

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 93

Vistuliańskie etapy  
ewolucji rzeźby  
środkowej Polski



Łódź - 2007

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 93

Vistuliańskie etapy  
ewolucji rzeźby  
środkowej Polski



Łódź - 2007

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

**ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE**  
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11  
tel. (042) 66 55 459, fax (042) 66 55 464  
sprzedaż wydawnictw tel. (042) 66 55 448  
<http://www.ltn.lodz.pl>, e-mail: [ltn@ltn.lodz.pl](mailto:ltn@ltn.lodz.pl)

**NACZELNA RADA WYDAWNICZA ŁTN**  
Adam S. Gala, Wanda M. Krajewska, Edward Karasiński, Jan Szymczak

**REDAKTOR SERII**  
Krystyna Turkowska

**RECENZENT TOMU**  
Barbara Manikowska

**KOLEGIUM REDAKCYJNE**  
Paweł Jokieli, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski

**SEKRETARZ REDAKCJI**  
Danuta Dzieduszyńska

Wydano z pomocą finansową Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego  
oraz Uniwersytetu Łódzkiego

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2007

ISSN 0065-1249

Skład: Karolina Ławska  
Projekt okładki: Agnieszka Roman  
Druk: Triada, Łódź, ul. Limanowskiego 147/149  
Nakład: 200 egz.

## TREŚĆ

Zofia Balwierz Roślinność i klimat środkowego i górnego plenivistulianu w regionie łódzkim .....9 (Vegetation and climate of middle and upper Plenivistulian in the Łódź Region)	9
Danuta Dzieduszyńska Palinologiczne świadectwo ochłodzenia w młodszym dryasie .....29 (Palynological evidence of Younger Dryas cooling)	29
Joanna Petera-Zganiacz Osady rzeki plenivistulianskiej w Koźminie .....43 (Deposits of the Plenivistulian river at the Koźmin site)	43
Joanna Petera-Zganiacz, Danuta Dzieduszyńska Wymowa paleograficzna horyzontu kopalnych pni w osadach późnego vistulianu .....57 (Palaeogeographical significance of subfossil tree trunks in the late Vistulian sediments)	57
Małgorzata Roman Rekonstrukcja kierunku ruchu lądolodu łobu Wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej .....67 Reconstruction of the ice flow directions of the Vistula Ice Sheet Lobe in the Kujawy Lakeland and the Płock Basin area	67
Krystyna Turkowska Rzeźba i struktura wypełnień dolin górnej Mrogi i Mroźcy jako świadectwa polodowcowych etapów ewolucji międzyrzecza .....87 Morphology and infillings of upper Mroga and Mroźcy Valleys as evidence of post-glacial stages of the watershed area evolution	87
Lucyna Wachecka-Kotkowska, Małgorzata Ludwikowska-Kędzia Plenivistuliański poziom wysoki w dolinach rzek Luciąży (Równina Piotrkowska/Wzgórza Radomszczańskie) i Belnianki (Góry Świętokrzyskie).....107 Plenivistulian level in the Luciąża (Piotrków Trybunalski Plateau/Radomsko Hills) and Belnianka (Holy Cross Mountains) river valleys	107



93 zeszyt *Acta Geographica Lodziensia* p.t.: „Vistuliańskie etapy ewolucji rzeźby środkowej Polski” kontynuuje dyskusję na temat kryteriów oceny roli morfogenezy peryglacjalnej w środkowej Polsce. Z wyjątkiem objętych przez łądogłód zlodowacenia wisty okolic Płocka, wszystkie opisywane w tomie przykłady dotyczą badań vistulianu w strefie staroglacjalnej (Galon 1972, *Geomorfologia Polski* t. 2), tradycyjnie w ośrodku łódzkim określanej jako strefa „morfogenezy peryglacjalnej w obszarze zbudowanym z osadów glacialnych” (Dylik 1956, *Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire*) lub skrótowo strefa „peryglacjalna”. Przedstawione informacje ilustrują zróżnicowanie procesów vistuliańskich w przestrzeni i w czasie, a tym samym złożoność roli rzeźbotwórczej najmłodszego piętra plejstocenu. Inne przykłady tej złożoności można znaleźć we wcześniejszych zeszytach wydawnictwa, szczególnie często dokumentujących kopalne ślady plejstoceńskiego środowiska peryglacjalnego.

Oczywiste jest, że opinie wynikające ze szczegółowych badań na małych obszarach są prawdziwe tylko lokalnie, dla nich samych lub obszarów identycznych. W skali regionalnej są one obciążone błędem zbyt dużej generalizacji i, tym samym, stają się fałszywe. Uwaga, w opinii autorki, dotyczy tyleż twierdzenia „o peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski” (Dylik 1953), co o morfogenezie glacialnej obszaru (Klatkowska 1973 i inni). W analizach przeglądowych, niezbędne stają się określenia ogólne, jak strefa młodoglacjalna i strefa staroglacjalna, uwzględniające jedno kryterium (czas ostatniej transgresji lodowcowej), bez względu na złożoność procesów rzeźbotwórczych.

Zróżnicowanie morfogenezy regionu łódzkiego, położonego „przejściowo” (Dylik 1947, 1972) na granicy Wyżyn i Nizu Polskiego, wynika z faktu istnienia w jego obrębie makroform, wykształconych pod koniec neogenu w wyniku procesów wewnętrznych. Centralnie usytuowana Wyżyna Łódzka powstała jako część wału metakarpackiego, a obrzeżające ją formy wklęsłe: Kotlina Szczercowska, Kotlina Kolska, pradolina warszawsko-berlińska, jako fragmenty depresji środkowopolskiej. Zgodnie z tezą wysuniętą w monografii *Geomorfologia regionu łódzkiego* (Turkowska 2006), obecną rzeźbę regionu wyjaśnia dopiero pełna, kenozoiczna ewolucja, której przebieg musi być rozpatrywany w różnej skali, z uwzględnieniem związków przyczynowo-skutkowych między makro-, mezo- oraz mikroformami regionu. W czasie, kryterium podziału pierwszego rzędu jest klimat – okresy ewolucji (przedczwartorzędowy i czwartorzędowy lub przedlodowcowy, lodowcowy/glacialny i polodowcowy) cechują się takimi samymi w całym regionie, chociaż bardzo odmiennymi względem siebie warunkami morfoklimatycznymi. Rozwój rzeźby miał w różnych częściach obszaru różny, czasami przeciwny kierunek, wynikający z istnienia makroform. Kryterium wewnętrznej jednorodności i równowagi dynamicznej procesów w większym stopniu spełniają etapy, a często dopiero fazy rozwoju mezo- lub mikroform. W obrazie rzeźby polodowcowej, główny podział morfogenetyczny przebiega między degradowanymi wysoczyznami i dolinami, w większej części regionu i czasu erodowanymi lub tranzytowymi, ale okresowo stanowiącymi także bazy erozyjno-denuwacyjne, w których występowała agradacja.

Podczas ostatniego piętra zimnego, na zmienność w przestrzeni, nakładały się więc zmiany klimatyczne określające zróżnicowane, czasami krańcowo różne warunki rozwoju rzeźby. Obecna znajomość przekształceń środowiska pozwala na wydzielenie kolejnych etapów ewolucji rzeźby, a w najmłodszych z nich, także faz i subfaz, odpowiadających wahaniom klimatycznym podczas vistulianu. W tomie przypomniano stan palinologicznej wiedzy regionalnej z podkreśleniem środkowego i górnego plenivistulianu, a także młodszego dryasu oraz zebrano przykłady aktualnych badań efektów procesów vistuliańskich w dolinach różnej wielkości. Warte zwrócenia uwagi jest synchroniczność procesów niszczenia i akumulacji w dolinach rzecznych w rozpatrywanym obszarze – wypełnienia dolin dotyczą poziomów wykształconych w przedziale ca 45–15 ka BP oraz ca 11–10 ka BP, podczas gdy pozostałe etapy rozwoju dolin zaznaczają się głównie jako powierzchnie erozyjno-denuwacyjne. W ogólnych zarysach, wypełnienie dolin ma podobną strukturę: składa się z dużej miąższości, często dwudzielnej serii osadów drobnoziarnistych powstałych między ochłodzeniami plenivistuliańskimi, przykrytych lub z włożoną w nie serią osadów różnoziarnistych, korelowanych z ostatnią transgresją łądogłodu. Przypisywanie serii przez kolejnych autorów różnie nazywanym okresom (np. środkowy i/lub górny plenivistulian; interstadiał grudziądzki) wynika ze stosowania różnych podziałów vistulianu, a rzadziej odmiennych poglądów na temat wahań klimatycznych podczas omawianego okresu (np. faktycznych/pozornych ociepleń interstadialnych moershoofd, hengel i denekamp). Niezależnie od określeń chronostratygraficznych, interesujące jest, że płaszcz osadów ostatniego piętra zimnego składa się prawie wyłącznie z serii najmłodszych, poniżej 30 000 ka BP. W obszarze młodoglacjalnym ma on charakter ciągły i względnie wyrównaną, niewielką miąższość, podczas gdy w obszarze staroglacjalnym osady vistuliańskie ograniczone są przede wszystkim do dolin, gdzie osiągają wielometrowe miąższości, którym towarzyszą znacznie rozleglejsze, od stref akumulacji, strefy degradacji.

Krystyna Turkowska

Zofia Balwierz  
Zakład Geomorfologii UŁ  
Łódź

## ROŚLINNOŚĆ I KLIMAT ŚRODKOWEGO I GÓRNEGO PLENIVISTULIANU W REGIONIE ŁÓDZKIM

### ZARYS TREŚCI

W artykule przedstawiono wyniki wykonanych przez autorkę analiz palinologicznych organicznych poziomów z środkowego i górnego plenivistulianu z regionu łódzkiego. Na ich podstawie przeprowadzono próbę rekonstrukcji roślinności i klimatu. W okresie środkowego plenivistulianu na badanym obszarze panowała tundra krzewiasta. W górnym plenivistulianie, ale jeszcze przed maksymalnym nasunięciem lądolodu, występowały zbiorowiska trawiastej tundry. Pierwsze ślady roślinności po ustąpieniu lądolodu zanotowano w stanowisku Lublinek, około 17 100 lat BP. Były to bardzo ubogie, inicjalne zbiorowiska traw, turzyc i roślin zarodnikowych, ograniczone najprawdopodobniej wyłącznie do najwilgotniejszych i zacisznych siedlisk.

Słowa kluczowe: środkowy i górny plenivistulian, analiza pyłkowa, region łódzki.

### WPROWADZENIE

Okres interglacjału eemskiego i początku wczesnego vistulianu zapisany jest w ciągłych diagramach pyłkowych z wielu stanowisk w Polsce. Obszerny przegląd tych stanowisk do roku 1986 podaje Mamakowa (1989). Po roku 1989 ukazało się wiele kolejnych publikacji (Klatkova, Załoba 1991; Kotarbiński, Krupiński 1995; Noryśkiewicz 1999; Stankowski *et al.* 1999; Tobolski 1991; Kupryjanowicz, Drzymulska 2002; Stankowski, Nita 2004). Mniej jest natomiast stanowisk obejmujących interglacjał eemski i pełny lub prawie pełny wczesny vistulian (Bitner 1954; Środoń, Gołbowa 1956; Borówko-Dłużakowa 1960; Jastrzębska-Mamełka 1985; Kupryjanowicz 1991; Tobolski 1991; Stankowski *et al.* 1999; Balwierz, Roman 2002; Winter 2002; Roman, Balwierz 2007). Do nielicznych stanowisk obejmujących interglacjał eemski, wczesny i środkowy vistulian należą stanowiska w Horoszkach Wielkich (Granoszewski 2003), Kurowie (Balwierz 2003) i Dziarniakowie (Kupryjanowicz 2005).

Okres środkowego plenivistulianu zapisany jest w niewielu datowanych stanowiskach w postaci warstw materiału organicznego lub mineralno-organicznego (Rotnicki, Tobolski 1965, 1969;

Pazdur *et al.* 1980; Manikowska, Balwierz 1987; Środoń 1987a, b; Manikowska 1992, 1993; Krzyszkowski *et al.* 1993; Forysiak *et al.* 1999), poprzedzielanych osadami mineralnymi. Jeszcze mniej liczne są dane palinologiczne datowanych poziomów z górnego plenivistulianu. Im bliżej maksimum ostatniego zlodowacenia tym mniej poziomów organicznych, a tym samym mniej dat uzyskanych metodą radiowęglową (Goździk, Pazdur 1987). Badania wykazują jednak, że takie poziomy są spotykane (Pazdur *et al.* 1980, Turkowska 1997; Manikowska 1999). Postępujące ocieplenie klimatu w późnym glacjał powoduje wkraczanie na badany obszar roślinności. Przybywa stanowisk, w których zapisana jest historia tego okresu, a badane osady są coraz bogatsze w części organiczne. W regionie łódzkim najbardziej znanym stanowiskiem jest Witów (Wasylukowa 1964). Do nowszych należy Rośle (Krajewski, Balwierz 1984) i Bełchatów (Balwierz, Goździk 1997). Część badań dotyczących późnego vistulianu uwzględniona została w artykule na temat młodszego dryasu (Dzieduszyńska w tym tomie).

W niniejszym artykule omówiono wyniki analizy pyłkowej osadów z środkowego i górnego plenivistulianu z terenu środkowej Polski. Część wyni-

ków była publikowana już wcześniej (Balwierz 1995, 2003). Powodem przypomnienia danych jest próba możliwie pełnej oceny informacji na temat

części ostatniego piętra zimnego, która najpełniej zapisała się w środowisku dolinnym regionu (Turkowska 2006).

## UWAGI METODYCZNE

Przygotowanie próbek w laboratorium zostało omówione we wcześniejszych publikacjach (Balwierz 1995; Balwierz, Roman 2002). Procentowy udział taksonów wyliczono w stosunku do sumy ziaren pyłku drzew i krzewów (AP) i roślin zielnych (NAP). Do sumy nie włączono *Pedistrum* i *Botryococcus*, zarodników mchów i paproci i ziaren nieoznaczonych. W grupie ziaren nieoznaczonych znajdują się nieliczne ziarna nieznanne i inne, na przykład ziarna poskręcane, zdegradowane, popękane. Najliczniejszą grupę wśród nieoznaczonych stanowiły jednak sporomorfy skorodowane. Były one szczególnie liczne w warstwach z dużą zawartością materiału mineralnego w stanowiskach Bełchatów 1985 Ib, Lublinek–oczyszczalnia (Balwierz 1995), Bełchatów V i VI.

Frekwencja ziaren pyłku w próbkach była różna, na ogół jednak niska lub bardzo niska. W przypadku bardzo niskiej frekwencji jako kryterium policzenia próbki przyjęto nie sumę AP lecz liczoną powierzchnię i przeliczano nie mniej niż 8 cm<sup>2</sup>.

Wyniki analizy pyłkowej zostały przedstawione w postaci diagramów. Wszystkie diagramy, również te, które były wykreślane ręcznie (Balwierz 1995, Balwierz, Goździk 1997), w niniejszej publikacji zostały skonstruowane przy użyciu programu Polpal (Walanus, Nalepka 1999). Krzywa „rebedded” obejmuje sumę zwykle pojedynczo występujących ziaren pyłku drzew o wyższych wymaganiach termicznych (*Ulmus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*), *Abies* i *Picea*, a w niektórych przypadkach również pojedyncze sporomorfy trzeciorzędowe.

Tylko w jednym z diagramów (Bełchatów 1985 Ib) wydzielono lokalne poziomy zespoły pyłkowych (*local pollen assemblage zones*) LPAZ. W pozostałych diagramach, ze względu na zbyt małą

zmienność krzywych, podziału tego nie dokonano.

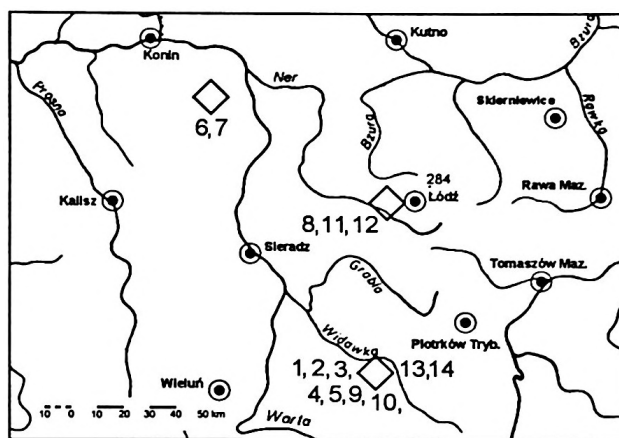
Większość stanowisk omówionych w niniejszej publikacji znajduje się na terenie KWB „Bełchatów”. Stanowiska Lublinek–oczyszczalnia i Lublinek–stacja znajdują się na zachodnich peryferiach Łodzi, a stanowisko Koźmin i Aleksandrów na terenie odkrywek KWB „Adamów”.

Wszystkie palinologiczne analizowane osady pochodzą z serii wypełniających doliny. Stanowiska nazwane Bełchatów I–IV pochodzą z wypełnienia suchych dolinek uchodzących do doliny Świętojanki, będącej dopływem Widawki (Manikowska 1993). Bełchatów 1985 Ib i Bełchatów II pochodzą z tej samej doliny ale z różnych jej miejsc, Bełchatów III i IV – z różnych dolin. Próbką określona jako Lublinek–oczyszczalnia została pobrana ze stropu zachowanej pod holocenem serii piaszczysto-mułkowej, wypełniającej dolinę Neru (Turkowska 1988), a Lublinek–stacja, z osadów mułkowo-piaszczystych wypełnienia bocznej dolinki. Numery V–VII odnoszące się do stanowiska „Bełchatów” zostały nadane przez autorkę. Pozostałe nazwy i numery stanowisk były nadawane przez innych badaczy i tak są używane w publikacjach, na które autorka się powołuje. Wśród omawianych stanowisk wzięto pod uwagę również Kamion, położony w dolinie Wisły koło Wyszogrodu, poza omawianym regionem. Powodem jest uznana stratygraficzna pozycja tego stanowiska (Manikowska 1985). Wykaz opracowanych stanowisk podano w tabeli 1, natomiast ich rozmieszczenie przedstawiono na rysunku 1. Terminologię dotyczącą klimatu przyjęto za Tobolskim (1991) i Ran (1990), a podział chronostratygraficzny vistulianu nawiązuje do faz tlenowych rdzeni głębokomorskich (Emiliani 1955; Shackleton, Opdyke 1973).

## WYNIKI ANALIZY PYŁKOWEJ

**Bełchatów 1985 Ib** – warstwa nie datowana, leżąca między serią agradacyjną w spagu a warstwą torfu w stropie, która datowana była na 32 700±900 BP (Manikowska 1993). Jest to warstwa mułku, miąższości około 1 m, o różnej zawartości sub-

stancji organicznej. Pobrano z niej 20 próbek, z czego palinologicznie opracowano 7 najbardziej organicznych, z części spagowej. Wyniki przedstawiono na rysunku 2.



Rys. 1. Rozmieszczenie stanowisk

1 – Belchatów 1985 Ib; 2 – Belchatów II; 3 – Belchatów III; 4 – Wola Grzymalina; 5 – Kleszczów; 6 – Koźmin; 7 – Aleksandrów; 8 – Lublinek–oczyszczalnia; 9 – Belchatów IV; 10 – Belchatów V; 11 – Lublinek–stacja a; 12 – Lublinek–stacja b; 13 – Belchatów VI; 14 – Belchatów VII

Distribution of sites

Tabela I

Wykaz stanowisk

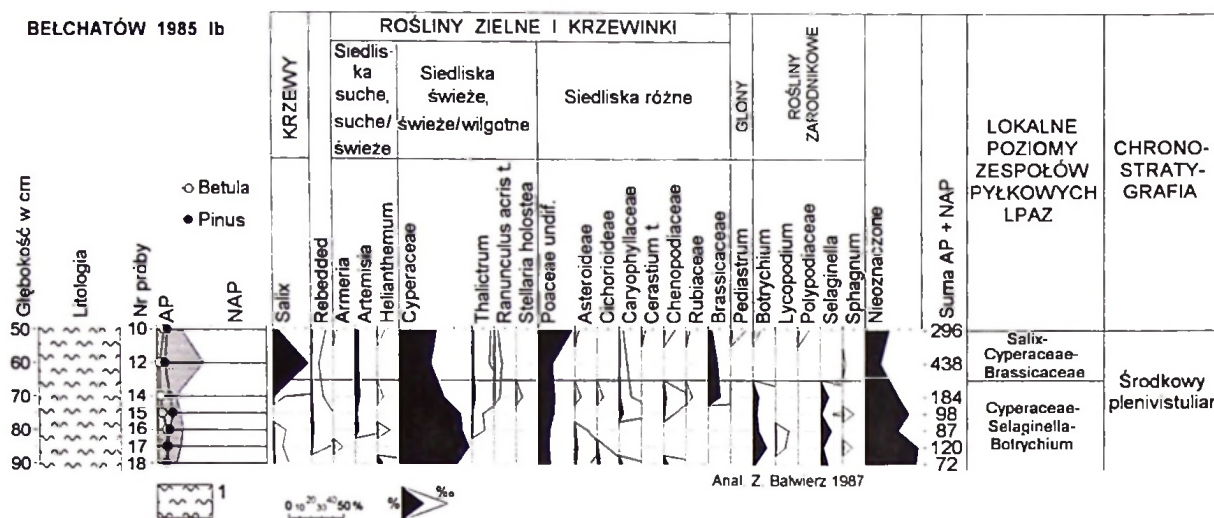
A list of sites

L.p.	Nazwa stanowiska	Data <sup>14</sup> C
1.	Belchatów 1985 Ib	nie datowana
2.	Belchatów II	32 700 ± 900 BP (Lod 317)
3.	Belchatów III	32 600 ± 1 300 BP kwasy huminowe (Gd 5550) 33 900 ± 2 600 BP frakcja nierozpuszczalna (Gd 6062)
4.	Wola Grzymalina 35	31 800 ± 700 BP (Gd 5371) 33 800 ± 2 000 BP (Gd 2890)
5.	Kleszczów 2	26 900 ± 500 BP (Gd 5413) 29 200 ± 1 100 BP (Gd 2930)
6.	Koźmin 7	24 200 ± 300 BP (Lod 659)
7.	Aleksandrów	23 010 ± 390 BP (Lod 1045)
8.	Lublinek–oczyszczalnia	21 720 ± 200 BP (Gd 1906)
9.	Belchatów IV	21 200 ± 220 BP (Gd 5279)
10.	Belchatów V – osady „lessopodobne”	nie datowana
11.	Lublinek–stacja a	17 100 ± 200 (Lod 478)
12.	Lublinek–stacja b	16 200 ± 200 (Lod 445)
13.	Belchatów VI	nie datowana
14.	Belchatów VII	nie datowana

Wszystkie próbki charakteryzują się bardzo niską frekwencją, dużą ilością ziaren skorodowanych i wysokim udziałem NAP. Krzywa *Pinus* osiąga maksymalnie 14,2 %, *Betula* – 9,1 %, na ogół mają jednak wartości niższe. W poziomie pyłkowym *Cyperaceae-Selaginella-Botrychium* maksymalne wartości osiąga krzywa ziaren pyłku *Cyperaceae*, spor *Selaginella* i *Botrychium*. Krzywa *Artemisia*, z wyjątkiem próbki 18, osiąga wartość kilku procent. Wartości *Helianthemum* są w tym poziomie najwyższe. Wzrost krzywej AP w *Salix-Cyperaceae-Brassicaceae* LPAZ spowodowany jest wzrostem udziału pyłku *Salix* do 35,0 %.

Utrzymuje się kilkuprocentowa krzywa pyłku *Artemisia*. Występują dość znaczne ilości pyłku *Brassicaceae*, których krzywa w próbce 10 osiągnęła wartość 12,1 %.

W czasie akumulowania badanego osadu panowały zbiorowiska bezdrzewnej tundry. Początkowo była to tundra z dominującymi zbiorowiskami roślin zielnych i zarodnikowych, następnie z dużym udziałem krzewiastych wierzby. Zmiana ta mogła być wynikiem ocieplenia i przejścia klimatu od środkowoarktycznego (*Cyperaceae-Selaginella-Botrychium* LPAZ) do dolnoarktycznego (*Salix-Cyperaceae-Brassicaceae* LPAZ).



Rys. 2. Diagram pyłkowy ze stanowiska Belchatów 1985 Ib

I – mułek organiczny

Pollen diagram from Belchatów 1985 Ib site

I – organic silt

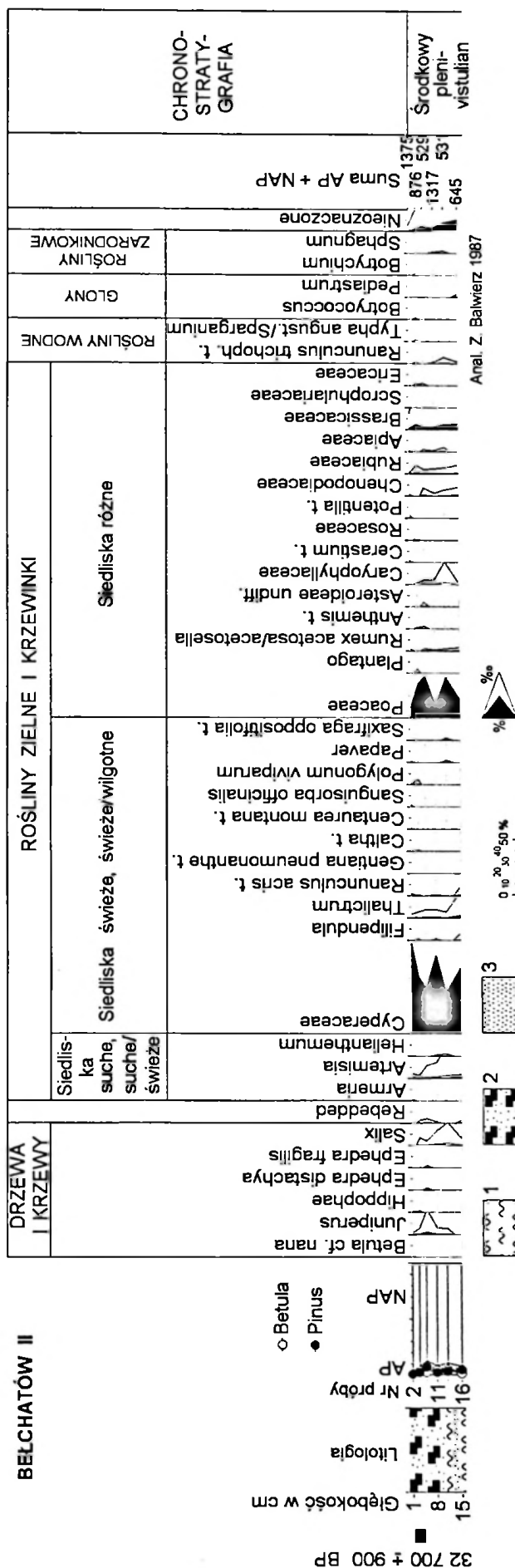
**Belchatów II** – warstwa organiczna datowana na  $32\ 700 \pm 900$  BP. Warstwa ta wchodzi w skład starszej serii wypełnienia (Manikowska 1992) i znajduje się w tej samej dolinie co warstwa opisana powyżej, choć w innym jej przekroju. Wstępne wyniki analizy palinologicznej były opublikowane wcześniej (Manikowska, Balwierz 1987). Z około 15-centymetrowej warstewki torfu i mułku organicznego, pobrano do analizy 16 próbek, z czego policzono 6. Wyniki przedstawiono na rysunku 3. Frekwencja była dość wysoka, ziarna pyłku zachowane dosyć dobrze i znikomy był udział ziaren pyłku redeponowanego. Diagram pyłkowy charakteryzuje się bardzo niskim udziałem AP (2,4–12,9%). Stanowi je głównie pyłek *Pinus* (1,0–7,4%) i *Betula* (1,0–4,8%), a spośród krzewów występuje pyłek *Salix* i *Juniperus*, których krzywe osiągają maksymalne wartości powyżej 2%. W postaci pojedynczych ziaren pyłku stwierdza się obecność *Betula* cf. *nana*, *Hippophaë*, *Ephedra fragilis* i *Ephedra distachya*.

Dosyć bogata jest lista taksonów pyłku roślin zielnych. Dominują ziarna pyłkowe Cyperaceae (38,5–81,4%) i Poaceae (12,2–37,9%). Krzywa *Artemisia* osiąga 4,0%, krzywa Brassicaceae waha się od 1,3 do 5,7%. Obecna jest stała krzywa pyłku *Rubiaceae* i *Thalictum* i prawie stała *Caryophyllaceae* i *Chenopodiaceae*. Szczególnie duża różnorodność ziaren pyłku roślin zielnych jest w najwyższej próbce, w której występuje również pyłek *Helianthemum*, *Armeria*, *Polygonum viviparum*, *Saxifraga* t. *oppositifolia*.

Na badanym obszarze panowała bogata w gatunki bezdrzewna tundra, o dość zwartej pokrywie, nieograniczonej tylko do wilgotnych siedlisk. Skład flory pyłkowej wskazuje na to, że również suche i umiarkowanie wilgotne, piaszczyste i ubogie w humus siedliska były pokryte roślinnością. Rosły na nich bylice, zawciąg, skalnice, mak, jałowiec i prawdopodobnie wiele gatunków z rodziny Brassicaceae, Rubiaceae, Caryophyllaceae. Na zasobniejszych i wilgotniejszych siedliskach rosła rutewka. Torfowisko porastały obficie turzyce i mchy. Rosła na nich również brzoza karłowata. Wierzby mogły rosnąć na glebach bardziej zróżnicowanych pod względem zasobności w humus, ale raczej na wilgotnych siedliskach i były to wierzby krzewiaste. Gleby najbardziej zróżnicowane pod względem zasobności w humus jak i wilgotności zajmowane były przez trawy.

Klimat był chłodny, dolnoarktyczny, początkowo z dość znacznym wpływem kontynentalizmu, co potwierdza stały, ale zmniejszający się ku stropowi profilu udział pyłku *Artemisia* i obecność w środkowej części diagramu ziaren pyłku *Ephedra distachya* i *E. fragilis*. Nie można wykluczyć, że pojawienie się w większej ilości ziaren pyłkowych *Juniperus* było wynikiem nieznacznego ocieplenia, ale najwyższa próbka wskazywałaby na ochłodzenie (wzrost liczby taksonów roślin zielnych, pojawienie się pyłku *Polygonum viviparum*). Kolstrup (1980) pisze, że przy pojawieniu się ziaren pyłkowych *Juniperus* w ilości 3–5%, rozważa się obecność dużych form





Rys. 3. Diagram pyłkowy ze stanowiska Belchatów II

1 – mulek organiczny; 2 – torf zapiaszczony; 3 – piasek

Pollen diagram from Belchatów I site

1 – organic silt; 2 – sandy peat; 3 – sand

*Juniperus* (nie karłowatych), bo produkują one więcej ziaren pyłkowych i rozsiewane są na większą odległość. W Belchatowie II są to ilości zbliżone do 3%. Gdyby założyć, że były to ziarna pyłkowe z wysokich form *Juniperus*, byłby to pewniejszy dowód na to, że poziom ten można łączyć z ociepleniem klimatu, w którym średnia temperatura lipca musiałaby być wyższa niż 10 °C (Iversen 1954 w: Kolstrup 1980).

**Belchatów III** – warstwa organiczna datowana na 32 600±1 300 BP (kwas huminowy) i 33 900±2 600 BP (frakcja nierozpuszczalna) (Manikowska 1992). Warstwa ta wchodzi w skład tej samej co dwie poprzednie serii osadów. Z profilu o miąższości około 20 cm pobrano 10 próbek, z czego przygotowano w laboratorium i policzono 6, pochodzących z bardzo lekko zapiaszczonego torfu i mułku organicznego. Wyniki analizy przedstawiono na rysunku 4.

Frekwencja była dość wysoka, a udział ziaren skorodowanych wahał się od 5,3 do 11,5%. Obraz palinologiczny tej warstwy (rys. 4) jest bardzo zbliżony do Belchatowa II. Tu również dominują ziarna pyłku roślin zielnych (od 82,2 do 92,0%), w największej ilości Cyperaceae i Poaceae. Krzywą pyłku AP stanowią głównie *Betula* i *Pinus* zarówno *Pinus t. haploxyton* jak i *P. t. cembra*. W górnej części diagramu w jej skład wchodzi również ziarna pyłku *Salix* i *Betula t. nana*.

Wśród pyłku roślin zielnych, poza Cyperaceae i Poaceae, występują prawie te same taksony co w diagramie z Belchatowa II, a więc *Artemisia*, *Polygonum bistorta/viviparum*, *Polygonum viviparum*, *Armeria*, *Helianthemum*, Brassicaceae, Rubiaceae, Caryophyllaceae, *Thalictrum*, *Sanguisorba officinalis*. Są więc powody przypuszczać, że podobnie wyglądały zbiorowiska roślinne i podobny był klimat.

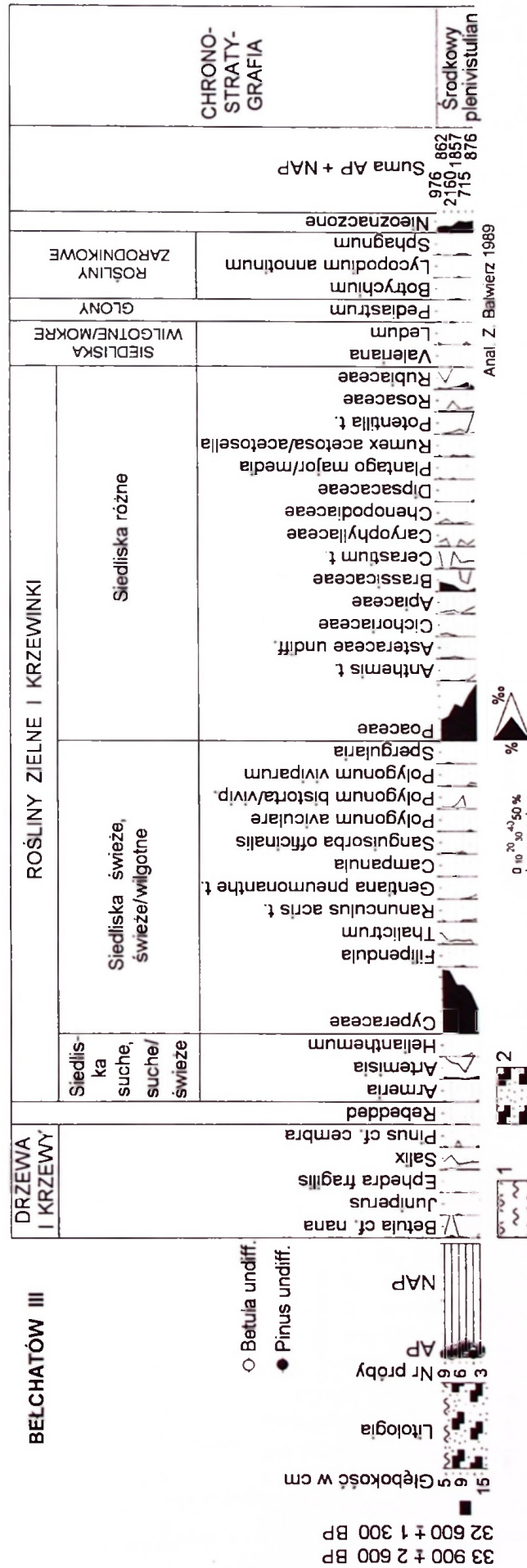
**Wola Grzymalina 35** – warstwa organiczna datowana na 31 800±700 BP i 33 800±2 000 BP. Opis sytuacji geologicznej i daty <sup>14</sup>C zostały zamieszczone w artykule Krzyszkowskiego (1990), a rozszerzone o wyniki analizy palinologicznej i makroszcątków w artykule Krzyszkowskiego *et al.* (1993).

Obraz palinologiczny jest bardzo zbliżony do Belchatowa II i III. W czterech przeanalizowanych próbkach stwierdza się zdecydowaną dominację NAP. Krzywą AP, nie przekraczającą 10%, stanowią w niewielkiej ilości ziarna pyłku *Pinus* i *Betula* oraz *Betula cf. nana* i *Salix*. Wśród zielnych, poza dominującymi Cyperaceae i Poaceae, występują ciągle procentowe krzywe *Artemisia* i Brassicaceae. Obecne są ziarna pyłku *Helianthemum*, *Polygonum bistorta/viviparum*, *Saxifraga t. oppositifolia*, *Sanguisorba officinalis*.

Analiza makroszcątków wykonana przez Pyszyńskiego (Krzyszkowski *et al.* 1993) wykazała obecność wielu szcątków roślinnych, choć ilość oznaczonych gatunków była niewielka. Spagowa próbka zawierała przeważnie fragmenty mchów *Drepanocladus sp.* i *Calliergon sp.* (ok. 70%). Pozostałe fragmenty należały do Cyperaceae i Poaceae. W stropowej próbce z torfu przeważają fragmenty Cyperaceae, głównie korzenie, ale również nasiona. Poza tym występują tu również fragmenty mchów i traw. Analiza makroszcątków wykazała, że warstwa organiczna reprezentuje torf turzycowo-mszysty, który powstał w warunkach stale podmokłych. Jednakże górna część torfu była deponowana w środowisku suchszym niż dolna. W próbkach nie stwierdzono szcątków drzew. Panującym typem roślinności była tundra bezdrzewna z niewielkim udziałem krzewów. Klimat był arktyczny.

**Kleszczów 2** – dwie warstwy datowane na 26 900±500 BP i 29 200±1 100 BP (Krzyszkowski *et al.* 1993). Próbkę charakteryzują się bardzo niską frekwencją i bardzo dużą ilością sporomorf skorodowanych co sprawia, że materiał nie jest przydatny do badań palinologicznych. Wśród nielicznych oznaczonych ziaren stwierdzono przewagę ziaren pyłku roślin zielnych w tym Cyperaceae i Poaceae. Pojedyncze ziarna pyłku *Artemisia* i spor *Selaginella* mogą sugerować, że osad powstał w klimacie bardzo chłodnym przy nieciągłej, bardzo ograniczonej pokrywie roślinnej.

**Aleksandrów** – warstwa datowana na 23 010±390 BP. Sytuacja geologiczna tego poziomu przedstawiona została w pracy Forysiaka (2005). Z warstwy mułku organicznego z cieniutką warstwą torfu zapiaszczonego w stropie, o łącznej miąższości 60 cm pobrano, 12 próbek, z czego przeanalizowano 4. Wyniki, zestawione w postaci diagramu pyłkowego przedstawiono na rysunku 5. Frekwencja ziaren pyłkowych była zadawalająca. Próbkę charakteryzują się wysokim udziałem NAP dochodzącym prawie do 90%. Na krzywą AP składa się głównie pyłek *Betula* i *Pinus*. Obecna jest ciągła krzywa pyłku *Betula cf. nana* i *Salix*. Występują pojedyncze ziarna pyłku *Juniperus* i *Pinus cembra*. Z grupy roślin rosnących na siedliskach suchych i suchych/świeże w największej ilości występuje pyłek *Artemisia*, a ponadto pojedyncze ziarna pyłku *Armeria*, *Helianthemum* i *Rumex acetosella*. Dominują jednak Cyperaceae (42,8–76,6%) i Poaceae. Stwierdzono ponadto obecność pyłku *Gentiana t. pneumonanthe*, *Sanguisorba officinalis*, *Polygonum aviculare*, *P. bistorta*, *Dryas* i *Saxifraga cf. nivalis*. Obraz pyłkowy jest bardzo podobny do tego, jaki uzyskano

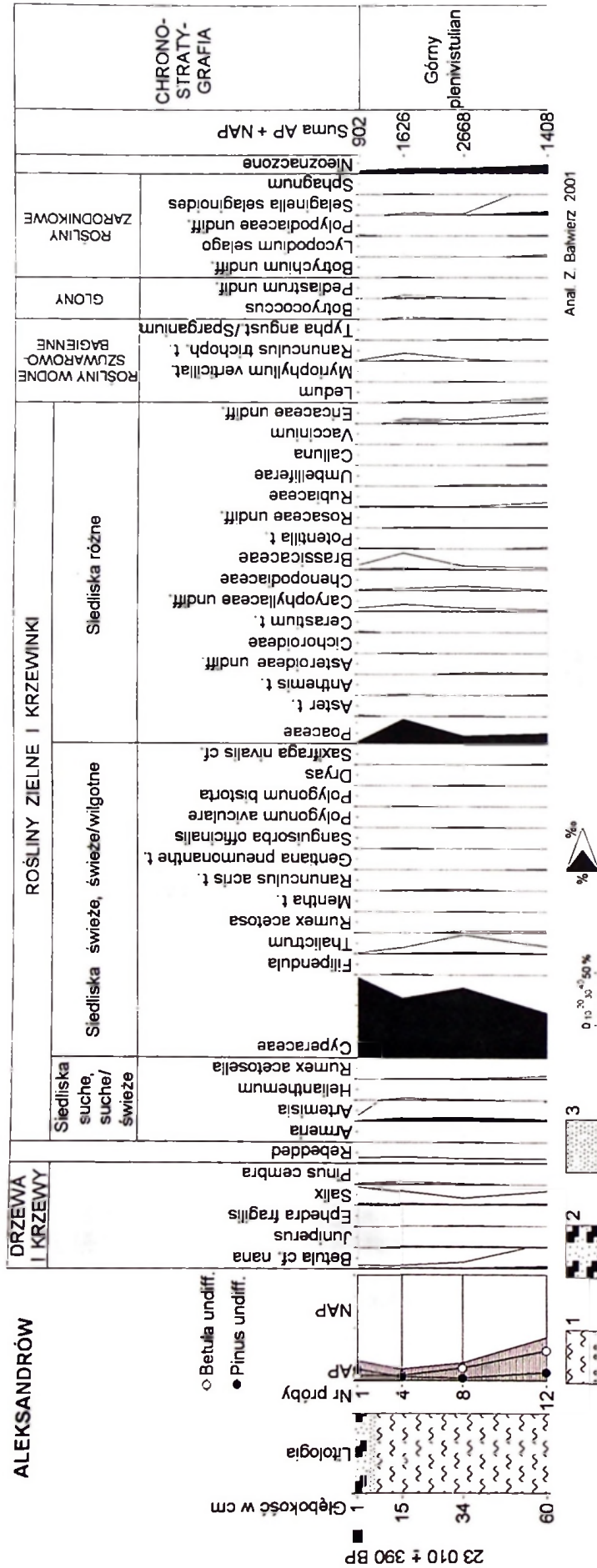


Rys. 4. Diagram pyłkowy ze stanowiska Belchatów III

1 – mulk organiczny; 2 – torf zapiaszczony

Pollen diagram from Belchatów III site

1 – organic silt; 2 – sandy peat



Rys. 5. Diagram pyłkowy ze stanowiska Aleksandrów

1 – mułek organiczny; 2 – torf zapiaszczony; 3 – piasek

Pollen diagram from Aleksandrów site

1 – organic silt; 2 – sandy peat; 3 – sand



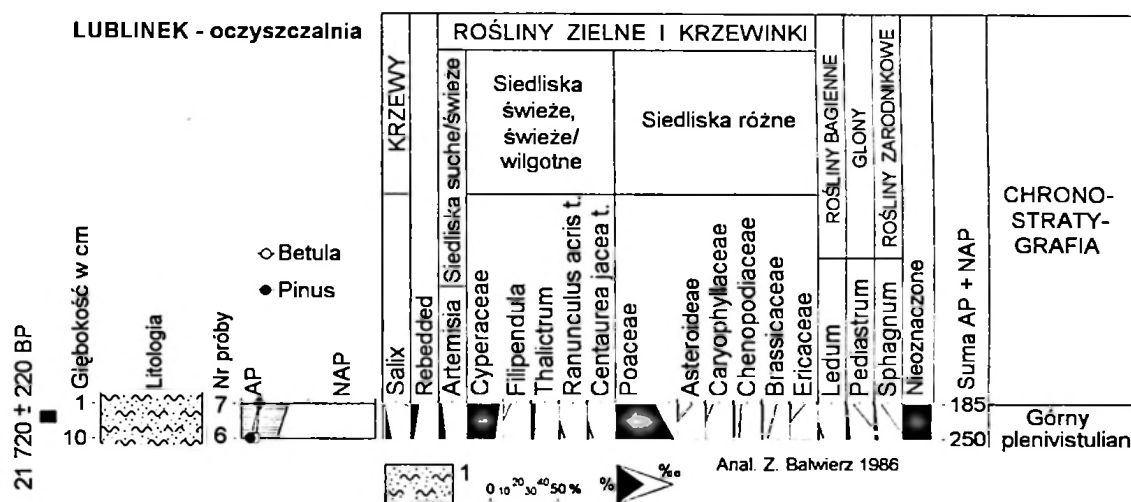
dla spektrów ze stanowisk Bełchatów II i Bełchatów III. Można zatem przypuszczać, że podobna była roślinność i podobny klimat, choć wiekowi są to różne stanowiska.

Na terenie jednej z odkrywek KWB „Adamów” znajduje się również stanowisko Koźmin. Wyniki analizy pyłkowej z tego stanowiska przedstawiono we wcześniejszej publikacji (Bałwierz 2003). Obraz roślinności, jaki możemy zrekonstruować na podstawie uzyskanych spektrów, jest bardzo podobny zarówno to tego przedstawionego powyżej dla stanowiska Aleksandrów, jak i dla stanowisk z Bełchatowa (II i III). Była to bezdrzewna tundra z bardzo małym udziałem krzewów. Data  $^{14}\text{C}$  ( $24\ 200 \pm 300$  BP) wskazuje na to, że osad z Koźmina jest starszy niż osad z Aleksandrowa.

**Lublinek–oczyszczalnia** – warstwa datowana na  $21\ 720 \pm 200$  (Turkowska 1992).

Z warstwy mułkowego piasku z materiałem organicznym przeanalizowano 2 próbki. Wyniki przedstawiono na rysunku 6. Próbkę charakteryzują się bardzo niską frekwencją. Na powierzchni  $8\ \text{cm}^2$  stwierdzono obecność tylko 238 ziaren pyłku, z czego 54 sporomorfy były skorodowane. Częściej spotykano ziarna pyłku drzew o wyższych wymaganiach termicznych (*Ulmus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*), co przy ogólnie niskiej frekwencji sprawia, że ich procentowy udział jest dość wysoki.

Wśród oznaczonych ziaren pyłku przewagę stanowią NAP, w tym Cyperaceae i Poaceae. W ilości kilku procent występują ziarna pyłku *Artemisia* i *Thalictrum*. Wartości równe lub niższe od 1% osiągają *Asteroideae*, *Ericaceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Filipendula*, *Chenopodiaceae*, *Ledum*, *Ranunculus t. acris*, *Centaurea t. jacea*.



Rys. 6. Diagram pyłkowy ze stanowiska Lublinek–oczyszczalnia

1 – mułek organiczny

Pollen diagram from Lublinek–purification plant site

1 – organic silt

Powierzchnia ziemi pokryta była tylko płatami roślinności, ograniczonymi do najbardziej wilgotnych siedlisk. Z krzewów wymienić można wierzby, a roślinność zielna zdominowana była przez gatunki traw i turzyc. Brak ziaren pyłku roślin wskaźnikowych uniemożliwia wyciągnięcie dokładniejszych wniosków. Obecność ziarna pyłku *Centaurea t. jacea* potwierdza jedynie, że częstym zbiorowiskiem były zbiorowiska traw, gdyż większość *Centaurea* występujących obecnie na obszarze Polski to gatunki rosnące w zespołach traw.

**Bełchatów IV** – warstwa organiczna datowana na  $21\ 200 \pm 220$  BP (Manikowska 1992). Z warstwy torfu silnie zapiaszczonego o miąższości

około 6 cm pobrano do analizy 3 próbki. Wyniki przedstawiono na rysunku 7.

Frekwencja pyłku jest dość wysoka i stosunkowo mało jest sporomorf skorodowanych (poniżej 4%). Obserwuje się najniższy, z wszystkich opisanych powyżej diagramów, udział AP (1,1–5,1%). Wśród ziaren pyłku roślin zielnych dominuje pyłek Poaceae (71,0–95,2%). Cyperaceae występują w mniejszej ilości, bo od 3,4 do 23,3%. Różnorodność taksonów pozostałych roślin zielnych jest niewielka. Znikomy jest też ich udział procentowy. Spośród roślin wskaźnikowych stwierdza się występowanie pyłku *Artemisia*, *Helianthemum*, *Polygonum bistorta/viviparum*.





Rys 7. Diagram pyłkowy ze stanowiska Belchatów IV

1 – torf zapiaszczony

Pollen diagram from Belchatów IV site

1 – sandy peat

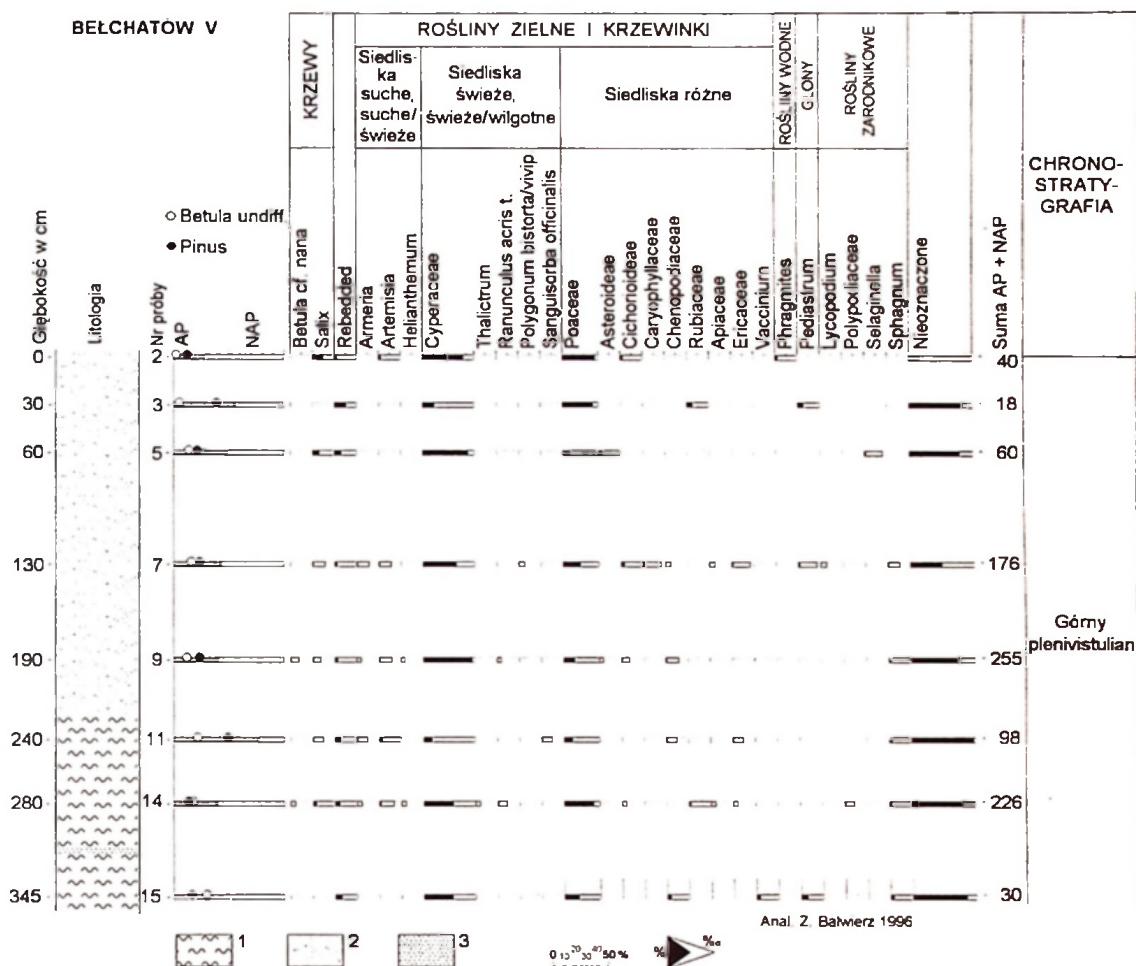
Niewielka różnorodność taksonów, jak i dość duża domieszka osadu mineralnego (piasku) w torfie, wskazuje na ubóstwo szaty roślinnej. Pokrywa roślinna nie była zwarta i ograniczała się raczej do wilgotnych siedlisk. Siedliska piaszczyste, bardziej suche, na których w wyżej opisanych stanowiskach rosło wiele gatunków roślin, nie były w zasadzie pokryte roślinnością. Ułatwiało to między innymi wywiewanie osadu mineralnego i przenoszenie go na inne miejsca, również te pokryte roślinnością, gdzie był zatrzymywany. Stąd dość znaczna domieszka piasku w analizowanych osadach.

**Belchatów V** – „osady lessopodobne”. Stanowisko to, podobnie jak wcześniej opisane, znajduje się w dolinie. Brak jest datowań  $^{14}\text{C}$ , jednakże poziom mulkowo-piaszczysty, z którego pobrano próbki jest poziomem charakterystycznym na obszarze Polski środkowej i jego powstanie datowane jest na środkowy i początek górnego plenivistulianu (Goździk 1980; Turkowska, Wieczorkowska 1985; Zieliński, Goździk 1996; Manikowska 1999). Seria, z której pobierano próbki leży tuż pod warstwą piaszczysto-żwirową, będącą poziomem przewodnim i odpowiadającą pełni ostatniego zlodowacenia (Klatkova 1965; Dylik 1967). Ma ona miąższość około 3,5 m. Złożona jest z osadu pylastego, określonego jako „lessopodobny”, który spoczywa na mulku oglejonym, rozdzielonym warstwą piasku. Do analizy pobrano 15 próbek, z czego opracowano 9. Wyniki analizy przedstawiono na rysunku 8.

Większość próbek charakteryzuje się małą zawartością substancji organicznej. Znajduje to

odzwierciedlenie w frekwencji ziaren pyłku. Jest ona nieco zróżnicowana w różnych próbkach, ale we wszystkich bardzo niska. Próbką płoną. Wysoka natomiast była ilość sporomorfor skorodowanych. Nieliczne ziarna pyłku drzew i krzewów oznaczone w próbkach, to głównie *Pinus* i *Betula*. Pozostałe ziarna pyłku należą do *Alnus*, *Picea*, *Abies*, *Salix*, *Betula* cf. *nana* i taksonów o wyższych wymaganiach termicznych, takich jak *Corylus*, *Carpinus* i *Tilia*. Pyłek wymienionych wyżej taksonów, z wyjątkiem pyłku *Salix* i *Betula* cf. *nana*, pochodzi z dalekiego transportu, lub/i jest wynikiem redepozycji. Wśród ziaren pyłku roślin zielnych w największej ilości występowały *Cyperaceae* i *Poaceae*. Nieliczne są ziarna pyłku innych taksonów, w tym roślin wskaźnikowych, takich jak *Armeria*, *Artemisia*, *Helianthemum*, *Polygonum bistorta/viviparum*, a spośród roślin zarodnikowych *Selaginella*. Ich obecność świadczy, że akumulacja osadu zachodziła w bardzo chłodnym klimacie, przy ubogiej roślinności, która miała charakter „mozaikowy”, ograniczony do najwilgotniejszych siedlisk.

Dolna część analizowanego osadu (próbki 9–14) powstawała w środowisku wodnym, natomiast leżąca na nim warstwa, z której pobrano próbki 1–8 była odkładana w warunkach subarealnych (Manikowska inf. ustna). Nie udało się jednak zauważyć różnic w składzie taksonów, które by potwierdziły, przewagę roślinności wodnej w dolnej części osadu, a w górnej – przewagę taksonów związanych z siedliskami suchymi.



Rys. 8. Diagram pyłkowy ze stanowiska Belchatów V

1 – mułek organiczny; 2 – piasek; 3 – pył

Pollen diagram from Belchatów V site

1 – organic silt; 2 – sand; 3 – silt

**Lublinek–stacja a** – boczna kopalna dolinka, warstwa datowana na  $17\,100 \pm 200$  (Turkowska 1992). Z warstwy mułkowego piasku słabo organicznego pobrano 5 próbek. 4 najbardziej organiczne zostały przygotowane w laboratorium, z czego próbki 1 i 4 zostały policzone, a 2 i 3 tylko przejrane. Wyniki zliczeń przedstawione są w pracy Bałwierz (1995).

Próbki charakteryzują się bardzo niską frekwencją i bardzo wysokim udziałem ziaren skorodowanych, co właściwie dyskwalifikuje przydatność materiału do analizy palinologicznej. W próbce 1 AP stanowią większość oznaczonych ziaren pyłku (73,1%). Są to w takich samych ilościach ziarna pyłku *Pinus* i *Betula* (23,4%) i *Alnus* (18,6%). Obecne są również ziarna pyłku *Juniperus* i *Salix*. Wśród roślin zielnych w największej ilości występuje pyłek *Cyperaceae* (8,9%). Z pozostałych zielnych na uwagę zasługuje względnie duża ilość ziaren pyłku *Helianthemum*.

W próbce 4 udział AP stanowi tylko 23,0% i składają się na niego prawie wyłącznie ziarna pyłku *Pinus* i *Betula*. Wśród roślin zielnych w największej ilości występuje pyłek *Cyperaceae* (43,6%) i *Poaceae* (23,0%). Stwierdzono również występowanie pyłku *Artemisia*, *Armeria*, *Helianthemum* i *Gentiana t. pneumonanthe*.

Przy próbie interpretacji wyników istotny jest, między innymi, wzajemny stosunek ziaren pyłkowych AP do NAP. W przypadku tych dwu próbek należałoby bardziej krytycznie przyjrzeć się temu zagadnieniu. W obydwu próbkach stwierdza się występowanie dużej ilości sporomorf skorodowanych. Nie wchodzi one w skład sumy AP + NAP, w stosunku do której oblicza się procentowy udział oznaczonych taksonów. Ziarna skorodowane to w znacznej większości ziarna pyłku roślin zielnych, których jest znacznie większa różnorodność i które są trudniejsze do oznaczenia. Nawet przy niezbyt silnej korozji, jeśli powoduje ona zatarcie skulptury ziarna, jego



oznaczenie albo jest bardzo utrudnione i niepewne albo niemożliwe. Ziarna pyłkowe drzew są bardziej charakterystyczne i łatwiej je oznaczyć. Z tego powodu, jak już wspomniano, skorodowane ziarna należą w większości do ziaren pyłku roślin zielnych. Gdybyśmy ziarna skorodowane wliczyli w sumę AP + NAP jako NAP i dopiero wówczas wylczyli procentowy udział AP i NAP okazałoby się, że jest on znacznie wyższy dla roślin zielnych. Dominującymi zbiorowiskami były więc zbiorowiska roślin zielnych. Nie pokrywały one powierzchni ziemi zwartym kobiercem lecz były ograniczone do najbardziej wilgotnych siedlisk.

**Lublinek—stacja b** – boczna kopalnia dolina, warstwa datowana na 16 200±200 BP (Turkowska 1992). Z serii o miąższości około 60 cm pobrano 6 próbek z najbardziej organicznych poziomów. Palinologicznie zbadano tylko próbkę z poziomu C (Balwierz 1995), który był datowany.

Na powierzchni szkiełka 1 cm<sup>2</sup> napotkano 70 sporomorf, z czego 53 nie nadawały się do oznaczenia z powodu zniszczenia. Spośród pozostałych 21 sporomorf 7 oznaczono jako *Betula*, 1 – *Pinus*, 1 – *Carpinus*, 1 – Cyperaceae, 1 – Brassicaceae, 1 – Gentianaceae, 1 – *Sphagnum*, 4 – *Botrychium*. Na podstawie takiego spektrum niemożliwe jest wyciągnięcie pewnych wniosków na temat roślinności. Zwraca jednak uwagę relatywnie duża ilość spor *Botrychium*.

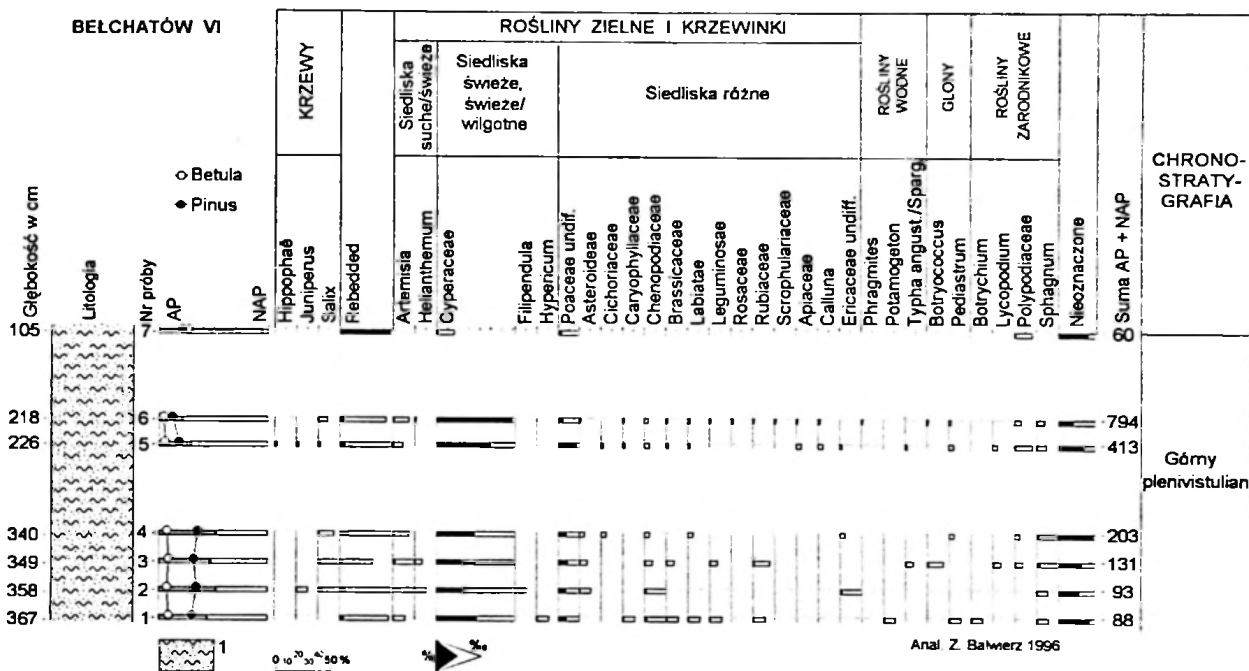
**Kamion** – strop warstwy datowany na 14 590±270 BP (Manikowska 1985). Z glebowego poziomu próchnicznego pobrano i przygotowano 3 próbki, z czego 1 policzono. Na szkiełkach o łącznej powierzchni 12 cm<sup>2</sup> stwierdzono obecność następujących sporomorf: *Betula* – 116, *Pinus* – 2, *Corylus* – 1, cf. *Centaurea* – 1, Polypodiaceae – 4, skorodowane – 10. Jak z powyższego widać, mimo bardzo niskiej frekwencji ziaren pyłkowych nie stwierdza się wśród nich zbyt wielu, jak ten rodzaj osadu, ziaren skorodowanych (8,0%). Na uwagę zasługuje wysoka ilość ziaren pyłkowych *Betula*. W preparatach spotyka się ponadto dużo amorficznych szczątków, najprawdopodobniej roślinnych, węgielki i fragmenty rurek naczyniowych. Próbka z tej samej warstwy oznaczona przez Wasylikową (Manikowska 1985) wykazała małą ilość silnie skorodowanych sporomorf ze znacznym udziałem elementów trzeciorzędowych, co oczywiście dyskwalifikuje przydatność materiału do badań palinologicznych.

