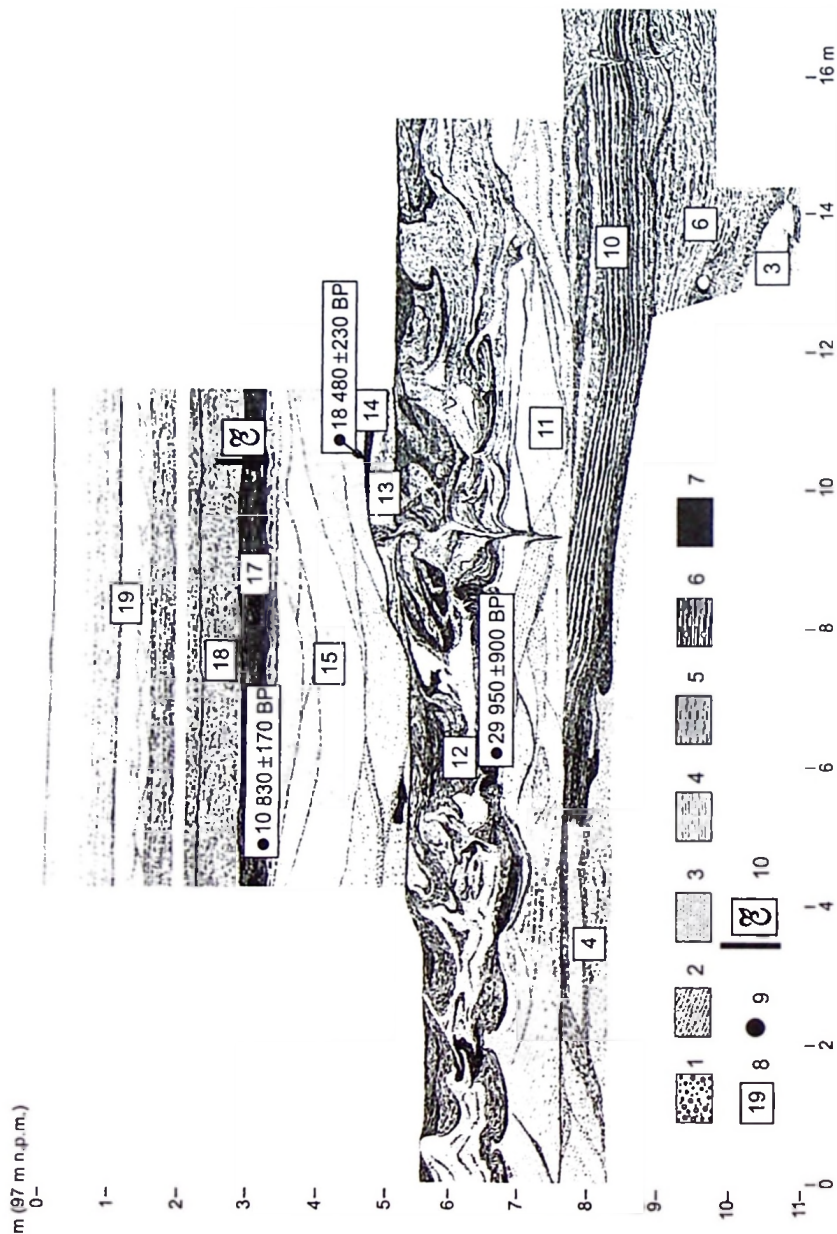
intensywnie zaburzona, co utrudnia określenie miąższości. W przybliżeniu jej grubość wynosi 40 cm. Zazwyczaj położona jest na poziomie 89 m n.p.m. (rys. 6, 17, 18). W dwóch stanowiskach – F i I seria jest bardziej rozbudowana i inaczej wykształcona; w tych też stanowiskach spąg serii 10 znajduje się na mniejszej wysokości, odpowiednio, około 87 i 88 m n.p.m.

Kontakt serii 10 z seria podścielającą ma przeważnie charakter sedymentacyjny. Jedyny wyjątek zarejestrowany został w stanowisku I. W tym przypadku seria 7-9 jest rozcięta, a rozcięcie wypełnione jest piaskami z tkwiącymi w nich bryłkami torfu (fot. 13). Prawdopodobnie jest to ślad rozmycia istniejącej już częściowo serii 10 i jej podłoża.

Seria 10 wykształcona jest na kilka sposobów. Najczęściej składa się na nią torf, który nadbudowany jest warstewką piasków z mułami i warstewką mułu. Seria wykształcona w tej formie jest na ogół bardzo intensywnie zaburzona (rys. 21; fot. 8, 9, 14). Zdarza się, że seria 10 wykształcona jest odwrotnie, to znaczy w spągu serii znajduje się muł, potem przewarstwienie piaszczyste miąższości nawet 30 cm i w stropie warstewka torfu lub materiału torfiastego. W tym przypadku omawiana seria jest położona nieco wyżej – na poziomie 89,8 m n.p.m. i zazwyczaj zaburzenia są mniej intensywne (stanowisko H; rys. 18; fot. 12). Ponadto seria 10 wykształcona bywa w postaci rytmu mineralno-organicznego. W takich sytuacjach ma ona większą miąższość, nawet przekraczającą 1 m, podczas gdy zaburzenia ograniczają się tylko do łagodnych ugięć lub w ogóle ich brak (rys. 6, 23; fot. 2).

W ścianie Koźmin-PÓLNOC zarejestrowano sytuację, gdzie we wschodniej części seria 10 jest wykształcona w postaci rytmu (fot. 15), ku zachodowi staje się mniej miąższa i bardziej organiczna, aż przechodzi w poziom torfowy (rys. 6). Następstwo takie obrazuje zmienianie się środowisk sedymentacyjnych w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego, od środowiska proksymalnej równi zalewowej, gdzie następowała akumulacja osadów rzecznych, po dystalną równię zalewową z akumulacją fitogeniczną. W niektórych przypadkach seria została zredukowana i reprezentowana jest tylko przez torf lub materiał mułowo-organiczny. Od poziomu serii 10 tworzyły się struktury klinów lodowych.

W stanowisku F (rys. 6, 23; fot. 2) seria 10 występuje w postaci rytmu mineralno-organicznego. W dolnej części zalegają rytmicznie warstwowane osady piaszczysto-mułowe, które ku górze zawierają coraz więcej materii organicznej, co objawia się coraz intensywniejszym brązowym zabarwieniem. Dość wyraźnie odznaczają się bardzo cienkie warstewki jasnych piasków, świadczące o okresowym zalewaniu wodami powodziowymi. W środkowej części serii 10 widoczny jest poziom, w którym struktura osadu – niżej dobrze widoczna – jest zatarta. W tej strefie osad ma też nieco inne, brunatne zabarwienie. Może to być świadectwem zapoczątkowania rozwoju procesów glebotwórczych. Prawdopodobnie ta część równi zalewowej znalazła się na pewien okres poza oddziaływaniem procesów rzecznych.



Rys. 23. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F

Koźmin-PÓLNOC, site F

Analiza granulometryczna serii 10 w omawianym stanowisku wykazała dominację materiału bardzo drobnego (rys. 12). Średnia średnica ziaren mieści się we frakcji piasków bardzo drobnodziarnistych lub we frakcji pyłowej. Od spągu serii osad drobniejze ku górze, a w środkowej części jest najdrobniejszy z wyraźną przewagą frakcji drobniejszych względem frakcji najczęściej występującej. Wyszortowanie osadu w tej części serii jest złe. W stropowej części pojawiają się grubsze przewarstwienia piaszczyste o miąższości około 10 cm z widocznym warstwowaniem riplemarkowym i horyzontalnym. Takie przewarstwienia świadczą o tym, że wzmogło się oddziaływanie procesów fluwialnych, co mogło być spowodowane zwiększeniem intensywności powodzi lub migracją koryta rzecznego w kierunku części doliny, w której zlokalizowane jest omawiane stanowisko. Te zmiany zapisały się w wartościach wskaźników uziarnienia, które pokazują, że średnia średnica ziaren mieści się tu we frakcji piasków średnioziarnistych. Zmienia się tendencja skośności wskazując na większy udział frakcji grubszej względem najczęściej występującej. Ponadto poprawia się wysortowanie osadu na umiarkowane.

Analiza morfoskopowa wykonana dla serii 10 w stanowisku F wskazuje na niewielki jeszcze udział ziaren eolizowanych – średnio 27,4% i ziaren pośrednich – 36,4%. Średni udział ziaren obrabianych w środowisku wodnym wynosi 27%, ziaren pękniętych – 6,4% i świeżych – 2,8%. Jednak w tym przypadku należy zwrócić uwagę na wyniki dla poszczególnych próbek, gdyż da się tu zauważyć niezbyt silnie zaznaczoną, ale jednak widoczną tendencję do wzrostu zawartości ziaren typu RM i spadku zawartości ziaren typu EL (rys. 12).

Dla serii 10 analiza morfoskopowa przeprowadzona była jeszcze dla jednej próbki (rys. 17), pobranej z piaszczystego przewarstwienia między torfem a mułem. W tym przypadku ziaren typu RM było 40%, a więc znacznie więcej niż w wyżej opisywanym stanowisku. Mniej wydzielono ziaren typu M – 24%, zawartość ziaren typu EL jest podobna – 27%, a pozostałych typów wynosi: C – 6% i NU – 8%.

Seria 10 datowana była metodą ^{14}C w pięciu stanowiskach. Uzyskano daty: 24 200±300 BP (Lod 659) (rys. 17) (K l a t k o w a 1996; F o r y s i a k *et al.* 1999) i >37 200 BP (Gd 7969) (rys. 18). W tych dwóch przypadkach datowana seria wykształcona jest w taki sam sposób, a datowano dolną, torfową część serii. Następne datowanie, które dało wynik 28 600±260 BP (Lod 700), pochodzi również ze spągowej części serii 10, która w tym przypadku wykształcona jest w postaci warstewki mułowo-organicznej. Strop serii 10 w tym miejscu ma postać poziomego torfowego dla, którego uzyskano datę >30 000 BP (Lod 694) (rys. 18; fot. 12). Datowanie wykonane dla torfu w stanowisku C dało wynik 31 740±1 100 BP (Lod 878) (rys. 6, 21). Trzy ostatnie wyniki datowania są zgodne i wskazują w przybliżeniu na ten sam czas powstania serii 10. Istnieją problemy w interpretacji dwóch wyników podanych w pierwszej kolejności. W przypadku datowania 24 200±300 BP (Lod 659) wykonanego dla serii 10 ze

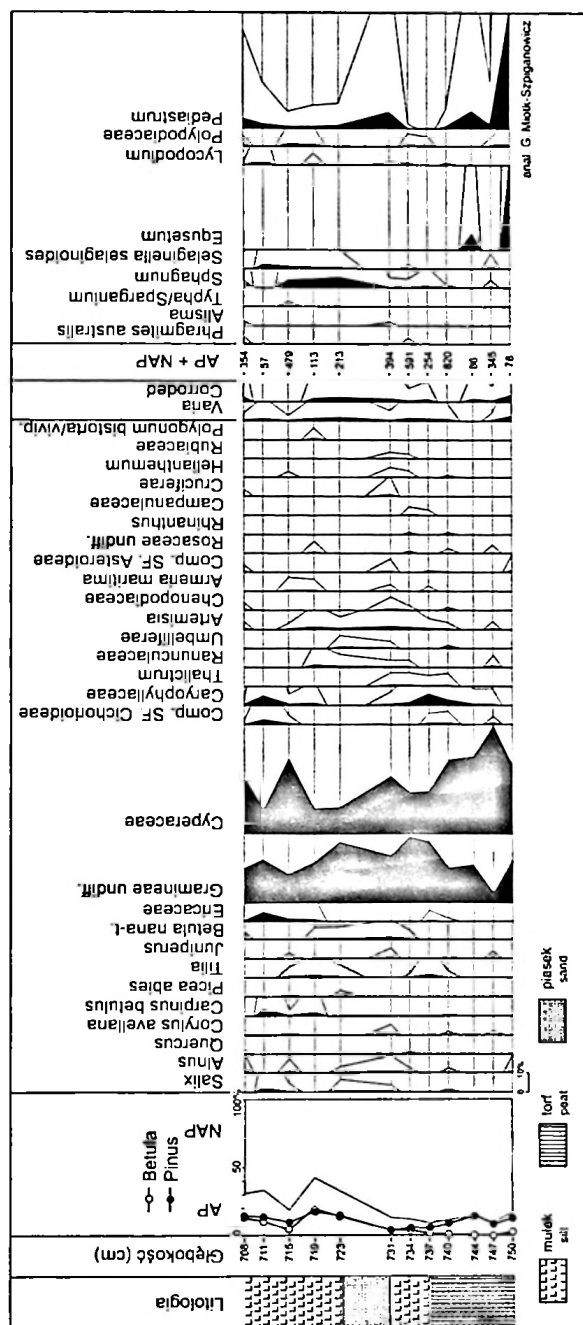
ściany Koźmin-ZATOKA próbkę pobrano bezpośrednio pod kopalnym korytem, które funkcjonowało w starszym holocenie (Turkowska *et al.* 2000). W takiej sytuacji należy brać pod uwagę odmłodzony wiek osadów, na co mógł wpłynąć dopływ substancji organicznych z infiltrującą wodą (Lindner 1992). Autorka nie potrafi wyjaśnić daty $>37\,000$ PB, zważywszy na fakt, że próbkę do datowania pobrano z tej samej serii, tak samo wykształconej, znajdującej się na tym samym poziomie i w odległości niewiele większej niż 100 m od miejsca poboru próbki wydatowanej na $24\,200 \pm 300$ BP (Lod 659).

Dla serii 10 wykonane zostały dwie analizy palinologiczne (rys. 17, 18). Próbkę do pierwszej z nich pobrane zostały ze ściany Koźmin-ZATOKA, do drugiej ze stanowiska G zlokalizowanego w obrębie ściany Koźmin-ŚROD-KOWY.

Pierwsza analiza palinologiczna wykonana została przez dr G. Miotk-Zspiganowicz (Forys i *al.* 1998, 1999). Badaniu poddano warstewkę osadów mineralnych i organicznych o miąższości 42 cm. W spągu tej serii znajduje się zapiaszczony torf, powyżej zalega muł z przewarstwieniem piaszczystym. Wyniki analizy wskazują, że spągowa część profilu odznacza się bardzo małym udziałem drzew w spektrum pyłkowym. Głównym drzewem jest tu sosna. Należy jednak brać pod uwagę, że w tak bezleśnym krajobrazie znaczna część ziaren pyłku może pochodzić z dalekiego transportu. Wśród roślin zielnych występowały przede wszystkim trawy (*Gramineae*), ciborowate (*Cyperaceae*), goździkowate (*Caryophyllaceae*) i *Thalictrum*. Znalezione też znaczną ilość zarodników skrzypu i cenobiów *Pediastrum*. Dowodzi to, że szczególnie w czasie powstawania osadu torfowego, klimat był zimny i wilgotny (rys. 24).

W górnej części profilu obraz pyłkowy się zmienia. Zwiększa się znaczenie brzozy oraz pojawiają się procentowe ilości ziaren pyłku olchy (*Alnus*), wierzby (*Salix*), świerka (*Picea*) i brzozy krzewinkowej (*Betula nana*). Ponadto pojawiają się: bylica (*Artemisia*), komosowate (*Chenopodiaceae*), posłonki (*Helianthemum*), *Ranunculaceae* i inne rośliny światłolubne. Wzrosło również znaczenie wrzosowatych (*Ericaceae*). Taki obraz palinologiczny wskazuje na pewne ocieplenie w stosunku do osadów starszej części profilu, co znalazło odbicie w rozwoju zbiorowisk typu stepotundry z brzozą i wierzbą krzewinkową, a w okresie najmłodszym – również wrzosowisk. W trakcie powstawania młodszej części profilu klimat był nadal zimny, o czym świadczy występowanie mikrospor widliczki (*Selaginella selaginoides*). Autorka analizy sugeruje, że zarejestrowane ocieplenie ma rangę interfazy.

Drugą analizę palinologiczną serii 10 wykonała mgr Z. Balwierz (Baliwierz 2000). Analizowany profil miał 20 cm miąższości. W dolnej części profilu znajdował się muł torfiasty przechodzący ku stropowi w muł organiczny a następnie w muł piaszczysty. Wyniki analizy palinologicznej autorka niniejszej pracy uzyskała w formie zestawienia wniosków. W czasie tworzenia się osadów dominowały zbiorowiska roślin zielnych, których udział w spektrach pyłkowych



Rys. 24. Koźmin-ZATOKA, seria 10. Procentowy diagram pyłkowy

Koźmin-ZATOKA, series 10. Percentage pollen diagram

przekraczał 80%. Przede wszystkim były to trawy (*Gramineae*) i turzycowate (*Carex*) oraz bylica (*Artemisia*), posłonki (*Helianthemum*), widliczka (*Selaginella selaginoides*), *Armeria* i *Polygonum viviparum*. Obecność tych taksonów w spektrach o tak wysokim udziale pyłku NAP potwierdza istnienie otwartych zbiorowisk roślinnych charakterystycznych dla chłodnego, arktycznego klimatu.

Wyniki analizy pyłkowej nie pozwalają na dokładne ustalenie pozycji stratygraficznej serii 10, ale możliwe jest wykluczenie wczesnego vistulianu. W czasie trwania żadnego ze znanych interstadiałów i stadiałów tego okresu nie panowały w Polsce centralnej tego typu zbiorowiska. Autorka analizy palinologicznej twierdzi, że wiek osadu można określić na środkowy vistulian. Wskazanie tak szerokiego odcinka czasu uzasadnia stwierdzeniem, że roślinność tundrowa charakterystyczna jest dla kilku stanowisk z terenu Belchatowa z okresu środkowego vistulianu (K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993; B a l w i e r z 1995). Cecha ta pozwala na porównanie roślinności z tych stanowisk z roślinnością serii 10. Takim samym lub bardzo zbliżonym obrazom palinologicznym odpowiadają jednak często różne daty radiowęglowe. Świadczy to o tym, że w różnym czasie mogły panować podobne warunki klimatyczne i podobne zbiorowiska roślinne. Z tego powodu nie jest możliwe porównanie flory serii 10 z żadnym konkretnym stanowiskiem z Belchatowa ani z żadnego innego stanowiska z terenu Polski środkowej. Wyniki zaprezentowanej analizy palinologicznej są podobne do wyników uzyskanych przez dr G. Miotk-Szpiganiowicz.

Wyniki datowań radiowęglowych mieszczą się w młodszej części środkowego plenivistulianu, a dokładniej w ramach czasowych interstadiału denekamp (R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990). Analizy palinologiczne nie pozwalają na dokładne określenia wieku serii 10, wskazują tylko na środkowy vistulian, co nie wyklucza takiej korelacji.

Na początku opisu serii 10 powiedziane zostało, że jej cechą charakterystyczną jest występowanie zaburzeń. Deformacje serii 10 przybierają w niektórych przypadkach formy bardzo dojrzałych inwolucji. W torfowej części serii powstawały struktury pogrążowe, prawie kropłowe, natomiast górny, mułowy człon serii tworzył struktury diapirowe (fot. 14). W stanowisku C zarejestrowane były jeszcze bardziej rozwinięte inwolucje, w których pogrążony torf uległ porozrywaniu i tkwi w osadach serii 9 w formie izolowanych fragmentów (rys. 21; fot. 9). Zgodnie z zaleceniami A n k e t e l l a *et al.* (1970), struktury inwolucyjne nie są wyróżniane ze względu na ich formę. Autorzy ci zwracają uwagę na to, że nie należy na tej podstawie dokonywać wydzieleni, gdyż mogą to być różne stadia rozwoju tego samego typu struktur, nie zaś różne struktury.

Występowanie zaburzeń inwolucyjnych jest bardzo powszechne w osadach vistulianu, a szczególnie środkowego plenivistulianu (R o t n i c k i, T o b o l s k i 1965; G o ź d z i k 1973; M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; V a n H u i s s t e d e n *et al.* 1986; K r z y s z k o w s k i 1990; V a n

Huissteden 1990; Kolstrup 1993; Kasse, Bohncke, Vandenberghe 1995; Superson 1996; Manikowska 1999 i wielu innych). Genezę zaburzeń inwolucyjnych występujących w osadach vistuliańskich wiąże się zazwyczaj z istnieniem wieloletniej zmarzliny i w takich przypadkach deformacje nazywane bywają krioturbacjami (Dylik 1965). Nie ma zgodności co do czasu powstawania krioturbacji względem stadium rozwoju wieloletniej zmarzliny (Vandenberghe 1988, 1992; Goździk 1995e).

Według opinii Goździka (1973) inwolucje powstawały na skutek niestatecznego warstwowania gęstościowego. Ponadto duże znaczenie dla powstawania inwolucji przypisuje on ciśnieniu kriostatycznemu i pęcznieniu mrozowemu, natomiast za czynnik, który uruchamiał procesy kształtujące inwolucje uznawał rytmicznie powtarzający się cykl zamarzania i rozmarzania gruntu w strefie czynnej.

Geneza krioturbacji według Vandenberghe'a (1988, 1992) może być trojaka: obciążeniowa, kriohydrostatyczna i kriostatyczna. Krioturbacje obciążeniowe powstają na skutek wytwarzania się układu niestatecznego warstwowania gęstościowego w warunkach istnienia wieloletniej zmarzliny. Tajanie bogatej w lód górnej części wieloletniej zmarzliny powoduje duże uwodnienie osadu, tak że znika kontakt między ziarnami osadu, dochodzi więc do zmniejszenia gęstości osadu. Powstaje układ w którym przypowierzchniowa część osadu ma gęstość większą niż dolna przyzmarzlinowa część osadu. W takich warunkach dochodzi do powstawania krioturbacji dużych (typu 2 o amplitudzie powyżej 60 cm) i małych (typu 3 o amplitudzie poniżej 60 cm) zarówno pogrążowych, jak i diapirowych, występujących zespołowo i pojedynczych struktur typu 4. Krioturbacje w serii 10, których amplituda wynosi około 60 cm, w takiej klasyfikacji deformacji wypadają na pograniczu typu 2 i 3. Na rozmiar deformacji mogła mieć wpływ niewielka miąższość tej serii.

Zdaniem Vandenberghe'a (1988, 1992) rozmiar krioturbacji ma istotne znaczenie, gdyż duże zaburzenia typu 2 uznaje za wskaźnik paleośrodowiskowy, świadczący o istnieniu ciąglej wieloletniej zmarzliny i o średniej rocznej temperaturze rzędu -6°C tuż przed zmianą warunków klimatycznych i degradacją wieloletniej zmarzliny. Pozostałe typy krioturbacji powstają w warunkach długotrwałego przemarzania sezonowego, a ich rozwój ułatwiony jest w środowisku wilgotnym.

Innego zdania co do istotności inwolucji czy krioturbacji jako wskaźnika istnienia wieloletniej zmarzliny są Goździk (1992) i Kasse (1999). Według tych autorów inwolucje nabierają znaczenia dopiero wtedy, kiedy występują w towarzystwie klinów lodowych lub pingo.

Argumentem jaki przytacza Vandenberghe (1992) za słusnością twierdzenia, że krioturbacje obciążeniowe powstają podczas degradacji wieloletniej zmarzliny jest wyrazistość powstających struktur. Gdyby krioturbacje powstawały w warstwie czynnej podczas sezonowego zamarzania

i rozmarzania, efektem byłby jego zdanien osad bezstrukturalny. Doświadczenia laboratoryjne potwierdziły, że najlepsze warunki do powstawania inwolucji występują podczas tajania bogatej w lód zmarzliny (H a r r i s *et al.* 2000).

Istnieje pogląd, że inwolucje peryglacialne mogą powstawać na skutek oddziaływania procesów termokrasowych, które nie muszą być spowodowane zmianami klimatu, ale mogą wynikać ze zmian mikroklimatu, roślinności lub zawartości wilgoci w osadzie. W związku z tym deformacje powstawać mogły tylko lokalnie i nie muszą oznaczać degradacji wieloletniej zmarzliny w ogóle. Inwolucje termokrasowe nie mogą więc służyć do rekonstrukcji paleoklimatycznych. W niektórych miejscach mogło dochodzić do uwodnienia gruntu spowodowanego wytopieniem bogatej w lód, górnej części wieloletniej zmarzliny i przy złym drenażu, tworzenia się układów niestatecznego warstwowania gęstościowego, a w rezultacie do powstawania inwolucji termokrasowych. Takie inwolucje powstają w drobnym materiale na płaskich obszarach. Inwolucje termokrasowe mogły być w plejstocenie znacznie bardziej powszechne niż dotychczas sądzono (M u r t o n, F r e n c h 1993; M u r t o n *et al.* 1995). Z kolei pojawianie się zjawisk termokrasowych uważane jest za wyznacznik początku degradacji wieloletniej zmarzliny (G o ź d z i k 1995c).

Jako przyczynę powstawania inwolucji w serii 10 można brać również pod uwagę wywołanie procesów termokrasowych wkroczeniem rzeki roztokowej, która złożyła nadległą serię 11, gdyż jak podaje W a s h b u r n (1979), pod dużymi rzekami powstają taliki obejmujące nawet całą grubość zmarzliny.

D ż u ł y ń s k i (1996) zwraca uwagę na to, że trudno określić czas deformacji osadów względem depozycji oraz że nie jest możliwe określenie przyczyny powstania deformacji na podstawie jej struktury. Takie same struktury powstają bowiem w różnych środowiskach. Można podejmować próbę wyjaśnienia przyczyny powstania deformacji, jeśli weźmie się pod uwagę wszelkie dane o środowisku w którym mogły powstawać. W środowisku peryglacialnym istniały warunki sprzyjające powstawaniu deformacji osadów, wśród których C e g l a i D ż u ł y ń s k i (1970) podają okresowe silne uwodnienie osadów oraz powstawanie osadów podatnych na upłynnienie, a więc układy niestatecznego warstwowania gęstościowego niesedymentacyjne mogły powstawać za pośrednictwem procesów mrozowych.

W obrębie serii 10 znaleziono również małe struktury, których powstanie wiązać można z oddziaływaniem ciśnienia kriohydrostatycznego (fot. 14). Zaburzenia takie wywołane są przez ciśnienie wody zamkniętej między zamarzniętymi frontami. W takich układach woda dąży do przemieszczenia się ku miejscom, gdzie ciśnienie jest mniejsze, deformując przy tym uwodniony materiał (V a n d e n b e r g h e 1988, 1992).

Osady serii 10 przecięte są strukturami szczelin mrozowych i klinów lodowych, epigenetycznych lub syngenetycznych (rys. 6, 17, 18). Psudomorfozę po klinie lodowym zarejestrowano w stanowisku C (fot. 16). Struktura ta powstała

prawdopodobnie przed akumulacją torfu. Po wytopieniu lodu ze szczeliny doszło do przemieszczenia torfu w głąb. Struktura ta ma charakter epigenetyczny.

W innych przypadkach spotykane były pseudomorfozy po syngenetycznych klinach lodowych, których najmłodsze, a więc i najwyższe części przecinają serię 10 i wygasają w nadległej serii mineralnej (fot. 12). Przykłady takich struktur z Koźmina opisywała K l a t k o w a (1996). Początek rozwoju tych szczelin następował po akumulacji serii 5, w której dobrze rozwinięte są dolne części struktur klinowych, epigenetyczne względem serii 5.

Wymowa paleogeograficzna pseudomorfoz po klinach lodowych nie budzi kontrowersji, tak jak jest w przypadku inwolucji. Dobrze poznany jest też mechanizm ich powstawania. Kliny lodowe powstają na skutek kontrakcji termicznej przy szybkich i dużych spadkach temperatur (G o ź d z i k 1973, 1995f) i powszechnie uznawane są za świadectwo występowania wieloletniej zmarzliny ciągłej lub nieciągłej (K o l s t r u p 1986; V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993; G o ź d z i k 1995c; K o z a r s k i 1995). Syngenetyczne kliny lodowe powstają w obszarach, gdzie dochodziło do szybkiej akumulacji osadów, za którą podążało podnoszenie się stropu wieloletniej zmarzliny (F r e n c h, G o ź d z i k 1988; M a n i k o w s k a 1995b). Pseudomorfozy po klinach lodowych uznawane są za wskaźnik pozwalający na określenie paleotemperatur. Występowanie pseudomorfoz po klinach lodowych w drobnych osadach świadczy o tym, że średnie roczne temperatury wynosiły -4.5°C , a w piaskach -6 , -8°C (V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993).

Podsumowując informacje na temat serii 10 można stwierdzić, że jest ona zbudowana z materiału mułowo-organicznego rytmicznie warstwowanego, akumulowanego w proksymalnej części równi zalewowej lub torfów, które tworzyły się w dystalnej części równi, na równinie aluwialnej opuszczonej przez szeroką rzekę roztokową. Odpływ odbywał się w węższej strefie, nie wiadomo czy w rzece o rozwinięciu roztokowym czy meandrowym. Cały obszar północno-zachodniej części basenu uniejowskiego bywał zalewany wodami powodziowymi, o czym świadczą cienkie przewarstwienia piaszczyste w torfie, chociaż piasek mógł być również dostarczony na drodze transportu eolicznego. W osadach tych w niewielkim stopniu zaznaczył się wzrost eolizacji ziaren kwarcu. Zainicjowanie rozwoju procesów glebowych w stanowisku F prawdopodobnie było synchroniczne z akumulacją torfu, a ponowne wkroczenie akumulacji pozakorytowej mogło być równoczesne z akumulacją piasków i mułów nad warstwą torfu.

Seria uległa intensywnym zaburzeniom interpretowanym jako krioturbacje powstałe na skutek degradacji wieloletniej zmarzliny. Jest ona porozcinana szczelinami mrozowymi i pseudomorfozami po klinach lodowych. Z czasem zakończenia rozwoju klinów lodowych i ich wytapiania, a więc i degradacji wieloletniej zmarzliny, wiązać można powstawanie krioturbacji. Pseudomorfozy po klinach lodowych, wskazują na istnienie zimnego klimatu w czasie powsta-

wania serii 10. Panującym zbiorowiskiem roślinnym była wtedy tundra krzewinkowa. Na podstawie wyników datowań ^{14}C , powstanie serii 10 można by łączyć z denekampem.

Seria 11 wykształcona jest w postaci piasków ze żwirami lub rzadziej w postaci drobniejszych osadów piaszczysto-mułowych. Największa zarejestrowana miąższość tej serii wynosi 4 m (rys. 6, 17, 18).

Opisywana seria najbardziej rozbudowana jest w stanowisku B i jego sąsiedztwie (rys. 6). Zbudowana jest z piasków gruboziarnistych i bardzo gruboziarnistych. Wysortowanie osadu jest umiarkowane do złego (rys. 8). W innych stanowiskach w stropie serii znajdują się nieco drobniejsze piaski frakcji średnioziarnistej odznaczające się wysortowaniem umiarkowanie dobrym (rys. 9, 11, 12; fot. 17). Charakterystyczny dla tej serii jest większy udział frakcji grubszych względem frakcji najczęściej występującej. Wpływa na to zwiększona zawartość żwirów, co dobrze obrazują krzywe częstości (rys. 8, 9, 11, 12). Nadmienić tu należy, że domieszki żwirowe znajdują się w całym profilu serii.

W stanowisku A seria 11 zbudowana jest z osadów drobniejszych, tak że średnia średnica ziaren znajduje się we frakcji piasków średnio- i drobnoziarnistych, ale i tutaj przeważają frakcje grubsze nad frakcją najczęściej występującą (rys. 7). Stanowisko to, podobnie jak stanowisko E, znajduje się w szczególnej sytuacji, gdzie seria 11 pokryła wyniesienie podłoża, które wcześniej musiało wystawać ponad poziom rzeki, być może stanowiło ostaniec erozyjny. W tych stanowiskach miąższość serii 11 jest mniejsza i wynosi około 1 m (rys. 6).

Struktury sedymentacyjne w obrębie serii 11 to przede wszystkim warstwowania przekątne tabularne i rynnowe o dużej skali. Osady grubo- i średniopiaszczyste z udziałem żwirów o takiej strukturze wskazują na dużą dynamikę ośrodka transportowego (G r a d z i ń s k i *et al.* 1986). Wyrażone jest to również występowaniem stosunkowo głębokich rozcięć w osadach podścielających serię 11. Takie sytuacje udokumentowane zostały w stanowisku B oraz na wschód i zachód od niego (rys. 6). Ówczesna rzeka musiała mieć charakter roztokowy, a opisane dotąd osady reprezentują jej fację korytową.

W stanowiskach G i H serię 11 reprezentują osady drobniejsze, drobno- i bardzo drobnopiaszczyste, a nawet mułowe. Wskaźniki wysortowania i skośności są podobne jak w poprzednich przypadkach (rys. 13, 14, 18). Osady te reprezentują fację pozakorytową rzeki roztokowej (Z i e l i ń s k i 1997, 1998).

Obróbka ziaren kwarcowych w osadach serii 11 odznacza się średnią zawartością ziaren eolizowanych niewiele większą niż 30%, mniej – bo 24,7% i 27,3% stwierdzono w stanowiskach G i F. Zawartość ziaren pośrednich, ze śladami eolizacji wynosi od 35% do 46,3%, ziaren obrobionych w środowisku wodnym – od 16 do 27,8%.

Występowanie żwirów w całym profilu osadów omawianej serii świadczy o stałej dostawie do systemu tej grubszej frakcji. W wyższym odcinku doliny

Warty musiało dojść do jakiejś zmiany, tak że pojawiło się nowe źródło zasilania materiałem systemu rzecznoego. Nadmienić tu należy, że seria 11 jest serią zbudowaną z najgrubszego materiału w całym profilu osadów vistuliańskich w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego. Można domniemywać, że rzeka zmieniła swój bieg i erodowała z podłoża lub z brzegów grubszy materiał. Przyczyną mogła być boczna migracja koryta rzeki lub utorowanie sobie nowej drogi płynięcia. Drugie wyjaśnienie jest bardzo prawdopodobne, gdyż według K l a t k o w e j i Z a ł o b y (1991) taka zmiana nastąpiła na odcinku między Jeziorskiem i Brodnią a Turkiem i Uniejowem. Na tym odcinku Warta płynęła obecną doliną Teleszyny, zdaniem wymienionych autorów, aż do górnego plenivistulianu. Wtedy to datowano pojawienie się tendencji erozyjnych, które doprowadziło do porzucenia poprzednich dróg odpływu i wcięcia do głębokości kilku metrów, a w konsekwencji do powstania odcinka przełomowego między Brodnią a Jeziorskiem. W tym odcinku brak jest terasy vistuliańskiej, co podkreśla młodość tego odcinka. Zdaniem autorki do tych wydarzeń doszło wcześniej niż zakładali K l a t k o w a i Z a ł o b a, bo pod koniec środkowego plenivistulianu. Mogło być wiele przyczyn zmiany drogi odpływu Warty, na przykład mogło dojść do katastrofalnej powodzi, podczas której doszło do awulsji. Można również brać pod uwagę wpływ procesów tektonicznych. Określenie przyczyn zmiany drogi odpływu nie jest zadaniem autorki, ta kwestia pozostanie więc otwarta.

Kiedy Warta opuszczała przełomowy odcinek, wpływała na obszar równinny, szerokiego basenu uniejowskiego. Powstanie serii 11 wiązało się więc ze zrzucaniem niesionego, wyeorodowanego w wyższym odcinku materiału, na skutek utraty siły nośnej rzeki. W takich warunkach możliwe również było powstanie wielokorytowego systemu roztokowego (T e i s s e y r e 1991).

W stanowisku C piaszczysto-żwirowa seria 11 znajduje się między organiczną serią 10 datowaną na $31\,740 \pm 1\,100$ BP (Lod 878) i mułowo-organiczną serią 12 datowaną na $26\,290 \pm 580$ BP (Lod 879) (rys. 6, 21). Uwzględniając pozostałe datowania serii 10 na około 31 ka BP i serii 12 wydатовanej na około 29 i 26 ka BP, można stwierdzić, że seria 11 powstała około 30 ka BP, a czas jej akumulacji musiał być stosunkowo krótki. Wyznacza to również czas, kiedy mogło dojść do zmiany drogi odpływu Warty w wyższym odcinku.

Podsumowując można stwierdzić, że seria 11 zbudowana jest z osadów piaszczystych ze znacznym udziałem żwirów i jest to seria, w której występuje najgrubszy materiał w całym profilu osadów vistuliańskich. Osady te deponowane były w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej. Rzeka ta dość głęboko rozcinała osady podścielające, ale w sumie przeważała tendencja do agradacji. Seria 11 powstała około 30 ka BP, nie wykluczone, że po zmianie drogi odpływu między Jeziorskiem i Brodnią a Turkiem i Uniejowem.

W serii 11 zwiększa się zawartość ziaren eolizowanych i pośrednich oraz zmniejsza się zawartość ziaren obrobionych w środowisku wodnym. Takie wyniki

są zgodne z zarejestrowanymi w osadach środkowej Polski tendencjami do wzrostu eolizacji ziaren w osadach vistuliańskich (G o Ź d z i k 1980; K l a t - k o w a 1990, 1991; M a n i k o w s k a 1993, 1995b).

Seria 12 to kolejna seria mulowo-organiczna w III kompleksie osadów vistuliańskich. W tym przypadku trudno określić czy była ona podobnie jak seria 10 szeroko rozprzestrzeniona, ponieważ seria 12 zarejestrowana została w mniejszej ilości stanowisk. Strop serii jest zazwyczaj zdegradowany i obecnie widoczny jest jako horyzontalny poziom ścięcia, przy czym jest to raczej ślad rozmycia niż erozji (fot. 17, 18). W niektórych miejscach seria 12 została rozcięta na skutek młodszych procesów erozyjnych, które nastąpiły przed złożeniem piaszczystej serii 15 i w niektórych miejscach serii 19 (rys. 6, 18; fot. 19). Być może, że pierwotnie omawiana seria powstawała na rozległej równinie aluwialnej utworzonej przez rzekę roztokową, która złożyła serię 11, a w późniejszym okresie została w wielu miejscach rozcięta i usunięta.

Spąg omawianej serii znajduje się w przybliżeniu na poziomie 90 m n.p.m., czasami nieco wyżej, jak na przykład w stanowiskach A i E, gdzie występuje o prawie 1 m wyżej, natomiast strop najwyższej zarejestrowano w stanowiskach E i F – na wysokości 91,5 m n.p.m. W pozostałych przypadkach strop znajduje się niżej ale jest to skutek późniejszych procesów erozyjnych (rys. 6, 18). W stanowisku A seria jest w znacznym stopniu zredukowana (fot. 20).

Seria 12 zalega zgodnie na niższej, piaszczystej serii 11, czego stwierdzenie możliwe było jedynie w stanowisku B, gdzie zarejestrowana została w postaci niezaburzonej. W pozostałych stanowiskach jest mocno zdeformowana, a deformacje angażują serię podścielającą, co czyni niemożliwym określenie pierwotnego kontaktu między seriami.

W stanowisku B miąższość serii wynosi 80 do 100 cm. Dolną część serii stanowią piaski z mulami, wyżej znajdują się muły organiczne z cienkimi przewarstwieniami piaszczystymi a najwyższy człon stanowią muły również z wkładkami piaszczystymi. W górnej części serii osady są zaburzone, ale zaburzenia mają raczej charakter synsedymencyjny i obejmują tylko tą część serii, w której występują, nie angażując osadów sąsiadujących. Strop serii 12 został tu zredukowany, nie wiadomo w jakim stopniu.

Wskaźniki Folka i Warda obliczone dla 3 próbek ze stanowiska B potwierdzają to co wstępnie udało się ustalić makroskopowo. Średnia średnica ziarna dla dolnego członu mieści się we frakcji piasków średnioziarnistych, z przewagą frakcji drobniejszej względem frakcji najczęściej występującej, a wysortowanie osadu jest bardzo złe. W wyższej części serii, gdzie znajdują się domieszki organiczne, średnia średnica ziaren mieści się w przedziale frakcji pyłu gruboziarnistego i, podobnie jak w poprzedniej próbce, przeważają frakcje drobniejsze, a osad odznacza się bardzo złym wysortowaniem. Trzecia próbka pochodzi z członu mulowego z wkładkami piaszczystymi. W tym przypadku wskaźnik Mz mieści się we frakcji pyłów średnioziarnistych, zaznacza się

przewaga frakcji drobniejszych względem frakcji najczęściej występującej. W tej próbie jednak polepsza się nieco wysortowanie osadu, ale nadal mieści się w granicach wysortowania złego.

Z zaobserwowanego sposobu wykształcenia serii 12 można wnioskować, że powstawała ona najpierw w wyniku zamierania przepływu szeroko rozprzestrzenionej rzeki roztokowej i prawdopodobnie koncentrowania odpływu w węższej strefie doliny. Na obszar dawniej zajęty przez aktywną rzekę docierały już tylko wody wyższych stanów. Z tego okresu pochodzi dolna część serii piaszczysto-mułowej. Następnie na prawdopodobnie podmokłym obszarze wkroczyła roślinność, po której pozostała organiczno-mułowa część serii. W dalszej kolejności obszar uległ podtopieniu na skutek podniesienia poziomu wód gruntowych spowodowanego na przykład podniesieniem się stropu wieloletniej zmarzliny. Równie dobrze mogło dojść do zintensyfikowania się powodzi albo też do awulsji koryta i zmiany typu środowiska sedimentacyjnego z dystalnej na bliższą proksymalnej części równi zalewowej. Doszło wtedy do akumulacji mułów z wkładkami piasku w środowisku płytkiego rozlewiska obejmowanego czasami przez powódzie, które dostarczały materiał piaszczysty.

W większości stanowisk seria 12 występuje w stanie bardzo zaburzonym, ale odznaczają się człony mułowe i organiczno-mułowe, a nawet torfowe (rys. 21, 23; fot. 17). W niektórych przypadkach widoczne są niebieskawe ślady oglejania. Ponadto, pośrodku serii rzuca się w oczy „przewarstwienie” jasnoszarych piasków. Tak samo wyglądający osad wypełnia pseudomorfozę po klinie lodowym rozcinającym omawianą serię. To „przewarstwienie” jest wtórne względem akumulacji serii 12. Na skutek wytapiania klina lodowego a także wieloletniej zmarzliny zaistnieć musiały szczególne warunki krio-hydrostatyczne, tak że piasek z klina został wprowadzony w środek serii.

Zdeformowanie osadów i przemieszanie ich z podścielającymi piaskami odbija się na wynikach obliczeń wskaźników uziarnienia. W stanowisku F i H średnia średnica ziarna mieści się przeważnie we frakcji piasków drobnoziarnistych przy przewadze frakcji grubszych względem frakcji najczęściej występujących, a wysortowanie osadu jest złe (rys. 12, 14). W stanowisku C ze wskaźników uziarnienia wynikałoby, że osad jest bardziej gruboziarnisty; średnia średnica ziarna mieści się we frakcji piasków grubo- i średnioziarnistych, o wysortowaniu od złego do bardzo złego (rys. 9). Znacznie lepszy obraz dają krzywe częstości. Ich przebieg dla poszczególnych próbek z kolejnych stanowisk jest bardzo zbliżony, największe częstości mieszczą się w jednym przedziale między 1,5 a 4 ϕ . Wyraźnie zaznacza się przewaga frakcji drobniejszych względem najczęściej występującej (rys. 7, 8, 12).

W stanowisku E seria 12 jest nieco cieńsza niż zazwyczaj i zbudowana z mułów z piaskiem bez domieszek materii organicznej. W tym miejscu podłoże serii położone jest nieco wyżej, tak że powstała tu tylko górna, mułowa część serii 12. Wskaźnik Mz mieści się we frakcji piasków drobno- i bardzo

drobnoziarnistych. Pozostałe wskaźniki mają wartości podobne jak w poprzednich przypadkach (rys. 11).

Wyniki obróbki ziaren kwarcowych w omawianej serii są zróżnicowane. W przypadku ziaren RM różnice sięgają 20%. Najmniej tego typu ziaren występuje w próbkach ze stanowiska E – średnio 33,3%, najwięcej w próbkach ze stanowisk H i B – odpowiednio 50,5 i 53,3%. W pozostałych przypadkach średnia zawartość ziaren eolizowanych oscylowała wokół 40%. Średnia zawartość ziaren typu M jest bardziej wyrównana i waha się od 30 do 39,8%, natomiast ziarna obrobione w środowisku wodnym – podobnie jak ziarna eolizowane – występują w bardzo różnych ilościach, średnio od 5,5 do 27%.

Seria 12 datowana była metodą ^{14}C w dwóch stanowiskach. W stanowisku C uzyskano datę $26\,290 \pm 580$ BP (Lod 879) dla próbki pobranej z materiału mulowo-organicznego silnie zaburzonego (rys. 21). W drugim przypadku, w stanowisku F otrzymano datę starszą $29\,959 \pm 900$ BP (Lod 769). Próbkę do datowania pobrano z materiału torfiastego, obecnie znajdującego się w dolnej części mocno zdeformowanej serii. Daty nie pokazują więc ani początku ani końca sedymentacji serii 12. Pamiętać również należy, że powstawanie tej serii w różnych częściach basenu mogło nie być synchroniczne. Być może seria tworzyła się najpierw w opuszczonych kanałach międzyodsypowych rzeki roztkowej, która składała serię piaszczystą 11. W otoczeniu stanowiska C rysuje się forma płytkiego zagłębienia wypełnionego osadami serii 12. Szczególnie w dolnej części zagłębienia zaznacza się rude zabarwienie osadów. W depresjach terenów piaszczystych i zajętych przez torfowiska, gdzie gromadzą się spływające z obszarów wyżej położonych wody wraz z kwaśnymi roztworami, dochodzi do utleniania i wytrącania się różnych związków, między innymi związków żelaza (Uggla 1983).

Zaburzenia serii 12 są skomplikowane – bardziej skomplikowane niż w przypadku zaburzeń serii 10. Deformacje mają charakter pograżów znajdujących się w różnych stadiach rozwoju. Kwestia genezy zaburzeń stanowi trudny problem. Można je interpretować podobnie jak w przypadku zaburzeń serii 10 jako krioturbacje z pograżania, powstałe podczas tajania bogatej w lód górnej części wieloletniej zmarzliny (Vandenbergh 1988, 1992). Możliwe również byłoby wiązanie powstawania zaburzeń ze zjawiskami termokrasowymi, dla zaistnienia których może wystarczyć zmiana czynników lokalnych, jak zły drenaż w jakimś miejscu, letnia ulewa lub nawet jeden cieplejszy sezon letni (Morton, French 1993; Morton *et al.* 1995). Powstawanie niektórych osadów i zaburzeń ze środkowego plenivistulianu wiązano z wystąpieniem zjawisk termokrasowych – na przykład w interstadiale hengelo w stanowisku Grouw (Kasse, Bohnecke, Vandenbergh 1995), w interstadiale denekamp w dolinie Dinkel (Van Huissteden 1990). Zjawiska termokrasowe miały również miejsce w Danii w okresie między 27 a 24 ka BP (Kolstrup, Houmark-Nielsen 1991; Kolstrup 1993). Zdaniem

Murtona i Frencha (1993) powstawanie inwolucji termokrasowych było powszechne w całym plenivistulianie.

Istnienie wieloletniej zmarzliny ciągłej lub nieciągłej w środkowym plenivistulianie jest powszechnie stwierdzane na obszarze Polski (m.in.: Mycielska-Dowgiałło 1978; Harasimiuk 1991; Superson 1996; Balwierz, Goździk 1999; Manikowska 1999) oraz na Niżu Europejskim (Ran, Van Huissteden 1990; Van Huissteden 1990; Kolstrup, Houmark-Nielsen 1991; Kolstrup 1993; Vandenberghe, Pissart 1993; Kasse 1998), jak i we wschodniej Syberii (Astakhov 1991). Nie ma natomiast informacji o zmianach klimatycznych, które mogłyby spowodować degradację zmarzliny. Można więc przypuszczać, że inwolucje w serii 12 miały charakter termokrasowy. Powstanie inwolucji termokrasowych, mogło się wiązać ze zmianami warunków lokalnych, jak wkroczenie w górnym plenivistulianie na obszar basenu uniejowskiego rzeki roztokowej i tworzenie się talików (Washburn 1979).

W podsumowaniu powiedzieć można, że seria 12 wykształcona jest w postaci osadów mineralno-organicznych, przy czym zaznaczają się poziomy materiał torfiastego wewnątrz serii i poziomy mineralne pozbawione domieszek organicznych. W większości przypadków seria jest intensywnie zdeformowana. Deformacje interpretować można jako krioturbacje w rozumieniu Vandenberghe'a (1988, 1992) lub inwolucje termokrasowe według Murtona i Frencha (1993). W każdym przypadku jednak powstanie deformacji związane jest z istnieniem wieloletniej zmarzliny i jej przemianami. Nie znaleziono pseudomorfoz po klinach lodowych, które rozwijałyby się od poziomu tej serii. W osadach serii 12 wzrasta zawartość ziaren typu RM względem starszych serii, co odpowiada ogólnym tendencjom wzrostu eolizacji ziaren kwarcu w vistulianie (Goździk 1980, 1995a; Manikowska 1993, 1995b). Seria ta wydatowana została na około 26 i 29 ka BP, co pozwala wiązać tę serię, podobnie jak serię 10 i 11, ze schyłkiem środkowego pleniivistulianu, być może z interstadiem denekamp.

IV KOMPLEKS VISTULIAŃSKI

Na ten kompleks osadowy składają się trzy kolejne serie zróżnicowane pod względem genezy. Są to: seria 13, która zbudowana jest z piasków z domieszką mulów, organiczna seria 14 i piaszczysta seria 15.

Seria 13 zbudowana jest z materiału piaszczystego z domieszką mulów. Odznacza się niewielką miąższością, maksymalnie wynoszącą 80 cm. Często jest w znacznym stopniu zredukowana na skutek oddziaływania późniejszej erozji przed złożeniem piaszczystej serii 15. Seria 13 występuje na poziomie około 92 m n.p.m. (stanowiska A, E, F) lub na poziomie około 91 m n.p.m. (stanowiska B, C, H) (rys. 6, 18).

Osady serii 13 mają strukturę masywną, w niektórych przypadkach można zauważyć warstwowanie równoległe lub faliste. Czasami serię urozmaicają przewarstwienia mułowe lub mułowo-piaszczyste. Przewarstwienia te bywają zaburzone i tworzą drobne struktury kropłowe (fot. 18).

Średnia średnica ziaren tych osadów mieści się we frakcji piasków średnio- i drobnoziarnistych. Odznacza się ona wysortowaniem umiarkowanym lub umiarkowanie dobrym. Wskaźnik skośności jest częściej ujemny niż dodatni, co wskazuje na większe znaczenie frakcji grubszych względem frakcji najczęściej występującej. Ta tendencja widoczna jest w przebiegu krzywych częstości, gdyż posiadają one tzw. ogon po stronie grubszych frakcji, dobrze też zaznacza się umiarkowanie dobre lub umiarkowane wysortowanie (rys. 7, 8, 9, 11, 12, 14).

Wyniki analizy morfoskopowej dla serii 13 są zróżnicowane w różnych stanowiskach, a różnice w obrębie poszczególnych kategorii ziaren sięgają ponad 20%. Najmniej ziaren eolizowanych (39%) stwierdzono w próbce ze stanowiska A i E, a najwięcej (60%) w próbce ze stanowiska H. Poza tymi skrajnościami zawartość ziaren eolizowanych wynosi około 40–50%. Pomimo tych znacznych rozbieżności zaznacza się wyraźna tendencja do zwiększania zawartości ziaren eolizowanych względem starszych serii vistuliańskich. Zmienia się natomiast tendencja w przypadku ziaren typu M – ich zawartość w serii 13 jest zazwyczaj mniejsza niż w seriach starszych. Zwiększenie się zawartości ziaren eolizowanych przy zmniejszeniu zawartości ziaren pośrednich jest często spotykaną tendencją w osadach młodszego plenivistulianu (M a n i k o w s k a 1993, 1995b). Normalne jest również zmniejszanie się zawartości ziaren obrabianych w środowisku wodnym. W osadach serii 13 ich zawartość zmniejszyła się do kilku (5,5% w stanowisku H) lub kilkunastu procent (maksymalnie 19% w stanowisku A).

W stanowisku E ma miejsce szczególna sytuacja, gdzie seria 13 została rozmyta przez wody akumulujące serię 15, ale z częściowym zachowaniem oddzielającej je warstwy torfu (seria 14). Zwarty torf nie uległ działaniu wody, a rozmyta została seria 13 i zastąpiona częściowo piaskami serii 15 (fot. 21). Podobna sytuacja nastąpić musiała w stanowisku A, gdzie w obrębie serii 13 widoczne jest rozcięcie sięgające piaszczysto-żwirowej serii 11, które wypełnione jest jasnymi piaskami, podobnymi do piasków serii 15 (fot. 20). W tym przypadku też zachowana jest warstwa torfu serii 14.

Jak już zostało powiedziane, strop podścielającej serii 12 został zredukowany na równym poziomie, a do tego doprowadzić mogło działanie wody płynącej. Seria 13 musiała być akumulowana w facji pozakorytovej, ale zapewne z dużym udziałem osadów eolicznych dostarczanych na obszar równi zalewowej. Niedługo przed transgresją lądolodu, kiedy klimat był już bardzo zimny a roślinność zredukowana, w środowisku peryglacialnym, w jakim niewątpliwie akumulowana była omawiana seria, intensywnie współdziałały procesy fluwialne i eoliczne (V a n H u i s s t e d e n 1990; K o s t e r 1995; G o ź d z i k 1999).

Seria 13 akumulowana była w środowisku rzeczonym jako facja pozakorytowa przy współdziale procesów eolicznych, dostarczających materiał na obszar

równi zalewowej. Osady tej serii odznacza się większą zawartością ziaren eolizowanych względem starszych serii vistuliańskich. Na podstawie wieku serii podścielającej i przykrywającej, czas powstania serii 13 określić można na początek górnego plenivistulianu.

Seria 14 zbudowana jest z torfu lub mulów organicznych. Jest ona jeszcze rzadziej spotykana niż opisana powyżej seria 13. Pierwotnie stanowiła prawdopodobnie ciągły, dość szeroko rozprzestrzeniony horyzont. Miąższość tej serii wynosi zaledwie 10 cm (rys. 6; fot. 18, 20, 21). Seria 14 występuje na poziomie 92 m n.p.m. (stanowiska A, E, F), i 91 m n.p.m. (stanowisko H). Tam, gdzie seria położona jest niżej, wykształcona jest w postaci cienkiej warstewki torfu nadbudowanej osadami mulowymi. W takim miejscu początek tworzenia się torfu następował wcześniej niż w przypadku, kiedy torf powstał w miejscach wyżej położonych. Powstawanie torfu na wyższym poziomie mogło zaistnieć po podniesieniu się poziomu wód gruntowych i zaistnieniu warunków do rozwoju torfowiska. Wtedy też w niżej położonych miejscach sedimentacja fitogeniczna zastąpiona została akumulacją mulów w warunkach płytkich rozlewisk.

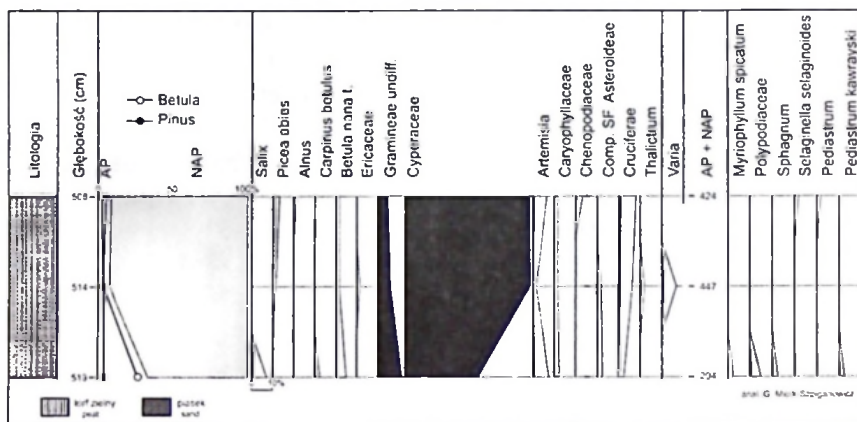
W miejscach, gdzie seria wykształcona jest w postaci mineralnej przeprowadzona została analiza granulometryczna. Wskaźnik Mz w stanowisku H wynosi 5,99 i mieści się jeszcze we frakcji pyłów średnioziarnistych, natomiast w stanowisku F wskaźnik ten mieści się w granicach frakcji pyłów gruboziarnistych. W obu przypadkach przeważają frakcje drobniejsze względem najczęściej występującej. Wysortowanie osadu w stanowisku H jest złe, a w stanowisku F bardzo złe (rys. 12, 14).

W stanowisku F udało się uzyskać odpowiednią ilość ziaren kwarcu we frakcji 0,63–0,8 do przeprowadzenia analizy morfoskopowej. Zawartość ziaren typu RM w próbce wynosiła 36%, M – 36%, EL – 21%, C – 7% i NU – 1%.

Seria 14 datowana była radiowęglowo w stanowisku F. Uzyskano datę $18\,480 \pm 230$ BP (Lod 768) (rys. 23; fot. 18).

Materiał z tego stanowiska został poddany analizie palinologicznej (M i o t k - S z p i g a n o w i c z 2000). Otrzymane spektrum pyłkowe charakteryzuje się niewielkim udziałem drzew (AP): od 32% w próbce spągowej do 4% w próbce stropowej. Największe znaczenie odgrywa brzoza (*Betula*), szczególnie w próbce spągowej. W niewielkiej ilości reprezentowana jest sosna (*Pinus*), a pozostałe drzewa jak: wierzba (*Salix*), świerk (*Picea*), olsza (*Alnus*), występują w postaci pojedynczych ziaren pyłku. Z roślin zielnych (NAP) największy udział w tworzeniu spektrum pyłkowego mają turzycowate (*Cyperaceae*) i trawy (*Gramineae*). Towarzyszą im rośliny światłolubne: bylice (*Artemisia*), goździkowate (*Caryophyllaceae*), komosy (*Chenopodiaceae*) i krzyżowe (*Cruciferae*) (rys. 25).

Taki obraz spektrum pyłkowego wskazuje, że powstanie tej warstwy torfu związane było z krótkotrwałym ociepleniem klimatu, najprawdopodobniej rzędu interfazy. Nie doszło w tym czasie do powstania zbiorowisk leśnych, a niewielkie



Rys. 25. Koźmin-PÓLNOĆ, seria 14. Procentowy diagram pyłkowy

Koźmin-PÓLNOĆ, series 14. Percentage pollen diagram

ilości ziaren pyłku drzew występujące w osadzie pochodzą z pewnością z dalekiego transportu (J a s t r z ę b s k a - M a m e l k a 1985).

Przebieg krzywych w diagramie pyłkowym wskazuje na zmiany zbiorowisk roślinnych związane ze zmianą klimatu. Choć całość osadu torfowego powstała w warunkach klimatu zimnego, to jednak zaznacza się wyraźne oziębianie, począwszy od próbki spągowej do stropowej. Próbka spągowa ma w spektrum pyłkowym duże ilości ziaren pyłku brzozy – 25% i niewielkie ilości wierzby. Znalezione też ziarna pyłku wywłócznika (*Myriophyllum spicatum*) i cenobium glonu *Pediastrum kawrayski*. Może to wskazywać na schyłkową fazę istnienia jakiegoś płytkiego, oligotroficznego zbiornika, na którego brzegach rosły zarośla brzozy i wierzby krzewinkowych. W miarę oziębiania się klimatu doszło do zaniku tych zbiorowisk. Rozwinęły się zbiorowiska roślin zielnych, głównie turzycowatych (*Cyperaceae*), większą rolę zaczęły odgrywać rośliny światłolubne (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*). Pojawiła się również widliczka (*Selaginella selaginoides*).

Zdaniem autorki torf niekoniecznie musiał powstawać w czasie interfazy. Wystarczyłyby do tego zmiany warunków lokalnych, nie musiały zachodzić zmiany klimatyczne.

W stanowisku C pobrano drugą próbkę do datowania ^{14}C , z przekonaniem, że pochodzi ona z serii 14. Wynik datowania okazał się co najmniej zaskakujący – $36\,310 \pm 1\,860$ BP (Lod 881). Nie można wykluczyć, że seria 14 została błędnie zidentyfikowana, a materiał pobrano z serii 12, chociaż i w takim przypadku data wydaje się zbyt stara, gdyż w tym samym stanowisku datowano starsze serie 10 i 12, których wiek określono na młodszy (rys. 21). W zaistniałej sytuacji autorka zdecydowała pozostawić tą kwestię bez komentarza i próby jej wyjaśnienia.

W czasie tworzenia się serii 14 rozwijały się kliny lodowe. Długość klina z fotografii 18 wynosi około 1,8 m, natomiast klina ze stanowiska F – około 2,3 m (rys. 23; fot. 17). Kliny znajdują się w odległości 22 m od siebie. Nie natrafiono na inne struktury w pobliżu, ale można sądzić, że istniały tu poligony klinów lodowych, gdyż były ku temu sprzyjające warunki. Obszar był płaski i w owym czasie znajdował się poza zasięgiem oddziaływania procesów rzecznych, a z analizy palinologicznej wynika, że panował bardzo zimny klimat.

Kliny powstawały jako struktury epigenetyczne, o czym świadczy ich długość, nie większa niż 3 m oraz równomiernie zwężanie się ku dołowi (F r e n c h, G o Ź d z i k 1988; K l a t k o w a 1996). W strefie gdzie kliny przechodzą przez serię 12, są powyginane. Zniekształcenia klinów są wtórne i powstały zapewne podczas deformowania serii 12, również wtórnego. Założenie, że było to kolejne deformowanie oparte jest na tym, że stopień rozwoju inwolucji w osadach serii 12 jest bardzo zaawansowany i gdyby podczas ich powstawania istniała już pseudomorfoza po klinie lodowym powinna ona być znacznie bardziej zniekształcona.

Po wytopieniu klinów lodowych doszło do wypełnienia pozostałych po nich przestrzeni materiałem z otoczenia wlotu szczeliny w górnej części, gdzie przemieścił się materiał piaszczysty i fragmenty materiału organicznego serii 14, natomiast w dolnych częściach, szczeliny wypełnione są materiałem przemieszczonym z ich sąsiedztwa. Pseudomorfozy po klinach lodowych są powszechnie uznawanym świadectwem istnienia wieloletniej zmarzliny, a ich wytapianie jest związane z jej degradacją. Tak niewątpliwie było, ale przyczyną degradacji zmarzliny nie były raczej zmiany klimatyczne. Wiadomo, że seria 14, od której rozwijały się kliny tworzyła się w klimacie bardzo zimnym, a w miarę jej powstawania klimat stawał się surowszy. Powszechnie wiadomo, że panował wówczas najzimniejszy klimat w vistulianie na obszarze Polski i Niżu Europejskiego – było to apogeum zimna związane z rozwojem ostatniego zlodowacenia. Wprawdzie na początku górnego plenivistulianu nastąpiło cieplejsze wahnięcie klimatyczne między 23 a 21 ka BP (S a n c e t t a *et al.* 1973; P a z d u r *et al.* 1980; T o b o l s k i 1991; V a n d e r H a m m e n 1995). Klimat wtedy stał się nieco mniej surowy ale nie mogło dochodzić wtedy do wytapiania lodu z klinów ani do degradowania wieloletniej zmarzliny. W całym tym okresie powszechnie występowała wieloletnia zmarzlina na obszarach ekstraglacialnych (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; A t k i n s o n *et al.* 1987; T u r k o w s k a 1988; K r z y s z k o w s k i 1990; B r o w n 1991; K o l s t r u p, H o u m a r k - N i e l s e n 1991; K a l i c k i 1992; K o l s t r u p 1993; M a n i k o w s k a 1993; V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993; K o z a r s k i 1995; K l a t k o w a 1996; R o t n i c k i 1996).

Wytapianie klinów lodowych miało miejsce tuż przed lub synchronicznie z wkraczaniem rzeki roztokowej, która złożyła serię 15. Szczególnie istotny jest tu przykład klina ze stanowiska F (fot. 22). Widać tu, że do wytopienia klina

doszło przed ścięciem serii 14 i częściowo 13, a świadczy o tym występowanie w wypełnieniu klina kawałków torfu z serii 14.

Zjawiskiem które może tłumaczyć wytapianie lodu z klinów w środku górnego plenivistulianu jest możliwość termokrasowego oddziaływania i powstawanie talików pod dużymi rzekami i w strefie ich oddziaływania, a Warta w tamtym czasie była niewątpliwie dużą rzeką. Taliki w takich przypadkach mogą nawet przecinać całą grubość zmarzliny (W a s h b u r n 1979).

Podsumowując, można stwierdzić, że seria 14 zbudowana z torfu lub osadu organiczno-mułowego, o miąższości około 10 cm powstawała w klimacie zimnym, który w czasie akumulacji serii stawał się jeszcze surowszy, a panującym zbiorowiskiem roślinnym była tundra. Istniała wtedy wieloletnia zmarzlina, czego świadectwem są pseudomorfozy po klinach lodowych. W czasie, kiedy powstawała omawiana seria, odpływ na obszarze basenu uniejowskiego musiał odbywać się w stosunkowo wąskiej strefie, w rzece, której rozwinięcia koryta nie można było ustalić ze względu na brak danych. Jednak zważywszy na warunki klimatyczne można przypuszczać, że była to rzeka roztokowa. Opierając się na zgromadzonych danych, w tym również wyniku datowania ^{14}C , które dało wynik około 18,5 ka BP, wiek serii 14 określony został na początek górnego plenivistulianu.

Seria 15 zbudowana jest z piasków, miejscami z domieszką żwirów i pozbawiona jest jakichkolwiek domieszek organicznych (fot. 1, 9, 11, 20). Jej miąższość waha się od 2 do 4,5 m. Seria ta odznacza się bardzo szerokim rozprzestrzenieniem, w zasadzie pokrywała całą ówczesną powierzchnię północno-zachodniej części basenu uniejowskiego (rys. 6, 17, 18). Kontakt ze starszymi seriami ma charakter erozyjny. W niektórych miejscach erozja była bardzo słaba lub w ogóle nie miała miejsca i w tych miejscach zachowała się torfowa seria 14, w innych miejscach erozja sięgnęła dość głęboko, około 2,5 m, rozcinając mułowo-organiczną serię 12, a nawet piaszczysto-żwirową serię 11. Czasem w piaskach serii 15 tkwią bryły torfu pochodzące z niszczenia serii 14. Prawdopodobne jest, że na wschód od odkrywki Koźmin seria 15 jest jeszcze bardziej miększa. Strop serii 15 znajduje się na poziomie 94–94,5 m n.p.m.

Cechy teksturalne osadów serii 15 są bardzo podobne we wszystkich stanowiskach, w których były poddawane szczegółowej analizie. Średnia średnica ziarna przeważnie mieści się we frakcji piasków średnio- i droбноziarnistych, przy czym w większości stanowisk zaznacza się tendencja do zmniejszania się średniej średnicy ziarna ku stropowi serii (rys. 7, 11, 12, 13). W stanowisku B zaznaczyły się dwa cykle zmniejszania się wartości wskaźnika Mz, a w stanowisku C, w spągu serii osad jest nieco grubszy niż w pozostałych przypadkach i Mz mieści się w przedziale frakcji piasków gruboziarnistych (rys. 8, 9). Wskaźnik skośności przeważnie jest ujemny.

Seria 15 odznacza się wysortowaniem umiarkowanym do dobrego, w prze-warstwieniach drobniejszych osadów wysortowanie pogarsza się. Najlepiej

wysortowana jest środkowa część serii, co bardzo dobrze obrazuje przebieg krzywych częstości (rys. 7, 8, 12).

Wyniki analizy morfoskopowej są dość zróżnicowane w poszczególnych stanowiskach. Biorąc pod uwagę średnią zawartość ziaren eolizowanych w całym profilu omawianej serii najmniej tego typu ziaren zarejestrowano w stanowisku G – 33,8% (rys. 13). Poza tym przypadkiem średnia zawartość ziaren eolizowanych jest większa i mieści się w granicach między 42% do 59,4% w stanowisku C (rys. 14). Zawartość ziaren eolizowanych w serii 15 jest przeważnie większa niż w osadach podścielających, tylko w dwóch stanowiskach jest mniejsza. Zawartość ziaren typu M jest zbliżona względem serii podścielającej, w niektórych przypadkach nieznacznie większa, w innych nieznacznie mniejsza i zazwyczaj wynosi nieco ponad 30%.

Cechą charakterystyczną dla obróbki ziaren kwarcowych w serii 15 jest bardzo mała zawartość ziaren obrabianych w środowisku wodnym w analizowanej frakcji 0,63–0,8 mm. Ilość tych ziaren jest wyraźnie mniejsza niż w starszych osadach, jak również w młodszych. Przeważnie mieści się w granicach od kilku – średnio 6% w stanowisku H (rys. 14), do kilkunastu procent – średnio 15% w stanowisku G (rys. 13).

Zwiększenie się zawartości ziaren eolizowanych przy wydatnym zmniejszeniu się udziału ziaren obrabianych w środowisku wodnym w osadach tworzących się podczas maksimum ostatniego zlodowacenia jest ogólnie znanym i potwierdzanym przez wielu badaczy zjawiskiem, szczególnie dobrze poznanym w środkowej Polsce (G o ł d z i k 1980, 1995a; K r z y s z k o w s k i 1990; M a n i k o w s k a 1993, 1995a, b).

Piaski budujące serię 15 ułożone są w różne odmiany warstwowań przekątnych i warstwowanie horyzontalne. Następstwa litofacji powtarzające się w tej serii są typowe dla piaskodennej rzeki roztokowej (Z i e l i ń s k i 1997, 1998). Powstawały litofacje charakterystyczne dla poszczególnych subśrodowisk tego typu rzeki. Piaski warstwowane przekątnie, wskazujące na istnienie odsypów poprzecznych, często pokryte są piaskami warstwowanymi niskokątowo lub horyzontalnie, co jest objawem zwiększenia dynamiki przepływu nad powstałym w korycie odsypem. Powstawały też na odsypach warstwowania riplemarkowe, co z kolei świadczy o zmniejszaniu się energii przepływu, być może podczas sezonowego zmniejszania się przepływu w całej rzece. Warstwowania przekątne rynnowe powstawały w kanałach międzyodsypowych, gdzie dynamika przepływu w rzece roztokowej była największa. Na piaski kanałów międzyodsypowych warstwowane rynnowo wkraczały odsypy poprzeczne wyrażone osadem warstwowanym tabularnie, co obrazuje migrację odsypów w korycie rzeki roztokowej. Piaski warstwowane rynnowo występują również na warstwowanych tabularnie osadach odsypów, co jest świadectwem agradacji ówczesnej rzeki roztokowej (fot. 20, 23). W niektórych miejscach, gdzie istniały strefy najaktywniejszego, najbardziej dynamicznego przepływu, akumulowane były bardzo duże zestawy warstwowań rynnowych (rys. 23).

Ku stropowi serii 15 skała struktur sedymentacyjnych wyraźnie zmniejsza się. Pojawiają się nawet przewarstwienia piaszczysto-mułowe (fot. 23, 24). W strefie kontaktu z serią nadległą występują regularne warstewki drobniejszego materiału o barwie jasnobrunatnej, zawierającego pewne ilości materii organicznej, której źródłem były zapewne drobne korzenie rozwijającej się później roślinności.

Zmniejszanie się skali struktur sedymentacyjnych w serii 15 świadczy o zmniejszaniu się energii przepływu w tej bardzo rozległej rzece roztokowej, aż do zamarcia przepływu na większej części powierzchni basenu uniejowskiego i skoncentrowania go w jakiejś węższej strefie. Taką samą tendencję zarejestrowano w odcinku doliny Warty pod Poznaniem (Antczak 1986). Zmiany spowodowane były różnymi czynnikami powiązаныmi ze sobą wzajemnie, jak stopniowe ocieplanie się klimatu skutkujące obniżaniem się stropu wieloletniej zmarzliny, które z kolei wpłynęło na obniżenie się poziomu wód gruntowych (Clark 1988). Ponadto dochodziło do zamierania odpływu w pradolinie warszawsko-berlińskiej, której wody łączyły się w północnej części basenu uniejowskiego z wodami ówczesnej Warty (Klatkowska, Zaloba 1991).

Piaszczysta seria 15 przykryta jest warstwą torfów, równie szeroko rozprzestrzenioną jak omawiana w tym podrozdziale seria. Na kontakcie między seriami powstały zaburzenia w formie od bardzo łagodnych fałdów do struktur kroplowych. Struktury te zostaną omówione przy okazji charakterystyki serii torfowej.

Nadbudowywanie osadów pochodzących ze środkowego plenivistulianu osadami rzek roztokowych z górnego plenivistulianu jest zjawiskiem powszechnie znanym i dokładnie zbadanym w dolinach Polski (Kreminski 1965, 1989; Jańczak 1981; Kozarski 1983; Antczak 1986; Rotnicki 1987, 1988; Turkowska 1988, 1997; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Kalicki 1992; Kamiński 1993; Gębica 1995a; Manikowska 1999) i Niżu Europejskiego (Van Huissteden *et al.* 1986; Bohneke, Vandenbergh 1991; Kiden 1991; Mol 1995; Houben 1997).

Jak już wcześniej zostało powiedziane, strop serii 15 przeważnie wykształcony jest w postaci osadów piaszczystych i czasem mułowych z okresu zamierania przepływu w piaskodennej rzece roztokowej. W kilku przypadkach stwierdzono jednak w stropowej części serii 15 występowanie zaburzonych mułów o trudnej do ustalenia miąższości (rys. 17; fot. 25). Muły te mają barwę szarą i jasnoszarą. Oddzielone są od torfowej serii 17 piaskami. Drobny materiał mułowy akumulowany był zapewne w opuszczonych i odciętych kanałach rzeki roztokowej, w których pozostała woda. Akumulacja musiała zachodzić jeszcze w bardzo zimnym klimacie, gdyż brak tu śladów materii organicznej. Przykrycie mułów piaskiem nastąpić mogło na skutek zaistnienia intensywniejszej powodzi

w basenie lub też mogły być dostarczone i złożone przez procesy eoliczne. Trudno to określić, gdyż nie przeprowadzono w obrębie ściany Koźmin-ZATOKA szczegółowych analiz teksturalnych.

Muły wraz z piaskami uległy deformacji. Deformacje mają formę struktur obciążeniowych w różnym stadium rozwoju. Zaburzony jest również spąg serii torfowej 17. W myśl cytowanych już kilkakrotnie autorów zaburzenia te mogą mieć charakter inwolucji termokrasowych mogących powstawać niezależnie od przemian klimatycznych (M u r t o n, F r e n c h 1993) lub krioturbacji obciążeniowych powstających podczas degradacji stropowej części wieloletniej zmarzliny spowodowanej ocieplaniem się klimatu (V a n d e n b e r g h e 1988, 1992). Znając jednak ogólne tendencje przemian klimatycznych w vistulianie założyć można, że struktury te powstawały na skutek degradacji zmarzliny, spowodowanej stopniowym, acz nie równomiernym ocieplaniem się klimatu w późnym vistulianie (m.in. B o h n c k e, V a n d e n b e r g h e 1991; G o ź d z i k 1995c; K o z a r s k i 1995).

W podsumowaniu stwierdzić można, że seria 15 akumulowana była w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej, która rozprzestrzeniona była na całej powierzchni basenu uniejowskiego. Po opuszczeniu przez rzekę basenu w odciętych kanałach rzeki roztokowej akumulowane były muły, które później uległy zdeformowaniu. Osady serii 15 odznaczają się znaczną, a często największą w całym profilu osadów vistuliańskich zawartością eolizowanych ziaren kwarcowych. Jej powstanie związane jest z okresem ostatniej transgresji lądolodu skandynawskiego, czyli młodszą częścią górnego plenivistulianu. Na takie określenie wieku serii pozwoliło pośrednie datowanie na podstawie znanego wieku powstania serii podścielających i pokrywających serię 15 oraz sposób jej wykształcenia.

V KOMPLEKS VISTULIAŃSKI

Na podstawie różnic w sposobie wykształcenia i genezie osadów, w ramach najmłodszego kompleksu vistuliańskiego wydzielono cztery serie osadów. Są to: seria 16, stanowiąca wypełnienie jednego koryta, torfowa seria 17, seria 18 wykształcona w postaci gytii mułowej oraz piaszczysta seria 19.

Seria 16 reprezentowana jest przez osady piaszczyste i mułowe z domieszką materii organicznej. Seria ta ogranicza się do wypełnienia rozcięcia, które powstało w górnej części serii 15 (rys. 6). Forma rozcięcia oraz sposób wypełnienia wskazują, że koryto o głębokości około 1,5 do 2 m, w czasie swego funkcjonowania podlegało migracji bocznej. Mogło to być koryto niewielkiej rzeki meandrującej (fot. 1). Seria ta wydzielona została jako odrębna jednostka ze względu na sposób w jaki jest wykształcona oraz zawarte w niej duże ilości materiału organicznego, który sugerować może, że w czasie ewolucji koryta

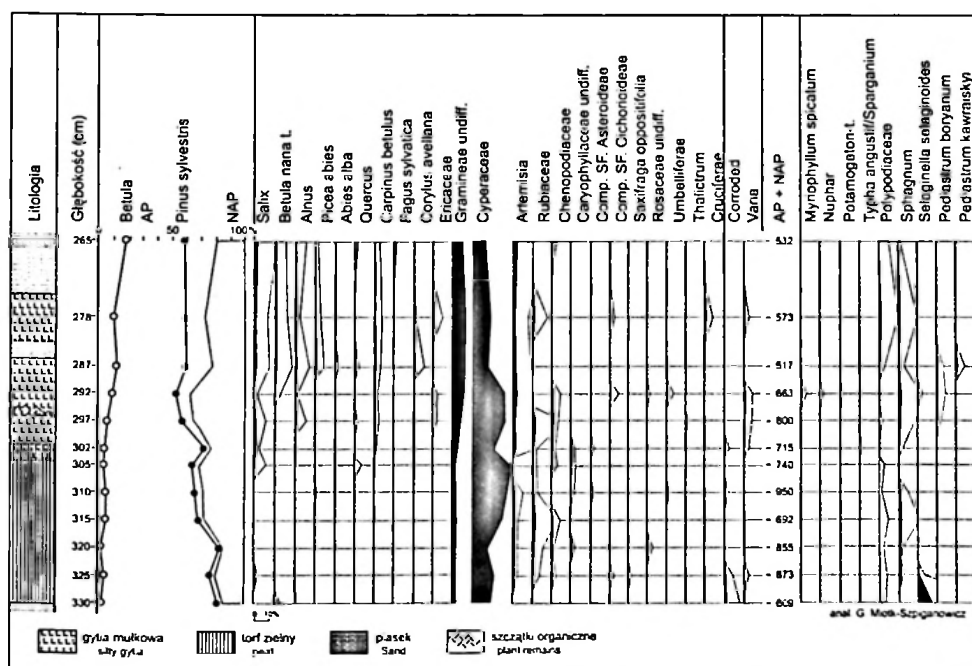
klimat był dość ciepły i rozwijała się roślinność. Przykryta jest serią torfową 17, która nad korytem jest wykształcona tak samo jak w innych miejscach, a więc koryto powstało i zostało zapelnione osadami przed akumulacją torfu. Na podstawie posiadanych informacji na temat serii 16 oraz serii podścielającej i pokrywającej, z dużą ostrożnością można założyć, że koryto to pochodzi z interstadialu bölling. Tak ograniczona ilość informacji na temat tej serii wynika z faktu, że rozcięcie znaleziono dopiero w końcu sezonu 2000 i brak dotychczas szczegółowego opracowania.

Seria 17 wykształcona jest w postaci szeroko rozprzestrzenionego horyzontu torfowego, często przykrytego gytia. Gytia wydzielona została jako oddzielna seria – seria 18. Strop serii 17 zalega na wysokości około 94,5 m n.p.m. Na wszystkich ścianach odkrywki Koźmin widoczna była ciągłość tej serii (rys. 6, 17, 18; fot. 1, 9, 11, 20), a jej szersze rozprzestrzenienie w basenie uniejowskim stwierdzone zostało na podstawie analizy wierceń dokumentujących złożę węgla brunatnego i określono je na kilkanaście km², z których przynajmniej 4 km² udokumentowane są na obszarze odkrywki (Turkowska *et al.* 2000). Miąższość torfu waha się od 25 do 48 cm. W niektórych miejscach zawiera on znaczne ilości makroszczątków w postaci korzeni lub gałęzi. Na torfie spoczywa warstwa torfowo-gytiowa, która przechodzi w szarą gytie mulową o miąższości 40 cm, a więc osad jeziorny **serii 18**. W dolnej części gytii nie ma przewarstwień piaszczystych, które wskazywałyby na udział wód rzecznych w tworzeniu gytii. Ku stropowi gytia zawiera coraz więcej piasku, aż do pojawienia się przewarstwień mulowo-piaszczystych o szarej barwie zawierających materiał organiczny, zapewne namyty (fot. 26). Gytiowa seria 18 przechodzi stopniowo w następną serię 19, zbudowaną głównie z piasków. Czasami seria 18 wykształcona jest w postaci cienkiej warstewki, w innych miejscach jest znacznie lub całkowicie zredukowana.

W pięciu stanowiskach przeprowadzone zostały analizy granulometryczne i wyliczono wskaźniki Folka i Warda dla serii 18. Wynika z nich, że średnia średnica ziaren znajduje się w przedziale frakcji pyłów grubo- i średnioziarnistych, przy czym ku stropowi serii materiał staje się nieco grubszy i średnia średnica ziaren mieści się w przedziale piasków bardzo drobnioziarnistych. We wszystkich próbkach zdecydowanie przeważają frakcje drobniejsze względem frakcji najczęściej występującej. Rozkład uziarnienia bardzo dobrze obrazują krzywe częstości. Wyszortowanie osadów gytii jest złe lub bardzo złe (rys. 8, 9, 11, 12, 13). W dwóch przypadkach udało się uzyskać wystarczającą ilość ziaren kwarcowych we frakcji 0,63–0,8 mm do przeprowadzenia analizy morfoskopowej. W stanowisku G zawartość ziaren eolizowanych wynosi 42%, czyli więcej niż w serii 15. Zmniejszyła się natomiast zawartość ziaren typu M do 40% oraz zawartość ziaren obrabianych w środowisku wodnym do 12%. Wyniki dla próbek pochodzących ze ściany Koźmin-ZATOKA są podobne, chociaż w tym przypadku pozostała stała zawartość ziaren pośrednich, zmatowionych (rys. 13).

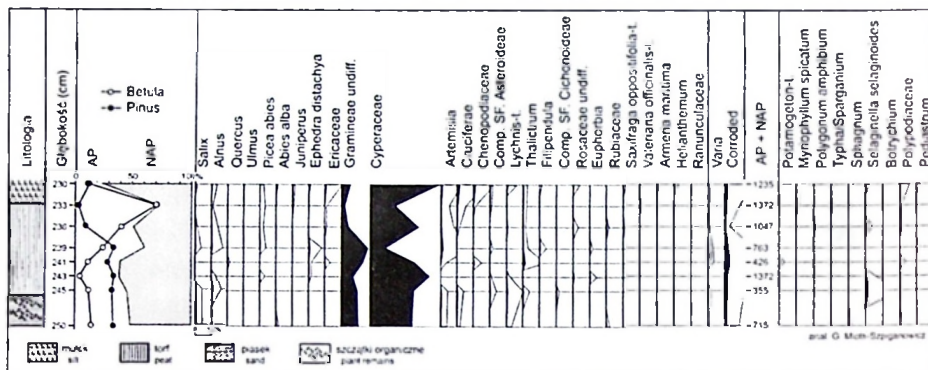
Torfy serii 17 poddane zostały datowaniom ^{14}C w kilku stanowiskach. Na zachód od stanowiska G uzyskano datę ze spągu serii 10 870 ± 170 lat BP (Lod 699), ze stropu natomiast $6\,920 \pm 160$ lat BP (Lod 696) (rys. 18). W stanowisku G wynik datowania jest następujący – $10\,200 \pm 430$ lat BP (Gd 9740) (rys. 18), a w stanowisku F – $10\,830 \pm 170$ lat BP (Lod 767) (rys. 6, 23). Dla próbki pochodzącej ze ściany Koźmin-ZATOKA uzyskano datę $8\,250 \pm 120$ lat BP (Lod 661) (rys. 17) (Klatkowska 1996; Forysiak *et al.* 1999; Turkowska *et al.* 2000). W tym przypadku jednak dopuszczana jest możliwość, że data jest odmłodzona, a odmłodzenie to autorka tłumaczy tymi samymi przyczynami co w przypadku datowania serii 10 ($24\,200 \pm 300$ lat BP), czyli wmyciem młodszych substancji organicznych podczas funkcjonowania rzeki holocenijskiej. Datowania spągu torfu wskazują na to, że powstawał on w prawie tym samym czasie na całym obszarze północno-zachodniej części basenu uniejowskiego.

Dla serii 17 i 18 wykonane zostały przez dr G. Miotk-Szpiganowicz analizy palinologiczne w dwóch profilach (rys. 26, 27). W profilu ze stanowiska F okazało się, że akumulacja osadów torfowych rozpoczęła się w warunkach wilgotnego i bardzo zimnego klimatu, odznaczającego się niskimi temperaturami lata. Stwierdzone zostały gatunki charakterystyczne dla tundry, chociaż w bezpośred-



Rys. 26. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F, seria 17 i 18. Procentowy diagram pyłkowy

Koźmin-PÓLNOC, site F, series 17 and 18. Percentage pollen diagram



Rys. 27. Koźmin-ZATOKA, seria 17 i 18. Procentowy diagram pyłkowy

Koźmin-PÓLNOC, series 17 and 18. Percentage pollen diagram

niej bliskości badanego stanowiska mógł istnieć borealny, luźny las sosnowy z nieznaczną domieszką brzoź. Lokalnie, wilgotne siedliska zajmowały zbiorowiska turzycowatych, traw oraz widliczki. Dalsza sedimentacja osadu torfowego wiązała się z nieznaczną poprawą klimatu lub jedynie z pewnym osuszeniem siedlisk. Jednak wysoka zawartość pyłku drzew, w tym głównie sosny, oraz pojedynczo występujące w osadzie aparaty szparkowe sosny, wskazują na występowanie *in situ* lasów sosnowych z niewielką domieszką brzozy. Przewaga sosny w spektrach pyłkowych jest charakterystyczna dla młodszej części allerödu, ale również dla innych okresów interstadialnych, ponadto nie zanotowano występowania takich roślin wodnych, które wskazują na poprawę warunków klimatycznych. Biorąc pod uwagę wyniki badań geologicznych i otrzymaną datę ^{14}C $10\,830 \pm 170$ lat BP (Lod 767) wydaje się, że powstanie osadów torfowych można łączyć z kompleksem interstadialnym bölling–alleröd czy też ściślej, z fazą sosnową allerödu (Turkowska *et al.* 2000).