**Belchatów VI** – seria pod węglanami. Stano-wisko znajduje się w dolinie Świętojanki. Analizowana seria to osady pokrywowe piaszczysto-pyłowe i piaszczyste (Balwierz, Goździk 1997), które datowane były na późny vistulian (Manikowska 1985; Goździk, Konecka-

-Betley 1987, 1992). W osadach tych spotyka się warstwy materiału mineralno-organicznego. Z tych mineralno-organicznych przewarstwień pobrano 7 próbek. Wyniki przedstawiono na rysunku 9. Próbki charakteryzowały się bardzo niską frekwencją i dużą ilością sporomorf skorodowanych. We wszystkich próbkach były ziarna pyłku, które uznano jako redeponowane (*Abies*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Picea*, *Quercus*, *Tilia*). Pylek drzew i krzewów reprezentowany jest przez pylek *Pinus*, *Betula*, *Hippophaë*, *Juniperus* i *Salix*. Wśród ziaren pyłku roślin zielnych stwierdza się występowanie pyłku Cyperaceae, Poaceae, *Artemisia*, *Helianthemum*, Chenopodiaceae, Rubiaceae, Caryophyllaceae, a z roślin zarodnikowych spor *Selaginella* i *Botrychium*. Trudno jednoznacznie odpowiedzieć na pytanie, czy ziarna pyłkowe oznaczone w próbkach pochodzą z bardzo ubogiej inicjalnej roślinności, jaka w krótkich okresach późnego vistulianu mogła się pojawiać na tym obszarze, czy też wszystkie ziarna pyłku były redeponowane. To ostatnie przypuszczenie dotyczy szczególnie próbek z głębokości 105 cm. Niemniej jednak te spektra pyłkowe podobne są do spektrów ze stanowiska Lublinek—stacja.

**Belchatów VII** – próbka z *Potamogeton*. Z dostarczonej 10-centymetrowej warstewki mulku organicznego, której wiek, na podstawie przesłanek geologicznych i datowań osadów sąsiadujących, został określony na młodszy niż 14 000 BP (Goździk inf. ustna), pobrano 1 próbkę. Zdecydowano się na przedstawienie wyników z tej jednej próbki, choć po latach jakie upłynęły od jej policzenia, trudno było ustalić dokładniej położenie warstwy, z której została pobrana. Wyniki zliczeń przedstawiono w tabeli 2.

Zastanawiający jest skład taksonów tego spektrum. Ich rozmaitość jest niewielka. Dominuje pylek Cyperaceae, *Potamogeton* i Poaceae. Pozostałe taksony występują w pojedynczej ilości. Niski, jak na tego typu osad, jest udział sporomorf skorodowanych. Skład taksonów wskazuje na to, że osad powstawał w warunkach bezdrzewnej tundry. Niewielkie ilości pyłku drzew mogą pochodzić z nalu. Wysoki udział pyłku Cyperaceae świadczy o dość dużej wilgotności podłoża. Turzyce rosły wokół zbiornika, w którym rozwinęły się rdestnice. Można przyjąć następującą interpretację. Osad rejestruje ocieplenie, które doprowadziło do rozwoju zbiorowisk z rdestnicą. Jeśli miało to miejsce w okresie protokratycznym, mogło nie dojść do rozwoju zbiorowisk roślin lądowych. Rośliny wodne bowiem, znacznie szybciej reagują (Wasylikowa 1964). na poprawę klimatu niż rośliny lądowe. Brak osadu z bardziej urozmaiconym zespołem pyłku roślin lądowych leżącego powyżej, można wytłumaczyć ewentualnym usunięciem go w następującym po nim,



Rys. 9. Diagram pyłkowy ze stanowiska Belchatów VI

I – mułek organiczny zapiaszczony

Pollen diagram from Belchatów VI site

I – organic sandy silt

Tabela 2

Wartości procentowe i bezwzględne sporomorf oznaczonych w próbce ze stanowiska Belchatów VII

Percentage and absolute values of sporomorphs in the sample of the Belchatów VII site

Nazwa taksonu	<i>Betula</i>	<i>Pinus</i>	<i>Salix</i>	<i>Alnus</i>	Apiaceae	<i>Artemisia</i>	Cyperaceae	<i>Filipendula</i>	<i>Gentiana</i>	Poaceae	<i>Ranunculus t. trichophyllus</i>	Rubiaceae	<i>Saxifraga t. stellaris</i>	<i>Potamogeton</i>	<i>Botrychium</i>	<i>Sphagnum</i>	Skorodowane
Liczba sporomorf	10	8	1	1	1	4	1235	1	5	120	1	1	2	465	1	2	34
Wartości procentowe	0,7	0,6	0,07	0,07	0,07	0,3	88,9	0,07	0,34	8,6	0,07	0,07	0,14	33,5	0,07	0,14	2,4

znacznie chłodniejszym okresie. Można by przyjąć też inną koncepcję, a mianowicie taką, że próbka rejestruje schyłkowy etap cieplejszego stadium, czyli okres telokratyczny. Wtedy bowiem, wraz z pogorszeniem warunków klimatycznych roślinność lądowa ustępuje szybciej niż roślinność wodna. Przy takiej jednakże interpretacji należałoby oczekiwać, że poniżej tej próbki powinien być osad z zespołem pyłku roślinności wodnej i lądowej, a tego nie stwierdzono.

Możliwe również, że okres poprawy klimatu był na tyle krótki, że nie zdążyło dojść do bujniejszego rozwoju zbiorowisk roślin lądowych. Znaczny udział pyłku Cyperaceae może nie odzwierciedlać w istocie równie znacznego ich udziału w panujących zbiorowiskach i sugerować, że cały teren otaczający zagłębienie pokryty był zwartym kobiercem turzyc. Przedstawiciele rodziny Cyperaceae produkują duże ilości pyłku, który ma charakter lokalny. Przy braku



innych taksonów na tym terenie, jego procentowy udział w ogólnej liczbie ziaren pyłku wyprodukowanych w tym czasie, był wysoki. Możliwe też, że do osadu dostały się całe pylniki. Może to również doty-

czyć *Potamogeton*. Nie zmienia to jednak ogólnego obrazu warunków środowiskowych wówczas panujących.

## POZYCJA STRATYGRAFICZNA BADANYCH OSADÓW I CHARAKTERYSTYKA ROŚLINNOŚCI

### Środkowy plenivistulian

Najstarszą z opracowanych, jest nie datowana metodą  $^{14}\text{C}$  warstwa Belchatów 1985 Ib. Leży ona w spągu serii agradacyjnej starszej, której akumulacja trwała od około 45 000 lat BP (Manikowska 1992). Górną granicę powstania osadu Belchatów 1985 Ib wyznacza leżąca nad nim torfowa warstwa Belchatów II, datowana na  $32\,700 \pm 900$  lat BP. Około 1-metrowa warstwa organicznego mulku z Belchatowa 1985 Ib akumulowana więc być w okresie odpowiadającym kompleksowi interstadialnemu *moershoofd* (*Moershoofd Interstadial complex*) i interstadialowi hengelo (Van der Hammen, Wijmstra 1971).

Diagram z Belchatowa 1985 Ib przedstawia chłodniejszy typ roślinności niż horyzont Formacji Piaski datowany na  $43\,700 + 3\,700, -2\,400$  BP (Baraniecka 1980), czy flora z Malińca datowana na więcej niż 42 000 lat BP (Pazdur *et al.* 1980, Tobolski 1991). Obydwie daty mogą być korelowane z *Moershoofd Interstadial complex*. Janczyk-Kopikowa (1980) w osadach jeziornych w Piaskach w wyniku wstępnych badań stwierdziła co prawda występowanie flory glacialnej, ale w serii leżącej powyżej i poniżej nie wyklucza istnienia lasotundry. Potwierdza to Krzyszkowski (1990) powołując się na wyniki badań Janczyk-Kopikowej (1980, 1985). Flora z Malińca przedstawia pełny interstadialny cykl rozwoju roślinności. W optimum tego interstadialu doszło do rozwoju tundry z luźnymi skupieniami drzewiastych brzoź (Pazdur *et al.* 1980; Tobolski 1991). Klimat był subarktyczny. Natomiast w cieplejszej części okresu zarejestrowanego w osadach z Belchatowa 1985 Ib doszło do rozwoju tylko tundry krzewiastej, a klimat był dolnoarktyczny. Nie można więc, jak się wydaje, korelować wiekowo flory z Piasków i Malińca z florą z Belchatowa 1985 Ib.

Roślinność z Belchatowa 1985 Ib wykazuje większe podobieństwo w okresie *Moershoofd Interstadial complex* na terenie Holandii (Kolstrup, Wijmstra 1977), gdzie również stwierdzono tundrę bezleśną.

Trudno porównywać florę z Belchatowa 1985 Ib z florą interstadialu hengelo, gdyż na terenie Polski takich flor dotychczas nie znaleziono.

Stanowisko Belchatów II, III i Wola Grzymalina 35 mają daty, które umożliwiają korelowanie opisanych flor z interstadialem denekamp, przyjmowanym za ostatnie ciepłe wahanie średniego plenivistulianu (Van der Hammen, Wijmstra 1971; Kolstrup, Wijmstra 1977). Mimo pewnych odrębności, stanowiska te wykazują wiele istotnych podobieństw. Te ostatnie dotyczą przede wszystkim na ogół bardzo niskiego udziału AP, którego większość traktowana jest albo jako pochodząca z dalekiego transportu (*Pinus*, *Betula*), albo też jako wtórne złoże. We wszystkich trzech stanowiskach nie stwierdza się występowania drzew, stwierdza się natomiast występowanie krzewów. Tak więc, albo przez cały okres akumulacji analizowanych osadów, albo przynajmniej przez jego część, na badanym obszarze panowała tundra krzewiasta i klimat był dolnoarktyczny. We wszystkich stanowiskach jest bogaty i powtarzający się zespół taksonów roślin zielnych charakterystycznych dla otwartych, chłodnych zbiorowisk. Charakter tundry krzewiastej miała również opisana przez Tobolskiego (Rotnicki, Tobolski 1965, 1969) roślinność w Kępnie zaliczona do interstadialu denekamp, jak i roślinność tego okresu na terenie Holandii (Kolstrup, Wijmstra 1977; Kolstrup 1980; Ran 1990). W Sowlinach (Karpaty Zachodnie) w warstwie torfu datowanej na  $29\,650 \pm 650$  lat BP stwierdzono występowanie flory glacialnej (Śrdoń 1987a). Ciepleszy charakter miała natomiast roślinność w Sadowiu (Wyżyna Miechowska) datowana na  $30\,500 \pm 700$  lat BP. Śrdoń (1987b) na podstawie spektrum pyłkowego z torfu uzyskanego przez Mamakową określa roślinność tego okresu jako tundrę parkową, z krzewami i pojedynczymi, lub rosnącymi w grupach, drzewami (*Pinus cembra*, *Pinus sylvestris*, *Betula sp.*), występującą w warunkach dość wilgotnego klimatu o cechach borealnego. Najprawdopodobniej drzewa rosnące na południu Polski były źródłem ziaren pyłku, które w diagramach z okolic Belchatowa traktowane są jako pochodzące z dalekiego transportu.



Kierując się datami  $^{14}\text{C}$ , florę z Woli Grzymaliny 35 należałoby uznać za najstarszą w środkowym plenivistulianie, a z Belchatowa II za najmłodszą. Z drugiej jednakże strony, różnice dat są niewielkie, a jeśli uwzględnić błąd pomiaru, można przyjąć, że flory te są prawie równowiekowe. Podobieństwo tych flor jest bardzo duże i brak podstaw, żeby stwierdzić, która z nich jest chłodniejsza. Rozwijały się w podobnych warunkach klimatycznych.

### Górny plenivistulian

Narastająca surowość klimatu począwszy od około 30 000 BP do około 20 000 lat, czyli maksymalnego nasunięcia lądolodu, przejawiała się ubożeniem roślinności i wynikającym z tego brakiem poziomów organicznych. Zmniejsza się w związku z tym znacznie liczba dat uzyskanych metodą  $^{14}\text{C}$  (Goździk, Pazdur 1987). Dotyczy to również okresu od maksymalnego nasunięcia do około 13 000 lat BP. Nie były to jednak okresy całkowicie pozbawione roślinności, na co wskazują między innymi wyniki analiz palinologicznych uzyskane przez Kolstrup (1980) dla obszaru Holandii. Do górnego plenivistulianu sprzed maksymalnego nasunięcia można też zaliczyć przedstawione w artykule flory z Koźmina, Aleksandrowa, Belchatowa IV i Lublinka–oczyszczalni. Wiek warstwy z Koźmina jest zbliżony do wieku warstwy z Aleksandrowa. Podobieństwo wykazuje również flora tych stanowisk. Zbliżona jest ona również do opisanej powyżej flory z Belchatowa II i III. Można przypuszczać, że powstawała w podobnych warunkach klimatycznych i środowiskowych, choć wiekowo są to zupełnie różne stanowiska.

Inna, niż opisana powyżej flora z Koźmina i Aleksandrowa, jest flora z Belchatowa IV i Lublinka–oczyszczalni. Dwa ostatnie stanowiska mają zbliżone daty. Podobny był również charakter roślinności. Była to tundra trawiasta, być może z udziałem płożących wierzb, ale płaty roślinności nie pokrywały zwartym kobiercem ziemi, lecz były ograniczone do najwilgotniejszych siedlisk. Znaczna powierzchnia ziemi była więc pozbawiona pokrywy roślinnej i ułatwiało to zachodzenie procesów prowadzących do przemieszczania osadów mineralnych. Większa zawartość osadu mineralnego w próbkach z Lublinka–oczyszczalni, niższa frekwencja i większa ilość sporomorf skorodowanych i redeponowanych niż w próbkach z Belchatowa IV, wskazuje, że roślinność w okolicach Lublinka była mniej zwarta, niż w okolicach Belchatowa. Mógł wówczas panować klimat przejściowy między środkowo- i górnokoarktycznym. Roślinność w Malińcu II z warstwy datowanej na 22 050±450 BP i 22 230±480 BP miała charakter tundry mszystej, a klimat został określo-

ny jako środkowoarktyczny (Pazdur *et al.* 1980; Tobolski 1991). Nie odbiega to zasadniczo od wniosków wyciągniętych dla Belchatowa IV i Lublinka–oczyszczalni.

Spektrum pyłkowe próbek z Lublinka–stacji datowane na 17 100±200 wskazuje na egzystowanie w tym czasie bardzo ubogich, inicjalnych zbiorowisk roślinnych. Roślinność ograniczona była do najbardziej wilgotnych i zacisznych siedlisk.

Warstwa z Lublinka–stacji datowana na 16 200±200 mogła być akumulowana w jeszcze surowszych warunkach. Wśród oznaczonych sporomorf na uwagę zasługują spory *Botrychium*. Znaczący jest fakt, że w próbkach z tego samego stanowiska z warstwy leżącej w podobnej pozycji stratygraficznej, która nie była datowana, i z której spektrum pyłkowych tutaj nie zamieszczono, wśród nielicznych i najczęściej skorodowanych ziaren pyłku, spotyka się duże ilości zarodników, w tym również *Botrychium*. Może to sugerować, że analizowane próbki pochodzą z okresu, w którym panujące były zbiorowiska roślin niższych.

Spektrum z Kamionu (14 590±270) nie nadaje się właściwie do wyciągania wniosków na temat roślinności. Jest ono jednak inne niż uzyskane przez Wasylikową (Manikowska 1985). Analizie nie była poddana ta sama próbka, lecz dwie różne próbki z tego samego niejednorodnego poziomu organicznego. W próbce z Kamionu, której spektrum przedstawiono w niniejszym artykule, zwraca uwagę wyjątkowo wysoka, w stosunku do wszystkich innych oznaczonych i skorodowanych ziaren pyłkowych, liczba ziaren pyłkowych brzozy. Nie znaczy to oczywiście, że panującym wówczas zbiorowiskiem był las brzozowy, ale być może źródłem pyłku był rozwijający się wówczas na południu Polski las brzozowy. W datowanym na 14 000±150 BP poziomie organicznym w Epe stwierdzono występowanie flory pyłkowej, a co za tym idzie istnienie roślinności (Kolstrup 1980). Być może na jej ślady uda się również trafić na terenie Polski.

Trudne jest dokładniejsze określenie pozycji stratygraficznej osadów ze stanowiska Belchatów V i VI. Wysoka zawartość części mineralnych, niska frekwencja, duża liczba sporomorf skorodowanych, pozwalają stwierdzić, że osad ten był akumulowany w podobnych warunkach środowiska, tzn. w chłodnym klimacie, przy istnieniu bardzo ubogiej, nieciągłej pokrywy roślinnej. W przypadku górnej, pyłkowej warstwy osadu w stanowisku Belchatów V i osadu w stanowisku Belchatów VI, na podstawie innych obserwacji, można ponadto powiedzieć, że klimat był suchy. Sugestie, że osad w Belchatowie V powstawał w starszym górnym plenivistulianie, przed maksymalnym nasunięciem lądolodu, a w Belchatowie VI po jego ustąpieniu, nie pozosta-

ją w sprzeczności z wynikami analizy pyłkowej. Wiek osadu ze stanowiska Bełchatów VII, autorka

jest skłonna określić na przelom górnego plenivistulianu i późnego vistulianu.

## PODSUMOWANIE

Osady organiczne omówione powyżej akumulowane były w środkowym i górnym plenivistulianie, przy granicy przyjętej na 30 000 lat BP, zgodnie z granicą 2/3 fazy tlenowej (Shackleton, Opydke 1973). Żaden z przedstawionych diagramów nie obejmuje pełnego, zamkniętego cyklu rozwoju roślinności. Obserwuje się duże podobieństwo flory ze stanowisk położonych na terenie KWB „Bełchatów” (Bełchatów II, III, Wola Grzymalina 35), datowanych na około 30 000 BP. Była to tundra bezdrzewna z niewielkim udziałem krzewów. Podobny charakter miała również roślinność w Kalinko datowana na 28 300±900 BP (Manikowska 1993; Balwierz 2003). Roślinność ta rozwijała się w warunkach chłodnego, ale wilgotnego klimatu dolnoarktycznego, o średniej temperaturze lipca nie wyższej niż 10 °C (Ran 1990). Nasuwa się pytanie, czy przedstawione profile odzwierciedlają roślinność cieplejszych wahnięć w środkowym plenivistulianie, czy też pojawienie/zanik roślinności były efektem czynników ściśle lokalnych, związanych z dynamiką procesów w dolinie rzecznej, powodujących zróżnicowanie warunków siedliskowych, na przykład wilgotności, występowaniu lub osłonięcia od wiatrów, gromadzenia lub braku pokrywy śnieżnej w zimie. Większość gatunków tundrowych ma bardzo szeroki obszar występowania i zajmuje szeroką różnorodność siedlisk (Besche 1970 w: Ran 1990). Czynnikiem decydującym o występowaniu danego gatunku nie musi być temperatura; na przykład o występowaniu krzewów na obszarze tundry decyduje nie tylko temperatura, ale obecność i grubość pokrywy śnieżnej. Tak więc brak krzewów nie musi oznaczać obniżenia temperatury, ale występowanie bezśnieżnych zim. Na podstawie przeanalizowanych wyników wydaje się, że w okresie około 30 000 BP, nieco różny charakter roślinności był wyrazem zmian innych czynników niż klimat (por. Manikowska 1990).

Charakter tundry krzewiastej miała również roślinność w Koźminie i Aleksandrowie zaliczona do górnego pleniglacjału i młodsza od flor z Bełchatowa II, III i Woli Grzymaliny 35 o około 6 000–7 000 lat. Klimat, w którym ta roślinność występowała był więc zapewne podobny.

Natomiast poziomy organiczne z Bełchatowa IV i z Lublinka–oczyszczalni, zaliczone również do górnego plenivistulianu a datowane prawie iden-

tycznie na około 21 000 lat BP, charakteryzują się występowaniem tundry trawiastej. W okolicy Bełchatowa roślinność była dość zwarta, natomiast w okolicy Lublinka pokrywa roślinna miała nieciągły charakter. Różnice w spektrach pyłkowych (frekwencja, ilość ziaren skorodowanych, suma redeponowanych) mogą być wynikiem różnych warunków siedliskowych i różnych warunków depozycji osadu, a także jego przetrwania. Znaczna domieszka w osadzie części mineralnych świadczy o większej, niż w środkowym plenivistulianie intensywności procesów akumulacji mineralnej. Klimat mógł mieć cechy klimatu środkowoarktycznego przechodzącego do górnegoarktycznego.

Poziomy organiczne z Lublinka datowane na 17 100±200 i 16 200±200 BP, również z górnego plenivistulianu, mogą odzwierciedlać bardzo ubogie, pionierskie zbiorowiska roślinne. W poziomie starszym były to zbiorowiska nieco bogatsze z przewagą traw i turzyc, natomiast w młodszych poziomach większą rolę odgrywały rośliny zarodnikowe. Roślinność występowała mozaikowo, ograniczając się do najbardziej wilgotnych i zacisznych miejsc. W stanowisku Smerek (Bieszczady Zachodnie) datowanym na 16 925±325 BP stwierdzono występowanie chłodnej roślinności parkowej z płatami lasu limbowo-modrzewiowego i subalpejskimi zaroślami kosośki, olszy zielonej i brzozy karpackiej (Ralska-Jasiewiczowa 1992). Krzyszkowski *et al.* (1995) nie wykluczają istnienia w górnym plenivistulianie na Przedgórzu Sudeckim otwartych lasów z dość znacznym udziałem roślinności światłoządnej. Możliwe, że na terenie Polski południowej przez cały okres plenivistulianu istniały ostoje drzew i były one źródłem pyłku *Pinus* i *Betula*, jaki w niewielkiej ilości, występuje we wszystkich omawianych diagramach pyłkowych.

O braku bogatszej roślinności w trwającym około 7 000 lat okresie od maksymalnego nasunięcia lądolodu do pierwszych udokumentowanych paleobotanicznie stanowisk (Tobolski 1984; Tomczak 1987) decydowała z pewnością nie tylko temperatura lecz suchość klimatu, występowanie i intensywność wiatrów (Goździk 1991; Kolstrup 1995) i duża dynamika procesów na rozległych dnach roztok (Turkowska 1988). Powierzchnie były pozbawione rozwiniętych gleb (Manikowska 1999). Ewentualne okresy ociepleń, jak ten zarejestrowany w próbce Bełchatów –

próbka z *Potamogeton*, były za krótkie, żeby w tym czasie gleby się wykształciły.

Analiza palinologiczna osadów plenivistulianu jest trudna a interpretacja wyników wymaga szczególnego uwzględnienia charakteru osadu, zawartości części mineralnych, ilości ziaren skorodowanych i frekwencji ziaren pyłkowych. Mimo to jej dotychczasowe wyniki zachęcają do prowadzenia dalszych badań nad historią roślinności tego okresu. Wskazane byłoby łączenie wyników analiz paleo-

obotanicznych z badaniami szczątków zwierzęcych, analizami mineralogicznymi i innymi, w celu kompleksowego opracowania warunków środowiska tego interesującego okresu. Konieczne jest również oznaczanie wieku bezwzględnego analizowanych palinologicznie osadów. Bez datowań niemożliwe jest bowiem ustawienie analizowanych warstw w porządku chronologicznym i wypowiedzanie się na temat historii roślinności.

## LITERATURA

- Balwierz Z., 1995 – Vegetation of Upper Vistulian cold phase in Central Poland. *Biul. Perygl.*, 34.
- Balwierz Z., 2003 – Roślinność vistulianu w Polsce Środkowej. Botanical Guidebooks, 2. W: E. Zastawniak (red.). Paleobotanika na przełomie wieków. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Balwierz Z., Goździk J., 1997 – Paleosrodowiskowe zmiany w świetle analiz palinologicznych późnovistuliańskich osadów węglanowych w zagłębieniach bezodpływowych w Bełchatowie. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1.
- Balwierz Z., Roman M., 2002 – A new Eemian Interglacial to Early Vistulian site at Łanięta, central Poland. *Geol. Quart.*, 46 (2).
- Baraniecka M.D., 1980 – Osady zimnego zbiornika jeziornego zlodowacenia Vistulian. Przewodnik 52 Zjazdu PTG. Warszawa.
- Bitner K., 1954 – Charakterystyka paleobotaniczna utworów interglacialnych w Horoszkach koło Mielnika na Podlasiu. *Biul. Inst. Geol.*, 69.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1960 – Dwa nowe profile interglacialne z Warszawy w świetle badań paleobotanicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 150.
- Dylik J., 1967 – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa
- Dzieduszyńska D., 2007 – Palinologiczne świadectwo ochłodzenia w młodszym dryasie. *Acta Geogr. Lodz.*, 93.
- Emiliani C., 1955 – Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, 63.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., Petera J., 1999 – Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Koźmin near Turek, central Poland. *Geol. Quart.*, 43 (1).
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i granifformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. *St. Region.*, 4 (9).
- Goździk J., 1991 – Sedimentological record of aeolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Late Vistulian in Central Poland. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 90.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1987 – Osady węglanowe w stropie utworów vistuliańskich w kopalni Bełchatów. Przewodnik II sympozjum Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa. Wrocław-Warszawa.
- Goździk J., Konecka-Betley K., 1992 – Późnovistuliańskie utwory węglanowe w zagłębieniach bezodpływowych rejonu kopalni „Bełchatów”. Cz. 1. Geneza i stratygrafia. Cz. 2. Skład chemiczny i mineralogiczny. *Rocz. Glebozn.*, 43 (3-4).
- Goździk J., Pazdur M. F., 1987 – Frequency distribution of C14 dates from Poland in the time interval 12–45 KYR BP and its paleogeographical implications. *Zesz. Nauk. Politechniki Śl., ser. Matematyka-Fizyka*, 56, *Geochronometria* 1.
- Granoszewski W., 2003 – Late Pleistocene vegetation History and Climatic Changes at Horoszek Duże, Eastern Poland: A Palaeobotanical Study. *Acta Palaeobot.*, Supplementum, 4.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1980 – Flora osadów jeziornych w Piaskach. Przewodnik 52 Zjazdu PTG. Warszawa 1980.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1985 – Opracowanie paleobotaniczne osadów czwartorzędowych nakładu kopalni węgla brunatnego Bełchatów. Rękopis. Archiwum Inst. Geol., Warszawa.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1985 – Interglacial eemski i wczesny vistulian w Zgierz-Rudnikach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53.
- Klatkowska H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19.



- Klatkova H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- Klatkova H., Załoba M., 1991 – Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Instytut Badań Czwartorzędu UAM w Poznaniu.
- Kolstrup E., 1980 – Climate and stratigraphy in North-Western Europe between 30 000 BP and 13 000 BP, with special reference to the Netherlands. *Med. Rijks. Geol. Dienst*, 32.
- Kolstrup E., 1995 – Palaeoenvironments in the north European lowlands between 50 and 10 ka BP. *Acta zool. Cracow.*, 38 (1).
- Kolstrup E., Wijmstra T. A., 1977 – A palynological investigation of the Moershoofd, Hangelo, and Denekamp Interstadials in The Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 56.
- Kotarbiński J., Krupiński K. M., 1995 – Osady interglacja eemskiego w Studzieniu i Babcu Piasecznym koło Sierpca. *Prz. Geol.*, 43, 7.
- Krajewski K., Balwierz Z., 1984 – Stanowisko böllingu w osadach wydmy schyłku vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia. *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- Krzyszowski D., 1990 – Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas*, 19.
- Krzyszowski D., Balwierz Z., Pyszyński W., 1993 – Aspects of Weichselian Middle Pleniglacial stratigraphy and vegetation in Central Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72.
- Krzyszowski D., Choma-Moryl K., Kuszell T., Malkiewicz M., Pazdur A., 1995 – Vistuliańskie osady jeziorne w Jaroszwie, Przedgórze Sudeckie: wstępne wyniki i perspektywy dalszych badań. *Prz. Geol.*, 43, 2.
- Kupryjanowicz M., 1991 – Eemian, early and late Vistulian, and Holocene vegetation in the region of Machnacze peatbog near Białystok (NE Poland). *Acta Palaeobot.*, 31, 1, 2.
- Kupryjanowicz M., 2005 – Roślinność i klimat północnego Podlasia w czasie interglacja eemskiego oraz wczesnego i środkowego vistulianu. *Pr. Kom. Paleogeogr. Czwart. PAU*, 3.
- Kupryjanowicz M., Drzymulska D., 2002 – Eemian and Early Vistulian vegetation at Michałowo (NE Poland). *St. Quat.*, 19.
- Mamakowa K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, 29, 1.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratigrafii i litologii wydmy Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52.
- Manikowska B., 1992 – Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15.
- 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., 1999 – Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 76.
- Manikowska B., Balwierz Z., 1987 – Analiza vistuliańskiego wypełnienia suchej doliny w północnej części odkrywki kopalni „Bełchatów”. Przew. II Symp. „Czwartorzęd Rejonu Bełchatowa”. Wrocław-Warszawa.
- Noryskiewicz B., 1999 – Palynology of biogenic sediments of the Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Geol. Quart.*, 43 (1).
- Pazdur M., Stankowski W., Tobolski K., 1980 – Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina (doniesienie wstępne). *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 33.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1992 – Osady jeziorne i biogeniczne oraz zapis zmian roślinności okresu 18 000-8 000 lat BP w Polsce. *Prz. Geol.*, 10.
- Ran E.T.H., 1990 – Dynamics of vegetation and environment during the middle pleniglacial in the Dinkel Valley (The Netherlands). *Med. Rijks Geol. Dienst.*, 44, 3.
- Roman M., Balwierz Z., 2007 – Stanowisko interglacja eemskiego w strefie maksymalnego zasięgu lodolodu zlodowacenia Wisły w SE części Kujaw. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Ciechocinek, 3-7 września 2007.
- 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.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1969 – Stanowisko interstadiału Paudorf w Kępnie (południowo-wschodnia Wielkopolska). *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 22.
- Shackleton N. J., Opdyke N. D., 1973 – Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core – 238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 yearscale. *Quat. Res.*, 3, 1.
- Stankowski W., Bluszcz A., Nita M., 1999 – Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i luminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. W: A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.) „*Geochronologia Górnego*

- Czwartorzędu Polski". Wind – J. Wojewoda, Wrocław.
- Stankowski W., Nita M., 2004 – Stratigraphy of Late Quaternary deposits and their neotectonic record in the Konin area, Central Poland. *Geol. Quart.*, 48, 1.
- Środoń A., 1987a – Flora peryglacialna z Sowlin koło Limanowej (Vistulian, Karpaty Zachodnie). *Acta Palaeobot.*, 27, 2.
- Środoń A., 1987b – Informacja o stanowisku flory peryglacialnej w Sadowiu na Wyżynie Miechowskiej (Vistulian). *Acta Palaeobot.*, 27, 2.
- Środoń A., Gołębowa M., 1956 – Plejstoceńska flora z Bedlna. *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Tobolski K., 1984 – Paleobotanical study of bölling sediments at Żabinko in the vicinity of Poznań, Poland. *Quaest., Geogr.*, 7.
- Tobolski K., 1991 – Biostratygrafia i paleoekologia interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły regionu konińskiego. W: W. Stankowski (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Instytut Badań Czwartorzędu UAM w Poznaniu.
- Tomczak A., 1987 – Evolution of the Vistula Valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene. *Geogr. St., Spec. Iss.*, 4.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57.
- Turkowska K., 1990 – Main fluvial episodes in the Ner Valley in the last 22000 years: detailed study at Lublinek near Łódź, Central Poland. *Quat. St. Pol.*, 9.
- Turkowska K., 1992 – Stanowisko Lublinek. Metachronizm procesów dolinnych w dorzeczu górnego Neru w okresie 20 000–8 000 lat BP. Przew. Konf. „Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen – holocen 20 000– 8 000 lat BP”. Łódź.
- Turkowska K., 1997 – Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacjalnych na Niziu Polskim w okresie przejściowym plejstocen-holocen. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź.
- Turkowska K., Wieczorkowska J. 1985 – Przykłady stratygraficznego zróżnicowania peryglacialnych osadów stokowych w okolicach Łodzi. Wyd. UŁ, Łódź.
- Van der Hammen T., Wijmstra T.A. (eds.), 1971 – The upper Quaternary of the Dinkel valley (Twente, Eastern Overijssel, The Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S.*, 22.
- Walanus A., Nalepka D., 1999 – Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numerical analysis. *Acta Palaeobot.*, Suppl., 2.
- Wasylkowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacjału środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Perygl.*, 13.
- Winter H., 2002 – Sukcesja pyłkowa interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu w profilu Rzecino (Wysoczyzna Łobeska – Pojezierze Pomorskie). W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. Szczecin, Sosnowiec.
- Zieliński T., Goździk J., 1996 – Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykład z kopalni Bełchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.

## VEGETATION AND CLIMATE OF MIDDLE AND UPPER PLENIVISTULIAN IN THE ŁÓDŹ REGION

### SUMMARY

**A b s t r a c t.** The paper shows the results of palynologic examination of the Middle and Upper Plenivistulian sediments in the Łódź region. Pollen analysis provided a base for reconstruction of vegetation and climate. During the Middle Plenivistulian shrub tundra communities existed in the study area. During the Upper Plenivistulian it was a grass tundra. At the Lublinek site about 17 000 ka BP, first traces of vegetation were observed. They were very poor, initial communities of grasses, sedges and cryptogams growing on the wettest and quiet habitats.

**Key words:** Middle and Upper Plenivistulian, pollen analysis, the Łódź Region.

The present study shows the results of palynologic examinations of organic and mineral-organic deposits from some sites in the Łódź region. The list of sites is shown in Table 1. Results of pollen analyses are shown on pollen diagrams (Figs 2–9) and in Table 2. Some deposits are radiocarbon dated. On the basis of geological record, for the site

Bełchatów 1985 Ib, the Middle Plenivistulian age is assumed. Formation of an organic silt took place there under shrub tundra conditions – Low Arctic climate. Deposits of the Bełchatów II, III and Wola Grzymalina 35 sites are dated to about 32 ka BP. Palynologic record points out a treeless tundra with a share of shrubs for that time. Results of pollen



analysis at the Wola Grzymalina 35 site are confirmed by macrofossil plant examination which recorded the presence of mosses, grasses and sedges. This picture reflects Low Arctic changing into Middle Arctic climate.

The vegetation of the Upper Plenivistulian was more differentiated. Organic silt at the Koźmin and Aleksandrów sites have been formed in an environment of a treeless tundra with some shrubs, like in Bełchatów II, III and Wola Grzymalina 35. Therefore, climatic conditions were comparable too. At the Bełchatów IV and Lublinek-purification plant sites, which were dated to about 21 ka BP, a grass tundra was present. At the Bełchatów IV site

the vegetation was more compact while flora at the Lublinek-purification plant site was poorer and limited rather to wet habitats. An Upper Plenivistulian age is possible also to the Bełchatów V site. The first traces of vegetation, which appeared after deglaciation were observed in Lublinek-station "a" and "b" sites. They were very poor, "initial" communities of grasses, sedges and cryptogams, existed only on the wettest habitats under dry Upper Arctic climate. Similar conditions are assumed to deposition at the Bełchatów VI. An Upper Plenivistulian age is there suggested on the basis of geological data on. The turn of Upper and Late Vistulian is assumed for the Bełchatów VII site.

Danuta Dzieduszyńska  
Katedra Badań Czwartorzędu UE  
Łódź

## PALINOLOGICZNE ŚWIADECTWO OCHŁODZENIA W MŁODSZYM DRYASIE

### ZARYS TREŚCI

Omówiono sukcesję roślinną młodszego dryasu zarejestrowaną w 9 stanowiskach środkowej części Polski. Uzyskany obraz ochłodzenia jest tam niekwestionowany, jednak w zależności od warunków lokalnych różni się obecnością/brakiem poszczególnych charakterystycznych gatunków oraz ich udziałem. Rozważono, na ile ubożenie szaty roślinnej musiało skutkować zmianą intensywności procesów morfogenetycznych.

Słowa kluczowe: młodszy dryas, zapis palinologiczny, zbiorowisko roślinne, Polska środkowa.

### WPROWADZENIE

Okres młodszego dryasu, ostatniego vistulińskiego zaostżenia warunków klimatycznych, jest w ostatnich latach przedmiotem szczególnego zainteresowania i interdyscyplinarnych badań dążących przede wszystkim do sporządzenia charakterystyki ilościowej, ustalenia przyczyn nagłego i krótkiego nawrotu chłodu, chronologii i możliwości korelacji zapisów z osadów lądowych i morskich. Epizod ten został rozpoznany w początkach XX wieku w trakcie studiów paleobotanicznych. Podstawą klasycznego podziału późnego vistulianu były dowody palinologiczne (młodszy dryas w sensie biostratygraficznym to „bizona młodszego dryasu” lub „zona III” – np. Iversen 1954). Dane z diagramów palinologicznych, mimo ograniczeń w zastosowaniu tej metody i formułowaniu na tej podstawie wniosków, są nieodłącznym elementem, a niekiedy bywają wręcz jedyną podstawą szerszych interpretacji paleośrodowiskowych (Tobolski 2000). Celem niniejszego artykułu jest zestawienie danych dotyczących reakcji roślinności, a co za tym idzie, uzyskanie tła do rozważań nad przemianami środowiska w środkowej Polsce w okresie młodszego dryasu, ze zwróceniem szczególnej uwagi na możliwość przedyskutowania zmian intensywności procesów morfogenetycznych.

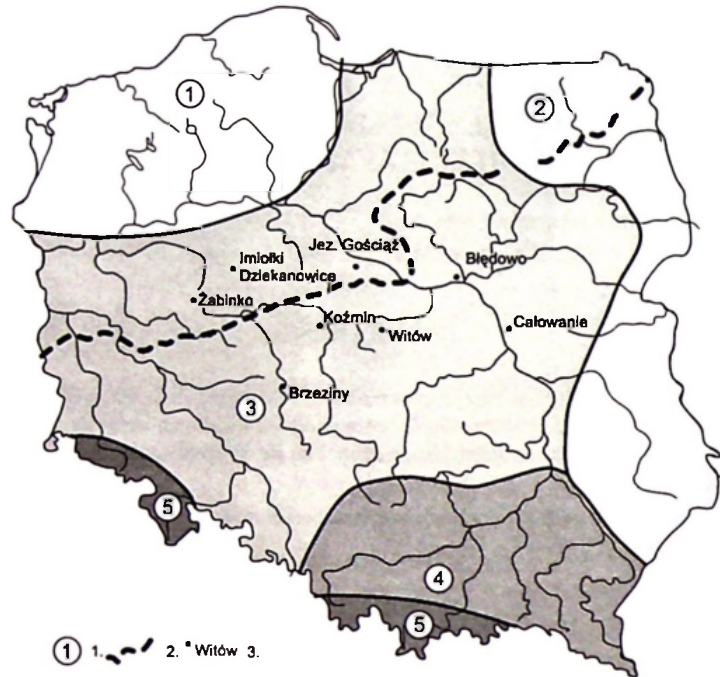
Trwające 1150 lat (12,70–11,55 cal ka; Björck *et al.* 1998) ochłodzenie uważane jest za ostatnie przedholoceńskie wahnięcie postglacjalnego, jeszcze niestabilnego środowiska w kierunku

w warunków glacialnych. Towarzyszące temu wahnięciu zjawiska (np. zanik ośrodka niskiego ciśnienia nad Islandią, migracja frontu polarnego na południe niemal do położenia podczas LGM, zatrzymanie degradacji lądolodu skandynawskiego) skutkowały istotnymi zmianami w środowisku. Obniżenie się średniej temperatury rocznej o około 6–7 °C, ze średnią temperaturą najcieplejszego miesiąca szacowaną dla środkowej Polski na około 10 °C (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998), zmiany stosunków wodnych (Turkowska *et al.* 2000, 2004), częste suche wiatry o znacznych prędkościach (Krajewski 1977), spowodowały zniszczenie gatunków o wyższych wymaganiach termicznych w mieszanych lasach allerödu i zastąpienie ich przez zimną roślinność tundry czy lasotundry. Zbiorowiskami roślinnymi charakterystycznymi dla młodszego dryasu jest w środkowej Polsce mozaika lasu, tundry i stepu, a w rozmieszczeniu szaty roślinnej zaznacza się strefowość w kierunku południkowym, odzwierciedlająca zmiany klimatu, głównie stopień kontynentalizmu (Madyńska 1998).

Do analizy wybrano 9 diagramów palinologicznych, zlokalizowanych w szeroko pojętej środkowej części Polski (rys. 1). Diagramy te ilustrują okres młodszego dryasu z różną wyrazistością, jednak w każdym przypadku będący przedmiotem zainteresowań wycinek czasowy został przez autorów opracowań jednoznacznie przyporządkowany

wiekowo, a cechy roślinności wskazują na ochłodzenie klimatu. Generalnie młodszy dryas jest dobrze czytelny w diagramach, ale przy ich interpretacji należy mieć na uwadze fakt występowania pyłku z dalekiego transportu, czy na wtórnym złożu. Wy-

korzystane w niniejszym artykule opracowania źródłowe ilustrują bądź sukcesję późnoglacialną, bądź ich zasadniczą część odnosi się już do holocenu, a późny vistulian jest tylko tłem do charakterystyki granicy plejstocen/holocen.



Rys. 1 Położenie analizowanych stanowisk paleobotanicznych na tle zbiorowisk roślinnych młodszego dryasu (za M a d e y s k ą 1998) i maksymalnego zasięgu zlodowacenia vistuliankiego

1 – zbiorowiska roślinne: 1 – tundra parkowa, 2 – roślinność parkowa z zespołami trawiasto-stepowymi, 3 – laso-tundra-step, 4 – luźny las mieszany, 5 – tundra alpejska; 2 – LGM; 3 – stanowiska

Location of analysed palaeobotanical sites against vegetation associations of the Younger Dryas (after M a d e y s k a 1998) and last glacial maximum

1 – vegetation associations: 1 – park tundra, 2 – park communities with grass-steppe elements, 3 – forest-tundra-steppe, 4 – open mixed forest, 5 – alpine tundra; 2 – LGM; 3 – sites

W celu uzyskania obrazu roślinności na obszarze podlegającym jednakowej czasowo ewolucji (Turkowska 2006) i o podobnym etapie rozwoju zbiorowisk roślinnych (M a d e y s k a 1998; L a t a ł o w a 2003), pierwotnym założeniem autorki było uwzględnienie tylko opracowań palinologicznych z Polski środkowej, ze strefy ekstraglacialnej zlodowacenia wiśły. Ilość dostępnych danych z tego obszaru (M a d e y s k a 1998, Fig. 1) wydaje się jednak zbyt skromna do analizy, dlatego też zdecydowano o włączeniu do rozważań profili z obszaru objętego ostatnim zlodowaceniem, zlokalizowanych możliwie jak najbliżej obszaru zainteresowań. O takim rozszerzeniu kryteriów doboru zdecydowało przede wszystkim sąsiedztwo stanowiska Gościąg, gdzie kompleksowa analiza osadów warwowych pozwoliła na ustalenie dokładnej chronologii przebiegu i tempa zmian w zbiorowiskach roślinnych.

Na podstawie materiałów źródłowych sporządzono uproszczone wersje diagramów pyłko-

wych (rys. 2–9) z uwzględnieniem: profilu litologicznego, stosunku procentowego ilości pyłku drzew do pyłku nie-drzew (AP/NAP), krzywych procentowych pyłku sosny (*Pinus*), brzozy (*Betula*) i wierzby (*Salix*) oraz gatunków uznawanych za charakterystyczne dla wybranego odcinka czasowego. Do tych ostatnich zalicza się (M a d e y s k a 1998): heliofity (*Heliantemum* – posłonki, *Artemisia* – bylice, Chaenopodiaceae – komosowate), elementy tundrowe (*Selaginella selaginoides* – widliczka, *Ericaceae* – wrzosowate, *Empetrum* – bazylna, *Betula nana* – brzoza karłowata), elementy stepowe (*Ephedra distachya* – przęśl, *Gypsophila fastigiata* – łyszczec baldachogronowy, *Bupleurum* – przewiercień) oraz jałowiec (*Juniperus*). Dokładne wartości procentowe poszczególnych gatunków zamieszczone są w tabeli (tab. 1). W celu zilustrowania górnej i dolnej biostratygraficznej granicy młodszego dryasu diagramy obejmują (w miarę



Tabela 1

Przybliżone wartości wybranych taksonów i NAP dla młodszego dryasu w diagramach  
 Approximate values of some taxons and NAP of the Younger Dryas in pollen diagrams

Stanowisko	Lokalizacja	Rodzaj osadu	NAP	Pinus	Betula	Salix	Juniperus	Helianthemum	Artemisia heliophity		Chenopodiaceae	Seting. sel. elementy tundra	Ericaceae	Empetrum tundra	Betula nana	Eph. dist. eł. stepowe	Gyps. fast.
									+	c							
Gosciąż	jeziorko przepływowe	gytia	do 50% min. 20%	40-60%	20-35%	+ c kilka %	+ c 15%	+ nc	+ c kilka %	+ c ok. 1-1,5%	-	-	-	+ s	+ c do 5%	+ s	+ s
Błędowo	jeziorko w dolinie Wkry	mulki z detr. roślinnym	do 30%	20-35%	15-25%	+ c kilka %	+ c do 14%	+ c	+ c do 7-8%	+ c do 2%	+ s	-	+ s	+ s	+ c do 5%	+ s	-
Witów	torfowisko zalegające się z wydumą	gytia zaleg. się z piaskiem	18-56% śr. 31%	23-53% śr. 42%	13-32% śr. 24%	-	+ nc do 15%	+ nc	+ c do 14%	+ c do 1,5%	+ s	+ nc	-	-	+ s	+ s	+ nc
Calowanie	torfowisko na terenie Wisły	j.w.	do 50%	ok. 50%	ok. 30%	+ c < 10%	+ nc < 1%	-	+ c do 2%	+ nc	-	-	-	-	-	-	-
Koźmin	terasa Warty	gytia mulk. zaleg. się z piaskiem	do 40%	do 40%	do 20%	+ c 2-3%	-	-	+ c 2-3%	+ s	+ s	+ nc	-	-	+ c	-	-
Żabinko	kopalne starorzecze Warty	gytia piaszcz. detrytusowa	max. 30% II cz. -YD 10%	50-60%	20-30%	-	+ I cz. c 2% II cz. zanik	+ s	+ c do 3% (gl. I cz.)	+ nc	-	+ nc	+ nc	+ I cz. nc -II cz.	-	- nc (I cz.)	-
Brzeziny	zarośnięte starorzecze Proсны	mulka piaszcz. czysty lamina nowa	do 45%	42%	do 19%	+ c 2-3%	+ c 2-3%	+ s	+ c 2-3%	+ nc	-	+ s	-	-	-	-	-
Irwiółki	zarośnięta zatoka jez. rynnowego	gytia wapni. stia zailona	do 12-13%	64-72% śr. 69%	śr. 16%	+ nc ok. 1%	+ nc 1-2%	+ s	+ c < 2%	+ nc	-	+ s	-	-	-	-	-
Dziękowice	zarośnięte jezioro w strefie czołowej morenowej	gytia detrytusowa z mulkiem	do 20%	50-60%	20-30%	+ c < 1%	+ c do 3%	+ s	+ c do 6%	+ nc	-	+ s	+ s	+ s	-	+ s	-

c – występowanie ciągłe  
 nc – występowanie nieciągłe  
 s – występowanie sporadyczne



dostępności danych) schyłek allerödu i początek okresu preborealnego. W charakterystyce poszczegól-

gólnych stanowisk z reguły pominięte zostały dane dotyczące roślinności lokalnej.

## STANOWISKA MŁODSZEGO DRYASU W ŚRODKOWEJ POLSCE

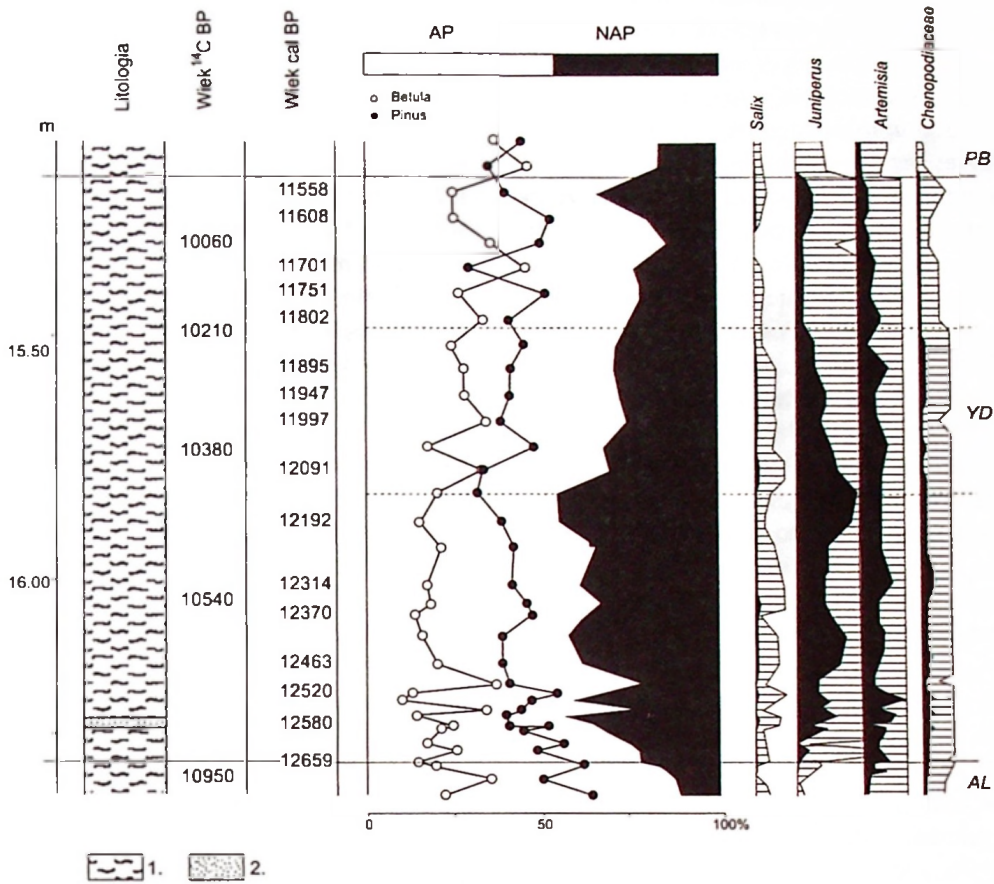
W stanowisku Gościąż (Ralska-Jasiewiczowa, Demske, van Geel 1998), położonym w Kotlinie Płockiej, w zasięgu ostatniego zlodowacenia (rys. 1) zmiany szaty roślinnej w młodszym dryasie scharakteryzowane zostały na podstawie analizy rdzenia G1/87, zlokalizowanego w środkowej części jeziora. Zapis pochodzi z 1,75-metrowej miąższości profilu, obejmującego laminowaną gytię jeziorną z 60-centymetrowej miąższości wkładką piasku. Należy w tym miejscu zaznaczyć, że przytaczane niżej wnioski dotyczące zmian klimatu są efektem badań lito- i biostratygraficznych, w tym analizy palinologicznej.

Fragment profilu obejmującego młodszego dryas (rys. 2) podzielony został na dwie zasadnicze części. Część pierwsza, obejmująca około 560 lat (12 660–12 100 cal BP), rejestruje warunki najzimniejsze i najsuchsze. Las uległ redukcji, a wartości NAP gwałtownie, bo w ciągu około 100 lat, wzrosły z kilkunastu do prawie 50%. Wśród zbiorowisk zielnych spotykane są taksony gatunków chłodnych, typowe dla siedlisk suchych i otwartych, z *Juniperus* (do 15%), *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*, *Ephedra distachya*. W części drugiej (między 12 100 a 11 540 cal BP) warunki klimatyczne poprawiają się, choć przez pierwszych ca 280 lat poprawa dotyczy głównie wzrostu wilgotności. Spadają wartości NAP, szczególnie *Juniperus* i *Artemisia*, choć cały czas ich krzywe są ciągłe. W dalszym ciągu dominują gatunki otwartych przestrzeni, ale nadchodzące ocieplenie zwiastuje stopniowy wzrost znaczenia drzew (m.in. wzrost ilości pyłku *Betula*). Dalsza poprawa warunków, w tym termicznych, została zarejestrowana poczynając od około 11 800 cal BP i jest odzwierciedleniem bezpośrednio przedholoceńskiego ocieplenia. Następuje ograniczenie zbiorowisk otwartych i suchych siedlisk, zwiększa się lesistość (pod koniec młodszego dryasu AP dochodzi do 80%), powoli powracają ciepłolubne taksony (np. *Filipendula*). Gwałtowny wzrost wykazują gatunki wodne. Generalnie, młodszego dryas był w sąsiedztwie stanowiska okresem panowania tundry parkowej z płatami sosnowo-brzozowych drzewostanów.

**Stanowisko Błędowo** (Bińka *et al.* 1991) znajduje się w na terasie vistuliańskiej w dolinie Wkry, poza maksymalną granicą lądolodu wisty, na obszarze objętym zasięgiem stadiału wkry (rys. 1). Analizie palinologicznej poddana została 15-metrowej miąższości seria osadów, o wieku od allerödu do współczesności, z centralnej części znajdującego się tutaj jeziora. Miąższość osadów należących do charakteryzowanego odcinka czasowego wynosi około 0,45 m (14,25–13,8 m) i obejmuje mulki z substancją organiczną w spągu.

Pogorszenie warunków klimatycznych w młodszym dryasie jest w profilu bardzo czytelne (rys. 3). Biostratygraficzne granice wyznacza tutaj m.in. gwałtowne załamanie krzywej NAP zarówno na początku, jak i pod koniec okresu; są to zmiany z kilku do 30%. Recesja lasu widoczna jest w spadku ilości pyłku *Pinus* oraz *Betula*. Ta druga maleje do 10%, ale mniej więcej w połowie odcinka zaczyna powoli rosnać, osiągając już 30% u schyłku okresu. Pojawiają się kilkuprocentowe wartości *Salix*. Chłód jest odzwierciedlony w powstaniu zbiorowisk tundrowych. Wyraźny wzrost wykazują krzywe *Betula nana* oraz *Juniperus*, którego frekwencja jest rzędu kilkunastu %. Rozrzedzony las sprzyjał rozwojowi heliofitów – krzywe takich taksonów jak *Helianthemum*, *Artemisia* i *Chenopodiaceae* są ciągłe.

**Stanowisko Witów** (Wasylkowa 1964, 1999–2001) położone jest na północy strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, na obszarze będącym w zasięgu lądolodu warty (rys. 1). Diagram pyłkowy osadów schyłkowovistuliańskich i holocenijskich pochodzi z torfowiska zazębiającego się z osadami wydmyowymi. Stanowisko zostało przebadane dwukrotnie, z czego starsza interpretacja koncentruje się przede wszystkim na odcinku późnego glacjału, od najstarszego dryasu po okres preborealny, natomiast reinterpretacja dotyczy odcinka od młodszego dryasu po okres subborealny. Suchy i wrażliwy ekosystem piaszczysty na kontakcie z osadami organicznymi w Witowie należy do stanowisk z charakterystyką paleoekologiczną późnego vistulianu, w tym przemian w młodszym dryasie, odtworzoną najlepiej w skali kraju.

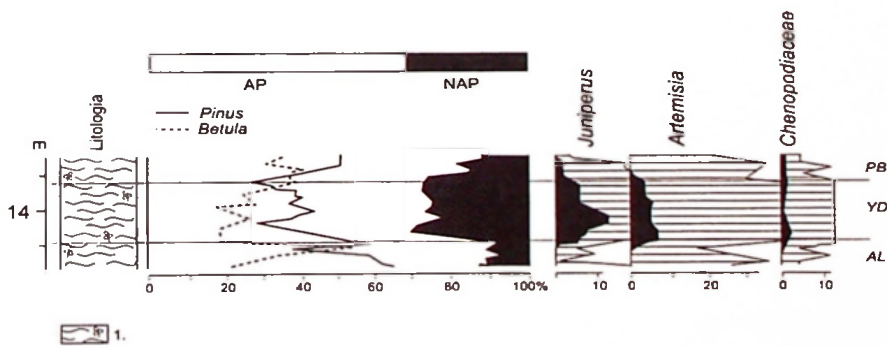


Rys. 2. Stanowisko Gościąż. Fragment diagramu pyłkowego  
(na podstawie: Ralska-Jasiewiczowa, Demske, van Geel 1998)

1 – gytja laminowana; 2 – piasek

Gościąż site. Fragment of pollen diagram

1 – laminated gyttja; 2 – sand



Rys. 3. Stanowisko Błędowo. Fragment diagramu pyłkowego  
(na podstawie: B i ń k a *et al.* 1991)

1 – mułek z detrytusem roślinnym

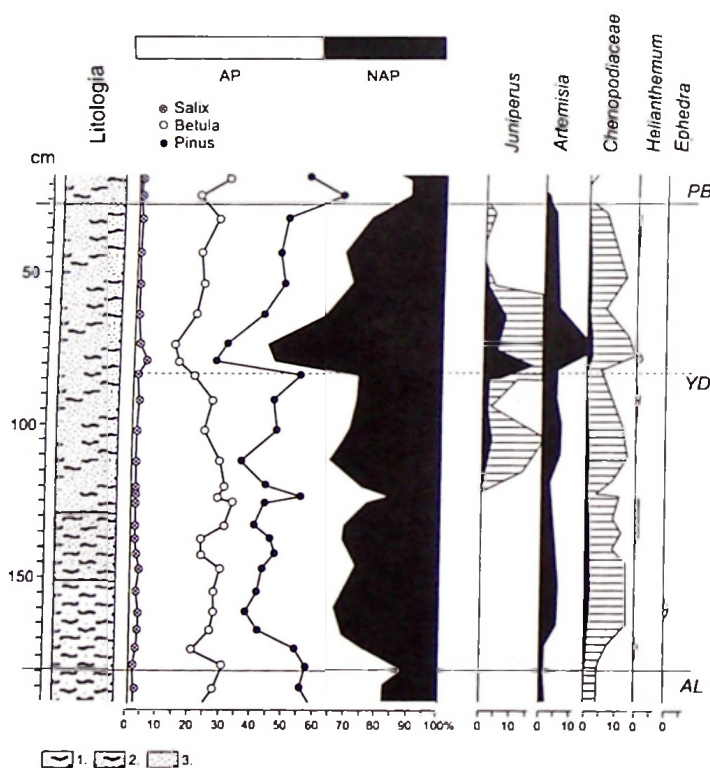
Błędowo site. Fragment of pollen diagram

1 – silt with plant detritus



Zmiany roślinności są w stanowisku Witów oparte na analizie 1,5-metrowej długości profilu osadów, na który składa się gytia zazębiająca się z piaskiem oraz zapiaszczona gytia (rys. 4). Krajobraz panujący tutaj w młodszym dryasie został określony jako luźne lasy sosnowo-brzozowe z dużym udziałem elementów tundrowych. O skali rozrzedzenia lasu można wnioskować z bardzo wysokich wartości NAP, które przekraczają nawet 50 %, a sosnowe bory allerödskie ulegają takiemu ograniczeniu, że w interpretacji z 1964 roku zasugerowana została możliwość wycofania się lasu na południe (pogląd ten nie został potwierdzony). Przebieg krzywych poszczególnych taksonów w Witowie oraz ich porównanie z przebiegiem w stanowiskach Gościąż i Całowanie (opisywanym w następnej kolejności) były podstawą do podziału warunków w młodszym dryasie na trzy części. Pierwsza część – zarejestrowana w spągowej, najbardziej rozciągniętej części diagramu (3a) – jest korelowana

z odcinkiem pierwszych 100 lat ze stanowiska Gościąż i stanowi zapis narastania zimna, odzwierciedlony we wzroście NAP do około 30 % i pojawieniu się gatunków chłodnych i otwartych siedlisk. Borealne zbiorowiska allerödu uległy transformacji w tundrę parkową. Druga faza to okres skrajnie niekorzystnych warunków termiczno-wilgotnościowych. Jest to część diagramu (3b) przedstawiającego maksymalne ograniczenie lasu, z dominacją heliofitów (*Artemisia*, *Juniperus* – do kilkunastu %, ciągła, do 1,5 % krzywa *Chenopodiaceae*) i dużym udziałem *Gramineae* i *Cyperaceae*. W tym czasie krzywe *Betula* i *Pinus* spadają do minimum (odpowiednio 13 % i 23 %) a wzrasta rola *Salix* (do kilku %). W trzecim wyróżnionym odcinku są zarejestrowane oznaki poprawy klimatu. Wymienione poprzednio chłodne taksony wycofują się, powracają zbiorowiska leśne (na granicy z holocenem NAP wynosi 10 %).



Rys. 4. Stanowisko Witów. Fragment diagramu pyłkowego (na podstawie: W a s y l i k o w a 1999–2001)

- 1 – gytia grubodetrytusowa z małą domieszką piasku; 2 – gytia grubodetrytusowa silnie zapiaszczona;  
3 – piasek z domieszką gytii grubodetrytusowej

Witów site. Fragment of pollen diagram

- 1 – coarse gyttja with some sand; 2 – sandy coarse gyttja; 3 – sand with coarse gyttja

**Stanowisko Całowanie** (Dąbrowski 1981; Schild 1982) położone jest w strefie ekstraplacjalnej ostatniego zlodowacenia (rys. 1). Podobnie jak w Witowie, stanowisko to należy do od-

zwierciedlających przemiany środowiska we wrażliwym ekosystemie piaszczystym. Oprócz wniosków dotyczących przemian roślinności, przeprowadzone tutaj szczegółowe badania archeologiczne oraz dato-



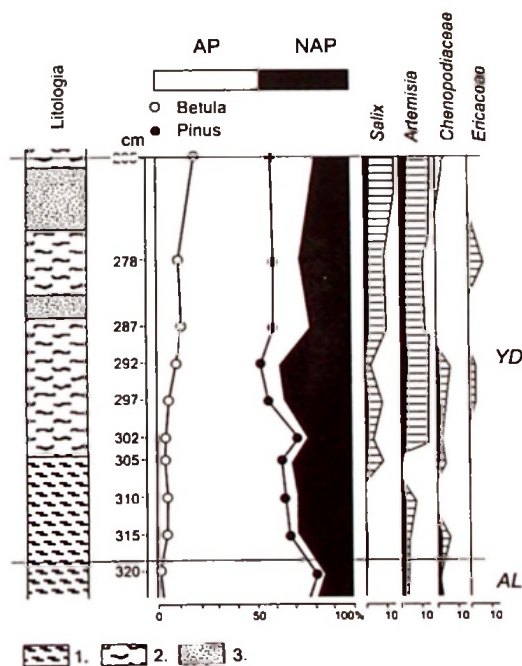
wania radiowęglowe (10 820±90 BP, 10 660±100 BP, 10 455±90 BP) pozwoliły na ocenę czasową zdarzeń charakteryzowanego odcinka, a przede wszystkim na ulokowanie w czasie procesów eolicznych w młodszym dryasie i stały się podstawą do twierdzenia o ich ustaniu jeszcze przed końcem analizowanego okresu.

Interpretacja palinologiczna oparta jest na analizie czterech profili osadów organicznych z torfowiska zlokalizowanego na terasie Wisły. Roślinność młodszego dryasu jest zarejestrowana w dwóch profilach. Pierwszy (Całowanie I) pochodzi z najgłębszego miejsca torfowiska. Profil drugi (Całowanie III) obejmuje ząbwiąjące się osady torfowiska i wydmy (kolejno: torf, zaburzona krioturbacyjnie gytia, piasek wydmowy, ponownie gytia) i może służyć do szerszej rekonstrukcji zdarzeń. W przypadku tego stanowiska zrezygnowano ze sporządzenia diagramu uproszczonego ze względu na zbyt duże różnice między profilami w odnotowanych wartościach pyłków *Pinus* i *Betula*. Charakterystyczny jest tutaj nagły wzrost ilości NAP już u progu okresu do wartości najwyższych (ok. 50 %). Zapanowały otwarte zbiorowiska tundrowe z *Artemisia* i *Juniperus*, Chenopodiaceae i krzewiastą *Salix*. Uwagę zwraca frekwencja Cyperaceae; obecność turzyc w stosunku do allerödu i okresu preborealnego jest kilkakrotnie większa – przekracza 40 %. Na całym odcinku młodszego dryasu krzywa NAP waha się, ale ma tendencję spadkową i ściśle

skorelowaną z przebiegiem krzywej Cyperaceae. Ograniczenie udziału turzyc (do 20 %) w stropowym odcinku młodszodryasowej sukcesji odzwierciedla poprawę warunków klimatycznych i powrót formacji leśnej z brzozą i sosną. Wymienione heliofity występują w niewielkiej ilości, a inne gatunki typowe dla tundry nie zostały w diagramie uwzględnione.

W stanowisku Koźmin (Turkowska *et al.* 2000; Petera 2002), zlokalizowanym w dolinie Warty, również poza zasięgiem zlodowacenia wisły (rys. 1), analizie palinologicznej poddane zostały osady ze strefy międzykorytowej wielokorytowego (*anabanching*) systemu rzeczno-gytia mulkowata z przewarstwieniami piasku ponad torfami allerödskimi). Twierdzenie o młodszodryasowym wieku tego odcinka nie jest jednoznacznie udokumentowane w obrazie pyłkowym. Wnioski oparte są na sytuacji geologicznej, rekonstrukcji zdarzeń w dolinie oraz na datowaniu radiowęglowym serii podścielającej na schylek allerödu.

Stwierdzone chłodniejsze warunki klimatyczne wyrażają się w stanowisku Koźmin (rys. 5) zmniejszeniem zwartości lasu (NAP 40 %), redukcją pyłku *Pinus*, wzrostem wartości procentowych *Betula*, *Salix*, Gramineae oraz pojawieniem się gatunków otwartych przestrzeni, charakterystycznych dla zbiorowisk tundrowych (*Artemisia*, *Betula nana*, Chenopodiaceae, Ericaceae). Należy zwrócić uwagę, że załamania krzywych na granicy alleröd/dryas nie są tak ostre jak w przypadku poprzednich stanowisk.



Rys. 5. Stanowisko Koźmin. Fragment diagramu pyłkowego (na podstawie: Petera 2002)

1 – torf zielny; 2 – gytia mulkowata; 3 – piasek

Koźmin site. Fragment of pollen diagram

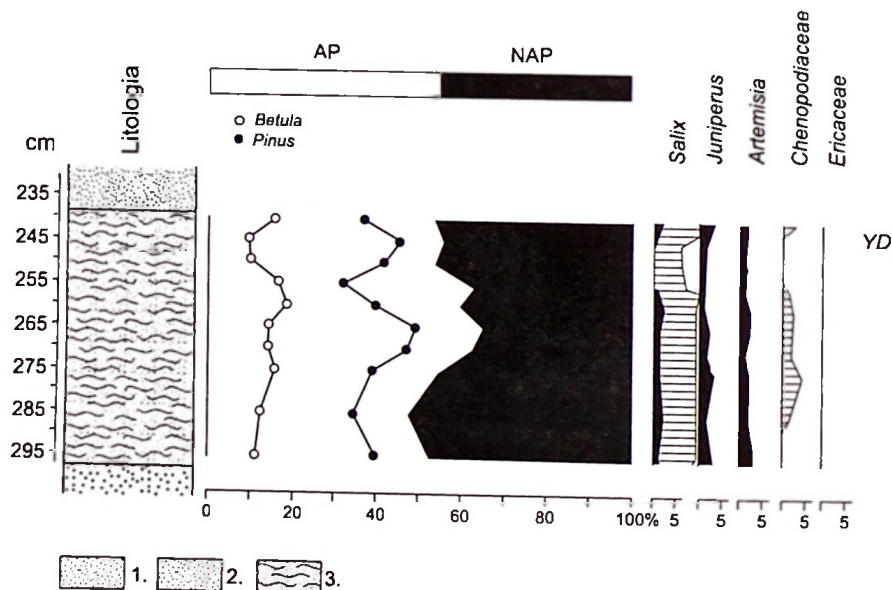
1 – peat; 2 – silty gyttja; 3 – sand

Ten brak kontrastu może wynikać z podkreślanych tutaj zimnych warunków schyłku allerödu, bądź jest to konsekwencja położenia stanowiska w mniej wrażliwym na zmiany środowisku w dolinie rzecznej. Zasygnalizowana niejasność co do młodszodryasowego wieku serii wynika z braku *Juniperus*. Mapa obecności pyłku i makroszczałków jałowca w tym okresie w profilach palinologicznych Polski (Madeyska 1998, Fig. 7) pokazuje jednak, że jego obecność nie jest obligatoryjna – m.in. nie został stwierdzony w szeregu stanowisk Polski niżowej. Dostępne ze stanowiska Koźmin diagramy nie dokumentują biostratygraficznej granicy z holocenem, ale analizowane odcinki pokazują złagodnienie warunków wyrażoną większym udziałem AP (wzrost *Betula*, jednak z zastrzeżeniem, że może to być pozome z uwagi na brak rozróżnienia między gatunkami drzewiastymi a krzewiastymi tego gatunku).

W stanowisku Brzeziny (Rotnicki, Latałowa 1986) przebadany został laminowany piaszczysty mułek wypełniający duży paleomeander, w środkowym odcinku doliny Proсны. Stanowisko zlokalizowane jest poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia (rys. 1). Diagram pyłkowy zaczyna się tutaj w osadach młodszego dryasu – na ten okres

datuje się początek wypełniania formy (data radiowęglowa ze spągu wypełnienia to  $10\,280 \pm 80$  BP). Fragment schyłkowy tego odcinka czasowego jest nieoznaczony ze względu na obecność nienadającego się do analizy przewarstwienia piaszczystego.

Mimo wymienionych ograniczeń, wartości procentowe poszczególnych gatunków pozwoliły na uznanie odcinka za typowy dla tego późnoglacialnego ochłodzenia (rys. 6). Odtworzone warunki świadczą, że w młodszym dryasie w otoczeniu stanowiska były obecne luźne lasy brzoźowo-sosnowe. Wartości NAP wahają się od 40 do 50 %, z czego gatunki otwartych przestrzeni stanowią kilka %. Spośród roślin charakterystycznych dla młodszego dryasu oznaczono tutaj *Juniperus*, *Artemisia*, *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*. Obecna jest krzewiasta forma *Salix*. Znacznie bardziej czytelne świadectwo ochłodzenia w młodszym dryasie dają w stanowisku Brzeziny diagramy koncentracji sporomorf. Ukazują one bardzo wyraźny wzrost NAP, który w diagramach pyłkowych jest mniej wyraźny, najprawdopodobniej z powodu nadmiernej reprezentacji *Pinus*. Na podstawie dostępnych z tego stanowiska danych, trudno jest wnioskować o tym który i jak długi odcinek młodszego dryasu jest scharakteryzowany.



Rys. 6. Stanowisko Brzeziny. Fragment diagramu pyłkowego (na podstawie: Rotnicki, Latałowa 1986)

1 – piasek średnioziarnisty; 2 – mułek piaszczysty laminowany; 3 – piasek drobnoziarnisty

Brzeziny site. Fragment of pollen diagram

1 – medium sand; 2 – sandy laminated silt; 3 – fine sand

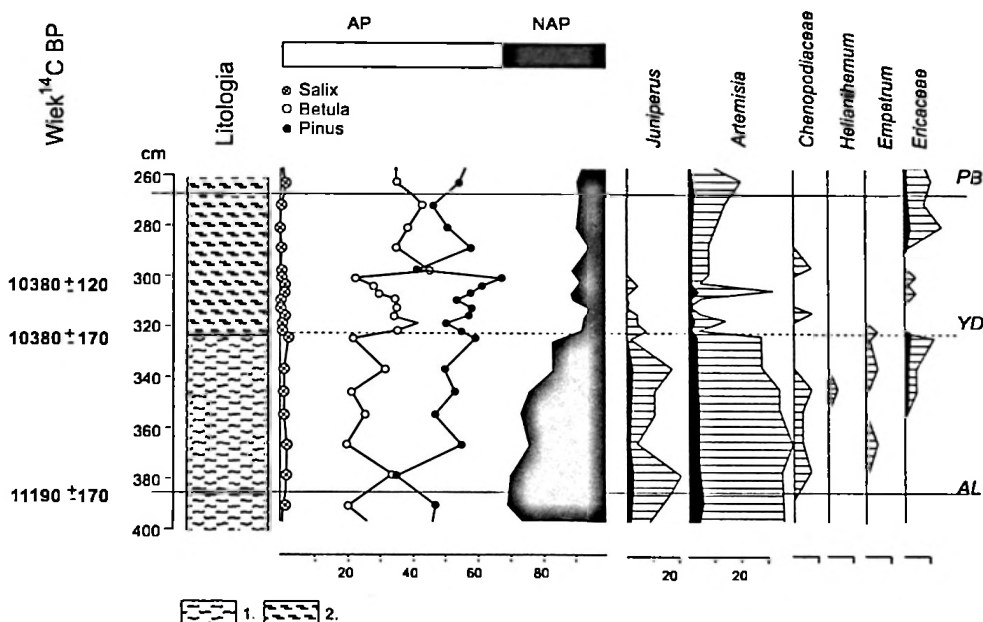
Profil ze stanowiska Żabinko (Bohncke, Kasse, Vandenberghe 1995) pochodzi z kopalnego starorzecza ulokowanego na terasie bifurkacyjnej Warty. Znajduje się w zasięgu fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisty (rys. 1). Osady przyporządkowane wiekowo do młodszego dryasu to

piaszczysta gytia detrytusowa, a następnie torf, ze zwiększającą się ku stropowi ilością wkładek piaszczystych. Ze stanowiska dostępne są trzy daty radiowęglowe pomocne w interpretacji okresu: data  $11\,190 \pm 170$  BP z przejścia alleröd/młodszy dryas, oraz dwie wartości w obrębie młodszego

dryasu lokujące w czasie początek akumulacji torfowej i zmian termiczno-wilgotnościowych, tj.  $10\ 380 \pm 170$  BP i  $10\ 380 \pm 120$  BP.

Obraz młodszego dryasu wyłaniający się z analizy palinologicznej (rys. 7) wskazuje na zróżnicowanie warunków środowiska w czasie. Rysuje się tutaj wyraźna dwudzielność podczas omawianego okresu, scharakteryzowane przez autorów opracowania jako odcinek pomiędzy 11,2 ka a 10,4 ka BP – chłodnego i wilgotnego klimatu oraz odcinek w granicach 10,4 ka – 10,1 ka BP – znacznie cieplejszy i suchszy, pozwalający na uruchomienie procesów eolicznych. Granica między allerödem a młodszym dryasem jest zaznaczona jako wzrost NAP, spadek wartości procentowych *Pinus* oraz wzrost *Betula*. Choć te ilości zaraz wracają do wartości po-

przednich, to ochłodzenie dokumentuje pojawienie się znaczniejszych ilości heliofitów (m.in. *Juniperus*, *Artemisia*) oraz obecność elementów tundrowych i stepowych (*Ericaceae*, *Empetrum*, *Ephedra distachya*). Granica pomiędzy wydzielonymi częściami młodszego dryasu zarejestrowana jest w zmianie zwartości lasu (spadek NAP z ok. 30 do 10 %), stopniowej redukcji zimnych gatunków oraz pojawieniu się leszczyny (*Corylus*). Jest to również granica litologiczna, między gytią a torfem. Z kolei przejście do wczesnego holocenu charakteryzuje się zmianą w składzie lasu wyrażoną tutaj poprzez ostry spadek znaczenia brzozy i równie gwałtowny wzrost wartości sosny, szybko opanowującej suche siedliska okolicznych wydm parabolicznych powstałych w drugiej części młodszego dryasu.



Rys. 7. Stanowisko Żabinko. Fragment diagramu pyłkowego (na podstawie: Bohncke, Kasse, Vandenberghe 1995)

1 – gytia piaszczysta; 2 – torf przechodzący w piaszczysty

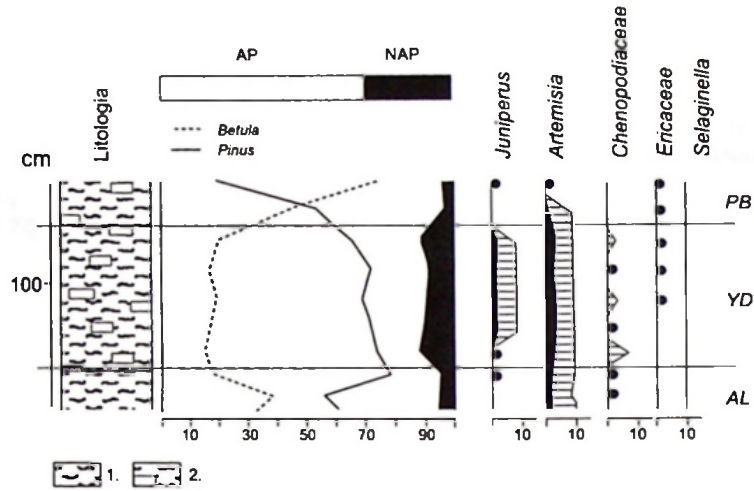
Żabinko site. Fragment of pollen diagram

1 – sandy gyttja; 2 – sandy peat

Stanowisko Imiolki (Tobolski, Głuszak, Litt 1998), położone na Nizinie Wielkopolsko-Kujawskiej w obrębie ostatniego zlodowacenia (rys. 1), jest zarośniętą zatoką rynnowego jeziora Lednica. Na podstawie przeprowadzonych interdyscyplinarnych badań scharakteryzowano środowisko od najstarszego dryasu po okres preborealny. Na młodszy dryas datuje się tutaj koniec istnienia stagnującego zbiornika i, pod koniec okresu, początki przekształcania go w torfowisko niskie. Osadem młodszego dryasu poddanym analizie pyłkowej jest 40-centymetrowej miąższości gytia wapnista zasilona.

W obrazie pyłkowym brak jest tutaj typowego, jak w większości opisanych wyżej przypadkach, obrazu recesji lasu i wkraczania zbiorowisk tundrowych (rys. 8). Klimat młodszego dryasu został tutaj określony jako subarktyczny do borealnego a dominująca formacja roślinna to mozaika płatów tundry, stepu i lasotundry. Chłód zaznacza się słabo i wyraża się przede wszystkim we wzroście ilości *Artemisia* (do ok. 2 %). Wzrost NAP w stosunku do allerödu jest nieduży, bo maksymalnie wartości osiągają kilkanaście %, z czego znaczny udział ma zimny lokalny gatunek *Poaceae*. Można zauważyć zwiększoną frekwencję *Juniperus* oraz pojawienie



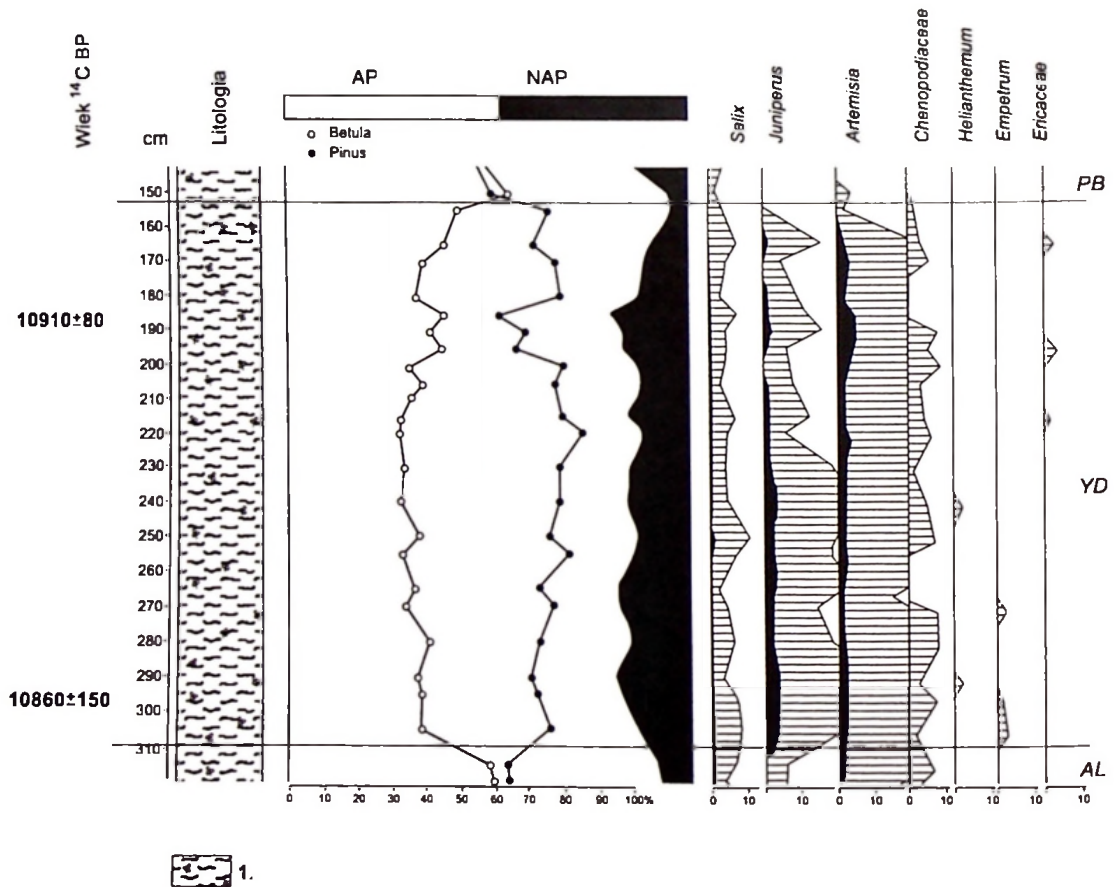


Rys. 8. Stanowisko Imiolki. Fragment diagramu pyłkowego (na podstawie: Tobolski, Głuszak, Litt 1998)

1 – gytia ilasta; 2 – gytia wapienna zasiloną

Imiolki site. Fragment of pollen diagram

1 – gyttja; 2 – calcareous gyttja



Rys. 9. Stanowisko Dziekanowice. Fragment diagramu pyłkowego (na podstawie: Litt 1988)

1 – gytia detrytusowa z mulkiem

Dziekanowice site. Fragment of pollen diagram

1 – gyttja with silt

się Ericaceae. Bardzo duże wartości utrzymuje krzywa *Pinus*, bo przez cały analizowany okres waha się w granicach 70 % (wartości przekraczają nawet te otrzymane dla allerödu). Traci natomiast na znaczeniu *Betula*. Jej ponowny gwałtowny wzrost (z ok. 14 % w młodszym dryasie do 40 %), jak również spadek *Artemisia* wyznaczają biostratygraficzną granicę z holocenem. Taksony wskaźnikowe dla ochłodzenia klimatu w stanowisku Imiołki są czytelniejsze w analizie makroszczątków, gdzie zanotowano spadek obecności drzew (*Pinus*, *Betula*) oraz pojawienie się zimnego tundrowego gatunku *Selaginella selaginoides* oraz *Potamogeton filiformis*.

**Stanowisko Dziekanowice** (Litt 1988) położone jest w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska Imiołki (rys. 1). Analizie palinologicznej podane zostały osady zarośniętego jeziora czółomorenowego. Rekonstrukcja roślinności dotyczy tutaj odcinka czasowego od najstarszego dryasu po okres atlantycki. Młodszy dryas zarejestrowany został w odcinku 155-centymetrowym, w gytii detrytusowej z mulkiem.

Obraz otrzymany ze stanowiska Dziekanowice jest podobny do opisywanego poprzednio (rys. 9). Granica biostratygraficzna między allerödem a młodszym dryasem przeprowadzona jest w miejscu wzrostu NAP z kilku do kilkunastu % (maksymalnie 20 % w ciągu całego okresu), pojawia się *Juniperus* (do 2 %) i większych ilości *Artemisia* (do 6 %). W ciągu analizowanego okresu obecne są elementy stepowe (*Ephedra distachya*) i tundrowe (Ericaceae, *Empetrum*). Rozluźnienie lasu potwierdzone jest obecnością takich heliofitów jak Chenopodiaceae i *Helianthemum*. Podobny jak w Imiołkach jest przebieg krzywych drzew, czyli duża ilość *Pinus* i spadek *Betula*. Zbliżając się do górnej granicy młodszego drysu, ilość NAP znacząco maleje, następuje redukcja gatunków otwartych przestrzeni, wzrasta znaczenie *Betula*, a spada *Pinus*. Zbiorowiska roślinne właściwe dla młodszego dryasu określone tu zostały jako rozrzedzone lasy sosnowo-brzozowe. Dla odcinka biostratygraficznie przyporządkowanego młodszemu dryasowi uzyskano datowania radiowęglowe  $10\ 860 \pm 150$  BP i  $10\ 910 \pm 80$  BP.

## PODSUMOWANIE

Dane palinologiczne pochodzące z przedstawionych stanowisk z zapisem sukcesji roślinnej młodszego dryasu wskazują, że był to okres panowania na analizowanym obszarze luźnych płatów lasów, raczej mało zróżnicowanych gatunkowo, między którymi występowały elementy tundrowe w postaci tundry krzewinkowej i domieszka roślinności stepowej – na suchych siedliskach były to chłodne zbiorowiska heliofitów. Na nastanie otwartego charakteru roślinności wskazuje data  $12\ 660$  cal BP. Powierzchnie zajmowane przez allerödskie lasy sosnowe uległy redukcji. Utrzymująca się w niektórych diagramach wysoka frekwencja pyłku *Pinus*, a nawet wartości wyższe niż w okresie poprzedzającym (np. Imiołki), wynikają z właściwości tego pyłku, łatwo przemieszczającego się w otwartych przestrzeniach (Jastrzębska-Mamełka 1985), czyli w analizowanych przypadkach w otwartych lasach brzozowych, których istnienie jest udokumentowane przez redukcję pyłku *Betula* w diagramach.

Jak wynika z dokonanego przeglądu, na rozbieżności w obrazie zmian roślinności pomiędzy stanowiskami wpływają nie tylko czynniki klimatyczne, takie jak temperatura, wilgotność czy wiatry, ale również odmienne warunki abiotyczne, czynniki edaficzne czy tempo migracji gatunków (Hoek 2001). Najsilniej na ochłodzenie młodszego dryasu

zareagował piaszczysty ekosystem wydmy (Witów). Nie budzą wątpliwości też dane z ekosystemów jeziornych (Gościąż, Błędowo). Między innymi na podstawie zmian szaty roślinnej w stanowisku Gościąż, wnioskuje się o dwudzielności młodszego dryasu, z chłodną i suchą pierwszą połową oraz cieplejszą i wilgotniejszą częścią drugą. Taka charakterystyka nawiązuje do warunków młodszego dryasu stwierdzonych dla północnej Europy (np. Birks *et al.* 1994). Spośród analizowanych ekosystemów, przykładem słabiej reagującego jest ekosystem doliny rzecznej w Koźminie. Ale już stanowisko Żabinko, o porównywalnym położeniu morfologicznym, dostarczyło materiałów pozwalających na wysnuwanie zaawansowanych wniosków paleogeograficznych i przeprowadzenie podziału okresu na dwie części z warunkami podobnymi do zarejestrowanych w stanowiskach NW Europy, czyli z wilgotną pierwszą częścią i suchszą częścią drugą (np. Bohncke 1993; Isarin, Renssen 1999). Na tym tle mniej wyraźnie rysują się zmiany w innych stanowiskach Wielkopolski (Dziekanowice, Imiołki). Podobnie łagodniejszy przebieg mają krzywe w późnoglacialnych diagramach z torfowisk w okolicach Poznania (Wasylkowa 1964), gdzie zmiany w udziale roślinności zielnej zostały uznane za niewystarczające do wyznaczenia biostratygraficznych granic młodszego dryasu, a okres ten



jest wyróżniony na podstawie przebiegu krzywych drzew.

Niestety, sam zapis pyłkowy nie może być podstawą do wyprowadzania korelacji między opisanymi stanowiskami. Generalnie, porównywalność zapewniają tylko te stanowiska, które posiadają na tyle ciągłą sekwencję osadów laminowanych, że możliwe jest określenie ich wieku kalendarzowego, a więc dokładne datowanie poszczególnych epizodów w przemianach roślinności. Porównanie przebiegu krzywych niektórych gatunków w jeziorach Gościąż i Perespilno (również z osadami wydатовanymi metodami chronologii warwowej) wskazuje, że ich reakcja na zmiany klimatyczne (dokładniej na ocieplenie u progu holocenu) nie jest synchroniczna w czasie (Bałaga, Goslar, Kuc 1998). Do tego samego wniosku prowadzi zestawienie przebiegu wartości procentowych pyłku m.in. *Artemisa* i *Chenopodiaceae* z kilku stanowisk w Europie, na odcinku od północnej Szkocji do zachodniej Rosji (Turney *et al.* 2004). Tendencje przebiegu krzywych tych roślin są różne dla poszczególnych lokalizacji i nie mogą być podstawą do korelacji czasowych. Również daty  $^{14}\text{C}$ , które zostały zacytowane powyżej dla poszczególnych stanowisk, mają ograniczoną przydatność, ze względu na ich małą wiarygodność wynikającą

m.in. z istnienia na przełomie vistulianu i holocenu plateau radiowęglowego, skutkującego kilkusetletnim błędem dla wyników obejmujących młodszy dryas (Goslar 1996).

Gwałtowność zmian klimatycznych u progu młodszego dryasu, zilustrowana w diagramie pyłkowym w stanowisku Gościąż w formie znaczącego zubożenia szaty roślinnej w ciągu zaledwie 100 lat, musiała poskutkować efektywnymi procesami morfogenetycznymi, a w konsekwencji istotnymi zmianami w geosystemach. W warunkach tego typu zmian w środowisku, można wnioskować o częstym przekraczaniu wartości progowych procesów i występowaniu zjawisk ekstremalnych czy clusteringu (Starkel 1986, 2002). W Polsce środkowej, oprócz dobrze znanych i udokumentowanych serii eolicznych tego okresu, należy liczyć się ze świadectwami ochłodzenia również w środowisku fluwialnym i stokowym. Z dotychczasowego stanu badań wynika, że świadectwa te rozpoznane/zachowane są fragmentarycznie i wymagają dokładniejszych analiz. Zwrócenie uwagi na rolę ochłodzenia młodszego dryasu w ewolucji rzeźby zostało uznane za jeden z głównych kierunków dalszych badań geomorfologicznych w regionie łódzkim (Turkowska 2006).

## LITERATURA

- Bałaga K., Goslar T., Kuc T. 1998 – A comparative study on the Late Glacial/Early Holocene climatic changes recorded in laminated sediments of Lake Perespilno – introductory data. Lake Gościąż, central Poland. A monographic study. Part 1. W. Szafer, Institute of Botany, Polish Academy of Science. Kraków: 175–180.
- Bińka K., Cieśla A., Łącka B., Madeyska T., Marciniak B., Szeroczyńska K., Więckowski K., 1991 – The development of Błędowo Lake (Central Poland) – a palaeoecological study. *St. Geol. Pol.*, 100: 83 ss.
- Birks H. H., Paus A., Svendsen J. L., Alm T., Mangerud J., Landvik J. Y., 1994 – Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard. *J. Quat. Sci.*, 9: 133–145.
- Björck S., Walker M., Cwynar L., Johnsen S., Knudsen K.-L., Lowe J., Wohlfarth B., and INTIMATE Members, 1998 – An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *J. Quat. Sci.*, 13, 4: 283–292.
- Bohncke S., 1993 – Lateglacial environmental changes in the Netherlands: spatial and temporal patterns. *Quat. Sci. Rev.*, 12: 707–717.
- Bohncke S., Kasse C., Vandenberghe J., 1995 – Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Zabinko, Poland. *Quaest. Geogr., Sp. Iss.*, 4: 43–64.
- Dąbrowski M. J., 1981 – Analiza pyłkowa torfowiska Całowanie (woj. warszawskie). *Archeologia Polski*, XXVI, 2: 269–294.
- Goslar T., 1996 – Naturalne zmiany atmosferycznej koncentracji radiowęgla w okresie szybkich zmian klimatu na przełomie vistulianu i holocenu. *Geochronometria*, 15: 196 ss.
- Hoek W. Z., 2001 – Vegetation response to the ~14.7 and ~11.5 ka cal BP climate transitions: is vegetation lagging climate? *Global Planetary Change*, 30: 103–115.
- Isarin R. F. B., Renssen H., 1999 – Reconstructing and modelling late Weichselian climates: the Younger Dryas in Europe as a case study. *Earth Sci. Rev.*, 48: 1–38.
- Iversen J., 1954 – The late-glacial flora of Denmark and its relation to climatic change and soil. *Dann. Geol. Undersogelse*, II, 80: 87–119.



- Jastrzębska-Mamełka M., 1985 – Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53: 75 ss.
- Krajewski K., 1977 – Późnoplejstocenne i holoceńskie procesy wydmywające w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39: 87 ss.
- Latałowa M., 2003 – Późny Vistulian. W: S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (red.) *Palinologia*. Wyd. Inst. Botaniki PAN: 266–273.
- Litt T., 1988 – Untersuchungen zur spatglazialen vegetationsentwicklung bei Dziekanowice (Umgebung Lednogóra, Wielkopolska). *Acta Paleobot.*, 28, 1,2: 40–60.
- Madeyska T., 1998 – Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *St. Geol. Pol.*, 113: 137–180.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 174 ss.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Demske D., van Geel B., 1998 – Late-Glacial vegetation history recorded in the Lake Gościąż sediments. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) *Lake Gościąż, central Poland. A monographic study. Part 1*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science. Kraków: 128–143.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., 1998 – Lake Gościąż, central Poland. A monographic study. Part 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science. Kraków: 340 ss.
- Rotnicki K., Latałowa M., 1986 – Palaeohydrology and fossilization of a meandering channel of Younger Dryas age in the middle Proсна river valley. *Quat. St. Pol.*, 7: 73–90.
- Schild R., 1982 – Stratygrafia archeologiczna wydm śródlądowych widziana z Mazowsza. *Rocz. Gleb.*, XXXIII, 3–4: 59–79.
- Starkel L., 1986 – Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). *Czas. Geogr.*, LVII, 2: 203–214.
- Starkel L., 2002 – Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quat. Inter.*, 91: 25–32.
- Tobolski K., 2000 – Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*. Warszawa: 508 ss.
- Tobolski K., Głuszak A., Litt T., 1998 – Analiza pyłkowa. W: K. Tobolski (red.) *Paleoekologiczne studium późnoglacialnych osadów Jeziora Lednica w Imiółkach (Lednicki Park Krajobrazowy)*. Bibl. Studiów Lednickich, tom IV. Wyd. Homini, Bydgoszcz: 33–42.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Turkowska K., Forsyśiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2000 – Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 98–134.
- Turkowska K., Forsyśiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2004 – A Warta River system during the Younger Dryas in the Koło Basin (Middle Poland). *Quaest. Geogr.*, 23: 83–107.
- Turney Ch. S. M., Lowe J. J., Davies S., Hall V., Lowe D. J., Wastegard S., Hoek W. Z., Alloway B., 2004 – Tephrochronology of Last Termination sequences in Europe: a protocol for improved analytical precision and robust correlation procedures (a joint SCOTAV-INTIMATE proposal). *J. Quat. Sci.*, 19, 2: 111–120.
- Wasylkowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Perygl.*, 13: 261–376.
- Wasylkowa K., 1999–2001 – Przemiany roślinności jako odbicie procesów wydmywających i osadniczych w młodszym dryasie i holocenie na stanowisku archeologicznym w Witowie koło Łęczycy. *Pr. Mat. Muzeum Arch. i Etnogr. w Łodzi, Ser. Arch.*, 41: 43–79.

## PALYNOLOGICAL EVIDENCE OF YOUNGER DRYAS COOLING

## SUMMARY

**A b s t r a c t.** The Younger Dryas vegetation succession from 9 sites located in the middle Poland is presented. The obtained picture of cooling is unquestionable, nevertheless depending on local conditions differs by a presence/lack of particular taxons and their proportions. It has been stressed that vegetation decrease must have resulted in the change in morphogenetic processes intensity.

**Key words:** Younger Dryas, pollen record, vegetation, middle Poland.

Short and rapid climate cooling in the Younger Dryas (1150 years-long duration: 12.70–11.55 cal ka) caused serious changes in the environment. The episode is clearly reflected in the palynological record. In the article data from 9 pollen diagrams of the localities in middle Poland (Fig. 1) have been analysed. A picture obtained from sites Gościąż, Błędowo, Witów, Całowanie, Koźmin, Brzeziny, Żabinko, Imiolki and Dziekanowice indicates the existence of poor open forest communities with tundra elements (as dwarf tundra) and with some steepe vegetation – at dry places they were cool heliophytes communities. The areas occupied by Alleröd boreal forest became reduced. In some cases, relatively high percentages of *Pinus* may have resulted from long distance transport, especially if birch forest was less dense. The differences in the picture of vegetation changes are due to local physico-geographical

conditions as well as to abiotic conditions. The sandy dune ecosystems (e.g. Witów site – Fig. 4) were most sensitive. Less dramatic conditions are characteristic of a river valley environment (e.g. Koźmin site – Fig. 5). According to the studies at the site Gościąż (Fig. 2), the early part of the Younger Dryas was cool and dry, while the latter part was warmer and wetter (as in N Europe). On the other hand, data from the Żabinko site (Fig. 7) imply an increased dryness with time, so as in NW Europe was recorded. The rapid climatic changes in the Younger Dryas period must have resulted in effective morphogenetic processes, and in consequence in serious changes in ecosystems. In middle Poland, events in the aeolian environment are satisfactorily reconstructed, however also high dynamics of fluvial and slope environments may be assumed.

Joanna Petera-Zganiacz  
Katedra Badań Czwartorzędu UE  
Łódź

## OSADY RZEKI PLENIVISTULIAŃSKIEJ W KOŹMINIE

### ZARYS TREŚCI

Podjęto problem wykształcenia aluwiołów plejstocenijskich stanowiących znaczną, a często większą część profilu osadów wistulianjskich. Przeanalizowano ich cechy strukturalne i teksturalne. Analiza sedymentologiczna osadów plenivistulianjskich wskazuje, że ich główną część stanowią aluwia górnego plenivistulianu bogate w materiał pochodzenia eolicznego, deponowane w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej. Erozja jaka miała miejsce przed depozycją tych osadów nie była intensywne, często oszczędzała osady środkowego plenivistulianu, natomiast akumulacja górnoplenivistulianjska doprowadziła do znacznego zapelnienia doliny. Rozważając fazy erozji i akumulacji w tym odcinku doliny Warty należy brać pod uwagę, że znajduje się on w rowie tektonicznym podlegającym subsydencji.

Słowa kluczowe: dolina Warty, osady rzeczne, struktury sedymentacyjne, cechy teksturalne, plenivistulian.

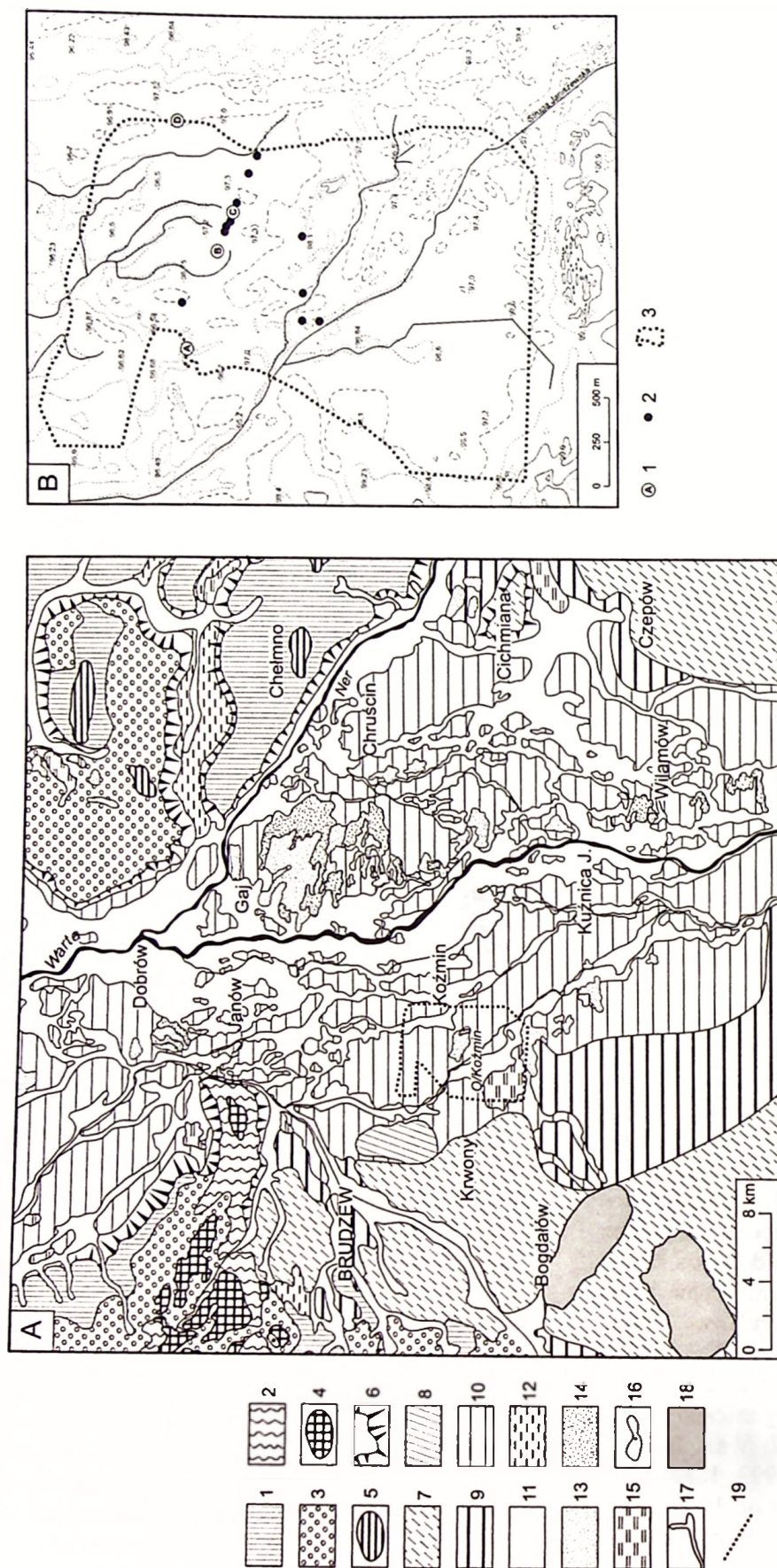
### WPROWADZENIE

Problem funkcjonowania rzek w plenivistulianie był i jest przedmiotem zainteresowań wielu badaczy, co zaowocowało dosyć dobrym rozpoznanie tematu. Na charakter i skalę procesów fluwialnych, poza czynnikami klimatycznymi, mają wpływ również czynniki lokalne, powodujące odstępstwa od ogólnie znanych schematów. Najslabiej rozpoznane jest funkcjonowanie rzek w dolnym plenivistulianie. Problem ten wynika między innymi z często spotykanego braku osadów tego wieku, a dane pochodzące z różnych dolin rzecznych Polski dają obraz niespójny. Znacznie lepiej rozpoznane są młodsze serie dolinne pochodzące ze środkowego i górnego plenivistulianu. W wielu pracach podkreśla się, że w środkowym plenivistulianie w dolinach rzecznych dominowały tendencje akumulacyjne i odkładane były serie piaszczysto-mułkowe (m.in. Krzemiński 1974; Turkowska 1988; Manikowska 1996; Kobołek 2000) lub serie osadów organicznych i organiczno mineralnych (m.in. Rotnicki 1987; Van Huissteden 1990; Kamiński 1993; Krzyszkowski *et al.* 1993; Kasse *et al.* 1995; Gębica 2004). Generalnie, w dolinach dominowały osady facji pozakorytowej rzek meandrujących lub anastomozujących, które w sprzyjających warunkach zazębiały się z osadami stoko-

wymi. Środowisko sedymentacji osadów środkowego plenivistulianu o odmiennym charakterze udokumentowane zostało w dolinie dolnej Wisły, gdzie osady tego wieku reprezentują piaski rzeki roztokowej (Wysota *et al.* 1996; Wysota 2002).

Bardzo dobrze rozpoznany jest charakter sedymentacji w dolinach rzecznych górnego plenivistulianu. W wielu z nich, przy przejściu od środkowego do górnego plenivistulianu, stwierdzono fazę erozji. Faza ta nie była synchroniczna we wszystkich dolinach rzecznych, zróżnicowana była też jej intensywność. W niektórych przypadkach stwierdzano słabą erozję wyrażoną niewielkimi rozmyciami (m.in. Kamiński 1993; Krzyszkowski 1990; Superson 1996; Turkowska 1997). Po fazie erozji powszechna była intensywne akumulacja, która doprowadziła do zapelnienia dolin rzecznych. Dominującym osadem w plenivistulianjskich wypełnieniach dolin są piaski deponowane w środowisku rzeki roztokowej. Cechą charakterystyczną osadów rzek górnoplenivistulianjskich jest bardzo duży udział ziaren eolizowanych, co może być uznawane za cechę diagnostyczną osadów tego wieku (m.in. Goździk 2007a, b). Szczególna sytuacja miała miejsce w środkowych i dolnych odcinkach dolin, które posiadały bezpośredni kontakt





Rys. 1. A. Szkic geomorfologiczny doliny Warty w okolicach Koźmina (za Forysiakiem 2005)

1 – wysoczyzny płaskie; 2 – wysoczyzny pagórkowate; 3 – równiny wodnolodowcowe; 4 – pagórki czolowomorenne; 5 – kemy; 6 – stoki; 7 – poziom pradolinny niższy; 8 – terasa erozyjna; 9 – terasa nadzalewowa, wysoka; 10 – terasa nadzalewowa, niska; 11 – dna dolin; 12 – równiny rozlewiszkowe; 13 – pola piasków colicznych; 14 – wydmy; 15 – torfowiska; 16 – zagłębienia bezodpływowe różnej genezy; 17 – dolinki o różnej genezie; 18 – haldy i obszary pogómicze; 19 – zasięg odkrywkowy Koźmin KWB „Adamów” (stan na rok 2007)

B. Lokalizacja stanowisk w odkrywce Koźmin KWB „Adamów”

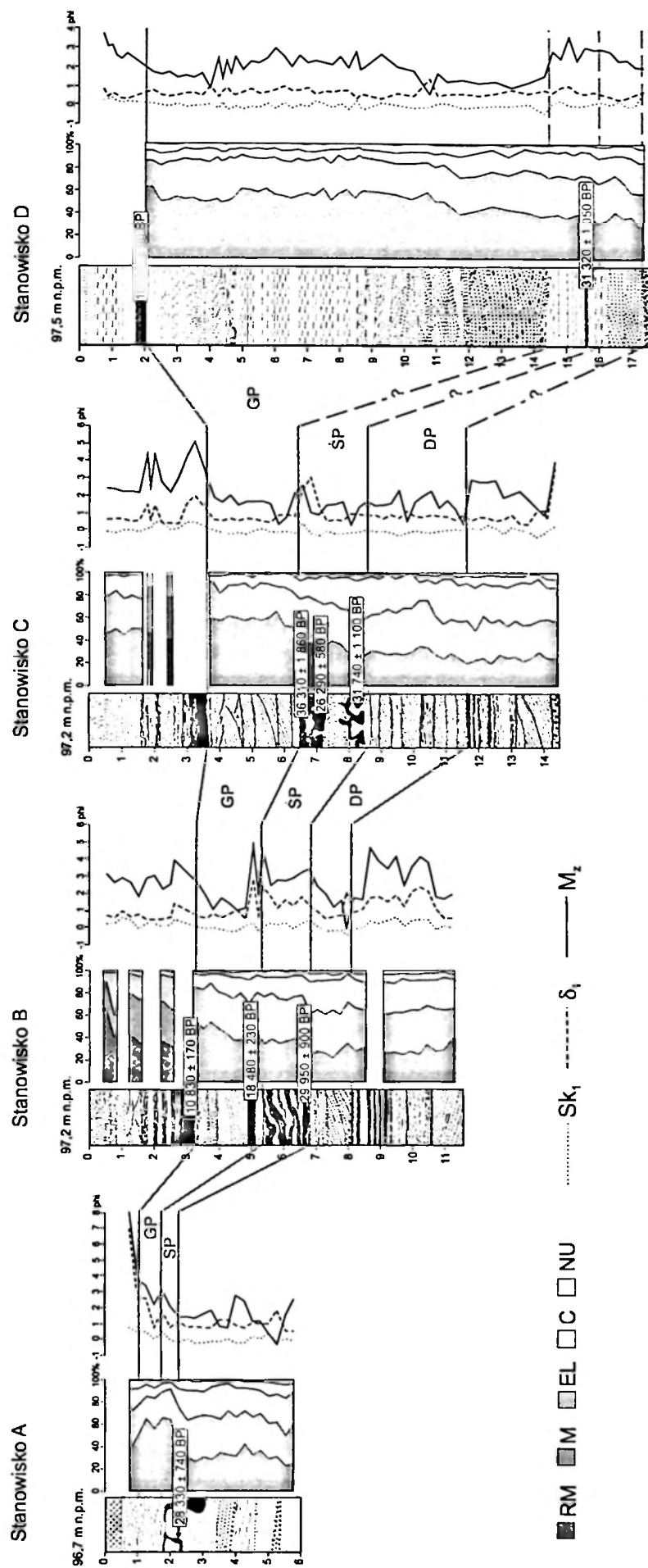
1 – stanowiska badawcze omawiane w tekście; 2 – inne stanowiska z opracowanymi osadami środkowego wistulianu; 3 – zasięg odkrywkowy Koźmin

A. Geomorphological sketch of the Warta river valley; near Koźmin (after Forysiak 2005)

1 – plains; 2 – hummocky plains; 3 – fluvio-glacial plains; 4 – end-moranic hillocks; 5 – kames; 6 – slopes; 7 – lower terrace of marginal valley; 8 – erosional terrace; 9 – high terrace; 10 – low terrace; 11 – valley floor; 12 – lacustrine plains; 13 – acolian plains; 14 – dunes; 15 – peatbogs; 16 – closed depressions of various origin; 17 – valleys of various origin; 18 – dumps and areas changed by exploitation; 19 – extent of the Koźmin outcrop of „Adamów” opencast mine

B. Location of the sites in the Koźmin outcrop brown coal opencast mine „Adamów”

1 – sites mentioned in the text; 2 – other sites with Middle Vistulian deposits; 3 – extent of the Koźmin outcrop



Rys.2. Zestawienie wybranych stanowisk z osadami plenivistulianu

1 – obróbka ziaren kwarcu; 2 – wskaźniki uziarnienia Folkla i Warda

A compilation of chosen sites with Plenivistulian deposits

1 – quartz-grain abrasion; 2 – Folk and Ward coefficients



z czołem lądolodu ostatniego zlodowacenia, gdzie miało miejsce kilka faz erozji i akumulacji (m.in. Rotnicki 1987). Więcej faz erozji niż w dolinach

ekstraglacjalnego niżu stwierdzono w dolinach podkarpackich (Gębica 2004).

## POŁOŻENIE TERENU BADAŃ I CEL OPRACOWANIA

Teren badań zlokalizowany jest w środkowym biegu Warty, w okolicach Koźmina. Wgląd w miąższe serie osadów czwartorzędowych możliwy jest dzięki usytuowanej w dolinie Warty odkrywce Koźmin KWB „Adamów”, w której od lat prowadzone są badania (m.in. Klatkova 1996; Petera 2002; Forysiak 2005) (rys. 1A). W tym odcinku dolina Warty znacząco się rozszerza, a większą część doliny stanowi terasa nadzalewowa niska – późnovistuliańska, pod którą chowa się vistuliańska terasa nadzalewowa wyższa (Krauzlis 1975; Forysiak 2005). Przyczyn występowania takiego zjawiska upatruje się w tektonice omawianego obszaru, położonego w strefie rowu tektonicznego Adamowa (Widera 1998).

Przedmiotem opracowania jest seria osadów korelowanych z okresem plenivistulianu. Za cel przyjęto przedstawienie charakterystyki strukturalnej i teksturalnej tych osadów na przykładzie wybranego stanowiska w środkowym odcinku doliny Warty. Rozważna też będzie kwestia intensywności

erozji w okresie przejścia od środkowego do górnego plenivistulianu i skali akumulacji, jaka nastąpiła po erozji.

W odkrywce Koźmin wytypowano kilka stanowisk badawczych, gdzie udokumentowane zostały serie osadów zdeponowanych w vistulianie. Do niniejszego opracowania wybrano trzy dotychczas opracowane stanowiska – A, B, C (Petera 2002, 2006), które posłużą jako tło dla charakterystyki czwartego stanowiska – D, gdzie zarejestrowano osady plenivistulianu o znacznej miąższości (rys. 1B). Spąg tych osadów obniża się od około 94,7 m n.p.m. w stanowisku A, poprzez 89,2 m n.p.m. w stanowisku B i 85,4 m n.p.m. w stanowisku C do 80,5 m n.p.m. w stanowisku D. W tym stanowisku, odmiennie niż w pozostałych, największą część profilu stanowią osady korelowane z górnym plenivistulianem. W większości stanowisk miąższość osadów górnego plenivistulianu wynosiła około 3 m, a w stanowisku D, położonym bliżej osi doliny wynosi już prawie 12 m (rys. 2).

## CECHY LITOLOGICZNE OSADÓW PLENIVISTULIAŃSKICH

W obrębie analizowanej serii osadów wydzielono sześć jednostek sedymentacyjnych, różniących się cechami strukturalnymi oraz teksturalnymi (rys. 3).

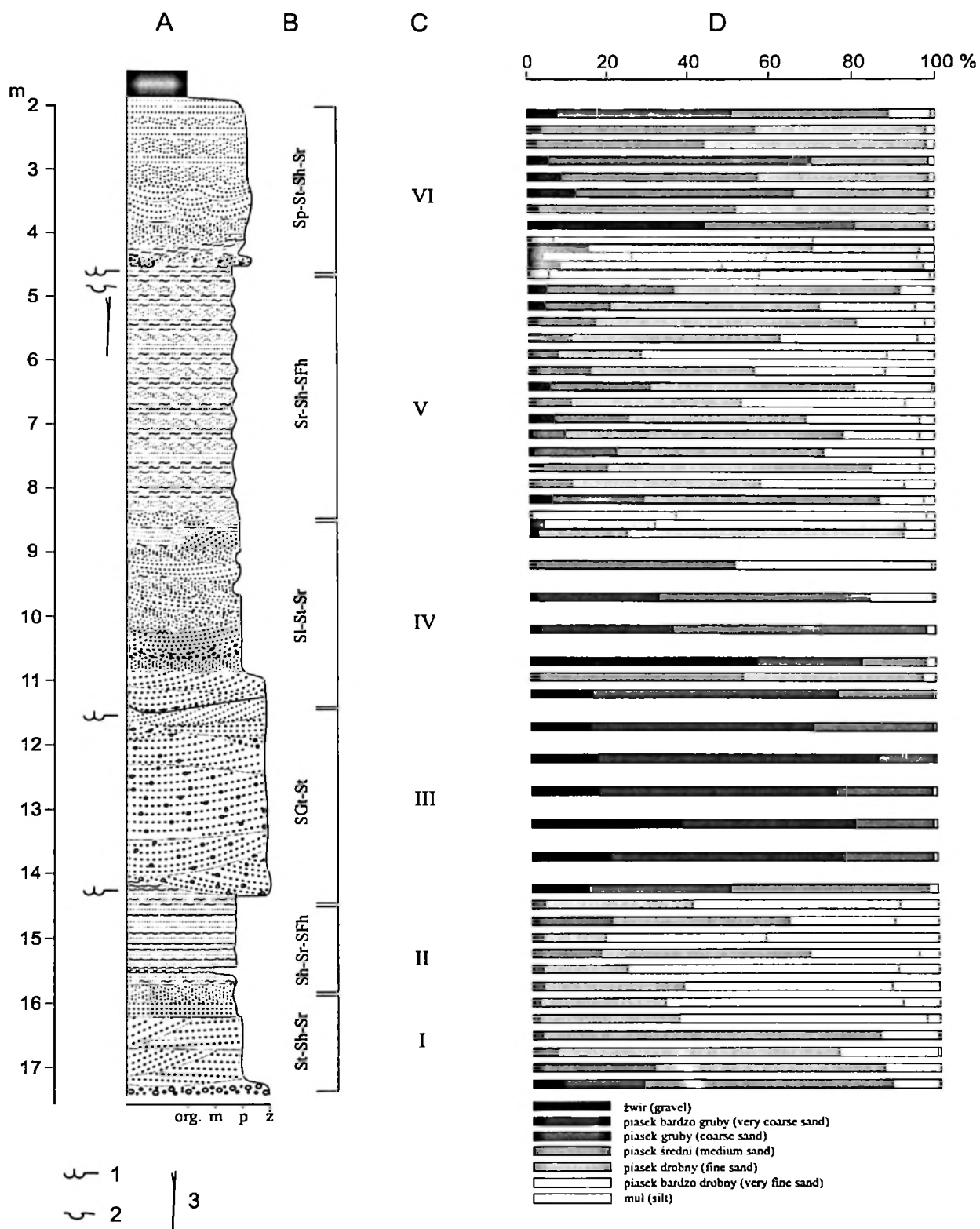
W spągu serii plenivistuliańskiej (jednostka sedymentacyjna I) znajdują się piaski średnioziarniste, które przechodzą ku stropowi w drobnoziarniste. Warstwowane są przekątnie rynnowo, horyzontalnie i riplemarkowo. Odznaczają się wysortowaniem dobrym i umiarkowanie dobrym. Osady te pozbawione są domieszek substancji organicznej. Powyżej zalega wyraźnie drobniejszy materiał (jednostka sedymentacyjna II) reprezentowany w większości przez piaski bardzo drobne z domieszką mułków, warstwowane horyzontalnie lub riplemarkowo. Warstewki składające się z drobniejszej frakcji leżą naprzemianlegle z warstewkami składającymi się z grubszego materiału. W tej części profilu spotykany jest materiał organiczny, którego największe nagromadzenie stanowi warstewka mułu organicznego o miąższości niespełna 10 cm (fot. 1). Granica

między jednostkami I i II ma charakter sedymentacyjny.

Jednostka sedymentacyjna III oddzielona jest od poprzedniej wyraźną granicą erozyjną. Reprezentowana jest przez piaski grube, czasami ze żwirami oraz piaski średnioziarniste, umiarkowanie wysortowane. Osady te noszą cechę tzw. „ospowatości” (wg Turkowskiej 1988), czyli w piaszczystym matriksie rozproszone są pojedyncze ziarna żwiru. Warstwowane są przekątnie rynnowo. Podobnie jak osady jednostki I, pozbawione są materii organicznej (fot. 2).

Kolejna jednostka sedymentacyjna (IV) odznacza się podobnymi cechami jak jednostka III, ale osady są drobniejsze, bo dominują piaski średnio- i drobnoziarniste o dobrym wysortowaniu. Występują tu warstwowania przekątne niskokątowe i rynnowe oraz riplemarkowe. Spąg jednostki IV podkreślony jest drobnym brukiem erozyjnym, na który składają się drobne żwiry i piasek grubo- i średnioziarnisty (rys. 3). Zasadność rozdzielenia jednostki III i IV wykazana zostanie w dalszej części opracowania.



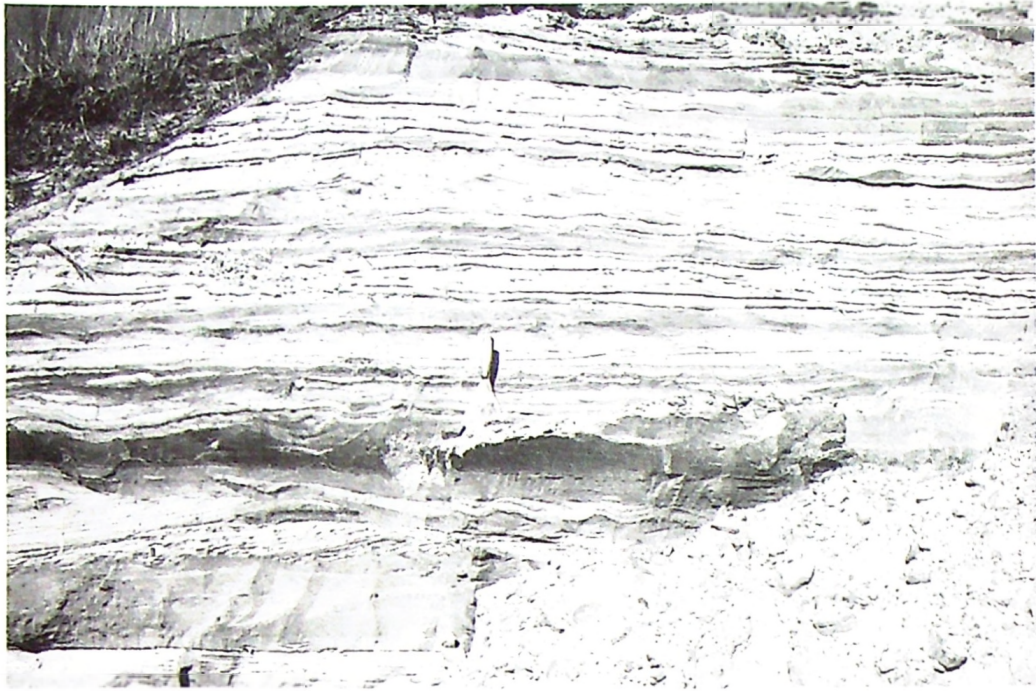


Rys. 3. Profil litofacjalny stanowiska D

A – litologia i dodatkowe cechy osadu: 1 – kontakt erozyjny, 2 – drobne zaburzenia, 3 – drobne szczeliny kontrakcji termicznej;  
 B – litofacje; C – jednostki sedimentacyjne; D – uziarnienie

Sedimentary log of the site D

A – lithology and other features of the deposits: 1 – erosional contact, 2 – small deformations, 3 – small frost crack; B – lithofacies; C – sedimentary units; D – grain-size composition



*fol. J. Petera-Zganiacz, 2006*

Fot. 1. Piaszczysto-mułkowe osady jednostki sedymentacyjnej II  
z warstwą osadów mineralno-organicznych

Sandy-silty deposits of the sedimentary unit II with layer of mineral-organic deposits



*fol. J. Petera-Zganiacz, 2006*

Fot. 2. Piaszczyste osady jednostek sedymentacyjnych III i IV

Sandy deposits of the sedimentary units III and IV



Wyższa jednostka sedymentacyjna (V) to ponad 3,5-metrowa seria osadów piaszczysto-mułkowych, tworzących kompleks naprzemianległych warstewek (fot. 3). Człony piaszczyste warstwowane są riplemarkowo lub horyzontalnie, natomiast piaszczysto-mułkowe warstwowane są horyzontalnie (rys. 3). Osady te odznaczają się umiarkowanym wysortowaniem. Występują w nich niewielkie struktury deformacyjne o charakterze

pogrążów, ukształtowanych na skutek niestatecznego warstwowania gęstościowego. Skala tych struktur to zaledwie kilka centymetrów. Ponadto stwierdzone zostały domieszki materiału organicznego, ale występuje on wyłącznie w przewarstwieniach piaszczystych, co może sugerować, że pochodzi z rozmywania starszych osadów organicznych.