Pod koniec akumulacji torfu nastąpiła zmiana stosunków wodnych wyrażona podniesieniem poziomu wód gruntowych, spowodowanym być może podniesieniem stropu wieloletniej zmarzliny. Doprowadziło to do powstania zbiornika wodnego na miejscu torfowiska. Zmiana następowała stopniowo, o czym świadczy wyraźnie zaznaczona warstwa przejściowa między osadem torfowym, a gytią, będącą już osadem typowo limnicznym. W odpowiadającym temu okresowi spektrum pyłkowym pojawiły się pojedyncze ziarna pyłku roślin szuwarowych oraz typowo wodnych, które wskazują, że powstały zbiornik charakteryzował się płytkimi wodami stojącymi lub bardzo nieznacznym przepływem. W zbiorowiskach lądowych większą rolę zaczęła odgrywać brzoza. Pojawiła się wierzba, która mogła formować zarośla krzewiaste na brzegu

zbiornika. W zbiorowiskach roślin zielnych wzrosło znaczenie roślin światłolubnych oraz preferujących zimny klimat, co wskazuje na pewne oziębienie klimatu. Sedymentacja osadów gytji została przerwana dość gwałtownie, na co wskazuje raptowne przejście osadów limnicznych w piaszczyste. Mogło to być spowodowane wkroczeniem rzeki na teren wcześniejszego, stagnującego zbiornika wodnego. Świadczy o tym także zanik występowania roślin wodnych charakterystycznych dla wód stojących. Takie sytuacje powtarzały się przynajmniej jeszcze dwukrotnie w trakcie powstawania młodszej części badanych osadów. Spowodowało to przerwy sedymentacyjne oraz, zapewne, rozmycie części wcześniej powstałych osadów, a być może również namycie osadów innego wieku, na co wskazywałoby występowanie w osadzie pojedynczych ziaren pyłku drzew o wyższych wymaganiach klimatycznych (T u r k o w s k a *et al.* 2000).

Wyniki badań palinologicznych wskazują jednoznacznie, że powstanie i istnienie zbiornika wodnego na miejscu wcześniejszego torfowiska wiązało się z oziębieniem klimatu. Biorąc pod uwagę wyniki badań geologicznych i konsekwencje wynikające z faktu powiązania wcześniejszych osadów torfowych z okresem allerödu, zdecydowano się na połączenie zaobserwowanego pogorszenia klimatu z początkowym okresem młodszej dryasu lub jeszcze ze schyłkowym okresem allerödu. Należy podkreślić, że przesłanki palinologiczne nie dają pewnych podstaw do łączenia tego oziębienia z okresem młodszej dryasu (T u r k o w s k a *et al.* 2000).

Drugi diagram pyłkowy pochodzi ze ściany Koźmin-ZATOKA, z warstwy o miąższości 20 cm (rys. 17, 27). Wyniki analizy palinologicznej wskazują, że w początkowym okresie powstawania serii 17 w tym stanowisku panował otwarty las sosnowy z nieznaczną domieszką brzozy, ale główny udział w tworzeniu szaty roślinnej odgrywały rośliny zielne. W tym czasie klimat musiał być chłodny, uniemożliwiający powstanie bardziej zwartych zbiorowisk leśnych.

W młodszej części serii 17 na miejscu lasów sosnowych rozwinęły się luźne lasy brzozowe z płatami roślinności światłolubnej. Wskazuje na to występowanie znacznych ilości bylicy, krzyżowych (*Cruciferae*), komosowatych (*Chenopodiaceae*) i wrzosowatych (*Ericaceae*), a przede wszystkim wzrost znaczenia brzozy przy równoczesnym spadku zawartości pyłku sosny. Ze względu na zły stan zachowania pyłku w osadzie, nie dało się rozróżnić gatunku brzozy od brzozy krzewinkowej, ale można przypuszczać, że znaczna część znalezionych ziaren pyłku reprezentuje brzozę krzewinkową. Z tego powodu wzrost wartości AP nie może być w tym przypadku wiązany ze wzrostem lesistości terenu.

Taki obraz palinologiczny jest charakterystyczny dla chłodnego, subarktycznego klimatu. Powstanie osadów tej serii powiązano ze schyłkowym okresem vistulianu, chociaż dr G. Miotk-Szpiganowicz twierdzi, że data $10\,200 \pm 430$ lat BP (Gd 9740) uzyskana dla serii 17 jest zbyt młoda (F o r y s i a k *et al.* 1999).

W obydwóch diagramach zaznacza się zbliżony obraz ewolucji roślinności na badanym obszarze, przy czym w stanowisku na ścianie Koźmin-ZATOKA osad mógł tworzyć się nieco później, gdyż w stropowej części zapisane jest znaczniejsze ochłodzenie klimatu. Przyjęto, że akumulacja torfu rozpoczęła się w drugiej, sosnowej części allerödu i kontynuowała się do młodszego dryasu, kiedy to w wielu miejscach została zastąpiona akumulacją gytji w środowisku płytkich rozlewisk.

Istotną rzeczą w wykształceniu spągu serii 17 są często występujące zaburzenia. Generalnie polegają one na tym, że spąg torfu pogrążał się w podścielających osadach piaszczystych z górnego plenivistulianu. Stan zaawansowania struktur pogrążowych jest różny – od lekkiego pofalowania spągu torfu (fot. 27), poprzez struktury typu *flat bottomed* (fot. 28) po struktury kropłowe, które całkiem lub prawie całkiem utraciły kontakt z macierzystą serią torfową (fot. 29).

Rozpłynięcie kropel pogrążonego torfu, podczas tworzenia się struktur *flat bottomed*, w sytuacji przedstawionej na fotografii 28 zachodziło na stałą głębokości, co wskazuje na istnienie granicy, która uniemożliwiała rozwój struktur w głąb. Nie zaznacza się zmiana litologii osadu na powierzchni granicznej ani w całej serii mineralnej, w której grzęzły osady organiczne. Przyjęto, że jej rolę pełnić mógł strop wieloletniej zmarzliny. Generalnie późny vistulian uznawany jest za okres zanikania zmarzliny (G o Ź d z i k 1995c), chociaż w młodszym dryasie degradacja zmarzliny mogła być zahamowana lub mogła tworzyć się zmarzlina inicjalna (B o h n c k e *et al.* 1995; K a s s e 1995b). Szczególnie dobre warunki do przetrwania zmarzliny są pod torfowiskami (W a s h b u r n 1979). Zauważyć należy, że w opisywanym przypadku dochodziło do grzęźnięcia materiału o mniejszej gęstości, czyli torfu, w utwór o większym ciężarze objętościowym, jakim są w tym przypadku piaski. Najczęściej powstawanie tego typu inwolucji związane jest z wytworzeniem się niestatecznego warstwowania gęstościowego (G o Ź d z i k 1995e) i taką przyczynę powstawania inwolucji można uznać za prawdopodobną. W przypadku sezonowego tajania warstwy czynnej powstawały warunki silnego uwodnienia osadów piaszczystych w stropie serii 15, zmniejszało się w takich warunkach tarcie międzycząsteczkowe i powstawał układ niestatecznego warstwowania gęstościowego (V a n d e n - b e r g h e 1992). Przy zaistnieniu takich warunków łatwo sobie wyobrazić, że pogrążaniu w piaski ulegał torf. Gdyby przypisywać powstanie tych inwolucji działaniu ciśnienia kriostatycznego lub kriohydrostatycznego, można by oczekiwać, że powstawałyby raczej deformacje diapirowe, których śladów w serii torfowej nie widać. Zaburzenia stropowej części serii 15 w miejscach, gdzie budują ją muły (rys. 17; fot. 25) mogły powstawać w tym samym czasie lub później, w czasie wytapiania wieloletniej zmarzliny, kiedy tworzyły się wyjątkowo sprzyjające powstawaniu inwolucji warunki po wytopieniu zazwyczaj bogatej w lód stropowej części zmarzliny (V a n d e n b e r g h e 1988, 1992).

Seria 17 i 18 traci ciągłość tylko w przypadkach, kiedy jest porozcinana korytami powstałymi w wyniku erozji przed złożeniem serii 19 (rys. 6, 18).

Podsumowując można stwierdzić, że seria 17 wykształcona jest w postaci poziomu torfu zielnego odznaczającego się bardzo dużym rozprzestrzenieniem w basenie uniejowskim. Torf stopniowo przechodzi w gytie (seria 18) o miąższości dochodzącej do 30–40 cm, co wskazuje na podnoszenie się poziomu wód gruntowych w basenie uniejowskim. Tworzenie się torfów w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego rozpoczęło się w klimacie zimnym, następnie klimat uległ ociepleniu (lub osuszeniu), rozwinęły się wtedy luźne lasy sosnowe z niewielkim udziałem brzozy na obrzeżach basenu. Pod koniec akumulacji gytji klimat zmienił się na chłodniejszy, co objawiło się wzrostem znaczenia brzozy i roślin zielnych. Zdaniem palinologa, obraz pyłkowy jest charakterystyczny dla chłodnego, subarktycznego klimatu. Oziębienie klimatu mogło spowodować powstanie zmarzliny inicjalnej lub podniesienie się jej stropu, na co wskazują inwolucje powstałe w spągowej części torfu serii 17. Zmarzlina odpowiedzialna mogła też być za podniesienie się poziomu wód gruntowych i zalanie torfowiska. W czasie tworzenia się serii 17 i 18 znaczna część obszaru basenu uniejowskiego musiała być poza oddziaływaniem procesów fluwialnych. Odpływ Warty był zapewne skoncentrowany, a ewentualne powodzie mało intensywne. Nie zostały znalezione dotychczas w obszarze badań osady rzeczne z tego okresu. Rzeka prawdopodobnie nie była bardzo głęboko wcięta, na co wskazuje wysoki poziom wód gruntowych, konieczny do utrzymania się torfowiska i płytkich rozlewisk.

Spąg torfu wydатовany jest na 8, 25 do 10, 87 ka BP. Powstanie serii 17 i 18 związane jest z okresem późnego vistulianu, a dokładniej z młodszą, sosnową częścią allerödu i młodym dryasem (Turkowska *et al.* 2000).

Osady jeziorne serii 18 przechodzą w rzeczną serię 19. Seria 19 jest rozprzestrzeniona równie szeroko jak seria 17 i 18; obejmuje całą północno-zachodnią część basenu uniejowskiego (rys. 6, 17, 18; fot. 1, 11). Budują ją w przeważającej części piaski, miejscami tylko przewarstwione mulami. Miąższość serii waha się od około 2,5 m do 3 m w miejscach, gdzie wykształcona została w facji pozakorytowej i do 6,5 m, tam gdzie reprezentowana jest przez fację korytową. Strop serii pokrywa się z powierzchnią terenu, za wyjątkiem sytuacji w których seria 19 została rozcięta, a rozcięcia wypełnione są osadami holocenijskimi.

W stropie serii 18 zwiększa się rola piasków względem mulów, aż piaski stają się głównym osadem i odtąd wyznaczana jest seria 19. Muły występują tylko jako przewarstwienia (rys. 23; fot. 26). W stanowisku F segmenty piaszczyste cechują się laminacją horyzontalną, a przewarstwienia mulowo-piaszczyste riplemarkową lub smużystą, przy czym struktura osadu jest niezbyt dobrze widoczna (rys. 23). Na głębokości około 1,5 m występuje już tylko materiał drobnopiaszczysty, w którym słabo widoczne jest warstwowanie riplemarkowe.

Powyżej, na głębokości około 1 m, osady warstwowane są horyzontalnie lub ich struktura jest masywna. W niektórych miejscach w obrębie omawianej serii, występują przewarstwienia mułowe (fot. 11). Ogólnie, serię osadów mineralnych zalegającą powyżej torfu i gytii zdefiniowano jako macę piaszczystą.

Analiza granulometryczna serii 19 wykształconej w facji pozakorytowej wykazuje następujące cechy: średnia średnica ziarna najczęściej mieści się we frakcji piasków drobnoziarnistych, rzadziej we frakcji piasków bardzo drobnoziarnistych. Przewarstwienia mułowe – jeśli występują – zaznaczają się zmniejszeniem średniej średnicy ziarna do frakcji pyłów gruboziarnistych. Skośność przeważnie jest dodatnia co oznacza, że przeważają frakcje drobniejsze nad grubszyimi względem frakcji najczęściej występującej. W dwóch stanowiskach C i E od głębokości odpowiednio 1,5 i 1,8 m skośność jest ujemna. Musi to być skutek intensywniejszej powodzi i dostarczenia na równię zalewową grubszego materiału. Wysortowanie osadów omawianej serii jest dobre lub umiarkowanie dobre, pogarsza się jedynie w obrębie przewarstwień mułowych, co jest naturalne dla osadów deponowanych z zawiesiny (rys. 9, 11, 12, 13). Ogólnie można stwierdzić, że wysortowanie serii 19 zarówno w facji korytowej, jak i pozakorytowej jest najlepsze w całym profilu osadów vistuliańskich.

Seria 19 w stanowisku B wykształcona jest nieco inaczej niż zostało to powyżej opisane. Podściela ją seria 18 w postaci warstwy gytii mułowej w stropie zapiaszczonej, o miąższości 40 cm. W dolnej części serii 19 widoczne są warstwowania przekątne tabularne o miąższościach ławic sięgających 30 cm. Powyżej piaski ułożone są w drobne warstwowania rynnowe i riplemarkowe, a w stropie serii pojawia się warstwowanie horyzontalne. Średnia średnica ziarna w całym profilu serii 19 w tym stanowisku jest większa i mieści się we frakcji piasków średnioziarnistych, przy ujemnej skośności w dolnej części serii. Wysortowanie osadu jest umiarkowanie dobre do dobrego (rys. 8), co jak już zostało wspomniane jest cechą serii 19 niezależnie od facji w jakiej została wykształcona.

Dolna część serii 19 w stanowisku B związana była prawdopodobnie z paleokorytem, które przebiegało na krótkim odcinku równolegle do obecnie istniejącej ściany odkrywki właśnie w okolicach opisywanego stanowiska. Układ paleokoryt odtworzony został na podstawie zdjęć lotniczych przez mgr J. Forysiaka (Turkowska *et al.* 2000). Osady dolnej części serii 19 mogły powstać w brzeżnej części koryta, lub też w proksymalnej części równi zalewowej jako wał przykorytowy albo stożek krewasowy.

Seria 19 wykształcona jest również w postaci facji korytowej. Interesujące jest, że stwierdzono kilka subfosylnych rozcięć, czasem są to pojedyncze koryta, czasem kilka koryt, które powstawały w jednej strefie (Turkowska *et al.* 2000). Koryta te rozcinają serie 17 i 18, a w najgłębszych miejscach sięgają do serii mułowo-organicznej 12. Rozcięcia sięgają maksymalnie 6,5 m licząc od powierzchni terenu (rys. 6, 18; fot. 19).

Dokładniej opracowana została jedna strefa występowania koryt w zachodniej części ściany Koźmin-PÓLNOC (rys. 6). W strefie tej stwierdzono przynajmniej dziewięć generacji koryt. Formy te mają charakter złożonych kanałów erozyjnych (G r a d z i ń s k i *et al.* 1986). Rozcięcia, licząc od powierzchni terenu, sięgają do głębokości 6,5 m. Były one obserwowane na przestrzeni 100 m w ścianie odkrywki w ukośnej intersekcji. Rzeczywistą szerokość strefy oszacowano na około 70 m. Obniżenie powierzchni w granicach występowania kanałów jest prawie niezauważalne w terenie.

Koryta rozcinają torf i gytie (serie 17 i 18), a w miejscach gdzie sięgają najgłębiej nawet mułowo-organiczną serię 12 (fot. 19). W brzeźnych częściach rozcięć torf został tylko rozmyty w stropie, a gytjowa seria 18 usunięta (fot. 30, 31). W niektórych korytach zdeponowane zostały pakiety przemieszczonego torfu i pnie drzew.

Koryto najmłodszej generacji nie zawiera materiału organicznego, a jego mineralne wypełnienie dochodzi do powierzchni terenu. Osady wypełnienia koryt zazębiają się z piaszczystymi madami, które ku powierzchni również zawierają coraz mniej materiału organicznego (fot. 31).

Do szczegółowych badań wybrano dwa profile: pierwszy, w którym widoczne są osady związane z czterema generacjami kanałów (rys. 6, stanowisko J) oraz drugi, zlokalizowany w brzeźnej strefie rozcięć (rys. 6, stanowisko L; fot. 31).

W stanowisku J dno najstarszego kanału, oznaczonego 19a, występuje na głębokości 6,5 m od współczesnej powierzchni i jest wysłane brukiem erozyjnym, na który składają się źle wysortowane żwiry, od bardzo gruboziarnistych po drobnoziarniste (rys. 15). Nad brukiem erozyjnym zalegają beżowe piaski średnioziarniste, od umiarkowanie dobrze do dobrze wysortowanych, warstwowane przekątnie rynnowo. Zdarza się, że warstwowanie ma charakter nachylonej laminacji równoległej (G r a d z i ń s k i *et al.* 1986; Z i e l i ń s k i 1980). W piaskach znajdują się pakiety przemieszczonego torfu. W osadach wypełniających pierwszy kanał zarejestrowano inicjalną strukturę szczelinową, która jest bardzo wąska i mogła powstać w czasie jednej zimy, i nie może stanowić podstaw do wyciągania wniosków paleoklimatycznych. Wypełnienia kolejnych dwóch kanałów (19b i 19c) mają podobną strukturę, a ich spągi zaznaczone są drobnym brukiem lub tylko zwiększeniem się średniej średnicy ziarna (rys. 15). Brzeg najmłodszego – czwartego kanału 19d wyznacza niezgodne zaleganie warstwy piaszczysto-mułowej, na której znowu spoczywają szare piaski peryferyjnej części wypełnienia najmłodszego koryta (T u r k o w s k a *et al.* 2000).

Z pakietu torfu zdeponowanego w drugim kanale – 19b pobrane zostały próbki do analizy palinologicznej. Otrzymany obraz pyłkowy okazał się bardzo podobny do części diagramu ze stanowiska F, a dokładniej odpowiada on odcinkowi od 292 cm do 320 cm. Założono więc, że sedimentacja całości badanych osadów torfowych odbywała się w tych samych warunkach klimatycznych, które z dużym

wahaniem powiązano ze schyłkiem allerödu i początkiem młodszego dryasu (Turkowska *et al.* 2000).

Stanowisko L zlokalizowane jest w brzeżnej części strefy rozcięć, gdzie widoczny jest kontakt osadów korytowych z pozakorytowymi osadami obszarów międzykorytowych zbudowanych z mady piaszczystej (fot. 31). W profilu pionowym zaznaczają się poziomy, w których zapisał się wpływ procesów korytowych poprzez wzrost średniej średnicy ziarna (rys. 28). W najniższej części profilu w stanowisku L kontakt osadów korytowych z madą ma charakter erozyjny, w części środkowej osady pozakorytowe są synchroniczne z wypełnieniem koryta, a w najwyższej części przykryte są aluwiami powodziowymi młodszych kanałów.

W wypełnieniu jednego z koryt znajduje się bryłka piaszczysta o zachowanej pierwotnej strukturze osadu (fot. 32). Występowanie takich bryłek w osadzie świadczy o przemarznięciu osadu podczas oderwania bryłki i zaistnieniu termicznej erozji bocznej rzek, jak i o bardzo gwałtownej akumulacji aluwialnej w korytach rzecznych, która umożliwiła utrwalenie bryłki w osadzie (Dylik 1969; Turkowska 1988; Mysielska-Dowgiałło 1998).

Seria 19 wykształcona w facji korytovej zarejestrowana została jeszcze w stanowisku H. Na podstawie wykształcenia osadów w profilu pionowym oraz zmienności wyników uziarnienia wydzielić można tu trzy generacje koryt (rys. 14). W dnie najniższego koryta znajduje się bryła torfu, która pochodzi z rozcinania serii 17.

Fakt, że koryta rozcinają warstwę torfu i gytii świadczy oczywiście, że powstawały po akumulacji tych osadów, a więc najwcześniej w młodszym dryasie. Brak domieszek organicznych jest przesłanką, że kanały w omawianym stanowisku zakończyły swą ewolucję jeszcze w młodszym dryasie. W przypadku funkcjonowania ich w holocenie, osady zawierałyby znaczne ilości materii organicznej.

Ewolucja opisywanych koryt odbywała się na drodze erozji i szybkiego wypełniania powstałych koryt oraz akumulacji osadów pozakorytowych w postaci mad piaszczystych, zawierających jeszcze w spągowej części pewne ilości materiału organicznego, który pochodził z rozmywania torfu i gytii. Po wypełnieniu jednego koryta dochodziło do powstawania kolejnych podobnych rozcięć, tak samo szybko wypełnianych. Coraz młodsze wypełnienia koryt i towarzyszące im obszary pozakorytowe zawierają coraz mniej materiału organicznego, a wypełnienia koryt najmłodszej generacji mogą nie zawierać go wcale. Wyjaśnienia należy szukać w fakcie, że starsze koryta zawierały materiał organiczny z niszczenia torfów i gytii, młodsze natomiast pozbawione były źródła tych domieszek. Nadmienić tu trzeba, że przy przewadze agradacji dna kolejnych koryt znajdowały się coraz wyżej. Warunki klimatyczne młodszego dryasu, piaszczysty materiał dominujący na powierzchni równi zalewowej, jak również intensywne i zapewne częste powodzie nie sprzyjały rozwojowi i utrzymywaniu się roślinności.

Wypełnienie najmłodszych koryt osadami mineralnymi i synchroniczna akumulacja mady piaszczystej doprowadziła do wyrównania powierzchni. Osady te tworzą współczesną powierzchnię północno-zachodniej części basenu uniejowskiego.

Subfosalne koryta mają przebieg prostoliniowy lub kręty i przeważnie nie wykazują śladów bocznej wędrówki. Kolejne epizody erozji koncentrowały się często wzdłuż tych samych szlaków. Zapelnianie koryt odbywało się na drodze szybkiej aggradacji, a podczas powodzi zachodziła również intensywna akumulacja mady piaszczystych. Współistnienie wielu koryt w rozległym i płaskim basenie uniejowskim wskazuje na to, że funkcjonował wtedy układ wielokorytowy z intensywnymi powodziami, który w myśl N a n s o n a i K n i g h t o n a (1996) określany jest jako *anabranching*. W tym przypadku można określić rzekę jako *anabranching* typu 2, czyli formującą wyspy z obszarów międzykorytowych, które są zarazem równiami zalewowymi współczesnymi względem koryt, pokrytymi przede wszystkim piaskami. Ten typ rzek powstaje przy bardzo intensywnych powodziach, następujących najwyżej kilka razy do roku, podczas gdy w pozostałym czasie jest raczej sucho. Przy obfitych powodziach energia erozyjna jest niewielka i istnieją sprzyjające warunki do intensywnej akumulacji na równiach zalewowych. N a n s o n i K n i g h t o n (1996) zaznaczają również, że dominacja piasków w aluwialnych rzekach *anabranching* typu 2 może wynikać z braku źródła materiału drobniejszego.

N a n s o n i K n i g h t o n (1996) proponują aby termin *anabranching* był ogólnym określeniem dla wszystkich rzek wielokorytowych. Autorzy ci twierdzą, że takie systemy występują we wszystkich obszarach świata i w przeróżnych środowiskach, od nizinnych, bagnistych, organicznych delt po warunki wysokogórskie. Wyspy międzykorytowe pozostają przez dziesiątki lub setki lat i dzielą aluwialną równię zalewową, konieczną współczesną względem aktualnego systemu rzecznoego. Wylączają z klasyfikacji systemy wielokorytowe, które bifurkują ale nie łączą się ponownie oraz te, które powstały na skutek wypreparowania wysp ze starszego podłoża. Warunkami koniecznymi do powstania tego typu systemu rzecznoego są: reżim przepływów odznaczający się dużą zmiennością i związany z występowaniem powodzi, istnienie brzegów względnie odpornych na erozję oraz istnienie sytuacji, które sprzyjają przemieszczaniu nurtu. Spełnienie jednego czynnika zazwyczaj nie wystarcza do powstania systemu *anabranching*. Czynniki ułatwiające generowaniu tego systemu to: duże obciążenie denne, duże obciążenie zawiesinowe, pionowa akrecja i obfita roślinność na brzegach. N a n s o n i K n i g h t o n wydzielili 6 typów rzek *anabranching* na podstawie: energetyki przepływu, charakterystyki morfologicznej czyli na podstawie rozmieszczenia koryt w planie oraz kształtu wysp, tekstury osadów oraz procesów. Klasyfikacja ta oparta została na zróżnicowaniu warunków: hydrologicznych, fizjograficznych, geologicznych i botanicznych.

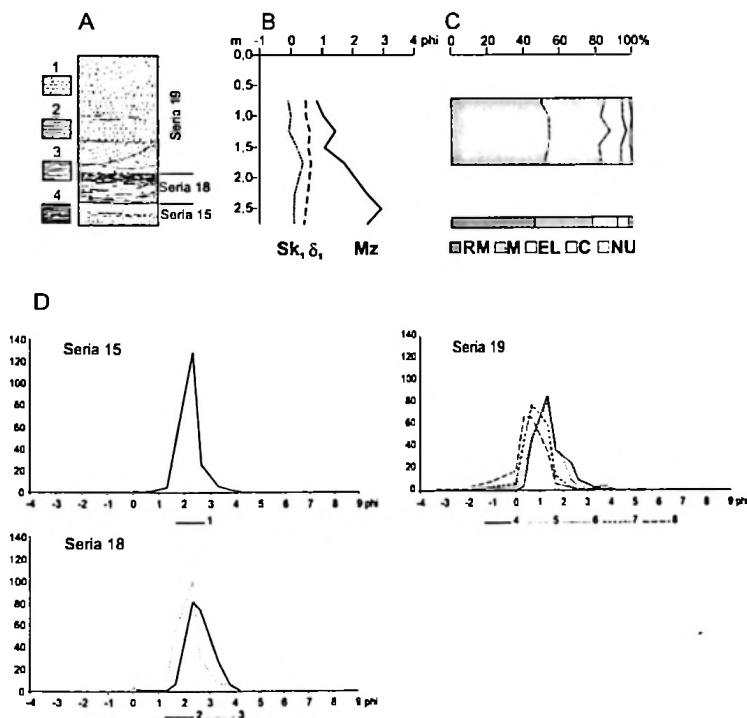
K a s s e (1998) podaje przykład modelu depozycji rzeki tundrowej ze środkowego plenivistulianu jako *anabranching* typu 2 za N a n s o n e m i K n i g h t o n e m (1996). Według K a s s e do rozwoju tego typu układu koryt rzecznych istniały sprzyjające warunki w środkowym plenivistulianie. Składały się na nie: epizodyczny przepływ wynikający z wiosennego topnienia śniegów, piaszczysta sedimentacja na równi zalewowej oraz brzegi ustabilizowane dzięki roślinności tundrowej i obecności głębokiego sezonowego przemarzania bądź wieloletniej zmarzliny. Można przyjąć, że warunki w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego w młodszym dryasie były podobne do opisywanych przez K a s s e (1998), w związku z czym ówczesny system rzeczny autorka zdecydowała się określić jako *anabranching* typu 2. Interpretację taką popierają następujące fakty: piaszczysty materiał równi zalewowej, bardzo duży udział facji pozakorytowej w stosunku do korytowej, istnienie w podłożu serii 17 – torfowej i serii 18 – gytjowej zapobiegających bocznej migracji koryt oraz głębokie sezonowe przemarzanie lub obecność wieloletniej zmarzliny. Ponadto można zakładać, że w młodszym dryasie reżim zasilania rzeki związany był z wiosennymi roztopami, kiedy następowały gwałtowne przepływy wyżówkowe (B o h n c k e *et al.* 1995).

Można założyć, że okres wzmożonej aktywności fluwialnej związany był ze starszym, wilgotniejszym segmentem młodszego dryasu, a ograniczenie tej aktywności nastąpiło w okresie osuszenia klimatu około 10,4 ka BP (B o h n c k e *et al.* 1995), a więc ewolucja kanałów trwałaby zaledwie kilkaset lat.

Zwiększenie ilości wód w dolinie skutkujące rozwojem systemu koryt i silnymi wezbraniami, których efektem było powstanie małych drobnopiaszczystych wynikało z kilku czynników. Spadek średniej rocznej temperatury w młodszym dryasie do -3°C wpłynął na: 1) podniesienie stropu wieloletniej zmarzliny (nieciągłej lub wyspowej), jeśli jeszcze istniała, lub powstanie zmarzliny inicjalnej; 2) zmniejszenie parowania; 3) rozrzedzenie roślinności, które spowodowało spadek ewapotranspiracji. Wymienione czynniki doprowadziły do wzrostu wilgotności gruntu i do gwałtownego wzrostu przepływów przy zmniejszonych opadach (B o h n c k e, V a n d e n b e r g h e 1991; R o t n i c k i 1991; S t a r k e l 1991b). T e i s s e y r e (1991) podaje, że „anastomozowanie (według tego autora pojęcia „anastomozujący” i „anabranching” są synonimami) jest adaptacją systemu rzecznoego do zbyt małego spadku doliny. W takiej sytuacji system anastomozujący jest bardziej efektywny jako medium transportujące (...), obciążenie dzieli się w takiej rzece na n koryt z tym skutkiem, że pomniejszone obciążenie może być nadal transportowane przy mniejszym spadku doliny”. System wielokorytowy mógł się utworzyć dzięki wydatnemu zmniejszeniu się spadku ówczesnej doliny Warty w obrębie północno-zachodniej części basenu uniejowskiego (K r a u ż l i s 1975). Powstanie basenowatego rozszerzenia doliny z przeważającymi tendencjami akumulacyjnymi związane jest przez K r a u ż l i s a (1975) z tektoniką. Potwierdzają to badania nad współczesnymi

ruchami tektonicznymi, które mogą być kontynuacją ruchów neotektonicznych. Na północ od basenu uniejowskiego znajduje się obszar objęty dodatnimi bezwzględными pionowymi ruchami tektonicznymi rzędu $+0,5$ mm/rok, przez obszar basenu przechodzi izotacha 0 (L i s z k o w s k i 1982).

Analiza morfoskopowa osadów serii 19 przeprowadzona została w ośmiu stanowiskach, w osadach facji korytovej jak i pozakorytovej (rys. 28). Zawartość ziaren kwarcowych eolizowanych jest znaczna i zbliżona do zawartości ziaren eolizowanych w górnoplenivistulianskiej serii 15. Średni odsetek tego typu ziaren waha się od 41,8% w stanowisku F do 53% w stanowisku J. W kilku stanowiskach zawartość ziaren typu RM jest mniejsza niż w serii 15, w pozostałych jest większa. Podobnie jest ze średnią zawartością ziaren typu M – zazwyczaj nie odbiega od wyników dla serii 15. Zawartość ziaren typu M jest mniejsza niż w serii 15 w stanowiskach B, F, G, L, w pozostałych jest większa. Najmniejsze wartości zarejestrowano w stanowisku L – 31,4%, a największe w stanowisku H – 42,8%. Wyraźniejsza jest zmiana w zawartości ziaren obrabianych w środowisku



Rys. 28. Stanowisko L. Uziarnienie osadu i obróbka ziaren kwarcowych

A. profil litologiczny: 1 – piasek, 2 – piasek z mulem, 3 – mul, 4 – mul organiczny
B. wskaźniki Folk i Warda; C. obróbka ziaren kwarcowych, D. krzywe częstości

Site L. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

A. lithological profile: 1 – sand, 2 – sand with silt, 3 – silt, 4 – organic silt
B. Folk and Ward coefficients; C. quartz-grain abrasion; D. frequency curves

wodnym, wyrażająca się wzrostem odsetka tego typu ziaren półtora do prawie dwukrotnie względem serii 15. W dwóch stanowiskach (L i G) ta tendencja nie zaznaczyła się. Najwięcej ziaren tego typu znajduje się w stanowisku F i jest to średnio 23%, najmniej – 8% w stanowisku G.

Podsumowując, można stwierdzić, że seria 19 akumulowana była w środowisku rzeki wielokorytowej *anabranching* typu 2 z dużym udziałem piasku w tworzeniu facji pozakorytowej. Poszczególne koryta były szybko wycinane i szybko zapełniane osadami, a nowe koryta powstawały na drodze awulsji podczas intensywnych powodzi. Podczas tworzenia się serii 19, przeważała tendencja do akumulacji, wskutek czego powierzchnia północno-zachodniej części basenu uniejowskiego nadbudowana została o około 2 m. Wydarzenia te ułożono w młodszym dryasie, prawdopodobnie z jego starszej wilgotniejszej części.

Osady korytowe i pozakorytowe serii 19 odznaczają się najlepszym wysortowaniem w całym profilu osadów vistuliańskich. Zaznacza się w nich zwiększona ilość ziaren obrobionych w środowisku wodnym, przy zbliżonej zawartości ziaren eolizowanych i pośrednich ze śladami eolizacji. Wynika to prawdopodobnie ze zmiany źródła alimentacji osadów. Wykluczyć raczej należy, że wzrost zawartości ziaren typu EL wynikał z obróbki w środowisku wodnym, gdyż czas potrzebny do jej zaznaczenia się jest bardzo długi (K l a t k o w a 1991; M y c i e l s k a -D o w g i a ł ł o, W o r o n k o 1998).

W niektórych przypadkach koryta z młodszego dryasu wykorzystywane były przez odpływ holoceni. W holocenie również zachodziło wypełnianie koryt i zmiany dróg płynięcia wód. Osady holoceni określone zostały jako seria 20 bez rozróżniania typów osadów. System wielokorytowy w pewnym stopniu przetrwał w holocenie, a w dużym stopniu zniszczony został dopiero w ciągu ostatnich 200 lat (T u r k o w s k a *et al.* 2000).

PRZEMIANY ŚRODOWISKA NATURALNEGO I PROCESÓW KSZTAŁTUJĄCYCH PÓŁNOCNO-ZACHODNIĄ CZĘŚĆ BASENU UNIEJOWSKIEGO W VISTULIANIE

ZMIANY ŚRODOWISKA NATURALNEGO W VISTULIANIE ZAREJESTROWANE
W OSADACH PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI BASENU UNIEJOWSKIEGO,
W UJĘCIU STRATYGRAFICZNYM

Początek **wczesnego vistulianu** datuje się na 115 ka BP, koniec zaś na 75 ka BP i okres ten przypada na fazy tlenowe 5d do 5a. Fazy 5d i 5b odpowiadają stadiałom, natomiast faza 5c odpowiada interstadiałowi brörup a 5a – odderade (Emilian 1955; Shackleton, Opdyke 1973). Przejście od interglacjału eemskiego do vistulianu zaznaczyło się ochłodzeniem klimatu i postępującymi za tym zmianami w szacie roślinnej (Gürot *et al.* 1989; Tobolski 1991; Rotnicki 1996). Początkowo nie ulegały zmianie typy rozwinięcia koryt rzecznych, nie wytworzyła się jeszcze wieloletnia zmarzlina, nie rozwijały się jeszcze procesy peryglacjalne (Van Huissteden *et al.* 1986; Klatkowska 1996). Wprawdzie znajdowane były ślady działalności mrozowej, jak inwolucje i szczeliny mrozowe, ale nie są wystarczającym świadectwem występowania wieloletniej zmarzliny w tym czasie (Van den Bergh, Pissart 1993; Klatkowska 1996).

Na pograniczu Holandii i Niemiec w dolinie rzeki Dinkel, przejście od eemu do vistulianu zaznaczyło się podniesieniem poziomu wód i wzrostem energii przepływów podczas powodzi, co spowodowane było zmianą reżimu rzecznego na bardziej niwalny wraz z ochłodzeniem klimatu. Zwiększyła się efektywność opadów, co spowodowało powstanie środowisk jeziornych w niektórych częściach doliny. Tam, gdzie nie powstawały jeziora, zaczynały tworzyć się torfowiska. Wzrosła również dostawa materiału z wysoczyzn. Zaistniałe zmiany paleośrodowiskowe mogły spowodować zmianę układu koryt z meandrowych na anastomozujące (Van Geel *et al.* 1995).

Szata roślinna we wczesnym vistulianie uległa zubożeniu, ale nie traciła ciągłości. W pogarszającym się klimacie, rozwijały się w środkowej Polsce gleby płowe i bielcowe (Mankowska 1999). W północno-zachodnich Niemczech w stanowisku Keller Mene (1982) wydzieliła dwa poziomy glebowe

odpowiadające interstadialom brörup i odderade. Poziomy glebowe oddzielone są subarktyczną serią niweofluwialną.

Dla obszaru konińskiego wykonana została przez T o b o l s k i e g o (1991) rekonstrukcja ewolucji szaty roślinnej i paleotemperatur. Z opracowania tego wynika, że pogorszenie się klimatu zaznaczyło się już pod koniec interglacjalu eemskiego, kiedy to średnie temperatury lipca spadły do 15–18°C, klimat zmienił się na borealny kontynentalny i zapanowały lasy sosnowe. Na początku vistulianu temperatura obniżyła się, tak że klimat zmienił się na subarktyczny, a lasy zastąpione zostały przez murawy stepowe (VS 1). Po prawdopodobnie krótkim ochłodzeniu nastąpił interstadial brörup, kiedy powrócił klimat borealny – kontynentalny a wraz z nim lasy początkowo brzożowo-sosnowe, potem zastąpione zostały przez lasy sosnowe. Podobne przemiany klimatu i roślinności zarejestrowano na obszarze Niemiec między Solawą a Labą, gdzie dla brörupu średnia temperatura lipca określona została na 16°C, a średnie temperatury stycznia na -15°C (L i t t 1992). W czasie kolejnego ochłodzenia lasy sosnowe ponownie zostały zastąpione przez murawę stepową (VS 2). Potem nastąpiło drugie ocieplenie interstadialne odderade, wyrażone powrotem lasów sosnowo-brzożowych, które później zmieniły się na sosnowe. Średnia temperatura lipca w interstadiale odderade określona została przez T o b o l s k i e g o (1991) na 14°C, natomiast według L i t t a (1992) temperatury były takie jak w interstadiale brörup. Interstadial odderade T o b o l s k i koreluje z interstadiałem rudunki wydzielonym przez J a s t r z ę b s k ą - M a m e l k ę (1985).

J a s t r z ę b s k a - M a m e l k a (1985) twierdzi, że interstadial rudunki był wilgotniejszy od starszego interstadialu. Podobne wyniki uzyskał R o t n i c k i (1996) konstruując krzywą opadów w ciągu ostatnich 140 000 lat dla zlewni Proсны.

W basenie uniejowskim przejście od interglacjalu eemskiego do vistulianu nie zaznaczyło się gwałtownymi zmianami (C z a r n i k 1972). W warunkach ochładzającego się klimatu funkcjonowała tu prawdopodobnie rzeka meandrująca. Jej świadectwem są osady pozakorytowe (I kompleks vistuliański – seria 5) wykształcone w postaci rytmitów mineralno-organicznych. W niektórych okresach na równi zalewowej powstawały warunki do rozwoju torfowisk, czasem tworzyły się jeziora, w których akumulowane były bardzo drobne osady, nawet ily. Pojawienie się na równi zalewowej osadów fitogenicznych i jeziornych było wynikiem zmniejszenia się aktywności fluwialnej w dolinie, albo tylko przemieszczenia się koryta rzeki w inną jej część. Taki stan musiał mieć miejsce przez dłuższy czas, skoro mogła wytworzyć się gleba. Generalnie we wczesnym vistulianie środowisko północno-zachodniej części basenu uniejowskiego było wilgotne. Rzeka migrowała boczenie, a stosunek erozji do akumulacji był zrównoważony. Ochładzanie się klimatu mogło skutkować zmianami w stosunku materiału mineralnego do organicznego na równi zalewowej, w osadach chłodniejszych okresów stosunek ten zmieniał się

na korzyść osadów mineralnych. Analizy palinologiczne wykonane dla trzech profili pokazały jedynie, że można zakładać ochładzanie się klimatu na podstawie zmniejszania się zawartości pyłku drzew względem roślin zielnych. Nie było możliwe korelowanie wyników analizy pyłkowej z wynikami ze znanych stanowisk wczesnego vistulianu. K l a t k o w a (1996) wyrażała nadzieję, że stanowisko w Koźminie przyniesie wiele nowych danych dotyczących między innymi wczesnego vistulianu. Okazało się jednak, że pod względem palinologicznym stanowisko ma wartość znikomą.

Nie występują tu w osadach wczesnego vistulianu struktury mrozowe świadczące o istnieniu wieloletniej zmarzliny. Powstanie pseudomorfoz po klinach lodowych rozcinających rzeczne osady pozakorytowe związane jest z plenivistulianem.

W stanowisku Stare Kurowo koło Drezdenka położonym w strefie krawędziowej pradoliny Noteci–Warty udokumentowana została seria fluwialna, której powstanie powiązano z młodszą częścią wczesnego vistulianu. Spągowa, torfowa lub piaszczysto-organiczna część profilu pochodzi z brórupu, a piaszczyste osady powodziowe, na podstawie występujących w nich struktur peryglacialnych, powiązano z zimnym wahnięciem klimatycznym rangi stadiału. Górny poziom torfowy autorzy opracowania powiązali z interstadiałem odderade (K o z a r s k i *et al.* 1980).

Istnieją podobieństwa w sposobie wykształcenia osadów wczesnego vistulianu w Starym Kurowie i w Koźminie. Osady obu stanowisk reprezentują fację pozakorytową rzeczno-środowiska sedimentacyjnego i odznaczają się dużą zawartością materii organicznej. Jednak próba korelacji serii 5 z osadami zarejestrowanymi w Starym Kurowie byłaby bardzo niepewna. W basenie uniejowskim stwierdzono bowiem kilka generacji serii z wczesnego vistulianu, których wieku nie udało się dokładniej określić ani przy użyciu metod datowania TL i ^{14}C , ani przy zastosowaniu analizy palinologicznej.

Dolny plenivistulian przypada na fazę tlenową 4 (E m i l i a n i 1955; S h a c k e l t o n, O p d y k e 1973), trwającą od 75 do 58 ka BP. Z początkiem dolnego plenivistulianu rozpoczął się długi okres panowania zimnego klimatu obejmujący cały plenivistulian (G u i o t *et al.* 1989; K l a t k o w a 1996; R o t n i c k i 1996). Jest to okres stosunkowo słabo poznany w porównaniu z pozostałymi częściami vistulianu. Panował wtedy bardzo zimny klimat, według V a n d e n b e r g h e'a i P i s s a r t a (1993) zbliżony do klimatu znacznie lepiej poznanego górnego plenivistulianu. Twierdzą oni również, że był to pierwszy z dwóch okresów w vistulianie z rozwiniętą ciągłą wieloletnią zmarzliną. Istnienie wieloletniej zmarzliny w tym okresie stwierdzone zostało na obszarze Polski (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; K l a t k o w a 1996; S u p e r s o n 1996; B a l w i e r z, G o ź d z i k 1999) i na pograniczu Holandii i Niemiec (V a n H u i s s t e d e n *et al.* 1986; V a n d e n b e r g h e, V a n H u i s s t e d e n 1989). W niektórych dolinach rzecznych stwierdzono akumulację osadów wyraźnie

bardziej gruboziarnistych niż w okresie wczesnego vistulianu jak i środkowego plenivistulianu – na przykład w dolinie Wisły i Wisłoki w Kotlinie Sandomierskiej (Mycielska-Dowgiałło 1978; Gębica 1995a), w dolnym odcinku doliny Wisły (Wysota *et al.* 2000), w dolinie Wieprza (Superson 1996) oraz w małych dolinach dorzecza Widawki (Maniowski 1996). Regułą jest, że w osadach rzecznych dolnego plenivistulianu brak materiału organicznego (Van Huissteden *et al.* 1986; Vandenberghe, Van Huissteden 1989).

Temperatury dolnego plenivistulianu były niskie. Mycielska-Dowgiałło (1978) średnią temperaturę lipca określiła na $\leq 5^{\circ}\text{C}$, a opady na zaledwie 200 mm. Według Klattowej (1996) średnia temperatura lipca wahała się między 5 a 10°C . Na podstawie kalibracji krzywej temperatur dla stanowisk Les Echets i Grande Pile do warunków zlewni Prosnę Rotnicki (1996) uzyskał średnią roczną temperaturę dla omawianego okresu oscylującą wokół -5°C , a kalibrowane opady roczne około 200–300 mm. Temperatury powierzchni wód Północnego Atlantyku były również obniżone i latem osiągały zaledwie 6°C , a zimą niewiele ponad 0°C , czyli zbliżone one były do temperatur określonych dla górnego plenivistulianu (Sancetta *et al.* 1973). Tak znaczne oziębienie klimatu doprowadziło do rozwoju czasy lądolodu skandynawskiego, który dotarł do dolnego Powiśla, czego świadectwem są dwa poziomy glin zwałowych (Drozdowski 1986).