*fot. J. Petera-Zganiacz, 2006*

Fot. 3. Osady jednostki sedymentacyjnej V ze śladem po cienkiej szczelinie mrozowej

Deposits of the sedimentary unit V with trace of the thin frost crack

Kolejna jednostka sedymentacyjna (VI) reprezentowana jest przez osad nieco grubszy, a mianowicie piaski średnio- i drobnoziarniste o dobrym wysortowaniu. Granica między tą jednostką sedymentacyjną a jednostką podległą ma charakter erozyjny. W spągu omawianej jednostki sedymentacyjnej zwiększony jest udział piasków bardzo grubo- i gruboziarnistych. Osady te war-

stwowane są tabularnie, rynnowo, horyzontalnie i riplemarkowo. Stwierdzono w nich udział materiału organicznego, ale jego pochodzenie należy wiązać z systemem korzeniowym roślinności rozwijającej się na torfowisku, które rozwinęło się na piaszczystej powierzchni, utworzonej przez opiswane osady (fot. 4).

### CECHY OBRÓBK I ZIAREN KWARCU

Charakterystycznym zjawiskiem dla ekstraglacjalnych osadów vistuliańskich jest wzrost zawartości ziaren kwarcowych obrabianych w środowisku eolicznym. Taka też tendencja obserwowana jest w osadach z Koźmina. Do analizy

obróbki ziaren kwarcowych zastosowano metodę Cailleux w modyfikacji Klatkowej (1991). Badania przeprowadzono we frakcji 0,8–0,63 mm, a analizę wykonał dr J. Forysiak z Katedry Badań Czwartorzędu UŁ.





*fol. J. Petera-Zganiacz, 2006*

Fot. 4. Stropowa część jednostki sedimentacyjnej VI

Top part of the sedimentary unit VI

W stanowisku D najmniejszy odsetek ziaren eolizowanych stwierdzono w najniższej próbce, gdzie nie przekracza on 30 %, a ziarna pośrednie i obrabiane w środowisku wodnym odznaczają się podobnymi wartościami. Zawartość ziaren nieobrobionych jest tu najwyższa w całym profilu (rys. 2). Takie wartości są typowe dla osadów fluwioglacjalnych z rejonu badań (Petera 2002; Forsyś 2005).

W pozostałych próbkach jednostki sedimentacyjnej I zawartość ziaren RM znacząco wzrasta, do około 40 %, przy równoczesnym wzroście zawartości ziaren pośrednich (w granicach 35 %) i wyraźnym spadku zawartości ziaren obrabianych w środowisku wodnym (rys. 2). Kolejne dwie jednostki sedimentacyjne odznaczają się generalnie podobnymi wartościami, chociaż w każdej kolejnej nieznacznie zwiększa się zawartość ziaren eolizowanych, przekraczając w prawie każdej próbce 40 %, przy spadku zawartości ziaren typu EL (od 24 % w jednostce I, poprzez 21 % w II, po 18 % w III). Takie wartości notowane były w osadach plenivistulianu dolnego i środkowego w innych profilach z Koźmina (rys. 2) (Petera 2002). Gwałtowny wzrost zawartości ziaren typu RM widoczny jest w jednostce sedimentacyjnej IV, gdzie ich udział osiąga oko-

ło 55 % kosztem ziaren pośrednich, których średni odsetek nie przekracza 30 % oraz ziaren typu EL, których odsetek spada do około 8 %. Ta cecha tekstury osadów jest podstawowym kryterium wydzielenia osobno jednostek sedimentacyjnych III i IV, które pod względem struktury osadów nie wykazują zasadniczego zróżnicowania. W ostatnich latach coraz częściej wskazuje się na zasadność stosowania analizy obróbki ziaren kwarcowych jako metody pomocniczej w badaniach stratygraficznych osadów czwartorzędowych. Podkreśla się między innymi, że dzięki tej analizie możliwe jest rozpozniowanie osadów o podobnych cechach granulometrycznych, deponowanych w różnych środowiskach sedimentacyjnych (Goździk 2001; Mycielska-Dowgiałto, Woronko 2001; Bujak *et al.* 2006).

Piąta jednostka sedimentacyjna V wykazuje podobne wartości analizy morfoskopowej, przy nieznacznym wzroście zawartości ziaren typu RM i spadku zawartości ziaren typu EL. Dla jednostek IV i V zmienna jest znikoma zawartość ziaren nieobrobionych, pojawiających się tylko w nielicznych próbkach. Trochę inaczej kształtuje się obraz obróbki ziaren kwarcu w jednostce VI, w której nieco zmniejszył się udział ziaren eolizowanych na rzecz ziaren pośrednich. W tej czę-

ści profilu częściej pojawiają się ziarna typu EL oraz ziarna surowe, nieobrobione (rys. 2). Sugeruje to dostawę materiału z innego źródła lub/i z rozmywania jakiejś starszej formy.

Obraz analizy obróbki ziaren kwarcu jak w jednostkach III, IV i V jest charakterystyczny

dla osadów górnego plenivistulianu zdeponowanych w środkowym odcinku doliny Warty udokumentowanych w odkrywce Koźmin (rys. 2) (Petera 2002), jak i położonej kilka kilometrów na południe odkrywce Smulsko (Forysiak 2005).

## WARUNKI SEDYMENTACJI

Opisywane osady niewątpliwie deponowane były w środowisku fluwialnym. Udokumentowane zostały różne środowiska sedymentacyjne. Depozycja najniższej (I) jednostki osadów vistuliańskich następowała w płytkim korycie, przy niewielkiej dynamice przepływu. Transport materiału odbywał się poprzez wleczenie i w zawiesinie. Zaznacza się tu drobnienie materiału ku górze. Następnie zmieniły się warunki sedymentacji na pozakorytowe czego świadectwem jest utworzenie drugiej jednostki sedymentacyjnej (II), która deponowana była w znacznej mierze z zawiesiny oraz z materiału wleczonego, w okresach kiedy następował powolny przepływ wód po równi zalewowej (rys. 3).

Największą dynamiką odznaczało się środowisko sedymentacji trzeciej jednostki (III). Materiał transportowany był na drodze saltacji oraz wleczenia. Depozycja następowała w dość głębokim kanale międzyodsypowym i miała gwałtowny przebieg, o czym może świadczyć „ospowatość” osadu, czyli względnie równomierne rozprzestrzenienie w osadzie piaszczystym ziaren żwiru.

Kolejna jednostka sedymentacyjna (IV) deponowana była podobnie jak poprzednia, w kanale międzyodsypowym, ale o mniejszej głębokości. Mniejsze również musiało być tempo depozycji, bo osady odznaczają się dobrym wysortowaniem i raczej nie występuje zjawisko „ospowatości”. Ponadto energia środowiska musiała się stopniowo zmniejszać, gdyż ku stropowi jednostki osad staje się drobniejszy, wskaźnik skośności zmienia się na wartości dodatnie i zmniejsza się skala struktur sedymentacyjnych. Wyrazem postępującego zmniejszania się dynamiki środowiska sedymentacyjnego jest przejście do kolejnej jednostki (V), która deponowana była w warunkach równi pozakorytovej, na którą materiał transportowany był w zawiesinie lub poprzez wleczenie przy słabych przepływach. Ze względu na znaczny udział frakcji piaszczystej oraz występowanie struktur sedymentacyjnych świadczących o mało dynamicznym przepływie

wód wnosić można, że była to przykorytowa część równi zalewowej.

Przy depozycji najwyższej plenivistuliańskiej jednostki sedymentacyjnej (VI) wzmogła się energia środowiska depozycyjnego. Na obszar równi zalewowej wkroczył niewielki odsyp poprzeczny, a w wyniku dalszej ewolucji koryta rozwinął się kanał międzyodsypowy, który stopniowo zapelniał się, a przepływ w nim stopniowo tracił na sile.

Opisywane osady deponowane były w środowisku fluwialnym, ale znaczna część materiału dostarczanego do tego systemu pochodziła z transportu eolicznego. Wyrazem tego jest znaczna zawartość w osadzie ziaren eolizowanych, szczególnie w trzech najwyższych jednostkach sedymentacyjnych. Rzeka, nie mając dość dużej siły transportowej zapewne szybko deponowała dostarczany przez wiatr materiał doprowadzając do szybkiej agradacji w dolinie.

Struktury sedymentacyjne jakie powstały w opisywanym stanowisku mogą występować zarówno w rzekach meandrujących, jak i piaszkodennych rzekach roztokowych. Dominują tu bowiem litofacje charakterystyczne dla środowiska sedymentacyjnego średnioenergetycznego, co utrudnia interpretację (Zieliński 1997, 1998, 2007; Zieliński, Goździk 2001). Najniższe dwie jednostki sedymentacyjne mogą reprezentować następstwo litofacji charakterystyczne dla rzek meandrujących (*St*, *Sh*, *Sr*, *SFh*) odznaczających się drobnieniem osadu ku górze. Zwraca jednak uwagę znikomy udział materiału organicznego. Bardzo podobne sekwencje osadowe mogą występować w subfacji zamierającego koryta piaszkodennej rzeki roztokowej. Na podstawie badań przeprowadzonych w obrębie tej serii osadów w innych stanowiskach (Herman 2007) należy stwierdzić, że pierwszą jednostkę sedymentacyjną zdeponowała rzeka roztokowa.

Wyższe jednostki sedymentacyjne odznaczają się już typowymi cechami dla rzek roztokowych: brak materii organicznej, niedobór litofacji mułowych, powszechność warstwowań przekątnych przy nielicznie występujących war-

stwowaniach horyzontalnych (Zieliński, Goździk 2001). Jednostki sedimentacyjne III i IV reprezentują subsródownisko kanałów międzydysypowych w korycie rzeki roztokowej, przy czym depozycja jednostki wyższej zachodziła

w kanale płytszym, przy mniejszej energii przepływu. Jednostka V reprezentuje subsródownisko proksymalnej równi zalewowej, a najwyższa VI subsródownisko zamierającego koryta.

## DATOWANIA BEZWZGLĘDNE OSADÓW PLENIVISTULIAŃSKICH

Deponowane u schyłku środkowego plenivistulianu osady organiczne dobrze nadają się do datowania metodą  $^{14}\text{C}$ . Często reprezentowane są przez torfy o zazwyczaj małej miąższości, rzędu kilku do kilkunastu centymetrów, oraz przez muły organiczne zazwyczaj o większej miąższości niż torfy. Wyniki datowań mieszczą się w granicach między około 24 a 36 tysięcy lat BP, przy czym najczęściej trafiają w najmłodszą część środkowego plenivistulianu – interstadiał denekamp (rys. 2). Osady górnego plenivistulianu nie nadają się do datowań metodą  $^{14}\text{C}$  ze względu na fakt, że składa się na nie materiał mineralny. Jest jednakże jeden przypadek, w którym cienka warstwa torfów wykazała wiek około 18,5 tysiąca lat BP (rys. 2) (Petera 2002; Petera, Forysiak 2003). Nie jest to przykład odosobniony, na co wskazują wyniki badań z innych stanowisk środkowej Polski (Balwierz 1995 w tym tomie). Osady plenivistuliańskie przykryte są warstwą torfów datowanych na późny vistulian.

W stanowisku D do datowania metodą  $^{14}\text{C}$  nadawały się tylko osady mineralno-organiczne nagromadzone w jednostce sedimentacyjnej II oraz torfy przykrywające serię osadów plenivistuliańskich (Petera-Zganiacz, Dzeduszyńska w tym tomie). Wiek warstewki mułów organicznych, znajdujący się na głębokości 15,5 m określony został na  $31\,320 \pm 1\,050$  BP (rys. 2, 3). Otrzymana data jest zgodna z wynikami obróbki ziaren kwarcu. Typowe jest bowiem, że serie organiczne datowane na około 30 tys. lat występują między osadami mineralnymi, w których notowany jest wyraźnie zwiększony udział ziaren eolizowanych. W położonej kilka kilometrów na południe odkrywcę Smulsko również udokumentowano głęboko (około 9,5 m) zalegającą serię osadów mineralno-organicznych, przykrytych piaskami górnego plenivistulianu datowaną na około 23 i 24 tys. lat BP.

## STRUKTURY DEFORMACYJNE

Typowym zjawiskiem w osadach plenivistuliańskich jest występowanie struktur deformacyjnych, których powstanie było związane z istnieniem wieloletniej zmarzliny. W wielu stanowiskach w odkrywcę Koźmin stwierdzano pseudomorfozy po klinach lodowych zarówno syngenezy, jak i epigenetycznych, kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym oraz liczne krioturbacje (Klatkova 1996; Petera 2002, 2006). Struktury kontrakcji termicznej najczęściej odchodzą od poziomu mineralno-organicznego datowanego na pierwszą część górnego plenivistulianu (18,5 tys. lat BP). Krioturbacjami objęte są osady organiczne i mineralno-organiczne środkowego plenivistulianu (rys. 2). Natomiast w piaszczystych osadach górnego plenivistulianu prawie nie stwierdzono struktur peryglacialnych za wyjątkiem śladów po niewielkich szczelinach mrozowych. Podobne były obserwacje Forysiaka (2005) w górnoplenivistuliańskiej, miąższej na kilka do

10 metrów serii osadów piaszczystych udokumentowanych w odkrywcę Smulsko, położonej również w środkowym odcinku doliny Warty.

W piaszczystych osadach plenivistuliańskich stanowiska D, nie stwierdzono dobrze rozwiniętych struktur deformacyjnych typowych dla środowiska peryglacialnego, poza występującymi w jednostce sedimentacyjnej V śladami po bardzo wąskich i krótkich szczelinach mrozowych (fot. 3). Szczeliny te funkcjonowały krótko, możliwe, że tylko przez jeden sezon.

Ubóstwo deformacyjnych struktur peryglacialnych w osadach deponowanych w bardzo zimnym klimacie, szczególnie w warunkach górnego plenivistulianu może być wynikiem powstania talika pod ówczesną rzeką. Występowanie talików pod dużymi rzekami oraz w bezpośredniej strefie ich oddziaływania w warunkach peryglacialnych jest zjawiskiem typowym (Washburn 1979).



## KORELACJA WIEKOWA JEDNOSTEK SEDYMENTACYJNYCH

Na podstawie przeprowadzonych badań, najniższą jednostkę sedymentacyjną (I) można korelować z dolnym plenivistulianem, przede wszystkim ze względu na środowisko sedymentacji w rzece roztokowej. Taki typ rozwinięcia koryta rzeczno wiązano w dolinie środkowej Warty z dwoma okresami w vistulianie: dolnym i górnym plenivistulianem. Druga jednostka sedymentacyjna (II) wiązana jest z okresem środkowego plenivistulianu. Pozwalają na to przede wszystkim wyniki datowania metodą  $^{14}\text{C}$  oraz analiza obróbki ziaren kwarcu. Ponadto istnieje znaczne podobieństwo w wykształceniu profilu osadów środkowego plenivistulianu w nieodległym stanowisku Aleksandrów (odkrywka Smulsko) w dolinie Warty, ale też w wykształceniu wielu innych dolin rzecznych obszarów ekstraglacjalnych.

Istnieje problem z przypisaniem wieku trzeciej jednostce sedymentacyjnej (III). Z punktu widzenia analizy obróbki ziaren kwarcu należało-

by korelować ją ze środkowym plenivistulianem, ze względu na zawartość ziaren eolizowanych typową dla tego okresu. Z drugiej jednak strony, jednostka ta deponowana była w dość wysokoenergetycznej rzece roztokowej. W środkowym biegu doliny Warty takie środowisko sedymentacyjne wiązane jest z częścią górnego plenivistulianu, wyrażoną maksymalnym rozprzestrzenieniem łądolodu ostatniego zlodowacenia. Można założyć, że jednostka ta powstała w górnym plenivistulianie, a źródło materiału pochodziło ze starszych osadów.

Trzy najwyższe jednostki sedymentacyjne (IV, V, VI) posiadają wszelkie cechy typowe dla aluwii górnego plenivistulianu. W osadach tych jednostek znajduje się największy odsetek ziaren eolizowanych, a środowiskiem sedymentacji osadów była rzeka roztokowa, co jest typowe dla rzek tego okresu nie tylko w Polsce, ale na całym Niżu Europejskim.

## PODSUMOWANIE

Miąższość serii osadów plenivistulianu osiąga w środkowym biegu doliny Warty kilkanaście metrów. Znaczną część profilu w poznanych odsłonięciach stanowią osady górnego plenivistulianu, przy czym w stanowisku D w odkrywce Koźmin oraz w odkrywce Smulsko (Forysiak 2005) osady te zdecydowanie dominują, a w niektórych przypadkach są jedynym reprezentantem osadów plenivistulianskich. Na powstanie większej miąższości serii z górnego plenivistulianu duży wpływ miała dostawa materiału pochodzenia eolicznego. Wpływ dostawy tego typu materiału do aluwii na szybkie tempo depozycji i agradacji den dolinnych wskazuje Goździk (2007a, b). Osady plenivistulianu odznaczają się znacznym rozprzestrzenieniem lateralnym, ale i w tym przypadku najbardziej rozprzestrzenione są osady górnego plenivistulianu. Osady plenivistulianskie deponowane były w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej zarówno w korycie, jak i na równi zalewowej.

Dolina Warty w środkowym biegu w plenivistulianie funkcjonowała podobnie jak większość rzek Polski środkowej, z zaznaczoną słabą erozją przy przejściu od środkowego do górnego

plenivistulianu. Wyniki badań wskazują, że szczególne wzmożenie aktywności fluwialnej zapoczątkowane wspomnianą fazą erozji nastąpiło na początku górnego plenivistulianu. Erozja skoncentrowana musiała być w węższej strefie, w osi ówczesnej doliny Warty. Następnie miała miejsce intensywne akumulacja, na skutek której wypełnione zostało rozcięcie erozyjne, po czym rzeka rozprzestrzeniła się szerzej, nieznacznie rozmywając a później przykrywając osadami rzeczno, m.in. serię torfów wykształconych już w górnym plenivistulianie. Świadczy o tym zachowanie się w wielu miejscach nie tylko osadów schyłku środkowego plenivistulianu, ale też młodszych, datowanych już na górny plenivistulian (Petera 2002; Forysiak, Petera 2003; Forysiak 2005). Akumulacja osadów rzecznych doprowadziła niemal do zrównania powierzchni dna ówczesnej doliny z poziomem terasy erozyjnej. Takie przeobrażenie rzeźby, powodujące zniwelowanie form, opisywane przez Turkowską (2006) jako 28 etap ewolucji rzeźby jest typowe dla obszaru Polski środkowej, ale też dla całego Niżu Europejskiego.

Analizując fazy erozji i akumulacji w omawianym odcinku doliny Warty należy mieć na uwadze fakt, że odcinek ten przebiega w obrębie jednego z rowów tektonicznych elewacji konińskiej – rowu Adamowa (Widera 1998). Istnieją przesłanki, pozwalające twierdzić, że subsydencja w tym rowie miała miejsce również w plejstocenie, w tym i w vistulianie (Petera

2006). Wyniki badań w obrębie innego rowu tektonicznego elewacji konińskiej dowiodły aktywności tektonicznej jeszcze w górnym plenivistulianie (Stankowski *et al.* 2003; Stankowski, Nita 2004). Subsydencja w rowie Adamowa wzmogła efekt agradacji w rzece górnoplenivistuliańskiej, ale też wpłynąć mogła na zniwelowanie skali erozji.

## LITERATURA

- Balwierz Z., 1995 – Vegetation of Upper Vistulian cold phases in Central Poland. *Biul. Perygl.*, 34: 21-36.
- Bujak Ł., Woronko B., Wrotek K., 2006 – Cechy teksturalne osadów jako źródło informacji o warunkach środowiska sedimentacji, na przykładzie osadów plejstocenijskich z profilu Glinojek (Równina Raciąska). *Prz. Geol.*, 54, 4: 319-325.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 116 ss.
- Gębica P., 2004 – Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 193: 229 ss.
- Goździk J. S., 2001 – Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środko-zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. *Prac. Sedym. WGiSR UW*: 93-124.
- Goździk J. S., 2007a – Czwartorzędowe aluwia w odkrywcze KWB Belchatów – dominacja akumulacji w klimacie zimnym. *Prz. Geol.*, 55, 3: 196-197.
- Goździk J. S., 2007b – The Vistulian aeolian succession in central Poland. *Sedimentary Geol.*, 193: 211-220.
- Herman J., 2007 – Cechy sedimentologiczne osadów kopalnego koryta w okolicach Koźmina. Maszynopis pracy magisterskiej. Katedra Badań Czwartorzędu UŁ: 113 ss.
- Kamiński J., 1993 – Późnoplejstocenijska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64: 104 ss.
- Kasse C., Bohncke S. J. P., Vandenberghe 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.
- Klatkowska H., 1991 – Wyniki analizy morfoskopowej wybranych osadów czwartorzędowych środkowej Polski. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk. UAM, Geografia*, 50: 277-287.
- Klatkowska H., 1996 – Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35: 45-86.
- Kobojek E., 2000 – Morfogenezja doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157 ss.
- Krauzlis K., 1975 – Wpływ młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych na morfologię i budowę wewnętrzną tarasów Warty środkowej. *Mat. I Krajowego Sympozjum n.t. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t. I. Warszawa*: 239-253.
- Krzemiński T., 1974 – Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33: 171 ss.
- Krzyszczkowski D., 1990 – Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in Central Poland. *Boreas*, 19: 333-350.
- Krzyszczkowski D., Balwierz Z., Pyszyński W., 1993 – Aspects of Weichselian Middle Pleniglacial stratigraphy and vegetation in central Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72: 131-142.
- Manikowska B., 1996 – Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce Środkowej podczas vistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97-106.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2001 – Wybrane cechy sedimentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie utworów Galumin I, Kozły K-1, Niksowizna i Olszewo Węgorzewskie. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. *Prac. Sedym. WGiSR UW*: 43-58.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 164 ss.
- Petera J., 2006 – Pozycja hipsometryczna osadów środkowego vistulianu w dolinie Warty. *Mat. IV Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne n.t. „Regionalne aspekty funkcjonowania systemów dolinnych”*. „Jodłowy Dwór” pod Świętym Krzyżem, 11-13.05.2006: 62-65.

- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D., 2007 – Wymowa paleogeograficzna horyzontu kopalnych pni w osadach późnego vistulianu. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 57-66.
- Petera J., Forysiak J., 2003 – The problem of the Last Glaciation extent in Central Poland. *Geol. Quart.*, 47, 4: 357-366.
- Rotnicki K., 1987 – Main phases of erosion and accumulation in the Prosna Valley in the last glacial – interglacial cycle. *Geogr. Pol.*, 53: 53-65
- Stankowski W., Nita M., 2004 – Stratigraphy of Late Quaternary deposits and their neotectonic record in the Konin area, Central Poland. *Geol. Quart.*, 48, 1: 23-34.
- Stankowski W., Nita M., Pawłowski D., 2003 – Młodoczwartorzędowa aktywność tektoniczna okolic Konina. *Prz. Geol.*, 51, 1: 49-54.
- Superson J., 1996 – Poligeneza vistuliańskiego rozwoju dolin dorzecza Wieprza (Wyżyna Lubelska i Rostocze). *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 219-232.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Turkowska K., 1997 – Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacialnych na Nizinie Polskiej w okresie przejściowym plejstocen – holocen. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 67-87.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ: 238 ss.
- 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 ss.
- Washburn A. L., 1979 – Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Fletcher and Sons Ltd. Norwich: 406 ss.
- Widera M., 1998 – Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, 3: 55-103.
- Wysota W., 2002 – Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wyd. UMK, Toruń: 144 ss.
- Wysota W., Lankauf K. R., Molewski P., Szmańda J., 1996 – Sedymentologia interstadialnej serii rzecznej (Rzęczkowo) zlodowacenia Wisły (Vistulian) odsłoniętej w południowo-zachodniej krawędzi Wysoczyzny Chełmińskiej. *Acta Univ. Nicolai Copernici. Geografia*, 28 (97): 39-63.
- Zieliński T., 1997 – Cykliczność w osadach rzek roztokowych. *Geologia*, 14: 68-119.
- Zieliński T., 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW: 195-257.
- Zieliński T., 2007 – The Pleistocene climate-controlled fluvial sedimentary record in the Bełchatów mine (central Poland). *Sedimentary Geol.*, 193: 203-209.
- Zieliński T., Goździk J., 2001 – Palaeoenvironmental interpretation of a Pleistocene alluvial succession in Central Poland: sedimentary facies as a tool for palaeoclimatic inferences. *Boreas*, 30: 240-253.

## DEPOSITS OF THE PLENIVISTULIAN RIVER AT THE KOŹMIN SITE

### SUMMARY

**Abstract.** The problem of development of the Plenivistulian alluvia was undertaken. Structural and textural features have been analyzed. Sedimentological analysis of the Plenivistulian deposits shows, that they were accumulated in a sand-bed braided river environment. Considerable and often larger part of the profile of the Vistulian deposits makes up the Upper Plenivistulian alluvia, rich in material of an aeolian origin. Erosion, which take place before deposition in the Upper Plenivistulian had not been intensive, and the Middle Plenivistulian deposits has been preserved. Accumulation resulted in considerable filling of the valley. Considering the phases of erosion and accumulation in this section of the Warta valley one should take under attention that this area is located on the graben, where subsidence take place.

**Key words:** Warta valley, alluvia, sedimentary structures, textural properties, Plenivistulian.

The area of investigations is located in the middle section of the Warta river valley. In this part of the valley Koźmin outcrop of the KWB "Adamów" is situated (Fig. 1). In this area the investigations have been carried from 10 years (Klatkova 1996; Petera 2002; Forysiak 2005). The problem of development of the Plenivis-

tulian alluvia was studied and its structural and textural features have been analyzed. Intensity of erosion and scale of the Plenivistulian accumulation was considered.

Considerable part of the Plenivistulian deposits makes up the Upper Plenivistulian once. In some cases it is only representative of the Vistulian



deposits. There is noticed increasing amount of material of an aeolian origin. The importance of delivery of the aeolian material to the Upper Plenivistulian alluvia was pointed out by Goździk (2007a, b).

The Plenivistulian deposits are wide spread. They were accumulated in sand-bed braided river environment, both in the channel and on the floodplain (Fig. 3). Structures of ice wedge pseudomorph and of crioturbations in the Middle and the Upper Plenivistulian deposits are common, but in the distal floodplain. That kind of structures in the channel and the proximal floodplain deposits are very rare. Such phenomenon is caused of the taliks' development in permafrost under large rivers – like a Warta river (Washburn 1979).

The organic or mineral-organic layers of the Middle Plenivistulian were  $^{14}\text{C}$  dated. All dates are concentrated between 24 and 36 ka PB (Fig. 2).

The Warta valley in the middle section functioned similarly to the majority of rivers of the Central Poland in the Plenivistulian, with marked weak erosion between Middle and Upper Plenivistulian. The results of investigations show that a special increase in fluvial activity, together with phase of erosion, started at the beginning of the Upper Pleni-

vistulian. Erosion had to be concentrated in a narrow zone in the axis of the contemporary valley. The intensive accumulation had place then, and as the result an erosive cut was filled up and in the consequence the river expanded over the entire surface. The river partly destructed older deposits, but in many places the Middle Plenivistulian and younger deposits dated on the Upper Plenivistulian are preserved (Petera 2002; Forysiak, Petera 2003; Forysiak 2005). Aggradation of alluvia in the Upper Plenivistulian was very intensive and resulted almost in equalization between the bottom of the contemporary valley and the level of the older, erosive terrace.

The Warta river valley in this section runs through the one of the grabens of the Konin Elevation – Adamów graben (Widera 1988). It is important to take it under consideration as analysing the erosion and accumulation phases. There are premises to claim that subsidence take place in the graben during the Pleistocene and as well during the Vistulian (Petera 2006). The subsidence in the Adamów graben could enhance the effect of aggradation in the Upper Plenivistulian river but also obliterate the scale of erosion.

Joanna Petera-Zganiacz, Danuta Dzieduszyńska  
Katedra Badań Czwartorzędu UŁ  
Łódź

## WYMOWA PALEOGEOGRAFICZNA HORYZONTU KOPALNYCH PNI W OSADACH PÓŻNEGO VISTULIANU

### ZARYS TREŚCI

Celem pracy jest przedstawienie sytuacji geologicznej ciągłego i rozległego horyzontu z kopalnymi pniami drzew, jak również odtworzenie warunków rozwoju, a następnie przyczyn, które doprowadziły do destrukcji ówczesnego lasu. Rozważone zostanie czy zanik lasu spowodowały szybkie i drastyczne zmiany klimatu u schyłku późnego vistulianu, czy też zadecydowały o nim czynniki lokalne.

Słowa kluczowe: dolina Warty, kopalne pnie drzew, paleogeografia, późny vistulian.

### WPROWADZENIE

Teren badań położony jest w dolinie Warty, na jej południowym odcinku między Uniejowem na południu i Dobrowem na północy. W tym rejonie dolina Warty znacznie się rozszerza, osiągając około 8 kilometrów szerokości, a jej elementy są bardzo subtelnie wyrażone. Znaczną część doliny zajmuje terasa nadzalewowa niska – późnovistuliańska, pod którą w południowej części omawianego obszaru chowa się wyższa terasa nadzalewowa – plenivistuliańska (Krauzlis 1975; Petera 2002; Forysiak 2005). Ponadto, w tym rozległym fragmencie doliny zaznaczają się poziomy pradolinne i terasa erozyjna (Petera-Zganiacz w tym tomie – rys. 1). Na terasie nadzalewowej niskiej oraz na terasie zalewowej obecne są systemy nieczynnych koryt rzecznych,

które tworzyły się w trzech generacjach: jednej wieku młodszodryasowego i dwóch holocenów (Turkowska *et al.* 2004; Forysiak 2005). Na powierzchni teras znajdują się pola piasków eolicznych i wydmy niewielkich rozmiarów po stronie zachodniej doliny i znacznie bardziej rozbudowane po stronie wschodniej oraz niewielkie torfowiska.

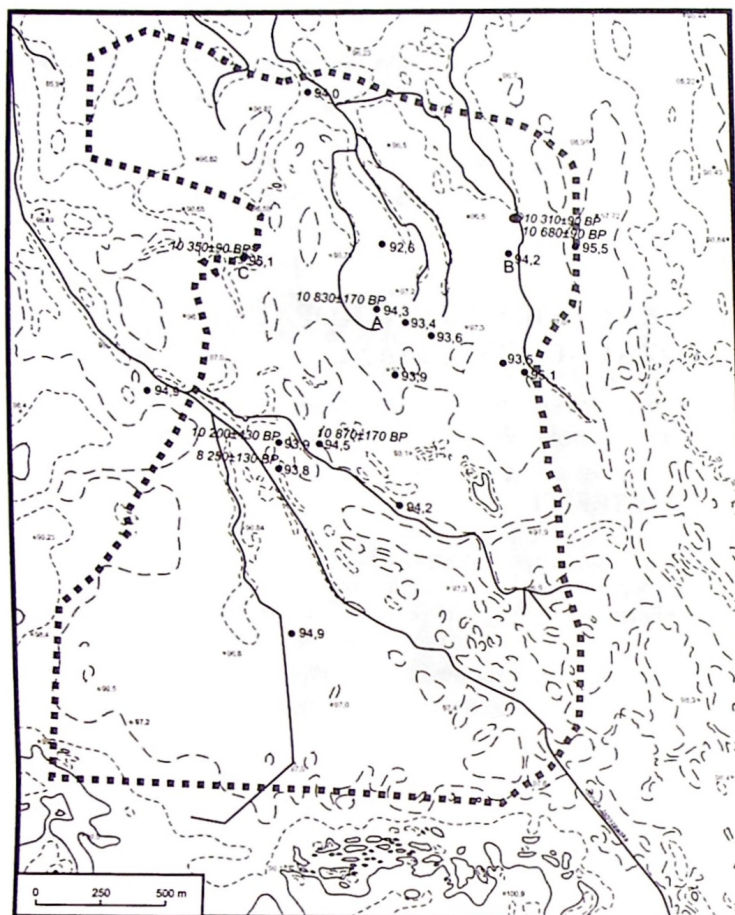
Stanowiska badawcze znajdują się na ścianach odkrywki Koźmin KWB „Adamów”, położonej niemal w całości w obrębie terasy nadzalewowej niskiej późnovistuliańskiej (rys. 1). Udokumentowano w nich występowanie horyzontu pni kopalnych, a dzięki dostępowi do długich, nawet na kilka kilometrów ścian odkrywki, możliwe było stwierdzenie ich ciągłości.

### SYTUACJA GEOLOGICZNA

Horyzont kopalnych pni znajduje się zawsze w stropie serii torfów o zmiennej miąższości, wahającej się od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Poziom torfów na badanym obszarze jest ciągły i zajmuje powierzchnię przynajmniej 1 km<sup>2</sup>, a maksymalnie kilkanaście kilometrów kwadratowych. Spąg serii torfów w środkowej części znajduje się na rzędnej od około 93,5 m n.p.m. do około 94,5 m n.p.m. Na wschód i na zachód podnosi się do ponad 95 m n.p.m (rys. 1). Podobnie kształtuje się konfiguracja horyzontu z pniami, tyle, że

zalega o kilkadziesiąt (20 do 50) centymetrów wyżej. Horyzont zanika w północno-wschodniej części obszaru. Pnie powalonych drzew mają średnice często przekraczające 20 cm. W niektórych miejscach powstały ich nagromadzenia, gdzie leżą jeden nad drugim (fot. 1), albo występują tylko drobniejsze szczątki gałęzi lub korzeni (fot. 2). Pnie były pogrzebane w miejscu, gdzie zostały powalone, o czym świadczy ich sytuacja geologiczna oraz widoczne w osadach usytuowanie *in situ* jednego z nich (fot. 3).





Rys. 1. Lokalizacja stanowisk

1 – rzędna spągu torfu z horyzontem kopalnych pni; 2 – datowania  $^{14}\text{C}$  spągu torfu; 3 – datowanie  $^{14}\text{C}$  kopalnego pnia; 4 – zasięg odkrywki „Kozmin” KWB „Adamów”; 5 – lokalizacja opisywanych stanowisk

## Site location

1 – ordinate of the peat bottom, with the level of subfossil trunks; 2 –  $^{14}\text{C}$  datings of the peat bottom; 3 –  $^{14}\text{C}$  datings of the subfossil trunk; 4 – extent of the “Kozmin” outcrop of “Adamów” opencast mine

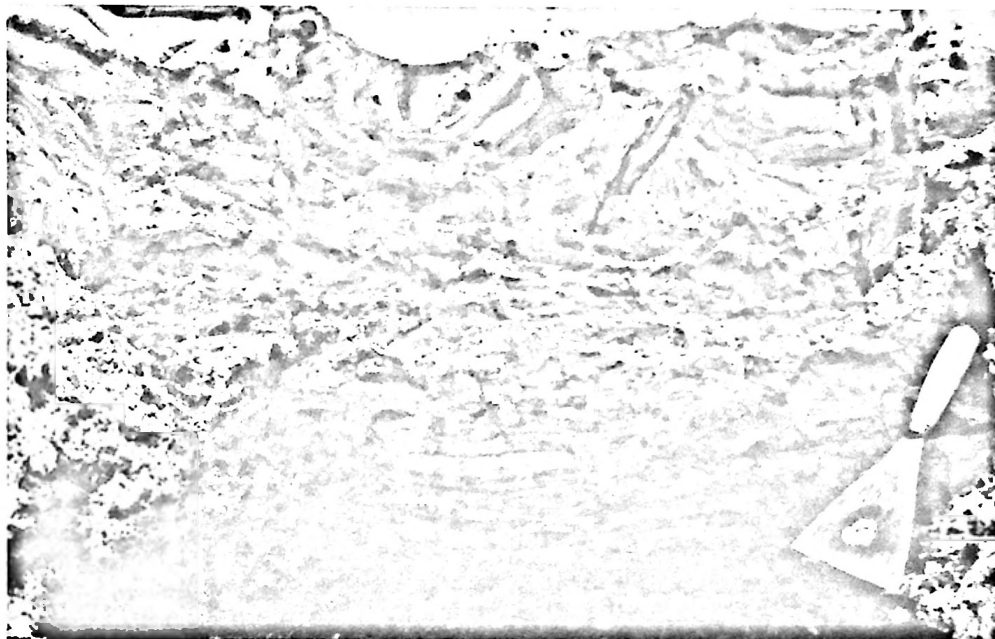


fot. J. Petera-Zganiacz, 2007

Fot. 1. Nagromadzenie pni w torfach

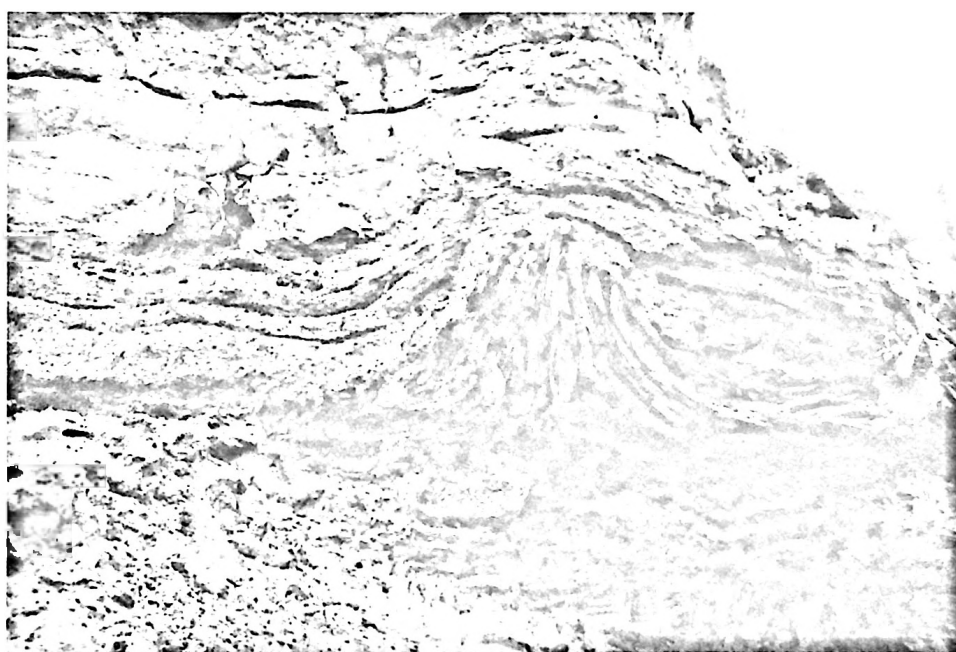
Subfossil trunks in peat





*fot. J. Petera-Zganiacz, 1999*

Fot. 2. Drobne szczątki gałęzi lub korzeni zgromadzone w stropie torfu i gytii  
Remnants of subfossil branches and roots at the top of peat and gyttja



*fot. J. Petera-Zganiacz, 2007*

Fot. 3. Pień drzewa *in situ*  
Subfossil trunk *in situ*

W podłożu serii torfów znajduje się seria piasków o miąższości od około 2 do około 10 metrów. Seria piasków odznacza się przynajmniej takim rozprzestrzeniem jak torfowisko. Piaski, od grubych i średnich przechodzą ku stropowi w drobnoziarniste. Generalnie odznaczają się dość dobrym wysortowaniem. Dominują warstwowania przekątne tabularne i rynnowe, a w stropie serii – horyzontalne i riplemarkowe. Seria odznacza się bardzo wysoką, bo sięgającą 60 % zawartością ziaren eolizowanych, przy znikomej zawartości ziaren noszących cechy obróbki w środowisku wodnym (Petera 2002; Petera-Zganiacz w tym tomie). W stropie znajdują się domieszki materii organicznej, której źródłem były systemy korzeniowe roślinności porastającej torfowisko, w tym również korzenie drzew (fot. 4).

Powyżej torfów, w których stropie znajduje się horyzont kopalnych pni, spotykane są dwójakiego rodzaju osady. Może to być gytia (stanowisko A, rys. 2) lub osad rytmicznie warstwowany (stanowisko B), na który składają się przewarstwienia mułu organicznego ze znaczną zawartością substancji organicznej oraz przewarstwienia piasku bez domieszek organicznych (rys. 3). Osady te mają miąższość około 20 do 40 cm.

Kolejna seria osadów, która przykrywa horyzont kopalnych pni, o miąższości od około 2 do 3 metrów, jest zbudowana z naprzemianległych piasków, zazwyczaj drobnych lub bardzo drobnych oraz mułków. Seria ta dochodzi do powierzchni terenu. Jej cechą charakterystyczną jest znikoma zawartość materii organicznej. W niektórych przypadkach prze-

ście od osadów mineralno-organicznych do serii piaszczysto-mułkowej jest stopniowe i zaznacza się coraz cieńszymi i słabiej wyrażonymi warstewkami mułku z substancją organiczną przy miąższych warstewkach piaszczystych. W innych przypadkach ma charakter wyraźnie zaznaczonej granicy erozyjnej, gdzie osad z mineralno-organicznego zmienia się na piaszczysty. Piaski są drobne, z widocznym warstwowaniem przekątnym. Niejednokrotnie w osadach tych tkwią fragmenty drewna, prawdopodobnie inkorporowane z horyzontu pni (fot. 5). W jeszcze innych przypadkach granica jest również wyraźnie zaznaczona, ale w miejscu piasków o strukturze wskazującej na dość dużą dynamikę środowiska, znajdują się bardzo drobne piaski (rys. 3) lub piaski z mułkami o warstwowaniu horyzontalnym. W większości przypadków seria odznacza się dobrym lub umiarkowanie dobrym wysortowaniem, które pogarsza się w obrębie przewarstwień mułkowych. Analizy obróbki ziaren kwarcu wykazały znaczną zawartość ziaren eolizowanych, sięgającą 40 do ponad 50 %. W niektórych stanowiskach są to wartości zbliżone do rejestrowanych w osadach podścielających torfy z horyzontem pni kopalnych. Warunki i czas powstania tych torfów oraz przykrywających je osadów były przedmiotem wcześniejszych opracowań (Petera 2002; Petera, Forysiak 2002; Turkowska *et al.* 2000, 2004).

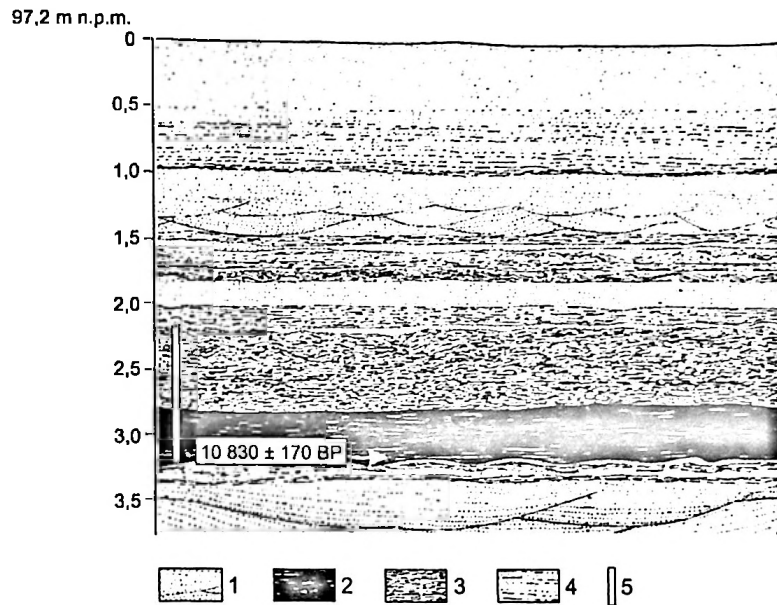
Alternatywnie względem drobnych piasków z mułkami niemal całkowicie pozbawionych materii organicznej występuje seria drobnopiaszczysta zawierająca widoczne jej domieszki (rys. 4).



fot. J. Petera-Zganiacz, 2006

Fot. 4. Ślady korzeni w serii podścielającej torfy

Root traces in the unit underlying peat

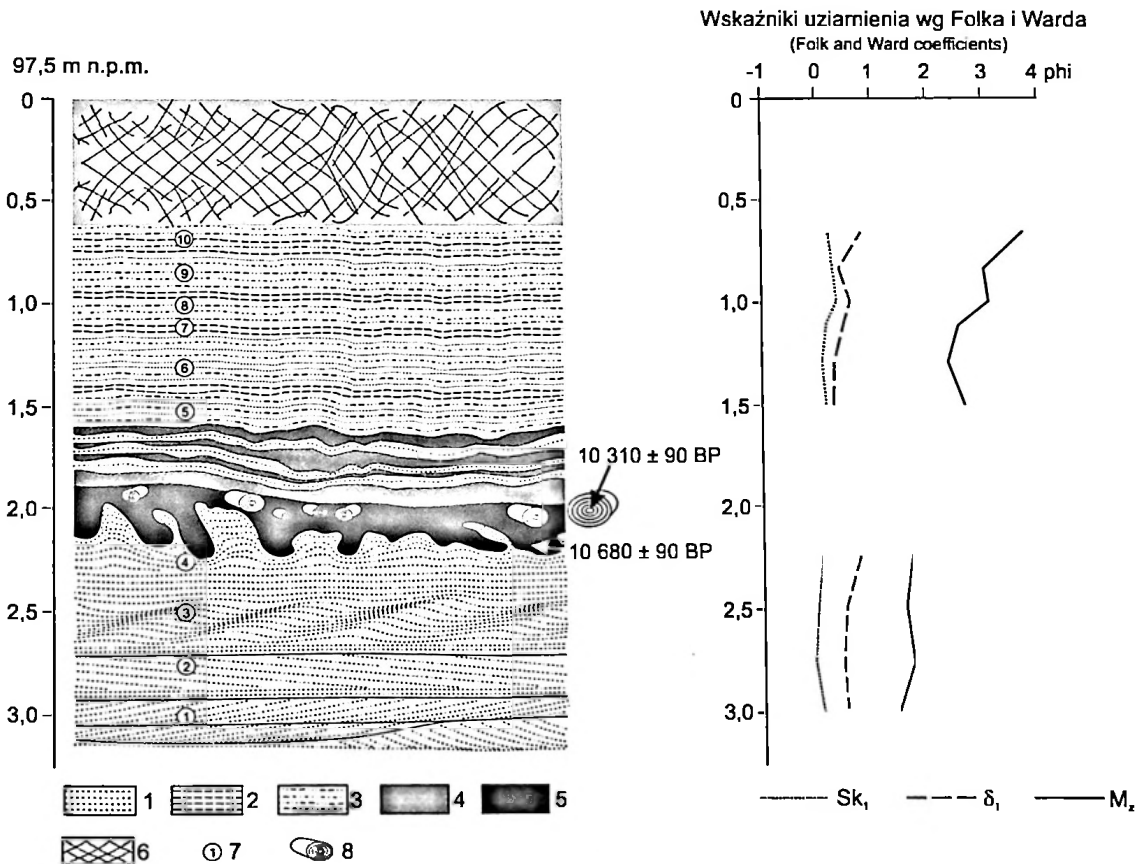


Rys. 2. Stanowisko A

1 – piasek; 2 – torf; 3 – gytja; 4 – piasek z mulkiem; 5 – lokalizacja analizy palinologicznej

Site A

1 – sand; 2 – peat; 3 – gyttja; 4 – sand with silt; 5 – location of pollen analysis



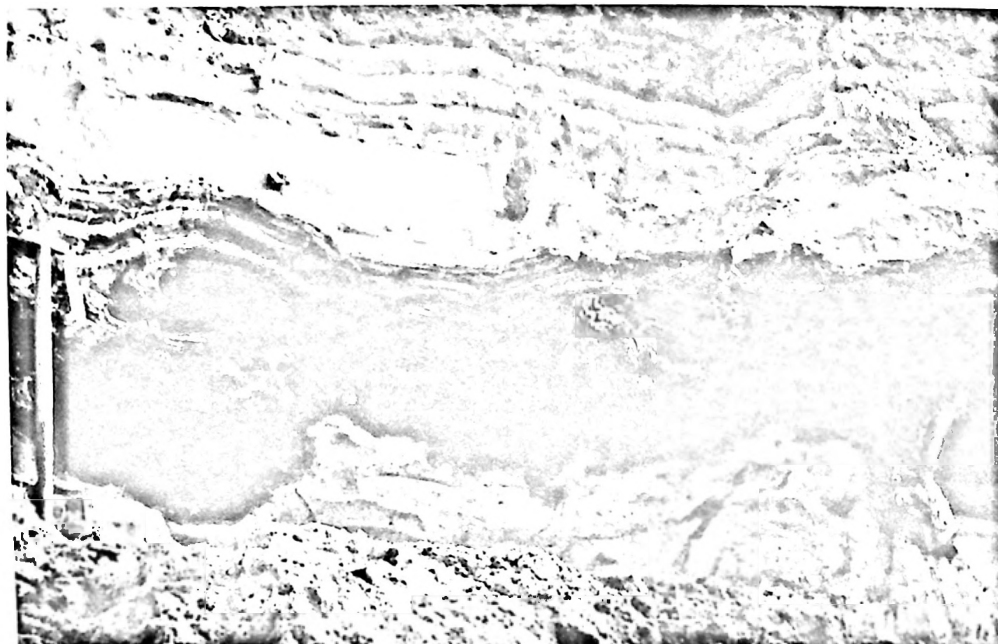
Rys. 3. Stanowisko B

1 – piasek; 2 – mułek; 3 – piasek z mulkiem; 4 – mułek organiczny; 5 – torf; 6 – gleba; 7 – lokalizacja próbek; 8 – pnie;  
 $Sk_1$  – skośność;  $\delta_1$  – odchylenie standardowe;  $M_z$  – średnia średnica ziaren

Site B

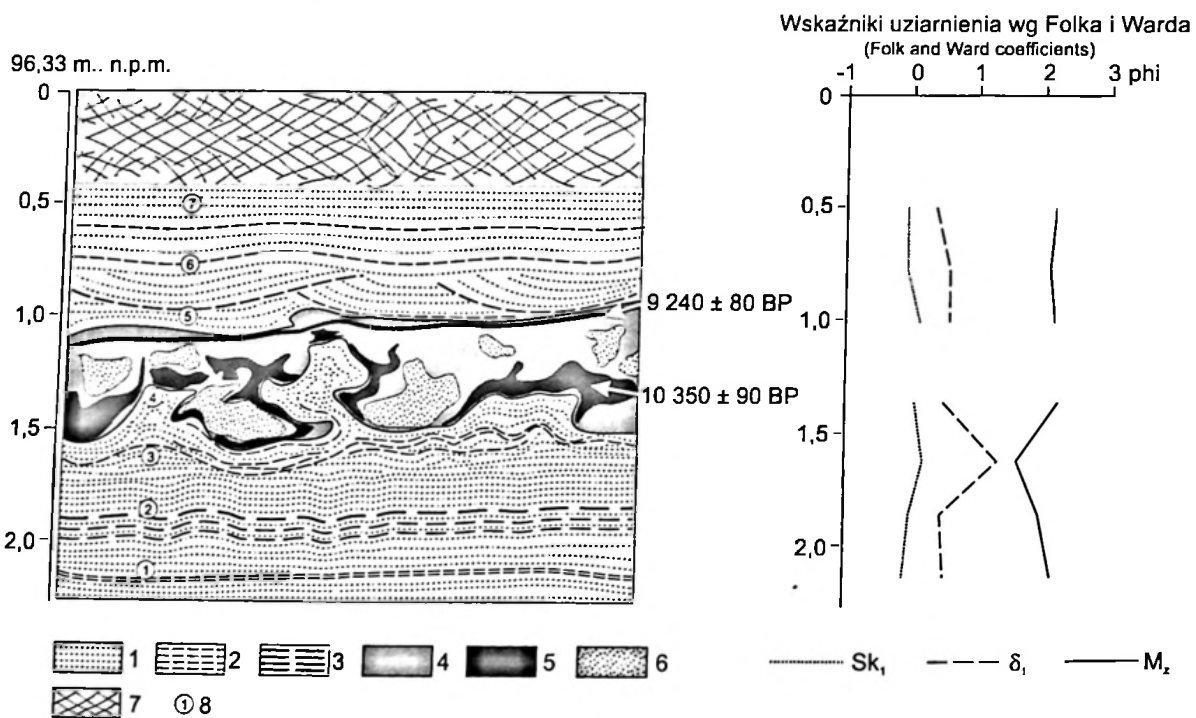
1 – sand; 2 – silt; 3 – sand with silt; 4 – organic silt; 5 – peat; 6 – soil; 7 – sampled location; 8 – subfossil trunks;  
 $Sk_1$  – skewness;  $\delta_1$  – standard deviation;  $M_z$  – grain mean size





fot. J. Petera-Zganiacz, 2006

Fot. 5. Torf z horyzontem kopalnych pni  
Peat and subfossil trunks



Rys. 4. Stanowisko C

1 – piasek; 2 – mułek; 3 – namuł organiczny; 4 – mułek organiczny; 5 – torf; 6 – piasek z mułkiem; 7 – gleba;  
8 – lokalizacja próbek; Sk<sub>1</sub> – skośność; δ<sub>1</sub> – odchylenie standardowe; M<sub>z</sub> – średnia średnica ziaren

Site C

1 – sand; 2 – silt; 3 – organic silt; 4 – organic silt; 5 – peat; 6 – sand with silt; 7 – soil; 8 – sampled location;  
Sk<sub>1</sub> – skewness; δ<sub>1</sub> – standard deviation; M<sub>z</sub> – grain mean size

Warstwa torfów wraz z horyzontem kopalnych pni traci ciągłość w miejscach, gdzie powstały rozcięcia erozyjne wypełnione piaskami grubo- i średnioziarnistymi, sięgającymi powierzchni terenu. Niejednokrotnie stwierdzane były tutaj pnie drzew, które najprawdopodobniej pochodzą z opisywanego horyzontu (Petera 2002; Petera, Forysiak 2002; Turkowska *et al.* 2002, 2004).

W spągu torfów często spotykane są struktury deformacyjne o charakterze pogrążeń w różnym stopniu wykształcenia: od łagodnych ugięć (rys. 2) poprzez struktury kieszeniowe (rys. 3), *flat-bottomed* i kropłowe (Petera 2002). W większości przypadków w deformacje zaangażowane są tylko torfy i podścielające je piaski. Zdarzają się jednak takie sytuacje, w których w deformacjach uczestniczą również osady mineralno-organiczne wieńczące torfy (fot. 5).

## WYNIKI DATOWAŃ <sup>14</sup>C

Większość datowań wykonanych zostało w Laboratorium <sup>14</sup>C przy Muzeum Archeologicznym i Etnograficznym w Łodzi, jedno w Laboratorium <sup>14</sup>C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Datowane próbki pochodzą każdorazowo ze spągu torfu. Przeprowadzone oznaczenia wieku <sup>14</sup>C torfów, w których spągu tkwią pnie, dały niejednolite wyniki (rys. 1). Większość jednak układa się w logiczny obraz. Dwie najstarsze daty (10 870±170 lat BP i 10 830±170 lat BP – stanowisko A, rys. 2) odnoszą się do stanowisk, gdzie spąg torfu znajdował się stosunkowo nisko: na rzędnej 94,5 i 94,3 m n.p.m. Nieco młodszy wynik – 10 680±90 lat BP – uzyskano ze stanowiska B, gdzie spąg torfu położony jest o około 1 m wyżej, bo na rzędnej 95,5 m n.p.m. W sąsiedztwie tego stanowiska znajdował się pień sosny zwyczajnej (oznaczenie – M. Klos), którego środkową, najstarszą część wydатовano na: 10 310±90 lat BP (rys. 3).

Stanowisko C położone jest na zachodnim skraju torfowiska. Fragmenty warstwy torfu znajdują się obecnie na rzędnej około 95 m n.p.m., ale zapewne jego pierwotne położenie było o kilkadziesiąt (20 może 30) centymetrów wyższe. Torf, wraz z osadami podścielającymi i przykrywającymi

został dość intensywnie zdeformowany, stąd brak możliwości precyzyjnego określenia położenia jego spągu. Oznaczenie wieku dało w tym przypadku wynik młodszy niż w wyżej przedstawionych przypadkach: 10 350±90 lat BP (rys. 4). Zdeformowane osady przykrywa warstewka materiału organicznego z węgielkami, która nie uczestniczy w zaburzeniach. Oznaczenie wieku tego materiału dało wynik 9 240±80 BP. Nadmienić należy, że w stanowisku C ani w jego sąsiedztwie nie stwierdzono horyzontu kopalnych pni.

Dwa wyniki datowań odbiegają znacznie od pozostałych. Jedno z nich – 10 200±430 lat BP – skonfrontowane zostało z wynikami analizy palinologicznej z tego samego stanowiska i okazało się, że data jest zbyt młoda w stosunku do obrazu palinologicznego (Forysiak *et al.* 1999). Istotny może tu być fakt, że datowanie to wykonane zostało w innym laboratorium niż większość analiz radiowęglowych. Drugi wynik (8 250±130 lat BP) jeszcze bardziej różni się od pozostałych. Być może nastąpił błąd podczas pobierania materiału do oznaczenia wieku lub błędnie zidentyfikowano serię osadową.

## PALEOGEOGRAFIA

Torfowisko z serią kopalnych pni rozwinęło się na piaszczystej powierzchni utworzonej przez piaszkodenną rzekę roztokową, funkcjonującą w górnym plenivistulianie. Różnice w rzędnej spągu (do ok. 1,5 m) oraz otrzymane daty radiowęglowe pokazują, że sedimentacja torfu nie następowała równocześnie na całym obszarze. Jedną z najstarszych dat dla spągu 10 830±170 <sup>14</sup>C BP, w powiązaniu z wynikami analizy palinologicznej, wskazuje na schyłek *allerödu* (faza sosnowa, wilgotna i chłodna) jako początek istnienia torfowiska

(Forysiak *et al.* 1999; Petera 2002; Turkowska *et al.* 2004). Daty młodsze grupują się w miejscach o wyższej wartości rzędnej torfowiska. Należy zakładać, że na początku młodszego dryasu torfowisko stanowiło już ciągłą pokrywę, a brak przewarstwień mineralnych w osadzie świadczy o pozostawaniu obszaru poza zasięgiem działalności fluwialnej. Pokrywająca torfowisko warstwa gytii jest świadectwem zmiany warunków hydrologicznych na torfowisku, polegających na wzroście poziomu wód gruntowych. Doprowadziło to do podto-

pienia i powstania, przynajmniej miejscowo, zbiorników wody stojącej, co znajduje potwierdzenie w wynikach analizy palinologicznej, wskazującej na obecność roślinności wód stagnujących oraz roślinności szuwarowej. Spektra pyłkowe dowodzą ponadto zaostżenia warunków klimatycznych w młodszym dryasie. Wilgotne środowisko analizowanego obszaru może być wyjaśnieniem dla podkreślanego w poprzednich publikacjach braku w odcinkach profili palinologicznych, uznawanych za młodszodryasowe, pyłku *Juniperus* (Turkowska *et al.* 2000). Jałowiec jest gatunkiem charakterystycznym dla otwartych przestrzeni tego okresu, ale preferuje suche siedliska, a jego pyłek rozprzestrzenia się na małe odległości (Mądeyska 1998).

Przyczyną podniesienia się poziomu wód gruntowych mogło być odbudowanie lub powstanie na nowo wieloletniej zmarzliny w młodszym dryasie. Sprzyjać temu mogła pokrywa torfowa, działająca izolująco (Washburn 1979). Nie stwierdzono w stanowiskach w Koźminie obecności szczelin kontrakcji termicznej, które dawałyby pewność co do istnienia zmarzliny, jednakże charakter

inwolucji obecnych w spągu torfu może sugerować, że ich powstanie było związane z jej obecnością. Szczególnie duże znaczenie mają tutaj struktury typu *flat-bottomed*, których dolna granica wyznaczać mogła strop zmarzliny, obejmującej podległą warstwę dobrze przepuszczalnej serii piaszczystej. Mimo kontrowersji co do wartości diagnostycznej krioturbacji, pogrążenie osadu o mniejszej gęstości (torfu) w osad o większej gęstości (piasek) musiało wymagać przesycenia wodą serii piaszczystej, a więc warunków panujących w warstwie czynnej zmarzliny (np. Vandenberghe 1988; Kasse 1999; Swanson *et al.* 1999).

Depozycja osadów piaszczysto-mułkowych facji pozakorytovej, w której początkowo znaczny udział ma materiał drobnych frakcji z udziałem materii organicznej, jest związana z ekspansją środowiska fluwialnego. Doszło do utworzenia się wielokorytowego systemu ówczesnej Warty w młodszej części młodszego dryasu a następnie jego reaktywacji w holocenie. Problem ten był przedmiotem szeregu publikacji (np. Forysiak 2005; Petera, Forysiak 2002, 2004; Turkowska *et al.* 2000, 2004).

## DYSKUSJA

Opisywane torfowisko funkcjonowało w końcu allerödu i na początku młodszego dryasu, czyli ostatnich późnowistuliańskich wahnięć klimatu. Warunki klimatyczne młodszego dryasu wyrażają się drastycznym spadkiem temperatur oraz spadkiem wilgotności. Średnia temperatura roczna obniżyła się do  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Rotnicki 1991), średnia najcieplejszego miesiąca jest szacowana na 10 do  $13\text{ }^{\circ}\text{C}$ , a najchłodniejszego na około  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Wasylikowa 1964, 1991–2001; Isarin *et al.* 1998; Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998; Renssen *et al.* 2001). Drugą wyróżniającą cechą klimatu młodszego dryasu w Polsce była suchość, szczególnie silna w pierwszej części okresu (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998; Wasylikowa 1999–2001; Renssen *et al.* 2001). Następujące w konsekwencji zmiany środowiska wynikały ze zmniejszenia parowania, rozrzedzenia szaty roślinnej i spadku ewapotranspiracji (m.in. Rotnicki 1991; Starkel 1991). Dyskusyjną kwestią jest agradacja wieloletniej zmarzliny. Dla obszaru Polski nie stwierdzono dla młodszego dryasu jednoznacznych świadectw jej obecności w postaci szczelin kontrakcji termicznej. Często przyjmuje się, że istniejące struktury sugerujące związek ze zmarzliną, związane są z sezonowym przemarzaniem gruntu (Klatkova 1996). Nie-

mniej jednak istnieją poglądy, które poprzez analogię z warunkami zrekonstruowanymi dla NW Europy, przyjmują możliwość istnienia permafrostu w postaci nieciągłej lub wyspowej (np. Kozarski 1993; Goździk 1995). W analizowanym stanowisku obecne są indykatory mogące wskazywać na choćby lokalne istnienie zmarzliny, takie jak inwolucje w spągu torfu.