W północno-zachodniej części basenu uniejowskiego w dolnym plenivistulianie funkcjonowała piaszczysta rzeka roztokowa. Osady tej rzeki pozbawione są domieszek organicznych. Występują w nich struktury pseudomorfoz po klinach lodowych, przeważnie są to struktury syngenetyczne, które rozwijały się jeszcze w osadach młodszego plenivistulianu. Rozwój tych struktur świadczy o obecności wieloletniej zmarzliny w dolnym plenivistulianie, jako że są one uważane za niewątpliwie świadectwo istnienia wieloletniej zmarzliny (Goździk 1973; French, Goździk 1988; Vandenberghe, Pissart 1993). Nie stwierdzono innych struktur peryglacialnych w osadach dolnego plenivistulianu w osadach basenu uniejowskiego.

Rzeki w warunkach peryglacialnych funkcjonują różnie w zależności od zmienności wielu czynników środowiskowych. W warunkach bardzo ostrego klimatu dolnego plenivistulianu, jak również górnego plenivistulianu, najprawdopodobniej wytworzył się reżim śnieżny arktyczny lub subarktyczny (French 1976; Clark 1988). Przy takich reżimach rzeki płyną tylko przez kilka letnich miesięcy w roku, kiedy temperatury są dodatnie. W rzekach współczesnej Arktyki aż do 75% całkowitego odpływu koncentruje się w ciągu 2 lub 3 tygodni, a nawet kilku dni podczas wiosennego topnienia śniegów i wytapiania lodu z warstwy czynnej zmarzliny. Maksymalne przepływy występują kiedy tajanie śniegu dobiega końca, warstwa czynna jest jeszcze względnie płytka a poziom wód gruntowych wysoki. Zdarza się, że w okresach

tych występują burze. Wtedy też mogą mieć miejsce nawet powodzie w płaskodennych rzekach roztokowych. Warstwa czynna może pozostać źródłem zasilania systemu rzecznoego przez cały okres letni, chociaż wtedy jej grubość jest większa i wzrasta jej zdolność do retencji. Zwiększa się również ewapotranspiracja. W efekcie, w przypadku zaistnienia gwałtownych opadów letnich, system rzeczny reaguje znacznie słabiej, chociaż hydrologiczna reakcja na opady w obszarze ze zmarzliną jest znacznie większa niż w obszarach bez zmarzliny. W pozostałej części roku odpływ w rzekach jest bardzo niewielki, a zimą, jeśli wody zamarzają do dna koryta, przepływ całkowicie zamiera (F r e n c h 1976; C l a r k 1988). Takie warunki hydrologiczne panowały zapewne w dolnym i górnym plenivistulianie w większości rzek Niżu Europejskiego, tym samym również w dolinie Warty.

Transport materiału w środowisku rzeczonym w warunkach peryglacialnych odbywa się w krótkim okresie w ciągu roku i pokrywa się z czasem największych przepływów w rzekach związanych z roztopami. Letni transport jest raczej niewielki. Przeważa transport w obciążeniu dennym, zawieszinowy ma mniejsze znaczenie (C h o r l e y *et al.* 1984; C l a r k 1988).

Kiedy zamierały największe przepływy, transportowany materiał podlegał szybkiej akumulacji. Odpływ koncentrował się w węższej strefie i w efekcie rozległe obszary doliny pokryte materiałem piaszczystym pozostawały wyekspozowane na działanie innych czynników niż procesy rzeczne. W ten sposób tworzyły się obszary alimentacji i warunki dla wzmożonej działalności eolicznej (K o s t e r 1995).

Nieco inne warunki hydrologiczne panują w obszarach, gdzie kształtuje się reżim *muskeg* (F r e n c h 1976; C l a r k 1988). Reżim ten powstaje w miejscach, gdzie występują wilgotne, nizinne obszary tundrowe, na których stagnuje woda. Istotną rolę odgrywa retencja wody w grubej darni tundry trawiastej. W efekcie reakcja systemu rzecznoego na tajanie śniegu i gwałtowne opady jest bardzo spowolniona, intensywność powodzi jest osłabiona, a maksymalne przepływy są mniejsze niż w reżimie arktycznym czy subarktycznym (F r e n c h 1976; C l a r k 1988). Zatrzymywanie w torfowiskach dużej ilości wód roztopowych powoduje poza wymienionymi czynnikami, przedłużenie czasu trwania wysokich stanów wód w okresie wiosennym. W okresie letnim natomiast, wody magazynowane w torfowiskach nie wpływają na podnoszenie przepływów ze względu na zwiększone parowanie (D y n o w s k a 1972). Takie warunki hydrologiczne mogły panować w czasie powstawania serii mineralno-organicznych (serie 10, 12, 14), a więc w środkowym plenivistulianie i na początku górnego plenivistulianu.

W czasie, kiedy rozwinięta była wieloletnia zmarzlina, zmniejszone było zasilanie Warty z obszarów krasowych. Wynikało to z ograniczenia przedostawania się wody do systemu krasowego i braku krążenia wody w skalach. Dowodem na to są stwierdzone przerwy w powstawaniu nacieków jaskiniowych

(Vandenbergh, Pissart 1993; Pazdur *et al.* 1996). Brak, czy też zmniejszenie się zasilania rzeki z systemu krasowego zmniejszało równomierność przepływów w ciągu roku. Kiedy zmarzlina ulegała degradacji, chociażby do nieciągłej czy wyspowej, reaktywowało się zasilanie z obszaru krasowego, co znacznie zmniejszało nierównomierność przepływów (Dynowska 1972; Maksymuk 1993). Miało to miejsce między innymi w środkowym plenivistulianie, kiedy to stwierdzono kilka okresów tworzenia się nacieków jaskiniowych (Pazdur *et al.* 1996).

Środkowy plenivistulian przypada na 3 fazę tlenową (Emilian 1955; Shackleton, Opdyke 1973) i określa się najczęściej jego trwanie na okres od 58 do 25 ka BP. W tym czasie warunki klimatyczne nieco polepszyły się względem dolnego plenivistulianu, chociaż zdarzały się zimne wahnięcia klimatyczne. Generalnie, okres ten odznaczał się klimatem zimnym i wilgotnym (Krzemiński 1965, 1974; Rana, Van Huissteden 1990; Manikowska 1995c). Środkowy plenivistulian jest dobrze rozpoznany w Polsce i w Europie. Istnieje jednak wiele niejasności związanych z wydzielaniem ciepłych okresów interstadialnych.

Behre (1989) wyróżnia dwa okresy interstadialne na początku środkowego plenivistulianu – oerel i glinde – które, jego zdaniem, były najcieplejszymi wahnięciami klimatycznymi w tym okresie. W interstadiale oerel istniały zbiorowiska krzewów przy zmniejszonej ilości roślin zielnych. Interstadiał glinde natomiast, to okres panowania otwartej tundry krzewiastej. Ocieplenie na początku środkowego plenivistulianu zaznacza się w przebiegu krzywej zmienności zawartości izotopu tlenu ^{18}O (Gürot *et al.* 1989) i w przebiegu krzywych temperatur powierzchni Północnego Atlantyku opracowanych na podstawie analizy faunistycznej (Sancetta *et al.* 1973).

Na obszarze Polski, i to w bezpośrednim sąsiedztwie basenu uniejowskiego w tak zwanym obszarze konińskim, znajdują się stanowiska z udokumentowanymi osadami interstadiału maliniec I korelowanego z interstadiałem oerel, a najbliżej położone jest stanowisko Władysławów – około 10 km na zachód od Koźmina (Pazdur *et al.* 1980; Tobolski 1991). W czasie trwania tego interstadiału panowała tundra krzewiasta, średnie temperatury lipca wynosiły 10–11°C, a klimat określony został jako subarktyczny o cechach oceanicznych. Radiowęglowe datowanie osadów interstadiału maliniec I – wskazało, że ich wiek jest starszy od 42 ka BP, natomiast datowanie metodą TL dało wiek 74 ka BP (Pazdur *et al.* 1980; Fedorowicz, Olszak 1988).

W osadach wypełniających północno-zachodnią część basenu uniejowskiego nie stwierdzono osadów tego wieku. Istnieje luka stratygraficzna obejmująca okres starszej części środkowego plenivistulianu, podobnie jak w wielu dolinach środkowej Polski (m.in. Kamiński 1993; Krzyszkowski *et al.* 1993; Goździk 1999).

Według B e h r e'a (1989), w większości przypadków wydzielania młodszych interstadiałów: moershoofd, hengelo i denkamp dokonywane były na podstawie datowań ^{14}C , podczas, gdy brak wyraźnej korelacji stratygraficznej między osadami interstadialnymi, nawet w stanowiskach położonych niedaleko od siebie. Ponadto zauważa on, że wiele datowań ^{14}C dla tego okresu po zestawieniu wyznacza bardziej lub mniej ciągły odcinek czasu od intrestadialu moershoofd po interstadial denekamp. W tym okresie cały Niż Europejski porastała bardziej lub mniej zwarta tundra, a formowanie się poziomów organicznych nie musiało wynikać ze zmian warunków klimatycznych, chociaż stwierdza, że moershoofd ma cechy oddzielnego interstadialu. Opinię tę podziela M a n i k o w s k a (1996), i poddaje w wątpliwość zasadność wydzielania interstadiałów w plenivistulianie, gdyż uważa, że powstawanie poziomów organicznych i glebowych uzależnione było od warunków lokalnych.

Zdaniem K o l s t r u p (1990) stratygrafia plenivistulianu nie jest jeszcze kompletna, ponieważ znajdowane są osady organiczne nie dające się dopasować do wydzielonych jednostek stratygraficznych ani na podstawie danych florystycznych, ani na podstawie datowań. Według B a l w i e r z (1995) różnice florystyczne nie muszą sugerować zróżnicowania temperatur i konieczności wydzielenia kolejnych jednostek stratygraficznych, a mogą wynikać z innych czynników takich jak zmiany wilgotności, obecności lub braku pokrywy śnieżnej czy siły wiatru.

W większości opracowań dotyczących środkowego plenivistulianu stosuje się jednak przypisywanie poziomów organicznych do jednostek interstadialnych. Osady interstadialu moershoofd (49–41 ka BP wg R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990) stwierdzone zostały w formacji Piaski w KWB Bełchatów na podstawie datowań ^{14}C i analizy palinologicznej, która wykazała istnienie w czasie akumulacji osadów organicznych otwartych lasów sosnowych i tundry krzewiastej (K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993). W dolinie Dinkel interstadial ten zaznaczył się jako okres z największymi opadami w środkowym plenivistulianie, a roślinność zmieniała się od tundry krzewiastej do tundry ze średnimi rocznymi temperaturami poniżej -1°C (R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990).

Ramy czasowe interstadialu hengelo określone zostały na 38–36 ka BP (R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990). Interstadial ten dobrze rozpoznany jest w Holandii w stanowisku Grouw (K a s s e, B o h n c k e, V a n d e n b e r g h e 1995) i w dolinie Dinkel (R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990). Dane z tych stanowisk mówią, że klimat był wtedy wilgotny, średnie roczne temperatury były niższe od 0°C i mogły wynosić nawet $-4,5^{\circ}\text{C}$, a panującą formacją roślinną była tundra krzewiasta. Z obszaru Polski można przytoczyć stanowisko Włoszyn w dolinie Uszwicy, gdzie poziom mułu torfowego wydатовano na około 39 ka BP, a szatę roślinną określono jako tundrę parkową (G ł b i c a 1995a).

W kompleksie osadów vistulianu złożonych w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego nie zaznaczył się interstadial moershoofd ani hengelo.

Jak wyżej zostało wspomniane istnieje tu hiatus obejmujący starszą część środkowego plenivistulianu.

Z przeglądu literatury zauważyć można, że interstadiał denekamp jest najczęściej opisywanym okresem interstadialnym środkowego plenivistulianu. Umiejscawiany jest między 32 a 26 ka BP (R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990). Denekamp udokumentowany został między innymi w stanowisku Nowa Huta, przy czym w tym przypadku autorzy opracowania dopuszczają również możliwość powiązania badanego materiału organicznego z interstadiałem hengelo (M a m a k o w a, Ś r o d o Ń 1977), w Basenie Kępna (R o t n i c k i 1987), w formacji Piaski w KWB Belchatów (K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993), w dolinie Sanu pod Babicami, gdzie stwierdzono poziom gleby kopalnej korelowanej z denekampem (P ę k a l a 1973), w stanowisku Kalinko (M a n i k o w s k a 1993), w dolinie Moszczenicy (K a m i Ń s k i 1993). Zestawienia danych dotyczących flory górnego vistulianu w tym denekampu z centralnej Polski dokonała B a l w i e r z (1995). W Holandii interstadiał denekamp opracowany został między innymi w dolinie Dinkel (R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990).

Można również przytoczyć przykłady opracowań, gdzie autorzy nie podejmują się korelowania osadów organicznych datowanych na około 30 ka BP z interstadiałami środkowego plenivistulianu. Są to: stanowisko Kuców w KWB Belchatów (B a l w i e r z, G o Ź d z i k 1999), stanowisko Żabinko (B o h n c k e *et al.* 1995), gleba kopalna w dolinie Wisły (G ę b i c a 1995a), seria organiczna w odkrywcze Adamów w KWB Adamów (S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991), stanowisko Kobbeltgård na wyspie Møn (K o l s t r u p 1993).

W interstadiale denekamp przeważnie stwierdzano istnienie wilgotnych zbiorowisk tundry krzewiastej w chłodnym klimacie arktycznym (M a m a k o w a, Ś r o d o Ń 1977; R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990; B a l w i e r z 1995), gdzie średnie temperatury lipca wynosiły około 10°C (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; K o l s t r u p 1993; K l a t k o w a 1996). Średnie roczne temperatury w Holandii określono na poniżej 0°C (R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990), a dla zlewni Proсны R o t n i c k i (1996) określił je na około -5°C.

Z poziomami organicznymi środkowego plenivistulianu przeważnie związane są struktury peryglacialne. Do tych poziomów dochodziły kliny lodowe tworząc układy poligonalne lub poziomy organiczne rozcinane były przez struktury powstające w późniejszym okresie. Bardzo często osady organiczne poszczególnych interstadiałów są zaburzone na skutek działania procesów mrozowych. Występowanie struktur peryglacialnych, a w szczególności klinów lodowych, świadczy o istnieniu w tym czasie wieloletniej zmarzliny, przy czym przeważnie uważa się, że nie była ona ciągła (R o t n i c k i, T o b o l s k i 1965; V a n H u i s s t e d e n 1990; K o l s t r u p 1993; K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993; V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993; K a s s e, B o h n c k e, V a n

denbergh 1995; Klatkova 1996; Superson 1996; Balwierz, Goździk 1999; Manikowska 1999).

Okresy stadialne środkowego plenivistulianu cechowały się ostrzejszym klimatem – średnie roczne temperatury mogły spadać do -6°C oraz zmianą charakteru zbiorowisk roślinnych z tundry krzewiastej, na tundrę zielną. Prawdopodobnie szata roślinna nie traciła ciągłości przez cały ten okres (Ran, Van Huissteden 1990; Balwierz 1995; Manikowska 1999).

Powszechnie stwierdza się, że w osadach środkowego plenivistulianu zwiększa się zawartość kwarcowych ziaren eolizowanych przy zmniejszającej się ilości ziaren obrabianych w środowisku wodnym. W ówczesnych warunkach wietrznego klimatu i niskich zbiorowisk tundrowych istniały sprzyjające warunki do intensyfikacji procesów eolicznych (Krzyszowski 1990; Ran, Van Huissteden 1990; Kolstrup 1993; Manikowska 1993, 1999; Goździk 1995a). Prawdopodobnie intensywność procesów eolicznych nie zmieniała się w całym środkowym plenivistulianie. Równie zalewowe ówczesnych dolin rzecznych były istotnym źródłem materiału do obróbki eolicznej. Większość osadów eolicznych była akumulowana w środowisku rzeczonym (Van Huissteden 1990).

W profilu osadów vistuliańskich wypełniających basen uniejowski występują dwie serie organiczno-mineralne (seria 10 i 12), które przede wszystkim na podstawie datowań ^{14}C powiązane zostały z młodszą częścią środkowego plenivistulianu. Dla serii 10 wykonano 5 datowań: $>37\,200\text{ BP}$ (Gd 7969), $31\,740 \pm 1\,100\text{ BP}$ (Lod 878), $>30\,000\text{ BP}$ (Lod 694), $28\,600 \pm 260\text{ BP}$ (Lod 700), $24\,200 \pm 300\text{ BP}$ (Lod 659). Seria 12 datowana była dwukrotnie z następującymi wynikami: $29\,950 \pm 900\text{ BP}$ (Lod 769) i $26\,290 \pm 580\text{ BP}$ (Lod 879). Z wyników analiz palinologicznych wykonanych dla serii 10 wynika, że powstawała ona w zimnym arktycznym klimacie, gdzie panującymi zbiorowiskami roślinnymi była tundra z brzozą i wierzbą krzewinkową. Taki obraz pyłkowy jest charakterystyczny dla całego środkowego plenivistulianu i na jego podstawie nie można bliżej określić pozycji stratygraficznej osadu.

Serie organiczno-mineralne korelowane z interstadiem denekamp oddzielone są dość miąższą, fluwialną serią piaszczysto-żwirową (seria 11). Rozdzielenie poziomów organicznych czy organiczno-mineralnych przypisywanych do jednego interstadialu osadami piaszczystymi nie jest sytuacją wyjątkową i udokumentowane zostało na przykład w dolinie Dinkel (Ran, Van Huissteden 1990) i w stanowisku Grouw również w Holandii (Kasse, Bohneke, Vandenberghe 1995). Zjawisko to tłumaczone jest ewolucją agradującej rzeki anastomozującej, czy jak proponuje Kasse (1998) *anabranching* typu 2. Powstanie serii mineralnych nie wynika więc ze zmian klimatycznych. Stosunkowo gruboziarnisty materiał serii 11 oraz struktury sedymentacyjne charakterystyczne dla rzeki roztokowej skłaniają do innego wyjaśnienia powstania tej serii. Istnieje bardzo duże prawdopodobieństwo, że

akumulacja serii II wynikała ze zmian jakie zaszły w dolinie Warty w południowej części basenu uniejowskiego między Jeziorskiem i Brodnią a Turkiem i Uniejowem. Nastąpiła tam zmiana drogi odpływu Warty, która wcześniej płynęła dzisiejszą doliną Teleszyny, czyli łukiem wybrzuszonym na zachód. Po zmianie Warta płynie łukiem wybrzuszonym na wschód. W efekcie powstał odcinek przelomowy, w którym zachodzić musiała intensywna erozja a wynoszony materiał składany był na płaskim i rozległym terenie północnej części basenu uniejowskiego. Tak więc powstanie serii II związane jest ze zmianą czynników lokalnych w dolinie. Pozostaje jeszcze pytanie co spowodowało zmianę biegu Warty. Mogło to być skutkiem zaistnienia katastrofalnej powodzi ale także procesów neotektonicznych. Kwestia ta nie została dotychczas rozwiązana.

W osadach związanych z okresem środkowego plenivistulianu w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego zarejestrowany został pewien wzrost zawartości ziaren eolizowanych, mogący świadczyć o stałej aktywności procesów eolicznych. W osadach Polski środkowej z tego okresu znajduje się przeważnie 30 do 40% ziaren eolizowanych (G o ł d z i k 1980; K r z y s z k o w s k i 1990; M a n i k o w s k a 1993, 1995c), przy czym zauważono, że w tym okresie notowana jest największa zawartość ziaren pośrednich ze śladami obróbki eolicznej (M a n i k o w s k a 1993, 1995c). Taka tendencja występuje również w osadach północno-zachodniej części basenu uniejowskiego.

Górny plenivistulian przypada na 2 fazę tlenową (E m i l i a n i 1955; S h a c k e l t o n, O p d y k e 1973), a jego ramy czasowe określono na 27–25 do 14–13 ka BP (V a n H u i s s t e d e n 1990; V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993; V a n d e r H a m m e n 1995). Generalnie był to okres największego w vistulianie ochłodzenia klimatu skutkującego rozwojem zlodowacenia, które objęło część Niżu Europejskiego. Na początku tego okresu, między 23 a 21 ka BP, nastąpiło jednak nieco cieplejsze wahnięcie klimatyczne, które zaznacza się na krzywych zmian temperatury powietrza w vistulianie (V a n d e r H a m m e n 1995) oraz w przebiegu krzywych zmian temperatury powierzchni Północnego Atlantyku (S a n c e t t a *et al.* 1973).

Takiego wieku jest górny poziom organiczny w stanowisku Konin–Maliniec określany jako Maliniec II. W czasie tworzenia się tego poziomu egzystowała tundra mszysta z turzycami i krzewinkowymi wierzbami a klimat był środkowo-arktyczny o cechach oceanicznych, ze średnimi temperaturami rocznymi rzędu -6 do -8°C (P a z d u r *et al.* 1980; T o b o l s k i 1991). W stanowiskach Lublinek i Bełchatów IV udokumentowane zostały poziomy organiczne podobnego wieku wskazujące na istnienie zbiorowisk nieciągłej tundry (T u r k o w s k a 1988, 1990; M a n i k o w s k a 1992b; B a l w i e r z 1995). W stanowisku Kobbegård (wyspa Mon) również stwierdzona została roślinność tundry trawiastej z początku górnego plenivistulianu. Średnie temperatury lipca wynosiły 5 do 10°C, a średnie temperatury stycznia -5 do -10°C. Ponadto

stwierdzono tam występowanie pseudomorfoz po klinach lodowych (K o l s t r u p 1993).

W profilu osadów vistuliańskich w obrębie północno-zachodniej części basenu uniejowskiego znajduje się cienka seria osadów organicznych (seria 14) datowana metodą ^{14}C na $18\,480 \pm 230$ BP (Lod 768), tworząca się w warunkach surowego klimatu, który pod koniec akumulacji serii jeszcze się zaostriżył. Tundrowe zbiorowiska roślinne składały się przede wszystkim z turzycowatych i traw. Od tego poziomu organicznego rozwijały się epigenetyczne struktury klinów lodowych. W górnym plenivistulianie roślinność mogła egzystować w osłoniętych i wilgotnych miejscach nawet podczas największego nasilenia zimna (B a l w i e r z 1995). Czas tworzenia się tej serii przypadał na okres największego rozprzestrzenienia się ostatniego zlodowacenia.

Obecnie maksimum ostatniego zlodowacenia datuje się na 20 ka BP i wyznacza go moment maksymalnego rozprzestrzenienia się lądolodu w fazie leszczyńskiej, przy czym istnieje pogląd, że w obszarze na wschód od Konina najdalej na południe dotarł jednak lądolód fazy poznańskiej, którego maksymalne rozprzestrzenienie datuje się na 18,8 ka BP (K o z a r s k i 1995). Koncepcja, mówiąca o przekroczeniu przez lądolód pradoliny warszawsko-berlińskiej na wschód od Konina wysuwana była między innymi przez Ł y c z e w s k ą (1960), R u t k o w s k i e g o (1967), M a ń k o w s k ą (1980, 1983), G o g o ł k a i M a ń k o w s k ą (1989) i T r z m i e l a (1996). Przeciwny pogląd reprezentowali natomiast H a l i c k i (1950), K r y g o w s k i (1959), G a l o n (1968), M o j s k i (1968), K ł y s z (1981), R o t n i c k i (1987), S t a n k o w s k i (1992), K o z a r s k i (1995).

Maksymalny zasięg fazy leszczyńskiej proponowany na mapie geologicznej w skali 1:200 000 arkusz Konin (M a ń k o w s k a 1980) poprowadzony został lobem obejmującym Wysoczyznę Turecką. W objaśnieniach do tego samego arkusza M a ń k o w s k a (C i u k, M a ń k o w s k a 1981) stwierdza, że lądolód północnopolski przekroczył pradolinę warszawsko-berlińską i pokrył lodem nisko położone powierzchnie Kotliny Pyzdrowskiej i Kotliny Uniejowskiej, podczas gdy masyw Złotej Góry stanowił dział morfologiczny między tymi lobami. Pagórki morenowe znajdujące się na zboczach masywu stanowią strefę marginalną lobów pyzdrzańskiego i uniejowskiego. M a ń k o w s k a podkreśla, że jej poglądy „na zagadnienie stratygrafii osadów i zasięgu zlodowacenia północnopolskiego na obszarze arkusza Konin, nie są zgodne z opinią Redaktora Mapy“, stąd rozbieżności między treścią mapy geologicznej a informacjami zawartymi w objaśnieniach. Podobne poglądy zawarte są w objaśnieniach do Szczegółowej Mapy Geologicznej w skali 1:50 000 arkusz Tuliszków (M a ń k o w s k a 1983) oraz w artykule autorstwa G o g o ł k a i M a ń k o w s k i e j (1989). Zdaniem G o g o ł k a i M a ń k o w s k i e j w obniżeniach glina zwałowa ma tworzyć zwartą, chociaż cienką pokrywę, a w części południowej występuje w postaci płatów, natomiast na stokach kulminacji, które nie były pokryte lodem, znajdują

się gliny ablacyjne. Średnia miąższość gliny wynosi 1–2 m i opisywana jest jako glina żółta i jasnobrązowa, miejscami silnie mulkowata, ze stosunkowo małą zawartością materiału zwirowego i kamienistego. Taka glina przykrywa organiczne lub organiczno-mineralne osady wypełniające zbiorniki jeziorne, które poddano analizom palinologicznym. Ustalono, że „flory te pochodzą z okresu po optimum klimatycznym interglacjalu (interstadialu), do którego zalicza się także florę kopalną z Konina–Marantowa”. Datowania osadów wypełnień zbiorników metodą radiowęglową dały wyniki od około 21 ka BP do około 41 ka BP. Flora Konina–Marantowa według B o r ó w k o - D l u ż a k o w e j (1969, 1979) odpowiadać miała brörupowi. Taka korelacja wzbudziła wiele kontrowersji, aż T o b o l s k i (1991) stwierdził, że spektra pyłkowe z Konina–Marantowa najbardziej zbliżone są do spektrów pyłkowych osadów organicznych ze Zbójna. Tak więc występowanie zbiorników wypełnionych osadami organicznymi, korelowanymi z florą Konina–Marantowa przykrytych gliną nie określa wieku tej gliny na vistulian, a tym samym nie dowodzi tego, że obszar ten był objęty ostatnim zlodowaceniem.

Na arkuszu Turek Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski obejmującym północno-zachodnią część basenu uniejowskiego, zasięgiem zlodowacenia bałtyckiego objęty był teren na zachód od doliny Kielbaski (T r z m i e l 1996).

Zdaniem K ł y s z a (1981) lądolód ostatniego zlodowacenia nie wkroczył na obszar Wysoczyzny Tureckiej, a istniejące tu formy są tworami poligencycznymi, w budowie których zaznaczają się wpływy podłoża sztywnego oraz efekty dynamicznego oddziaływania kolejnych lądolodów. Ostatnim lądolodem, który zaznaczył tu swoją obecność był jego zdaniem lądolód warty. Pozostały płaty gliny zwałowej moreny dennej oraz formy powstałe na skutek deglacjacji arealnej – stoliwa kemowe, terasy kemowe, kemy i ozy. Prawdopodobnie osady określone jako gliny ablacyjne północnopolskie przez G o g o l k a i M a ń k o w s k ą (1989), K ł y s z (1981) opisuje również jako gliny ablacyjne, tyle że warciańskie.

Zgromadzone dane dotyczące górnego plenivistulianu w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego sugerują, że zasięg zlodowacenia północnopolskiego nie mógł być taki jak proponują G o g o l e k i M a ń k o w s k a (1989). Określony został wiek i geneza osadów na podstawie badań teksturalnych i strukturalnych oraz datowań ^{14}C i analiz palinologicznych. Udokumentowane są osady z okresu ostatniego zlodowacenia, które powstawały w środowisku fluwialnym oraz osady fitogeniczne, nie stwierdzono natomiast osadów glacialnych lub fluwioglacialnych z vistulianu. Mało prawdopodobne jest również aby lądolód znajdował się na zachód od doliny Kielbaski, tak jak proponuje T r z m i e l (1996).

Okres ostatniego zlodowacenia na obszarach ekstraglacialnych odznaczał się panowaniem bardzo zimnego klimatu, w którym roślinność przetrwała tylko w wyjątkowych miejscach, w których panowały sprzyjające ku temu warunki.

Poza tymi miejscami panowała pustynia arktyczna (K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993; M a n i k o w s k a 1995c, 1996; M a d e y s k a 1998). K o l s t r u p (1990) twierdzi, że w czasie maksimum zlodowacenia sprzyjające warunki dla rozwoju roślinności istniały na stokach pingo ze względu na dobry drenaż i podaje przykład stanowiska w Holandii, w którym znaleziono ślady pingo, na powierzchni którego rosły brzozy karłowate datowane na około 18 ka BP. Możliwość przetrwania drzew sygnalizuje również M a d e y s k a (1998).

Średnie temperatury lipca nie przekraczały 5°C (K l a t k o w a 1996), a średnie roczne temperatury określono na -12 do -20°C (K o z a r s k i 1995). W Danii średnie temperatury lata określono na 6 do 10°C, a zimy na -18 do -22°C (K o l s t r u p 1986). Rekonstrukcja temperatur dokonana na podstawie szczątków owadów dla obszaru Wysp Brytyjskich wykazała, że w okresie 22–18 ka BP temperatury lata wynosiły około 10°C, a zimy około -16°C (A t k i n s o n *et al.* 1987). Klimat tego okresu był suchy, z roczną sumą opadów ≤ 100 mm według K o z a r s k i e g o (1995), a według R o t n i c k i e g o (1996) około 200 mm.

W ekstraglacialnych dolinach rzecznych w górnym plenivistulianie zachodziła intensywna akumulacja osadów piaszczystych lub piaszczysto-żwirowych. Rzeki tego okresu miały charakter roztokowy (m.in. K o z a r s k i 1983; R o t n i c k i 1987; R o t n i c k i, M ł y n a r c z y k 1989, T u r k o w s k a 1997). Często podkreślane jest, że osady korelowane z maksimum zlodowacenia nie zawierają materii organicznej (G o ź d z i k 1995a; G o ź d z i k, Z i e l i Ń s k i 1997). Na wysoczyznach i w dolinach denudacyjnych jako ekwiwalent osadów rzek roztokowych powstawały poziomy kamieniste (K l a t k o w a 1965; K r z e m i ń s k i 1965, 1974; D y l i k 1967; D y l i k o w a 1970; T u r k o w s k a 1975, 1995, 1997; T u r k o w s k a, W i e c z o r k o w s k a 1985; G o ź d z i k 1999).

Pustynia arktyczna z bardzo skąpą roślinnością, ograniczoną tylko do miejsc, w których mogła egzystować oraz rzeki roztokowe, które prawdopodobnie tylko w krótkich okresach niosły wody całą swoją szerokością, podczas gdy przez resztę roku osady rzeczne wystawione były na działanie innych czynników, stwarzały bardzo dobre warunki do intensyfikacji procesów eolicznych. W osadach górnego plenivistulianu notuje się gwałtowny wzrost zawartości ziaren eolizowanych do 60–70%, przy czym nie znajduje się form eolicznych z tego okresu. Materiał eoliczny akumulowany był w środowisku wodnym (V a n H u i s t e d e n *et al.* 1986; K r z y s z k o w s k i 1990; M a n i k o w s k a 1993, 1995c; G ę b i c a 1995a; G o ź d z i k 1995a, c; K a s s e, V a n d e n b e r g h e, B o h n c k e 1995; K o s t e r 1995; S u p e r s o n 1996).

Seria rzeki roztokowej z górnego plenivistulianu (seria 15) w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego jest bardzo szeroko rozprzestrzeniona na całej powierzchni tego basenu. Posiada wszelkie cechy rzek z tego okresu. Pozbawiona jest domieszek organicznych, a w jej osadach wyraźnie zwiększa

się zawartość ziaren obrabianych w środowisku eolicznym, przy spadku zawartości ziaren pośrednich ze śladami obróbki eolicznej i ziaren obrabianych w środowisku wodnym. Istotne jest tu również zmniejszenie się odsetka ziaren nie obrobionych. W stropie serii zapisane jest zmniejszanie się energii rzeki roztokowej poprzez akumulowanie osadów w postaci struktur sedymentacyjnych o coraz mniejszej skali.

Reżim rzeczny był śnieżny arktyczny lub subarktyczny (F r e n c h 1976; C l a r k 1988) a zasilanie ówczesnej Warty z obszarów krasowych zostało zablokowane, za sprawą wieloletniej zmarzliny, o obecności której świadczy brak nacieków jaskiniowych z tego okresu (V a n d e n b e r g h e, P i s s a r t 1993; P a z d u r *et al.* 1996).

Późny vistulian wraz z holocenem przypada na 1 fazę tlenową (E m i l i a n i 1955; S h a c k e l t o n, O p d y k e 1973). Granice czasowe późnego vistulianu określone są na 14–13 do 10,25 ka BP (K o z a r s k i 1981, 1991; K a s s e, V a n d e n b e r g h e, B o h n c k e 1995; V a n d e r H a m m e n 1995). W niektórych opracowaniach za dolną granicę późnego vistulianu uznawany jest początek fazy epe datowanej na 15–14 ka BP, w Polsce określanej mianem kamion (M a n i k o w s k a 1992a; 1999). Późny vistulian był okresem bardzo nierównomiernego poprawiania się klimatu i bardzo znaczących przemian środowiska naturalnego przy przechodzeniu od glacialu do interglacialu. W tym okresie rozpoczęła się powszechnie degradacja wieloletniej zmarzliny (G o ź d z i k 1992).

W najstarszym dryasie klimat zmienił się od arktycznego do subarktycznego ze średnimi temperaturami lipca 7°C, a stycznia -24°C (T o b o l s k i 1998). Średnie roczne temperatury określono na -1°C (K o z a r s k i, N o w a c z y k 1995). Panującą formacją roślinną był tundra krzewinkowa (K r a j e w s k i, B a l w i e r z 1985; K o z a r s k i 1995; K o z a r s k i, N o w a c z y k 1995; T o b o l s k i 1998). Najstarszy dryas charakteryzowany jest jako pierwszy w późnym vistulianie okres tworzenia się piasków pokrywowych i wydym, które były akumulowane dzięki odradzającej się szacie roślinnej (K r z e m i Ń s k i 1965, 1974; K r a j e w s k i 1977; M e n k e 1982; K r a j e w s k i, B a l w i e r z 1985; K r z y s z k o w s k i 1990; G o ź d z i k 1995b; M a n i k o w s k a 1999).

Przejście od klimatu subarktycznego najstarszego dryasu do klimatu borealnego a nawet umiarkowanego na początku interstadiału bölling odbyło się bardzo szybko (J o h n s e n *et al.* 1992; T o b o l s k i 1998). Tempo zmian klimatu przy przechodzeniu od chłodnych do ciepłych okresów późnego vistulianu było gwałtowne i szacowane jest na zaledwie kilka dekad (D a n s g a r d *et al.* 1989; A l l e y *et al.* 1993). Z wielu opracowań, szczególnie z ostatniego dziesięciolecia wynika, że interstadiał bölling był wyraźnie cieplejszy od młodszego interstadiału alleröd. Są to wnioski formułowane na podstawie zmienności izotopu ^{18}O (D a n s g a r d *et al.* 1989; J o h n s e n *et al.* 1992) oraz

na podstawie analiz szczątków owadów (Atkinson *et al.* 1987; Tobolski 1998). Na podstawie danych z osadów Jeziora Lednickiego określono średnie temperatury lipca dla böllingu na 16°C, natomiast średnie temperatury stycznia na -8°C (Tobolski 1998). W stanowisku Żabinko w dolinie Warty średnie temperatury lipca określone zostały na 14 do 16°C, a klimat na umiarkowany zimny (Lemdał 1991a; Bohncke *et al.* 1995). Według Atkinsona *et al.* (1987) w Walii i Anglii klimat 12,5 ka BP był równie ciepły jak obecnie, ale bardziej kontynentalny, ze średnimi temperaturami lata 17°C i średnimi temperaturami zimy -1°C. Podobne spostrzeżenia co do północnej Szkocji sformułowali Maizels i Aitken (1991). Tak znaczny wzrost temperatur wynikał z uruchomienia ciepłego prądu pra-Zatokowego (Goslar 1996; Madysek 1999). W böllingu zwiększyły się również opady w skali roku (Bohncke, Vandenberghe 1991; Starkel 1991b; Kasse, Vandenberghe, Bohncke 1995).

Dotychczas warunki klimatyczne rekonstruowane były najczęściej na podstawie roślinności. Kolsrup (1990) zauważa, że roślinność nie nadążała za szybkimi zmianami klimatu jakie zachodziły w późnym vistulianie. Szybkie zmiany klimatu słabo odzwierciedlała migracja drzew, które potrzebują na to stosunkowo dużo czasu i wykształcenia odpowiednich gleb. Atkinson *et al.* (1987) twierdzą, że do określania paleotemperatur plejstocenu bardzo dobrze nadają się szczątki mięsożernych chrząszczy, gdyż różne gatunki tych owadów mają dokładnie określone warunki jakie preferują do życia i są w znacznym stopniu niezależne od roślinności.

Roślinność böllingu określana jest jako lasy brzoźowe (Tobolski 1998) lub tundra parkowa (Kozarski 1991; Tobolski 1988). W stanowisku Rośle Nowe koło Dąbia nad Nerem roślinność starszej części böllingu określona została jako luźne lasy brzoźowe z domieszką sosny, które w młodszej części böllingu zastąpiły lasy sosnowe (Krajewski, Balwierz 1985). Na południu Polski w tym okresie istniały lasy brzoźowo-sosnowe (Klimek 1995).

Ochłodzenie klimatu wyznaczające starszy dryas prawdopodobnie było bardzo krótkie i mogło trwać zaledwie 200 lat (Johnson *et al.* 1992; VanderHammen 1995). W niektórych opracowaniach starszy dryas opisywany jest jako okres spadku udziału drzew w zbiorowiskach roślinnych i występowania tundry krzewiastej z brzoźami (Gębica 1995a; Kozarski, Nowaczyk 1995). Czasem wydzielany jest jeden okres interstadialny w późnym vistulianie – bölling/alleröd, w którym nie notowane są zmiany w szacie roślinnej, a co najwyżej w gatunkach owadów (Tobolski 1998). Starszy dryas bywa też charakteryzowany jako okres nie różniący się od böllingu i allerödu pod względem warunków termicznych, a tylko jako okres zmniejszenia się wielkości opadów (Kasse, Vandenberghe, Bohncke 1995).

Na starszy dryas datuje się główną fazę wydymotwórczą (D y l i k o w a 1967; M a n i k o w s k a 1985, 1992a). Wzmocnienie procesów eolicznych zanotowano w wielu stanowiskach (K r a j e w s k i 1977; K o z a r s k i 1991; B o h n c k e *et al.* 1995; K a s s e, V a n d e n b e r g h e, B o h n c k e 1995; K o z a r s k i, N o w a c z y k 1995; G o ź d z i k 1999).

Przemiany środowiska późnego vistulianu w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego zapisały się znaczącymi zmianami. W okresie przechodzenia od górnego plenivistulianu do późnego vistulianu nastąpiło skoncentrowanie odpływu w węższej strefie. O warunkach jakie panowały w böllingu w obszarze basenu uniejowskiego wiadomo niewiele, gdyż jak dotąd jedynym śladem tego okresu jest kopalne koryto, o strukturze osadów sugerującej, że mogło mieć charakter meandrowy. Prawdopodobnie przepływy w tamtym czasie były wyrównane w ciągu roku, brak bowiem osadów facji pozakorytowej z tego czasu.

Na podstawie ogólnej znajomości przemian środowiska na początku późnego vistulianu przypuszczać można, że w böllingu, na rozległym obszarze północno-zachodniej części basenu uniejowskiego pokrytym piaskami pozostawionymi przez rzekę roztokową z górnego plenivistulianu, rozciętym nielicznymi korytami rzek, zaczynała rozwijać się gleba przy udziale pionierskiej roślinności, a w starszym dryasie miały miejsce procesy eoliczne. Obszar basenu mógł być obszarem alimentacji dla wydym powstających w międzyrzeczu Warty i Neru opisywanych przez K r a j e w s k i e g o (1977).

W interstadiale alleröd doszło do rozwoju luźnych lasów brzoźowo-sosnowych (m.in. M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; K o z a r s k i 1991; B o h n c k e *et al.* 1995; K o z a r s k i, N o w a c z y k 1995; M a d e y s k a 1998; R a l s k a - J a s i e w i c z o w a *et al.* 1998; T o b o l s k i 1998). Na południu Polski występowały już lasy sosnowe (G ę b i c a 1995a). Panował wtedy klimat borealny, prawdopodobnie nieco chłodniejszy niż w böllingu, ze średnimi temperaturami lata 13°C i średnimi temperaturami zimy -9°C (B o h n c k e *et al.* 1995; T o b o l s k i 1998). Z zawartości izotopu ^{18}O w rdzeniach lodowych z Grenlandii również wynikało, że alleröd był chłodniejszy niż bölling (J o h n s e n *et al.* 1992). Rekonstrukcje klimatu tego okresu oparte na analizie zbiorowisk roślinnych sugerowały, że klimat był cieplejszy, ze średnimi temperaturami lipca sięgającymi 17°C (K o z a r s k i 1995; K o z a r s k i, N o w a c z y k 1995) lub 13–16°C (R a l s k a - J a s i e w i c z o w a *et al.* 1998). Po suchszym starszym dryasie, na początku allerödu zwiększyły się opady, by pod koniec tego okresu znów się zmniejszyć (R o t n i c k i 1991; B o h n c k e *et al.* 1991; K a s s e, V a n d e n b e r g h e, B o h n c k e 1995). W allerödzie zahamowane zostały procesy eoliczne przez dobrze rozwiniętą już szatę roślinną. Śladem utrwalenia wydym przez roślinność są poziomy glebowe (M a n i k o w s k a 1966, 1992a; K r a j e w s k i 1977; K o z a r s k i, N o w a c z y k 1995).

W niektórych dolinach rzecznych zanotowano tworzenie się torfowisk – na przykład w dolinie Wisły (Gębica 1995a; Pożaryski *et al.* 1999).

Ochłodzenie klimatu przy przejściu od allerödu do młodszego dryasu nastąpiło w ciągu 150 lat (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998). Klimat zmienił się od borealnego do subarktycznego, średnie temperatury lipca spadły do 10°C, a średnie temperatury stycznia w najzimniejszym okresie młodszego dryasu do -18°C (Bohncke *et al.* 1995; Kozarski 1995; Klatkova 1996; Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998; Tobolski 1998). Wyraźny spadek temperatur zanotowano również w Europie Zachodniej i na Wyspach Brytyjskich (Atkinson *et al.* 1987; Vandenbergh, Pissart 1993; Kasse 1995a, b), jak również w obszarze północnego Atlantyku (Johnsen *et al.* 1992). Sumy rocznych opadów na początku młodszego dryasu zwiększyły się do 600 mm według Rotnickiego (1991), natomiast w młodszej części tego okresu zmniejszyły się do około 450 mm (Bohncke *et al.* 1995; Kasse, Vandenbergh, Bohncke 1995).

Zmiana klimatu w młodszym dryasie poskutkowała zmianami w szacie roślinnej. Wycofały się na południe zbiorowiska otwartych lasów sosnowo-brzozowych, a wykształciła się mozaika płatów tundry, stepów i lasotundry ze znacznym udziałem jałowca (Kozarski 1991; Kozarski, Nowaczyk 1995; Madeyska 1998; Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998; Tobolski 1998).