Występujący na torfowisku na granicy torfu i gytii poziom powalonych drzew (na niektórych odcinkach są to tylko makroszczątki w postaci gałęzi lub części drobniejszych) rejestruje epizod obumarcia lasu, którego początki mogą sięgać okresu allerödu. Położenie poziomu z kopalnymi pniami na granicy z gytią sygnalizuje, że było to następstwem istotnej zmiany warunków wilgotnościowych. Zdarzenia tego nie należy więc wiązać z jakąkolwiek ogólnie stwierdzaną fazą zwilgotnienia klimatu, ale z warunkami lokalnymi. Ochłodzenie młodszego dryasu spowodowało podniesienie się poziomu wód gruntowych na torfowisku na skutek podniesienia się stropu lub reaktywacji wieloletniej zmarzliny. Podłoże stało się zbyt wilgotne dla przetrwania zbiorowiska leśnego.

Świadectwa zniszczenia przez pożary lasów allerödskich, obumarłych na skutek pogorszenia warunków klimatycznych w młodszym dryasie,



znane są z Holandii (za Schildem 1973). Takiemu epizodowi przyporządkowany jest również poziom węgla nad glebą wieku allerödskiego w torfowisku Całowanie (Schild 1982). Należy jednak zaznaczyć, że przykłady te odnoszą się do początków młodszego dryasu (Całowanie: daty  $10\ 820\pm 90$  BP,  $10\ 660\pm 100$  BP), a więc są bezpo-

średnim następstwem załamania klimatycznego. Wkraczanie lasu, a później jego obumieranie na torfowiskach, odzwierciedlające różne pod względem wilgotnościowym odcinki czasowe okresu atlantyckiego opisuje Kalicki (2006) z doliny Niemna.

## LITERATURA

- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 116 ss.
- 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.
- Goździk J. S., 1995 – A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biul. Perygl.*, 34: 53–72.
- Isarin R. F. B., Renssen H., Vandenberghe J., 1998 – The impact of the North Atlantic ocean on the Younger Dryas climate in north-western and central Europe. *J. Quat. Sci.*, 13: 447–453.
- Kalicki T., 2006 – Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Pr. Geogr. IGI PAN*, 204: 346 ss.
- Kasse C., 1999 – Can involutions be used as palaeotemperature indicators? *Biul. Perygl.*, 38: 95–110.
- Klatkowska H., 1996 – Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35: 45–86.
- Kozarski S., 1993 – Late Vistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72: 143–157.
- Krauzlis K., 1975 – Wpływ młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych na morfologię i budowę wewnętrzną tarasów Warty środkowej. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t. I, Mat. I Krajowego Sympozjum, Warszawa: 239–253.
- Madeyska T., 1998 – Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *St. Geol. Pol.*, 113: 137–180.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 164 ss.
- Petera J., Forysiak J., 2002 – Późnovistuliański i holocenijski system wielokorytowy w dolinie Warty. Konferencja „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym vistulianie i holocenie”, Łódź-Uniejów 25–27 września 2002: 47–58.
- Petera J., Forysiak J., 2004 – Holocenijska ewolucja systemu wielokorytowego Warty w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 88: 27–40.
- 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 ss.
- Renssen H., Isarin R. F. B., Jacob D., Podzun R., Vandenberghe J., 2001 – Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM: preliminary results. *Global and Planetary Change*, 30: 41–57.
- Rotnicki K., 1991 – Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (eds) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 431–472.
- Schild R., 1973 – Paleogeografia Nizy Europejskiego w późnym plejstocenie. *Prz. Archeol.*, 21:
- Schild R., 1982 – Stratygrafia archeologiczna wydm śródlądowych widziana z Mazowsza. *Rocz. Geoboznawcze*, 33, 3–4: 59–79.
- Starkel L., 1991 – The Vistula River Valley: a case study for Central Europe. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (eds) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 171–188.
- Swanson D., Ping Ch-L., Michaelson G. J., 1999 – Diapirism in soils due to thaw of ice-rich material near the permafrost table. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 349–367.
- 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., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2004 – A Warta River system during the Younger Dryas in the Koło Basin (Middle Poland). *Quest. Geogr.*, 23: 83–107.

- Vandenberghe J., 1988 – Cryoturbations. W: M. J. Clark (ed.) *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester: 179–198.
- Washburn A. L., 1979 – *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Fletcher and Sons Ltd. Norwich: 406 ss.
- Wasylkowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Perygl.*, 13: 261–376.
- Wasylkowa K., 1999-2001 – Przemiany roślinności jako odbicie procesów wydmotwórczych i osadniczych w młodszym dryasie i holocenie na stanowisku archeologicznym w Witowie koło Łęczycy. *Pr. Mat. Muzeum Arch. i Etnogr. w Łodzi, Ser. Arch.*, 41: 43–79.

## PALAEOGEOGRAPHICAL SIGNIFICANCE OF SUBFOSSIL TREE TRUNKS IN THE LATE VISTULIAN SEDIMENTS

### SUMMARY

**A b s t r a c t.** The article shows a geological position of continuous and wide horizon with fossil tree trunks, and also a reconstruction of the development and reasons of destruction of a forest. It has been discussed whether the forest decay was conditioned by abrupt and dramatic climatic changes at the Last Termination decline or was influenced by local factors.

**Key words:** Warta valley, fossil tree trunks, paleogeography, late Vistulian.

The study sites are located in the Koźmin outcrop of the “Adamów” open-cast mine, in the Late Vistulian terrace. In the top of the peat unit, a continuous horizon of subfossil tree (pine) trunks was found. The trunk, of a diameter even over 20 cm, have survived *in situ*. In places, a horizon contains only branches or roots (Photos 1, 2, 3). The peatbog, covered then by a forest, developed in the sandy surface accumulated by an Upper Plenivistulian braided river. Radiocarbon age estimates and palynologic examination (results of pollen analyses have been published earlier, e.g. F o r y s i a k *et al.* 1999) indicate that the peatbog started to form at the Alleröd decline. A gytija series covering the peatbog points to

a change in a hydrologic regime, consisting on a rise of the groundwater level, presumably as a result of permafrost reactivation in the Younger Dryas cooling. Presence of permafrost may be deduced at the study site by involutions (Photo 4) which bottom boundary would coincided with a permafrost table. The occurrence of a horizon with subfossil tree trunks at the peat/gytija boundary may suggest that the forest was destructed as a consequence of a ground moisture change at the cool end of the Last Termination. Similar episodes of destruction of dead Alleröd forests have been reported from the Netherlands and from the Całowanie site in Poland (S c h i l d 1973, 1982).

Małgorzata Roman  
Katedra Badań Czwartorzędu UŁ  
Łódź

## REKONSTRUKCJA KIERUNKU RUCHU ŁĄDOŁODU LOBU WISŁY W OBSZARZE POJEZIERZA KUJAWSKIEGO I KOTLINY PŁOCKIEJ

### ZARYS TREŚCI

Przedstawiono wyniki rekonstrukcji kierunków ruchu lodu w dystalnej części lobu Wisły, stanowiącego w okresie ostatniego zlodowacenia brzeżną strefę wiślanego (B3) strumienia lodowego. Kierunki ruchu łądolodu określono na podstawie wskaźników bezpośrednich, takich jak ułożenie dłuższej osi klastów w glinach lodowcowych, wergencja kompresyjnych struktur glacitektonicznych, orientacja drobnych subglacialnych struktur deformacyjnych i kinematycznych, a także ukierunkowanie rys lodowcowych na powierzchni bruku podmorenowego. Ponadto, zgodnie z metodą *M o r a w s k i e g o* (2003, 2005), odtworzono kierunki ruchu mas lodowych opierając się na analizie orientacji wklęsłych (rynien) i wypukłych (ozów) morfolineamentów polodowcowych, których układ dziedziczony jest po pierwotnym systemie spękań w lodzie. Z uzyskanych danych wynika, że ostami łądolód transgredował po strefę maksymalnego zasięgu z NNW na SSE na obszarze wysoczyzn Pojezierza Kujawskiego, natomiast na obszarze obniżenia Kotliny Płockiej przemieszczał się z NW ku SE. Kierunki lokalnego ruchu łądolodu w lobie Wisły mają rozkład wachlarzowy, charakterystyczny dla brzeżnej strefy strumienia lodowego (*ice stream terminal zone*). Na dystrybucję i kierunek lokalnego płynięcia mas lodowych w marginalnej części lobu Wisły miały wpływ morfologia terenu i litologia podłoża.

Słowa kluczowe: plejstocen, zlodowacenie wisły, kierunki ruchu łądolodu, deformacje glacitektoniczne, struktury glacydynamiczne, morfolineamenty polodowcowe, centralna Polska.

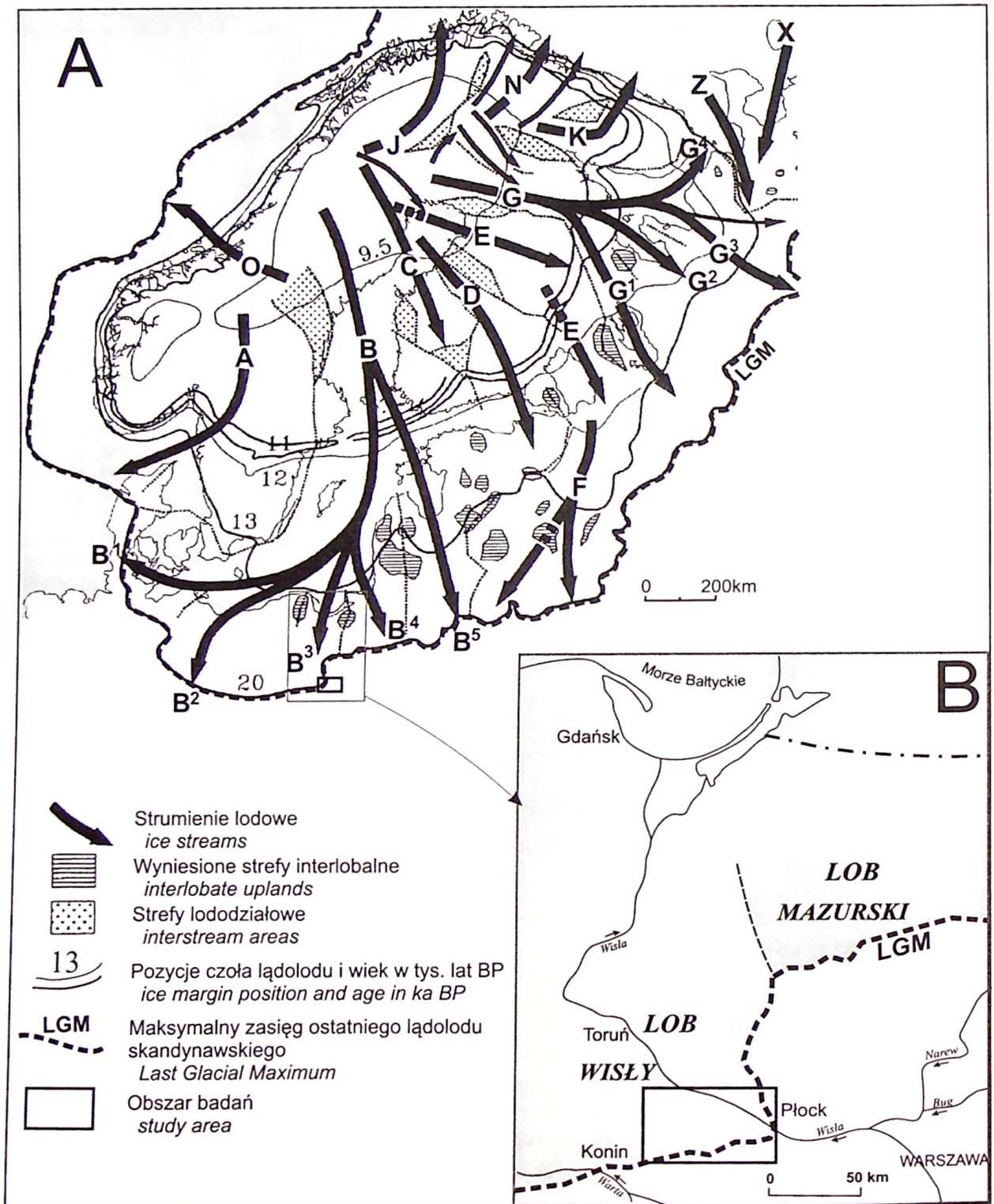
### WPROWADZENIE

W celu wyznaczenia kierunków ruchu mas lodowych w obrębie łądolodów plejstocenijskich wykorzystuje się świadectwa geologiczne i geomorfologiczne (m.in. *Ehlers, Stephan* 1979; *Hickock, Dreimanis* 1985; *Kleman* 1990; *Clark* 1993; *Marks et al.* 2003), które mogą mieć także zastosowanie dla identyfikacji dawnych strumieni lodowych (*Stokes, Clark* 1999, 2001; *Patterson* 1998; *Boulton et al.* 2001; *Lian et al.* 2003). Najbardziej wyraziste, niezawodne wskaźniki kierunku transportu lodowcowego (asymetryczne wygładzone mutony i formy *crag and tail*, rysy lodowcowe, zadziory lodowcowe) charakterystyczne są dla obszarów intensywnej egzacji litego podłoża. W obszarach akumulacji lodowcowej źródłem informacji o kierunku ruchu łądolodu są bezpośrednie wskaźniki takie jak: orientacja niektórych form lodowcowych utworzonych subglacialnie (*streamlined landforms*) – w tym drumlinów i drumlinoidów, wergencja spiętrzeń glacitektonicznych, orientacja subglacialnych struktur kinematycznych, rzadziej rys lodowcowych, a także cechy teksturalne glin lodowcowych dotyczące ukierunkowania dłuższej osi klastów (*till fabric*).

Pośrednio kierunki ruchu lodu można wyznaczyć na podstawie analizy ukierunkowanych form rzeźby wodnolodowcowej – rynien subglacialnych i ozów, a także poddając analizie skład petrograficzny osadów lodowcowych i rozpatrując rozprzestrzenienie materiału eratycznego, lub lokalnych egzotyków o znanej proveniencji.

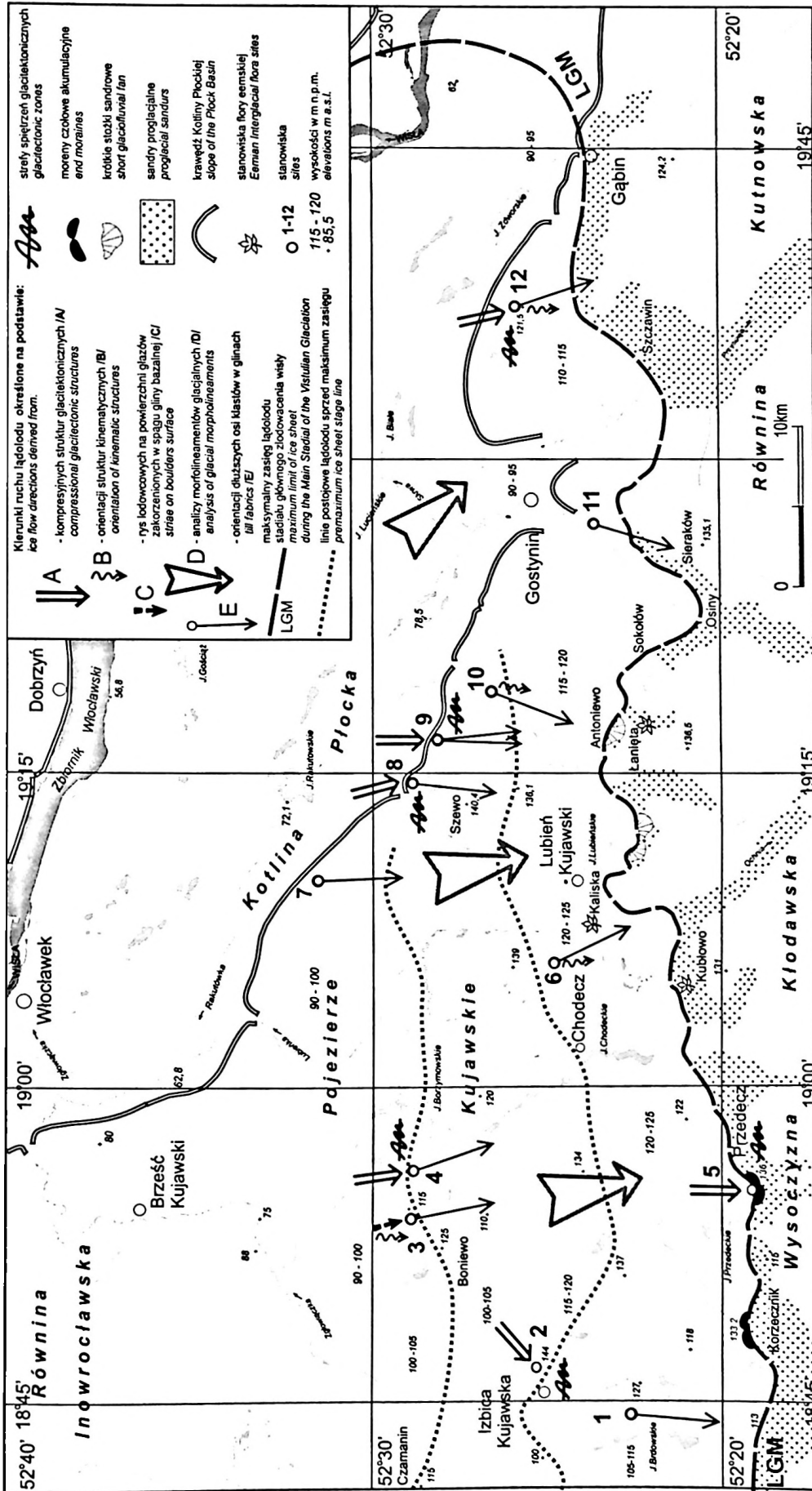
Napływ mas lodowych na obszar Polski, znajdującej się w okresie zlodowacenia wisły w peryferyjnej strefie łądolodu skandynawskiego, był metachroniczny i następował poprzez strumienie lodowe: odrzański, wiślany, mazurski, litewski (por. *Punkari* 1997; *Boulton et al.* 2001; *Marks* 2002, 2005) (rys. 1). Obszar Kotliny Płockiej i Pojezierza Kujawskiego znajdował się w dystalnej części strumienia płynącego z niecki Morza Bałtyckiego wzdłuż linii Wisły (strumień B<sup>3</sup> – *Punkari* 1997 i *Boulton et al.* 2001; V – wg *Marksa* 2005) i tworzącego w brzeżnej strefie łądolodu lob (Wisły, płocki, koniński) wysunięty ku południowi po Płock, Gąbin, Przedecz, Konin (rys. 1, 2). Na obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej autorka przeprowadziła w ostatniej dekadzie badania geologiczne, sedymentologiczne i geomorfologiczne,





Rys. 1. Główne strumienie lodowe ostatniego lądolodu skandynawskiego wg Punkari'ego (1997) – A  
Lokalizacja obszaru badań na tle lobu Wisły – B

Ice stream pattern in the Last Scandinavian Ice Sheet after Punkari (1997) – A  
Study area on the background of the Vistula Lobe – B



Rys. 2. Kierunki ruchu i pozycje czoła lodolodu stadialu głównego zlodowacenia wistulian. stanowiska: 1 – Gaj, 2 – Izbica Kujawska, 3 – Otmianowo, 4 – Paruszewice, 5 – Przedecz, 6 – Gole, 7 – Kowal, 8 – Kretki, 9 – Zawada Nowa, 10 – Piotrow, 11 – Lisica, 12 – Korzeń Królewski; LGM – maksymalny zasięg ostatniego lodolodu

Ice flow direction and ice marginal positions of the Main Stadiation Vistulian Glaciation: ice sheet



które dostarczyły nowych danych odnośnie budowy geologicznej, kształtowania rzeźby i stratygrafii tego regionu (Roman 1999, 2003, 2004a, b, 2005, 2006a; Roman, Lisicki 2000; Balwierz, Roman 2002, 2007). Obecnie kontynuowane są prace badawcze nad rekonstrukcją nasunię-

cia ostatniego lądolodu na obszar południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej między Izbicą Kujawską a Gąbinem (rys. 2), zaś sprecyzowanie kierunków napływu mas lodowych w dystalnej części lobu Wisły jest jednym z zadań realizowanych w ramach projektu MEN 2PO4E 02329.

## OBSZAR BADAŃ

Od chwili powstania koncepcji „zlodowacenia dolinowego” (Lencewicz 1922, 1927; Lewiński 1924) i nadania „wielkiej oscylacji” w Kotlinie Płockiej rangi odrębnego zlodowacenia (Lencewicz 1927, 1936), obszar Kotliny Płockiej i przyległych wysoczyzn jest kluczowym dla rozwoju myśli glacialnej dotyczącej ostatniego nasunięcia lądolodu skandynawskiego (m.in. Woldstedt 1935; Łyczewska 1960; Mojski 1960; Domosławska-Baraniecka 1965; Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978). Poglądy dotyczące liczby i wieku zdarzeń glacialnych zlodowacenia wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej zestawiała ostatnio Roman (2006b, 2007c). Generalnie poglądy te można przyporządkować dwóm schematom, które Wysota (2002) określił jako scenariusze „dolnopowiański” i „wielkopolski”. Pierwszy z nich dotyczy możliwości trzech stadialnych transgresji lądolodu we wczesnym (*Marine Isotope Stage 5d*), środkowym (*MIS 4*) i późnym vistulianie (*MIS 2*), drugi scenariusz odnosi się do wkroczenia lądolodu tylko w stadiale głównym zlodowacenia wisły (*MIS 2*), z kilkoma postojami i ponownymi nasunięciami w czasie recesji (Wysota *et al.* 2006). Badania sekwencji glin morenowych zlodowacenia wisły, prowadzone w ostatnich latach na obszarze Kujaw i w rejonie Kotliny Płockiej, potwierdziły wielkopolski scenariusz zdarzeń glacialnych zlodowacenia wisły w obszarze szeroko rozumianego lobu Wisły (Roman, Lisicki 2000; Molewski 2004; Roman 2004b, 2007c; Sokołowski 2004; Sokołowski, Bluszcz 2004; Wysota *et al.* 2004, 2006; Molewski, Wysota 2006; Wysota, Molewski 2007).

W stadiale głównym zlodowacenia wisły obszar Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej znajdował się w dystalnej części lobu lodowcowego, który dotarł najdalej na południe sięgając po linię łączącą miejscowości Korzecznik – Przedecz – Kubłowo – Kamienna – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Leśniewice – Szczawin – Gąbin (Baraniecka 1989, 1991, 1993; Roman 2003, 2006b, 2007c)

(rys. 2). Maksymalny zasięg lądolodu w lobie Wisły jedynie w rejonie Korzecznika i Przedeczy wyrażony jest w rzeźbie poprzez formy czołowomorenowe. Poza tą strefą granica ostatniego lądolodu jest słabo zaznaczona w morfologii, chociaż różnica krajobrazowa pomiędzy obszarem staro- i młodoglacjalnym jest wyraźna. Powierzchnia położonej na południu warciańskiej wysoczyzny morenowej (120–130 m n.p.m.) jest zdenudowana, porożcinana dobrze zorganizowaną siecią drenażu, w który zostały włączone niemal wszystkie zagłębienia bezodpływowe. Na obszarze tym brak jest jezior polodowcowych, natomiast w kopalnych zagłębieniach mis jeziornych (Łanięta, Kubłowo) występują osady organogeniczne bez przykrycia glinami lodowcowymi, akumulowane w interglacjale eemskim i we wczesnym vistulianie (Balwierz, Roman 2002, 2007). Odmiennosc krajobrazowa położonej na północy młodej wysoczyzny (115–125 m n.p.m.) wynika z urozmaicenia jej rzeźby licznymi zagłębieniami wytopiskowymi oraz rynnami polodowcowymi, których południowe zakończenia są jednym z wyznaczników zasięgu dawnej czaszy lodowej. Ponadto przebieg czoła lądolodu zaznaczony jest początkami wyższego (starszego) poziomu sandru zewnętrznego lub krótkimi stożkami marginalnymi (rys. 2). W okolicy Sokołowa strefę marginalną maksymalnego zasięgu lądolodu określa zespół wałowych pagórków porożdzielanych ciągami wytopisk ukierunkowanych równolegle do zarysu dawnej krawędzi lodowej. Ten zespół linijnie uporządkowanej rzeźby polodowcowej zidentyfikowano jako formy reliktove po wałach lodowo-morenowych (Roman 2003, 2004a). Na wschód od Leśniewic zasięg lądolodu wyznaczono już głównie na podstawie kryteriów geologicznych, przede wszystkim po granicy rozprzeźrzenia bazalnej gliny lodowcowej, stanowiącej odrębny pokład litostratygraficzny (Roman, Lisicki 2000) i zalegającej powyżej osadów eemskich w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965; Baraniecka 1993).

Na zapleczu maksymalnego zasięgu lobu Wisły występują dwa równoleżnikowe pasma



pagórkowatej rzeźby interpretowane dotychczas, głównie na podstawie kryteriów morfostratygraficznych, jako moreny z recesji ostatniego lądolodu (m.in. Galon 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983; Pasierbski 1984). W świetle kompleksowych badań geologicznych (Roman 2003, 2007a, b, w druku) podważono zasadność wyznaczania postojów recesyjnych lobu Wisły na liniach Pagórków Chodeckich i pasa pagórkowatej rzeźby Boniewo – Odmianowo – Paruszewice. Formy te, *de facto* utworzone zostały podczas transgresji, jako stożki glaciomarginalne w czasie krótkiego postoju lądolodu, który później te formy przekroczył, lokalnie zaburzył budujące je osady, a następnie przykrył gliną w czasie transgresji i zaniku. Pasma południowe (130–144 m n.p.m.) obejmuje strefę wzniesień od Izbicy Kujawskiej na zachodzie, przez Pagórki Chodeckie po Szewo na wschodzie, zaś niższe pasmo północne (115–125 m n.p.m.) biegnie przez Czamanin – Boniewo – Odmianowo – Paruszewice – Jez. Borzymowskie i wyraźnie kontrastuje z monotonną rzeźbą położonej na północy rozległej równiny morenowej (90–100 m n.p.m.). Powierzchnia wysoczyzny Pojezierza Kujawskiego nachyla się łagodnie ku północnemu wschodowi i przechodzi wyraźnie zarysowanym zboczem ku położonym o 15–35 m niżej poziomom pradolinnyh Kotliny Płockiej. Krawędź pradoliny ma przebieg NW–SE, zgodny z osią Kotliny Płockiej. Taki kierunek mają na ogół rynny polodowcowe na jej obszarze, zaś powierzchnię młodoglacjalnej wysoczyzny rozcina system rynien o bardziej skomplikowanym układzie, przy czym największe z nich to rynny o przebiegu N–S oraz NW–SE. Największe zróżnicowanie rzeźby, z deniwelacjami około 30 m, występuje w strefach krawędziowych rynien.

W historii glacialnej vistulianu, na obszarze południowej części Kotliny Płockiej i Pojezierza Kujawskiego, miało miejsce jedno nasunięcie lądolodu. Zdarzenie to przypadało na stadiał główny zlodowacenia wisły, około 21–18 ka BP. Zapisem sedymentologicznym bezpośredniej obecności lądolodu stadiału głównego na analizowanym obszarze jest jeden pokład gliny bazalnej oraz stowarzyszone z nim glacitektonity (Roman 2003, 2007c, w druku). Pozycja stratygraficzna gliny jest jasno określona dzięki stanowisku w Kaliskiej, w którym glina wraz z podścielającymi ją osadami glacifluwialnymi i zastoiskowymi zalega powyżej osadów jeziornych interglacjału eemskiego (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965; Baraniecka 1993). Uzyskane ostatnio wyniki datowania metodą OSL osadów piaszczystych pobranych bezpośrednio spod i z nad gliny, przeprowadzone w kilku stanowiskach (Otmianowo, Lisica, Izbica Kujawska-Pustynia, Piotrów) określiły pośrednio wiek gliny jako zawarty między 22,9(11) a 18,03(82) ka. Najmłodsza glina wykazuje indywidualne cechy makroskopowe i litopetrograficzne ułatwiające regionalne korelacje litostratygraficzne (Roman, Lisicki 2000; Roman 2003, 2004b, 2007c). W teksturze vistuliańskiej gliny bazalnej zazwyczaj zaznacza się wysokie uporządkowanie dłuższych osi klastów. W spągowych partiach gliny obecne są poziomy gładzowe z gładzami ze spłaszczoną (zlicowaną) i porysowaną górną powierzchnią oraz śladami płużenia, a także subglacialne deformacje osadów powodowane przemieszczaniem się lądolodu. Powyższe cechy wskazują na szybkie płynięcie lodu (Jørgensen, Piotrowski 2003; Lian *et al.* 2003) charakterystyczne dla przemieszczania strumienia lodowego.

## METODY

Rekonstrukcji kierunków ruchu lodu w dystrybucyjnej strefie lobu Wisły posłużyły dane uzyskane z badań geologicznych w 12 stanowiskach (Gaj, Izbica Kujawska, Otmianowo, Paruszewice, Przędecz, Gole, Kowal, Kretki, Zawada Nowa, Piotrów, Lisica, Korzeń Królewski), a także analiza orientacji linearnych form polodowcowych (morfolineamentów polodowcowych). Materiał dokumentacyjny zgromadzony w trakcie badań terenowych prowadzonych w latach 2002–2007, pozwolił na zestawienie danych kierunkowych, dotyczących ruchu lądolodu, w ujęciu kartograficznym (rys. 2). Na szkicach zaznaczono numerami stanowiska, w któ-

rych przeprowadzono kompleksowe badania litofacialne osadów, analizę strukturalną deformacji glacitektonicznych i/lub pomiary dłuższej osi klastów w glinach lodowcowych. Szczegółowe opracowania wyników badań geologicznych większości stanowisk były już wcześniej prezentowane (Roman 2003, 2004b, 2007a, b, w druku; Roman, Lisicki 2000).

Lokalne kierunki ruchu lądolodu odtworzono na podstawie wskaźników bezpośrednich: wergencji kompresyjnych struktur glacitektonicznych, orientacji struktur kinematycznych utworzonych pod poruszającym się lodem, a także kierunku rys

lodowcowych zachowanych na górnych powierzchniach głazów płużonych w podszwie łądolodu. Ponadto oparto się na badaniach cech teksturalnych polegających na analizie orientacji dłuższej osi klastów w bazalnych glinach lodowcowych (*till fabric*). Mierzono azymut i nachylenie osi 50 klastów o długości 2–7 cm i stosunku osi  $a:b \geq 3:2$ . Wyniki pomiarów orientacji dłuższej osi klastów w glinach lodowcowych zestawiono w postaci diagramów sporządzonych na siatce równopowierzchniowej normalnej Schmidta. Dla każdego zestawu danych określono dominujący kierunek orientacji  $V_1$  (*eigenvector*) podając jego azymut i nachylenie w stopniach, oraz wartości  $S_1$  i  $S_3$  (*eigenvalues*) (Mark 1973; Woodcock, Naylor 1983).

Rekonstrukcję kierunków ruchu łądolodu na podstawie analizy orientacji morfolineamentów glacialnych wykonano według metody zaproponowanej przez Morawskiego (2003, 2005), przy czym przeprowadzono ją odrębnie dla obszaru Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. Pomierzono azymuty linearnych form polodowcowych wkle-

ślach (rynnny subglacialne) i wypukłych (ozy), przyjmując za jednostkę pomiaru odcinek formy o długości 2 km. Podstawą do przeprowadzenia rekonstrukcji kierunku ruchu łądolodu było stwierdzenie prawidłowości w układzie morfolineamentów (rynien i ozów) po przeprowadzeniu analizy statystycznej oraz założenie, że układ ten jest odziedziczony po dawnej sieci spękań i szczelin w łądolodzie złożonej z systemu ścięciowego i ekstensyjnego. Pierwotne spękania powstały w warunkach poziomego ściskania wywołanego ruchem lodu, w wyniku naprężeń stycznych w jednoosiowym stanie napięcia. Na podstawie układu morfolineamentów i zgodnie z zasadami interpretacji mechanicznej uskoków (Jaroszewski 1980), można było dokonać rekonstrukcji kierunku działania głównego naprężenia, utożsamianego z kierunkiem ruchu łądolodu.

Przy opracowaniu diagramów kierunkowych oraz danych z pomiarów strukturalnych wykorzystano program StereoNet Version 3.0.

## WSKAŹNIKI KIERUNKU RUCHU ŁADOŁODU

### Deformacje glacitektoniczne

Deformacje glacitektoniczne związane z nasunięciem ostatniego łądolodu stwierdzono w stanowiskach Zawada Nowa, Kretki (Roman w druku), Paruszewice (Roman 2007a), Izbica Kujawska (Roman 2007b), a także w Przedeczy i Korzeniu Królewskim. W zaburzeniach biorą udział osady zalegające bezpośrednio pod vistuliańską gliną lodowcową (z wyjątkiem Przedeczy, gdzie glina nie występuje), przy czym zasięg wglębny deformacji wynosi od 2 do 6 m. Jedynie w Paruszewicach nie udało się ustalić głębokości, do której występują deformacje glacitektoniczne, wiadomo jednak, że sięgają co najmniej do 7 m. Generalnie wyróżniono dwa typy zaburzeń glacitektonicznych: deformacje kompresyjne spowodowane tangencjalnym naciskiem czoła transgredującego łądolodu (*proglacial glaciotectionic deformations*) oraz deformacje utworzone pod stopą poruszającego się łądolodu (*subglacial glaciotectionic deformations*) (Hart 1990, 1995; Hart, Boulton 1991). Wyrazem pierwszej grupy zaburzeń są mezostruktury kompresyjne (o wielkości kilku metrów) w postaci fałdów (fot. 1) i nasunięć, połogie powierzchnie ścięcia oraz mniejsze (do 1,5 m) uskoki odwrócone, tworzące lokalnie wiązki o imbrykacyjnie ułożonych powierzchniach uskokowych (fot. 2). Do dru-

giej grupy należą drobne (kilku-, kilkudziesięciocentymetrowe) struktury wleczeniowe (fot. 3) i laminacja tektoniczna w subglacialnej warstwie deformacyjnej, a także subhoryzontalne ścięcia (fot. 4). W Kretkach, Zawadzie Nowej i Paruszewicach udokumentowano progresywną sekwencję deformacji glacitektonicznych (por. Hart, Boulton 1991; Van der Wateren 1995), wyrażoną poprzez nałożenie subglacialnych deformacji tensyjnych, utworzonych pod przemieszczającym się łądolodem, na kompresyjne struktury proglaialnych spiętrzeń glacitektonicznych. W Izbicy, Korzeniu Królewskim i Przedeczy odślaniają się jedynie deformacje kompresyjne. Rekonstrukcję kierunku głównego nacisku glacitektonicznego wykonano na podstawie analizy struktur kompresyjnych, zgodnie z zasadami interpretacji mechanicznej uskoków (Jaroszewski 1980) oraz przyjmując za Rotnickim (1974, 1976) założenie, że rozciągłość zaburzeń glacitektonicznych jest zgodna z przebiegiem krawędzi łądolodu, a ich wergencja z kierunkiem transgresji. Analiza spiętrzeń glacitektonicznych pozwoliła na precyzyjne wyznaczenie lokalnych kierunków zaburzającego ruchu łądolodu. Uzyskane z rekonstrukcji dane wskazały na oddziaływanie nacisków subhoryzontalnych z NW/NNW ku SE/SSE (Paruszewice, Kretki, Korzeń Królewski), z N ku S (Przedecz, Zawada Nowa) oraz z NE

ku SW (Izbica Kujawska) (rys. 2). Za tak wyznaczonym zwrotem transportu glaciektonicznego, identyfikowanym z lokalnym kierunkiem ruchu lądolodu, przemawia również orientacja i wergencja drobnych struktur glaciektonicznych utworzonych w warunkach ścinania prostego w subglacialnej warstwie deformacyjnej: fałdków wleczeniowych (*reverse drag folds*) w Zawadzie Nowej (fot. 3), subhoryzontalnych ścięć w Paruszewicach (fot. 4) i Kretkach. Prezentowane obecnie zestawienie (rys. 2) jest graficznym podsumowaniem wyników. Szczegółowe analizy strukturalne deformacji z odtworzeniem kierunku transportu glaciektonicznego zamieszczono we wcześniejszych artykułach (Roman 2007a, b, w druku).

### Struktury kinematyczne

Struktury kinematyczne obejmują drobne deformacje w glinach (struktury wewnętrzne) i na kontakcie glin z podłożem (struktury zewnętrzne), odzwierciedlające kierunek działania sił deformacyjnych stopy przemieszczającego się lądolodu (Ehlers, Stephan 1979; Van der Wateren 1999; Van der Wateren *et al.* 2000).

Diagnostyczne struktury kierunkowe związane z aktywnym lodem stwierdzono w stanowiskach Otmianowo, Piotrów, Gole i Korzeń Królewski. Tego typu elementy kierunkowe występują w strefie kontaktu gliny lodowcowej z podścielającymi ją piaszczystymi, bądź piaszczysto-zwirowymi osadami. Kontakt gliny i osadów podłoża jest z reguły ostry, o charakterze dynamicznym. W Otmianowie stwierdzono ślady płużenia (*ploughing marks*), odzwierciedlone jako wypełnienie bruzdy powstałej w cieniu płużonego głazu i przebiegającej zgodnie z kierunkiem ruchu lodu. Na spągowej powierzchni gliny obserwowano drobniejsze (do kilku cm) struktury w postaci żeber (*ribs*) i bruzd (*furrows*) (Ehlers, Stephan 1979), utworzone w wyniku rozorania stropu powierzchni podłoża przez rumosz bazalny. Osie tych struktur są do siebie równoległe i biegną w azymucie 160–165°, zgodnie z lokalnym kierunkiem ruchu lądolodu określonym innymi metodami (rys. 2).

W Korzeniu Królewskim na granicy masywnej gliny bazalnej i piaszczystych osadów podłoża stwierdzono występowanie klinów gliniastych (*wedges*) towarzyszących drobnym subhoryzontalnym powierzchniom ścięcia. Płaszczyzny ścięć są nachylone ku północy (13 i 18°), a ich biegi zbliżone są do kierunku równoleżnikowego (azymuty 75 i 80°). Struktury klinów rozciągają się zgodnie z powierzchnią ścięcia, prostopadle do ruchu lodu, zaś obserwowane w przekroju poprzecznym skierowane są szpicem gliniastego klina w stronę prze-

ciwną do ruchu lądolodu. Odczytany na tej podstawie kierunek przemieszczania lodu (azymut 165°) jest niemal zgodny z wynikiem uzyskanym z analizy kompresyjnych struktur glaciektonicznych (uskoków odwróconych), występujących w osadach podglinowych w południowej części odkrywki w Korzeniu Królewskim (por. rys. 2).

W Golach i Piotrowie struktury kinematyczne występują w spągowej partii gliny lodowcowej odkładanej subglacialnie w warunkach ścinania powodowanego ruchem lodu. Struktury te wykształcone są w postaci drobnych soczewek i spłaszczonych fałdków utworzonych z drobnoziarnistych piasków inkorporowanych z bezpośredniego podłoża i rozwleczonych zgodnie z kierunkiem przemieszczania się lądolodu (fot. 5, 6). Na podstawie pomiarów orientacji i wergencji tego typu struktur w Golach (11 pomiarów) określono, że ruch lądolodu odbywał się z N/NNW ku S/SSE, natomiast w Piotrowie (5 pomiarów) z NNE ku SSW (rys. 2). W stanowisku w Piotrowie zbliżony kierunek ruchu lądolodu został odczytany na podstawie analizy orientacji dłuższej osi klastów w masywnej glinie bazalnej (rys. 2, 3).

### Rysy lodowcowe

W osadach glacialnych ostatniego zlodowacenia, w większości stanowisk badawczych obserwowano ślady abrazji lodowcowej na materiale eratycznym. W glinach spotykano głazy w kształcie pocisku (*bullet-shaped stones*), a także eratyki z wypłaszczonymi powierzchniami i śladami rys lodowcowych. Tego typu cechy są jedynie wskaźnikiem transportu klastów w środowisku glacialnym, w strefie bazalnej lądolodu bogatej w materiał okruchowy. W szczególnych przypadkach, gdy materiał eratyczny znalazł się w stopie lądolodu, mógł być płużony, osadzony i stanowić podłożę poddawane egzaracji podeszwy lądolodu. Rysy powstałe w takiej sytuacji na zlicowanych górnych powierzchniach zakorzenionych głazów, są dobrym wskaźnikiem kierunku przemieszczania mas lodowych (Krüger 1979; Hicock 1991).

W Otmianowie, w spągu bazalnej gliny występuje poziom głazowy. Głazy zorientowane są tępym, odlodowym końcem (*lee end*) zgodnie z kierunkiem ruchu lądolodu (fot. 7), często mają zlicowaną (*faceted*) górną powierzchnię, a niektórym głazom towarzyszą struktury płużenia i struktury dziobowe. W dwóch przypadkach na powierzchniach zlicowania stwierdzono delikatne rysy lodowcowe. Rysy tworzą jeden równoległy zespół zorientowany NNW–SSE. Zmierzone azymuty rys lodowcowych: 155° i 165°, dobrze korespondują z ukierunkowaniem dłuższych osi klastów w glinie i orientacją struktur kinematycznych w tym stanowisku (rys. 2).





*fol. Małgorzata Roman, 2007*

- Fot. 1. P r e d e c z. Zaburzone osady moreny czołowej z maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Fald obalony utworzony w wyniku proglacialnej kompresji działającej w azymucie  $3^\circ$  z północy ku południowi  
 Oa – powierzchnia osiowa antykliny. W prawym górnym rogu: diagram orientacji struktur glaciotektonicznych. Strzałka pokazuje lokalny kierunek piętrzącego ruchu lądolodu
- Deformed sediments of the Last Glacial Maximum end moraine. Overturned fold formed in result of proglacial compression at  $3^\circ$  from North to South  
 Oa – axial surface of the anticline. Orientation diagram of the glaciotectionic structures (right upper corner). Arrow indicates local direction of the glaciotectionic compression



*fol. Małgorzata Roman, 2006*

- Fot. 2. P a r u s z e w i c e. Zaburzenia glaciotektoniczne w morenie spiętrzonej z transgresji lądolodu ostatniego zlodowacenia. Uskoki odwrócone tworzą wiązki o imbrykacyjnie ułożonych powierzchniach uskokowych zorientowanych równoleżnikowo i upadach skierowanych ku północy. Uskoki odpowiadają kompresji w azymucie  $170^\circ$  działającej z północy ku południowi. Z takim kierunkiem kompresji związane było także powstanie subhoryzontalnego nasunięcia (260/15N). Diagram orientacji struktur glaciotektonicznych (lewy dolny róg). Strzałka pokazuje lokalny kierunek piętrzącego ruchu lodu

Glaciotectionic deformations in push moraine of the Last Glacial ice sheet transgression  
 Reverse faults generate an imbrication set. Shear planes are parallelly oriented and dip to the North. Both, faults and the subhorizontal overthrust (260/15N) resulted from proglacial compression acting from North to South in an azimuth of  $170^\circ$ . Orientation diagram of the glaciotectionic structures (left lower corner) Arrow indicates local direction of the glaciotectionic compression



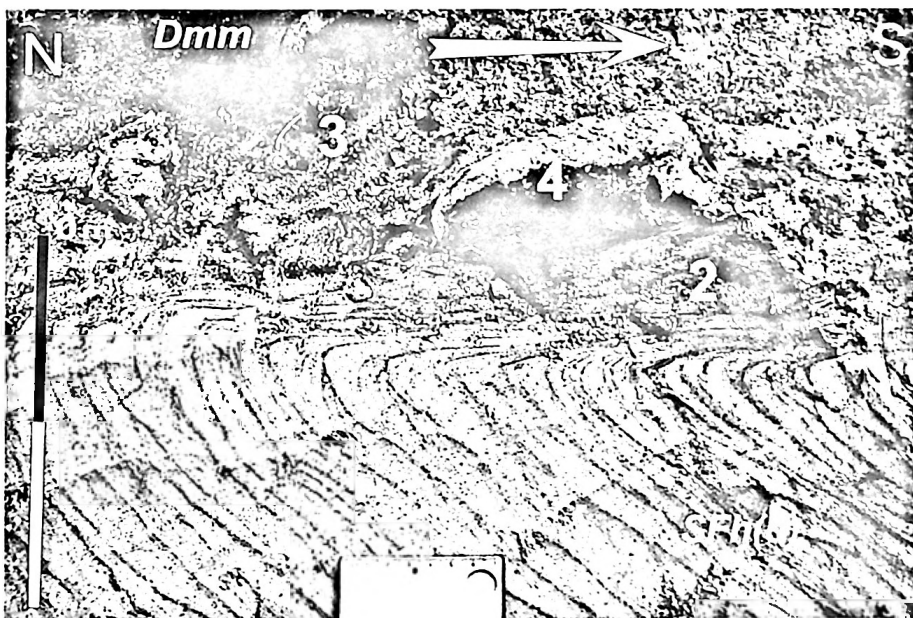
fol. Małgorzata Roman, 2007

Fot. 3. P a r u s z e w i c e. Drobne subglacialne struktury glaciotektoniczne w postaci subhoryzontalnych ścięć w osadach podścielających glinę lodowcową

Płaszczyzny ścięć nachylone są ku północy (10–15°), a ich biegi są zbliżone do kierunku równoleżnikowego. W bezpośrednim sąsiedztwie płaszczyzn uskokowych widoczne są podgięcia warstw będące przejawem wstępnego wleczenia. *Dmm* – diamikton masywny; *Sp* – piaski o płaskim warstwowaniu przekątnym. Czarne strzałki pokazują kierunek ścinania, biała strzałka oznacza kierunek ruchu lądolodu

Small subglacial glaciotectionic structures featured as subhorizontal shear planes in the till substratum

Parallel shear planes dip to the North (10–15°). Fine reverse drag folds follow the shear planes. *Dmm* – massive diamicton; *Sp* – planar cross-bedded sands. Black arrows indicate shear direction, white arrow points the ice flow direction



fol. Małgorzata Roman, 2003

Fot. 4. Z a w a d a N o w a. Subglacialne struktury deformacyjne w spągu gliny lodowcowej.

1 – fałdki wleczeniowe utworzone pod aktywnym lodem; 2 – laminacja tektoniczna w subglacialnej warstwie deformacyjnej; 3 – homogeniczna glina deformacyjna o wysokim stopniu uporządkowaniu klastów; 4 – głaz typu *stoss-and-lee* zorientowany zgodnie z kierunkiem ruchu lodu; *SFh(d)* – mulkowate piski laminowane horyzontalnie, zaburzone; *Dmm* – diamikton masywny. Strzałka wskazuje kierunek ruchu lodu

Subglacial glaciotectionic structures on the base of till

1 – drag folds formed beneath active ice; 2 – tectonic lamination in the subglacial deforming bed; 3 – homogenous deformation till with high fabric orientation; 4 – stoss-and-lee shaped stone oriented accordingly. *SFh(d)* – horizontally laminated silty sands, deformed; *Dmm* – massive diamicton. The arrow points the ice flow direction



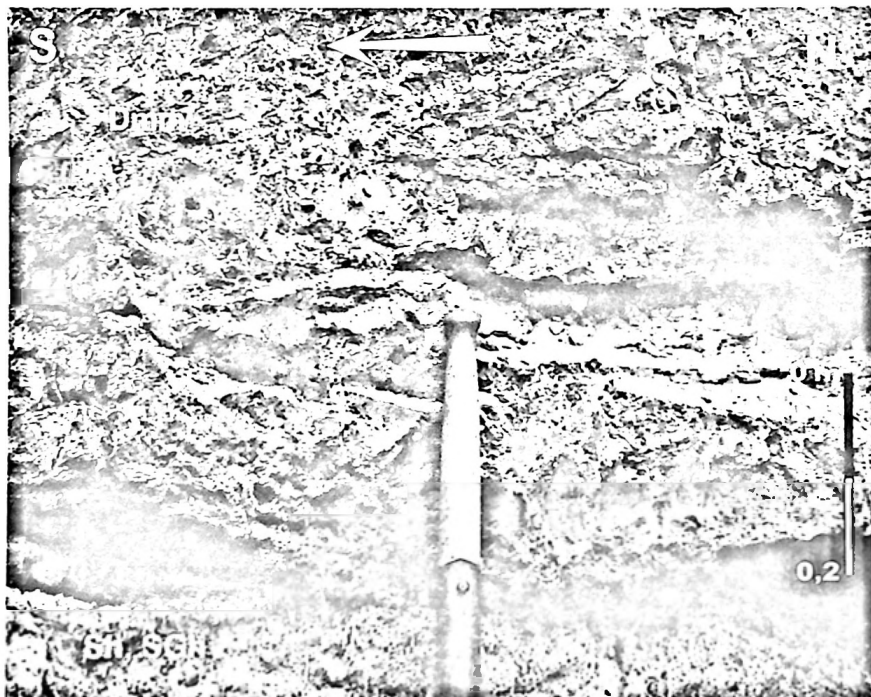
*fol. Małgorzata Roman, 2006*

Fot. 5. G o l e. Zaburzenia osadów występujące na granicy gliny z podłożem, odzwierciedlające kierunek działania sił deformacyjnych stopy przemieszczającego się lądolodu. Inkorporowane z podłoża osady drobnoziarniste zostały rozwleczone zgodnie z kierunkiem ruchu lodu (biała strzałka)

*Dmm* – diamikton masywny; *Sh, SFh* – piaski i piaski mulkowane o laminacji horyzontalnej

Deformations on the till contact with substratum reflecting direction of deformation force in the base of the moving ice sheet. Fine grained sediments incorporated from substrata have been dragged consistently with ice flow direction (white arrow)

*Dmm* – massive diamicton; *Sh, SFh* – horizontally laminated sands and silty sands. The arrow points the ice flow direction



*fol. Małgorzata Roman, 2003*

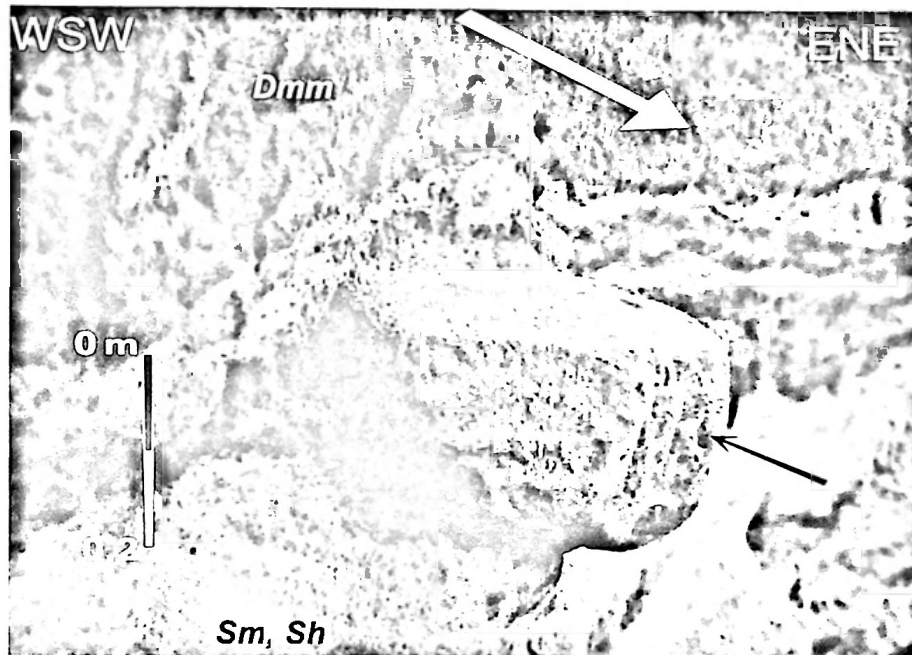
Fot. 6. P i o t r ó w. Soczewki i fałdki utworzone z osadów inkorporowanych z podłoża występujące w dolnej partii gliny lodowcowej. Wergencja fałdków jest zgodna z kierunkiem ruchu lodu

*Dmm* – diamikton masywny; *Sh, SGh* – piaski i piaski żwirowate o warstwowaniu horyzontalnym. Strzałka wskazuje kierunek ruchu lodu

Deformed sand lenses and folds on the base of the Vistulian till has been incorporated from underlying bed. Folds vergence is consistent with ice flow direction

*Dmm* – massive diamicton; *Sh, SGh* – horizontally bedded sands and gravelly sands





fot. Małgorzata Roman, 2007

Fot. 7. O t m i a n o w o. Głaz ze zlicowaną i porysowaną górną powierzchnią występujący pod gliną lodowcową. Kierunek ruchu lodu (biała strzałka) wyznaczony został z orientacji rys lodowcowych na powierzchni głazu, tępy koniec głazu (wskazany czarną strzałką) wskazuje na zwrot tego ruchu

*Dmm* – diamikton masywny; *Sm, Sh* – piaski masywne i o warstwowaniu horyzontalnym

Stone faceted and striated on top. Lee end of the stone (black arrow) is oriented consistently with alignment of stone surface striae and ice flow direction (white arrow)

*Dmm* – massive diamicton; *Sm, Sh* – massive and horizontally bedded sands

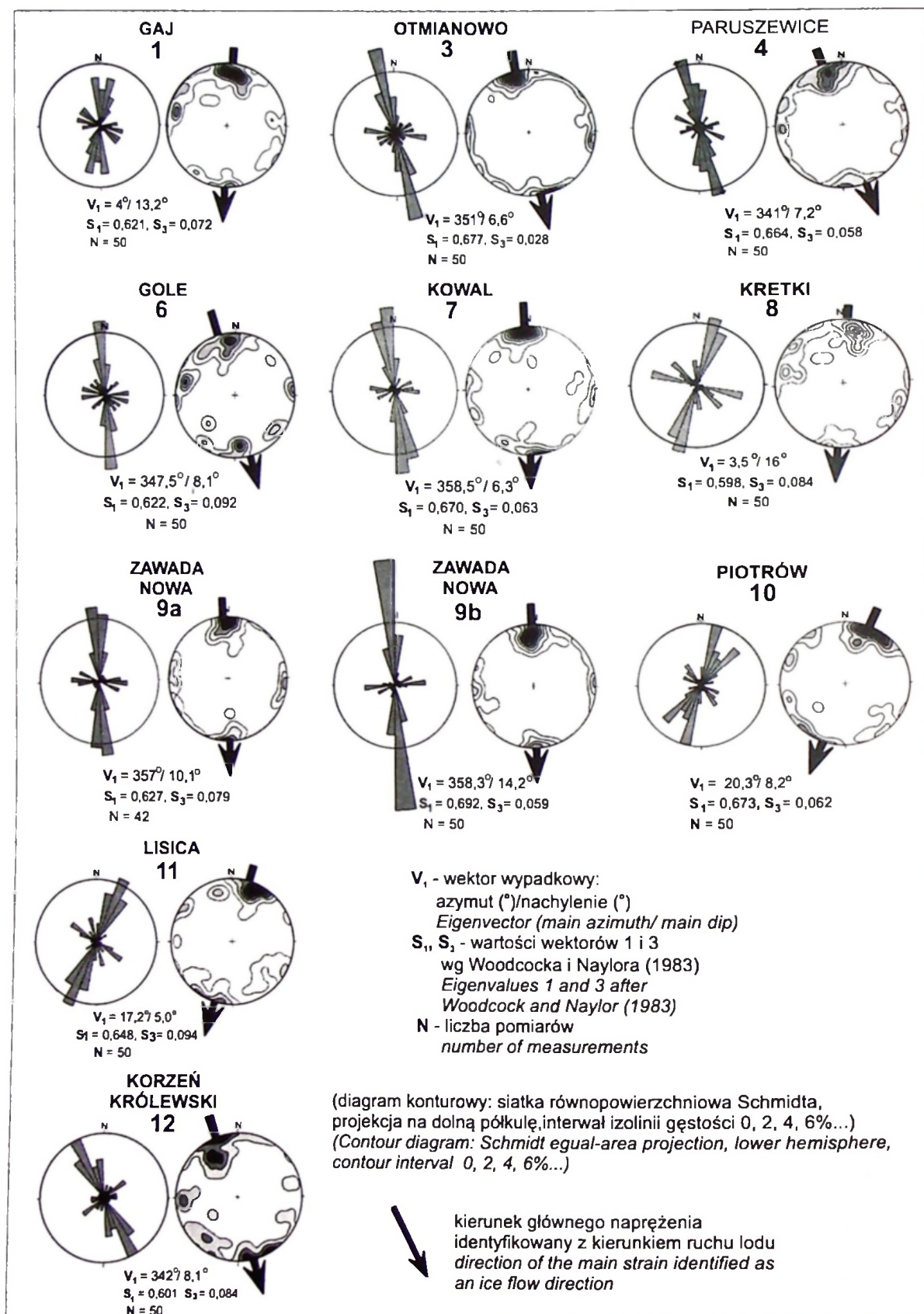
### Orientacja dłuższej osi klastów w glinach lodowcowych

Badania orientacji dłuższej osi klastów przeprowadzono w glinach bazalnych wykształconych jako masywne diamiktony o rozproszonym szkieletie ziarnowym, na głębokości poniżej 1 m od powierzchni terenu. Pomiarów wykonano w 10 stanowiskach (rys. 3). Ponadto dla rozpatrzenia regionalnego obrazu ukierunkowania *fabric* nawiązano do badań orientacji dłuższej osi klastów w najmłodszej glinie lodowcowej wykonanych przez Skompskiego (1969) dla wschodniej części Kotliny Płockiej (rys. 4).

Interpretacja wyników orientacji dłuższej osi klastów w glinach może zmierzać do określenia litofacji gliny, służyć rozróżnieniom litostratygraficznym, bądź też odtworzeniu lokalnych kierunków transportu lodowego i dynamiki lądolodu (m.in. Krüger 1970; Ehlers, Stephan 1983; Dowdeswell, Sharp 1986; Ehlers 1990; Klatkova 1992). W przypadku stwierdzenia w glinach wysokiego ukierunkowania dłuższej osi klastów, posługiwanie się tym kryterium w celu określania lokalnego kierunku ruchu lądolodu jest powszechnie stosowane, choć powinno być weryfikowane innymi metodami.

Uzyskane z 10 stanowisk wyniki wskazują na silne uporządkowanie klastów w glinie lodowcowej zlodowacenia wisły (rys. 3). Jest to wyrażone wysoką wartością natężenia orientacji  $S_1$  w granicach 0,692–0,598 i niskimi wartościami  $S_3$  (0,028–0,094). Znaczna dyspersja dominującego kierunku orientacji  $V_1$  w zakresie od NNW–SSE do NE–SW (rys. 3) wynika z faktu położenia obszaru w brzeżnej w strefie lobu Wisły i generalnego zorientowania klastów zgodnie z głównym wektorem naprężeń w lodzie, natomiast prostopadle do zarysu krawędzi lądolodu. Przestrzenny rozkład kierunków przybiera zatem charakter wachlarzowy. Cecha ta jest dobrze wyrażona po uwzględnieniu wyników orientacji *till fabric* wykonanych przez Skompskiego (1969) (rys. 4).

W większości stanowisk badawczych kierunek ruchu lądolodu wyznaczony na podstawie orientacji dłuższej osi klastów w glinie lodowcowej został zweryfikowany także innymi metodami opartymi na analizie wskaźników bezpośrednich. W Gaju, Kowalu i Lisicy pomiary orientacji klastów w glinie były jedyną możliwą do zastosowania tym w celu metodą. Stwierdzono generalną zbieżność kierunku transportu lodowego wynikającego z orientacji klastów w glinie z kierunkami wyznaczonymi na podstawie wergencji kompresyjnych



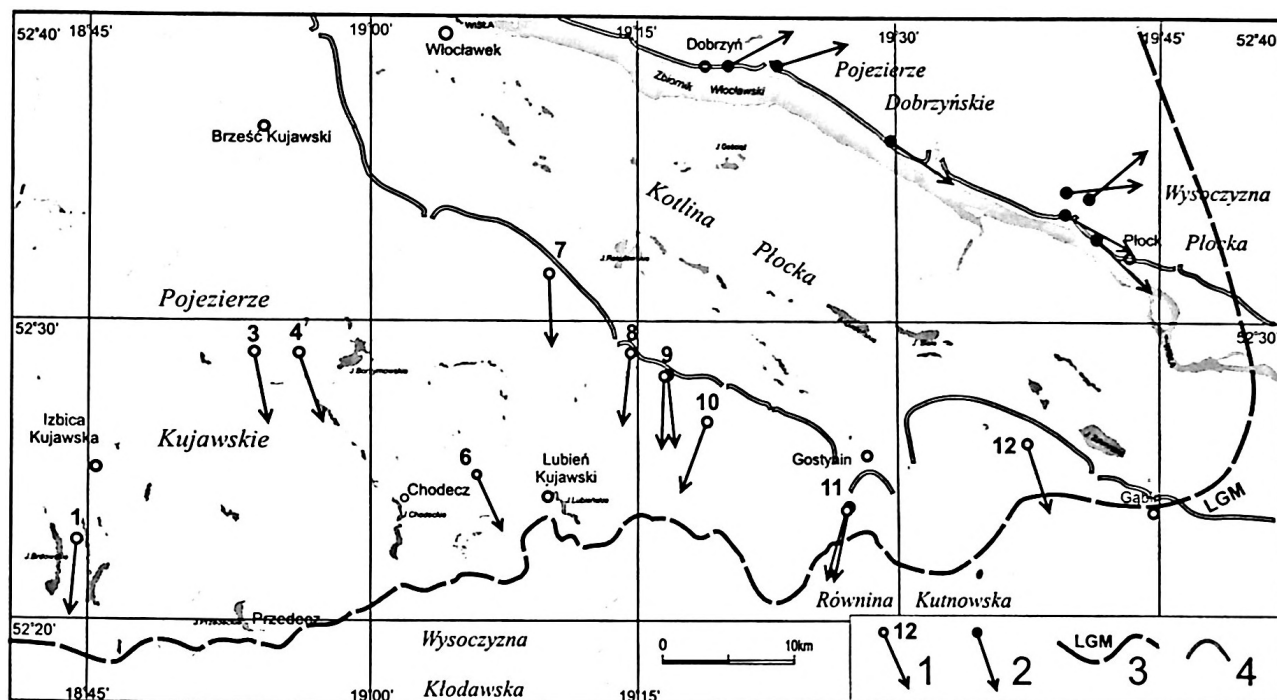
Rys. 3. Diagramy orientacji dłuższych osi klastów w glinie bazalnej zlodowacenia wistulskiego  
 numery stanowisk jak na rys. 2

Stereonet plots of the till fabric of the Vistulian Glaciation basal till

site numbers see Fig. 2

struktur glacitektonicznych oraz orientacji drobnych struktur kinematycznych i rys lodowcowych na powierzchni głazów. Największe rozbieżności

w określeniu azymutu przemieszczania mas lodowych, wynoszące około 25°, odnotowano w stanowisku Kretki (rys. 2).