Znaczące ochłodzenie w młodszym dryasie wstrzymało degradację wieloletniej zmarzliny, która mogła mieć wtedy charakter zmarzliny nieciągłej lub wyspowej (Brown 1991; Góździk 1995c). Jednak brak znalezisk struktur, jak na przykład pseudomorfozy po klinach lodowych, których powstawanie jest ściśle związane z istnieniem wieloletniej zmarzliny (Kozarski 1991). Przyczyną braku tych struktur w młodszym dryasie mogło być nie występowanie w tym czasie gwałtownych i znacznych spadków temperatur powodujących kontrakcję termiczną (Góździk 1973, 1995f). Dopuszczana jest możliwość rozwijania się w młodszym dryasie zmarzliny inicjalnej lub wzrostu przemarzania sezonowego, o czym świadczą szczeliny mrozowe lub inicjalne kliny lodowe (Bohncke *et al.* 1995; Kasse 1995b).

W młodszym dryasie odnotowywane jest wzmożenie aktywności eolicznej, co skutkowało przemodelowaniem już istniejących wydym i często przykryciem piaskami eolicznymi allerödskich horyzontów glebowych (Krajewski 1977; Manikowska 1992a).

W młodszej części allerödu na szeroko rozprzestrzenionej równinie aluwialnej w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego powstało torfowisko. Powstanie tego torfowiska wiązało się z podniesieniem poziomu wód gruntowych na obszarze basenu i zaistnieniem dostatecznie wilgotnego środowiska. Na torfowisko nie docierały powodzie, na co może wskazywać brak przewarstwień piaszczystych w torfie. Z analiz palinologicznych wynika, że torf powstawał

w warunkach chłodnego i wilgotnego klimatu. Podmokłe siedliska zajęte były przez zbiorowiska turzycowatych i traw a poza obszarem torfowiska istniał otwarty las sosnowy z niewielką domieszką brzozy. Podnoszeniu się wód gruntowych towarzyszyło rozprzestrzenianie się torfowiska. W miejscach, gdzie torfowisko zostało podtopione powstały płytkie zbiorniki wody stojącej, w których akumulowana była gytia mułowa. Okres akumulacji limnicznej i torfowiskowej w nieco wyżej położonych miejscach wiązany jest już z początkiem młodszego dryasu. Lasy sosnowe ustąpiły miejsca zbiorowiskom ze znacznym udziałem brzozy i zwiększonym udziałem roślin zielnych światłolubnych, a brzegi zbiornika porastały zarośla wierzb. Niepokój palinologa co do prawidłowego przyporządkowania stratygraficznego budzi brak pyłku jałowca, jako krzewu powszechnie występującego w młodszym dryasie (Turkowska *et al.* 2000).

W młodszej części młodszego dryasu doszło do zdrenowania wód zbiornika a zarazem do ogarnięcia jego terenu działalnością wód powodziowych. W okresie tym wytworzył się system wielokorytowy *anabranching* typu 2 (Nanson, Knighton 1996; Turkowska *et al.* 2000). Powstało środowisko rzeczne odznaczające się tendencją do agradacji. Poza korytami powstały wtedy rozległe pokrywy osadów piaszczystych facji powodziowej określanych jako mada piaszczysta. W przeważającej mierze osady te stanowią współczesną powierzchnię terenu północno-zachodniej części basenu uniejowskiego. Koryta z młodszego dryasu wykorzystywane były przez cieki holocenijskie. W niektórych przypadkach znajdowano holocenijskie wypełnienia koryt w stanie kopalnym, zdarza się również, że współczesne cieki wykorzystują szlaki pozostałe po młodszym dryasie (Turkowska *et al.* 2000).

Pomimo intensywnego działania procesów eolicznych w chłodniejszych, dryasowych okresach późnego vistulianu nie notuje się w osadach eolicznych tego okresu wzrostu eolizacji ziaren kwarcowych. Źródłem materiału były osady obrabiane w środowisku eolicznym w górnym plenivistulianie (Mankowska 1992b). Czas oddziaływania procesów eolicznych w okresach dryasowych prawdopodobnie był zbyt krótki aby mogły zaznaczyć się wyraźne zmiany w morfologii powierzchni ziaren kwarcowych, gdyż przy szczególnie sprzyjających warunkach potrzeba na to około 1000 lat (Gózdziak 1995d).

W osadach z późnego vistulianu pokrywających północno-zachodnią część basenu uniejowskiego nie stwierdzono wzrostu eolizacji ziaren kwarcowych. Występują tu wydmy lub pola piasków eolicznych, które nie były dotąd badane. Są to formy niewielkie, w przeciwieństwie do tych występujących po wschodniej stronie Warty. Zdaniem Krygowskiego (1974) na niewielki rozmiar wydym w basenie uniejowskim miała wpływ topografia Wysoczyzny Tureckiej. Wzniesienia tej wysoczyzny osłaniały basen przed intensywnym działaniem wiatrów zachodnich, które były głównym czynnikiem wydymotwórczym. Można założyć, że ewolucja wydym na prawym brzegu Warty była podobna jak

położonych około 10 km na wschód wydmy badanych przez K r a j e w s k i e - g o (1977), a materiał do ich tworzenia się pochodził z piaszczystej powierzchni powstałej po wycofaniu się rzeki roztokowej w najstarszym dryasie oraz z piaszczystej równi zalewowej z młodszego dryasu.

W późnym vistulianie w większości rzek zaszły bardzo istotne zmiany w dolinach rzecznych, wyrażające się zmianą tendencji agradacyjnych na erozyjne oraz zmianą w sposobie rozwinięcia rzek z roztokowego na meandrowy (m.in. S k o m p s k i 1971; S z u m a ń s k i 1986; T u r k o w s k a 1988; R o t n i c k i 1991; S t a r k e l 1991a, b; G ę b i c a 1995a). Odmienne rozwijał się w tym czasie basen uniejowski, ale to zagadnienie rozwinięte zostanie w następnym rozdziale.

Zmiana chłodnego i suchego klimatu młodszego dryasu na umiarkowany klimat preborealu nastąpiła prawdopodobnie bardzo szybko, przez niektórych autorów czas ten określany jest na zaledwie kilka dekad (D a n s g a a r d *et al.* 1989; J o h n s e n *et al.* 1992), a według A l l e y a *et al.* (1993) mogło to trwać zaledwie 41 lat.

FAZY EROZJI I AKUMULACJI ORAZ PRZEMIANY UKŁADU KORYT RZECZNYCH W OBRĘBIE BASENU UNIEJOWSKIEGO NA TŁE EWOLUCJI WYBRANYCH DOLIN NIŻOWYCH

Zagadnienie rozwoju dolin rzecznych w vistulianie było wielokrotnie podnoszone przez wielu badaczy rozpatrujących to zjawisko w różnych aspektach, od badań koncentrujących się przede wszystkim na procesach fluwialnych (K r z e m i ń s k i 1974; L ü t t i g, M e y e r 1974; K o z a r s k i, R o t n i c k i 1978; J a ń c z a k 1981; K o z a r s k i 1983; A n t c z a k 1986; G o n e r a 1986; S z u m a ń s k i 1986; G o n e r a, K o z a r s k i 1987; T u r k o w s k a 1988; R o t n i c k i 1987; K a m i ń s k i 1993; A n d r z e j e w s k i 1994; G ę b i c a 1995a, b; B u r a c z y ń s k i 1996; S u p e r s o n 1996; H o u b e n 1997), poprzez badania typowo sedymentologiczne (Z i e l i ń s k i, L e w a n d o w s k i 1990; G o ń d z i k, Z i e l i ń s k i 1996, 1999; W y s o t a *et al.* 1996) po prace mające na celu rekonstrukcje paleogeograficzne w oparciu o przemiany dolin rzecznych (M e n k e 1982; R o t n i c k i, L a t a ł o w a 1986; K r z e m i ń s k i 1989; K r z y s z k o w s k i 1990; V a n H u i s s t e d e n 1990; R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990; B o h n c k e, V a n d e n b e r g h e 1991; B r o w n 1991; H a r a s i m i u k 1991; K o z a r s k i 1991; M a i z e l s, A i t k e n 1991; K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993; B o h n c k e *et al.* 1995; K a l i c k i, Z e r n i c k a y a 1995; K a s s e 1995a, b, 1998; K a s s e, B o h n c k e, V a n d e n b e r g h e 1995; K o z a r s k i, N o w a c z y k 1995; M a n i k o w s k a 1995b, 1996; M o l 1995; V a n d e r H a m m e n 1995).

Podczas ostatniego okresu zimnego, na obszarach niezłodowaconych, w rzekach Polski i całego Niżu Europejskiego występowały naprzemienne fazy erozji i akumulacji. W sprzyjających warunkach w osadach rzecznych zapisane zostały istotne informacje o przemianach zachodzących w dolinach rzecznych jak i bezpośrednio i pośrednio o przemianach całokształtu środowiska naturalnego.

Badania dolin rzecznych w kontekście odtwarzania dawnego klimatu i jego przemian zapoczątkowane zostały w latach 60-tych między innymi przez Falkowskiego (1967). Od tego czasu rozpoznano dość dokładnie etapy rozwoju wielu dolin rzecznych.

Za punkt wyjścia dla analizy dolin rzecznych w vistulianie bardzo często przyjmuje się fazę erozji kataglacjalnej zlodowacenia warty. Erozja wyraźnie zaznaczyła się w dolinach Wyżyny Łódzkiej (Turkowska 1988, 1999), w dolinie środkowej Warty (Krzemiński 1965, 1974), w dolinie górnego i środkowego Wieprza (Harasimiuk 1991; Buraczyński 1996), dolinie Lutyni i innych dolinach Wysoczyzny Jarocińskiej (Janiczak 1981) oraz w dolinie Laby (Lüttig, Meyer 1974).

Stosunkowo słabo rozpoznane są rzeczne osady eemskie. W dolinie środkowej Warty występują w stanowiskach analizowanych przez Krzemińskiego (1974). Wyróżnia je również Czarnik (1972) analizując utwory trzeciorzędu i czwartorzędu okolic Turku oraz Trzmiel (1996) w obszarze basenu uniejowskiego, którego północno-zachodnia część jest przedmiotem badań. Dolina pra-Warty według Czarnika (1972) przesunięta wtedy była około 2 km na zachód, a w bliskich okolicach Koźmina uchodziła do niej dolina pra-Teleszyny.

Podczas badań prowadzonych w obrębie odkrywki Koźmin spotkano żwiry rezydualne, które powiązano z fazą kataglacjalną zlodowacenia warty. Nie znaleziono tu dotychczas osadów eemskich. Rieczne osady eemskie stwierdzone zostały w stanowisku Krzyżówki w dolinie Warty na północny zachód od Koła (Norzyński 1999; Szalamacha, Skompski 1999) oraz w dolinie Prosnicy (Rotnicki 1987) i w dolinach Wyżyny Łódzkiej (Turkowska 1988; Kamiński 1993). W ostatnim czasie podjęte zostały prace mające na celu odtworzenie eemskiego systemu rzecznego na podstawie danych zgromadzonych podczas szczegółowego kartowania geologicznego Polski w skali 1:50 000. Jak dotąd zestawiono dane dla części doliny pra-Wisły, pra-Bugu i pra-Narwi. Autorzy tego opracowania sugerują, że dotychczas nie doceniano udziału rzecznych osadów eemskich w seriach osadów czwartorzędowych, być może dlatego, że bardzo rzadko stawiano sobie za przedmiot badań osady rzeczne z tego okresu (Markus, Pochocka 1999).

We **wczesnym vistulianie** w większości dolin rzecznych przeważała tendencja do agradacji po fazie stabilizacji dolin w eemie. Tak było na przykład w dolinie Mrogi (Turkowska 1988; 1999), w dolinie Prosnicy (Rotnicki

ki, Młynarczyk 1989), w dolinie Widawki i jej dopływach (Manikowska 1996), w dolinach Wysoczyzny Jarocińskiej (Jańczak 1981), w dolinie Wieprza (Harasimiuk 1991; Superston 1996) oraz w dolinie Bugu i Huczwy (Dolecki 1999). Podobne tendencje zaznaczyły się w dolinie Dinkel na pograniczu Holandii i Niemiec (Van Huisteden 1990; Van Geel *et al.* 1995). Większe znaczenie procesów akumulacyjnych niż erozyjnych w okresie eemu i wczesnego vistulianu zanotował w wieluńskim odcinku doliny Warty Krzeminski (1965). Jak wynika z badań przeprowadzonych w obrębie basenu uniejowskiego, takie tendencje zaznaczyły się również w niższym, uniejowskim odcinku doliny Warty. Dolina Warty modelowana była przez boczną migrację rzeki, a agradacja dna doliny prawdopodobnie była niewielka. Nie napotkano na osady korytowe z tego okresu, dlatego też trudno określić jakiego typu rzeka wtedy funkcjonowała. Na podstawie charakteru przeanalizowanych osadów pozakorytowych (seria 5) wnioskować można, że była to rzeka o odpływie skoncentrowanym w jednym lub wielu korytach oraz że mało prawdopodobne jest, żeby mogła to być rzeka roztokowa.

Z przeglądu literatury wynika, że istnieją rozbieżności co do tego jaki typ rozwinięcia koryt rzecznych funkcjonował we wczesnym vistulianie. U podstaw tych niezgodności może leżeć to, że był to bardzo długi, trwający prawie 40 000 lat okres o bardzo zmiennych warunkach klimatycznych i w związku z tym w różnych dolinach rzecznych mógł zachować się zapis okresów ciepłych lub zimnych. Klimat zmieniał się od umiarkowanego w okresach interstadialnych brörup i odderade, ze średnimi rocznymi temperaturami 5°C i średnimi temperaturami lipca przekraczającymi 15°C oraz z opadami 400–600 mm, do klimatu subarktycznego w czasie stadiałów, kiedy średnie roczne temperatury spadały poniżej -5°C, przy średniej temperaturze lipca spadającej do 5°C i zmniejszonych opadach do około 200 mm (Tobolski 1991; Klátkowa 1996; Rotnicki 1996). Klimat w tym czasie miał cechy kontynentalne (Tobolski 1991). W tak zmieniających się warunkach typy rozwinięcia koryt rzecznych mógł bardzo różnić się w poszczególnych okresach, w różnych dolinach rzecznych.

W dolinie Prosný akumulacja osadów rzecznych budujących II terasę trwała od eemu po środkowy vistulian (Rotnicki, Młynarczyk 1989). Autorzy opracowania nie wspominają jednak jakiego typu rzeka składała te osady w starszej części vistulianu. Według Jańczaka (1981), w dolinie Lutyńi we wczesnym vistulianie typ rozwinięcia koryta mógł być meandrowy. W dorzeczu Wieprza nie określono rodzaju rozwinięcia rzek w całym wczesnym vistulianie, ale stwierdzono, że w czasie stadiału oddzielającego interstadiały brörup i odderade funkcjonowała rzeka roztokowa (Superston 1996). W dolinie rzeki Dinkel, w starszych opracowaniach eemski i wczesnovistuliański typ rozwinięcia koryta określany był jako wielkomeandrowy, a sedymentacja pozakorytowa odbywała się w warunkach podmokłych (Van Huisteden

et al. 1986). Prawdopodobnie na przelomie cemu i vistulianu miała miejsce słaba erozja. W nowszym opracowaniu stwierdzono, że we wczesnym vistulianie rozwinęła się rzeka anastomozująca co miało związek z podniesieniem poziomu wód gruntowych (V a n G e e l *et al.* 1995).

Warunki surowego klimatu, jakie zapanowały w dolnym plenivistulianie zaznaczyły się w różny sposób w dolinach rzecznych Polski. T u r k o w s k a (1999) uważa, że w dolinie Mrogi w tym okresie przeważała tendencja erozyjna, która została zapoczątkowana pod koniec wczesnego vistulianu i kontynuowała się prawie do końca środkowego plenivistulianu. Wcześniej wymieniona autorka zakładała, że faza erozji zakończyła się jeszcze w dolnym plenivistulianie (T u r k o w s k a 1988). W dolinie Moszczenicy – a więc również na Wyżynie Łódzkiej K a m i ń s k i (1993) zauważył, że często brak osadów wczesnego vistulianu i dolnego plenivistulianu, a nawet i środkowego plenivistulianu do interstadialu denekamp. W dolinie Moszczenicy zdarza się, że osady denekampu zalegają bezpośrednio na osadach starszych od vistulianu – eemskich lub warciańskich. Intensywna erozja wystąpiła na przelomie wczesnego vistulianu i dolnego plenivistulianu w dolinie Rawki (K o b o j e k 2000).

Faza erozji, która trwała od schyłku wczesnego vistulianu przez dolny i częściowo przez środkowy plenivistulian zaznaczyła się w małej dolinie Strugi Żłobnickiej w rejonie Belchatowa (G o ź d z i k, Z i e l i ń s k i 1999). W małych dolinach z tego samego obszaru, M a n i k o w s k a (1996) stwierdza, że w dolnym plenivistulianie następowała nieciągła sedymentacja osadów gruboziarnistych zakończona erozją. W dolinie Lutyni trwała akumulacja I terasy i prawdopodobnie w dolnym plenivistulianie doszło do zmiany rozwinięcia rzeki z meandrowego na roztokowy (J a ń c z a k 1981). W dolinie Prosnicy trwała akumulacja II terasy, przy czym nie został określony typ rozwinięcia koryta (R o t n i c k i 1987, R o t n i c k i, M ł y n a r c z y k 1989). Wreszcie w wieluńskim odcinku doliny Warty K r z e m i ń s k i (1965) stwierdza w tym okresie akumulację terasy III – wysokiej, zbudowanej z osadów rytmicznie warstwowych.

W dolinie Warty w obrębie basenu uniejowskiego serię osadów piaszczystych (seria 7-9) akumulowanych w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej powiązano z wydatnym ochłodzeniem klimatu jakie nastąpiło w dolnym plenivistulianie. Złożenie tej serii poprzedzone było erozją, prawdopodobnie słabą, która doprowadziła do horyzontalnego ścięcia stropu osadów podścielających. Funkcjonowanie piaskodennej rzeki roztokowej doprowadziło do poszerzenia basenu uniejowskiego – seria z dolnego plenivistulianu spoczywa na osadach z wczesnego vistulianu i fluwioglacjalnych osadach podłoża oraz nadbudowania powierzchni basenu o około 3 m.

W dolinie Wisły zaznaczyły się przeważnie tendencje akumulacyjne. W Kotlinie Sandomierskiej, akumulacja zachodziła w środowisku rzeki roztokowej (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978). W takim też środowisku

następowała sedymentacja w dolinie dolnej Wisły, gdzie po ustąpieniu lądolodu stadiału świecia rozpoczęło się funkcjonowanie piaskodennej rzeki roztokowej, której osady datowano metodą TL na schyłek dolnego i początek środkowego plenivistulianu (W y s o t a *et al.* 1996, 2000). Tendencje agradacyjne przeważały również w dolinach dorzecza Wieprza (H a r a s i m i u k 1991; S u p e r s o n 1996), ale tutaj dominowała akumulacja osadów piaszczysto-mułowych rytmicznie warstwowanych. U schyłku dolnego plenivistulianu i na początku środkowego plenivistulianu akumulowane były osady wymagające wyższej dynamiki przepływów w środowisku rzeki roztokowej. Podobne obserwacje prezentuje D o l e c k i (1999) w dolinie Bugu i Huczwy w obrębie Wyżyny Lubelskiej.

Na pograniczu Holandii i Niemiec, w dolinie rzeki Dinkel na podstawie osadów korelowanych z dolnym plenivistulianem stwierdzony został wysokoenergetyczny odpływ w rzece roztokowej (V a n H u i s s t e d e n *et al.* 1986).

Środkowy plenivistulian jest znacznie lepiej poznanym okresem, również w kontekście ewolucji dolin rzecznych. W wielu dolinach w tym czasie kontynuowana była agradacja osadów teras wysokich – w dolinie Warty i jej dopływach w odcinku wieluńskim przy udziale rzeki o zmniejszonej sile transportowej (K r z e m i ń s k i 1965, 1974, 1989; S k o m p s k i 1971), w dolinie Prośny (R o t n i c k i 1987; R o t n i c k i, M ł y n a r c z y k 1989), w dolinie Wieprza i jej dorzeczu (H a r a s i m i u k 1991; S u p e r s o n 1996), w dolinie Wisły i Wiśłoki w obrębie Kotliny Sandomierskiej (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978) oraz w dolinie dolnej Wisły (W y s o t a *et al.* 1996, 2000).

W środkowym plenivistulianie, na skutek złagodzenia klimatu zaszły zmiany w układzie koryt rzecznych. Na przykład S u p e r s o n (1996) uważa, że w dolinach dorzecza Wieprza w tym okresie mogło dojść do zmiany koryt z roztokowych na meandrowe. W dolinie dolnej Wisły stwierdzono natomiast, że w środkowym plenivistulianie nadal funkcjonowała rzeka o roztokowym układzie koryta, chociaż był bardziej skoncentrowany niż w poprzednim okresie (W y s o t a *et al.* 1996, 2000). Meandrowanie ówczesnej rzeki pomimo panowania warunków tundrowych stwierdził G o ź d z i k (1999) w małej dolinie Strugi Żłobnickiej w rejonie Bełchatowa. Ten sam autor dopuszcza możliwość istnienia rzeki anastomozującej w dolinie Widawki w tym czasie (G o ź d z i k 1995a).

W dolinie rzeki Dinkel początkowo zakładano istnienie w środkowym plenivistulianie rzeki meandrującej (V a n H u i s s t e d e n *et al.* 1986). Późniejsze szczegółowe badania przeprowadzone przez V a n H u i s s t e d e n a (1990) wykazały, że ówczesny układ koryt rzecznych był anastomozujący. Do podobnych wniosków doszli K a s s e, B o h n c k e i V a n d e n b e r g h e (1995) analizując osady interstadiału hengelo w stanowisku Grouw.

Następnie, na podstawie danych z tego samego stanowiska K a s s e (1998) dowodził, że rzekę ze środkowego plenivistulianu należy określić jako *anabanching* typu 2 według N a n s o n a i K n i g h t o n a (1996), czyli rzekę wielokorytową formującą wyspy, z przewagą materiału piaszczystego w osadach pozakorytowych.

Powszechnie stwierdzane jest, że materiał, który akumulowany był w dolinach rzecznych w środkowym plenivistulianie w znacznym stopniu pochodził z transportu poprzecznego, ze stoków dolin, a następnie przemodelowywany był przez fluwialne procesy podłużne. Stąd między innymi charakterystyczne wykształcenie osadów środkowoplenivistuliańskich w postaci serii piaszczysto-mułowych (K l a t k o w a 1965; K r z e m i ń s k i 1965, 1974; T u r k o w s k a 1975, 1976, 1988; T u r k o w s k a, W i e c z o r k o w s k a 1985; H a r a s i m i u k 1991; M a n i k o w s k a 1993, 1996; S u p e r s o n 1996; K o b o j e k 2000). Możliwość wykształcenia takiej serii w klasycznej postaci uzależniona była od warunków topograficznych doliny rzecznej. Niezbędne było występowanie dostatecznie wyraźnych stoków, które mogły być obszarem alimentacji osadów deponowanych w dolinie. Przy niewysokich i płaskich stokach doliny, dostawa materiału musiała być nieznaczna i nie pozwalała rozwinąć się serii w jej klasycznej formie. Ponadto jeszcze w bardzo szerokich dolinach, czy basenowatych rozszerzeniach dolin rzecznych ograniczone było lub nie zachodziło włączanie osadów stokowych do aluwioów. Takie warunki mogły istnieć w obrębie basenu uniejowskiego. Ekwiwalentem serii piaszczysto-mułowej ze środkowego plenivistulianu w wielu dolinach rzecznych są osady rzeczne – facji powodziowej lub osady organiczne i organiczno-mineralne (M a m a k o w a, Ś r o d o ń 1977; R o t n i c k i 1987; R o t n i c k i, B o r ó w k a 1988; K a m i ń s k i 1993; K r z y s z k o w s k i *et al.* 1993; M a n i k o w s k a 1993, 1999; G ę b i c a 1995a; G o ń d z i k, Z i e l i ń s k i 1997; P o ż a r y s k i *et al.* 1999; T u r k o w s k a 1999). W dolinach rozwijały się również gleby, jak na przykład w dolinach dorzecza Wieprza (H a r a s i m i u k 1991; S u p e r s o n 1996).

Ewolucja dolin rzecznych w środkowym plenivistulianie została dobrze rozpoznana w stanowiskach holenderskich. Jak już wyżej zostało wspomniane, w tamtym czasie funkcjonowały rzeki wielokorytowe – anastomozujące lub *anabanching*, w dolinach których istniały sprzyjające warunki do akumulacji organicznej. Przy agradacyjnych tendencjach, w ówczesnych dolinach możliwe było zachowanie się poziomów organicznych (V a n H u i s s t e d e n 1990; R a n, V a n H u i s s t e d e n 1990; K a s s e, B o h n c k e, V a n d e n b e r g h e 1995; V a n d e r H a m m e n 1995; K a s s e 1998).

W obszarze północno-zachodniej części basenu uniejowskiego, z końca środkowego plenivistulianu pochodzą dwa poziomy osadów organicznych lub organiczno-mułowych. W czasie tworzenia się tych serii prawdopodobnie znaczna część basenu znajdowała się poza oddziaływaniem procesów rzecznych,

choć mogły mieć miejsce szczególnie intensywne powodzie, które obejmować mogły cały obszar ówczesnego basenu uniejowskiego. Skutkiem takich powodzi mogło być powstawanie przewarstwień piaszczystych w torfach. Nie można jednak wykluczyć, że przewarstwienia te powstały w efekcie działania procesów eolicznych. Nie napotkano na osady facji korytowej, które odpowiadałyby czasowo tworzeniu się serii organicznych i mineralno-organicznych. Nie wiadomo więc jakiego typu rzeka wtedy funkcjonowała, mogła to być zarówno skoncentrowana w węższej strefie rzeka roztokowa, ale także mogła to być rzeka meandrująca.

Serie organiczne oddzielone są serią piaszczystą ze żwirami, której powstanie może być związane z utorowaniem sobie nowej drogi przepływu przez rzekę Wartę między Brodnią a Uniejowem. Powstanie przelomowego odcinka doliny związane było ze wzmożoną erozją w tymże odcinku i akumulacją niesionych osadów po wyjściu z odcinka przelomowego na płaską powierzchnię północno-zachodniej części basenu uniejowskiego. Istnieje taka możliwość, że na skutek znacznej dostawy dość grubego materiału do systemu rzecznej doszło do powstania rozległej rzeki roztokowej (T e i s s e y r e 1991). Po utorowaniu sobie nowej drogi odpływu, nastąpił powrót do poprzednich warunków, czyli koryto uległo skoncentrowaniu i ponownie zaistniały warunki do akumulacji osadów mułowo-organicznych.

Na początku **górnego plenivistulianu** na równi zalewowej w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego warunki nie uległy zmianie. Na skutek zintensyfikowania się powodzi lub na skutek przerzucania koryta i zmiany charakteru równi zalewowej powstała seria mineralna (13). Podobne zjawiska zanotowali: V a n H u i s s t e d e n (1990), K a s s e, B o h n c k e, V a n d e n b e r g h e (1995). Potem powstał jeszcze jeden poziom organiczny w basenie uniejowskim.

Największe ochłodzenie klimatu w vistulianie jakie nastąpiło podczas ostatniego zlodowacenia zaznaczyło się w dolinach rzek Niżu Europejskiego w dwojaki sposób: poprzez słabą erozję a potem akumulację w środowisku rzeki roztokowej lub poprzez nadbudowywanie osadów piaszczysto-mułowych ze środkowego plenivistulianu osadami rzek roztokowych o wysokiej dynamice przepływu. Erozja następowała w różnym czasie w różnych dolinach rzecznych i w różnych ich odcinkach, co wynikało z odmiennych warunków lokalnych. W dolinie Proсны erozja, która wycięła terasę II miała miejsce około 24–23 ka BP (R o t n i c k i 1987; R o t n i c k i, M ł y n a r c z y k 1989), przy czym w stropie tej terasy znajdują się osady składane przez rzekę roztokową. W podobnym czasie nastąpiła erozja w dolinie Lutyni (J a n c z a k 1981). T u r k o w s k a (1999) w dolinie Mrogi stwierdza tylko niezgodny kontakt między osadami środkowego i górnego plenivistulianu będący wyrazem bardzo słabej erozji. Górnoplenivistuliańską fazę słabej erozji w dolinach Wyżyny Łódzkiej datuje się na około 20 ka BP (K a m i Ń s k i 1993; T u r k o w s k a

1997). W małych dolinach dorzecza Widawki znaczona jest raczej stała tendencja do akumulacji od środkowego plenivistulianu po fazę zstępującą plenivistulianu (Baraniecka, Sarnacka 1971; Manikowska 1996). W formacji Piaski w KWB Belchatów Krzyszkowski (1990) stwierdza jednak słabą erozję przed akumulacją osadów rzeki roztokowej. W dolinie górnego Wieprza faza erozji nastąpiła około 23–20 ka BP (Buraczyński 1996), a w środkowym odcinku tej doliny wyznaczana jest na około 28 ka BP (Harasimiuk 1991; Superson 1996). Podobne tendencje zaznaczyły się w dolinie Wisły w obrębie Kotliny Sandomierskiej, gdzie erozja datowana jest na 25 ka BP (Gębica 1995a). Mycielska-Dowgiałło (1978) uważa, że w górnym plenivistulianie w dolinie Wisły i Wisłoki miała miejsce przede wszystkim erozja boczna o charakterze termoerozji.

Zmiana warunków klimatycznych na bardziej surowe nie spowodowała erozji w wieluńskim odcinku doliny Warty. Cały czas, w zasadzie nieprzerwanie, akumulowane były osady terasy III – wysokiej, a zmiana warunków klimatycznych zaznaczyła się poprzez powstawanie syngenetycznych klinów lodowych (Krzemiński 1965, 1974). W odcinku doliny Warty związanym z basenem uniejowskim, doszło do wcięcia się rzeki na początku górnego plenivistulianu, kiedy w basenie powstało torfowisko. Ponownie erozja nastąpiła po akumulacji serii torfów (seria 14) datowanych na około 18,5 ka BP. Nie była ona zbyt intensywna i doprowadziła do nierównomiernego rozcięcia podłoża, nastąpiła akumulacja piasków, rzadko z domieszką żwirów, w środowisku rzeki roztokowej. Powierzchnia basenu uniejowskiego nadbudowana wtedy została o około 2 m.

Erozja, zazwyczaj niezbyt intensywna, zaznaczyła się na przełomie środkowego i górnego plenivistulianu w wielu dolinach Niżu Europejskiego – w dolinie Dinkel (Van Huissteden *et al.* 1986), w dolinie Mark (Bohncke, Vandenberghe 1991), w dolinach Weisseelster i Mulde w okolicach Lipska (Mol 1995) oraz w dolinie Łaby (Lüttig, Meyer 1974). W surowych warunkach klimatycznych ostatniego zlodowacenia powszechnie funkcjonował roztokowy typ rozwinięcia koryt, na przykład: w dolinie Prosnicy (Rotnicki 1987, 1988; Rotnicki, Młynarczyk 1988), w dolinach Wysoczyzny Jarocińskiej (Janczak 1981), w dolinach Wyżyny Łódzkiej (Turkowska 1988, 1999; Kamiński 1993; Goździk 1999; Manikowska 1999), w dolinie Sanu (Szumański 1986), w dolinie Wieprza i dolinach jego dopływów (Harasimiuk 1991; Buraczyński 1996; Superson 1996), przy czym Harasimiuk uwzględnia możliwość funkcjonowania wielokorytowej rzeki roztokowej. Ponadto: w dolinie Wisły i dolinach jej dopływów na obszarze Kotliny Sandomierskiej (Mycielska-Dowgiałło 1978; Gębica 1995a), w dolinie Dinkel (Van Huissteden *et al.* 1986), w dolinie Mark (Bohncke, Vandenberghe 1991),

w dolinach Weisseelster i Mulde w okolicach Lipska (M o l 1995) oraz w dolinie Scheldt (K i d e n 1991).

Podczas ostatniego zlodowacenia w szczególnej sytuacji znajdowały się rzeki, których funkcjonowanie było bezpośrednio związane z istnieniem lądolodu. Ten wpływ bardzo zaznaczył się w dolinie Prosny (R o t n i c k i 1987) oraz w dolinie Lutyni (J a n c z a k 1981), gdzie rzeki reagowały bardzo wyraźnie na zmiany położenia czoła lądolodu, tak że podczas postoju lodowca następowała intensywna akumulacja, a podczas jego regresji również intensywna erozja. W dolinach tych, w stosunkowo krótkim czasie odpowiadającym okresowi od fazy leszczyńskiej do fazy pomorskiej, wytworzyły się systemy teras odpowiadające poszczególnym fazom regresyjnym ostatniego zlodowacenia. Wydawać by się mogło, że dolina Warty znajduje się w analogicznej sytuacji, jednak nie powstał tu system teras związanych z wycofywaniem się lądolodu. Wpływ na to mogło mieć istnienie rozszerzenia w dolinie Warty w postaci basenu uniejowskiego, co mogło niwelować przeplatające się tendencje erozyjne i akumulacyjne. Ponadto północny kraniec basenu znajduje się około 30 km od maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia wyznaczonego przez między innymi S t a n k o w s k i e g o (1992) i K o z a r s k i e g o (1995). Tylko w fazie leszczyńskiej odpływ Warty na zachód był zablokowany i w okolicach Kotliny Pyzdrowskiej odbywał się pradoliną żerkowską (R o t n i c k i 1963, 1987). Inna była sytuacja doliny Warty na odcinku od Konina po Śrem, gdzie podczas fazy leszczyńskiej obszar ten przykryty był lądolodem, a podczas fazy poznańskiej utorowała sobie tędy drogę pradolina warszawsko-berlińska (R o t n i c k i 1963; K o z a r s k i 1995). Podczas regresji lądolodu z linii postoju w fazie poznańskiej doszło do bifurkacji Warty, tak że część wód odpływała nadal ku zachodowi pradoliną warszawsko-berlińską, a część utorowała sobie drogę na północ. Bifurkacja zakończyła się dopiero w najstarszym dryasie (K o z a r s k i 1983; A n t c z a k 1986). Przez cały ten czas Warta była agradującą rzeką roztokową. Erozja miała miejsce równocześnie z zakończeniem bifurkacji (B o h n c k e *et al.* 1995). W poznańskim odcinku doliny Warty sytuacja była podobna do sytuacji Prosny. Wraz z niejednostajnym cofaniem się lądolodu następowały fazy erozji i akumulacji przyczyniające się do powstania systemu teras (K o z a r s k i, R o t n i c k i 1978; K o z a r s k i 1983, 1991; A n t c z a k 1986). W dolinach nie związanych tak bezpośrednio z lądolodem jak dolina Prosny i Lutyni nie zaznaczyło się tyle faz erozji i akumulacji, a bardzo często erozja zachodziła dopiero w późnym vistulianie.

W tym miejscu warto zwrócić uwagę na to, jak daleko w górę rzeki w dolinie Prosny zaznaczyły się wahania poziomu bazy erozyjnej. Z badań przeprowadzonych przez R o t n i c k i e g o (1987) wynika, że terasy związane z fazami postoju i regresji ostatniego lądolodu wygasają już w środkowym biegu Prosny – około 150 km od moren czołowych danej fazy postojowej. Oznacza to, że oddziaływanie wahań poziomu bazy erozyjnej ma duże znaczenie dla rozwoju

doliny tylko na pewnym odcinku, powyżej którego wygasa. Co więcej, stwierdzono, że na przemiany tendencji do erozji i akumulacji większy wpływ mają zmiany warunków w górnych odcinkach dolin (S t a r k e l 1991b).

Zdaniem K l a t k o w e j i Z a l o b y (1991) w czasie zlodowacenia bałtyckiego w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego łączyły się wody prowadzone pradoliną warszawsko-berlińską z wodami ówczesnej Warty. Pradolina warszawsko-berlińska funkcjonowała jako forma odprowadzająca wody proglacjalne w czasie fazy poznańskiej zlodowacenia bałtyckiego. Stwierdzenie to nie budzi wątpliwości jeśli dotyczy jej odcinka na zachód od Kola (R o t n i c k i 1963; K o z a r s k i 1995). Kontrowersje co do czasu jej funkcjonowania i roli podczas ostatniego zlodowacenia narastają w miarę posuwania się ku wschodowi (J e w t u c h o w i c z 1970; K r y g o w s k i 1972; A n d r z e j e w s k i 1994; W i ś n i e w s k i, A n d r z e j e w s k i 1994; W i ś n i e w s k i 2000).

Badania nad pradoliną warszawsko-berlińską podejmowane były wielokrotnie (M i k o l a j s k i 1927; B a r t k o w s k i 1955; J e w t u c h o w i c z 1970; K r y g o w s k i 1972; B o r ó w k a 1991; W i ś n i e w s k i, A n d r z e j e w s k i 1994). Z pracy J e w t u c h o w i c z a (1970) wynika, że w Górze Św. Małgorzaty z okresu deglacjacji zlodowacenia warty pochodzi terasa o wysokości 111–119 m n.p.m. Z vistulianem wiąże trzy niższe terasy, z których opisu wynika, że nie powstawały jako pradolinne. K r y g o w s k i (1972) twierdzi, że poligeneza pradoliny warszawsko-berlińskiej nie budzi wątpliwości. W i ś n i e w s k i i A n d r z e j e w s k i (1994) podważają możliwość istnienia pradoliny warszawsko-berlińskiej jako formy ciągnącej się od Kotliny Warszawskiej na zachód po Berlin, w której odbywać się miał odpływ wód ku zachodowi w czasie ostatniego zlodowacenia. Autorzy ci twierdzą, że odwadnianie lądolodu odbywało się szlakami zajętymi obecnie przez dolinę Ochni i Przysowy-Słudwi, a wody doprowadzane były do zastoiska warszawskiego. Wykluczają możliwość odpływu wód z zastoiska warszawskiego na zachód.

Z badań przeprowadzonych w północnej części basenu uniejowskiego wynika, że w jego zachodniej części zaznacza się terasa przedvistuliańska, być może pochodząca ze schyłku zlodowacenia warty. Potem przez cały vistulian w basenie uniejowskim dominowała akumulacja. Następna terasa powstawała dopiero pod koniec młodszego dryasu lub na początku holocenu. Poziom starszej od vistulianu terasy znajduje się na poziomie około 100 m n.p.m. i odpowiadałby terasie średniej pradolinnej według B a r t k o w s k i e g o (1955), K r y g o w s k i e g o (1972) i K r a j e w s k i e g o (1977). Poziom ten K l y s z (1981) określił jako wyższy poziom fluwioglacjalny w obrębie obniżen dolinnych. Analizy pradolinnych poziomów terasowych między innymi w obrębie basenu uniejowskiego podjął się B o r ó w k a (1991). Wyróżnił w tym obszarze 5 poziomów terasowych, ale nie określił ich wieku. Stwierdza ponadto, że terasy pradolinne zanikają w basenie uniejowskim.

Późny vistulian jako okres niejednostajnie zmieniających się warunków klimatycznych, od bardzo zimnych, z którymi związana była ostatnia transgresja lądolodu skandynawskiego do umiarkowanego klimatu holocenu, zaznaczył się dużymi zmianami w dolinach rzecznych. Przemiany te wynikały z przystosowywania się rzek do nowych warunków, które w tym okresie zmieniały się bardzo radykalnie i w bardzo krótkich odcinkach czasowych.

W okresie przejścia od górnego plenivistulianu do późnego vistulianu następowało stopniowe opuszczanie przez rzeki szerokich koryt roztokowych, koncentrowanie się odpływu w węższych strefach, czemu towarzyszyła erozja. W górnym odcinku doliny Warty faza erozji, która wyodrębniła III terasę miała miejsce w późnym vistulianie prawdopodobnie w böllingu (K r z e m i ń s k i 1965, 1974, 1989; S k o m p s k i 1971; L e w i k 1989). Do tego czasu rzeka funkcjonowała jako roztokowa, a później przeistoczyła się w rzekę meandrującą. Te przemiany były względnie synchroniczne ze zmianami w poznańskim odcinku doliny (K o z a r s k i 1983; A n t c z a k 1986). W obrębie basenu uniejowskiego także zostało stwierdzone rozcinanie osadów złożonych w górnym plenivistulianie, ale rozcięcie to znajduje się w stanie kopalnym, gdyż zostało pogrzebane przez osady z młodziej części późnego vistulianu.

W dolinach Wyżyny Łódzkiej po zlodowaceniu bałtyckim faza erozji rozcinająca osady górnoplenivistuliańskich rzek roztokowych nastąpiła na początku późnego vistulianu około 15–14 ka BP (T u r k o w s k a 1988, 1997, 1999; K r z y s z k o w s k i 1990; K a m i ń s k i 1993; G o Ź d z i k 1995b; M a n i k o w s k a 1996, 1999; K o b o j e k 2000). Erozja w dolinie Wisły zaznaczyła się na różnych odcinkach w różnym czasie. W środkowym odcinku miała miejsce między 15 a 13 ka BP (S t a r k e l 1991a; G ę b i c a 1995a). Tak jak w dolinie Watry pod Poznaniem i w dolinie Prosny, w dolnym odcinku doliny Wisły istotny wpływ na kształtowanie się systemu rzecznego miał lądolód i jego stopniowa recesja i idące za tym dostosowywanie się systemu rzecznego do zmieniających się warunków (A n d r z e j e w s k i 1994). Nieco później, bo w starszym dryasie, nastąpiła erozja w dolinie Sanu (S z u m a ń s k i 1986) i w dolinie Wieprza (H a r a s i m i u k, H e n k i e l 1980).

W okresie przejściowym, między górnym plenivistulianem a późnym vistulianem, erozja zaznaczyła się w dolinach rzecznych na całym Niżu Europejskim: w dolinie Dinkel (V a n H u i s t e d e n *et al.* 1986), dolinach Dniepru i Niemna (K a l i c k i 1993), dolinach Weisseelster i Mulde (M o l 1995), dolinie Wetter w Hesji (H o u b e n 1997), dolinie Scheldt w Belgii (K i d e n 1991), jak również w dolinach północnej Szkocji (M a i z e l s, A i t k e n 1991).

Na skutek przemian środowiska naturalnego podyktowanych zmianami klimatycznymi objawiającymi się wzrostem temperatury i zwiększaniem się opadów, które to z kolei przyczyniły się do degradacji wieloletniej zmarzliny, przemian szaty roślinnej, która odgrywała coraz większą rolę i jeszcze innych

powiązanych czynników, większość rzek przekształciła się z roztokowych w meandrujące o dużym promieniu meandrów. W różnych dolinach rzecznych to przejście następowało w różnych momentach późnego vistulianu, a decydowały o tym czynniki lokalne (K o z a r s k i, R o t n i c k i 1978; T u r k o w s k a 1988; S t a r k e l 1991a). Poza pewnymi lokalnymi odstępstwami była to tendencja powszechna na całym Niżu Europejskim. Zmiana typu rozwinięcia koryt rzecznych z roztokowego na wielkomeandrowy zarejestrowana została w dolinie Warty (S k o m p s k i 1971; K o z a r s k i, R o t n i c k i 1978; K o z a r s k i 1983, 1991; G o n e r a 1985, 1986; A n t e z a k 1986; G o n e r a, K o z a r s k i 1987; L e w i k 1989; B o h n c k e *et al.* 1995), w dolinie Prosny (K o z a r s k i, R o t n i c k i 1978; R o t n i c k i, L a t a ł o w a 1986; R o t n i c k i 1987; R o t n i c k i, M ł y n a r c z y k 1989), w dolinach Wyżyny Łódzkiej – Mrogi, Neru, Widawki, Grabi, Moszczenicy oraz w dolinie Rawki na pograniczu Wyżyny Łódzkiej i Wysoczyzny Rawskiej (T u r k o w s k a 1988, 1990; K a m i Ń s k i 1993; K o b o j e k 2000), w dolinie Wisły i jej dopływach (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; S t a r k e l 1991a; G ę b i c a 1995a; K a l i c k i, Z e r n i c k a y a 1995; K l i m e k 1995), w dolinie dolnego Sanu (S z u m a Ń s k i 1986), w dolinie Wieprza (H a r a s i m i u k, H e n k i e l 1980; B u r a c z y Ń s k i 1996), w dolinie Mozy (K a s s e 1995 a), w dolinie Scheldt (K i d e n 1991), w dolinach Weisseelster i Mulde (M o l 1995) oraz w dolinach Dniepru i Niemna na Białorusi (K a l i c k i 1993). Są również doliny, w których stwierdzano przechodzenie od roztokowego układu koryt do wielokorytowego – anastomozującego. Za przykład może tu służyć dolina Poru (S u p e r s o n 1996).