Rys. 4. Kierunki ruchu lodu w dystalnej części lobu Wisły określone na podstawie orientacji dłuższych osi klastów w glinie lodowcowej

1 – wg autorki; 2 – wg S k o m p s k i e g o (1969); 3 – maksymalny zasięg ostatniego lądolodu; 4 – krawędzie Kotliny Płockiej

Ice movement directions in the terminal part of the Vistula Lobe derived from till fabrics

1 – after author; 2 – after S k o m p s k i (1969); 3 – Last Glacial Maximum; 4 – slope of the Plock Basin

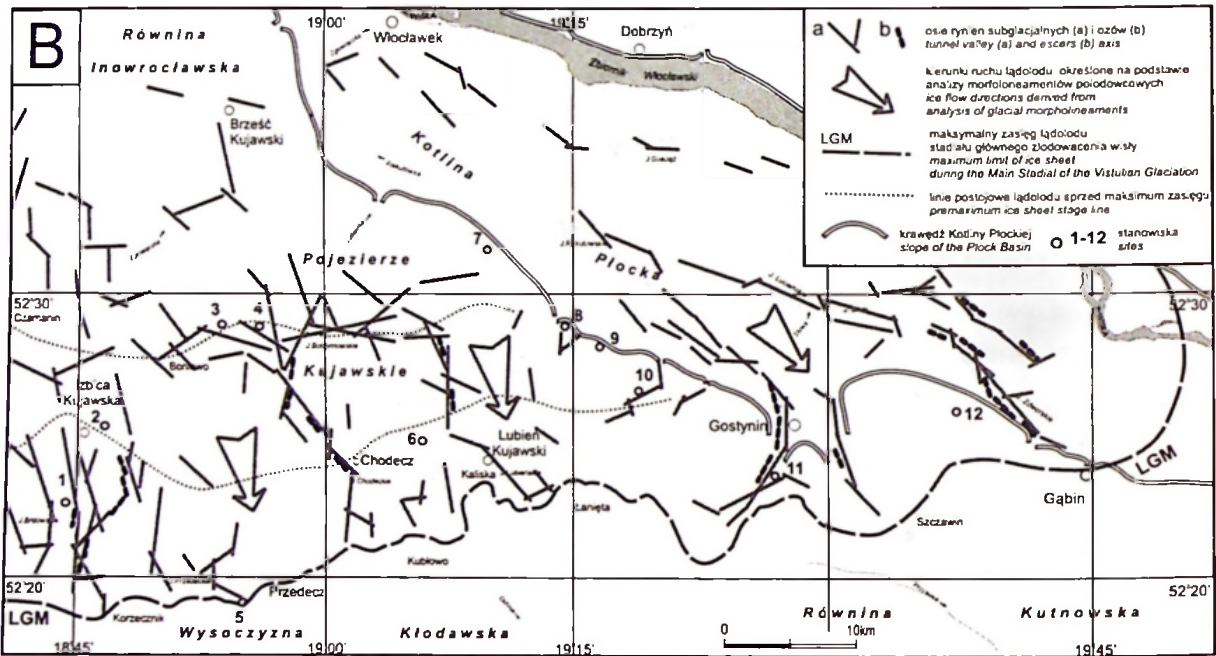
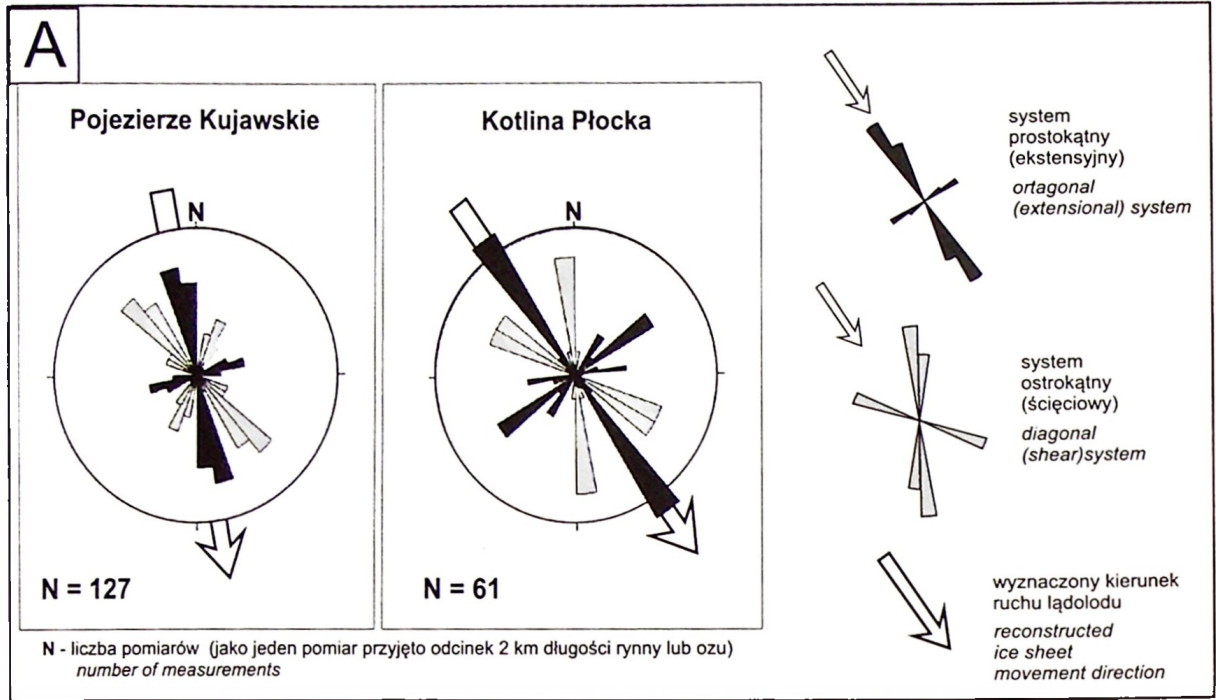
### Morfolineamenty polodowcowe

Pomiary orientacji morfolineamentów (ryni i ozów) z obszaru Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej, poddano obróbce statystycznej i zestawiono w postaci symetrycznych diagramów rozetowych, obejmujących dane z całego analizowanego terenu oraz oddzielnie dla każdego z regionów. Dopiero po rozdzieleniu danych, uzyskany syntetyczny obraz przebiegu form linearnych, ujawnił wyraźne uporządkowanie orientacji form w dwa systemy: prostokątny (ekstensyjny), złożony z 2 komplementarnych zespołów: podłużnego i poprzecznego, krzyżujących się pod kątem prostym i ostrokątny (ścięciowy), złożony z 2 komplementarnych zespołów przecinających się pod kątem ostrym (rys. 5). Odczytany na podstawie ich orientacji kierunek działania głównego naprężenia (kierunek ruchu lądolodu) jest zgodny z zespołem podłużnym w systemie prostokątnym oraz z wypadkową kąta ostrego w systemie ścięciowym (por. Morawski 2003, 2005). Określony na podstawie

analizy liniowych form polodowcowych wypadkowy kierunek ruchu lądolodu miał miejsce z NNW na SSE w obszarze Pojezierza Kujawskiego, natomiast w obszarze obniżenia Kotliny Płockiej z NW na SE (rys. 2, 5). Uzyskane wyniki są generalnie zgodne z rezultatami badań nad kierunkiem ruchu lądolodu opartymi na metodach bezpośrednich.

Morfolineamenty polodowcowe (rynny, ozy) na analizowanym obszarze tworzą prosty układ, odwzorowany przez jeden zespół ścięciowy (kompresyjny) i jeden zespół ekstensyjny. Taki czytelny system glacialnych form liniowych kojarzony jest z jedną generacją spękań w lodzie, związaną z jednokrotnym nasunięciem lądolodu (por. Morawski 2005). Może to być zarazem geomorfologiczna przesłanka potwierdzająca wcześniejsze wnioski oparte na badaniach geologicznych stwierdzające, że na obszarze południowej części Kotliny Płockiej i Pojezierza Kujawskiego w wistulianie miało miejsce jedno nasunięcie lądolodu (Baraniecka 1989, 1993; Roman 1999, 2003, 2006b, 2007c).





Rys. 5. Diagramy orientacji morfolineamentów polodowcowych dla obszaru Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej z wypadkowym kierunkiem ruchu lądolodu (A) oraz rozprzestrzenieniem rynien subglacialnych i ozów (B)

Diagrams of glacial morpholineaments orientations for the Kujawy Lakeland and the Plock Basin (B) areas, with the resultant direction of ice movement (A) and distribution of tunnel valleys and eskers (B)

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Lokalny kierunek ruchu lądolodu określony został w 12 stanowiskach badawczych przy zastosowaniu kilku metod opartych na wskaźnikach bezpośrednich, co dało możliwość punktowej weryfikacji wyników. Z przestrzennego zestawienia odczytanych kierunków otrzymano syntetyczny obraz przemieszczania mas lodowych w dystalnej części

lobu Wisły na obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. Obraz ten porównano z wynikami rekonstrukcji kierunku ruchu lądolodu opartej na metodzie pośredniej, tj. na analizie orientacji morfolineamentów polodowcowych (rys. 2).

W poszczególnych stanowiskach badawczych na ogół wyraźna jest zbieżność kierunku ru-

chu lądolodu określonego na podstawie orientacji dłuższej osi klastów w glinach z kierunkiem wyznaczonym na podstawie wergencji spiętrzeń glacitektonicznych i orientacji drobnych subglacialnych struktur deformacyjnych. Wyjątkiem jest stanowisko w Kretkach, w którym różnica w określeniu azymutów przemieszczania mas lodowych na podstawie *till fabric* i wergencji kompresyjnych struktur glacitektonicznych sięga 25°. Rozbieżność ta wynikać może z faktu, iż ukierunkowanie klastów w glinie determinowane było polem naprężeń występujących w lodzie, podczas gdy struktury kompresyjne w Kretkach są efektem tangencjalnego nacisku lądolodu napierającego na krawędź previstuliańskiego obniżenia Kotliny Płockiej, która miała przebieg skośny do generalnego kierunku transgresji. W tym przypadku topografia przedpola, a także zmiana litologii podłoża, na które wkraczał lądolód mogły mieć wpływ na charakter i orientację proglacialnych struktur kompresyjnych (por. Roman w druku). Przypuszczalnie również w Izbiicy Kujawskiej (rys. 2), na przebieg deformacji kompresyjnych związanych z nasunięciem ostatniego lądolodu, miała wpływ rzeźba przedpola i lokalna przeszkoda w postaci łuku morenowego zlodowaceń środkowopolskich (por. Roman 2007b).

Kierunki lokalnego ruchu lądolodu wyznaczone na podstawie orientacji rys lodowcowych (Otmianowo) oraz ukierunkowania drobnych struktur kinematycznych występujących w glinie i na kontakcie glin z osadami podłoża (Otmianowo, Piotrów, Korzeń Królewski), ściśle nawiązują do wyników otrzymanych z analizy orientacji dłuższych osi klastów w glinie lodowcowej, jak również z wergencji spiętrzeń glacitektonicznych (Korzeń Królewski) (rys. 2).

Wyznaczone w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej lokalne kierunki transportu lodowego mają rozkład wachlarzowy i są generalnie skierowane poprzecznie do lobowego zarysu krawędzi lądolodu (rys. 2, 4). Prawidłowość ta jest najslabiej wyrażona w strefie występowania kopalnej krawędzi obniżenia Kotliny Płockiej (Kretki, Piotrów, Lisica). W zlokalizowanych w tej strefie stanowiskach występują także największe różnice w odczytach kierunku ruchu lądolodu, dokonanego na podstawie różnych wskaźników bezpośrednich (np. Kretki). Można przypuszczać, że topografia podłoża miała wpływ na dynamikę i dystrybucję mas lodowych w brzeżnej strefie lobu Wisły.

Generalny rozkład kierunków ruchu lądolodu określonych na podstawie wskaźników bezpośred-

nich jest zgodny z rezultatami rekonstrukcji opartej na analizie orientacji morfolineamentów polodowcowych (rys. 2, 5).

Wynikowy obraz przemieszczania mas lodowych w marginalnej części lobu Wisły (rys. 2) ma szereg niedostatków wynikających z nierównomiernego rozkładu punktów badawczych, bądź braku, w niektórych stanowiskach, możliwości zastosowania więcej niż jednej metody dla określenia kierunku transportu lodowego. Jest to robocza synteza zmierzająca do szerszej rekonstrukcji paleogeograficznej, która w zamyśle autorki ma być uzupełniona danymi z obszaru wschodniej części Kotliny Płockiej.

Wyniki badań nad rekonstrukcją kierunku ruchu lądolodu w dystalnej części strumienia lodowego Wisły umożliwiają sformułowanie kilku wniosków.

1. Identyfikacja kierunku ruchu lodu w obszarze akumulacji lodowcowej powinna być dokonana na podstawie kilku dających się weryfikować metod opartych na wskaźnikach bezpośrednich.
2. Metoda rekonstrukcji kierunku ruchu lądolodu oparta na analizie orientacji morfolineamentów polodowcowych (rynien i ozów), zaproponowana przez Morawskiego (2003, 2005), daje dobre rezultaty odnośnie regionalnej dystrybucji mas lodowych, pod warunkiem, że analizę tę przeprowadza się odrębnie dla każdego obszaru o zdecydowanie różnej morfostrukturze.
3. Z analizy kompresyjnych struktur glacitektonicznych, a także elementów kierunkowych (teksturalnych i strukturalnych) w glinach i na kontakcie glin z podłożem oraz rys lodowcowych wynika, że ostatni lądolód transgredował po strefę maksymalnego zasięgu z NNW na SSE na obszarze wysoczyzn Pojezierza Kujawskiego i z NW ku SE na obszarze obniżenia Kotliny Płockiej. Podobne wyniki, odnośnie przemieszczania się mas lodowych, uzyskano na podstawie rekonstrukcji kierunków ruchu lądolodu opartej na analizie orientacji morfolineamentów polodowcowych.
4. Kierunki lokalnego ruchu lądolodu w lobie Wisły mają rozkład wachlarzowy, charakterystyczny dla brzeżnej strefy strumienia lodowego (*ice stream terminal zone*) (Stokes, Clark 2001).
5. Na dystrybucję i kierunek lokalnego płynięcia mas lodowych w marginalnej części lobu Wisły miały wpływ morfologia terenu i litologia podłoża.

*Praca finansowana ze środków na naukę na lata 2005–2008 w ramach projektu badawczego nr 2P04E 02329.*

## LITERATURA

- Balwierz Z., Roman M., 2002 – A new Eemian Interglacial and Early Vistulian site at Lanięta, Central Poland. *Geol. Quart.*, 46, 2: 207-217.
- Balwierz Z., Roman M., 2007 – Stanowisko interglacjału eemskiego w strefie maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu skandynawskiego na SE Kujawach. XIV Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Ciechocinek, 3-7 września 2007 r.: 123-124.
- Baraniecka M. D., 1989 – Zasięg lądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach. *St. Mat. Ocean.*, 56, *Geol. Morza*, 4: 131-135.
- Baraniecka M. D., 1991 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., Skompski S., 1978 – Mapa geologiczna w skali 1:200 000, ark. Płock, wyd. A i B. Wyd. Geol., Warszawa.
- Boulton G. S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2001 – Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 591-625.
- Clark C. D., 1993 – Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surfaces and Landforms*, 18: 1-29.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1965 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 85-106.
- Dowdeswell J. A., Sharp M. J., 1986 – Characterisation of pebble fabrics in modern terrestrial glacial sediments. *Sedimentology*, 33: 699-710.
- Ehlers J., 1990 – Reconstructing the dynamics of the North-West European Pleistocene ice sheets. *Quat. Sci. Rev.*, 9: 71-83.
- Ehlers J., Stephan H.-J., 1979 – Forms at the base of till strata as indicators of the ice movement. *J. Glaciol.*, 22 (87): 345-356.
- Ehlers J., Stephan H.-J., 1983 – Till fabric and ice movement. W: J. Ehlers (ed.) *Glacial deposits in North-West Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam: 267-274.
- Galon R., 1961 – General Quaternary problems of North Poland. Vth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion “From the Baltic to the Tatras”, 1, North Poland. Łódź: 9-53.
- Galon R., Roszkówna L., 1961 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski w świetle analizy form marginalnych lądolodu. *Prz. Geogr.*, 33, 3: 347-364.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 18-38.
- Hart J. K., 1990 – Proglacial glaciotectionic deformation and the origin of the Cromer Ridge push moraine complex, North Norfolk, England. *Boreas*, 19: 165-180.
- Hart J. K., 1995 – Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography*, 19: 173-191.
- Hart J. K., Boulton G. S., 1991 – The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 335-350.
- Hicock S. R., 1991 – On subglacial stone pavements in till. *J. Geol.*, 99: 607-619.
- Hicock S. R., Dreimanis A., 1985 – Glaciotectionic structures as useful ice-movement indicator in glacial deposit: four Canadian case studies. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 339-346.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1965 – Flora interglacjału eemskiego z Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 107-118.
- Jaroszewski W., 1980 – Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa: 360 ss.
- Jørgensen F., Piotrowski J. A., 2003 – Signature of the Baltic Ice Stream of Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas*, 32: 242-255.
- Klatkowska H., 1992 – Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facyjnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 39-80.
- Kleman J., 1990 – On the use of glacial striae for reconstruction of paleo-ice sheet flow pattern – with application to the Scandinavian ice sheet. *Geogr. Anh.*, 72 A: 217-236.
- Krüger J., 1970 – Till fabric in relation to direction of ice movement. *Geogr. Tidsskr.*, 69: 133-170.
- Krüger J., 1979 – Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas*, 8: 323-340.
- Lencewicz S., 1922 – Nowe moreny czołowe na Niziu Polskim. *Prz. Geogr.*, 1: 108-114.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, 2: 66-226.
- Lencewicz S., 1936 – Mapa geologiczna Kotliny Płockiej 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lewiński J., 1924 – Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2: 497-549.
- Lian O. B., Hicock S. R., Dreimanis A., 2003 – Laurentide and Cordilleran fast ice flow: some evidence from Wisconsin subglacial till and its substrate. *Boreas*, 32: 102-113.



- Lyczevska J., 1960 – Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150: 245-255.
- Mark D.M., 1973 – Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Bull. Geol. Soc. America*, 84: 1367-1374.
- Marks L., 2002 – Last Glacial Maximum in Poland. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 103-110.
- Marks L., 2005 – Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Prz. Geol.*, 53, 10/2: 988-993.
- Marks L., Guobyste R., Kalm V., Pavlovskaya I. E., Rattas M., Stephan H.-J., Zelčs V., Gogołek W., Bielecki T., Kocyła J., 2003 – Map of Weichselian directional ice flow features of Central and Eastern Europe. XVI<sup>th</sup> INQUA Intern. Congress, Book of Abstracts, Durban: 118.
- Moj ski J. E., 1960 – Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. *Kwart. Geol.*, 4, 4: 1025-1039.
- Molewski P., 2004 – Geneza i środowiska depozycji gliny zlodowacenia wisły w Mielnicy, Kujawy W. W: W. Wysota (red.) Gliny morenowe: typy genetyczne i środowiska depozycji. Toruń: 63-70.
- Molewski P., Wysota W., 2006 – Litostratygrafia osadów neoplejstocenu w zbczu doliny Wisły w Nieszawie – kontrowersje i nowe dane. W: A. Olszewski, K. Chutkowski (red.) Drogami wędrówek i badań Profesora Rajmunda Galona. Przew. sesji terenowych 55 Zjazdu PTG. Toruń: 240-244.
- Morawski W., 2003 – Reconstruction of ice-sheet movement from the orientation of linear glacial landforms and glaciotectionic deformations near Kronowo (western Mazury, Poland). *Geol. Quart.*, 47, 4: 339-356.
- Morawski W., 2005 – Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland. *Geol. Quart.*, 49, 4: 403-416.
- Niewiarowski W., 1983 – Postglacialne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. *Prz. Geogr.*, 55, 1: 13-31.
- Pasierbski M., 1984 – Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. Rozprawy UMK, Toruń: 170 ss.
- Patterson C. J., 1998 – Laurentide glacial landscapes: the role of ice streams. *Geology*, 26, 7: 643-646.
- Punkari M., 1997 – Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 741-753.
- Roman M., 1999 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gostynin wraz z objaśnieniami. Centralne Archiwum Geologiczne Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Roman M., 2003 – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: 154 ss.
- Roman M., 2004a – Formy reliktowe po wałach lodowomorenowych lądolodu zlodowacenia Wisły na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej. *Pr. Geogr. IGI PZ PAN*, 200: 321-341.
- Roman M., 2004b – Kompleksy glacygeniczne z Lisicy (południowa część Kotliny Płockiej) w świetle badań litofacjalnych i petrograficznych. *Prz. Geol.*, 52, 5: 437-438.
- Roman M., 2005 – Wpływ podłoża czwartorzędu na rzeźbę okolic Gostynina w Kotlinie Płockiej. W: A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.) Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19-22 września 2005: 403-409.
- Roman M., 2006a – Rola tektoniki solnej w kształtowaniu pokrywy kenozoicznej i rzeźby południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego. W: P. Czubla, W. Mizerski (red.) Geologia regionu łódzkiego i obszarów sąsiednich. Wyd. UŁ, Łódź: 47-58.
- Roman M., 2006b – Strefy marginalne lądolodu zlodowacenia wisły na obszarze południowo-wschodnich Kujaw, rewizja poglądów. *Dok. Geogr. IGI PZ PAN*, 32: 251-255.
- Roman M., 2007a – Morena spiętrzona z transgresji lądolodu stadiału głównego zlodowacenia Wisły w Paruszewicach na Pojezierzu Kujawskim. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 3-7 września, Ciechocinek: 209-217.
- Roman M., 2007b – Morfogenezę wału morenowego w Izbicy Kujawskiej w południowej części Pojezierza Kujawskiego. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 3-7 września, Ciechocinek: 223-228.
- Roman M., 2007c – Zasięg i formy glacygeniczne lobu Wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 3-7 września, Ciechocinek: 23-31.
- Roman M., w druku – Zaburzenia glacytektoniczne osadów vistuliańskich na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej i znaczenie ich analizy dla rekonstrukcji paleogeograficznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*
- Roman M., Lisiecki S., 2000 – Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacygenicznych z Lisicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 73-88.
- Roszek L., 1968 – Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. IGI PZ PAN*, 74: 65-100.
- Rotnicki K., 1974 – Ogólne podstawy teoretyczne powstawania deformacji glacytektonicznych. W: Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacytektonicznie Ziemi Lubuskiej. Zielona Góra: 41-59.
- Rotnicki K., 1976 – The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Quaest. Geogr.*, 3: 103-139.
- Skompski S., 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 175-258.
- Sokołowski R., 2004 – Litostratygrafia i procesy deopzycji osadów glacygenicznych zlodowacenia wisły w kamieniołomie Wapienno k/Inowrocławia.

- W: W. Wysota (red.) Gliny morenowe: typy genetyczne i środowiska depozycji. Toruń: 18-28.
- Sokołowski R., Bluszcz A., 2004 – Litho- and chronostratigraphy of Late Quaternary deposits in Wapienno quarry, NW Poland. 8<sup>th</sup> Intern. Conference "Methods of Absolute Chronology" – book of abstracts, 17-19 May 2004, Ustroń, Poland: 135-137.
- Stokes C. R., Clark C. D., 1999 – Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Ann. Glaciol.*, 28, 67-75.
- Stokes C. R., Clark C. D., 2001 – Palaeo-ice streams. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1437-1457.
- Van der Wateren F. M., 1995 – Processes of glaciotectionism. W: J. Menzies (ed.) *Glacial Environments, I: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford: 309-335.
- Van der Wateren F. M., 1999 – Structural geology and sedimentology of the Heiligenhafen till section, Northern Germany. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 1625-1639.
- Van der Wateren F. M., Kluiving S. J., Bartek L. R., 2000 – Kinematic indicators of subglacial shearing. W: A.J. Maltman, B. Hubbard, M.J. Hambrey (eds) *Deformation of glacial materials*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 176: 259-278.
- Woldstedt P., 1935 – Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000. Preuss Geol. L.-A.
- Woodcock N. H., Naylor M. A., 1983 – Randomness testing in three-dimensional orientation data. *J. Structural Geol.*, 5, 5: 539-548.
- Wysota W., 2002 – Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. UMCS, Toruń: 145 ss.
- Wysota W., Molewski P., 2007 – Ostatni lądolód skandynawski w łobie Wisły – kontrowersje i nowe spojrzenie. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, 3-7 września, Ciechocinek: 13-22.
- Wysota W., Molewski P., Sokołowski R. J., Szmańda J., 2004 – Sekwencja glin morenowych zlodowacenia wisły w Nieszawie, NE Kujawy. W: W. Wysota (red.) *Gliny morenowe: typy genetyczne i środowiska depozycji*. Toruń: 11-17.
- Wysota W., Piotrowski J. A., Murray A. S., 2006 – Wiek i zasięg lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia wisły w Polsce. W: A. Kostrzewski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego Polski Północno-Zachodniej*. Forum Geografów Polskich, 20-21 marca 2006, Poznań: 23-25.

## RECONSTRUCTION OF ICE FLOW DIRECTIONS OF THE VISTULA ICE SHEET LOBE IN THE KUJAWY LAKELAND AND THE PŁOCK BASIN AREA

### SUMMARY

**Abstract.** Results of studies on the ice flow directions in the distal part of one major Vistulian ice stream (B3) south of the Baltic Sea, the Vistula Lobe have been presented. The ice flow pattern was mainly derived from direct features, such as till fabric, vergence of compression glaciotectionic structures, orientation of active ice subglacial deformations, and striations on boulder pavement. Reconstruction of ice movement directions based on orientation analysis of both the negative (tunnel valleys) and positive (eskers) glacial morpholineaments inherited after the original joint net in the ice body was also applied by using the *Morawski* (2003, 2005) technique. Collected directional data suggest that the general ice flow during transgression up to the Last Glacial Maximum has progressed from NNW to SSE in the moraine uplands of the Kujawy Lakeland and from NW to SE in the Płock Basin area. Spatial distribution of the local ice flow directions indicates a fan structure of ice expanding in the Vistula Lobe, characteristic for the ice stream terminal zone. Distribution and local direction of the ice flow in the distal part of the Vistula Lobe have been partly controlled by substratum topography and lithology.

**Key words:** Pleistocene, Vistulian Glaciation, ice flow directions, glaciotectionic deformations, glaciodynamic structures, glacial morpholineaments, central Poland.

The investigation area is located at the periphery of the Last Scandinavian Ice Sheet and represents the terminal part of the major land-based Baltic Ice Stream, **B<sup>3</sup>** of *Punkari* (1997) **V** of *Mark* (2005) (Fig. 1). Study results on the ice movement directions and ice flow pattern in the distal part of the Vistula Lobe, the Kujawy Lakeland and the Płock Basin area have been presented (fig. 2).

Sedimentological investigations, and particularly lithofacies and till fabric analyses, along with structural examinations of deformation structures have been carried out at 12 exposures. Results have

been referred to previous detailed geological mapping and geomorphological studies of the Kujawy Lakeland and the Płock Basin areas carried out by the author in the last decade. The ice flow pattern was mainly derived from direct features, such as till fabric (Figs 3, 4), vergence of compression glaciotectionic structures (Fig. 2; Photos 1, 2), direction of active ice subglacial deformations (Photos 3,4), orientation of kinematic structures (Photos 5, 6), and striations on the boulder pavement (Photos 7). Investigation on the ice flow direction as based on direct evidence has been conducted in 12 sites: Gaj, Izbica Kujawska,

Otmianowo, Paruszewice, Przedecz, Gole, Kowal, Kretki, Zawada Nowa, Piotrów, Lisica, Korzeń Królewski (Fig. 2). For their majority it was possible to use more than one method to determine local ice flow directions and individual site results were verified.

Reconstruction of regional ice movement directions based on analysis of the orientation of glacial morpholineaments (linear glacial landforms) was also applied by using the *M o r a w s k i* (2003, 2005) technique. Statistical orientation analysis of both the negative (tunnel valleys) and positive (eskers) morpholineaments was performed separately for each region – the Kujawy Lakeland and the Płock Basin (Fig. 5). The data obtained indicate that lineaments form an ordered network related to the joint net in the ice body developed due to stress inducted by horizontal compression/extension provoked by the ice movement. Thus, the spatial orientation of glacial morpholineaments, whose orientation was inherited after the original joint net in the ice sheet, allows a reconstruction of the direction of horizontal stress i.e. the direction of the ice movement (Fig. 5).

The orientation measurements summarized in Fig. 2 show that almost within each site all the indicators of the ice movement direction support each

other. The most significant divergence of the ice flow azimuth derived from compression proglacial glaciectonic structures and till fabric, attain ca 25° and have been noted in sites localized in the zone of the buried slope run of the Middle Polish Glaciation morainic plateau. A general ice flow pattern derived from geological and sedimentological evidence has been proved as concordant with the orientation analysis of glacial morpholineaments.

Collected directional data suggest that the general ice flow during transgression up to the Last Glacial Maximum has progressed from NNW to SSE in the moraine uplands of the Kujawy Lakeland and from NW to SE in the Płock Basin area. Spatial distribution of the local ice flow directions, in particular well-marked by till fabrics (Fig. 4), indicates a fan structure of ice expanding in the Vistula Lobe, characteristic for the ice stream terminal zone (*S t o - k e s, C l a r k* 2001). Distribution and local direction of the ice flow in the distal part of the Vistula Lobe have been partly controlled by the substratum topography and lithology.

Identification of the ice flow pattern is essential for further palaeogeographical reconstruction and better understanding of the ice sheet dynamics in the Vistula Lobe during the last glaciation.



Krzyszyna Turkowska  
Katedra Badań Czwartorzędu UE  
Łódź

## RZEŻBA I STRUKTURA WYPEŁNIEŃ DOLIN GÓRNEJ MROGI I MROŻYCY JAKO ŚWIADECTWO POŁODOWCOWYCH ETAPÓW EWOLUCJI MIĘDZYRZECZA

### ZARYS TREŚCI

Przypomniano badania geomorfologiczne i paleogeograficzne prowadzone od początku lat pięćdziesiątych w dorzeczu górnej Mrogi, których wyniki nie zostały uwzględnione w interpretacji rzeźby obszaru wokół torfowiska Żabieniec. Podkreślono małą rozległość międzyrzecza Mrogi i Mrożycy oraz scharakteryzowano rzeźbę kolejnych jego fragmentów, przypisanych do poziomu smardzewskiego (lokalne poziomy: Henrykowa i Żabieńca) oraz strykowskiego strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Stwierdzono, że obecna rzeźba wysoczyzny na poziomie smardzewskim ma charakter degradacyjny, a na poziomie strykowskim degradacyjno-akumulacyjny. Formy, nawet zbudowane z osadów glacialnych i/lub wodnolodowcowych, są poligeniczne i rozwijają się przez cały okres polodowcowy. Etapy rozwoju rzeźby wysoczyznowej mogą być szacowane poprzez korelację z etapami rozwoju rzeźby dolin rzecznych, do których nawiązują dna suchych dolin, biorących początek w martwych dolinach glacialnych, których fragmenty zachowały się w strefie wododziałowej. Zwrócono uwagę, że głównym elementem rzeźby dolinnej jest plenivistuliański poziom wysoki, a w strukturze wypełnienia dolin, serie środkowo- i górnoplenivistuliańskie stanowią podstawowy, a często jedyny składnik. Osady stanowią tylko fragmentaryczny zapis procesów vistuliańskich, również w dolinach. W całym dorzeczu górnej Mrogi, z wyjątkiem obszarów bezodpływowych, etapom najwyższej dynamiki procesów w okresie polodowcowym odpowiadają współczesne oraz kopalne powierzchnie denudacyjne i erozyjne.

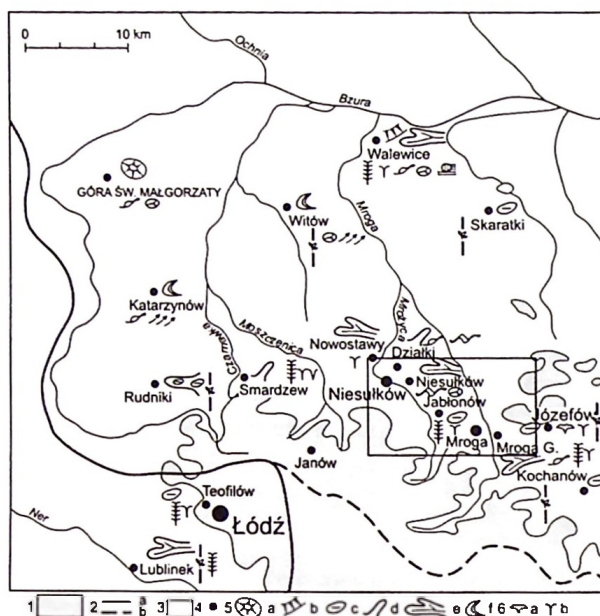
Słowa kluczowe: środkowa Polska, region łódzki, vistulian, stratygrafia (klimato- i litostratygrafia), zróżnicowanie środowiskowe kopalnej strefy peryglacialnej.

### WPROWADZENIE

Położone w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej dorzecze górnej Mrogi należy do obszarów, w których szczegółowe badania geomorfologiczne i paleogeograficzne były prowadzone od początku istnienia geomorfologicznego ośrodka łódzkiego (por. Turkowska 2006 – aneks 1, 2). Wybrane stanowiska, dokumentujące plejstoceny, kopalne środowisko peryglacialne zaznaczono na szkicu (rys. 1).

Już na przełomie lat czterdziestych i pięćdziesiątych XX wieku teren został skartowany geologicznie i geomorfologicznie. Podczas tych wstępnych prac rozpoznano osady i struktury peryglacialne, następnie szczegółowo badane w myśl zasad geomorfologii dynamicznej (Dylik 1958). Wyniki w dolinie Mrożycy były prezentowane w ramach podłódzkiej trasy VI Kongresu INQUA, w stanowiskach Działki Niesułkowskie, Nowostawy, Niesułków i Jabłonów (Dylik 1961). Odkrywką w Niesułkowie „przy drodze do Woli Cyrusowej” (spiętrzona glacictektonicznie seria wodnolodowcowa) po-

zwoliła również na badania glacialne – wytyczenie przebiegu czoła tak zwanego poziomu strykowskiego (Klatkowska 1961, 1965, 1996). Pojawienie się w dolinie Mrożycy w latach 1995–1999 rozległego odslonięcia kilkaset metrów w dół rzeki, w Niesułkowie „przy młynie”, umożliwiło analizę pełnego profilu osadów wypełnienia doliny vistuliańskiej i jej środkowoplejstoceny podłoża (Turkowska 1996, 1999a, b). Profil, charakterystyczny dla vistuliańskich wypełnień dolin strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, zaproponowano jako podstawę dyskusji na temat granic i znaczenia środkowego plenivistulianu (Materiały 1997). Przyjęcie doliny Mrożycy za kolebkę koncepcji plejstoceny morfogenezы peryglacialnej zostało potwierdzone przy okazji obchodów pięćdziesięciolecia badań peryglacialnych w Międzynarodowej Unii Geograficznej, zorganizowanych w Łodzi dla uczczenia pamięci Profesora Jana Dylika, przewodniczącego Komisji Geomorfologii Peryglacialnej w latach 1956–1972 (Materiały 1999).



Rys. 1. Położenie terenu w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej

1 – obszar położony powyżej 200 m n.p.m.; 2 – dział wodny: a – Wisła–Odra, b – Bzura–Pilica; 3 – teren międzyrzecza Mrogi i Mrożyca analizowany w artykule (rys. 2); 4 – wybrane stanowiska badań peryglacialnych w regionie; 5 – analizowane formy terenu: a – wzgórza ostańcowe, b – stoki, c – zagłębienia bezodpływowe, d – suche doliny, e – doliny rzeczne, f – wydmy; 6 – wskaźniki wieloletniej zmarzliny, np. pingo, struktury kontrakcji termicznej

#### Location of the study area in the edge zone of the Łódź Plateau

1 – area above 200 m a.s.l.; 2 – watershed: a – Wisła–Odra, b – Bzura–Pilica; 3 – study area between Mroga and Mrożyca Rivers (Fig. 2); 4 – some localities of periglacial research; 5 – studied landforms: a – residual hills, b – slopes, c – closed depressions, d – dry valleys, e – river valleys, f – dunes; 6 – permafrost indicators, e.g. pingo, crack structures

Na wschodnim skraju omawianego terenu, najważniejszym stanowiskiem w badaniach paleogeograficznych jest Józefów. Analiza struktury wypełnienia zagłębienia bezodpływowego położonego na działle wodnym Mrogi i Rawki dostarczyła pierwszych w Polsce dowodów na wahania klimatyczne w vistulianie (interstadiał józefowski – amersfoort) (Dylik 1961, 1964, 1967). Na wzmiankę zasługuje mało urozmaicona rzeźba strefy wododziałowej. Kemową genezę pobliskich pagórków udowodniła Wierzchowska (Szopianka 1964). Wypełnienie położonego na tym samym działle wodnym zagłębienia w Kochanowie analizowała Manikowska (1965).

W dolinie górnej Mrogi, prowadzone na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych XX wieku badania doprowadziły do rozpoziomowania stratygraficznego, charakterystyki litologicznej oraz interpretacji morfodynamicznej serii wypełniających formę (Turkowska 1975). Wyniki korelowano ze znaną wcześniej sytuacją w dolinie dolnej Mrogi, w Walewicach (Dylik 1967), we wspomnianych wyżej zagłębieniach bezodpływowych (Dylik jw.), w nieckach i dolinach denudacyjnych (Klatkowska 1965) i dolinkach małych dopływów Mrogi, na przykład w Kraszewie, gdzie skarpa antropogeniczna ukazywała kilkunastometrowej wysokości profil w osadach „jessopodobnych” (Dylik

1952, 1954), wyjaśniając obecność najmłodszych form erozyjnych. Liczne w dorzeczu górnej Mrogi wąwozy i parowy wciąż wzbudzają duże zainteresowanie i wiele z nich było szczegółowo badanych, na przykład w Rogowie, Anielinie (Twardy 1995) czy Dąbrówce koło Brzezin (Wierzchowska 1997). Oprócz morfogenetycznych wątków holocenijskich, formy te ułatwiają poznanie osadów stanowiących ich podłoże – najczęściej mułkowych lub mułkowo-piaszczystych serii plenivistuliańskich, powstałych w warunkach peryglacialnych.

Przegląd prac badawczych zrealizowanych w opisywanym obszarze wymaga uwzględnienia szczegółowego kartowania geologicznego, wykonywanego na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego w latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku. Teren (rys. 1–3) jest objęty skrajnymi, „wewnętrznyimi” fragmentami arkuszy: Głowno (Brzeziński 1988, 1992), Łyszkowice (Nowacki 1991, 1993), Łódź Wschód (Trzmiel, Nowacki 1984, 1987) i Brzeziny (Trzmiel 1990, 1993) SMGP w skali 1:50 000, dla których sporządzono również szkice geomorfologiczne w skali 1:100 000, zamieszczone w kolejnych objaśnieniach. W opracowaniach tych bez mała nie uwzględniono wyników badań plejstoceńskiego środowiska peryglacialnego, co tylko częściowo może być wyjaśniane koniecznością

generalizacji. Szczegółowa mapa geologiczna Polski stanowi podstawę dalszych opracowań, a więc niepełna interpretacja ma często daleko idące konsekwencje. Jednym z przykładów jest, scalająca szkice geomorfologiczne do SMGP, Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego w skali 1:200 000, na której nie uwzględniono polodowcowych przemian rzeźby na wysoczyznach, usprawiedliwiając ten fakt przeglądowym charakterem obrazu (Turkowska 2006). Pomijanie efektów morfogenezy peryglacjalnej staje się jednak wręcz normą również w badaniach szczegółowych, nawet w obszarach zaawansowanego rozpoznania kopalnego środowiska peryglacjalnego, do których bez wątpienia należy dorzecze Mrogi.

Bezpośrednią przyczyną przypomnienia wybranych wątków i stanowisk badawczych w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej są prace prowadzone obecnie w strefie wododziałowej Mrogi i Mrożycy, w stanowisku Żabieniec (Forysiak, Twardy 2006). Położone w zagłębieniu bezodpływowym torfowisko Żabieniec stało się w ostatnich latach przedmiotem szerokich badań interdyscyplinarnych, dotyczących przede wszystkim interpretacji serii organicznej, która budzi nadzieje na najpełniejszy profil holocenu w okolicach Łodzi. Na marginesie głównego wątku rodzą się pytania dotyczące genezy zagłębienia, w którym występuje torfowisko oraz możliwości jego przetrwania przez cały okres polodowcowy. Zgodnie ze Szczegółową mapą geologiczną Polski i odpowiednim szkicem geomorfologicznym, rzeźba międzyrzecza Mrogi i Mrożycy wiązana jest z morfogenezą warciańską i okre-

ślana jako wysoczyzna morenowa falista urozmaicona pagórkami moren martwego lodu i/lub moreny czołowej, a zagłębienie jest przyjmowane za wytopiskowe (Nowacki 1991, 1993). Interpretacja ta, z niewielkimi zmianami co do genezy form wypukłych, została powtórzona na szkicu geomorfologicznym okolic torfowiska, opracowanym na potrzeby II Sympozjum Stowarzyszenia Archeologii Środowiskowej (Forysiak, Twardy 2006). W tych samych materiałach sympozjalnych zamieszczono bardziej szczegółową, opartą na analizie litologicznej interpretację Jaksy (2006), który zespół okalających torfowisko form wypukłych definiuje jako „ciąg stożków glacifluwialnych, sypanych na zewnątrz od krawędzi lądolodu (jęzora zasilanego strumieniem lodowym), w kierunku otwartej przestrzeni”. Autor nie rozważa jednak rozwoju form w szerszym kontekście przestrzenno-czasowym, pozostawiając czytelnikom szukanie odpowiedzi na narzucające się dalsze pytania, dotyczące zarówno uwarunkowań, jak i rozwoju rzeźby glacialnej, a także polodowcowej morfogenezy obszaru. Temat niniejszego tomu – vistuliańskie etapy ewolucji rzeźby – stwarza okazję do podjęcia próby oceny stopnia przemodelowania warciańskiej powierzchni glacialnej międzyrzecza Mrogi i Mrożycy podczas morfogenezy vistuliańskiej. Rozważania nawiązują do wcześniejszych badań w obszarze, nie wziętych pod uwagę w dotychczasowych interpretacjach rzeźby otoczenia torfowiska Żabieniec, nie tylko zresztą w zakresie problematyki peryglacjalnej, ale również glacialnej (np. stopnie strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej).

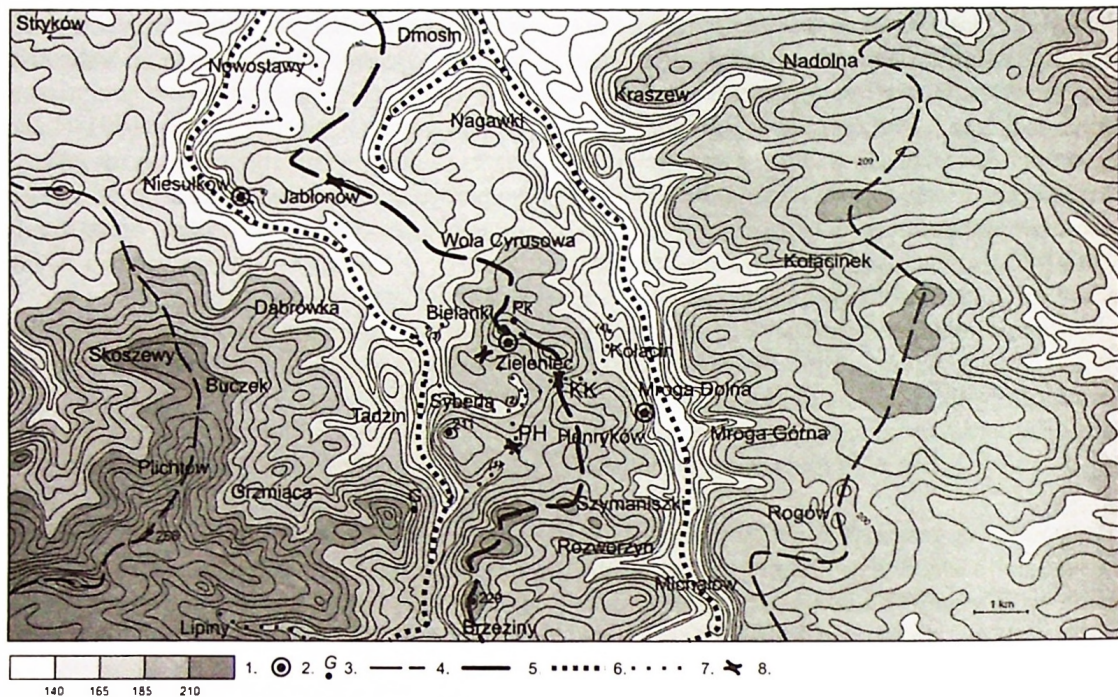
## CECHY RZEŻBY I POWIERZCHNIOWEJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ DORZECZA GÓRNEJ MROGI MIĘDZY BRZEZINAMI A NOWOSTAWAMI I NADOLNĄ

Uwagi na temat ukształtowania powierzchni omawianego wycinka dorzecza górnej Mrogi nawiązują do mapy topograficznej w skali 1:10 000. Wykonany na tle fragmentu archiwalnej mapy hipsometrycznej regionu w skali 1:100 000 (por. Turkowska 2006), szkic sytuacyjny pokazuje bardzo zgeneralizowane rysy rzeźby i ma tylko orientować w ogólnych cechach międzyrzecza Mrogi i Mrożycy oraz w lokalizacji omawianych form i stanowisk (rys. 2). Przyjęty w opisie podział na wysoczyznę i doliny oraz założenie, że granica między nimi oddziela obszary o rzeźbie peryglacjalnej i umiarkowanej od terenów morfogenezy glacialnej, służą roboczoemu rozdzieleniu etapów ewolucji rzeźby.

W południowej części analizowanego międzyrzecza, w okolicach Brzezin, wysoczyzna zajmuje te-

reny położone powyżej 210 m n.p.m., a jej kulminacje przekraczają 230 m n.p.m. W części północno-wschodniej, koło Nadolnej, zaczyna się ona od około 170 m n.p.m. i sięga do 195–200 m n.p.m., a w części północno-zachodniej, w okolicach Strykowa i Nowostawów, mieści w granicach od 150 m n.p.m. do 165 m n.p.m. Na odcinku około 12 km podstawa wysoczyzny obniża się więc 50–60 m w stronę północno-wschodnią, a wysokości względne i urozmaicenie rzeźby maleje. Zmiany wysokości zachodzą, opisywanymi już przez Lencwicza (1927), stopniami. Autorka, rozszerzając na wschód interpretację Klatkowej (1965), skraj północny analizowanego terenu zaliczyła do poziomu katarzynowskiego, dalszą część – na południe od równoleżnikowej doliny Strugi – do poziomu





Rys. 2. Szkic hipsometryczny dorzecza Mrogi między Brzeziniami a Nowostawami i Nadolną. Położenie omawianych stanowisk i wybranych miejscowości

1 – wysokości m n.p.m.: 140–165 – poziom katarzynowski, 165–185 – poziom strykowski, 185–210 – poziom smardzewski, > 210 – powierzchnia Wyżyny Łódzkiej (wg Klatakowej 1965); 2 – główne stanowiska badawcze omawiane w artykule; 3 – interpretacja cech strukturalnych i tekturnych osadów wodnolodowcowych: PK – Pieńki Kołackie, G – Grzmiąca (Jaks 2006); 4 – dział wodny Mrogi i Mrożyca; 5 – dział wodny Mrogi i Moszczenicy (strona W) oraz Mrogi i Słupia (strona E); 6 – osie morfologiczne dolin rzecznych: Mrożyca (W) i Mroga ze Strugą (E); 7 – osie morfologiczne wybranych dolin denudacyjnych: (1)–(4) – opis w tekście; 8 – wybrane miejscowości wododziałowe: PH – Pieńki Henrykowskie (190 m n.p.m.), KK – Kolonia Kołacin (189 m n.p.m.), B – Bielanki (185 m n.p.m.)

Hypsometric sketch of the Mroga valley drainage basin between Nowostawy and Nadolna. Location of sites

1 – heights in m a.s.l.: 140–165 – Katarzynów level, 165–185 – Stryków level, 185–210 – Smardzew level, > 210 – the Łódź Plateau surface (after Klatakowa 1965); 2 – major study sites discussed in the text; 3 – interpretation of textural and structural features of fluvioglacial deposits: PK – Pieńki Kołackie, G – Grzmiąca (Jaks 2006); 4 – Mroga–Mrożyca watershed; 5 – Mroga–Moszczenica watershed (W) and Mroga–Słupia watershed (E); 6 – morphological axes of river valleys: of Mroga (W) and Mroga with Struga (E); 7 – morphological axes of some dry valleys: (1)–(5); 8 – some watershed localities: PH – Pieńki Henrykowskie (190 m a.s.l.), H – Henryków (198 m a.s.l.), B – Bielanki (185 m a.s.l.)

strykowskiego, natomiast część między Wolą Cyrusową a Szymaniszkami do najwyższego poziomu strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, dalej na zachód określanego jako poziom smardzewski, sąsiadujący z powierzchnią Wyżyny (Turkowska 1975). Można więc przyjąć, że analizowany fragment międzyczecia Mrogi i Mrożyca położony jest na dwóch poziomach strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej: w części południowo-wschodniej na poziomie smardzewskim (rys. 2–1: 185–210 m n.p.m.), a w części północno-zachodniej na poziomie strykowskim (165–185 m n.p.m.). Przypisane różnym poziomom fragmenty wysoczyzny wyraźnie różnią się cechami rzeźby, podobnie jak rozcinające je doliny rzek: Mrogi powyżej Kołacina i Mrożyca, płynącej od Grzmiącej na poziomie niższym bez mała równolegle, w odległości zaledwie 5–7 km. Rozgraniczający poziomy stok, który w obrębie międzyczecia kieruje się ku północnemu

wschodowi, wokół „głównych” dolin tworzy otwarte ku północy łuki. Najwyższe wysokości względne (30–40 m) osiąga on w okolicach Grzmiącej, gdzie jest opisywany przez Jaksę (2006) jako stok stożków wodnolodowcowych, tworzących południowe otoczenie torfowiska Żabieniec.

#### Poziom smardzewski i dolina Mrogi

**Poziom smardzewski** między doliną Mrogi i Mrożyca ma zarys trójkątny i jest dwudzielny: wyższy i bardziej zwarty na południu (poziom Henrykowa), a niższy i mniej rozległy dalej na północ (poziom Żabieniec). Spłaszczenia urozmaicone są przez formy wypukłe, o wysokości względnej 10–15 m oraz formy wklęsłe o różnym charakterze i wyrazistości. Przebieg działu wodnego między Mrogą i Mrożycą jest kręty (rys. 2), a hierarchiczny

układ całej sieci linii wododziałowych złożony. W wielu miejscach występują jeszcze niewielkie obszary bezodpływowe, tworzące zamknięte systemy denudacyjne. Ważne dla dalszej interpretacji są martwe doliny glacialne, w których rozpoczynają się doliny denudacyjne, schodzące do jednej z dolin rzecznych, Mrogi lub Mrożycy. Fakt, że różnej rangi działy wodne mają w wielu miejscach charakter „dolinny” może stanowić, zdaniem autorki, punkt wyjścia dla określenia etapów rozwoju sieci dolinnej, a tym samym denudacji wysoczyzn. Zwraca uwagę różny stopień jej zaawansowania, widoczny w zróżnicowaniu cech rzeźby kolejnych poziomów.

Ograniczony od południa stoki w Szyniszkach poziom Henrykowa zajmuje całe międzyrzecze, a jego równina powierzchnia rozciąga się ma wysokości około 190–200 m n.p.m. Charakterystyczna jest asymetria tego poziomu. Stok nachylony w stronę zachodnią jest stromy i złożony, urozmaicony przez krótkie dolinki uchodzące na kolejne, zachowane tylko szczątkowo spłaszczenia. Jest on nadbudowany przez niewielkie pagórki z kulminacją 211 m n.p.m., górujące nad prawą krawędzią doliny Mrożycy w okolicach Tadzina. Ku wschodowi, do doliny Mrogi, stok wysoczyzny jest rozleglejszy, nachylenia są dużo łagodniejsze. Pagórki szczytowe (wododziałowe), chociaż zbliżonej wysokości jak przy krawędzi doliny Mrożycy, słabo zaznaczają się w rzeźbie. W części centralnej międzyrzecza, znikomo nachylone stoki schodzą do działu wodnego w Pieńkach Henrykowskich (190 m n.p.m.), z którego rozchodzą się dwie suche doliny, ku południowi (1) i północy (2), by wkrótce skręcić ku dolinie Mrożycy. Te duże formy wyraźnie już oddzielają zachodnią część międzyrzecza, która tworzy asymetryczną formę ostańcową. W konsekwencji denudacyjnego podziału poziomu Henrykowa, „główny” dział wodny, biegnący w bezpośrednim sąsiedztwie doliny Mrożycy w okolicach Brzeziny, przesuwa się ku wschodowi. Po przekroczeniu martwej doliny w Kolonii Kołacin (189 m n.p.m.), kieruje się on na pagóry w Bielankach, stanowiące najwyższe formy na poziomie Żabieńca. Dalej na północ, niższa część poziomu smardzewskiego zwięża się do około jednej trzeciej szerokości międzyrzecza i oddala się od współczesnych dolin. Stoki ku Mrodze są tutaj silniej nachylone i bardziej urozmaicone przez doliny denudacyjne niż stoki schodzące na rozciągający się po stronie północno-zachodniej poziom strykowski.

Pagóry w Bielankach, stanowiące najwyższe i najrozleglejsze formy wypukłe w niższej części poziomu smardzewskiego, mają powierzchnie szczytowe niewiele przekraczające wysokość 200 m

n.p.m., czyli odpowiadającą wysokości poziomu Henrykowa. Rozciągająca się po ich południowej stronie równina (175–185 m n.p.m.) urozmaicona jest kilkoma przegłębieniami, z których największe wypełnione jest badanym torfowiskiem Żabieniec (Forysiak, Twardy 2006) i niewielkimi wyniesieniami (Jaksa 2006). Równina przechodzi we wspomniany już wyżej system denudacyjny (2), w osi którego położona jest wieś Dolna Syberia, a którego południowa część zaczyna się na dziale w Pieńkach Henrykowskich (190 m n.p.m.). W najbliższym sąsiedztwie torfowiska, w Bielankach (185 m n.p.m.), występuje północny dział systemu i kolejnej formy denudacyjnej (3), kierującej się ku północnemu zachodowi na poziom strykowski i dalej do doliny Mrożycy. Z martwej doliny w Kolonii Kołacin, „z głównego” działu wodnego (189 m n.p.m.), jedyna z rozpoczynających się w okolicy, rozlega dolina denudacyjna (4) kieruje się na wschód, do doliny Mrogi. W latach sześćdziesiątych ubiegłego wieku, peryglacialne osady rytmicznie warstwowane zaburzone strukturami mrozowymi były odsłonięte u ujścia tego systemu denudacyjnego w antropogenicznej skarpie w Kołacinie „przy szkole”, o kilkudziesięciu metrach długości i do ośmiu metrów wysokości (Manikowska inf. ustna). Z wyjątkiem ostróg denudacyjnych zbudowanych z osadów glacialnych, stosunkowo łagodny i bez załamań w części naturalnej stok (sztuczne spłaszczenie szosy Brzeziny–Głowno), zbudowany jest z piaszczysto-mułkowej serii splukiwania, wchodzącej w skład vistuliańskiego wypełnienia doliny Mrogi.

Wracając do wysoczyznowego poziomu smardzewskiego w obrębie międzyrzecza Mrogi i Mrożycy, zgodnie ze Szczegółową mapą geologiczną Polski w skali 1:50 000, przykryty jest on, w większej części, warciańskimi piaskami górnymi lub piaskami mułkowatymi na glinie, spod których miejscami „wychodzi” glina zwałowa, podczas gdy na stokach ku dolinom rzecznych ukazują się piaski dolne (Nowacki 1991). Jako piaszczysto-żwirowy materiał wodnolodowcowy złożony na przedpolu lodowca warty, w różnej odległości od czoła lokalnego lobu lodowcowego, zdefiniował osady budujące formy wypukłe okalające torfowisko Żabieniec Jaksa (2006), zaliczając je tym samym również do kategorii „warciańskich piasków górnych”. Można więc stwierdzić, że istnieją zgodne poglądy co do ogólnej struktury i wieku osadów budujących powierzchnię międzyrzecza (zróżnicowane facjalnie osady wodnolodowcowe, złożone podczas recesji lądolodu warty) oraz co do wyjątkowej pozycji, jaką w tej strukturze zajmują osady młodsze, wypełniające zagłębienia bezodpływowe,



z których szczególnie dokładnie poznawane jest torfowisko Żabieniec. Wart podkreślenia wydaje się fakt, że płaską powierzchnię obszaru wododziałowego okolic Żabieńca, oprócz wzgórz w Bielankach i zagłębień bezodpływowych, urozmaicają również rozległe, ułożone radialnie systemy dolin denudacyjnych, schodzące do dolin rzecznych. Znaki konwencjonalne na szkicach geomorfologicznych (Nowacki 1993, Forysiak, Twardy 2006) uwzględniają tylko akumulacyjne dna, z pominięciem degradowanych stoków dolin.

**Dolina Mrogi**, która ogranicza opisywany obszar od strony wschodniej, w odcinku między Rogowem a Kołacinem była przedmiotem szczegółowych badań autorki w aspekcie cech dolinnych procesów peryglacialnych (Turkowska 1975). Jej rozwój w okresie polodowcowym, przyjęty za charakterystyczny dla dolin strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, porównano z dolinami na powierzchni Wyżyny (Neru, Grabi i Wolbórki), w celu rozważenia roli klimatycznych i lokalnych uwarunkowań rozwoju dolin rzecznych w regionie (Turkowska 1988). Autorka odsyła Czytelnika do wymienionych monografii, poniżej ograniczając się do podkreślenia cech rzeźby i struktury wypełnienia doliny, istotnych dla oceny vistuliańskich etapów ewolucji rzeźby obszaru międzyrzecza.

Dolinę Mrogi na poziomie smardzewskim cechuje urozmaicona rzeźba, wyrażona dużymi wysokościami względnymi i nachyleniami terenu. Długie i wyraźne stoki o profilu wypukło-wklęsłym łączą poziomy dolinne z wysoczyzną, w którą dolina wnika rozbudowanymi systemami dolin bocznych. Stwierdzono polodowcowy wiek doliny Mrogi powyżej Kołacina. Odślonięte po deglacacji zagłębienia w powierzchni glacialnej, już w schyłku zlodowaceń środkowopolskich zostały połączone przez odcinki erozyjne, szczególnie głęboko wcięte na czołach stopni strefy krawędziowej (erozja „schyłkowowarciańska”). Zrekonstruowane tendencje rozwoju dna dolinnego podczas całego okresu polodowcowego każą, oprócz wspomnianej już erozji z przełomu stadiału warty i interglacjału eemskiego, uwzględnić jako „główne”: fazę z dolnego plenivistulianu i tę z późnego vistulianu (Turkowska 1988, 2006 – rys. 48, str. 131). Obecność w dzisiejszym krajobrazie wyraźnej formy wklęsłej świadczy o dodatnim bilansie erozji podczas okresu polodowcowego i, w jego większej części, o wynoszeniu materiału poza badany fragment doliny. Wypełnienie doliny złożone jest prawie wyłącznie z osadów środkowo- i górnoplenivistuliańskich, które wspólnie tworzą tzw. wysoki poziom dolinny, do którego nawiązuje główna generacja, podkreślonych już przy opisie międzyrzecza, rozległych systemów

dolin denudacyjnych. W dolinie Mrogi na poziomie smardzewskim liczniejsze, a także dłuższe i lepiej rozwinięte są boczne formy prawostronne (wschodnia strona doliny głównej). Rozciągający się na wysokości około 70 m n.p.m. wysoki poziom dolinny również jest ułożony asymetrycznie. Po wschodniej stronie doliny osiąga on szerokość do kilkuset metrów i jest podcięty przez młodą, erozyjną, krawędź doliny holocenińskiej. W strefie zewnętrznej, poziom stanowi podstawę wyraźnego stoku z wysoczyzną. Ten wypukło-wklęsły stok, w rozbudowanej części akumulacyjnej, pokryty jest mięszą serią osadów spłukiwania i/lub kongeliflukcji, intensywnie agradujących w środkowym i górnym plenivistulianie, przechodzących facjalnie, ku osi doliny, w osady transportu podłużnego (Turkowska 1975, 2006 – rys. 9, str. 25). Wysoki poziom jest prawie nieobecny po przeciwnej stronie doliny (zachodniej), gdzie stok jest generalnie wyrównany i tylko miejscami występują na nim niewielkie spłaszczenia. Jak już wspomniano, w budowie geologicznej stoku, na przykład w Kołacinie „przy szkole” stwierdzono obecność rytmicznie warstwowych osadów vistuliańskich. W Mrodze Dolnej, struktura współcześnie monotonnej powierzchni stokowej była szczegółowo badana w 12 odkrywkach wykonanych wzdłuż drogi z Henrykowa (Turkowska 1975 – rys. 4, str. 36). Udokumentowane terasy kopalne pokazują złożony rozwój doliny, zatarty we współczesnym kształcie pozornie jednorodnego stoku i wskazują na młody wiek asymetrii doliny (młodszy niż agradacja plenivistuliańska). Na obecnym stoku, stwierdzono naprzemianległość stref degradacji i akumulacji, świadcząca o krótkości drogi transportu poprzecznego i redepozycji osadów wzdłuż stoku. Osady sprowadzane na dno doliny, przez większą część późnego vistulianu były transportowane dalej. Stok o ekspozycji wschodniej w Mrodze Dolnej schodzi do wysokości około 160 m n.p.m. i opiera się o terasę niską, o strukturze znanej w pełnym profilu pionowym (3,5 m), utworzoną prawdopodobnie dopiero w młodszym dryasie, przez silnie agradującą roztokę (Turkowska 1975). Podobieństwo morfologiczne stoków o ekspozycji zimnej, wschodniej i północnej, w całej dolinie górnej Mrogi, upoważnia do przyjęcia tezy o powszechności późnovistuliańskiego ich wyrównania. Jest to przykład tzw. asymetrii cieplej, uważanej za charakterystyczną dla łagodnego klimatu peryglacialnego, w którym intensywniejsze procesy stokowe zachodzą na „zimnych” stokach, mniej nasłonecznionych i wolniej wysychających.