W obrębie basenu uniejowskiego przejście od górnego plenivistulianu do późnego vistulianu zaznaczyło się poprzez opuszczenie szerokiej równiny aluwialnej przez rzekę roztokową, która prawdopodobnie najpierw uległa skoncentrowaniu w węższej strefie, a potem układ koryta uległ zmianie na meandrowy, podobnie jak miało to miejsce w wyższych i niższych odcinkach Warty. Nie jest wykluczone, że już wtedy rozwinął się system wielokorytowy, a jedno stwierdzone koryto z pierwszej części późnego vistulianu (wypełnienie koryta określono jako seria 16) mogło być częścią tego systemu. W późniejszym okresie, wiązanym z allerödem doszło do istotnej zmiany w stosunkach wodnych w północnej części basenu, objawiającej się zaistnieniem na całym tym obszarze warunków dostatecznie wilgotnych aby mogło rozwinąć się torfowisko (seria 17). Zwilgotnienie obszaru postępowało, aż doszło do rozwoju płytkich rozlewisk, które zatopiły miejscami torfowiska i spowodowały akumulację osadów w środowisku jeziornym (seria 18); w miejscach nieco wyżej położonych kontynuował się rozwój torfowiska. Jednocześnie znaczna część basenu uniejowskiego znajdowała się poza wpływem procesów fluwialnych. Ten ostatni etap nastąpił już na początku młodszego dryasu (T u r k o w s k a *et al.* 2000).

Do młodszego dryasu, przez cały późny vistulian, następowały stopniowe przemiany systemów rzecznych w kierunku przystosowania się do borealnych, a nawet umiarkowanych warunków klimatycznych. Gwałtowne i bardzo duże oziębienie klimatu w młodszym dryasie, porównywalne zdaniem niektórych badaczy do oziębienia górnego plenivistulianu (Bohncke, Vandenberghe 1991; Johnsen *et al.* 1992) zaznaczyło się w wielu dolinach rzecznych. Zmiany te miały różny charakter, ale często prowadziły do dziczenia rzek. Na różnorodność reakcji poszczególnych rzek miały w dużym stopniu wpływ warunki lokalne. Prawdopodobnie okres ten był zbyt krótki aby zmiany miały ujednolicony charakter na większym obszarze, jak na przykład na Niżu Europejskim (Starkel 1996). Objawem, który zaznaczył się w wielu rzekach i można uznać go za charakterystyczny było zwiększenie się przepływów w rzekach i wzmoczenie powodzi. Było to skutkiem zmiany klimatu wyrażonej spadkiem temperatur, zmniejszeniem się opadów przy zmniejszonym parowaniu i ewapotranspiracji (Rotnicki, Młynarczyk 1989; Bohncke, Vandenberghe 1991; Rotnicki 1991; Starkel 1991b; Kasse, Vandenberghe, Bohncke 1995). Zahamowana została degradacja wieloletniej zmarzliny lub dochodziło do rozwoju zmarzliny inicjalnej (Bohncke *et al.* 1995; Kasse 1995b).

Ślady intensywnych powodzi zarejestrowane zostały w dolinie Warty pod Poznaniem, po których pozostały serie rytmitów pokrywających terasę przejściową (Antczak 1986). Zmiana warunków w młodszym dryasie objawiła się w dolinie Warty nie tylko wzmocnionymi powodziąmi, ale również przemianami kształtu koryta rzecznego. Na przykład w Czmoniu stwierdzone zostało paleokoryto z młodszego dryasu odznaczające się mniejszą głębokością w porównaniu z innymi korytami z późnego vistulianu i kształtem w przekroju poprzecznym prawie symetrycznym (Gonera 1986). Ponadto dochodziło do odcinania meandrów (Kozarski 1991; Bohncke *et al.* 1995; Kozarski, Nowaczyk 1995). W wieluńskim odcinku doliny Warty w młodszym dryasie miała miejsce akumulacja terasy II – średniej (Krzemiński 1965). Akumulację stwierdza się również w mniejszych dolinach uchodzących do doliny Warty (Krzemiński 1989).

W obrębie basenu uniejowskiego w dolinie Warty uformował się w młodszym dryasie odpływ w systemie wielokorytowym – *anabranching* typu 2 (wg Nanasoona, Knighton 1996). Rozwój tego systemu spowodował zdrenowanie istniejących w basenie uniejowskim rozlewisk. W początkowej fazie tworzenia się koryt pokrywa roślinna była jeszcze zwięzła i wstrzymywała dostawę materiału do systemu rzecznego co przy zwiększonej ilości wód powodowało rozcinanie powierzchni (Starkel 1983). Erozja sięgnęła do głębokości około 3 m.

Funkcjonował w tym czasie system koryt, między którymi powstały wyspy nadbudowywane piaszczystymi i piaszczysto-mułowymi rytmitami składanymi

podczas powodzi. Koryta bardzo szybko ulegały zapelnieniu i często dochodzić musiało do awulsji. Przeważnie odpływ reaktywowany był w tych samych strefach, co spowodowało, że powstawało kilka generacji wypełnień koryt. Koryta, które nie były wykorzystywane w holocenie zapelnione są do samej powierzchni terenu materiałem korytowym, prawie nie zaznaczając się na niej. Przebieg tych koryt widoczny jest na zdjęciach lotniczych, gdzie widoczna jest ich gęsta sieć (Turkowska *et al.* 2000). Koryta te były kręte, w niewielkim stopniu ulegały migracji bocznej, na co miała wpływ seria torfu i gytii mułowej, wpływając na kohezję brzegów. Struktura wypełnienia koryt przypominała sedimentację w kanałach międzyodsypowych rzek roztokowych. Powstanie systemu wielokorytowego wynikało z przystosowywania się rzeki do warunków płaskiego basenu, gdzie rzeka, aby utrzymać swoją siłę nośną, musiała rozdzielić się na wiele koryt (Tessyre 1991).

W młodszym dryasie wiele rzek powróciło do roztokowania, przy zintensyfikowaniu powodzi. W dolinie Wisły pod Krakowem udokumentowano zjawisko przykrywania allerödzkich mad organicznych madami piaszczystymi z młodszego dryasu, co zinterpretowano jako powrót do roztokowego układu koryt (Kaliński 1991; Starkel 1991a, 1996; Starkel *et al.* 1991; Gębica 1995a). Ponadto powrót do układu roztokowego stwierdzono w dolinie Wieprza (Harasimiuk, Henkiel 1980), Mozy (Kasse 1995a; Kasse, Vandenberghe, Bohncke 1995), Ouse w południowej Anglii (Burrin, Jones 1991) oraz w dolinach rzek północnej Szkocji (Maizels, Aitken 1991). Zdaniem Kalińskiego (1991) w dolinie Drwinki prawdopodobne jest również funkcjonowanie systemu anastomozującego w tym czasie. Natomiast w dolinie rzeki Mark funkcjonował układ koryt wielkomeandrowy z zaznaczającymi się intensywnymi powodziąmi (Bohncke, Vandenberghe 1991), i podobnie w dolinie Wetter w Hesji (Houben 1997). Odpływ rzeczny w systemie wielkomeandrowym zachował się w młodszym dryasie również w dolinie Prosny gdzie rozwój dużych meandrów był szybki, gdyż dzięki istnieniu wieloletniej zmarzliny erozja boczna wspomagana była termoerozją (Rotnicki, Latalowa 1986).

Przejście od młodszego dryasu do holocenu wyraziło się gwałtowną poprawą warunków klimatycznych, która nastąpiła zdaniem niektórych badaczy w ciągu zaledwie kilku dekad (Johnsen *et al.* 1992; Alley *et al.* 1993; Goslar 1996). Zmiana klimatu na umiarkowany i rozwój szaty roślinnej właściwej dla takiego klimatu spowodowały, że w większości dolin rzecznych nastąpiło wcinanie się koryt oraz rozwój systemu małych meandrów (m.in.: Krzemieński 1965, 1974, 1989; Skompski 1971; Kozarski, Rotnicki 1978; Harasimiuk, Henkiel 1980; Kozarski 1983, 1991; Antczak 1986; Turkowska 1988; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Kaliński 1992; Gębica 1995a). Szczególne warunki lokalne, jak kotlinowate rozszerzenia dolin powodowały, że tworzyły się systemy wielokorytowe

(Teisseyre 1991, 1992). Podobne przemiany dolin rzecznych zaznaczyły się również na obszarze całego Niżu Europejskiego (m.in.: Burrin, Jones 1991; Kasse, Vandenberghe, Bohncke 1995; Mol 1995).

SPECYFIKA ZJAWISK W BASENIE UNIEJOWSKIM I JEJ PRZYCZYNY

Dolina Warty w obrębie basenu uniejowskiego nie posiada wykształconych teras vistuliańskich, za wyjątkiem terasy z końca młodszego dryasu lub początku holocenu, bardzo słabo zaznaczonej w morfologii. Pomimo ich braku, w ewolucji basenu uniejowskiego zaznaczyły się poszczególne etapy rozwoju dolin niżowych w vistulianie. Przemiany jakim badany obszar podlegał na przestrzeni 100 000 lat zapisane są w osadach, pomimo że profil osadów vistuliańskich posiada luki stratygraficzne. Udokumentowane fakty z różnych okresów vistulianu obrazują specyfikę tego obszaru.

Północno-zachodnią część basenu uniejowskiego kształtowały procesy fluwialne generowane przez ówczesną Wartę. Kompleksy osadów vistuliańskich budują przede wszystkim osady rzeczne. W okresach, kiedy intensywność tych procesów zmniejszała się, tak że nie obejmowały swym oddziaływaniem całego basenu, gromadziły się osady fitogeniczne. Luki w profilu osadów vistuliańskich wynikają ze specyfiki środowiska fluwialnego polegającej na przeplataniu się faz intensywnej działalności transportowej i agradacyjnej rzeki, faz erozji oraz okresów stabilizacji.

W dolinach o stromych stokach lub w obszarach podlegających subsydencji powstawały w vistulianie kilkudziesięciometrowe serie osadów. W północno-zachodniej części basenu uniejowskiego miąższość osadów vistuliańskich jest stosunkowo mała i wynosi 16 m w stanowisku Koźmin (w pobliżu współczesnego koryta Warty może być nieco większa). Vistuliańskie osady wypełniające basen cechuje bardzo duże rozprzestrzenienie, przy niedużej miąższości poszczególnych serii, które kolejno nadbudowywały powierzchnię basenu. W okresach, kiedy obszar ten kształtowały rzeki roztokowe dochodziło do bocznej erozji termokrasowej i poszerzania basenu uniejowskiego. Cechą wyróżniającą badane osady jest większa niż w innych dolinach vistuliańskich ilość horyzontów organicznych, rozwijających się również podczas najzimniejszych pięter vistulianu (około 18,5 ka BP), czyli w okresie gdy na wysoczyznach panowała pustynia arktyczna i powstawały wieloboki klinów lodowych.

Ze względu na bardzo pologie stoki basenu charakterystyczny jest również bardzo mały udział procesów i osadów stokowych. Postępujące wypełnianie basenu osadami było związane z procesami podłużnymi. Skutkowało ono zmniejszaniem się spadku doliny Warty w obrębie basenu, przy czym w wyższej części doliny zaznaczały się odmienne tendencje, co wpłynęło na zmianę

rozwinęcia Warty w późnym vistulianie z systemu jednokorytowego na system wielokorytowy.

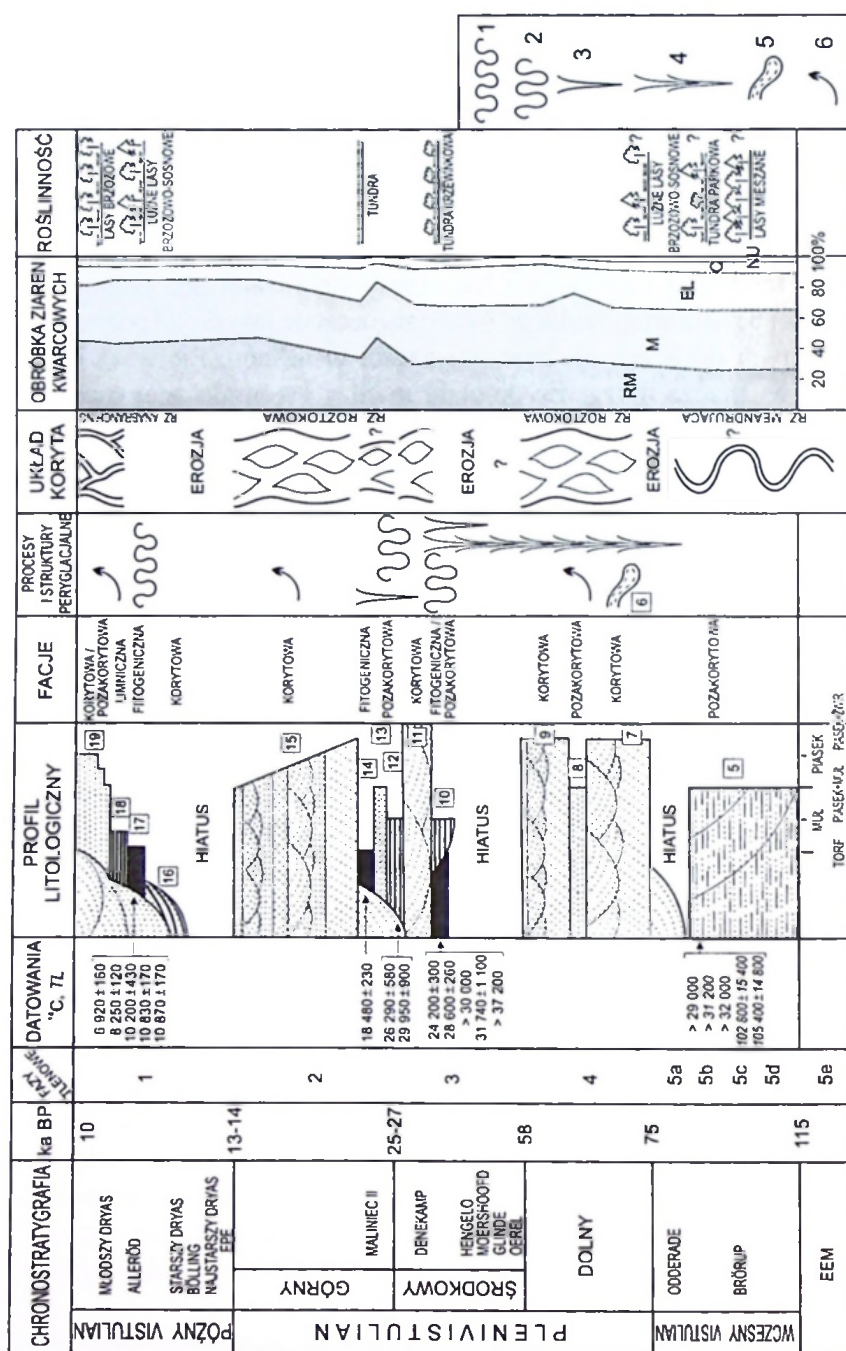
Basen uniejowski pokrywa się ze strefą obniżenia permanentnie odnawianego w kolejnych interglacjalach (C z a r n i k 1972). Osady vistuliańskie akumulowane były w szerokiej dolinie powstałej w fazie kataglacjalnej zlodowacenia warty. Permanentne odnawianie się obniżenia mogło być zdeterminowane tektoniką podłoża. Jest to obszar który był aktywny tektonicznie w czwartorzędzie i pozostaje aktywny do chwili obecnej (L i s z k o w s k i 1982; W i d e r a 1998). Według L i s z k o w s k i e g o (1982) okolice Koła podlegają współczesnym bezwzględny pionowym ruchom tektonicznym o wartościach dodatnich rzędu $+0,5$ mm/rok. W okolicach Wielunia znajduje się druga taka strefa, przy czym tutaj współczesne bezwzględne pionowe ruchy tektoniczne są większe i wynoszą $+1$ mm/rok. Natomiast między odcinkiem Warty od Burzenina do Uniejowa a okolicami Łodzi znajduje się obszar, gdzie współczesne bezwzględne pionowe ruchy tektoniczne mają wartości ujemne $-0,5$ mm/rok. Obszar basenu uniejowskiego znajduje się między izotachą 0 a $+0,5$ mm/rok, a więc podlega pionowym dodatnim ruchom tektonicznym, ale tempo podnoszenia jest mniejsze niż w okolicach Koła i Wielunia. Można domniemywać, że podobne tendencje tektoniczne utrzymywały się również wcześniej, podczas vistulianu. Takie warunki tektoniczne sprzyjały permanencji basenowego rozszerzenia doliny Warty a jednocześnie akumulacji osadów o małej miąższości, mniejszej niż w obszarach podlegających subsydencji, bez szczególnie mocno zaznaczonych faz erozji. K r a u ł i s (1975) zauważył, że w obrębie basenu uniejowskiego poziom terasy „bałtyckiej” chowa się pod dno doliny Warty, co wiąże z tektoniką. To spostrzeżenie w pełni znajduje pokrycie w wynikach niniejszej pracy. Osady powstałe w czasie zlodowacenia bałtyckiego przykryte są ponad 3 metrowej miąższości osadami późnego vistulianu.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW BADAŃ

Dominująca tendencja aggradacyjna lub okresy stabilizacji dna północno-zachodniej części basenu uniejowskiego i słabo zaznaczone fazy erozji pozwoliły na zebranie danych dotyczących znacznej części vistulianu. Pierwszą lukę stratygraficzną wyznacza niezgodny kontakt między I kompleksem osadów vistuliańskich (seria 5) a II kompleksem (seria 7-9). Następną przerwę obejmującą starszą część środkowego plenivistulianu mogła być skutkiem skoncentrowania się odpływu i wcięcia się ówczesnej Warty, tak że przez pewien czas część powierzchni basenu stanowiła nawet terasę nadzalewową. Podobne zjawiska mogły mieć miejsce na początku późnego vistulianu, kiedy to ulokowana jest trzecia luka stratygraficzna.

Przedstawiony materiał dotyczący ewolucji północno-zachodniej części basenu uniejowskiego podsumowuje w formie graficznej tabela, w której umieszczone zostały najważniejsze stwierdzone fakty, oraz zestaw rysunków ilustrujących etapy rozwoju północno-zachodniej części basenu uniejowskiego (rys. 29, 30). Najważniejsze wnioski zawarte zostały w kilkunastu punktach.

1. Akumulacja osadów vistuliańskich odbywała się w szerokiej dolinie powstałej prawdopodobnie w fazie kataglacjalnej zlodowacenia warty.
2. Przejście od interglacjalu eemskiego do wczesnego vistulianu odbyło się bez wyraźnej zmiany warunków w basenie. Prawdopodobnie nie zmienił się sposób rozwinięcia ówczesnej Warty, który zapewne był wówczas meandrowy. Rzeka ta migrowała boczenie, a stosunek erozji do akumulacji był zrównoważony. Okres ten reprezentowany jest przez osady mineralno-organiczne facji pozakorytowej, przy czym osady odpowiadające chłodniejszym okresom wczesnego vistulianu zawierały znacznie mniej materiału organicznego. Osady te datowane były metodą TL na 105 i 102 ka BP. W ciepłych częściach wczesnego vistulianu, obrzeżenie basenu porastały lasy brzoźowo-sosnowe lub sosnowe, natomiast w chłodnych murawy stepowe (T o b o l s k i 1991). W osadach wczesnego vistulianu rozwijała się gleba glejowa, prawdopodobnie pod pokrywą łąkową.
3. Zmiana warunków w basenie uniejowskim na przełomie wczesnego vistulianu i dolnego plenivistulianu poskutkowała erozją, na skutek której strop osadów wczesnovistuliańskich został ścięty na względnie równym poziomie. Nie wiadomo jak dużą lukę stratygraficzną wyznacza ta faza. Następnie miała

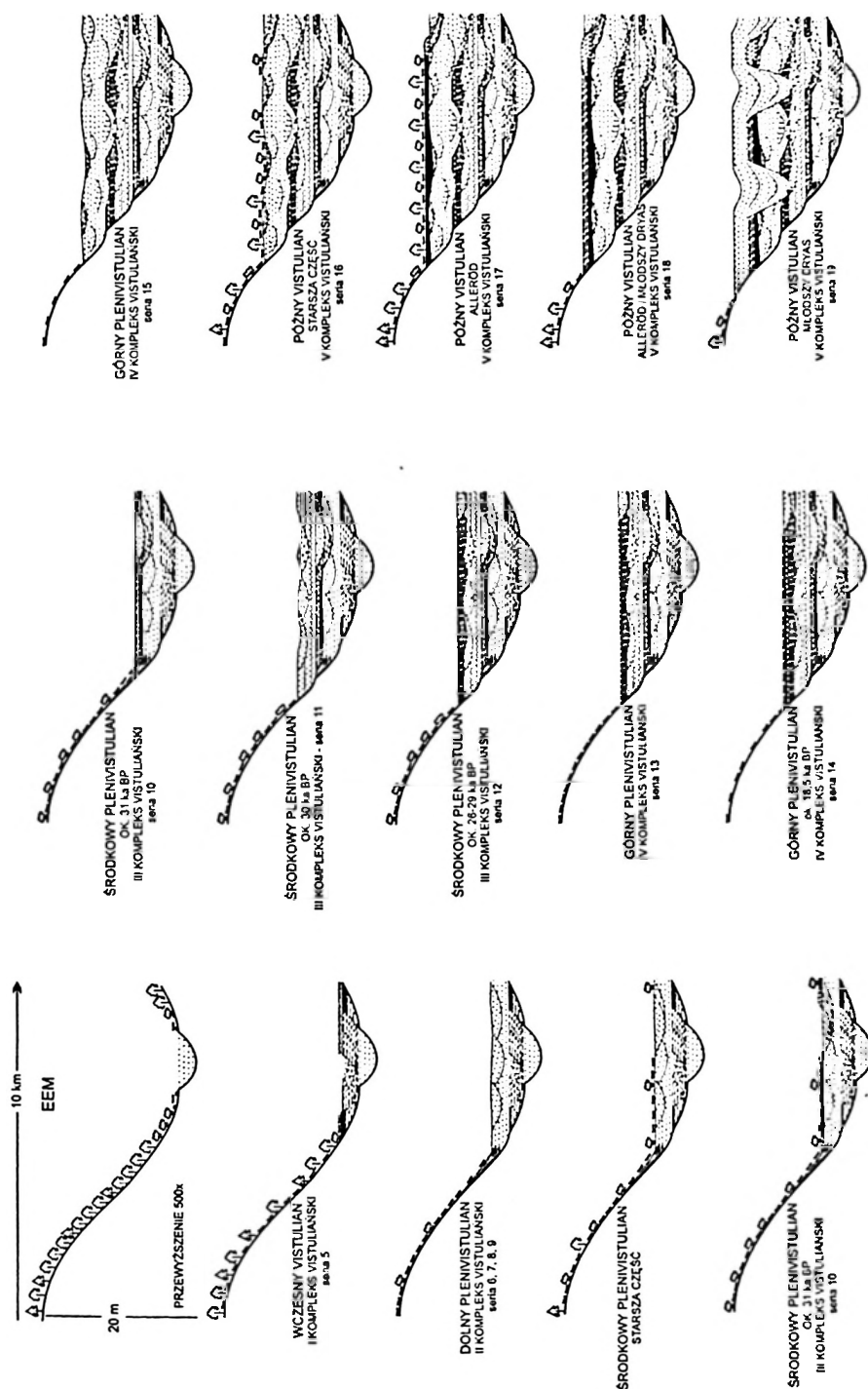


Rys. 29. Przemiany środowiska w vistulanie w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego

1 – male inwolucje; 2 – duże inwolucje; 3 – epigenetyczne kliny lodowe; 4 – syngenetyczne kliny lodowe; 5 – procesy i osady stokowe; 6 – procesy coliczne

Evolution of the Vistulian environment in the north-western part of the Uniejęw Basin

1 - small involutions; 2 - large involutions; 3 - epigenetic fissures; 4 - syngenetic fissures; 5 - slope processes and deposits; 6 - aeolian processes



Rys. 30. Schemat ewolucji basenu unięjowskiego w vistulianie

Schema of the Unięjów Basin evolution during the Vistulian

miejsce akumulacja w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej. Ówczesna rzeka roztokowa była szeroko rozprzestrzeniona i nadbudowała powierzchnię basenu o 2–3 m. Z ogólnej znajomości warunków jakie panowały w dolnym plenivistulianie zakładać można, że w otoczeniu basenu istnieć musiały zbiorowiska tundrowe. W tym czasie w basenie rozwinięta była wieloletnia zmarzlina i tworzyły się syngenetyczne kliny lodowe.

4. Nie wiadomo co działo się na początku środkowego plenivistulianu w obrębie basenu uniejowskiego, nie ma bowiem osadów tego wieku. Występują dopiero osady młodszej części tego okresu, datowane na >37, 31, >30, 28 i 24 ka BP. Odpływ ówczesnej Warty był skoncentrowany w węższej strefie i nie wiadomo jakiego rodzaju rzeka wtedy funkcjonowała. Na rozległej powierzchni basenu rozwijało się torfowisko, które czasami zalewane było wodami powodziowymi dostarczającymi materiał piaszczysty, tworzący cienkie przewarstwienia w torfie. W proksymalnej części doliny, na tym samym poziomie co torfowiska, występowały osady mineralno-organiczne facji pozakorytovej. Panowały wtedy zbiorowiska tundry krzewinkowej w warunkach zimnego klimatu. Występowała również wieloletnia zmarzlina zapisana w postaci pseudomorfoz po klinach lodowych, które rozcinały torf. Powstały również krioturbacje, które w znacznym stopniu zdeformowały torfy.
5. Z drugą częścią środkowego plenivistulianu związane jest również powstanie serii piaszczysto-żwirowej oddzielającej dwa poziomy mineralno organiczne z tego samego okresu. Seria ta akumulowana była w środowisku rzeki roztokowej, której rozwój może się wiązać ze zmianą drogi odpływu Warty między Jeziorskiem i Brodnią a Turkiem i Uniejowem, gdzie powstał odcinek przelomowy. Rzeka niosąca znaczne ilości materiału z erozji, wpływając na płaską i szeroką powierzchnię północnej części basenu traciła siłę nośną i akumulowała znaczne ilości materiału. Pośrednio wydarzenia te wydatowano na około 30 ka BP. W otoczeniu basenu warunki w tym czasie prawdopodobnie nie uległy zmianie.
6. Pod koniec środkowego plenivistulianu, warunki w basenie uniejowskim ustabilizowały się i znów odpływ skoncentrował się w węższej strefie, a na opuszczonej przez rzekę powierzchni składane były osady mułowo-organiczne datowane na 29 i 26 ka BP. Akumulacja tych osadów odbywała się w płytkich, rozległych obniżeniach, pozostałych po rzece roztokowej. Ta seria mułowo-organiczna została zdeformowana, a deformacje mają charakter krioturbacji lub inwolucji termokrasowych.
7. W osadach ze środkowego plenivistulianu zaznaczył się wzrost obróbki eolicznej ziaren kwarcu.
8. Na początku górnego plenivistulianu, warunki w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego nie różniły się zasadniczo od warunków z końca środkowego plenivistulianu. Wzmogły się jednak powodzie, czego świadectwem jest seria osadów piaszczysto-mułowych, która pokryła znaczną część

- basenu. Zintensyfikowaniu uległy procesy eoliczne, co zapisało się w osadach poprzez gwałtowny i znaczny wzrost zawartości ziaren eolizowanych.
9. W następnej kolejności na powierzchni basenu rozwinęło się torfowisko w warunkach bardzo zimnego klimatu. Panującą formacją roślinną była tundra. Poziom torfu rozcinały kliny lodowe tworzące prawdopodobnie układy poligonalne. Torf wydатовany został na około 18,5 ka BP.
 10. Podczas zlodowacenia bałtyckiego w basenie uniejowskim zaszły poważne zmiany. Wkroczyła rzeka roztokowa, która w niektórych miejscach dość głęboko się wcięła, a w innych tylko nieznacznie rozmyła starsze osady. Głębokość rozcięcia wzrasta w kierunku osi doliny Warty. W osadach akumulowanych przez tę rzekę występuje najwięcej ziaren obrobionych w środowisku eolicznym. Przez część roku piaszczyste osady rzeki roztokowej wyeksponowane były na działanie procesów eolicznych. Pod koniec górnego plenivistulianu rzeka roztokowa opuściła rozległy basen, pozostawiając po sobie kanały, gdzie w sprzyjających warunkach akumulowane były muły.
 11. Na temat warunków w basenie uniejowskim w starszej części późnego vistulianu w zasadzie nie ma danych. Dochodziło do organizacji odpływu, prawdopodobnie rzeka miała charakter meandrowy. Na powierzchnię basenu stopniowo wkraczała roślinność.
 12. Istotne zmiany w północno-zachodniej części basenu uniejowskiego miały miejsce w drugiej części allerödu, kiedy doszło do podniesienia się poziomu wód gruntowych i zaistniały warunki dla rozwoju torfowiska, które stopniowo zajęło cały badany obszar. Spąg torfu wydатовano na około 10,8–10,2 ka BP. Na obrzeżu basenu rozwijały się luźne lasy sosnowe z niewielkim udziałem brzozy.
 13. Na przełomie allerödu i młodszego dryasu stopniowo zwiększało się znaczenie brzozy w zbiorowiskach roślinnych oraz roślin zielnych. Klimat stawał się chłodniejszy, subarktyczny. Podniósł się jeszcze poziom wód i doszło do zatopienia niżej położonych miejsc i akumulacji osadów limnicznych. Podniesienie poziomu wód zinterpretowano jako efekt podniesienia się poziomu wieloletniej zmarzliny lub rozwoju zmarzliny inicjalnej. W okresie akumulacji torfów i gytji w rozlewiskach znaczna część basenu znajdowała się poza oddziaływaniem procesów rzecznych. Odpływ Warty był skoncentrowany, a ewentualne powodzie mało intensywne. Rzeka prawdopodobnie nie była głęboko wcięta, gdyż w innym wypadku nie utrzymałby się wysoki poziom wód gruntowych, pozwalający istnieć torfowisku i płytkim rozlewiskom.
 14. W młodszym dryasie zaszły dalsze zmiany w środowisku basenu uniejowskiego. Utworzył się wtedy system wielokorytowy *anabranching* typu 2, jako wyraz dostosowania się rzeki do warunków na płaskiej powierzchni basenu. Poszczególne koryta powstawały na drodze awulsji, były szybko wcinane i szybko zapełniane osadami. Obszary międzykorytowe nadbudowywane były

piaszczystymi madami. Generalnie przeważały tendencje akumulacyjne, tak że poziom basenu podniósł się o około 2 m. Przy szybkiej aggradacji na równiach zalewowych warunki do rozwoju roślinności na powierzchni basenu były ograniczone.

15. Procesy eoliczne zaznaczone w cechach teksturalnych osadów na obszarze badań doprowadziły do powstania wydm w międzyrzeczu Warty i Neru, gdzie, już wiele lat temu, udokumentowane zostały dwie odrębne pokrywy: przedallerödзка i młodszodryasowa.

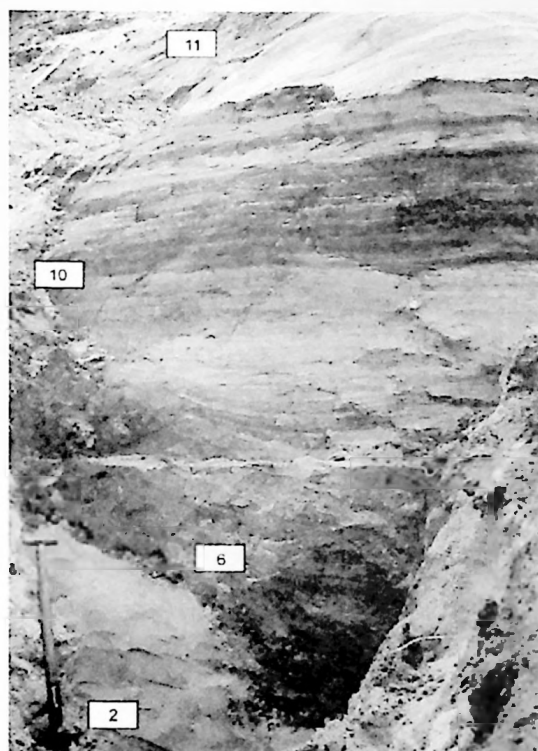
*Praca przedstawiona na posiedzeniu Komisji Geograficznej
Wydziału III LTN w dniu 20 czerwca 2000 roku*



fol. J. Petera, 2000

Fot. 1. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko I. Osady vistuliańskie podścielone zwiirami rezydualnymi z fazy kataglacialnej zlodowacenia warty (seria 2)

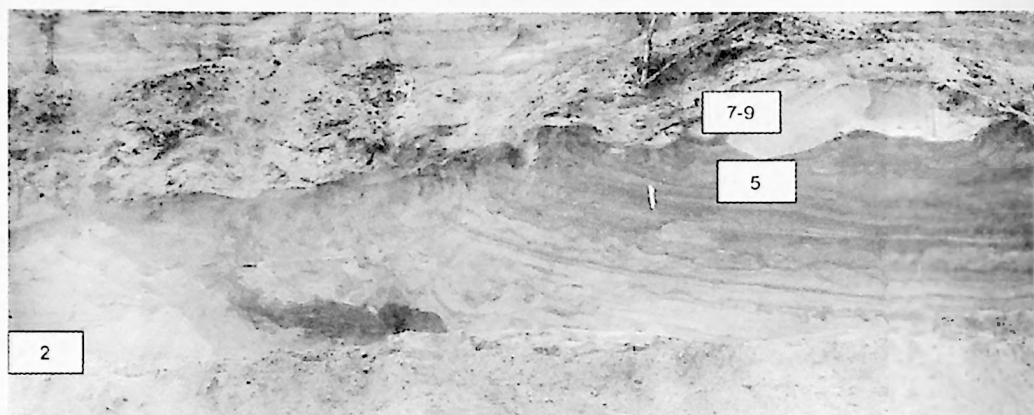
Koźmin-PÓLNOC, site I. Vistulian deposits underlain by residual gravels of the kataglacial phase of the Wartian Glaciation



fol. J. Petera 1999

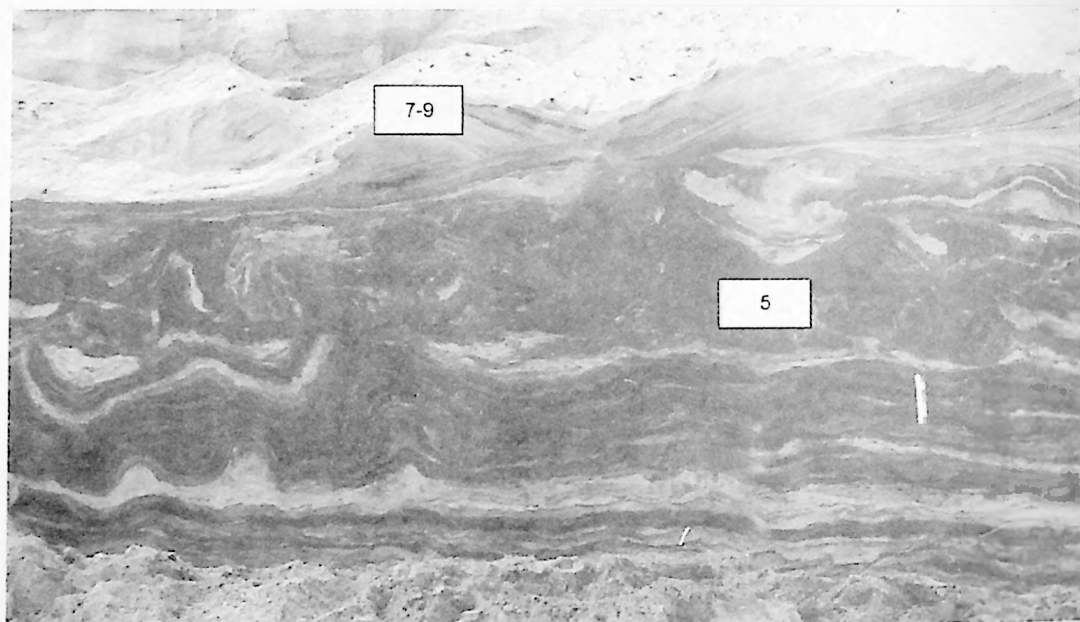
Fot. 2. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F. Kontakt serii fluwioglacjalnej z osadami stokowymi (seria 6), pokryte osadami ze środkowego plenivistulianu (seria 10)

Koźmin-PÓLNOC, site F. Contact between the fluvioglacial series and the slope deposits (series 6), overlain by Middle Plenivistulian deposits (series 10)



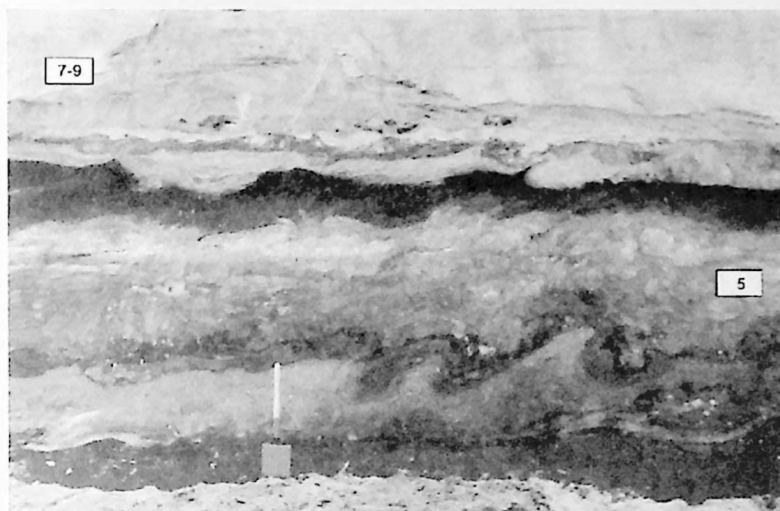
fot. H. Klatkova 1995

Fot. 3. Koźmin-ZATOKA. Kontakt serii 5 z wczesnego vistulianu z osadami podłoża
Koźmin-ZATOKA. Contact between the Early Vistulian series 5 and underlying deposits



fot. H. Klatkova 1995

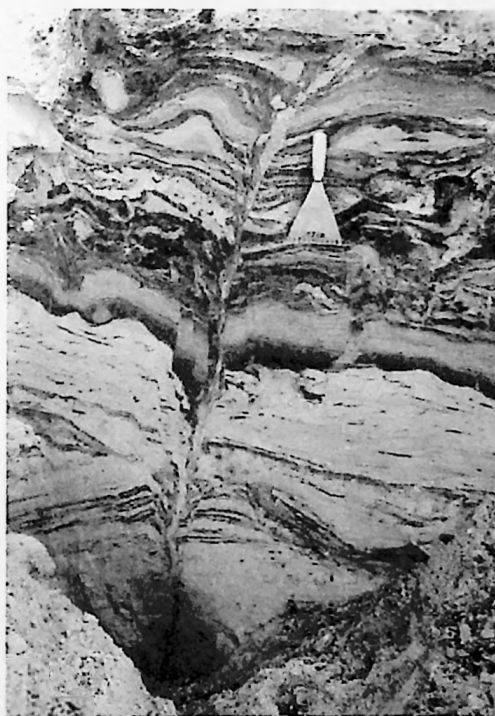
Fot. 4. Koźmin-ZATOKA. Seria 5 z wczesnego vistulianu, z widocznymi dwoma generacjami tej serii
Koźmin-ZATOKA. The Early Vistulian series 5 with two generations of the series visible



fol. H. Klatkova 1996

Fot. 5. Koźmin-ŚRODKOWY, stanowisko H. Seria 5 z wczesnego vistulianu,
z rozwiniętą w niej glebą glejową

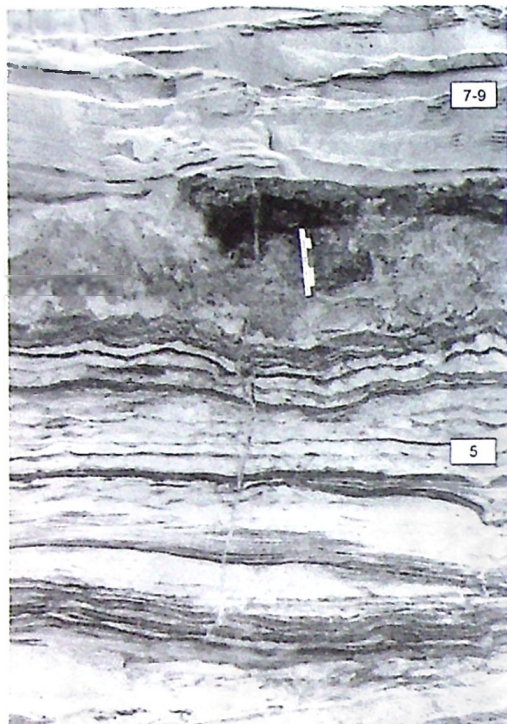
Koźmin-ŚRODKOWY, site H. The Early Vistulian series 5 with a gley soil



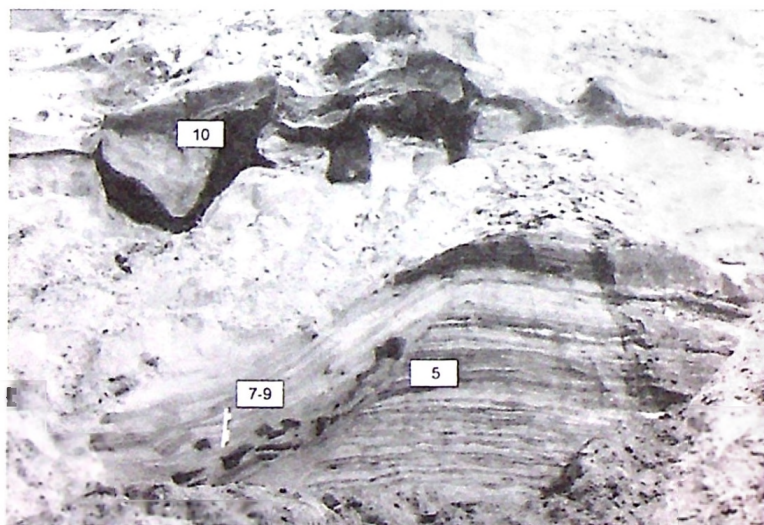
fol. J. Petera 1998

Fot. 6. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko C. Pseudomorfoza po klinie lodowym przecinająca serię
5 z wczesnego vistulianu