### Poziom strykowski i dolina Mrożycy

**Poziom strykowski** w dorzeczu górnej Mrogi ma kształt nieregularny (rys. 2). Szeroki do około 5 km pomiędzy Wolą Cyrusową, Jabłonowem i Nagawkami, wysuwa się on wąskim „klinem” w okolicach Tadzina, a następnie ponownie w części wschodniej, gdzie sięga do Kołacina. W rozległej części środkowej, poziom składa się z wyniesień o płaskich wierzchołkach położonych na wysokości 170–175 m n.p.m., rozdzielonych łagodnymi dolinami, z których tylko nieliczne mają stały odpływ. Największy ciek Struga (lewostronny dopływ Mrogi) zakreśla łuk spod Woli Cyrusowej, przez Lubowidzę do Nagawek, przy czym w dolnym biegu wyznacza granice stopni, strykowskiego i katarzynowskiego. Podobnym, łagodnym łukiem przebiega dział wodny, koło Woli Cyrusowej blisko Mrożycy, a w Nagawkach podchodzący do doliny Mrogi. Położona w łuku Mrożycy, wokół Niesułkowa, wysoczyzna obniża się ku północy w stronę Nowostawów Dolnych i jest „ponadcina” licznymi dolinkami o układzie odśrodkowym: krótkimi i głębokimi ku Mrożycy, a łagodnymi ku północy. Dużo bardziej rozległe i złożone w stosunku do bocznych form prawostronnych są boczne doliny lewostronne, biorące początek na wododziale Moszczenicy i Mrożycy, na poziomie smardzewskim, które nawiązują do wypukłej strony łuku kreślonego przez rzekę. Tylko te ostatnie formy, głównie ich holocenijskie wypełnienia, a wyjątkowo vistuliańskie deluwia, są uwzględnione na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1:50 000, w świetle której cała powierzchnia poziomu strykowskiego zbudowana jest

z osadów warciańskich – gliny zwałowej, w większej części przykrytej płacami wodnolodowcowych piasków górnych (Brzeziński 1988; Nowacki 1991). W interpretacji autorów map, na poziomie strykowskim, pod gliną ciągłą warstwą zalegają piaski dolne, na przekrojach do SMGP, pokazane powszechnie na stokach doliny Mrożycy (także Mrogi), na powierzchni współczesnej lub pod piaskami terasowymi (jw.). Miąższość osadów warciańskich w świetle wspomnianych przekrojów wynosi do 30 metrów, a spoczywają one na glinie z piętra odry. Takiej interpretacji stratygraficznej nie potwierdzają wyniki badań w Niesułkowie, gdzie prace ziemne związane z likwidacją młynówki i budową stawów odsłoniły fragment podłoża doliny Mrożycy na głębokości 25–30 m od powierzchni topograficznej wysoczyzny, pokazując rozcięty erozyjnie strop gliny zwałowej i wypełniającą rozcięcie serię mułkowo-ilasto-piaszczystą. Określone metodą TL wskaźniki wieku rytmitu (tab. 1, próbki 6, 7, 8, 10), sugerują powiązanie osadów z najstarszą częścią zlodowaceń środkowopolskich. Dane wskazują więc na przetrwanie doliny Mrożycy prawdopodobnie już od interglacjalu mazowieckiego. W badaniach autorki, zalegające płytko od obecnej powierzchni serie zbliżonego wieku udokumentowane zostały również w dolinie Wolbórki (Turkowska 1989), a ostatnio w stanowisku Polesie koło Bolimowa (wyniki analizy TL Kusia 2006, niepublikowane), zawsze w bezpośrednim sąsiedztwie z osadami młodymi, vistuliańskimi a nawet holocenijskimi. Wyniki uznano za przesłankę wnioskowania, wbrew wcześniejszym interpretacjom w regionie, o niewielkim przekształceniu obszaru w środkowym i górnym plejstocenie.

Tabela 1

Wskaźniki wieku TL (Kusia 1997)

TL dates

Nr próbki	Nr lab.	Dawka roczna Dr [Gy/ka]	Dawka geol. ED [Gy]	Wiek [ka]
1	Lub-3233	1,758	49±10	28±6
2	Lub-3234	2,358	80±15	34±7
3	Lub-3235	1,983	50±8,5	25±4,5
4	Lub-3236	2,027	69±13	34±6,5
5	Lub-3237	2,694	85±16	32±7
6	Lub-3238	2,586	930±167	360±73
7	Lub-3239	1,717	650±104	379±71
8	Lub-3240	3,169	1170±187	369±69
9	Lub-3241	3,899	670±107	172±32
10	Lub-3242	2,615	1030±185	394±80

**Dolina Mrożycy** na poziomie strykowskim jest różnie wykształcona oraz posiada odgałęzienia martwe. Najlepiej poznana została w okolicach Niesułka, gdzie sąsiaduje z wyniesieniem glacialnym na wysoczyźnie. Podobnie jak w opisanej wyżej dolinie Mrogi, a nawet w sposób bardziej „modelowy”, cechą pierwszoplanową rzeźby jest tutaj asymetria. Lewy, południowo-zachodni stok doliny Mrożycy jest łagodny i wyrównany, podczas gdy prawy, północno-wschodni ma profil zróżnicowany, średnio bardziej stromy, ale z wyraźnym spłaszczeniem na wysokości 155–160 m n.p.m., zdefiniowanym jako wysoki, plenivistuliański poziom dolinny (Turkowska 1999a – rys. 7). Wysokość poziomu powyżej dna dolinnego wynosi od około 10 m przy krawędzi wewnętrznej (holocenińskiej) do 15 m w strefie zewnętrznej formy. Profil poprzeczny terasy jest więc wklęsły. Łatwo można prześledzić również falistość profilu podłużnego, spowodowaną przede wszystkim przez różne natężenie akumulacji poprzecznej. Rzeźba doliny Mrożycy w Niesułku wyjątkowo dobrze ilustruje więc cechy przypisywane dolinom „periglacialnym”, chociaż poziom zachowany jest tylko po jednej, wschodniej stronie i ma zaledwie 100–150 m szerokości. Rozszerza się on i wnika w na-

Wysoki poziom doliny Mrożycy zbudowany jest z piasków i mułków, których cechy wynikające z makroskopowej analizy odsłonięcia oraz danych otrzymanych z analiz laboratoryjnych przedstawiono w postaci kodu litofacjalnego i litogenetycznego, opracowanego według metody Mialla w modyfikacji Zielińskiego (1995). W profilu pionowym charakterystyczną jest dwudzielność osadów. W spagu występuje seria drobnolaminowanych osadów mułkowo-piaszczystych, o miąższości około 5 m (dolna część znana jest wyłącznie z wierceń). Powyżej, niezgodnie zalega rytmicznie warstwowana seria złożona z naprzemianległych, cienkich ławic piasków różnoziarnistych oraz większej miąższości ławic piasków drobnych, piasków pylastych i ilów. Powstanie serii górnej związane jest z dużo większą, cykliczną zmiennością środowiska sedimentacyjnego. Występują w niej liczne powierzchnie ścięcia i zaburzenia syn- i postsedymenacyjne. Osady są całkowicie odwapnione. Nie stwierdzono żadnych śladów materii organicznej. Dla pięciu próbek z osadów obu serii w sąsiedztwie powierzchni niezgodności określono wskaźniki wieku bezwzględnego metodą termoluminescencji (Kusik 1997), z których wynika, że granica przypada na około 30 ka lat BP (tab. 1, próbki 1–5).

Dla 38 próbek z warstw uznanych makroskopowo za charakterystyczne wykonano analizę składu mechanicznego: dla 21, z osadów drobnociarnistych metodą areometryczną, a dla 17 piaszczystych metodą sitową, wykreślono krzywe częstości i krzywe kumulacyjne oraz wyliczono wskaźniki granulometryczne wg

wiążące do niego morfologicznie doliny denudacyjne, obecnie często rozcięte przez parowy. Również krawędź terasy urozmaicona jest przez wąwozy zboczowe i drobne formy denudacyjne, których stożki nadbudowują współczesne dno doliny.

W Niesułku, „przy młynie”, poznano pełen profil osadów wypełnienia doliny w części brzeżnej (miąższość 12–14 m). Budowę stropu wysokiego poziomu dolinnego udokumentowano w odkrywkach o głębokości około 3,5 m, wykopanych na jego powierzchni, w części przystokowej i przy krawędzi pogłębionych sondami ręcznymi (Turkowska 1999a). Główne odsłonięcie w Niesułku „przy młynie”, o długości około 40 m i wysokości do 6 m, pokazało strukturę osadów w strefie ujścia doliny denudacyjnej, które stały się przedmiotem analizy strukturalno-teksturalnej, wykonanej przez Miziałę (1998) i Woronko (1997), zgodnie z metodą omówioną przez Mycielską-Dowgiałło (1995), Goździka (1995) i Zielińskiego (1995) Prace nie były publikowane poza materiałami konferencyjnymi (Materiały 1997, 1999). Poniżej zacytowano wyniki, mogące stanowić materiał porównawczy przy dalszych badaniach wypełnień małych dolin rzecznych w regionie (rys. 3, 4, 5; tab. 2).

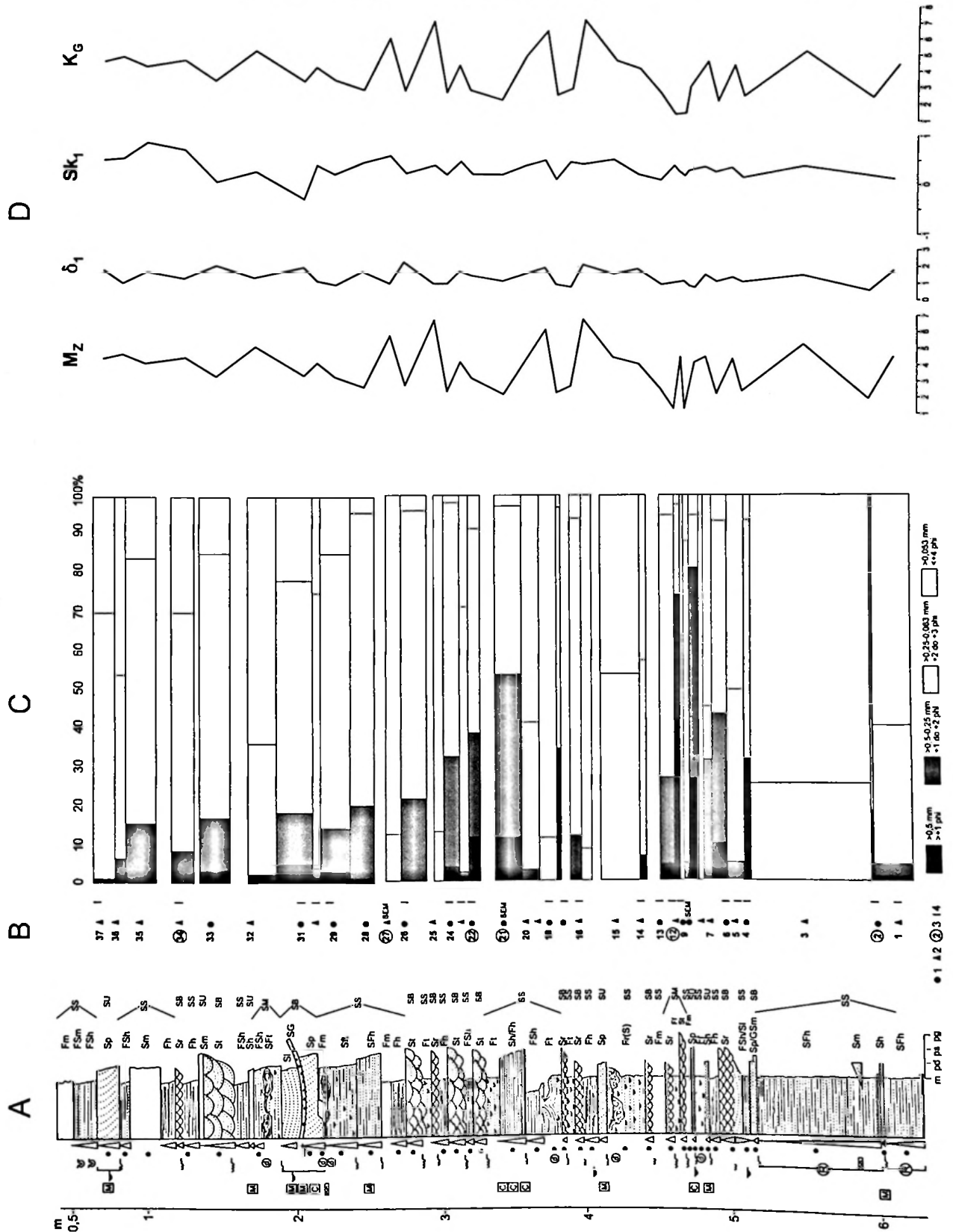
Folka i Warda (rys. 3, 4). Cechą pierwszoplanową jest rytmiczne warstwowanie osadów. W dolnej części terasy (146–150 m n.p.m.) warstwy drobnoziarniste mają zaledwie kilka milimetrów miąższości. Ich skład mechaniczny ilustrują próbki 1, 2' i 3. Średnia średnica ziaren odpowiada pyłom gruboziarnistym, jak w próbce 1 ( $M_z = 4,58$ ) i 2' ( $M_z = 4,91$ ) lub średnioziarnistym – próbka 3 ( $M_z = 5,20$ ). Domieszka piasków drobnych, średnich i grubych (układ krzywej częstości lekko bimodalny) w próbce 1 określa jej złe wysortowanie, słabo dodatnią skośność i kurtozę około 1,5. Skład mechaniczny umożliwił wykonanie analizy morfoskopowej (tab. 2). Próbki 2' i 3 wykazały tylko około 30 % piasków drobnych. Warstewki piaszczyste mają od jednego do dwóch centymetrów. Są to piaski drobno-, a nawet bardzo drobnoziarniste ( $M_z = 3,02$ ), dobrze wysortowane ( $\delta_1 = 0,67$ ), o słabo dodatnio skośnym ( $Sk_1 = 0,11$ ) i mezokurtycznym rozkładzie ( $Kg = 1,03$ ), wykazujące bi- a nawet trójmodalny układ krzywej częstości. Wykazują większe wybłyszczenie ziaren. Osady piaszczysto-mułkowe w tej części profilu są horyzontalnie warstwowane lub smugowane. Cechy te zanikają ku spagowi serii, gdzie osad jest silnie przesycony wodą i oglejony. W południowo-wschodniej części ściany, stropowe warstwy są zadarte pod kątem 30–40°. Osady te są dodatnio skośne i bardzo leptokurtyczne ( $Kg = 2,11$  i 1,83). Wyższe warstwy leżą niezgodnie. Wycinek profilu położony między 150,5–155,0 m n.p.m. cechuje duża zmienność litologiczna. Miąższość warstw waha się tutaj od kilku do dwudziestu kilku centymetrów, przy

Rys. 3. Wyniki analizy strukturalno-teksturalnej osadów strefy brzeżnej wypełnienia doliny Mroźnicy (Miziała 1997)

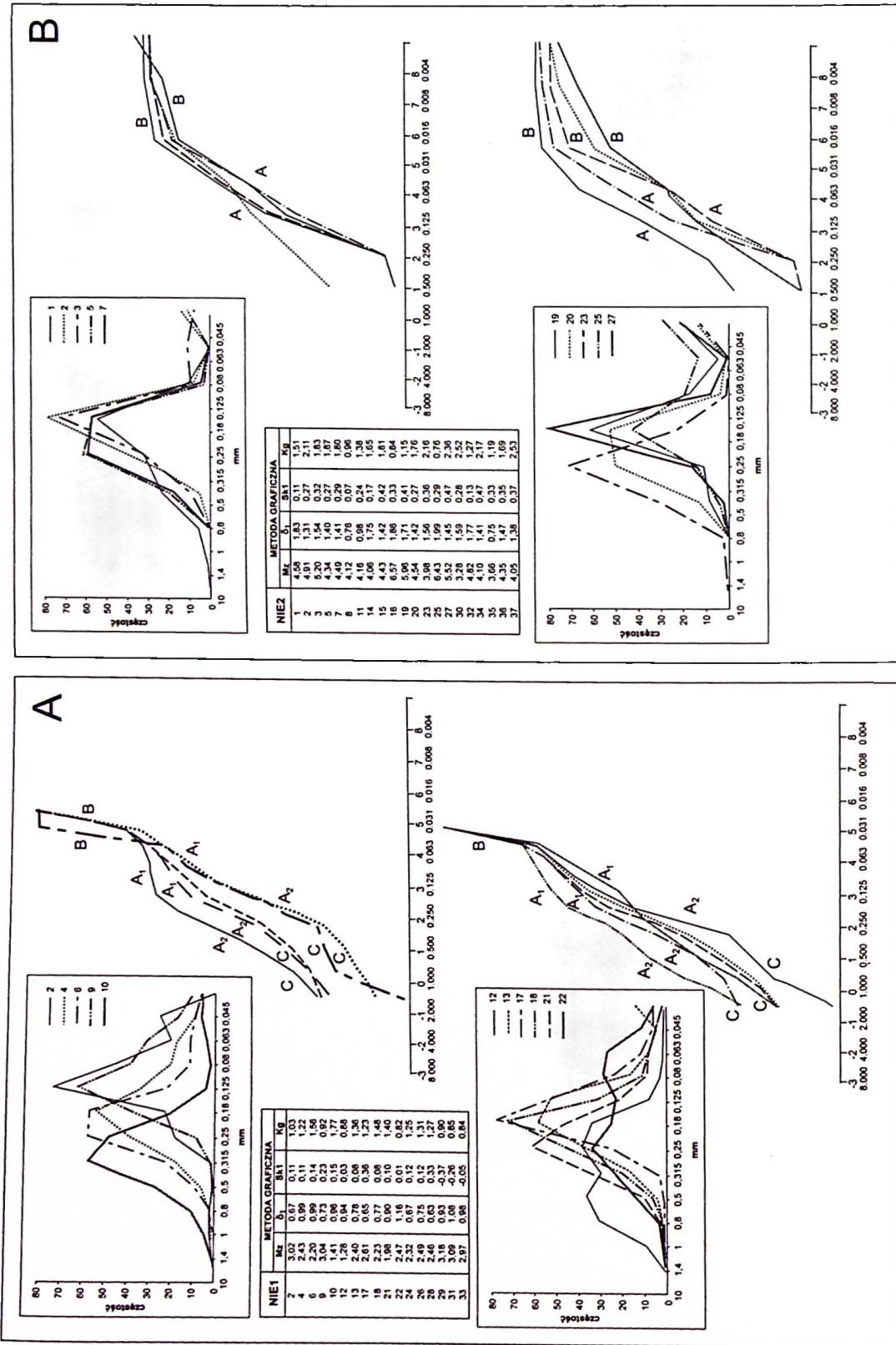
A. Profil litofacialno-litogenetyczny – oznaczenia wg Zielінskiego 1995 (por. Wachec-ka-Kotkowska w tym to-mie); B. Numery próbek i wyko-nane analizy: 1 – sitowa, 2 – are-ometryczna, 3 – mikroskop SEM (Woronko 1997), 4 – morfo-skopowa (Woronko 1997), por. tab. 2; C. Skład procentowy próbek; D. Wskaźniki Folk i Warda – por. tabele rys. 4

Results of structural and tex-tural analyses of deposits of marginal zone of the Mroźnica river valley (Miziała 1997)

A. Sedimentary log. B. Sample numbers and analyses: a – sieve, b – areometric, 3 – SEM microscope (Woronko 1997), cf. Tab. 2; C. Composition in % of samples; D. Folk and Ward para-meters





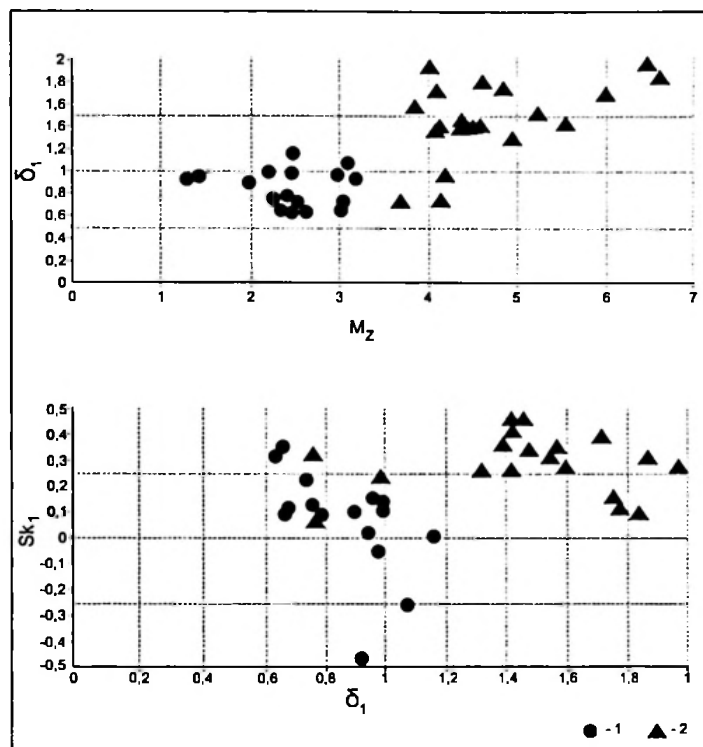


Rys. 4. Wyniki analizy granulometrycznej: krzywe częstości, krzywe kumulacyjne z opisem wg Vishera (A-C) i wskaźniki Folk'a i Warda (por. rys. 3D)

A. Osady piaszczyste (analiza sitowa); B. Osady drobnopiaszczyste i mulkowe (analiza areometryczna); lokalizacja próbek na rys. 3

Grain-size composition: frequency and cumulative curves (cf. Fig. 3D)

A. Sand deposits (sieve analysis); B. Fine sand and silt deposits (areometric analysis); sample location in Fig. 3



Rys. 5. Diagramy zależności

A. Wskaźnik średniej średnicy  $M_z$  z odchyleniem standardowym  $\delta_1$ ; B. Wskaźnik skośności  $Sk_1$  z odchyleniem standardowym  $\delta_1$ ;  
1 – analiza sitowa; 2 – analiza areometryczna

## Relationship diagrams

A. Between mean size  $M_z$  and standard deviation  $\delta_1$ ; B. Between skewness  $Sk_1$  and standard deviation  $\delta_1$ ;  
1 – sieve analyse; 2 – aerometric analyse

czym warstwy o najmniejszej miąższości są zbudowane z najgrubszego ziarna (np. próbka 10 –  $M_z = 1,41$ , ale udział piasków gruboziarnistych – 40 %; próbka 12 –  $M_z = 1,28$ , złożona z piasków średnioziarnistych w > 60 % i gruboziarnistych – > 35 %, co powoduje bimodalny rozkład krzywej częstości). Piaski te są umiarkowanie wysortowane i mają rozkład prawie symetryczny. Najlepsze wysortowanie mają piaski drobnoziarniste, np. próbki 17, 18. W brzeżnej strefie wypełnienia dolinnego dominują osady frakcji pylastej (> 31 %) i pylastopiaszczyste (> 17 %). Charakterystyczna jest znikoma (1,35 %) domieszka piasków grubych, o średnicy > 1 mm. W strukturze osadów dominują litofacje mułowo-piaszczyste i mułowe masywne, o poziomym warstwowaniu, rzadziej o strukturze smużystej. Stwierdzono wyraźny związek między średnią grubością ziarna i stopniem wysortowania oraz wskaźnika skośności i stopnia wysortowania (rys. 5).

Wyniki oceny stopnia zaokrąglenia ziaren kwarcu z 25 próbek (frakcja 0,8–1,0 mm lub 0,063–0,8 mm) metodą Krumbeina i obróbki tych ziaren metodą Cailleux z modyfikacją Goździka (1985) przedstawiono w tabeli 2. Stopień eolizacji ziarn kwarcowych wzrasta w części górnej serii (maks. RM – 44 %, próbka 29, głęb. 2,19 m). Dla dwóch frakcji ziarn kwarcowych (0,045–0,050 mm oraz < 0,032 mm) z trzech próbek: 27 (głęb. 2,78 m), 21 (głęb. 3,49 m) i 9 (głęb. 4,87 m) wykonano analizę powierzchni mikromorfologii w skaningowym mikroskopie elektronowym (Woronko 1987).

Analiza ta wykazała, że 93 % ziaren kwarcowych z badanych osadów charakteryzuje bardzo silne zżuszczenie powierzchni, natomiast na pozostałych ziarnach, relatywnie świeżych, proces ten jest w inicjalnej formie. Zżuszczenie jest szczególnie dobrze widoczne na wszelkiego typu zagłębieniach w powierzchni ziaren (jw.).

W świetle przedstawionych wyników badań strukturalno-teksturalnych można przyjąć, że spągowa seria drobnolaminowanych osadów mułkowo-piaszczystych była składana w wodzie stojącej lub o bardzo słabym przepływie. Zalegająca niezgodnie, powyżej osadów zbiornikowych rytmicznie warstwowana seria złożona z naprzemianległych, cienkich ławic piasków różnoziarnistych oraz większej miąższości ławic piasków drobnych, piasków pylastych i pyłów powstała w warunkach ząębienia się transportu poprzecznego (spływ w dolinie denudacyjnej o okresowo dużej dynamice) i podłużnego, zapewne krótkotrwałego przepływu wód powodziowych (roztopowych) w dolinie głównej. Przeważające ilościowo osady drobnopiaszczyste i pylaste są świadectwem dłuższej trwającego, spokojniejszego spływu zimnych wód (duży udział ziaren transportowanych w zawieszynie) i dużego udziału akumulacji eolicznej. Podobne warunki powtarzały się wielokrotnie, o czym świadczy charakterystyczna rytmiczność serii. Wysoko obróbka eoliczna wyrażona wskaźnikiem Krumbeina > 0,6 i ilością ziarn RM bliską, a nawet przekraczającą 40 % jest dowodem na intensywność procesów eolicznych w całym środowisku i jest jednym

z zynników datujących serię. Łuszczenie powierzchni ziaren interpretuje Woronko (1997) jako dowód ich pochodzenia z warstwy czynnej o częstych cyklach zamrażanie-rozmarzanie powierzchni ziaren, gdzie mogła gromadzić się wilgoć. Wiek osadów, ze względu na brak osadów organicznych sprawdzony w Niesułkowie tylko

metodą TL (około 30 ka lat BP), ogólnie potwierdza wcześniejsze opinie o krótkotrwałym formowaniu omawianej serii przypisywanej, między innymi na podstawie datowań  $^{14}\text{C}$  w Bełchatowie, okresowi od około 40 do powyżej 20 ka lat BP (Goździk, Pazdur 1987).

Tabela 2

Wyniki analizy morfoskopowej (Woronko 1997)

Results of morphoscopic analyses

No	Głębokość [m]	n	Krumbein (1941)	Cailleux (1942) Modyfikacja Goździk (1980)			
				NU	EL	RM	EM
1	6,03-6,10	100	0,601	0	26	16	58
2	6,02-6,04	100	0,566	7	49	13	31
4	5,18-5,20	114	0,595	0	36	19	45
5	5,02-5,13	106	0,586	0	37	24	39
6	4,95-5,02	108	0,589	3	23	21	53
10	4,73-4,75	103	0,600	0	30	27	43
11	4,69-4,73	100	0,560	6	17	25	52
12	4,65-4,68	102	0,588	6	27	31	36
13	4,55-4,61	102	0,604	3	30	27	40
14	4,41-4,40	102	0,615	0	11	37	52
17	3,92-3,97	100	0,572	3	18	25	54
18	3,83-3,86	100	0,619	4	10	38	48
21	3,41-3,56	107	0,635	5	12	35	48
22	3,21-3,30	101	0,617	0	19	36	45
23	3,16-3,21	100	0,676	0	24	31	45
24	3,30-3,15	100	0,620	2	16	32	50
26	2,75-2,83	100	0,583	0	31	33	36
28	2,41-2,57	100	0,561	4	22	21	53
29	2,19-2,38	100	0,633	0	14	44	42
30	2,12-2,19	100	0,661	2	19	37	42
31	1,76-2,12	100	0,595	0	3	47	50
32	1,73-1,75	100	0,595	3	13	43	41
33	1,45-1,56	100	0,610	0	3	36	61
34	1,24-1,35	100	0,627	0	22	42	36
37	0,67-0,82	100	0,646	0	15	38	47

Osady rytmicznie warstwowe w Niesułkowie stanowią przykład najbardziej typowej dla warunków peryglacialnych serii wypełnień dolinnych obszarów podlódzkich. „Modelowe” dla obszarów o urozmaiconej rzeźbie w strefie krawędzowej Wyżyny Łódzkiej jest również asymetryczne ukształtowanie doliny: obecność opisanego poziomu wysokiego wyłącznie po stronie prawej, wschodniej (ekspozycja zachodnia, „ciepła”) oraz wyrównany, denudacyjny charakter stoku lewego, zachodniego (ekspozycja wschodnia, „zimna”). Jednocześnie, jak już wspomniano, opisana w Niesułkowie rzeźba doliny Mroźnicy nie może być uznana za typową dla dolin w obrębie poziomu strykowskiego. Na wielu odcinkach jedyną ciągłą, wyraźną jest dolina holocenska, wcięta do 10 m, z reguły o erozyjnym prawym, wschodnim brzegu.

Starsze poziomy dolinne tworzą wyrównaną powierzchnię z wysoczyzną glacialną, a więc zanikają w sensie morfologicznym. Na południowy zachód od Woli Cyrusowej, gdzie poziom strykowski jest mało rozległy, górnoplenivistuliański poziom dolinny można prześledzić w formie niewyróżniających się hipsometrycznie płatów osadów vistuliańskich, towarzyszących współczesnej dolinie Mroźnicy.

Na poziomie strykowskim występują doliny martwe, tylko na jego peryferiach włączone poprzez denudację (sporadycznie przez małe ciekiki) do sieci odpływu. Jedną z dolin, niezwiązaną już z obecną Mroźnicą, przebiega w północnej części analizowanego fragmentu międzyrzecza, w okolicy Jabłonowa (rys. 2). Kopalną dolinę dokumentują zrekonstruowane przez Manikowską (Dylik 1961)



osady rzeczne, o miąższości do 15 m i strukturze odpowiadającej wysokiemu poziomowi dolinnemu. W końcu górnego plenivistulianu, forma została wypełniona do powierzchni poziomu strykowskiego, a jej dawny przebieg wyznacza obecnie szereg obniżen i podmokłości, na których osi, dalej na wschód, rozwinęła się dolina Strugi (lewy dopływ Mrogi). Rozmieszczenie dolin martwych i teras w formach funkcjonujących współcześnie, wskazuje na wielokorytowy układ rzek na poziomie strykow-

skim w górnym plenivistulianie i ich agradacyjny charakter. Nie ulega wątpliwości, że osady polodowcowe budują znaczną część powierzchni tego, obecnie wysoczyznowego, poziomu i łączenie jego budowy, a tym bardziej rzeźby, wyłącznie z morfogenezą glacialną nie jest właściwe. Nie włączenie dolin do sieci odpływu późnovistuliańskiego nie zwalnia nas od ich uwzględnienia w polodowcowej ewolucji rzeźby.

## POLODOWCOWY ROZWÓJ RZEŻBY MIĘDZYRZECZA MROGI I MROŻYCZY

Poniższa interpretacja nawiązuje do przedstawionej ostatnio koncepcji ewolucji rzeźby regionu łódzkiego, w której wyróżniono umowne okresy i etapy (Turkowska 2006 – tab. 13, str. 80). W rozwoju rzeźby opisywanego międzyrzecza, stanowiącego fragment strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej uformowanej przez lob górnej Bzury, wzięto pod uwagę stadiał warty zlodowacenia odry\* (ostatni etap okresu glacialnego) oraz vistuliańskie etapy okresu polodowcowego (jw.).

**Stadiał warty zlodowacenia odry**, zgodnie z tradycyjną koncepcją trójczłonowej poligenezy rzeźby środkowej Polski (Dylik 1953), może być utożsamiany z glacialnym cyklem morfogenetycznym. Do powiązania dynamiki transgresji zachodniej części lobu Rawki lądolodu warciańskiego z urozmaiconą rzeźbą podłoża i rozwoju stopni strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej wielokrotnie wracała Klattkova (1972 – rys. 48, str. 100; 1996, 1999). Dowody na przetrwanie dolin (osady zastoisłkowe w Niesułkowie oraz poniżej Kołacina) potwierdzają tezę o urozmaiceniu powierzchni podlodowej podczas ostatniej transgresji w opisywanym obszarze. Nie kwestionując wpływu tej powierzchni na dynamikę ruchu ostatniego lądolodu, szczególnie w strefie marginalnej, autorka uważa, że interpretacja rzeźby powinna uwzględniać również recesję lądolodu, niewątpliwie również uwarunkowanej takimi cechami jak nachylenie obszaru ku północy, skokowe zmiany tego nachylenia (np. opisaną wyżej krawędź między poziomem strykowskim a poziomem smardzewskim), przetrwał fragmenty dolin. Uwalnianie spod lodu szybsze w strefie wyniesień niż w obniżeniach terenu, wielokrotnie opisywane już w regionie zarówno w dorzeczu Warty (Krzemiński 1997), jak i w dorzeczu Rawki (Klajnert, Rdzany 1992; Rdzany 1997, 2004), tylko wstępnie było podkreślone w strefie

krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, w lobie górnej Bzury (Turkowska 2006). Ukształtowanie międzyrzecza Mrogi i Mrożycy w opisywanym fragmencie pozwala założyć dwie fazy rozwoju rzeźby podczas deglacjacji. W czasie, gdy lądolód zalegał na poziomie smardzewskim, przed jego czołem akumulowane były osady, tworzące najwyższe dzisiaj pagóry w okolicach Brzezin (około 230 m n.p.m.). Na ich południowym przedpolu (skraj S opisywanego terenu), na wysokości około 200 m n.p.m. można prześledzić szlak odpływu wód lodowcowych z zachodu na wschód, przez równoleżnikowy odcinek doliny Mrożycy, spłaszczenia w okolicach Brzezin i dolinę w Michałowie. W miarę kurczenia się lądolodu, podczas gdy zajmował on już tylko poziom strykowski i lokalnymi lobami wysuwał się wzdłuż doliny Mrożycy i Mrogi, „piaski górne”, nieco młodsze niż w okolicach Brzezin, składane były na obszarze interlobalnym (okolice Henrykowa, Syberii i Bielank) i przed czołem jeziorów, na przykład w okolicach Grzmiącej. Hipotezę potwierdza, wynikająca z badań strukturalno-teksturalnych w Pieńkach Kołackich i Grzmiącej, interpretacja Jaksy (2006). Diagnoza „stożki marginalne przed czołem lokalnego lobu” (Jaksa jw.) dotyczy jednak osadów a nie obecnych form rzeźby, których stosunek do powierzchni wodnolodowcowej pozostaje zagadnieniem otwartym. Teza o „pierwotności” zarówno wewnętrznych, stromych stoków zespołu pagórków, jak i łagodnych stoków dystalnych, a więc założenie o zgodności współczesnej powierzchni topograficznej z pierwotną powierzchnią akumulacyjną, nie mogą być podtrzymywane poprzez wyniki analiz cech strukturalnych i teksturalnych osadów w dwóch odległych odsłonięciach (jw.). Sam fakt istnienia rozbudowanej sieci form denudacyjnych wskazuje, że, niezależnie od budowy geologicznej (piaski wodnolodowcowe), rzeźby nie można uważać za glacialną.

\* Przyjmowany przez autorkę w ujęciu stratygraficznym zaproponowanym przez Lindnera (2005).

Różnice wysokości w uwalnianym od lodu obszarze i zmieniająca się podczas deglacjacji baza erozyjna skutkowała, zapewne jeszcze przed interglacjałem eemskim, zmianą kierunku odpływu z zachodniego na północny i rozwojem młodszych od równoleżnikowych, południkowych odcinków dolin: doliny Mroźcy między Brzezunami a Tadzinem i doliny Mrogi powyżej Kołacina. Za orientacyjną miarę erozji w schyłku stadiału warty można przyjąć różnicę między poziomem dna wspomnianej. martwej doliny glacialnej (189 m n.p.m. – dział wodny w Kolonii Kołacin) do 160 m n.p.m. (najstarsze, kopalne dno doliny Mrogi w Mrodze Dolnej). Ta pierwsza faza erozji i przejście na zasilanie gruntowe (K r z e m i ń s k i 1989), posłużyły organizacji linii najstarszego, polodowcowego odpływu rzecznoego. Podczas **interglacjału emskiego i wczesnego vistulianu**, układ i rzeźba dolin prawdopodobnie nie uległy zasadniczym zmianom, chociaż brak poziomów terasowych i sporadycznie spotykane osady z tego okresu utrudniają interpretację. Te świadectwa zostały zniszczone podczas fazy erozji, która doprowadziła do pogłębienia dawnych i powstania licznych nowych form dolinnych w **dolnym plenivistulianie** (np. M a n i k o w s k a 1996). Prawdopodobnie z przełomem dolnego i środkowego plenivistulianu należy wiązać bruki w kopalnych dnach małych dolin, także denudacyjnych, początkowo korelowane z interglacjałem eemskim (K l a t k o w a 1965); w wyniku badań okazało się, że kopalne zagłębienia położone w górnych odcinkach dolin denudacyjnych, często kryją pełne sekwencje osadów eemskich i wczesnovistuliańskich (np. K l a t k o w a 1989). Na początku środkowego plenivistulianu, w porównaniu z całym okresem polodowcowym, krajobraz dorzecza górnej Mrogi był najbardziej urozmaicony. Układ dolin erozyjnych, odpowiadających najgłębszym postwarciańskim formom, w obszarze poziomu smardzewskiego był zbliżony do obecnego. W obrębie poziomu strykowskiego, na dzisiejszym międzyrzeczu istniał system wielokorytowy. Kształt fragmentów kopalnych dolin Mrogi i Mroźcy znany jest z bezpośrednich badań tylko w ich częściach przystokowych (np. w Mrodze Dolnej, Olszy, Niesułkowie), a rozmiary form określano pośrednio, na podstawie wierceń. Dolnoplenivistuliańska powierzchnia terenu (oprócz zagłębień bezodpływowych i nie zniszczonych fragmentów dna emskiego i/lub wczesnovistuliańskiego w dolinach) zbudowana była z osadów warciańskich lub nawet starszych, odstoniętych w wyniku erozji.

Erozja i wynoszenie osadów w dnach dolin prowadziły do denudacji stoków, redukcji stref bezodpływowych na międzyrzeczu i do zmian układu linii wododziałowych, w tym do powstania nowych

działów, przecinających doliny glacialne. W najwyższej położonych częściach stoków wysoczyznowych była kontynuowana degradacja, rozpoczęta bezpośrednio po deglacjacji. Kierunek rozwoju rzeźby często (z wyjątkiem obszarów bezodpływowych) charakteryzuje dodatni bilans niszczenia do czasów współczesnych, prowadzący do obniżania i wyrównywania stoków. Akumulacja zwiększa się ku peryferiom międzyrzecza, zarówno w dnach suchych dolin jak i na stokach, chociaż osady nie występują w sposób ciągły, ale wyspowo (por. T u r k o w s k a 1975 – rys. 4 i zał. 4, 5).

**W środkowym plenivistulianie**, w dolnych odcinkach dolin denudacyjnych, a przede wszystkim w dolinach rzecznych, charakterystyczna staje się agradacja osadów. Osady środkowoplenivistuliańskie stanowią główną masę dolinnych wypełnień vistuliańskich, o objętości wielokrotnie większej niż objętość serii starszych jak i serii młodszych. Analizy osadów udowodniają zróżnicowanie środowiska sedymentacyjnego zarówno w obrębie tych samych dolin, wzdłuż profilów poprzecznych i podłużnych, jak i między dolinami, zależnie od ich wielkości, kierunku przebiegu, żywości rzeźby itd. W górnych odcinkach dolin środkowej Polski, charakterystyczne są: dwudzielność serii (spąg mułkowo-piaszczysty, górna część piaszczysto-mułkowa); rytmiczność w profilu pionowym; zmienność facjalna w przekroju poziomym; narastanie ku stropowi obróbki eolicznej; struktury zmarzlinowe syngenetyczne i epigenetyczne. W dolinach w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej nie spotkano domieszek organicznych. Za regułę można przyjąć poligeniczny charakter serii, w skład której wchodzi osady stokowe, rozlewiskowe, korytowe, pozakorytowe, jeziorne, eoliczne itd.

Powierzchnia stropowa „główniej” serii plenivistuliańskiej jest ścięta erozjnie, prawdopodobnie bezpośrednio przed główną transgresją lądolodu vistuliańskiego (R o t n i c k i 1987). W górnych odcinkach dolin, erozja ta zaznacza się poprzez powierzchnię niezgodności i zmianę cech litologicznych osadów, świadczących o zmianie dynamiki odpływu i warunków sedymentacji. **W górnym plenivistulianie** dna dolin zostały zajęte przez rzeki roztokowe, których osady są znane z bardzo licznych odstonień i były opisywane w dolinie Mrogi (T u r k o w s k a 1975, 2006).

Agradacja plenivistuliańska doprowadziła do znacznego zniwelowania starszej rzeźby. Dla odcinków doliny Mrogi i Mroźcy na poziomie strykowskim, w zatokach utworzonych przez wysunięte na południe małe loby powstałe podczas deglacjacji lądolodu warty, charakterystyczne jest wypełnienie rozcięć wczesnoplenivistuliańskich i zatarcie złożo-

nej struktury poziomu (osady dolinne górnoplenivistuliańskie i glacialne). Podobna sytuacja była opisywana w dolinie Miazgi (Manikowska 1965; Turkowska 1988), a być może również kryje się pod postacią powierzchni interpretowanych jako terasy erozyjne, na przykład w dolinie Warty (Forysiak 2005). W niektórych obszarach pozadolinnych, akumulacja wypełniła rozcięcia vistuliańskie i, jednocześnie, zatarła ich granice poprzez wyrównanie stropu wypełnień z powierzchnią glacialną. Należą tu rozległe fragmenty poziomu strykowskiego (okolice Jabłonowa – Dylík 1961), czy wysoczyzna morenowa koło Konstantinowa Łódzkiego z doliną Neru (Turkowska 1988).

Późny vistulian, wyróżniony jako ostatni etap vistuliański w polodowcowej ewolucji rzeźby, spowodował, że objętość zachowanych w dolinach osadów środkowo- i plenivistuliańskich, jest pomniejszona przez erozję. Po „zimnych” stronach dolin, jak opisano w stanowisku Mroga Dolna, uprzątnięcie osadów plenivistuliańskich jest prawie

kompletne, a procesom rzeczonym towarzyszyła intensywna denudacja stoku wysoczyzny. W obrzeżających opisywane międzyrzecze dolinach rzecznych Mrogi i Mrożycy, przez większą część etapu, znowu charakterystyczne było wynoszenie osadów, objawiające się zarówno zniszczeniem serii plenivistuliańskich, jak i brakiem na stokach serii późnovistuliańskich. Degradacyjny charakter mają stoki o ekspozycji zimnej: zarówno wschodni stok międzyrzecza, jak i o zimnej, wschodniej wystawie stok Mrożycy, także w sąsiedztwie odkrywek w Grzmiącej (Jaksa 2006). Szczątkowym świadectwem procesów jest agradacyjna terasa niska w dolinie Mrogi, niewątpliwie złożona przez rzekę roztokową, przypisywana młodszemu dryasowi, której wymiary, wielokrotnie mniejsze niż szerokość i głębokość doliny erozyjnej, pokazują, że masa zachowanych osadów nie może być miarą wydajności procesów morfogenetycznych w późnym vistulianie.

## PODSUMOWANIE

1. Rzeźba międzyrzecza Mrogi i Mrożycy, chociaż w większej części obszar jest zbudowany z osadów warciańskich, nie może być definiowana jako glacialna. Powierzchnia wskazuje na różny stopień zaawansowania przekształceń w okresie polodowcowym. W okolicach Henrykowa, gdzie jest ona najbardziej zwarta i z pewnością najbliższa pierwotnej powierzchni glacialnej, denudacyjne efekty niszczenia są najbardziej uchwytne i oczywiste. W okolicach Żabieńca, tylko formy położone w osi międzyrzecza (np. pagóry w Bielankach, martwa dolina) noszą ślady akumulacyjnej powierzchni glacialnej. Stoki pagórków okalających torfowisko, a także cały urozmaicony nieckami i dolinami denudacyjnymi obszar wododziałowy należał do strefy niszczenia peryglacialnego. Obszar skorelowany z poziomem smardzewskim w opisie Klatkowej (1965), z wyjątkiem zagłębień bezodpływowych, ma charakter degradacyjny. Dopiero niżej położony teren poziomu strykowskiego stał się, w efekcie morfogenezy polodowcowej, obszarem degradacyjno-agradacyjnym, w którym poziom zasypania w górnoplenivistuliańskich roztokach odpowiada stropowi powierzchni glacialnej.

2. Różna w różnych częściach międzyrzecza rzeźba (degradacyjna i/lub degradacyjno-agradacyjna) stanowi bilans procesów podczas całego okresu polodowcowego. Typ procesów i rozkład stref niszczenia, transportu i akumulacji zmieniał się w kolejnych etapach ewolucji, skorelowanych umownie

z fazami tlenowymi (Turkowska 2006 – tab. 13, str. 80). Przez większą część vistulianu (wczesny vistulian, dolny plenivistulian, późny vistulian), kierunek procesów był wspólny dla całego systemu – dominowało niszczenie, z okresową redepozycją osadów. Materiał z wysoczyzny, wzdłuż osi suchych form dolinnych, był transportowany do dolin rzecznych i wynoszony dalej, poza analizowany obszar. Znacznie krócej, przy trwającym niszczeniu górnych części stoku, formy erozyjne były wypełniane. Wiek osadów zachowanych w dolinach odpowiada środkowemu i górnemu plenivistulianowi (wysoki poziom dolinny) oraz schyłkowi późnego vistulianu (terasa niska). Wielokrotnie większa objętość form wklęsłych, niż objętość osadów, jest świadectwem dodatniego bilansu niszczenia, podczas całego okresu polodowcowego na poziomie smardzewskim. Na poziomie strykowskim, w dorzeczu górnej Mrogi, bilans procesów w plenivistulianie był zerowy, a niszczenie dominowało tylko w późnym vistulianie, kiedy powstały obecne doliny rzeczne i zostały zdenudowane stoki o ekspozycji zimnej.

3. Jako punkt odniesienia dla oceny polodowcowych przekształceń pierwotnej powierzchni glacialnej mogą służyć zachowane na wysoczyźnie fragmenty martwych dolin, przecięte przez dzisiejszy wododział. Niewielka długość form, podobnie jak mała rozległość innych spłaszczeń w strefach wododziałowych oraz, zmieniające się szybko wzdłuż profilów



podłużnych, rozległość i głębokość odchodzących od nich dolin denudacyjnych są miernikami rozwoju rzeźby wysoczyznowej. Etapy tego rozwoju mogą być szacowane poprzez korelacje z morfogenezą dolin rzecznych – Mrogi i Mroźcy; zmiany liniowe wzdłuż koryt powodowały obniżanie lub podnoszenie bazy erozyjno-denudacyjnej, na które odpowiadały systemy suchych dolin i stoki. Jednocześnie nie ma wątpliwości, że otwartość systemów dolinnych powoduje niepełność ich świadectwa paleogeograficznego. Miarą wydajności procesów morfogenetycznych nie może być masa osadów zachowanych w dolinach. W sposób pełniejszy rejestrują zmiany, różnego wieku, w większości pogrzebane lub zniszczone, formy erozyjno-denudacyjne. Jednak ich szacunek może być tylko przybliżony.

4. Ze swej istoty fragmentaryczne informacje z systemów otwartych mają szansę być uzupełnione przez wyniki badań wypełnień zagłębień bezodpływowych, dotychczas prowadzonych w Żabieńcu głównie w zakresie holocenu, ale planowanych również w zakresie starszych serii, prawdopodobnie zarówno schyłkowowarciańskich, eemskich, jak i vistuliańskich. Najstarsze zmiany środowiska w okresie polodowcowym powinny być zarejestrowane właśnie w zagłębieniach wododziałowych, skąd osady nie mogły być odprowadzone (Turkowska, Wieczorkowska 1986, 1988). Zasluguje na podkreślenie wyjątkowość zagłębienia w Żabieńcu, w porównaniu z innymi, licznymi już zagłębieniami udokumentowanymi w regionie łódzkim (Dylik 1964, 1967; Klarkowa 1989a, b, 1990, 1997). Tylko pojedyncze spośród zbadanych form nie zostały włączone do sieci dolinnej (np. Józefów), a w żadnej nie stwierdzono wielometrowej miąższości, organicznej serii holocenijskiej. Przetrawanie jeziora w Żabieńcu przez cały vistulian było możliwe tylko w formie zamarzniętej, a „wypełnienie” zagłębienia musiało dodatkowo ograniczać procesy denudacyjne, ze względów oczywistych o mniejszej dynamice w systemie zamkniętym niż w systemach otwartych. Uzasadnia to szukanie analogii procesów denudacyjnych na wy-

soczyźnie w ograniczających ją dolinach rzecznych, a nie w obszarze bezodpływowym, stanowiącym wydzielony i odmienny morfogenetycznie system.

5. Dorzecze górnej Mrogi należy do najlepiej poznanych fragmentów regionu łódzkiego, a dolina Mroźcy była nawet określana jako kolebka badań peryglacjalnych łódzkiej szkoły geomorfologicznej. Współcześnie prowadzone badania na międzyrzeczu Mrogi i Mroźcy powinny uwzględnić zarówno wyniki dawnych badań glacialnych w ośrodku (np. spiętrzenia glacictektoniczne i stopnie strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej), jak i wyniki badań peryglacjalnych (np. znaną od wielu lat stratygrafię wypełnień dolin denudacyjnych i małych dolin rzecznych) oraz spojrzeć na współczesną rzeźbę w jej rozwoju, zgodnie z wciąż przecież, chociażby poprzez stosowanie metod sedymentologicznych, potwierdzanymi zasadami geomorfologii dynamicznej. Udoskonalane poprzez zastosowanie nowych metod, ale ograniczane mniejszymi możliwościami przygotowywania odsłoneń i czasu poświęcanego na bezpośrednie poznanie, obecne wyniki powinny uzupełniać i korygować wyniki badań poprzednich. Brak ciągłości w sposób oczywisty ogranicza kompletność poznania, prowadzi do zaprzepaszczenia wcześniej zdobytej wiedzy i pomniejsza obiektywną wartość osiągnięć obecnych. Do nasilającego się przez ostatnie lata pomijania w interpretacjach rzeźby znaczenia morfogenezy peryglacjalnej, według autorki w dużym stopniu przyczynia się spojrzenie „geologiczne” związane z realizacją Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 i fakt, że w skali prowadzonych prac, nie tylko trudno jest ocenić stopień, ale w ogóle nie jest stawiany problem przekształceń polodowcowych. Paradoksem jest, że właśnie kartowanie geologiczne i geomorfologiczne realizowane na początku lat pięćdziesiątych XX wieku na obszarze dorzecza górnej Mrogi, podawane jest jako źródło koncepcji morfogenezy peryglacjalnej (Dylik 1953) i początków badań strukturalnych w geomorfologii (Dylikowa 1952) w środkowej Polsce.

## LITERATURA

- Brzeziński H., 1988 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Główny. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzeziński H., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Główny. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 58 ss.
- Cailleux A., 1942 – Les action éoliennes périglaciaires en Europe. *Mem. Soc. Géol. France*, 46.
- Dylik J., 1952 – Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 68:173-198.
- Dylik J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4: 109 ss.

- Dylik J., 1954 – Zagadnienie genezy lessu w Polsce. *Biul. Perygl.*, 1: 19-30, 125-131.
- Dylik J., 1958 – Istota i metody geomorfologii dynamicznej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8: 23-66.
- Dylik J., red., 1961 – Guide-book of Excursion C. The Łódź region. VIth INQUA Congress, Poland: 83 pp.
- Dylik J., 1964 – Sur les changements climatiques pendant le dernière période froide. Report VIth International Congress on Quaternary, 4, Łódź: 55-66.
- Dylik J., 1967 – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 311-352.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 116 ss.
- Forysiak J., Twardy J., 2006 – Charakterystyka geomorfologiczna i geologiczna torfowiska Żabieniec i jego otoczenia. Mat. Konf. „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”, Łódź: 83-87.
- Goździk J. S., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”. *St. Region.*, 4, 9: 101-114.
- Goździk J. S., 1985 – Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasku dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. UW. Warszawa: 115-132.
- Goździk J., Pazdur M. F., 1987 – Frequency distribution of <sup>14</sup>C dates from the territory of Poland in the time interval 1–45 kyr BP and its paleogeographical implications. *Zesz. Nauk. Politechniki Śl.*, 56, *Geochronometria*, 4: 27-42.
- Jaksa A., 2006 – Glacialna geneza form wypukłych w otoczeniu torfowiska Żabieniec. Mat. Konf. „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”, Łódź: 27-31.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1991 – Wpływ podłoża na zanikanie łądolodu warciańskiego w lobie Rawki między Pilicą a Bzurą. I Zjazd Geomorfologów Polskich, Poznań, 24. 09.– 25. 09. 1991 r.: 80-81.
- Klatkowska H., 1961 – Niesułków. INQUA VIth Congress, Warszawa-Łódź, Poland. August-September 1961. Guide-Book of Excursion C, The Łódź region. Wyd. PWN, Łódź: 48-52.
- Klatkowska H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19: 142 ss.
- Klatkowska H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: 220 ss.
- Klatkowska H., 1989 – Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 61-74.
- Klatkowska H., 1996 – Elementy glacictektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 72: 7-103.
- Klatkowska H., 1997 – Zagłębienia bezodpływowe w Polsce Środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica* 1: 23-45.
- Klatkowska H., 1999 – Morphological and geological evidence for glacictections in the area of the Saalian Glaciation with special reference to Middle Poland. *Lanform Analysis*, 2: 19-35.
- Krumbein W. C., 1941 – Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sed. Petr.*, 11.
- Krzemiński T., 1989 – Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 95-118.
- Kusiak J., 1997 – Wyniki analizy TL prób ze stanowiska Niesułków. Mat. Konf. „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”. Łódź: 41-42.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Państw. Inst. Geol., Pr.*, 2.
- Lindner L., 2005 – Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowo-wschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 53, 2: 145-150.
- Manikowska B., 1966 – Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 22: 166 ss.
- Manikowska B., 1996 – Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas vistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97-106.
- Materiały, 1997 – Konferencja robocza „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”, Łódź: 48 ss.
- Materiały, 1999 – Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”, Łódź: 94 ss.
- Miziała P., 1998 – Charakterystyka osadów strefy ujścia doliny denudacyjnej w Niesułkowie. Praca magisterska. Maszynopis. Biblioteka WNG UŁ: 136 ss.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. UW. Warszawa: 29-105.
- Nowacki K., 1991 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Łyszkowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Nowacki K., 1993 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski: 1:50 000, ark. Łyszkowice. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 27 ss.
- Rdzany Z., 1997 – Kształtowanie rzeźby terenu między górą Rawką a Pilicą w czasie zaniku łądολου warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 73: 144 ss.
- Rdzany Z., 2004 – Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia Warty na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej w świetle analiz osadów. W: M. Błaszkiwicz, P. Gierszewski (red.) Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych. IGiPZ PAN, Warszawa: 295-320.
- Rotnicki K., 1987 – Main phases of erosion and accumulation in the middle and lower Prosna valley in the last glacial–interglacial cycle. *Geogr. Pol.*, 53: 53-65.
- Trzmiel B., Nowacki K., 1984 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łódź-Wschód. Inst. Geol., Warszawa.
- Trzmiel B., Nowacki K., 1987 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Łódź-Wschód. Inst. Geol., Warszawa: 83 ss.
- Trzmiel B., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Brzeziny. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Trzmiel B., 1993 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Brzeziny. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 31 ss.
- Turkowska (Kuydowicz-) K., 1975 – Rieczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36: 122 ss.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Turkowska K., 1996 – Vistuliańskie osady pylaste w okolicach Łodzi. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 173-178.
- Turkowska K., 1997 – Stanowisko Niesuików. Rzeźba doliny i struktura strefy brzeżnej wysokiego poziomu dolinnego Mrozyca. Mat. Konf. „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”. Łódź: 37-39.
- Turkowska K., 1999a – Kryteria oceny roli morfogenezy peryglacialnej w Polsce środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 76: 101-132.
- Turkowska K., 1999 b – Some reflections on the Łódź contribution to periglacial research and evaluation criteria of periglacial morphogeny in middle Poland. *Biul. Perygl.*, 38: 43-61.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1985 – Przykłady stratygraficznego zróżnicowania peryglacialnych osadów stokowych w okolicach Łodzi. UŁ. Łódź: 30 ss.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1986 – L'influence du relief sur le caractère des dépôts de versant périglaciaires dans le région de Łódź. *Biul. Perygl.*, 31: 293-309.
- Twardy J., 1995 – Dynamika denudacji holocenińskiej w strefie krawędzowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 69: 213 ss.
- Wieczorkowska (Szopianka-) J., 1964 – Geneza pagórków na południe od Józefowa. Praca magisterska. Maszynopis. Biblioteka WNG UŁ: 60 ss.
- Wieczorkowska J., 1997 – Przykłady parowów na krawędzi Wyżyny Łódzkiej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 258-261.
- Woronko B., 1997 – Stanowisko Niesuików. Wyniki analizy ziarn kwarcu w mikroskopie elektronowym. Stanowisko Niesuików koło Łodzi. Mat. Konf. „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”. Łódź: 45.
- Zieliński T., 1995 – Kod litofacjalny i litogenetyczny. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. UW. Warszawa: 220-235.



## MORPHOLOGY AND INFILLINGS OF UPPER MROGA NAD MROŻYCA VALLEYS AS EVIDENCE OF POST-GLACIAL STAGES OF THE WATERSHED AREA EVOLUTION

### SUMMARY

**A b s t r a c t.** The geomorphologic and palaeogeographic investigations carried out since 50ties in the upper Mroga basin, the results of which have not been taken into account in the interpretation of the area configuration around the Żabieniec peatbog site, have been presented. The small extent of the watershed area between the Mroga and Mrożyca Rivers and the morphology of its fragments linked to the levels of the Łódź Plateau: Smardzew level (locally: Henryków level and Żabieniec level) and Stryków level has been stressed. It has been concluded that the present-day relief of the Smardzew level surface is of the degradation origin while of the Stryków level surface – of the degradation and aggradation origin. The landforms, despite glacial and/or glaciofluvial provenance, are polygenic and have been active during whole post-glacial time. It seems possible to correlate stages of the relief evolution with stages registered in the river valleys to which in turn correspond dry valleys' bottoms initiated in dead glacial valleys. It has been pointed out that a major feature of the valley configuration is the Plenivistulian upper level while Middle and Upper Plenivistulian units are dominant of even the only unit of the valley filling. The deposits are only small part of Vistulian record, including valleys. In the area of the upper Mroga basin, except of closed depressions, the stages of the most dynamic post-glacial processes correlate with recent and fossil erosional and denudational surfaces.

**Key words:** middle Poland, Łódź Region, Vistulian, stratigraphy (climato- and lithostratigraphy), environmental differentiation of fossil periglacial zone.

In the upper Mroga River basin there is a lot number of sites investigated during 60 years of geomorphologic and palaeogeographic studies of the Łódź Region (Fig. 1). In the recent years, wide interdisciplinary studies have been performed at the Żabieniec peatbog site, located in the watershed area between the Mroga and Mrożyca valleys (F o r y s i a k, T w a r d y 2006). The present article is focused on relationship between previous and recent results of investigations carried out in the edge zone of the Łódź Plateau.

The watershed area between the Mroga and Mrożyca valleys is morphologically diversified. In the configuration of the plateau between the Mroga valley (between Rozworyn and Kołacin) and the Mrożyca valley (between Grzmiąca and Nowostawy) – Fig. 2, plains were distinguished and correlated with levels proposed earlier by K l a t k o w a (1965): the Smardzew level and the Stryków level. A clear boundary between the levels is the base to divide the watershed area into parts: the more complex and higher located one (NE part) with the Mroga valley and the low-relief region (NW part) with the Mrożyca valley. Besides the widely studied convex landforms (J a k s a 2006), in the morphology of the edge zone (especially of the Smardzew level) occur fragments of dead valleys, often cut by the present-day watershed line. In the watershed area, a lot of closed depressions (such as depression of the Żabieniec peatbog) has been persisted.