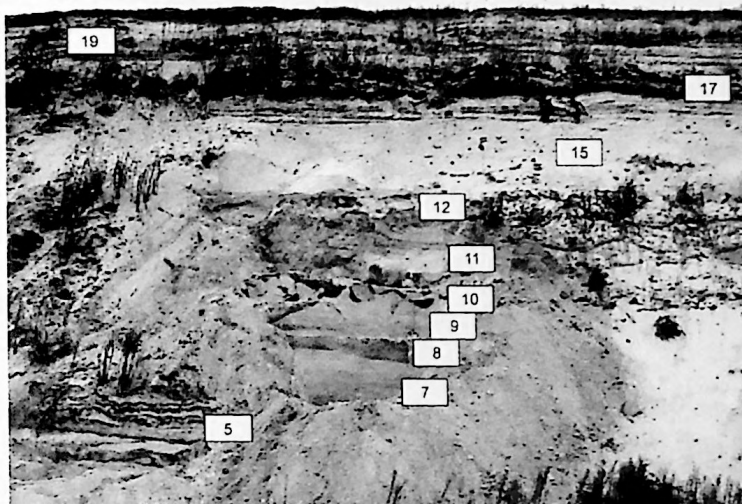
Koźmin-PÓLNOC, site C. The ice wedge pseudomorph cutting the Early Vistulian series 5



fot. H. Klatkova 1996
 Fot. 7. Koźmin-ŚRODKOWY, stanowisko G. Ślad po elementarnej szczelinie mrozowej w osadach serii (5) z wczesnego vistulianu
 Koźmin-ŚRODKOWY, site G. A trace of the elementary ice fissure in the Early Vistulian deposits (series 5)



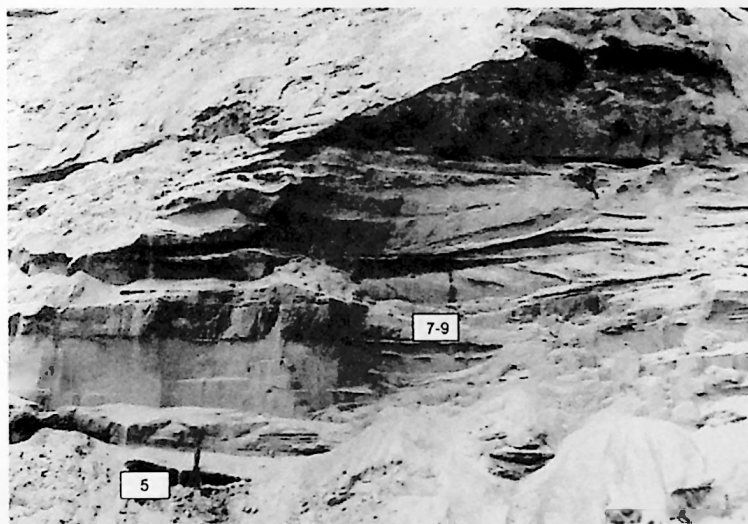
fot. H. Klatkova 1995
 Fot. 8. Koźmin-ZATOKA. Rozcięcie serii 5 z wczesnego vistulianu seria 7-9 z dolnego plenivistulianu oraz seria 10 ze środkowego plenivistulianu
 Koźmin-ZATOKA. Incision of the Early Vistulian series 5 the Lower Plenivistulian series 7-9 and the Middle Plenivistulian series 10 visible



fol. J. Petera 1998

Fot. 9. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko C. Sekwencja osadów vistuliańskich od serii 5 z wczesnego vistulianu po serię 19 budującą współczesną powierzchnię terenu

Koźmin-PÓLNOC, site C. The sequence of Vistulian deposits, from the Early Vistulian series 5 to the series 19 forming the present day surface



fol. H. Kłatkowa 1996

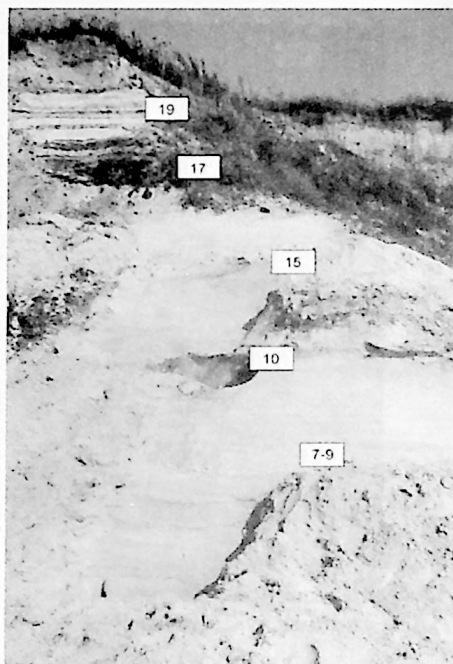
Fot. 10. Koźmin-ŚRODKOWY. Seria 7-9 piaskodennej rzeki roztokowej z dolnego plenivistulianu

Koźmin-ŚRODKOWY. The Lower Plenivistulian series 7-9 of a sand-bed braided river

fot. J. Petera 2000

Fot. 11. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko D.
Sekuencja osadów vistuliańskich od serii
7-9 z dolnego plenivistulianu po serię 19
stanowiącą współczesną powierzchnię
terenu

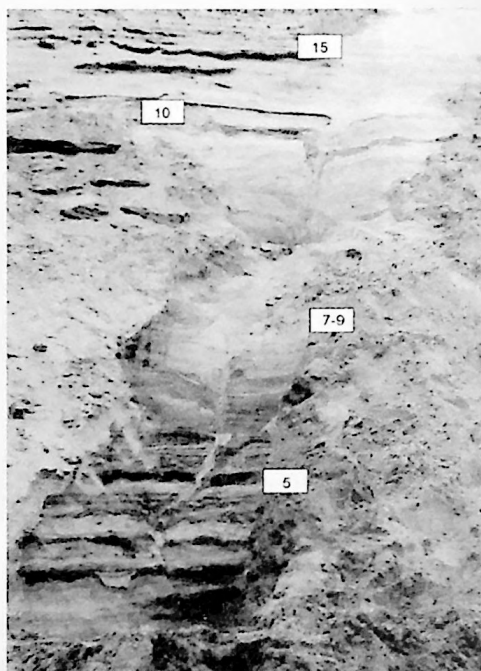
Koźmin-PÓLNOC, site D. The sequence of
Vistulian deposits, from the Lower Plenivi-
stulian series 7-9 to the series 19 forming
the present day surface



fot. H. Klatkova 1996

Fot. 12. Koźmin-ŚRODKOWY. Pseudo-
morfoza po syngenetycznym klinie
lodowym

Koźmin-ŚRODKOWY. The syngenetic
ice wedge pseudomorph

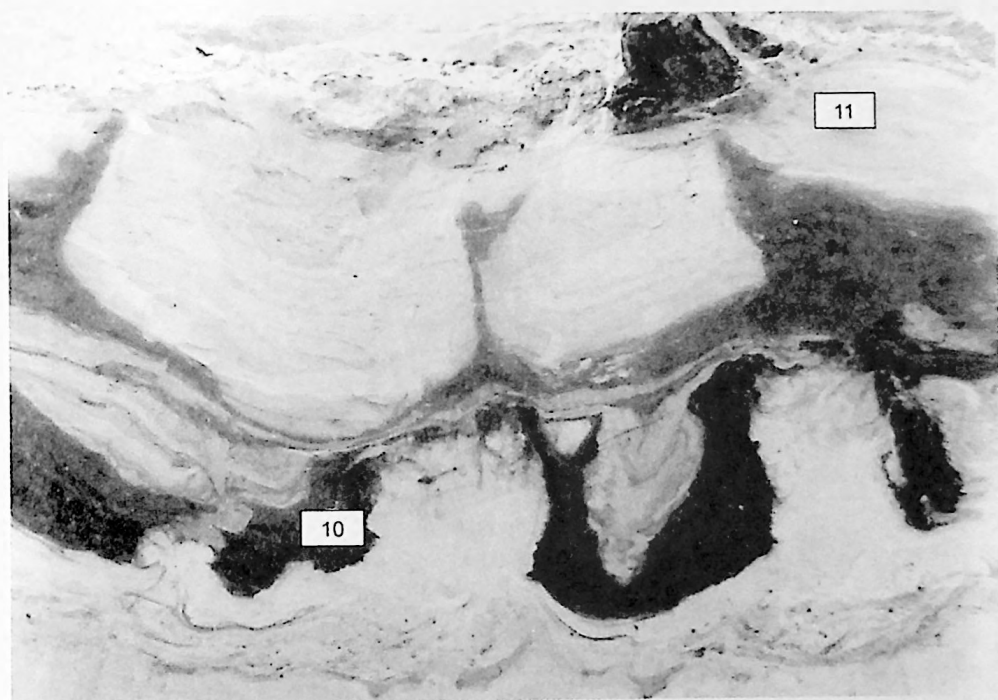




fol. J. Petera 2000

Fot. 13. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko I. Kontakt erozyjny serii 10 ze środkowego plenivistulianu z podścielającą serią 7-9 z dolnego plenivistulianu

Koźmin-PÓLNOC, site I. Erosional contact between the Middle Plenivistulian series 10 and the underlying Upper Plenivistulian series 7-9



fol. H. Klatkova 1995

Fot. 14. Koźmin-ZATOKA. Inwolucje rozwinięte w serii 10 ze środkowego plenivistulianu

Koźmin-ZATOKA. Involutions formed in the Middle Plenivistulian series 10



fot. J. Petera 2000

Fot. 15. Koźmin-PÓLNOC. Seria 10 ze środkowego plenivistulianu wykształcona w postaci rytmitu mineralno-organicznego facji pozakorytovej

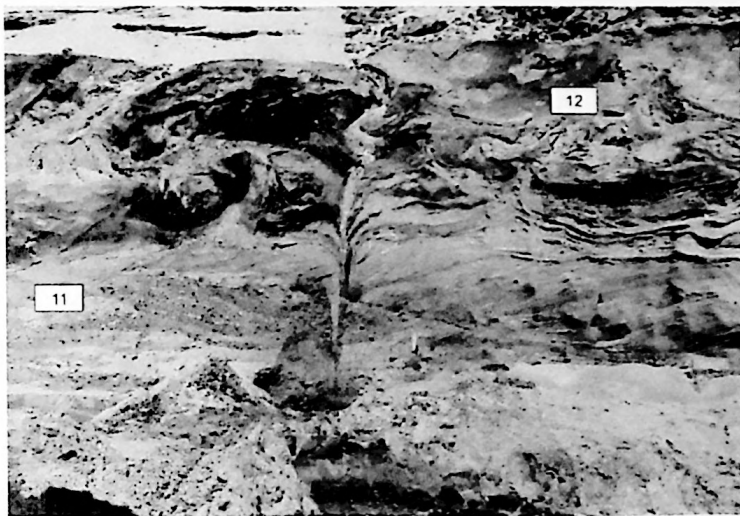
Koźmin-PÓLNOC. The Middle Plenivistulian series 10 developed as a mineral-organic rhythmite of the overbank facies



fot. J. Petera 2000

Fot. 16. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko C. Pseudomorfoza po klinie lodowym wykształcona od poziomu torfu ze środkowego plenivistulianu (seria 10)

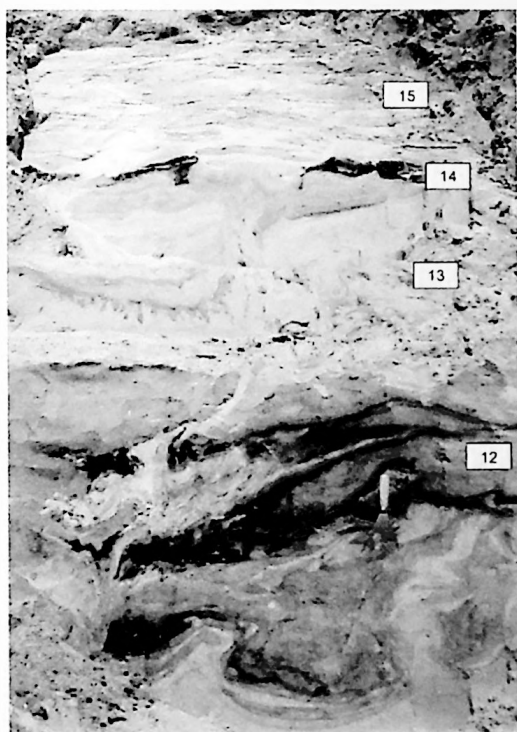
Koźmin-PÓLNOC, site C. The ice wedge pseudomorph formed from the peat horizon of Middle Plenivistulian series 10



fot. J. Petera 1999

Fot. 17. Koźmin-PÓLNOC. Pseudomorfoza po epigenetycznym klinie lodowym, rozcinająca mułowo-piaszczystą serię 12 i serię piaszczysto-zwirową 11

Koźmin-PÓLNOC. The epigenetic ice wedge pseudomorph, cutting the silty-sandy series 12 and the sandy-gravelly series 11



fot. J. Petera 1999

Fot. 18. Koźmin-PNÓLNOC. Pseudomorfoza po epigenetycznym klinie lodowym rozwinętych od serii 14 z górnego plenivistulianu do serii 12 ze środkowego plenivistulianu

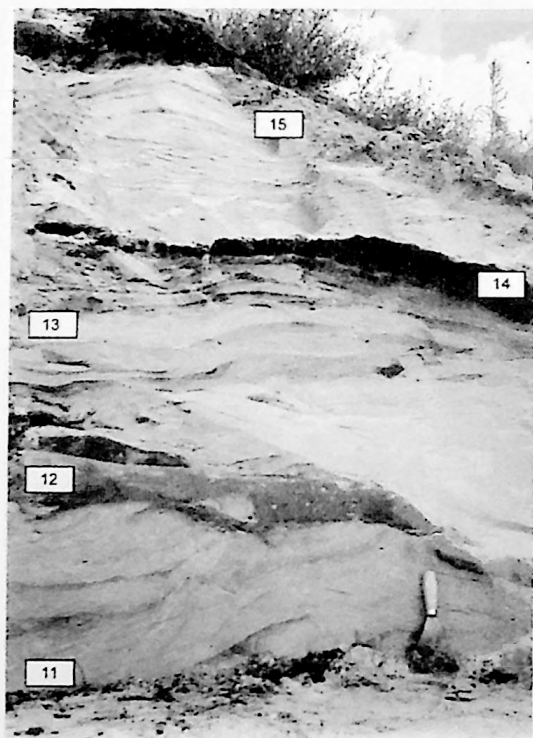
Koźmin-PNÓLNOC. The epigenetic ice wedge pseudomorph formed from the Upper Plenivistulian series 14 to the Middle Plenivistulian series 12



fol. H. Klatkova 1996

Fot. 19. Koźmin-ŚRODKOWY. Koryto z młodszego dryasu rozcinające starsze osady po spąg serii mułowo-organicznej 12 ze środkowego plenivistulianu

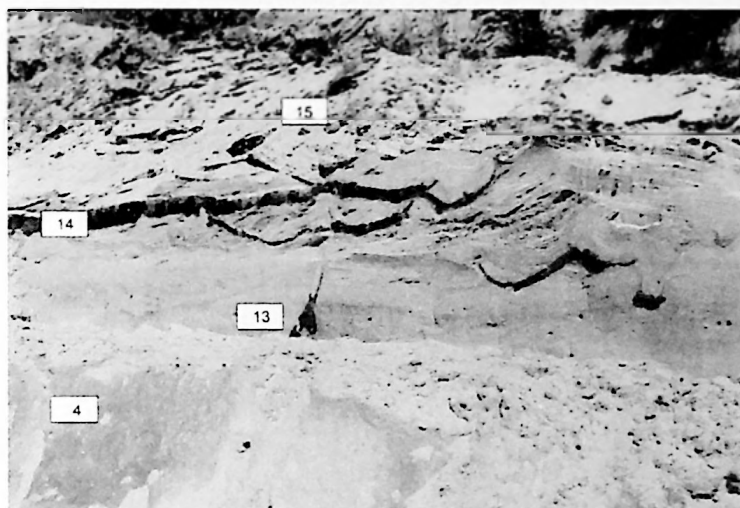
Koźmin-ŚRODKOWY. The Younger Dryas channel cutting older sediments, up to the silty-organic Middle Plenivistulian series 12



fol. J. Petera 1999

Fot. 20. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko A. Sekwencja osadów ze środkowego i górnego plenivistulianu

Koźmin-PÓLNOC, site A. The sequence of Middle and Upper Plenivistulian deposits



fol. J. Petera 1999

Fot. 21. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko E. Osady górnego plenivistulianu seria piaszczysto-mułowa 13 i seria torfowa 14 częściowo rozmyte

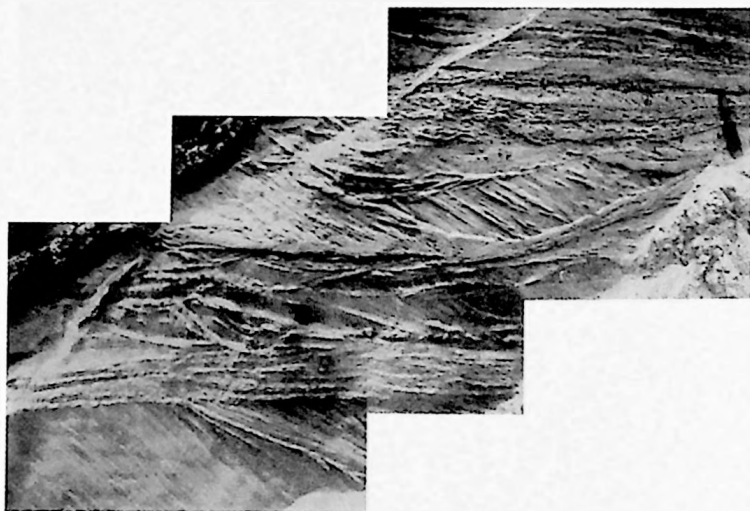
Koźmin-PÓLNOC, site E. Upper Plenivistulian deposits the sandy-silty series 13 and the partly washed out peaty series 14



fol. J. Petera 1999

Fot. 22. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko E. Górna część pseudomorfozy po klinie lodowym, ściętej przez serię 15

Koźmin-PÓLNOC, site E. The top part of the the epigenetic ice wedge pseudomorph truncated by the series 15



fot. H. Klatkova 1996

Fot. 23. Koźmin-ŚRODKOWY. Struktura osadów rzeki roztokowej z górnego pleni-vistulianu (seria 15)

Koźmin-ŚRODKOWY. The structure of the Upper Plenivistulian braided river deposits (series 15)



fot. J. Petera 1999

Fot. 24. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko B. Stropowa część serii 15 z górnego pleni-vistulianu oraz kontakt z serią torfów allerödzkich (17)

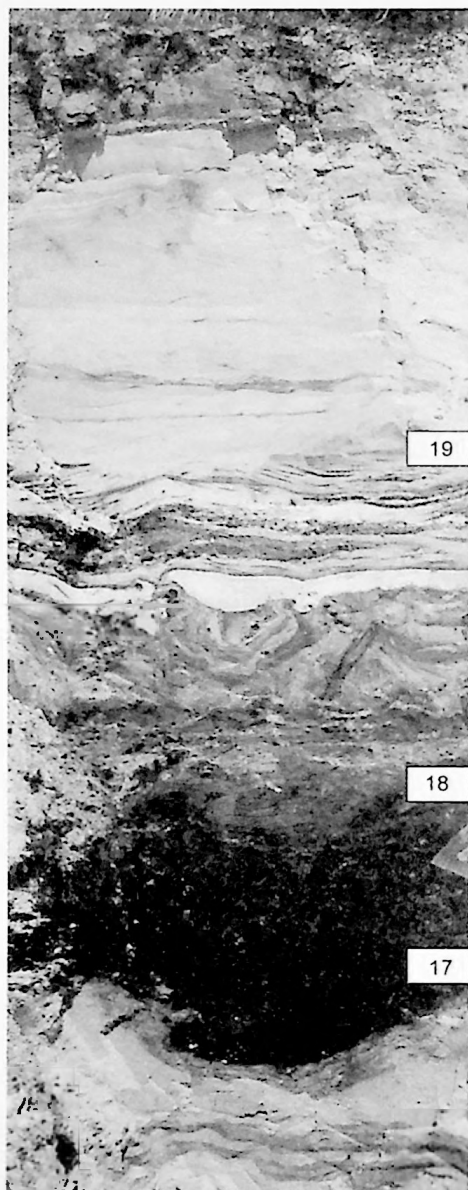
Koźmin-PÓLNOC, site B. The top part of the Upper Plenivistulian series 15 and contact with the Alleröd peat series (17)



fol. H. Klatkova 1995

Fot. 25 Koźmin-ZATOKA. Zaburzone muly wypełniające odcięte kanały rzeki roztokowej z górnego plenivistulianu, przykryte osadami z późnego vistulianu

Koźmin-ZATOKA. Deformed silts filling the cut off Upper Plenivistulian braided river channels, covered by Late Vistulian deposits



fol. J. Petera 1999

Fot. 26. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F. Osady V kompleksu vistuliańskiego w dolnej części widoczny jest torf z allerödu i gytia mulowa, w górnej części znajduje się rytmityt z młodszego dryasu

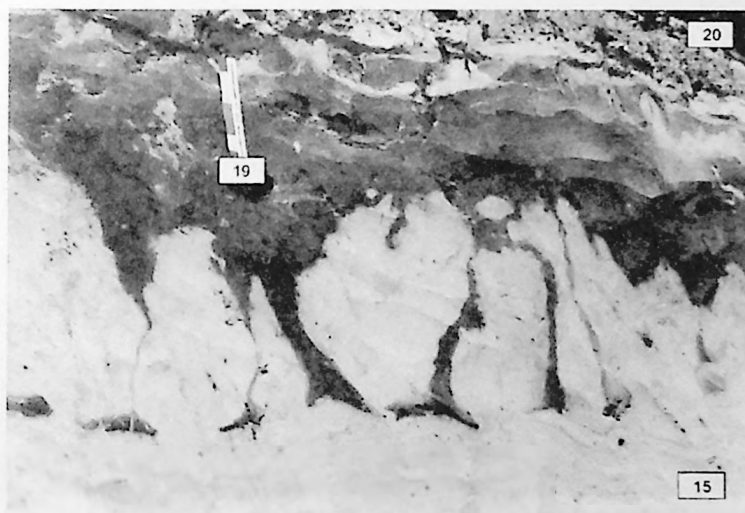
Koźmin-PÓLNOC, site F. Deposits of the V Vistulian complex in lower part the Alleröd peat and silty gyttja visible. in the top part the Younger Dryas rhythmite visible



fot. J. Petera 1999

Fot. 27. Koźmin-PÓLNOC. Kontakt serii z górnego plenivistulianu (15) z serią torfów allerödzkich (17), zaburzonych w spągu

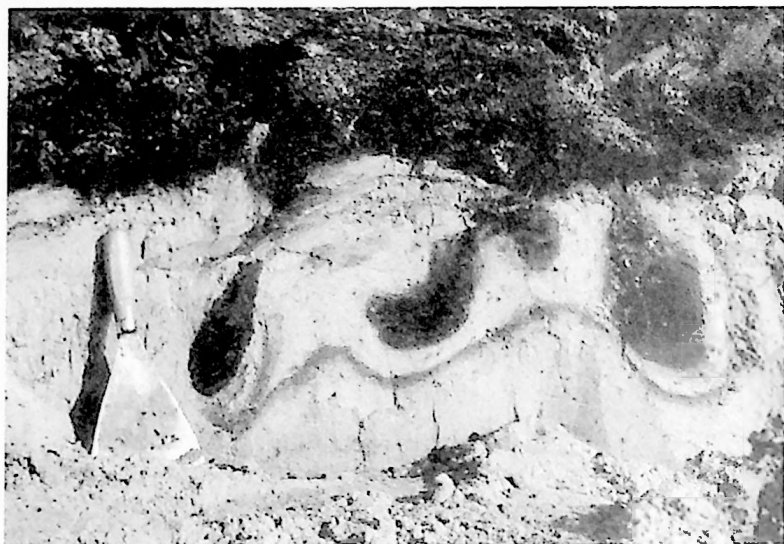
Koźmin-PÓLNOC. Contact between the Upper Plenivistulian series (15) and the Alleröd peat series (17), deformed at the base



fot. H. Klatkova 1996

Fot. 28. Koźmin-ŚRODKOWY. Inwolucje typu flat-bottomed w spągu torfu allerödskiego (seria 17)

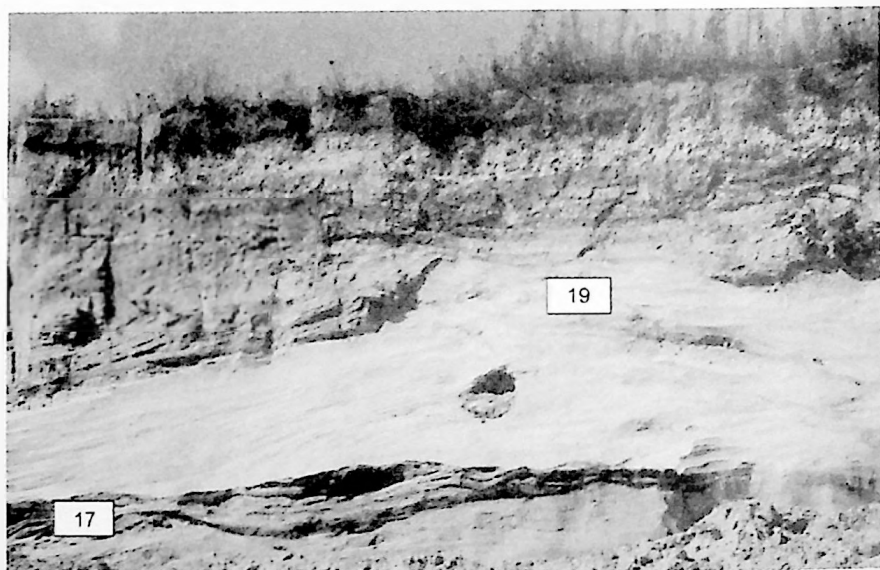
Koźmin-ŚRODKOWY. Flat-bottomed involutions at the base of the Alleröd peat (series 17)



fot. J. Petera 2000

Fot. 29. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko D. Inwolucje kropłowe w spagu torfii z allerödu (seria 17)

Koźmin-PÓLNOC, site D. Drop involutions at the base of the Alleröd peat (series 17)



fot. J. Petera 2000

Fot. 30. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko J. Rozmyta seria torfowa (17) z allerödu w brzeżnej strefie koryt z młodszego dryasu

Koźmin-PÓLNOC, site J. The washed out Alleröd peat series (17) in the marginal zone of the Younger Dryas channels



fot. J. Petera 2000
 Fot. 31. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko L. Brzeźna strefa koryt z młodszego dryasu

Koźmin-PÓLNOC, site L. The marginal zone of the Younger Dryas channels



fot. J. Petera 2000
 Fot. 32. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko J. Brylka piaszczysta o pierwotnej strukturze, zachowana w osadach korytowych z młodszego dryasu

Koźmin-PÓLNOC, site J. The sand block of the original structure preserved in the Younger Dryas channel deposits

LITERATURA

- Alexandrowicz W., 1997 - Informacja o malakofaunie z próbki określonej symbolem „Kozmin”. Maszynopis. Katedra Badań Czwartorzędu UL.
- Alley R. B., Meese D. A., Shuman C. A., Gow A. J., Taylor K. C., Grootes P. M., White J. W. C., Ram M., Waddington E. D., Mayewski P. A., Zielinski G. A., 1993 - Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362: 527-529.
- Andrzejewski L., 1994 - Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. Rozprawy UMK. Toruń: 112 s.
- Anketell J. M., Cegla J., Dżułyński S., 1970 - On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40 (1): 3-29.
- Antczak B., 1986 - Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w pradolinie warszawsko-berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego wistulianu. *Wyd. Nauk. UAM. Seria Geografia*, 35: 111 s.
- Astakhov V. I., 1991 - The fluvial history of West Siberia. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 381-392.
- Atkinson T. C., Britta K. R., Coope G. R., 1987 - Sesonal temperatures in Britain during the past 22 000 years reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325: 587-592.
- Balwierz Z., 1995 - Vegetation of Upper Vistulian cold phases in Central Poland. *Biul. Perygl.*, 34: 21-36.
- Balwierz Z., 2000 - Wnioski z analizy palinologicznej prób z Kozmina. Maszynopis. Katedra Badań Czwartorzędu UL.
- Balwierz Z., Goździk J. S., 1999 - Eemian and Vistulian deposition in a closed depression – a long continuous record. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future” Excursion III. Łódź: 86-88.
- Baraniecka M. D., Sarnacka Z., 1971 - Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 157-244.
- Bartkowski T., 1955 - O budowie głębszego podłoża Kola nad Wartą. *Prz. Geol.*, 6/55: 296- 299.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1990 - Geografia gleb. PWN, Warszawa: 293 s.
- Behre K. E., 1989 - Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quatern. Sci. Rev.*, 8: 25-44.
- Bohncke S. J. P., Kasse C., Vandenbergh J., 1995 - Climate induced environmental changes during the Late Glacial at Żabinko, Poland. *Questiones Geogr. Spec. Issue*, 4: 43-64.
- Bohncke S. J. P., Vandenbergh J., 1991 - Palaeohydrological development in the Southern Netherlands during the last 15 000 years. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 253-281.
- Borówka M., 1991 - Problem odpływu pradolinnego wód roztopowych fazy leszczyńskiej w Wielkopolsce w świetle literatury i analizy morfometrycznej poziomów terasowych. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 42: 19-48.
- Borówko - Dłużakowa Z., 1969 - Palynological investigations of Late Glacial and Holocene deposits at Konin. *Geogr. Pol.*, 17: 267-281.
- Borówko - Dłużakowa Z., 1979 - Młodoplejstoceńskie i postglacjalne stanowisko flor kopalnych w Koninie. *Kwart. Geol.*, 23 (1): 247-257.
- Brodzikowski K., 1992 - Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych w geologii i geomorfologii glacjalnej. W: Brodzikowski K., Zieliński T., Gruszka B. (red.) *Problemy sedymentacji glacialimnicznej. Materiały letniej szkoły sedymentologicznej*. Murzynowo. Łódź: 7-56.

- Brown A. G., 1991 - Hydrogeomorphological changes in the Severn Basin during the last 15 000 years: orders of change in a maritime catchment. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 146-169.
- Buraczynski J., 1996 - Evolucja doliny różnego Wierprza na Roztoczu w piętrach Wisły i holocenu. *Ann. UMCS*. 51: 117-140.
- Burrin P. J., Jones D. K. C., 1991 - Environmental processes and fluvial responses in a small temperate zone catchment: a case study of the Sussex Ouse Valley, Southeast England. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 217-252.
- Caillieux A., 1942 - Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. *Mem. Soc. Geol. de France*. 46: 176 s.
- Cegła J., Dżułyński S., 1970 - Układy niestacjonarne warstwowe i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. *Acta Univ. Wratisl.*, 124, *Studia geograficzne*. 13: 17-42.
- Chorley R. J., Schumm S. A., Sugden D. E., 1984 - *Geomorphology*. Methuen: 605 s.
- Ciuk E., Mańkowska A., 1981 - *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*. ark. Konin. Wyd. Geol., Warszawa: 89 s.
- Clark M. J., 1988 - Periglacial hydrology. W: Clark M. (red.) *Advances in Periglacial Geomorphology*. J. Wiley. Chichester: 415-462.
- Czarnik J., 1972 - Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. *St. Geol. Pol.*, 40: 165 s.
- Czubała P., 2001 - Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, 80: 174 s.
- Dansgaard W., White J. W. S., Johnsen S. J., 1989 - The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339: 532-533.
- Dolecki L., 1999 - Sediments of the Pleistocene terraces of the Bug and Huczwa Rivers in the vicinity of Hrubieszów. *Kwart. Geol.*, 43 (1): 27-38.
- Drozdowski E., 1986 - Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części Dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. IG PAN*, 146: 90 s.
- Dylik J., 1965 - Right and wrong in special views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*. 16 (8): 1-15.
- Dylik J., 1967 - Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: Galon R., Dylik J. (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 309-353.
- Dylik J., 1968 - The earliest warmer substage of the Würm (Amersfoort) in Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*, 19 (4): 1-28.
- Dylik J., 1969 - Slope development affected by frost fissures and thermal erosion. W: Pewe T. L. (red.) *The Periglacial environment, past and present*. McGill-Queen's Univer. Press. Montreal: 365-386.
- Dylińska A., 1967 - Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: Galon R., Dylik J. (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 311-371.
- Dylińska A., 1970 - Cechy podłoża wydym w Katarzynowie koło Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 24: 135-154.
- Dynowska I., 1972 - Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*. 28: 155 s.
- Dżułyński S., 1996 - Erosional and deformational structures in single sedimentary beds: a genetic commentary. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66 (2): 101-189.
- Emilian C., 1955 - Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, 63: 538-578.
- Falkowski E., 1967 - Evolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biul. Inst. Geol.*, 198: 57-150.
- Fedorowicz S., Olszak I. J., 1988 - Wartości dawki rocznej i geologicznej w zależności od frakcji i metody pomiaru oraz wpływ tych czynników na otrzymany wiek osadu w profilu Maliniec koło Konina. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 39: 5-23.

- Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 1998 - Neoplejstocenyjskie osady okolic Turku. V Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Nowe jednostki stratygraficzne Pojezierza Mazurskiego. Iznota: 78.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., Petera J., 1999 - Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Koźmin near Turek, central Poland. *Kwart. Geol.*, 43 (1): 85-98.
- French H. M., 1976 - The periglacial environment. Longman. London and New York: 309 s.
- French H. M., Goździk J. S., 1988 - Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Belchatów, Poland. *Can. J. Earth Sci.*, 25 (12): 2017-2027.
- Gałon R., 1968 - Przebieg deglacji na obszarze *Peribalticum*. *Pr. Geogr. IG PAN*, 74: 201-212.
- Gębica P., 1995a - Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie. *Dok. Geogr.* PAN, 2: 91 s.
- Gębica P., 1995b - Evolution of the Vistula valley and of alluvial fans of the Raba and Uszwica rivers between Uście Solne and Szczurowa in the Vistulian and Holocene. W: Starkel L. (red.) Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part V. *Geogr. St., Spec. Issue*, 8: 31-50.
- Górecki W., Mańkowska A., 1989 - Zlodowacenie północnopolskie Wysoczyzny Tureckiej w świetle nowych danych. *Kwart. Geol.*, 33 (3/4): 573-586.
- Gonera P., 1985 - Wstępne wyniki morfodynamicznej interpretacji osadów korytowych paleomeandru Warty koło Mechlina. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 35: 5-19.
- Gonera P., 1986 - Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty. *Wyd. Nauk. UAM. Seria Geografia*, 33: 98 s.
- Gonera P., Kozarski S., 1987 - River channel changes and rough paleodischarge estimates for the Warta River, West-Central Poland. *Geogr. Ann.*, 69 A (1): 163-171.
- Goslar T., 1996 - Naturalne zmiany atmosferycznej koncentracji radiowęglu w okresie szybkich zmian klimatu na przełomie wistulianu i holocenu. *Zesz. Nauk. Politechniki Śląskiej, Geochronometria*, 15: 196 s.
- Goździk J. S., 1973 - Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 117 s.
- Goździk J. S., 1980 - Zastosowanie morfoskopii i granifformometrii do badań osadów w Kopalni Węgla Brunatnego „Belchatów”. *St. Region.*, 4 (9): 101-114.
- Goździk J. S., 1992 - Ewolucja wieloletniej zmarzliny i jej wpływ na warunki depozycji i kształtowania się niektórych cech osadów w okresie 20 000–8 000 lat BP w Polsce. *Prz. Geol.*, 10 (474): 601-606.
- Goździk J. S., 1995a - Wpływ procesów eolicznych na genezę górnopleniwistuliankich aluwów w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20: 99-108.
- Goździk J. S., 1995b - Vistulian sediments in the Belchatów open cast mine, Central Poland. *Quatern. St. Pol.*, 13: 13-26.
- Goździk J. S., 1995c - A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biul. Perygl.*, 34: 53-72.
- Goździk J. S., 1995d - Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.) Badania osadów czwartorzędowych. Wydział Geogr. i Studiów Region. UW: 115-132.
- Goździk J. S., 1995e - Inwolucje – jeden z typów deformacyjnych. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.) Badania osadów czwartorzędowych. Wydział Geogr. i Studiów Region. UW: 249-256.
- Goździk J. S., 1995f - Struktury szczelinowe kontrakcji termicznej. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.) Badania osadów czwartorzędowych. Wydział Geogr. i Studiów Region. UW: 257-266.

- Goździk J. S., 1999 - Sediments of periglacial environment from Pleistocene deposits in the Belchatów open cast mine. *Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future” Excursion III*, Łódź: 75-82.
- Goździk J. S., Zieliński T., 1996 - Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykład kopalni Belchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 67-77.
- Goździk J. S., Zieliński T., 1997 - Zasadnicze etapy sedymentacji vistuliańskiej w rejonie KWB Belchatów. *Konf. robocza „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”*, Łódź: 7-8.
- Goździk J. S., Zieliński T., 1999 - Plenivistulian and Late Vistulian sediments of the Struga Żłobnicka series – a characteristic example of valley infill in central Poland. *Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”, Excursion III*, Łódź: 82-84.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Urnug R., 1986 - *Zarys sedymentologii*. Wyd. Geol.: 628 s.
- Guiot J., Pons A., De Beaulieu J. L., Reille M., 1989 - A 140 000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338: 309-313.
- Halicki B., 1950 - Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niziu Europejskim. *Acta Geol. Pol.*, 1 (2): 106-127.
- Harasimiuk M., 1991 - Vistulian glacial cycle of the fluvial processes development in the valley of the middle Wieprz River (SE Poland). *Ann. UMCS*, 46: 81-109.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1980 - The influence of neotectonics upon valley floor development: a case study from the Wieprz valley, Lublin Upland. *Questiones Geogr.*, 6: 35-53.
- Harris Ch., Murton J., Davies M. C. R., 2000 - Soft-sediment deformation during thawing of ice-rich frozen soils: results of scaled centrifuge modelling experiments. *Sedimentology*, 47 (3): 687-700.
- Houben P., 1997 - Late glacial and Holocene fluvial sedimentation in a small upland catchment in Hesse (Germany). *Ztsch. Geomorph.*, 41 (4): 461-478.
- Jańczak J., 1981 - Rozwój dolin Wysoczyzny Jarocińskiej podczas młodszego czwartorzędu. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 34: 70-98.
- Jastrzębska-Mamelka M., 1985 - Interglacja cemska i wczesny vistulian w Zgierzu Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53: 75 s.
- Jewtuchowicz S., 1970 - Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. *Prace Geogr. IG PAN*, 85: 1-79.
- Johnsen S. J., Clausen H. B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C. U., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B., Steffensen J. P., 1992 - Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359: 311-313.
- Kalicki T., 1991 - The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in late Vistulian and Holocene times. W: Starkel L. (red.) *Évolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part IV. Geogr. St., Spec. Issue*, 6: 11-38.
- Kalicki T., 1992 - Zmiany rozwinięcia Wisły pod Krakowem w późnym vistulianie w świetle nowych stanowisk w Pleszowie i Łęgu. *Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys.*, 23: 111-123.
- Kalicki T., 1993 - Studia nad późnoglacialną i holocenną ewolucją wybranych dolin rzecznych na Białorusi. *Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys.*, 24/25: 73-84.
- Kalicki T., Zernickaya V. P., 1995 - Paleogeography of the Vistula Valley near Cracow based on sediments and palynology of the Alleröd paleochannel fill. W: Starkel L. (red.) *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part V. Geogr. St., Spec. Issue*, 8: 9-18.
- Kamiński J., 1993 - Późnoplejstocenna i holocenna transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64: 104 s.

- K a s s e C., 1995a - Younger Dryas cooling and fluvial response (Maas River, the Netherlands) (extended abstract). *Geol. Mijnbouw*, 74: 251-256.
- K a s s e C., 1995b - Younger Dryas climatic changes and aeolian depositional environments. W: Troelstra S. R. i in.(red.) The Younger Dryas. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Verhandelingen, Afd. Natuurkunde, Erste Reeks, deel 44 North - Holland. Amsterdam: 27-31.
- K a s s e C., 1998 - Depositional model for cold – climate tundra rivers. W: Benito G. i in. (red.) Paleohydrology and Environmental Change. J. Wiley & Sons: 83-97.
- K a s s e C., 1999 - Can involutions be used as palaeotemperature indicators ? *Biul. Perygl.*, 38: 95-110.
- K a s s e C., B o h n e c k e S. J. P., V a n d e n b e r g h e J., 1995 - Fluvial periglacial environments. Climate and vegetation during the Middle Weichselian in the northern Netherlands with special reference to the Hengelo Interstadial. *Meded. Rijks Geol. Dienst.*, 52: 387-414.
- K a s s e C., V a n d e n b e r g h e J., B o h n e c k e S. J. P., 1995 - Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. *Palaoklimaforschung /Palaeoclimate Research*, 14: 123-150.
- K i d e n P., 1991 - The Lateglacial and Holocene evolution of the Middle and Lower River Scheldt, Belgium. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) Temperate Palaeohydrology. J. Wiley & Sons: 283-299.
- K l a t k o w a H., 1965 - Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19: 141 s.
- K l a t k o w a H., 1990 - Synsedimentary frost cracks of the Warta cold sub-stage and their paleogeographical significance. *Quatern. Stud. Pol.*, 9: 33-50.
- K l a t k o w a H., 1991 - Wyniki analizy morfoskopowej wybranych osadów czwartorzędowych środkowej Polski. W: Kostrzewski A. (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk. UAM, Geografia*, 50: 277-287.
- K l a t k o w a H., 1992 - Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 39-79.
- K l a t k o w a H., 1993 - Niektóre cechy glacygenicznych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 99-140.
- K l a t k o w a H., 1996 - Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35: 45-86.
- K l a t k o w a H., Z a ł o b a M., 1991 - Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: Stankowski W. (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. *Wyd. Nauk. im. A. Mickiewicza, Poznań*: 33-44.
- K l i m e k K., 1995 - The role of drainage basin orography in the river channel pattern transformation during Late Vistulian. Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland. *Questiones Geogr., Spec. Issue*, 4: 147-153.
- K ł y s i k K., 1993 - Główne cechy klimatu. W: Pączka S. (red.) Środowisko geograficzne Polski Środkowej. *Wyd. UL, Łódź*: 107-134.
- K ł y s z P., 1981 - Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kolem a Turkiem. *Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia*, 23: 83 s.
- K o b o j e k E., 2000 - Morfogeneza doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157 s.
- K o l s t r u p E., 1986 - Reappraisal of the Upper Weichselian periglacial environment from Danish frost wedge cast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 56: 237-249.
- K o l s t r u p E., 1990 - The puzzle of Weichselian vegetation types poor in trees. *Geol. Mijnbouw*, 69: 253-262.
- K o l s t r u p E., 1993 - Periglacial environmental developments between 30 and 20 ka BP in Denmark. *Geol. Mijnbouw*, 72: 159-166.

- K o l s t r u p E., H o u m a r k - N i e l s e n M., 1991 - Weichselian palaeoenvironments at Kobbeldgard, Mon, Denmark. *Boreas*, 20: 169-182.
- K o n d r a c k i J., 1968 - Fizycznogeograficzna regionalizacja Polski i krajów sąsiednich w systemie dziesiętnym. *Pr. Geogr. IG PAN*, 69: 13-39.
- K o s t e r E. A., 1995 - Progress in cold – climate aeolian research. *Questiones Geogr. Spec. Issue*, 4: 155-163.
- K o t e r M., 1995 - Środowisko geograficzne obszaru Uniejowa jako podłoże rozwoju osadnictwa i gospodarki. W: Szymaczak J. (red.) Uniejów – dzieje miasta. Tow. Przyjaciół Uniejowa i Pol. Tow. Hist., Łódź-Uniejów: 19-48.
- K o z a r s k i S., 1981 - Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej. PAN, Seria: Geografia, T. VI. PWN, Warszawa-Poznań: 1-44.
- K o z a r s k i S., 1983 - River channel changes in the middle reach of the Warta Valley, Great Poland Lowland. *Quatern. St. Pol.*, 4: 159-169.
- K o z a r s k i S., 1991 - Warta – a case of a lowland river. W: Starkel L., Gregory K. J., Thomes J. B. (red.) Temperate Palaeohydrology. J. Wiley & Sons: 189-215.
- K o z a r s k i S., 1995 - Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP). *Dok. Geogr. PAN*, 1: 82 s.
- K o z a r s k i S., N o w a c z y k B., 1995 - The Bölling Interstadial at Żabinko and Late Vistulian environmental changes in the middle reach of the Warsaw-Berlin pradolina. *Quatern. St. Pol.*, 13: 43-54.
- K o z a r s k i S., N o w a c z y k B., T o b o l s k i K., 1980 - Wstępne wyniki badań osadów stanowiska interstadialu Brörup w Starym Kurowie koło Drezdenka. *Prz. Geol.*, 4: 210-214.
- K o z a r s k i S., R o t n i c k i K., 1978 - Problemy późnowurmskiego i holocenńskiego rozwoju den dolinnych na Niziu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 29: 57 s.
- K r a j e w s k i K., 1977 - Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39: 87 s.
- K r a j e w s k i K., B a l w i e r z Z., 1985 - Stanowisko böllingu w osadach wydmowych schyłku vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 93-112.
- K r a u z ł i s K., 1975 - Wpływ młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych na morfologię i budowę wewnętrzną tarasów Warty środkowej. I Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, t. I, Warszawa: 239-253.
- K r y g o w s k i B., 1959 - O zaniku górnej wody gruntowej w okolicy Konina. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 5: 73-88.
- K r y g o w s k i B., 1972 - Nizina Wielkopolska. W: Galon R. (red.) Geomorfologia Polski. t. 2. PWN, Warszawa: 186-223.
- K r y g o w s k i B., 1974 - Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 27: 89-149.
- K r z e m i ń s k i T., 1965 - Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta Geogr. Lodz.*, 21: 95 s.
- K r z e m i ń s k i T., 1974 - Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33: 171 s.
- K r z e m i ń s k i T., 1989 - Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 95-119.
- K r z y s z k o w s k i D., 1990 - Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas*, 19: 333-350.
- K r z y s z k o w s k i D., B a l w i e r z Z., P y s z y ń s k i W., 1993 - Aspects of Weichselian Middle Pleniglacial stratigraphy and vegetation in central Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72: 131-142.
- L e m d a h l G., 1991 - Late Vistulian insect assemblages from Żabinko, Western Poland. *Boreas*, 20: 71-77.
- L e w i k P., 1989 - Młode ruchy tektoniczne w północnej części Wyżyny Wieluńskiej. *Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys.*, 21: 117-139.

- Lindner L., 1992 - Czwarторzęd – osady, metody badań, stratygrafia. PAE, Warszawa: 683 s.
- Liszkowski J., 1982 - Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Rozprawy UW: 176 s.
- Litt T., 1992 - On the Early Vistulian in the region between the river Saale and the river Elbe. *Questiones Geogr. Spec. Issue*, 3: 125-129.
- Lüttig G., Meyer K. D., 1974 - Geological history of the River Elbe, mainly of the lower course. L'evolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord meridionale. Liege. Centenaire de la Societe Geologique de Belgique, Liege: 1-19.
- Lyczewska J., 1960 - Uwagi na temat czwarторzędu Kujaw Wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150: 245-255.
- Madeyska T., 1998 - Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *St. Geol. Pol.*, 113: 137-180.
- Madeyska T., 1999 - Wpływ oceanu na klimat i środowisko Niżu Europejskiego w późnym wistulianie. Symp. „Strefowość i piętnowość procesów w środowisku przyrodniczym późnego glacialu i holocenu”, Sosnowiec: 63-67.
- Maijels J. K., Aitken J., 1991 - Palaeohydrological change during deglaciation in Upland Britain: a case study from Northeast Scotland. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 105-145.
- Maksymiuk Z., 1993 - Wody powierzchniowe i podziemne. W: Pączka S. (red.) *Środowisko geograficzne Polski Środkowej*. Wyd. UL, Łódź: 94-108.
- Mamakowa K., Śrdoń A., 1977 - O pleniglacialnej florze z Nowej Huty i osadach czwarторzędu doliny Wisły pod Krakowem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47 (4): 485-509.
- Manikowska B., 1966 - Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 22: 166 s.
- Manikowska B., 1985 - O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52: 137 s.
- Manikowska B., 1992a - Procesy eoliczne w okresie 20 000–8 000 lat BP na obszarach piasków pokrywowych i wydym w Polsce. *Prz. Geol.*, 10 (474): 595-597.
- Manikowska B., 1992b - Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15: 115-130.
- Manikowska B., 1993 - Mineralogy and abrasion of sand grains due to Vistulian (Late Pleistocene) aeolian processes in Central Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72: 167-177.
- Manikowska B., 1995a - Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20–8 ka BP. *Biul. Perygl.*, 34: 125-166.
- Manikowska B., 1995b - The apogee of Vistulian cold in the periglacial area of Central Poland – geological records. *Quatern. St. Pol.*, 13: 55-65.
- Manikowska B., 1995c - Ruchy mas związanych podczas plenivistulianu górnego w Polsce środkowej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20: 141-150.
- Manikowska B., 1996 - Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas wistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97-106.
- Manikowska B., 1999 - Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski środkowej po zlodowaceniu warciańskim. *Acta Geogr. Lodz.*, 76: 41-100.
- Mańkowska A., 1980 - Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Konin, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Mańkowska A., 1983 - Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Tuliszków. Wyd. Geol., Warszawa: 124 s.
- Mańkowska A., 1987 - Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kotwiasice. Inst. Geol., Warszawa.
- Marek S., Znosko J., 1972a - Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16 (1): 1-16.
- Marek S., Znosko J., 1972b - Historia rozwoju geologicznego Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16 (2): 233-248.

- Marks L., Pochocka K., 1999 - River valleys of the Eemian Interglacial in central Poland. *Kwart. Geol.*, 43 (2): 163-168.
- Maruszczyk H., 1986 - Loesses in Poland: their stratigraphy and paleogeographical interpretation. *Ann. UMCS. B.* 41: 15-54.
- Menne B., 1982 - On the Eemian Interglacial and the Weichselian Glacial in Northwestern Germany (vegetation, stratigraphy paleosols, sediments). *Quatern. St. Pol.* 3: 61-68.
- Mikołajski J., 1927 - O powstaniu tzw. pradoliny warszawsko-berlińskiej. *Bad. Geogr. Pol. Pln.-Zach.*, 2-3: 53-98.
- Miotk-Szpijanowicz G., 2000 - Sprawozdanie z wykonania analizy pyłkowej osadów organicznych z odsłonięcia Koźmin (KWB Adamów). Maszynopis. Katedra Badań Czwartorzędu, UŁ.
- Mojski J. E., 1968 - Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. *Pr. Geogr. IG PAN*, 74: 37-64.
- Mojski J. E., 1999 - Drobne jednostki stratygraficzne piętra wisły w obszarze perybałtyckim. *Prz. Geol.*, 47 (3): 247-254.
- Mol J., 1995 - Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany). *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 45: 32-41.
- Murton J. B., French H. M., 1993 - Thermoklast involutions, Summer Island. Pleistocene Mackenzie Delta, western Canadian Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 217-229.
- Murton J. B., Whiteman C. A., Allen P., 1995 - Involutions in the Middle Pleistocene (Anglian) Barham Soil, eastern England: a comparison with thermoklast involutions from arctic Canada. *Boreas*, 24: 269-280.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1978 - Rozwój rzeźby fluwalnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych. *Rozprawy UW*, 120: 167 s.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 - Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Wydział Geogr. i Studiów Region. UW: 220-235.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1998 - Znaczenie interpretacyjne brył piaszczystych i żwirowych w osadach fluwalnych i fluwioglacjalnych. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.) *Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych*. Wydział Geogr. i Studiów Region. UW: 15-120.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998 - Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, 46 (2): 1275-1281.
- Nanson G. C., Knighton A. D., 1996 - Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 217-239.
- Noryśkiewicz B., 1999 - Palynology of biogenic sediments of the Eemian Interglacial a Krzyżówki near Koło, central Poland. *Kwart. Geol.*, 43 (1): 107-111.
- Pazdur A., Pazdur M., Górny A., Olszewski M., 1996 - Radiocarbon dating of speleothems from selected caves in the Cracow-Wieluń Upland, S. Poland. *Geologija*, 19: 76-79.
- Pazdur M., Stankowski W., Tobolski K., 1980 - Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 33: 79-88.
- Petera J., Forsyś J., 1999 - The Koźmin site. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”, Excursion II, Łódź: 61-74.
- Pękała K., 1973 - Budowa i rozwój średniej terasy Sanu w Babicach. *Ann. UMCS. B.* 28: 71-90.
- Piskorz E., 2001 - Budowa geologiczna okolic Koźmina. Maszynopis pracy magisterskiej. Katedra Badań Czwartorzędu, UŁ.

- Pożaryski W., 1952 - Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Biul. Inst. Geol.*, 55.
- Pożaryski W., 1960 - Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niziu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, 30: 377-440.
- Pożaryski W., 1969 - Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, 17 (2): 57-64.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1999 - Młodozwartorzędowe tarasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, 47: 808-812.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., 1998 - Lake Gościąg, Central Poland. A monographic study. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Science: 340 s.
- Ran E. T. H., Van Huissteden J., 1990 - The Dinkel valley in the Middle Pleniglacial: dynamics of a tundra river system. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 44 (3): 209-220.
- Reineck H. E., Singh I. B., 1973 - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-New York: 439 s.
- Rotnicki K., 1963 - Zagadnienie zasięgu stadiu leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 11: 133-184.
- Rotnicki K., 1987 - Main phases of erosion and accumulation in the Prosna Valley in the last glacial-interglacial cycle. *Geogr. Pol.*, 53: 53-65.
- Rotnicki K., 1988 - Holocenne trendy procesów fluwialnych w dolinie środkowej Prosny. *Spraw. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 105, za rok 1986: 19-22.
- Rotnicki K., 1991 - Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 431-472.
- Rotnicki K., 1996 - Możliwość retrodykcji składowych dawnego bilansu wodnego i jego zmian w ostatnim cyklu interglacialno-glacialnym na podstawie danych paleobotanicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 153-159.
- Rotnicki K., Borówka R. K., 1988 - Osady górnego plenivistulianu w dolinie dolnej Prosny pod Macewem a wiek maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia podczas fazy leszczyńskiej. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 40: 5-20.
- Rotnicki K., Latalowa M., 1986 - Palaeohydrology and fossilization of a meandering channel of Younger Dryas age in the middle Prosna river valley. *Quatern. St. Pol.*, 7: 73-90.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1988 - Litofacje późnovistuliankich i holocennkich osadów Prosny pod Wieruszowem. *Spraw. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 105, za rok 1986: 33-36.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989 - Późnovistuliankie i holocenne formy i osady korytowe środkowej Prosny i ich paleohydrologiczna interpretacja. *Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia*, 43: 76 s.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1965 - Pseudomorfozy wieloboków z lodem szczelinowym i stanowisko tundry w peryglacialnym basenie sedymentacyjnym ostatniego zlodowacenia w Kępnie. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 15: 93-137.
- Rühle E., 1973 - Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa: 687 s.
- Rutkowski E., 1967 - Czwartorzęd wysoczyzny północnokonińskiej i jego podłoże. *Pr. Inst. Geol.*, 48: 5-80.
- Rutkowski J., 1995 - O opróbowaniu i reprezentatywności wyników w badaniach litologicznych. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Wydział Geogr. i Studiów Region. UW: 9-29.
- Rzechowski J., 1971 - Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 111-155.
- Sancetta C., Imbrie J., Kipp N. G., 1973 - Climatic record of the past 130 000 years in North Atlantic deep-sea core V23 - 82: correlation with the terrestrial record. *Quatern. Res.*, 3 (1): 110-116.

- Shackleton N. J., Opdyke N. D., 1973 - Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28 - 238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quatern. Res.*, 3 (1): 39-55.
- Skoczyński J., Stankowski W. 1985 - Wpływ procesów geologicznych na charakter rzeźby okolic Konina. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 35: 173-190.
- Skompski S., 1971 - Zarys stratygrafii czwartorzędu i rozwoju rzeźby przedpola moren czolowych stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) między Radomskiem i Działoszyńcem. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 271-308.
- Stankowski W., 1982 - Litostratygrafia czwartorzędu okolic Konina. *Spraw. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 100, za rok 1982: 91-93.
- Stankowski W., Krzyszkowski D., 1991 - Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. W: Stankowski W. (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Wyd. Nauk. im. A. Mickiewicza, Poznań: 11-31.
- Starkel L., 1983 - The reflection of hydrological changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. W: Gregory K. J. (red.) Background to Palaeohydrology. Chichester: 213-237.
- Starkel L., 1991a - The Vistula River Valley: a case study for Central Europe. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) Temperate Palaeohydrology. J. Wiley & Sons: 171-188.
- Starkel L., 1991b - Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. W: Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. B. (red.) Temperate Palaeohydrology. J. Wiley & Sons: 473-495.
- Starkel L., 1996 - The Upper Vistula Catchment on the background of changes in the fluvial systems in Europe and in the temperate zone. W: Starkel L. (red.) Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part VI. *Geogr. St., Spec. Issue*, 6: 102-128.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991 - Evolution of both the Vistula floodplain and Lateglacial-Early Holocene palaeochannel systems in the Grobla Forest (Sandomierz Basin). W: Starkel L. (red.) Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part IV. *Geogr. St., Spec. Issue*, 6: 87-100.
- Superson J., 1996 - Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. Rozprawy habilitacyjne, 53. Wyd. UMCS: 280 s.
- Szalamacha G., Skompski S., 1999 - Biogenic sediments of the Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Kwart. Geol.*, 43 (1): 99-105.
- Szymański A., 1986 - Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Kwart. AGH, Geologia*, 12 (1): 5-86.
- Teisseyre A. K., 1991 - Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Pr. Geol.-Mineral. Univ. Wrocławskiego*, 22: 210 s.
- Teisseyre A. K., 1992 - Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji. *Prz. Geol.* 4: 241-248.
- Tobolski K., 1988 - Palaeobotanical study of Bölling sediments at Żabinko in the vicinity of Poznań, Poland. *Questiones Geogr.*, 10: 119-124.
- Tobolski K., 1991 - Biostratygrafia i paleoekologia interglacjału cemskiego i zlodowacenia Wisły rejonu konińskiego. W: Stankowski W. (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Wyd. Nauk. im. A. Mickiewicza, Poznań: 45-87.
- Tobolski K., 1998 - Paleoekologiczne studium późnoglacialnych osadów jeziora Lednica w Imiolkach (Lednicki Park Krajobrazowy). Biblioteka Studiów Lednickich, 4. Wyd. Homini. Bydgoszcz: 80 s.
- Topograficzna karta Królestwa Polskiego w skali 1:126 000, 1839 - Kwatermistrzostwo Generalne Wojska Polskiego.
- Trzmieł B., 1996 - Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej w skali 1:50 000, ark. Turek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 47 s.
- Turkowska (Kuydowicz) K., 1975 - Rieczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36: 122 s.

- Turkowska (Kuydowicz) K., 1976 - Typy kontaktów peryglacialnych osadów stokowych i rzecznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 37: 127-136.
- Turkowska K., 1988 - Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 s.
- Turkowska K., 1990 - Main fluvial episodes in the Ner Valley in the last 22 000 years: a detailed study at Lublink near Łódź, central Poland. *Quatern. St. Pol.*, 9: 85-99.
- Turkowska K., 1995 - Recognition of valleys evolution during the Pleistocene-Holocene transition in non-glaciated regions of Polish Lowland. *Biol. Perygl.*, 34: 209-227.
- Turkowska K., 1997 - Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacialnych na Nizinie Polskiej w okresie przejściowym plejstocen-holocen. *Acta Univ. Lodz. Folia Geogr. Phys.*, 1: 67-87.
- Turkowska K., 1999 - The edge zone of the Łódź Plateau. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”, Excursion 1, Łódź: 41-58.
- Turkowska K., Petera J., Forysiak J., Miotk - Szpiganowicz G., 2000 - Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 89-134.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1985 - Przykłady stratygraficznego zróżnicowania peryglacialnych osadów stokowych w okolicach Łodzi. Wyd. UŁ: 30 s.
- Ugla H., 1983 - Gleboznastwo rolnicze. PWN, Warszawa: 558 s.
- Vandenbergh J., 1988 - Cryoturbations. W: Clark M. (red.) *Advances in Periglacial Geomorphology*. J. Wiley, Chichester: 179-198.
- Vandenbergh J., 1992 - Cryoturbations: a sediment structural analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 343-352.
- Vandenbergh J., Pissart A., 1993 - Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121-135.
- Vandenbergh J., Van Huissteden J., 1989 - The Weichselian stratigraphy of the Twente region, eastern Netherlands. W: Rose & Schlucher (red.) *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?* Balkema, Rotterdam: 93-99.
- Van der Hammen Th., 1995 - The Dinkel valley revisited: Pleniglacial stratigraphy of the eastern Netherlands and global climatic change. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52: 343-355.
- Van Geel B., Pals J. P., Van Reenen G. B. A., Van Huissteden J., 1995 - The indicator value of fossil faunal remains, illustrated by the palaeoecological record of a Late Eemian/Early Weichselian deposit in the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52: 297-315.
- Van Huissteden J., 1990 - Tundra rivers of the last glacial: sedimentation and geomorphological processes during the Middle Pleniglacial in Twente, eastern Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 44, 3: 138 s.
- Van Huissteden J., Vandenbergh J., Van Geel B., 1986 - Late Pleistocene stratigraphy and fluvial history of the Dinkel Basin (Twente, eastern Netherlands). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 36: 43-59.
- Washburn A. L., 1979 - Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Fletcher and Sons Ltd., Norwich: 406 s.
- Widera M., 1998 - Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, 3: 55-103.
- Wiśniewski E., 2000 - Zagadnienie kanału ulgi z jeziora zaporowego w Kotlinie Warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. V Zjazd Geomorfologów Polskich „Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku”. Toruń: 137-141.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994 - The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum. *Zisch. Geomorph. Suppl. Bd.* 95: 141-149.
- Wysota W., Chruścińska A., Lankauf K. R., Przeglęta K. R., Oczkowski H. L., Szmańda J., 2000 - Chronostratigraphy of the Vistulian deposits in the southern part of the Lower Vistula region (north Poland) in the light of TL dating. *Geologos*, 5: 123-134.

- Wysocka W., Lankauf K. R., Molewski P., Szmanda J., 1996 - Sedymetologia interstadialnej serii rzecznej (Rzęczkowo) zlodowacenia Wisły (Vistulian) odsłoniętej w południowo-zachodniej krawędzi Wysoczyzny Chelmińskiej. *Acta Univ. Nicolai Copernici. Geografia*, 28 (97): 39-63.
- Zieliński T., 1980 - Fluwioglacjalne struktury sedymentacyjne w Belchatowie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50 (3/4): 433-446.
- Zieliński T., 1997 - Cykliczność w osadach rzek roztokowych. *Geologia*, 14: 68-119.
- Zieliński T., 1998 - Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych. W: Mycielska-Dowgiallo E. (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych*. Wydział Geogr. i Studiów Region. UW: 195-257.
- Zieliński T., Lewandowski J., 1990 - Analiza sedymentologiczna osadów kopalnej doliny Białej Przemszy na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 364: 127-151.

VISTULIAN VALLEY DEPOSITS IN THE UNIEJÓW BASIN AND THEIR PALAEOGEOGRAPHICAL SIGNIFICANCE

Summary

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Uniejów Basin against a background of physico-geographical units and maximum ice sheet limit of the Leszno phase and Poznań phase of the last glaciation
2. Configuration of the northern part of the Uniejów Basin and its surroundings
3. Koźmin outcrop – location sketch
4. Simplified geologic section along the Koźmin-PÓLNOC wall
5. Site K (II exploitation level)
6. Koźmin-PÓLNOC wall
7. Site A. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
8. Site B. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
9. Site C. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
10. Basement of the Early Vistulian series 5
11. Site E. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
12. Site F. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
13. Site G. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
14. Site H. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
15. Site J. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
16. Site K, series 5. Percentage pollen diagram
17. Koźmin-ZATOKA wall
18. Koźmin-ŚRODKOWY wall
19. Koźmin-PÓLNOC, site H, series 5. Percentage pollen diagram
20. Koźmin-ZATOKA, series 5. Percentage pollen diagram
21. Koźmin-PÓLNOC, site C
22. Koźmin-PÓLNOC, system of syngenetic frost fissures in series 5, 7 and 8.
23. Koźmin-PÓLNOC, site F
24. Koźmin-ZATOKA, series 10. Percentage pollen diagram
25. Koźmin-PÓLNOC, series 14. Percentage pollen diagram
26. Koźmin-PÓLNOC, site F, series 17 and 18. Percentage pollen diagram
27. Koźmin-PÓLNOC, series 17 and 18. Percentage pollen diagram
28. Site L. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion
29. Evolution of the Vistulian environment in the north-western part of the Uniejów Basin
30. Schema of the Uniejów Basin evolution during the Vistulian

P h o t o g r a p h s

1. Koźmin-PÓLNOC, site I. Vistulian deposits underlain by residual gravels of the kataglacial phase of the Wartian Glaciation
2. Koźmin-PÓLNOC, site F. Contact between the fluvioglacial series and the slope deposits, overlain by Middle Plenivistulian deposits
3. Koźmin-ZATOKA. Contact between the Early Vistulian series 5 and underlying deposits
4. Koźmin-ZATOKA. The Early Vistulian series 5 with two generations of the series visible
5. Koźmin-ŚRODKOWY, site H. The Early Vistulian series 5 with a gley soil
6. Koźmin-PÓLNOC, site C. The ice wedge pseudomorph cutting the Early Vistulian series 5
7. Koźmin-ŚRODKOWY, site G. A trace of the elementary ice fissure in the Early Vistulian deposits (series 5)
8. Koźmin-ZATOKA. Incision of the Early Vistulian series 5
9. Koźmin-PÓLNOC, site C. The sequence of Vistulian deposits, from the Early Vistulian series 5 to the series 19 forming the present day surface
10. Koźmin-ŚRODKOWY. The Lower Plenivistulian series 7–9 of a sand-bed braided river
11. Koźmin-PÓLNOC, site D. The sequence of Vistulian deposits, from the Lower Plenivistulian series 7–9 to the series 19 forming the present day surface
12. Koźmin-ŚRODKOWY. The syngenetic ice wedge pseudomorph
13. Koźmin-PÓLNOC, site I. Erosional contact between the Middle Pleivistulian series 10 and the underlying Upper Plenivistulian series 7–9
14. Koźmin-ZATOKA. Involutions formed in the Middle Plenivistulian series 10
15. Koźmin-PÓLNOC. The Middle Plenivistulian series 10 developed as a mineral-organic rhythmite of the overbank facies
16. Koźmin-PÓLNOC, site C. Ice wedge pseudomorph formed from the peat horizon of the Middle Plenivistulian series 10
17. Koźmin-PÓLNOC. The epigenetic ice wedge pseudomorph, cutting the silty-sandy series 12 and the sandy-gravelly series 11
18. Koźmin-PÓLNOC. The epigenetic ice wedge pseudomorph formed from the Upper Plenivistulian series 14 to the Middle Plenivistulian series 12
19. Koźmin-ŚRODKOWY. The Younger Dryas channel cutting older sediments, up to the silty-organic Middle Plenivistulian series 12
20. Koźmin-PÓLNOC, site A. The sequence of Middle and Upper Plenivistulian deposits
21. Koźmin-PÓLNOC, site E. Upper Plenivistulian deposits: the sandy-silty series 13 and the partly washed out peaty series 14
22. Koźmin-PÓLNOC, stanowisko F. The top part of the epigenetic ice wedge pseudomorph truncated by the series 15
23. Koźmin-ŚRODKOWY. The structure of the Upper Plenivistulian braided river deposits (series 15)
24. Koźmin-PÓLNOC, site B. The top part of the Upper Plenivistulian series 15 and contact with the Alleröd peat series (17)
25. Koźmin-ZATOKA. Deformed silts filling the cut off Upper Plenivistulian braided river channels, covered by Late Vistulian deposits
26. Koźmin-PÓLNOC, site F. Deposits of the V Vistulian complex
27. Koźmin-PÓLNOC. Contact between the Upper Plenivistulian series (15) and the Alleröd peat series (17), deformed at the base
28. Koźmin-ŚRODKOWY. Flat-bottomed involutions at the base of the Alleröd peat (series 17)
29. Koźmin-PÓLNOC, site D. Drop involutions at the base of the Alleröd peat (series 17)
30. Koźmin-PÓLNOC, site J. The washed out Alleröd peat series (17) in the marginal zone of the Younger Dryas channels
31. Koźmin-PÓLNOC, site L. The marginal zone of the Younger Dryas channels
32. Koźmin-PÓLNOC, site J. The sand block of the original structure preserved in the Younger Dryas channel deposits

ABSTRACT

The study area is located in the north-western part of the Uniejów Basin. The basin is an extensive alluvial plain situated in a wider section of the Warta valley. Deposits have been studied in the "Adamów" opencast mine. The aim of this study is the reconstruction of the history of the north-western part of the Uniejów Basin against the environment transformation in the Vistulian and against the evolution of river valleys in that time. Besides, an attempt is made to distinguish between climatic and local factors controlling the basin development. The findings allowed the author to formulate an opinion about the delimitation of the maximum position of the Vistulian ice sheet to the south of the Warsaw-Berlin pradolina, east of Konin.

Geologic records at the outcrop, pollen analyses, malacofauna analysis, ^{14}C and TL datings allowed to distinguish 15 series of Vistulian deposits, 4 series of underlying deposits and 1 series of Holocene age. The Vistulian series have been assigned by age to five complexes and ascribed to the Vistulian stratigraphical units.

It turned out that the outcrop provide a chronological framework covering a large part of the Vistulian period. The tendency for aggradation or the periods of the stabilization of the bottom of the Uniejów Basin as well as slight erosion favoured the preservation of the deposits. In the absence of fluvial accumulation, fitogenic deposits were collected, aeolian processes were active or soil and periglacial processes took place. The Vistulian sequence reveals hiatuses.

In deposits of the north-western part of the Uniejów Basin, the major phases of erosion and accumulation characteristic for rivers of the European Lowland in the Vistulian and attributed to climate changes are recorded. Unlike most comparable river valleys where series of deposits of a remarkable thickness were produced, in the studied section of the Warta valley Vistulian deposits achieve a thickness of merely 16 m. They fill the broad valley which originated during the kataglacial phase of the Wartan Glaciation. The Vistulian deposits are widespread although particular series are relatively thin. In contrast with other Vistulian valley infills, an outstanding feature of the deposits is appreciably more common occurrence of organic horizons. Organic material was produced even during the coldest Vistulian phases. The slopes of the form being filled with Vistulian deposits were too gentle for slope processes to develop. The infilling of the basin was due to longitudinal processes which resulted in the lowering of the Warta gradient, and in consequence in the change of river pattern from a single into a multichannel one.

The study area is located in the south-western part of the Kolo Basin, after the K o n d r a c k i ' s (1968) physico-geographical regionalization of Poland. Because of specific geological and geomorphological conditions the area between Siedlątków and Dobrów, with a meridional segment of the Warta river, has been defined as Uniejów Basin. According to the author of the present work the Uniejów Basin stretches east and west as far as the Vistulian alluvia, while south (near Siedlątków) and north (near Dobrów) is limited by the narrowings of the Warta valley (Fig. 1). At present the north-western part of the Uniejów Basin is an extensive alluvial plain, occupied by small streams and numerous channels of inactive streams, and small dune hillocks. The natural conditions have been largely changed due to man's activities: flood-control works and a brown coal exploitation at opencast mines.

The aim of this study is the reconstruction of the history of the north-western part of the Uniejów Basin against the environment transformation in the Vistulian and against the evolution of river valleys in that time. Besides, an attempt is made to distinguish between climatic and local factors controlling the basin development. The author formulates also her own opinion about the delimitation of the maximum position of the Vistulian ice sheet to the south of the Warsaw-Berlin pradolina, east of Konin.

Fieldworks were concentrated at the extensive exposure offered by the Koźmin outcrop in the Adamów opencast mine. Up to 100 m deep borings that document the occurrence of the brown coal deposit provided a base for a construction of the simplified geological section up to the Cainozoic bottom (Fig. 4).

Geologic records within the outcrop were made for three position of its walls: in 1995, 1996 and 1998–2000. 9 sites selected for detailed structural and textural analyses reflect the stages of development of the study area (Fig. 3). They are representative and reveal a welth and variability of structures which originated throughout the Vistulian in altering conditions of the natural environment.

Laboratory analyses comprised:

- grain-size composition (365 samples), complemented with Folk and Word coefficients and with frequency curves;
- quartz-grain abrasion (331 samples) according to the modified Cailleux method;

- pollen analyses (8 organic sequences);
- malacofauna analyses (1 sample);
- ^{14}C age estimates (16 datings);
- TL age estimates (5 datings).

In the north-eastern part of the Uniejów Basin the Vistulian sequence is up to 16 m thick. It is dominated by sands or sands with silts. Organic and silty-organic deposits are less common, limited to thin but continuous horizons. On the base of structural and textural properties, pollen analyses, TL and ^{14}C datings, 4 series underlying the Vistulian sequence it has been possible to distinguish: series 1 – Wartian till; series 2 – residual gravels of the kataglacial phase of the Wartian Glaciation; series 3 – fluvioglacial sands and gravels; series 4 – fine massive deposits whose original sedimentary structures are obliterated. The Vistulian deposit comprises 15 series (5–19), besides 1 series of Holocene deposits (series 20).

The series of Vistulian age have been assigned to five complexes. These complexes have been discriminated on the base of age and ascribed to the Vistulian stratigraphical units. The Vistulian stratigraphy is based on the Netherlands's division, adopted for the territory of Poland by Dylík (1968) and Kozarski (1981). For more stratigraphic details other elaborations were used (mainly: Behre 1989; Ran, Van Huissteden 1990; Tobolski 1991, 1998; Krzyszkowski et al. 1993; Van der Hammen 1995).

The I Vistulian complex comprises merely one series (series 5), formed as the mineral-organic rhythmite of the overbank facies (Photos 3, 4). Pollen analysis shows that the series originated from the period of a warm climate till the period of a cold climate. Deposits of the series are TL dated to 105 and 102 ka BP, and radiocarbon dated to >32 and >29 ka BP. Thus more precise location of the series than the Early Vistulian (115–75 ka BP) is not possible here (Figs 5, 6, 17, 18).

The II Vistulian complex is represented by four mineral series, distinguished primarily on the base of lithology. The series 6 consists of vari-grained slope deposits, the series 7 – of sands of the channel facies, the series 8 is made up of sandy-silty deposits of the overbank facies, and the series 9 is a next sandy series of the channel facies. Deposition of the series 7, 8 and 9 occurred in a sand-bed braided river environment. Where the series 8 is absent, the series 7–9 are considered together (Photos 10, 11). Deposits of the II Vistulian complex contain indications of the presence of permafrost and completely lack an organic matter (Figs 6, 17, 18). The complex has been attributed to the Lower Plenivistulian (75–58 ka BP).

The III Vistulian complex consists of the series which vary in origin and formation. The series 10 is composed largely of peat. Organic part of this series was accumulated in the floodplain; thin sandy intercalations indicate that the environment was flooded. The series 10 originated in a dwarf tundra environment, under a cool climate. The series 11 consists of sands with a gravel admixture, deposited in a sand-bed braided river environment, in both channel and overbank facies. The series 12 is formed by silty-organic series with peat intercalations (Figs 6, 17, 18, 21, 23).

The series 10 and 12 are strongly deformed. Those disturbances are termed either cryoturbation (after Vandenberghe 1988, 1992) or thermokarst involutions (Photos 14, 17) (after Murton, French 1993). The series 10 contains ice-wedge pseudomorphs which testify to the existence of permafrost (Photos 16, 18).

The formation of the III Vistulian complex has been assigned to the Middle Plenivistulian (58 till 27–25 ka BP). ^{14}C datings point to a decline of this period (from >37 till 24.2 ka BP).

The IV Vistulian complex consists of three series. The series 13 is made up of sand with a silt admixture. It accumulated in a fluvial overbank environment with aeolian processes involved. The content of wind-abraded grains is here distinctly higher than in the older deposits. The series 14 is formed by the peat layer (Photos 18, 20), radiocarbon dated to 18.5 ka BP. Pollen analysis of the series indicates its formation under cold, increasingly severer climatic conditions (Fig. 25). The permafrost presence is supported by epigenetic ice-wedge pseudomorphs (Photo 18). The following series 15, composed of sands, was deposited in a sand-bed braided river environment

(Photos 18, 20, 23, 24). The river probably expanded over the entire surface of the Uniejów Basin (Figs 6, 17, 18). Deposits of this series are characterized by considerable content of wind-abraded grains (Figs 8, 9, 11).

The formation of the IV Vistulian complex has been correlated with the Upper Plenivistulian (27–25 till 14–13 ka BP), so with the time of the last glaciation.

The V Vistulian complex comprises four series (Figs 6, 17, 18). The series 16 is represented by sandy and silty deposits with an admixture of organic matter (Photo 1). This series fills the channel which was incised into the underlying series 15. In the deposits the traces of lateral migration have been registered. The series 17 is formed by peat which spreads over the entire or almost entire area of the north-western part of the Uniejów Basin. The peat bottom has been ^{14}C dated between 10.8 and 8.2 ka BP. The series 18 – peaty gyttja – overlies the peat (Photo 26). A conformity between them illustrates a fitogenic deposit gradually changing into limnic conditions. This indicates a water level rise in the Uniejów Basin. The peat formation started under cool climatic conditions, afterwards the temperature rose, and finally, during the gyttja deposition, the climatic cooling occurred again. The formation of the series 17 and 18 correlates with the Late Vistulian: the end of the Allerød and the beginning of the Younger Dryas. The presence of the involutions, e.g. flat-bottomed structures (Photo 28), at the peat base indicates that the permafrost (discontinuous, sporadic or incipient) may have existed.

The series 19 is composed of the sandy channel facies and of sands (Photo 19), occasionally with silts of the overbank facies (Photo 26). During the formation of this series, within the north-western part of the Uniejów Basin, it was possible to function numerous equivalent channels. The river type can be described as multichannel, termed "anabranching" type 2, after *Nanson and Knighton* (1996). Such river forms sandy alluvial islands excised from existing floodplains and requires an episodic flow regime to develop. The fluvial system in that time tended to accumulate; in consequence the level of the north-western part of the Uniejów Basin rose by 2–3 m. In deposits of the series 19 the content of grains abraded in a fluvial environment increases, whereas the amount of wind-abraded grains usually remains the same (Figs 8, 9, 11, 14). The formation of the series 19 has been ascribed to the youngest period of the Late Vistulian: the Younger Dryas.

The study area provides with the data that enable reconstruction of the events of a considerable part of the Vistulian. The tendency for aggradation or the periods of the basin's bottom stabilization and slight erosional tendency favoured the preservation of valley deposits. In the absence of fluvial accumulation, fitogenic deposits were collected, aeolian processes, soil processes and periglacial processes could have taken place. At Koźmin, the Vistulian sequence reveals hiatuses. The first break occurs between deposits of the Early Vistulian and the Plenivistulian, the second one in the older Middle Plenivistulian, and the third one at the beginning of the Late Vistulian.

In deposits of the north-western part of the Uniejów Basin, the major phases of erosion and accumulation characteristic for rivers of the European Lowland in the Vistulian and attributed to climate changes are recorded. Unlike most comparable river valleys where series of deposits of a remarkable thickness were produced, in the studied section of the Warta valley the Vistulian deposits achieve a thickness of merely 16 m. They fill the broad valley which originated during the kataglacial phase of the Wartian Glaciation. The Vistulian deposits are widespread although particular series are relatively thin. In contrast with other Vistulian valley infills, an outstanding feature of the deposits is appreciably more common occurrence of organic horizons. Organic material was produced even during the coldest Vistulian phases, thus the record of the Vistulian is here more complete.

The slopes of the form being filled with Vistulian deposits were too gentle for slope processes to develop. The infilling of the basin was due to longitudinal processes which resulted in the lowering of the Warta gradient, and in consequence in the change of river pattern from a single into a multichannel one. Fig. 30 well illustrates the changes in morphology of the Uniejów Basin in the Vistulian.

Krauzlis (1975) has noticed that within the Uniejów Basin, a level of the "Baltic" terrace hides under the Warta valley floor. This statement is in agreement with the findings of the author of the present work. Deposits of the Vistulian Glaciation are covered with 3 m thick deposits of the

Late Vistulian. According to Kr a u ż l i s, this is due to tectonics. The study area is subjected to the uplift but its rate is lower than south and north of the basin. It may be presumed that similar tendencies occurred during the Vistulian. These tectonic conditions caused that accumulation was here less effective than in the areas subjected to the subsidence, without strong erosional phases.

The stages of the evolution of the Vistulian environment in the north-western part of the Uniejów Basin may be summarized as follows (see also Figs 29, 30):

1. Accumulation of the Vistulian deposits occurred in the broad valley, being formed in the kataglacial phase of the Wartian Glaciation.

2. No major changes of conditions in the basin occurred at the transition from the Eemian Interglacial to the Early Vistulian. Possibly a meandering style of the Warta river remained unchanged. The river migrated laterally, and the erosion-accumulation relation was balanced. This period is represented by mineral-organic deposits of the overbank facies. The deposits of the cooler phases of the Early Vistulian, TL-dated at 105 and 102 ka BP, contain less organic matter. The paleobotanical record provides a picture of a birch and pine or pine forest in the warmer phases and of a steppe in the cooler phases (T o b o l s k i 1991). In the Early Vistulian a gley soil developed, probably under a meadow cover.

3. The change of conditions at the turn of the Early Vistulian and Lower Plenivistulian periods caused erosion which resulted in the truncation of the Early Vistulian deposits. The duration of this phase is unknown. Afterwards, deposition in a sand-bed braided river environment follows. The braided river was widely extended and left 2–3 m of deposits. From the generally known Lower Plenivistulian conditions, the existence of tundra communities in the study area may be assumed. Permafrost was present, and syngenetic ice wedge casts were formed.

4. The history of the Uniejów Basin in the early Middle Plenivistulian is unknown, because deposits of that period are missing. Only deposits dated at >37, 31, >30, 28 and 24 ka BP are present. The Warta river flew in a narrow zone but a channel pattern is unknown. The surface of the basin was occupied by the peatbog, occasionally affected by floodings supplying the peat with sandy intercalations. In the proximal part of the valley, mineral-organic deposits of the overbank facies occur. The shrub tundra vegetation under cool climatic conditions was present. The presence of ice wedge casts in the peat indicates the existence of permafrost. Also, cryoturbations which heavily deformed the peat originated.

5. To the second half of the Middle Plenivistulian is also assigned the sandy-gravelly series separating two mineral-organic horizons of the same age. The series was formed in a braided river environment. Development of the braided style was probably associated with the change in the Warta flow between Jeziorsko-Brodnia and Turek-Uniejów where the gap section generated. The river carrying the large amount of material, reaching the flat and widespread area of the northern part of the basin, lost its capacity and deposited the material. These events are indirectly established at ca 30 ka BP. Conditions around the basin remained probably unchanged.

6. At the end of the Middle Plenivistulian, the conditions in the Uniejów Basin stabilized, the river flew in a narrower zone, while on the abandoned floodplain silty-organic deposits (29, 26 ka BP) were collected. The deposition occurred in a shallow extensive depressions left by the braided river. The silty-organic series became cryoturbated.

7. The deposits of the Middle Plenivistulian reveal the increase of wind abraded quartz-grains.

8. At the beginning of the Upper Plenivistulian, the environmental conditions resembled those of the Middle Plenivistulian end. However the fluvial inundations enhanced, which is supported by the presence of sandy-silty series in the basin. Aeolian processes intensified, which is recorded in the rapid and considerable increase of RM grains.

9. Later on the peatbog in a very cold period was formed. The vegetation was of a tundra type. The peat horizon is affected by ice wedges which developed probably as polygonal systems. The peat is dated at ca 18.5 ka BP.

10. During the Vistulian Glaciation the Uniejów Basin underwent great changes. Conditions led to a braiding river style. The braided river either fairly deeply increased or only slightly washed out

the underlying deposits. The depth of the incision increases towards the Warta valley axis. The deposits of the braided river are especially enriched in wind abraded grains because of their periodic aerial exposure. At the end of the Middle Plenivistulian, the braided river abandoned the extensive basin, leaving behind channels, in which favourable conditions for silt deposition occurred. The author of the present work is of the opinion that the Vistulian ice sheet did not comprise the north-western part of the Uniejów Basin nor did it stay nearby. Neither glacial deposits nor fluvioglacial ones of Vistulian age are present here, whereas fluvial and litogenic deposits of the last glaciation period are well recognized and supported by structural analyses, ^{14}C datings and palynologic examination. This idea argues against the opinion by Łyczewska (1960), Rutkowski (1967), Mańkowska (Mańkowska 1980, 1983; Gogolek, Mańkowska 1989) and Trzmiel (1996) holding that the ice sheet overpassed the Warsaw-Berlin pradolina east of Konin, and supports fully the view of Halicki (1950), Krygowski (1959), Rotnicki (1963), Galon (1968), Mojski (1968), Kłysz (1981), Stankowski (1992) and Kozarski (1995).

11. Conditions of the older Late Vistulian are hardly registered in the Uniejów Basin. The river was probably of a meandering pattern. The basin became gradually covered with vegetation.

12. Essential changes in the north-western part of the Uniejów Basin took place in the second half of the Alleröd. The groundwater level rose and the peatbog started to develop and expand gradually over the entire study area. The peat base is dated at ca 10.8–10.2 ka BP. The margin of the basin was covered with open pine forest with a slight admixture of birch.

13. At the turn of the Alleröd and Younger Dryas period, a content of birch and herbs gradually increased. The climate tended to be cooler subarctic. The water level rose, the lower locations were flooded and limnic deposits were produced. The water level rise is interpreted as permafrost aggradation or the formation of incipient permafrost. The larger part of the basin was beyond the influence of fluvial processes. The Warta river pattern revealed channel organization and only incidental and slight floodings occurred. A small incision of the river channel may be deduced from the persistence of the peatbog and the shallow lakes testifying to the high water level.

14. In the Younger Dryas, the multichannel anabranching system 2 was formed. The river adjusted to the flat basin surface. Particular channels originated by avulsion, they quickly incised and quickly filled up. The interchannel areas were covered with sandy mud. In general, tendencies for accumulation prevailed and the basin level rose of ca 2 m. In the aggradational river system, the vegetation hardly could have developed in the floodplains.

15. Aeolian processes led to the formation of dunes in the interfluvial area between the Warta and Ner rivers. Two separate covers: of pre-Alleröd and Younger Dryas age were reported formerly from this terrain.

W serii ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA
w ostatnich latach ukazały się tomy:

75. *Krysiak S.*, 1999 – Typy geokompleksów i kierunki ich użytkowania w środkowej części dorzecza Pilicy
76. *Zbiorowy*, 1999 – Rola plejstocénskich procesów peryglacialnych w modelowniu rzeźby Polski
77. *Kobojek E.*, 2000 – Morfogenez doliny Rawki
78. *Zbiorowy*, 2000 – Przykłady badań geomorfologicznych w regionie łódzkim
79. *Tomaszewski E.*, 2001 – Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990
80. *Czubla P.*, 2001 – Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne
81. *Papińska E.*, 2001 – Wpływ antropopresji na przemiany środowiska geograficznego województwa łódzkiego (w granicach z lat 1975–1998)
82. *Majchrowska A.*, 2002 – Wpływ antropopresji na przemiany środowiska przyrodniczego zachodniej części województwa łódzkiego

ISSN 0065-1249

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