The morphogeny of the upper Mroga valley and the associated dry valleys has been studied by the author since 70ties (T u r k o w s k a 1975, 1988), while the Mrożyca valley at Niesułków in 1995–1999 (T u r k o w s k a 1996b, 1999a, b). A major feature of

the valley configuration is the the Plenivistulian upper level. Middle and Upper Plenivistulian units are dominant of even the only unit of the valley filling. A second feature, thought less pronounced, is the Late Vistulian level. Evidently, the deposits preserved in the valleys are only small part of Vistulian record. The stages of the most dynamic processes, so the strongest denudation correlate with recent and fossil erosional and denudational surfaces. The relief variability in the course of particular stages of evolution, which is partly obliterated by the fillings, was recognized to be an evidence of efficiency of periglacial denudation.

It has been stated that the present-day morphology of the area between the upper Mroga and Mrożyca Rivers is complex and polygenic. The southern part (the Smardzew level), except of the area of closed depressions, is characterized by denudational relief, irrespective of the Wartian age sediments and the origin of landforms (glaciofluvial fans, melt-out depressions, local marginal valleys). In the northern part (the Stryków level), the relief possesses an erosional/denudational-accumulative legacy. The recent approach often ignores the stages of post-glacial Vistulian evolution (T u r k o w s k a 2006, Tab. 13, page 80), widely documented since 50ties up to now. Post-glacial stages of the relief evolution of the watershed area may be inferred from the events registered in the river valleys associated by dry valleys which have been initiated in dead glacial valleys of the watershed area. Open character of the valley systems influences poor preservation of post-glacial record. Further interpretation is possible by investigating the fillings of closed depressions.

Lucyna Wachecka-Kotkowska  
Katedra Badań Czwartorzędu, UŁ  
Łódź  
Małgorzata Ludwikowska-Kędzia  
Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska  
Kielce

## PLENIVISTULIAŃSKI POZIOM WYSOKI W DOLINACH RZEK LUCIAŻY (RÓWNIANA PIOTRKOWSKA/WZGÓRZA RADOMSZCZAŃSKIE) I BELNIANKI (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE) PORÓWNANIE CECH STRUKTURALNYCH I TEKSTURALNYCH OSADÓW

### ZARYS TREŚCI

Porównano cechy strukturalne i teksturalne osadów budujących plenivistuliańskie poziomy dolinne w dolinach Luciaży i Belnianki rzek vistuliańskiej strefy peryglacjalnej. Podkreślono ponadregionalne podobieństwo tych cech – wielocykliczność akumulacji, litofacjalną dwudzielność oraz występowanie struktur kriogenicznych i struktur niestatecznego warstwowania. Dolny człon poziomu, środkowoplenivistuliański, budują osady piaszczysto-mułkowe facji pozakorytowej o umiarkowanej eolizacji, a gómy, gómplenivistuliański – osady piaszczyste, facji korytowej, silnie eolizowane. Podobieństwo i jednorodność teksturalna pokryw fluwioperyglacjalnych poziomu plenivistuliańskiego, powstałych przy współdziałaniu procesów rzecznych, eolicznych i stokowych, powiązane z pierwotnymi cechami uziarnienia osadów odziedziczonymi po środowisku glacialnym, modyfikowanymi w późniejszych plejstocenijskich peryglacjalnych etapach (cyklach) denudacyjnych. Zaakcentowano decydującą rolę klimatu peryglacjalnego, który determinował kierunek, natężenie i typ procesów lito- i morfogenetycznych w dolinach. Wskazano, że warunki lokalne – układ mezoforn paleozoicznych w dolinie Belnianki i warciańskich, glacialnych w dolinie Luciaży – odegrały drugorzędną rolę w kształtowaniu się den dolinnych podczas plenivistulianu.

Słowa kluczowe: poziomy dolinne, plenivistulian, analiza litofacjalna, analizy tekstualne, Polska środkowa, Góry Świętokrzyskie.

### WPROWADZENIE

Uwarunkowania i etapy morfogenezy vistulianu peryglacjalnych dolin rzek strefy wyżyn i równin peryglacjalnych w Polsce zostały już w znacznym stopniu rozpoznane (m.in. Lindner 1971; Turkowska 1988, 2006; Superson 1996; Pożaryski *et al.* 1999; Gębica 2004). W licznych opracowaniach o charakterze przyczynkowym, ale także w pełnych regionalnych syntezach, podkreśla się, że dominujący wpływ na typ i natężenie peryglacjalnych procesów lito- i morfogenetycznych w dolinach rzecznych miały zmiany klimatyczne w vistulianie. Regionalne różnice w przebiegu i zapisie tych procesów wyjaśnia się uwarunkowaniami lokalnymi, na przykład budową geologiczną dolin i ich zlewni, układem dolin na tle elementów makrorzeźby przedplejstocenijskiej, aktywnością tektoniczną obszaru, itp. W większości badań, zgodnie podkreśla się fakt poligeniczności osadów i form peryglacjalnej rzeźby fluwialnej,

który wynika ze złożoności przebiegu procesów morfogenetycznych w obrębie den dolin i ich zбочy, ich nakładania się w czasie i przestrzeni (m.in. Klatkova 1955; Kowalski 1978, 2002a; Turkowska 1988, 2006; Superson 1996; Wachecka-Kotkowska 1998, 2004b; Ludwikowska-Kędzia *et al.* 2006). Problem ten znalazł odbicie w nazewnictwie wydzielanych systemów teras vistuliańskich, które niejednokrotnie nie mają wyłącznie genezy fluwialnej, ale są wypadkową współdziałania wielu procesów: fluwialnych, denudacyjnych i eolicznych. Dlatego też Turkowska (1988, 2006), na przykładzie dolin rzek regionu łódzkiego, proponuje poligeniczne vistuliańskie terasy nazwać poziomami dolinnymi, w odróżnieniu od vistuliańskich teras fluwialnych.

W Górach Świętokrzyskich problem wieku i genezy plejstocenijskich teras w dolinach rzecznych oraz roli procesów denudacyjnych w ich tworzeniu,

dzięki zastosowaniu nowych metod datowania osadów i analiz sedimentologicznych ich cech, zyskał na aktualności (m.in. Ludwikowska, Olszak 1997; Ludwikowska-Kędzia 2000; Kowalski 2001, 2002a; Ludwikowska-Kędzia *et al.* 2006), chociaż znaczenie warunków peryglacialnych w ewolucji rzeźby obszaru jest od dawna podkreślane w literaturze regionalnej (np. Klatka 1962; Łyczewska 1971, 1972; Filonowicz 1972, 1976; Różycki 1972a, b; Lindner 1984).

Bardziej niż różnice regionalne, zwraca uwagę ponadregionalne podobieństwo w stopniu zachowania, wieku i budowie plenivistuliańskich teras w dolinach rzecznych. Najczęściej mamy do czynienia z terasami plenivistuliańskimi, natomiast formy wczesnego i środkowego vistulianu występują rzadko albo wcale, lub są pogrzebane pod młodszymi osadami. Fakt ten, stwierdzany w dolinach regionu łódzkiego, w dolinie Wieprza, Wisły, w jej strefie przelomowej przez wyżyny, w Kotlinie Sandomierskiej, także w dolinach rzek centralnej części Gór Świętokrzyskich, wiąże się z intensywną erozją i denudacją form starszych, determinowaną nie tylko klimatycznymi, ale i lokalnymi uwarunkowaniami (m.in. Kuydowicz-Turkowska 1975; Mycielska-Dowgiałło 1978; Turkowska 1988,

2006; Harasimiuk 1991; Superson 1996; Wachecka-Kotkowska 2004a; Ludwikowska-Kędzia *et al.* 2006).

Szczególne miejsce w rzeźbie fluwialnej peryglacialnych dolin strefy wyżyn zajmują terasy środkowoplenivistuliańskie, powstałe w młodziej części interstadiału grudziądzkiego (42/40–24/20 ka BP – Mojski 2005). Formy te są najlepiej zachowane i przez to dobrze rozpoznane w zakresie litostratygrafii. Charakteryzuje je rytmiczność i cykliczność warstwowania, liczne struktury syn- i postsedymencyjne oraz wysoki stopień eolizacji budujących je poligenicznych osadów (m.in. Goździk 1995a, b; Superson 1996; Gębica 2004; Turkowska 2006). Dzięki zaawansowanym badaniom morfogenezy vistulianu w dolinach rzecznych oraz nowoczesnym sedimentologicznym i chronologicznym metodom badań osadów, stale doskonalanym i poszerzanym (Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski 1995, 2007), stosowanym przez wszystkie ośrodki badawcze w kraju, możliwe staje się szczegółowe zestawianie i porównanie strukturalnych, teksturalnych cech vistuliańskich osadów dolin rzecznych, nawet różnych pod względem rzeźby czy budowy geologicznej obszarów.

## CEL I METODY BADAŃ

W opracowaniu dokonano zestawienia cech strukturalnych i teksturalnych osadów budujących plenivistuliańskie poziomy dolinne rzek tej samej rangi, tj. Luciąży (region łódzki) i Belnianki (Góry Świętokrzyskie) celem porównania dynamiki, natężenia i rodzaju procesów morfogenetycznych i litogenetycznych w obszarach tych dolin. Założono porównywalność cech rzeźby i cech osadów plenivistuliańskich obu dolin, pomimo różnic w budowie geologicznej i czwartorzędowej ewolucji rzeźby tych obszarów.

Różnice terminologiczne w określeniu form dolinnych tego samego rzędu w analizowanych dolinach, wynikające z różnych kryteriów ich klasyfikacji, tj. **plenivistuliańska terasa** w dolinach rzek Gór Świętokrzyskich i **plenivistuliański poziom dolinny** w regionie łódzkim, ze względu na stwierdzoną poligeniczność osadów terasy wysokiej w dolinie Belnianki, zostały ujednolicone i przyjęto na ich określenie w poniższym artykule termin: **plenivistuliańskie poziomy dolinne**.

Budowę wewnętrzną poziomów prześledzono w naturalnych odsłonięciach, ale wykorzystano także profile wierceń wykonane w ramach opraco-

wania etapów rozwoju obu dolin w czwartorzędzie, tj. Belnianki (Ludwikowska-Kędzia 2000) i Luciąży (Wachecka-Kotkowska 2004a). Przeanalizowano ponadto materiały geologiczne i archiwalne wiercenia studniarskie (m.in. Belcarz 1972; Belcarz, Fajka 1973; Turkowski 1979; Knapczyk, Nicpoń 1980; Cywicki, Zielińska 1993).

Cechy strukturalne osadów zostały przeanalizowane w zakresie warstwowania, zróżnicowania litofacjalnego zapisanego kodem litofacjalnym Mialla (1978, 1985) w modyfikacji Zielińskiego (1995, 1998) oraz obecności struktur syn- i postsedymencyjnych, na przykład deformacyjnych i kontrakcji termicznej, typowych dla warunków klimatu peryglacialnego. Cechy teksturalne opracowano w zakresie uziarnienia, obtoczenia ziaren kwarcowych oraz oznaczeń minerałów ciężkich.

Analizę uziarnienia osadów wykonano metodą sitową na sucho, w zestawie sit co 0,5  $\Phi$ . Osady drobnoziarniste typu mułków, piasków pylastych przeanalizowano w profilu Słopiec metodą laserową (analyzer składu granulometrycznego „Analysette 22”). Warto podkreślić, że analizę uziarnienia prze-



prowadzono nie tylko w osadach pochodzących z wierceń, ale także z odsłoneń, przy czytelnej treści strukturalnej. Następnie obliczono podstawowe wskaźniki uziarnienia wg Fołka i Warda (1957): średnią średnicę ziarna ( $M_z$ ), odchylenie standardowe ( $\sigma_1$ ), skośność ( $Sk_1$ ) i zestawiono je na wykresach zależnościowych:  $M_z/\sigma_1$ ,  $\sigma_1/Sk_1$ ,  $M_z/Sk_1$  celem szczegółowego określenia i porównania cech środowiska sedimentacyjnego tych osadów (Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007; Ludwikowska-Kędzia 2000; Wachacka-Kotkowska 2007).

Analizę kształtu i cech powierzchni ziaren kwarcowych przeprowadzono metodą Cailleux (1942) w modyfikacji Goździka (1995a), dla frakcji piaszczystej 0,63–0,8 mm. W przypadku osadów poziomów plenivistuliańskich w dolinie Luciąży, analiza ta obejmowała 142 próbki. Dla doliny Belnianki wykonano diagnostycznie analizę 14 próbek, dla reprezentatywnego profilu Słopiec.

Oznaczenia spektrum minerałów ciężkich (frakcja 0,25–0,1 mm) w analizowanych osadach przeprowadzono dla 10 próbek w profilu Kłudzice

(dolina Luciąży) i 18 próbek w profilu Słopiec (dolina Belnianki). Frakcję ciężką wyseparowano przy pomocy bromoformu o ciężarze właściwym  $2,8 \text{ g/cm}^3$ . Analizę minerałów wykonała mgr J. Bugajska z PG w Kielcach.

Metody geochronologiczne, to jest datowania metodą TL, zastosowano jedynie w przypadku osadów dna doliny Belnianki, gdzie wcześniej przyjmowano, że budujące dolinę osady pochodzą z okresu starszych zlodowaceń, południowopolskich i środkowopolskich (Filonowicz 1974, 1976, 1980; Lindner 1984; Ludwikowska-Kędzia, Olszak 1997, 2000; Ludwikowska-Kędzia 2000, 2007b). Oznaczenia wieku bezwzględnego osadów dolinnych pozwoliły, na tle ewolucji doliny w późnym glacie i holocenie, lokalnie reinterpetować wiek terasy wysokiej na vistuliański. Datowania TL wykonane zostały przez dr. Ireneusza Olszaka w Laboratorium Gdańskim. W dolinie Luciąży, mimo brak oznaczeń wieku osadów, pozycja stratygraficzna badanych serii i elementów dolinnych jest jasna (Wachacka-Kotkowska 2004a).

## DOLINA LUCIĄŻY

### P o ł o ż e n i e

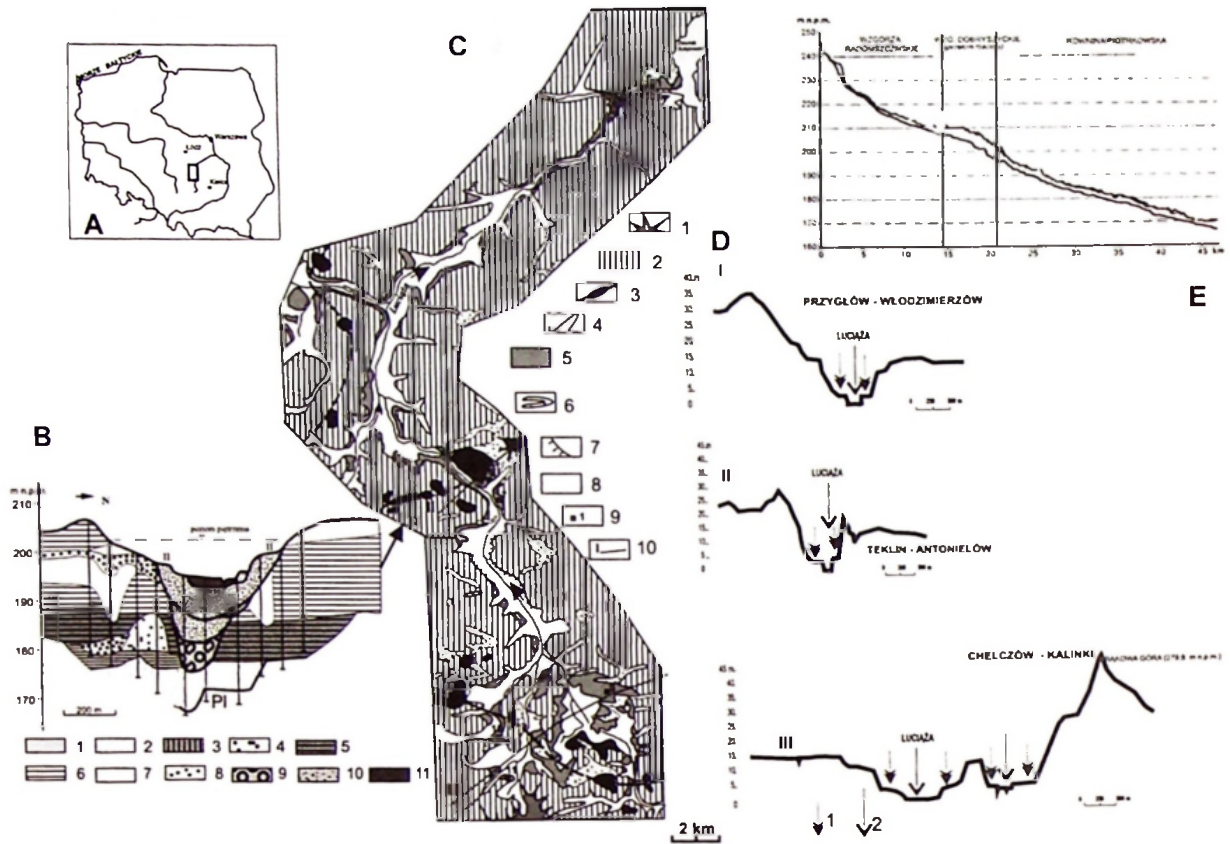
Dolina Luciąży położona jest w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego. Jest formą rozcinającą zdenudowaną warciańską wysoczyznę glacialną. Bierze swój początek na wysokości 245 m n.p.m. (rys. 1E) u stóp Góry Chełmo (323 m n.p.m.), na obszarze Wzgórz Radomszczańskich będących mezoregionem Wyżyny Przedborskiej (Wyżyn Polskich). Łączy się z doliną Pilicy na 48 km biegu na nizinach, w strefie staroglacjalnej (Turkowska 2006), a dokładnie na Równinie Piotrkowskiej, na wysokości 166 m n.p.m. W trakcie tworzenia się poziomu plenivistuliańskiego dolina usytuowana była w strefie ekstraglacjalnej (peryglaclalnej), w odległości około 150–200 km od czoła lądolodu północnopolskiego fazy leszczyńskiej.

### Z a r y s b u d o w y g e o l o g i c z n e j i r z e ż b y

Dolina Luciąży położona jest w brzeźnych częściach kredowej niecki łódzkiej – rozpoczyna się na ryglu radomszczańskim, następnie w środkowej części przebiega przez rów Belchatowa. Forma kończy się na wale kujawsko-pomorskim, w antyklinie sulejowa. Konfiguracja podłoża mezozoicznego wy-

warła olbrzymi wpływ na rozprzestrzenianie się podczas plejstocenu mas lodowcowych, a następnie na ich dezintegrację (Wachacka-Kotkowska 2006). Uwaga ta dotyczy zwłaszcza ostatniego nasunięcia lądolodu na ten teren – lądolodu stadiału warty zlodowacenia odry. Zgodnie z hipotezą Turkowskiej (2006), lądolód dotarł do północnych stoków mezozoicznych Wzgórz Radomszczańskich (rys. 1C). Kolejne etapy wycofywania się lądolodu pozostawiły szereg ciągów wzgórz morenowych i pagórków kemowych (rys. 1C). Dezintegracja lądolodu spowodowała powstanie dwóch osobnych form dolinnych, związanych z odpływem wód sprzed lodowca, często wzdłuż przetrwałych dolin, na liniach uskoków (Wachacka-Kotkowska 2006).

Podłoże vistuliańskiej doliny pra-Luciąży buduje na całym obszarze kompleks osadów związanych ze stadiem warty zlodowacenia odry (rys. 1B). W górnym odcinku dolina wykorzystuje lokalne obniżenia w podłożu mezozoicznym (prawdopodobnie lejki krasowe). W dolnym odcinku osady vistuliańskie leżą niezgodnie na osadach rzecznych wypełniających kopalne doliny Niechcic i Włodzimierzowa, pochodzących z interglacjalnego mazowieckiego (Wachacka-Kotkowska 2006).



Rys. 1. Obszar szczegółowych badań w dolinie Luciąży

A. Położenie terenu badań

B. Syntetyczny przekrój geologiczny przez dolinę Luciąży w centralnej części obszaru badań wg Wacheckiej-Kotkowskiej (2004a), zmieniony

neogen: miocen/pliocen: 1 – ility z wkładkami węgla, łupki węgliste, mulki; czwartorzęd, plejstocen, protoplejstocen: 2 – piaski, mulki i żwiry rzeczne; zlodowacenie sanu: 3 – piaski, mulki i ility zastoiskowe, 4 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 5 – glina zwałowa; zlodowacenie odry: 6 – glina dolna (z fazy maksymalnej) i górna (warciańska), 7 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 8 – bruk z rozmycia gliny; interglacjał eemski/vistulian: 9 – żwiry rzeczne (otoczaki); vistulian: 10 – mulki i piaski rzeczne; holocen: 11 – piaski, mulki, żwiry rzeczne i torfy

C. Uproszczony szkic geomorfologiczny doliny Luciąży

1 – grzbiety o założeniach strukturalnych; 2 – warciańska wysoczyzna glacialna; 3 – ciągi glacialnych mezoform wypukłych (pagórki morenowe, kemy) pochodzących z kolejnych faz recesyjnych lądolodu warty; 4 – niecki i doliny denudacyjne; 5 – plenivistuliański poziom dolinny wysoki II; 6 – późnovistuliańskie wydmy i pola piasków przewianych; 7 – krawędzie erozyjne; 8 – holocenijskie dno dolinne wraz równinami torfowymi; 9 – stanowiska badawcze: 1 – Przyglów, 2 – Kałek, 3 – Kludzice, 4 – Cekanów, 5 – Cieszanowie, 6 – Kuźnica Żelechowska, 7 – Trzepnica-Dunajek, 8 – Cieśle-Piła, 9 – Ochotnik, 10 – Borki, 11 – Rzejowice; 10 – linie poprzecznych profili morfologicznych (I-III) – 1D

D. Profile poprzeczne (I-III) doliny Luciąży

1 – plenivistuliański wysoki poziom dolinny; 2 – rzeka

E. Profil podłużny dna i plenivistuliańskiego wysokiego poziomu dolinnego

The area of geologic-geomorphic detailed investigated area in the Luciąża river valley

A. Study area location

B. Synthetic geological cross-section through the Luciąża river valley in the central part of the study area after Wachecka-Kotkowska (2004a), changed

Neogene: Miocene/Pliocene: 1 – clays with brown coal packets, bituminous shale and silts;

Quaternary, Pleistocene, Protopleistocene: 2 – fluvial sands, silts and gravels; San 2 Glaciation: 3 – dammed sands, silts and clays, 4 – fluviglacial sands and gravels, 5 – till; Odra Glaciation: 6 – lower till (from maximum phase) and upper till (Warta Phase), 7 – fluviglacial sands and gravels, 8 – morainic pavement; Eemian Interglacial/Vistulian: 9 – fluvial gravels (pebbles); Vistulian: 10 – fluvial silts and sands; Holocene: 11 – fluvial silts sands, gravels and peats

C. Simplified geomorphologic sketch of the Luciąża river valley

1 – structural ridges; 2 – morainic plateau of the Warta ice-sheet; 3 – lines of the convex glacial mesofoms (accumulation moraine hillocks, kames) of the Warta ice-sheet next recessive phases; 4 – dry valleys and through; 5 – high valley level II (Plenivistulian); 6 – dunes and aeolian plains (Late Vistulian); 7 – erosional escarpments; 8 – valley floor with peat plains (Holocene); 9 – study sites: 1 – Przyglów, 2 – Kałek, 3 – Kludzice, 4 – Cekanów, 5 – Cieszanowie, 6 – Kuźnica Żelechowska, 7 – Trzepnica-Dunajek, 8 – Cieśle-Piła, 9 – Ochotnik, 10 – Borki, 11 – Rzejowice; 10 – lines of the morphological cross-section profiles (I-III) – 1D

D. The cross-section profiles (I-III) through the Luciąża valley

1 – Plenivistulian high valley level; 2 – river

E. Longitudinal profile of the Luciąża valley floor and Plenivistulian high valley level

Pra-Luciaża zaadaptowała w vistulianie istniejące formy odpływu marginalnego (Wacheccka-Kotkowska 2004a) oraz przecięła ciąg pagórków morenowych w środkowej części swego biegu (rys. 1B, 1C), tworząc dolinę podobną do współczesnej. Charakterystyczną cechą rzeźby doliny są kotlinowate rozszerzenia i zwężenia (rys. 1D), nawiązujące do warciańskich mezoform glacialnych (rys. 1C). Złożony charakter doliny warunkował różny przebieg procesów fluwialnych, eolicznych i denudacyjnych podczas vistulianu w różnych jej częściach. Miąższość serii vistuliańskich nie przekracza 18 m (Wacheccka-Kotkowska 2004b).

Przypuszczalnie podczas wczesnych etapów vistuliańskiej ewolucji rzeźby dno dolinne wypełniane było osadami rzecznyymi. Prawdopodobnymi śladami tych zdarzeń jest występowanie na bruku erozyjnym w środkowej części doliny piasków średnio- i drobnoziarnistych (rys. 1B), na których leżą niezgodnie, na głębokości 9,4–10 m, środkowoplenivistuliańskie piaski drobnoziarniste i mułki piaszczyste. Wynika z tego, że poziom plenivistuliański wysoki II ma charakter erozyjno-akumulacyjny.

Środkowoplenivistuliańskie piaski drobnoziarniste i mułki piaszczyste tworzą trzon poziomu II wysokiego. Seria mułkowo-piaszczysta jest erozyjnie ścięta na różnych głębokościach w różnych częściach doliny; najczęściej poziom bruku erozyjnego występuje na głębokości 3 m (w stanowisku

Kłudzice Nowe na głębokości 3,5 m). Na bruku leży plenivistuliańska seria piaszczysta o zmiennej miąższości 1,5–2,5 m w kotlinowatych obniżeniach i 2–3,5 m w przewężeniach. Seria piaszczysta buduje strop poziomu plenivistuliańskiego II wysokiego, rozciętego u schyłku plenivistulianu. Powierzchnia terasy jest często zwydmiona (rys. 1C, sygn. 6). W późnym vistulianie powstawały aluwia tworzące terasę niską I, które nie są przedmiotem analizy w niniejszym opracowaniu i dlatego nie uwzględniono ich na szkicu.

Rozciągłość i rozległość poziomu plenivistuliańskiego można prześledzić na rys. 1D na profilach poprzecznych (I–III) oraz na rys. 1E na profilu podłużnym. Jest pierwszym poziomem synchronicznym w całej dolinie, a jego wygięcie (podniesienie) w środkowym odcinku sugeruje erozyjny charakter przełomu przez Wzgórze Dobryszyckie. Rozpoczyna się na wysokości 244 m n.p.m. (tj. 2–3 m powyżej dna) w odcinku górnym, w przełomie osiąga wysokość 210–200 m n.p.m. (tj. 5–7 m powyżej dna doliny), a w odcinku dolnym leży na wysokości 180–177 m n.p.m. (tj. 3–4 m powyżej dna doliny). Szerokość poziomu jest różna, w rozległych, kotlinowatych rozszerzeniach wynosi ona nawet 1,5 km. W zwężeniach doliny poziom ten tworzy wąską, kilkusetmetrową listwę, przyklejoną do stoku glacialnego.

## DOLINA BELNIANKI

### P o ł o ż e n i e

Dolina Belnianki należy do typowych, małych dolin rzecznych centralnej części Gór Świętokrzyskich (rys. 2). Źródła rzeki, której długość wynosi 34 km a średni spadek 11,04 ‰, są położone na wysokości 455,23 m n.p.m., na południowym stoku Pasma Łysogórskiego (612,3 m n.p.m.). Belnianka uchodzi do rzeki Lubrzanki na wysokości 235,2 m n.p.m. Jest doliną trzeciego rzędu, należącą do dorzecza Nidy. Średnia wysokość zlewni Belnianki wynosi 316,25 m n.p.m., co wskazuje na jej wyżynny charakter. Pełną charakterystykę cech zlewni oraz doliny rzeki zawiera opracowanie jej późnoglacialnego i holocenijskiego etapu rozwoju (Ludwikowska-Kędzia 2000).

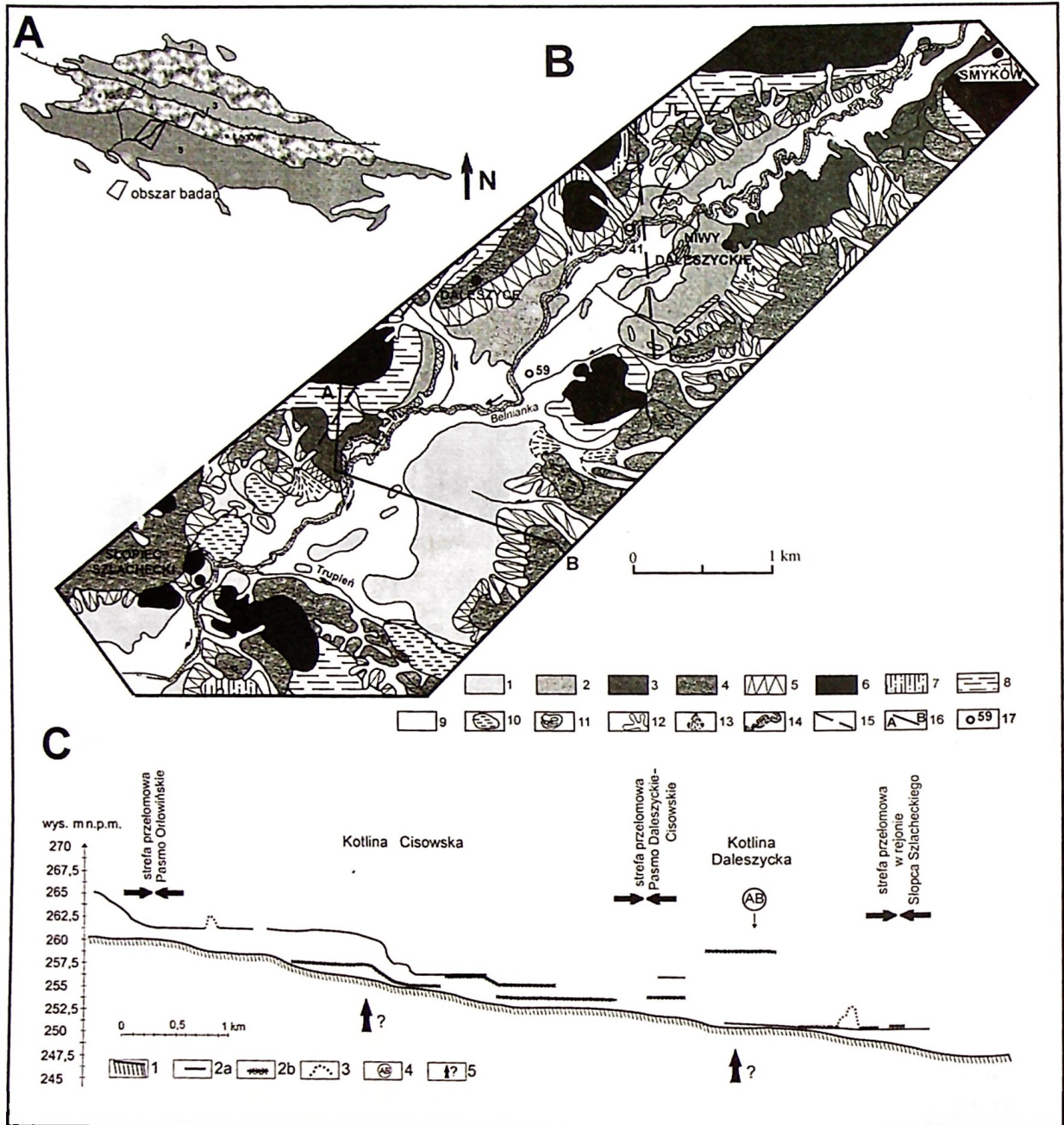
### Z a r y s b u d o w y g e o l o g i c z n e j i r z e ż b y

Dolina Belnianki leży w obrębie środkowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich,

którego rzeźba ściśle nawiązuje do budowy geologicznej obszaru (Wróblewski 1977; Ludwikowska-Kędzia 2000) (rys. 2A). Jej układ na tle jednostek morfostrukturalnych tej części Gór Świętokrzyskich jest poprzeczny, co tworzy system przemiennych stref rozszerzeń (często o cechach kotlin) i zwężeń (przełomów, o założeniach trzeciorzędowych). Szczególnie dobrze jest on widoczny we fragmencie doliny Belnianki położonym w strefie antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego, na odcinku Smyków – Słupiec Szlachecki (rys. 2B).

Rzeźba i osady czwartorzędowe doliny Belnianki, efekt lito- i morfogenezy cyklu glacialnego, są silnie przekształcone przez procesy denudacyjne w warunkach peryglacialnych, których cykliczną obecność w Górach Świętokrzyskich należy przyjąć od ustąpienia lądolodu san 2 (Lindner 2004, 2005). Fakt ten potwierdza między innymi stanowisko interglacjalne mazowieckiego udokumentowane palinologicznie w strefie brzegowej torfowiska Białe Ługi (Ludwikowska-Kędzia, Nita 2003). Obszarem, do którego dowiązuje się przebieg





Rys. 2. Obszar szczegółowych badań w dolinie Belnianki

A. Położenie obszaru badań na tle jednostek tektonicznych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich wg Czarnockiego (1957)  
 1 – antyklina bronkowicko-wydryszowska; 2 – synklina bodzentyńska; 3 – antyklina łysogórska; 4 – synklinorium kielecko-łagowskie;  
 5 – antyklinorium chęcińsko-klimontowskie

B. Szkic geomorfologiczny fragmentu doliny Belnianki na odcinku Smyków – Słupca Szlachecki (wg Ludwikowskiej-Kędzia 2000, 2007, zmienione)

1 – akumulacyjna terasa późnowistuliańska, 246–251,5 m n.p.m. (1–1,5 m n.p.t.); 2 – erozyjne terasy środkowopleniwistuliańskie, 252–258 m n.p.m. (1–1,5 m n.p.t.); 3 – akumulacyjny poziom środkowopleniwistuliański, 259–262,6 m n.p.m. (3–10 m n.p.t.); 4 – terasy (?) środkowopolskie (?), 265–266 m n.p.m. (10–12 m n.p.t.); 5 – skłony teras; 6 – powierzchnie w obrębie wychodni skał podłoża paleozoicznego; 7 – powierzchnie denudacyjne w obrębie gliny zwałowej południowopolskiej; 8 – powierzchnie denudacyjne (podstokowe) w obrębie utworów glacialnych i fluwioglacialnych zlodowceń południowopolskich, fluwialnych środkowopolskich i deluwii; 9 – holocenijskie dno doliny; 10 – torfowiska i równiny akumulacji biogenicznej; 11 – wydmy i pola piasków przewianych; 12 – dolinki denudacyjne; 13 – stożki napływowe; 14 – koryto rzeczne z erozyjnymi podcięciami; 15 – uskoki wg Czarnockiego (1938) i Filonowicza (1978); 16 – linia przekroju geologicznego (rys.3B); 17 – lokalizacja wierceń

C. Profil podłużny pleniwistuliańskich powierzchni terasowych w dolinie Belnianki na odcinku Smyków – Słupca Szlachecki  
 1 – profil dna doliny; 2 – terasy, a – prawostronne, b – lewostronne; 3 – wydmy; 4 – lokalizacja przekroju geologicznego (rys.3B);  
 5 – przypuszczalna lokalizacja i kierunek ruchów neotektonicznych

ewolucji rzeźby czwartorzędowej centralnej części Gór Świętokrzyskich jest opracowanie paleogeografii czwartorzędu W i NW części regionu przez Lindnera (1971, 1984). Jednak obszar ten ma cechy rzeźby akumulacyjnej, natomiast w centralnej części Gór Świętokrzyskich rzeźba jest raczej destrukcyjna (Różycki 1972b). Poza tym inny jest w niej układ mezofর্ম paleozoicznych w porównaniu z NW i W częścią regionu. Fakty te utrudniają korelację etapów czwartorzędowej ewolucji obu obszarów.

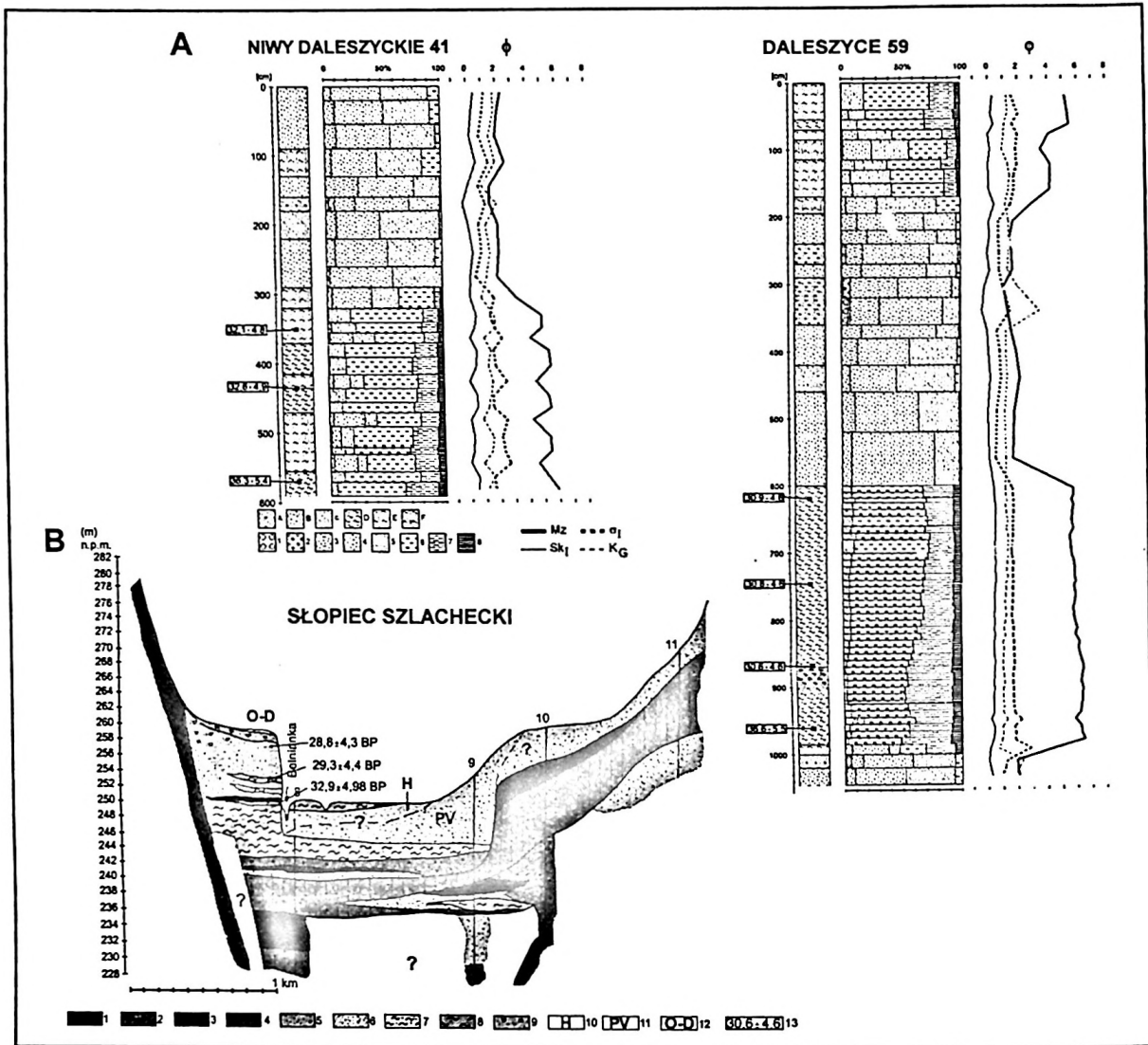
W centralnej części Gór Świętokrzyskich w latach siedemdziesiątych XX w. prowadzono liczne i szczegółowe badania litostratygraficzne osadów czwartorzędowych (m.in. Sadłowska 1955; Klatka 1962; Łyczewska 1971; Filonowicz 1972, 1976, 1980), skupiając się jednak głównie na udokumentowaniu ilości zlodowaceń. Powstał syntetyczny profil litostratygraficzny czwartorzędu dla rejonu Daleszyc (Łyczewska 1971; Filonowicz 1972), który stanowił niekwestionowany punkt odniesienia większości opracowań paleogeograficznych w obszarze badań. Nowe metody oznaczania wieku osadów oraz nowoczesne badania sedimentologiczne osadów czwartorzędowych wymusiły weryfikacje obowiązujących w regionie ustaleń litostratygraficznych (m.in. Jaśkowski 1996; Sołtysik 1996, 2002a; Ludwikowska, Olszak 1997; Ludwikowska-Kędzia 2000, 2005; Kowalski 2001, 2002a).

Powierzchnie denudacyjne w obrębie glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich zachowały się w zlewni rzeki Belnianki głównie w strefach obniżzeń strukturalnych (np. Dolinie Kielecko-Łagowskiej) oraz pomiędzy pasmami wzniesień w kotlinowatych obniżeniach (Ludwikowska-Kędzia 2000). W dolinie poziom gliny zwałowej występuje na różnej wysokości, co należy wiązać z bardzo urozmaiconą rzeźbą podłoża paleozoicznego, m.in. obecnością systemu paleoobniżzeń o głębokości 60–100 m (Ludwikowska-Kędzia 2000,

2007b; Kowalski 2001) (rys. 3B). Wydaje się, że były to dogodne warunki do grawitacyjnego prze-modelowania pierwotnego położenia tej gliny, jej „osiadania” w strefach tych paleoobniżzeń. W podobny sposób glina zwałowa warciańska jest opisana w dolinie Rawki (Kobojek 2000; Rdzany 2006). Problemem w Górach Świętokrzyskich pozostaje wiek i geneza gliny zalegającej powierzchniowo. Ostatnie badania litostratygraficzne nie potwierdzają ani jej glacialnej genezy, ani południowopolskiego wieku i wskazują raczej na vistuliańskie procesy wietrzeniowe jako odpowiedzialne za jej powstanie (Sołtysik 1996, 2002a). Powierzchniom denudacyjnym w obrębie glin zwałowych towarzyszą pokrywy utworów wodnolodowcowych, często wiekowo nie rozdzielonych (Filonowicz 1974, 1976) i rozległe powierzchnie akumulacji fluwioperyglacialnej. W dolinie rzeki ich fragmenty, położone bliżej osi doliny, hipsometrycznie odpowiadają wydzielanemu poziomowi wysokiej terasy środkowopolskiej. Jej powstanie wiąże się powszechnie z zatamowaniem odpływu Wisły przez lądolody środkowopolskie, na co rzeki Gór Świętokrzyskich zareagowały zasypaniem swych dolin nawet do 300 m n.p.m. (Łyczewska 1971; Filonowicz 1976; Lindner 1984; Mojski 2005). Znaczący udział materiału denudacyjnego w tej rzecznej akumulacji, typowy dla warunków klimatu peryglacialnego, zdecydował o nazwie osadów – fluwioperyglacialne (Łyczewska 1971). Ich poligeniczność, różne wykształcenie litologiczne oraz różna miąższość w dnach dolin utrudnia rozwiązanie problemu genezy i wieku systemu teras w dolinach rzek świętokrzyskich. Poza tym kryterium hipsometryczne klasyfikowania teras nie wydaje się już być w pełni zadawalające, bowiem przybywa dowodów na aktywność tektoniczną obszaru Gór Świętokrzyskich (np. Kowalski 1995, 1996, 2002b; Sołtysik 2002b), a udział procesów denudacyjnych w nadbudowaniu osadami transportu poprzecznego w dnach

#### Detailed investigated area in the Belnianka river valley in The Holy Cross Mountains

- A. Study area localization against the background of The Holy Cross Mountains Paleozoic tectonic units after Czarnocki (1957)  
 1 – Bronkowice-Wydryszów anticline; 2 – Bodzentyn syncline; 3 – Łysogóry anticline; 4 – Kielce-Łagów synclinorium; 5 – Chęciny-Klimontów antyclinorium
- B. Geomorphologic sketch of the Belnianka river valley fragment in the Smyków – Słopiec Szlachecki (after Ludwikowska-Kędzia 2000, 2007, changed)  
 1 – Late Vistulian accumulated terraces, 246–251.5 m a.s.l. (1–1.5 m a.g.l.); 2 – Middle Plenivistulian erosional terraces, 252–258 m a.s.l. (1–1.5 m a.g.l.); 3 – Middle Plenivistulian accumulated levels 259–262,6 m a.s.l. (3–10 m a.g.l.); 4 – Middle-Polish Glaciations (?) terraces (?) 265–266 m a.s.l. (10–12 m a.g.l.); 5 – slopes of terraces; 6 – surface of the Paleozoic bedrock; 7 – denudation surface within South-Polish Glaciations tills; 8 – denudation surface within South-Polish Glaciations glacial and fluvioglacial sediments, fluvial Middle-Polish Glaciations deposits and deluvia; 9 – Holocene bottom of the valley; 10 – mires and areas of organic accumulation; 11 – dunes and aeolian plains; 12 – denudation valleys; 13 – alluvial fans; 14 – river-bed with erosion undercut; 15 – faults after Czarnocki (1938), Filonowicz (1978); 16 – lines of geological cross-sections (Fig. 3B)
- C. Longitudinal profile of the surface levels of the Belnianka river valley in the Smyków – Słopiec Szlachecki segment  
 1 – profile of the valley floor; 2 – terraces, a – right-side, b – left-side; 3 – dunes; 4 – location of the geological cross-section (Fig. 3B); 5 – presumable location and direction of tectonic movements



Rys. 3. Profile wierceń Niwy Daleszyckie 41 i Daleszyce 59 (wg Ludwikowskiej-Kędzia 2000) (A) oraz przekrój geologiczny przez dolinę Belnianki w rejonie Słopca Szlacheckiego (wg Ludwikowskiej-Kędzia 2007) (B)

A. Litologia: A – piasek różnoziarnisty z pojedynczymi żwirikami, B – piasek różnoziarnisty, C – piasek drobnoziarnisty, D – mułek, E – mułek piaszczysty, F – piasek pylasty

Uziarnienie: 1 – poniżej  $-4\Phi$ , 2 –  $-4\Phi$  do  $-1\Phi$ , 3 –  $-1\Phi$  do  $1\Phi$ , 4 –  $1\Phi$  do  $2\Phi$ , 5 –  $2\Phi$  do  $4\Phi$ , 6 –  $4\Phi$  do  $6\Phi$ , 7 –  $6\Phi$  do  $9\Phi$ , 8 – powyżej  $9\Phi$

Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda:  $M_z$  – średnia średnica ziarna,  $\sigma_1$  – odchylenie standardowe,  $Sk_1$  – skośność,  $KG$  – kurtoza  
B. 1 – podłoże paleozoiczne, dewon; 2 – glina zwałowa południowopolska; 3 – żwiry i żwiry z piaskami; 4 – piaski ze żwirikami; 5 – piaski różnoziarniste; 6 – piaski drobnoziarniste; 7 – mułki, mułki piaszczyste i piaski pylaste; 8 – ropy; 9 – deluwialne piaski z rumoszem skalnym; 10 – holoceni kompleks osadów; 11 – późnowistulianski kompleks osadów; 12 – opracowane odsłonięcie środkowopleniwistulianskiego poziomu w rejonie Słopca Szlacheckiego; 13 – przykładowe datowania TL (Ludwikowska-Kędzia, Olszak 2000)

Drill profiles Niwy Daleszyckie 41 i Daleszyce 59 (after Ludwikowska-Kędzia 2000) and geological cross-section through the Belniaka near Słopiec Szlachecki (after Ludwikowska-Kędzia 2007)

A. Lithology: A – vari-grained sand with the single gravels, B – vari-grained sand, C – fine-grained sand, D – silt, E – sandy silt, F – silty sand

Grain-size distribution: 1 – below  $-4\Phi$ , 2 –  $-4\Phi$  to  $-1\Phi$ , 3 –  $-1\Phi$  to  $1\Phi$ , 4 –  $1\Phi$  to  $2\Phi$ , 5 –  $2\Phi$  to  $4\Phi$ , 6 –  $4\Phi$  to  $6\Phi$ , 7 –  $6\Phi$  to  $9\Phi$ , 8 – above  $9\Phi$

Folk, Ward parameters:  $M_z$  – average grain diameter,  $\sigma_1$  – standard deviation,  $Sk_1$  – skewness,  $KG$  – kurtosis

B. 1 – Paleozoic bedrock, Devonian; 2 – South-Polish Glaciations tills; 3 – gravels with sands; 4 – sands with gravels; 5 – vari-grained sands; 6 – fine-grained sand; 7 – silt, sandy silts and silty sands; 8 – clays; 9 – deluvial sands with rock waste; 10 – Holocene sediments complex; 11 – Late Vistulian sediments complex; 12 – studied excavation of the Middle Plenivistulian valley level near Słopiec Szlachecki; 13 – examples of TL datings (Ludwikowska-Kędzia, Olszak 2000)



dolin powoli staje się udokumentowanym faktem. Problem ten dotyczy także systemu teras w dolinie Belnianki.

Na badanym odcinku doliny Belnianki, możemy wyróżnić (rys. 2B, C):

– akumulacyjny środkowoplenivistuliański poziom dolinny (pow. 260 m n.p.m.; 2,5–10 m n.p.t.) włożony w rozcięcie terasy środkowopolskiej. Jego najpełniejszy, 10-metrowy profil, odsłania się w podcięciu erozyjnym rzeki Belnianki w rejonie Słopca Szlacheckiego. Jest to reprezentatywny profil osadów budujących ten poziom i stanowi, obok materiału z wierceń, podstawę przeprowadzonej w artykule analizy porównawczej. Wiek TL osadów zawiera się zasadniczo w przedziale dat 33–28 ka, z tym że miejscami występują postarzenia dat wynikające z genetycznie starego materiału źródłowego budującego te osady (Olszak, Ludwowska-Kędzia 2001; Ludwowska-Kędzia, Olszak w przygotowaniu),

– erozyjne, erozyjno-akumulacyjne niższe terasy środkowoplenivistuliańskie (250–258 m n.p.m.; 1,2–2 m n.p.t.) występujące lokalnie (np. w rejonie Niw Daleszyckich), najczęściej sąsiadujące z terasą holoceniową i miejscami przykryte przez holoceniowe aluwia. Budowę tych poziomów rozpoznano wierceniami rdzeniowymi wykonanymi na liniach przekrojów poprzecznych w rejonie Smykowa, Dankowa oraz Niw Daleszyckich i Daleszyc (Ludwowska-Kędzia 2000, 2007b). Dokumentują one

przede wszystkim spąg terasy, który stanowią piaski pylaste, mułki piaszczyste i mułki (rys. 3A),

– akumulacyjna, piaszczysta terasa późnowistuliańska (poniżej 250 m n.p.m.; 1–1,25 m n.p.t.), powstała w procesie akumulacji osadów pochodzących z rozcięcia i wyprzątnięcia osadów vistuliańskich teras wyższych odcinków doliny; włożona w rozcięcie terasy środkowoplenivistuliańskiej; jej rozpoznanie jest niepełne.

Na analizowanym odcinku doliny Belnianki poziom i terasy plenivistuliańskie są asymetryczne, lewostronne poziomy terasowe, po stronie doliny o ekspozycji NW (cieplej), zajmują większe powierzchnie (rys. 2B). Podobne zależności stwierdziła Turkowska (1988, 2006) dla dolin regionu łódzkiego: Mrogi, Grabi i Neru. W rejonie Niw Daleszyckich widoczne są erozyjne poziomy, których wstępowanie należy przypuszczalnie wiązać z strefy tektonicznej podłoża paleozoicznego (Czarnocki 1938) przypuszczalnie aktywnej (rys. 2B). Wydaje się, że powstanie podcięcia erozyjnego w strefie Słopca Szlacheckiego jest również uwarunkowane tektonicznie (Ludwowska-Kędzia 2007b). W strefach zwężeń przelomowych, w zależności od ich szerokości, poziom teras vistuliańskich występuje w postaci teras kopalnych bądź wąskich listew. Głębokość rozcięcia plenivistuliańskiej agradacji w dolinie Belnianki determinowała obecność w dnie doliny wychodni skał podłoża paleozoicznego, które stanowiły lokalne bazy erozyjne (Ludwowska-Kędzia 2006).

## STREFY SZCZEGÓŁOWYCH BADAŃ

Badania w dolinie Luciąży prowadzone są od 1993 roku. Najpełniej poznano dolinę w jej środkowym odcinku, podczas wykonywania prac przy tworzeniu czaszy zbiornika Cieszanowice. Z tej części doliny pochodzą najlepiej udokumentowane stanowiska, opisane w literaturze (Wachocka-Kotkowska 2004a, b), przedstawiające górną część terasy plenivistuliańskiej – serię piaszczystą i strop głównej masy wypełniającej vistuliańskie dno dolinne – serię mułkowo-piaszczystą oraz zapisy archiwalne dokumentujące spąg serii vistuliańskich (rys. 1B). Niestety, obecnie teren ten jest zalany wodami zbiornika, z tego powodu uzupełnienie badań teksturalnych osadów o analizy petrograficzne i związane z tym pobranie próbek w 2006 roku do analizy minerałów ciężkich na tym terenie było niemożliwe.

Do szczegółowych badań plenivistuliańskich osadów wybrano największe ich odsłonięcie w podcięciu meandrowym w okolicach Przygłowa

(5 km na N od Sulejowa) – w Kłudzicach Nowych (rys. 1C), w dolnym odcinku wąskiej doliny, gdzie rozpoznano osady do głębokości 3,5 m. Jest to obecnie jedyne miejsce umożliwiające prześledzenie budowy górnej części terasy. Słabo zarysowuje się w odsłonięciu seria dolna terasy, mułkowo-piaszczysta. Dlatego analiza cech sedymentologicznych aluwii będzie wsparta wynikami badań ze stanowisk pochodzących z różnych części doliny – tak z kotlinowatych obniżzeń, jak i ze zwężeń (np. odsłonięcie Trzepnica-Dunajek – rys. 1C).

Do porównań z doliną Luciąży, gdzie etapy czwartorzędowej historii rozwoju są w pełni udokumentowane i skorelowane z paleogeograficznym obrazem regionu łódzkiego, wybrano najpełniej rozpoznany i udokumentowany litostratygraficznie fragment doliny Belnianki, na odcinku Smyków – Słopiec Szlachecki. Charakteryzuje się on przeniennym układem stref rozszerzeń i zwężeń doliny, podobnie jak to ma miejsce w dolinie Luciąży. Do

szczegółowych rozważań w zakresie cech sedymentologicznych plenivistuliańskich osadów w dolinie Belnianki, wybrano odsłonięcie poziome w rejonie Słopca Szlacheckiego (rys. 2, 3, 5), powstałe wskutek erozyjnego podcięcia strefy przyzboczowej doliny. Jednak dla pełnego udokumentowania analizo-

wanych cech osadów, wzięto pod uwagę również profile wierceń rdzeniowych ze stanowiska Niwy Daleszyckie i Daleszyce (rys. 3); Ludwikowska-Kędzia 2000), zlokalizowanych bliżej osi doliny.

## CECHY STRUKTURALNE OSADÓW PLENIVISTULIAŃSKIEGO POZIOMU DOLINNEGO

### Zróznicowanie litofacjalne i warstwowanie

Analiza struktur sedymentacyjnych wykazała istnienie średnio- i niskoenergetycznych przepływów w obydwu analizowanych przypadkach (rys. 4, 5). W dolnych partiach, średnio poniżej 3–3,5 m od powierzchni terenu, w dolinie Luciąży dominują struktury laminacji horyzontalnej *Sh/SFh* w stanowiskach I (rys. 1C, 4II), a w górnych notuje się częste występowanie warstwowań rynnowych *St* (Wachecka-Kotkowska 2004b). W przypadku Belnianki tendencja ta powtarza się cyklicznie od spągu ku stropowi (rys. 5B). W trzonie dominują litofacje drobnoziarnistych piasków warstwowanych horyzontalnie (*Sh*), przechodzące rzadko w litofacje drobnoziarnistych piasków o przekątnej laminacji riplemarkowej (*Sr*) i warstwowanych przekątnie (*Sp*) średniej skali, tak jak w Kłudzicach Nowych (*SGh/St*, *Sp* – rys. 4, seria 1). Często osad ten wykazuje cechy rytmu piaszczysto-mułkowego. Wysoki jest udział frakcji drobniejszej. W obu dolinach powszechnie występują struktury *Sh(SFh)/Sr(SFr)* (rys. 4B, 5). Litofacjami drugorzędnymi występującymi w dolnej części są piaski mułkowane i mułki o laminacji horyzontalnej i falistej (*SFh*, *Fh* lub *SFw*, *Fw*), dobrze rozpoznane w profilu Słopiec w dolinie Belnianki (rys. 5).

Seria dolna piaszczysto-mułkowa tworzyła się więc w warunkach umiarkowanego, płytkiego i okresowo słabego przepływu (np. w odcinkach zwężeń) a nawet stagnacji wód na środkowoplenivistuliańskiej równi zalewowej (np. w odcinkach kotlinowatych rozszerzeń).

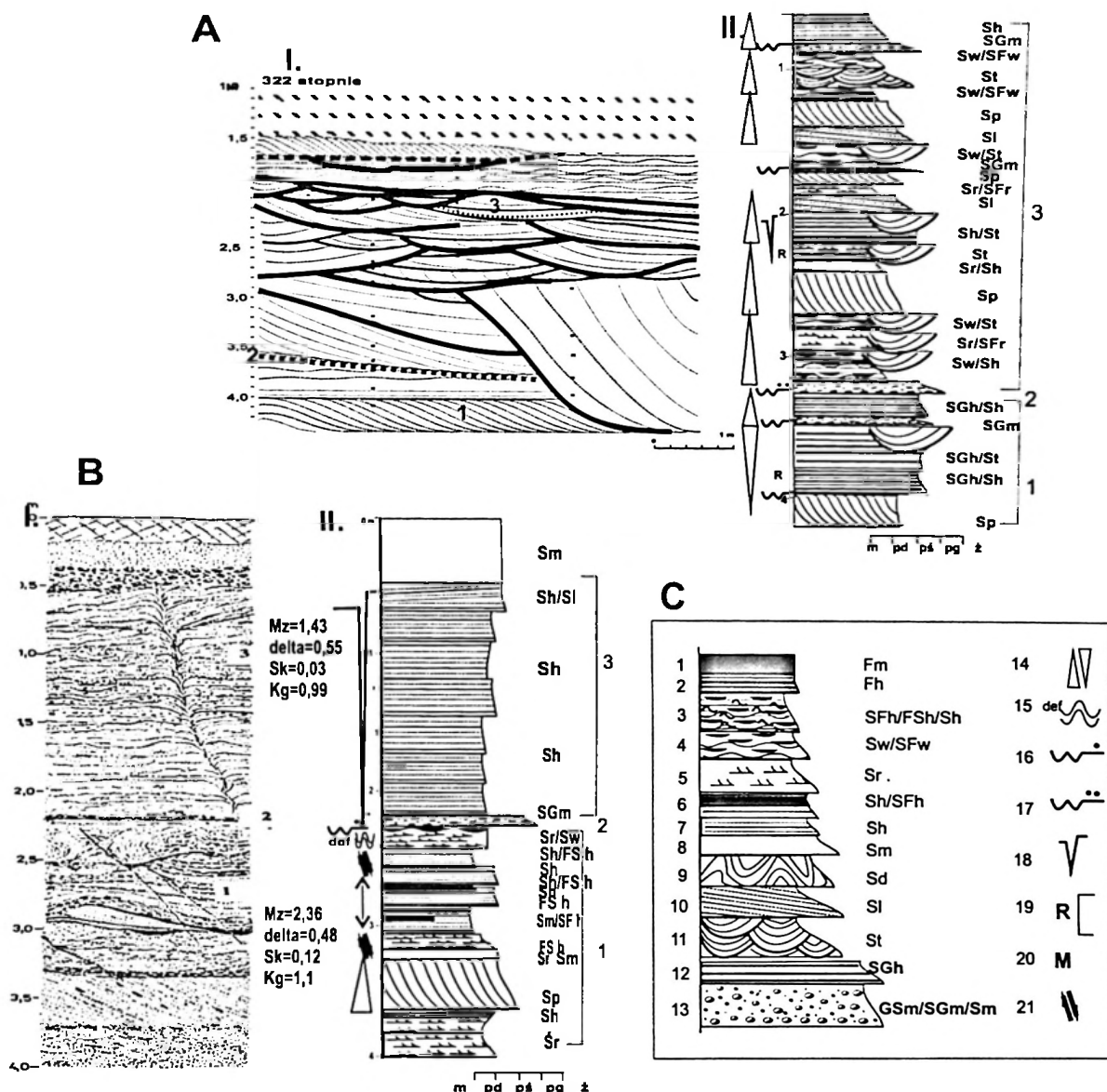
Na głębokości 3,5 m w stanowisku Kłudzice (rys. 4A, seria 2) występuje strefa bruku erozyjnego *SGh/GSh*, świadcząca o bardziej dynamicznych warunkach akumulacji. Na nim zalega górną część poziomego dolinnego zbudowanego w całości z piasków drobno- i średnioziarnistych. Dominującymi litofacjami w tej serii są piaski średnioziarniste w zestawach warstwowanych przekątnie (*St*, *Sp*), charakterystyczne dla piaskodennej roztoki (Zieliński 1998). W stanowisku Kłudzice Nowe na

uwagę zasługuje wielkoskalowa struktura *St*, wskazująca na centralną część systemu roztokowego w dolinie. Litofacje drugorzędne to piaski średnioziarniste o warstwowaniu horyzontalnym *Sh* lub piaski drobnoziarniste o przekątnej laminacji riplemarkowej *Sr*.

Seria górną, budująca strop poziomego plenivistuliańskiego w dolinie Luciąży (rys. 4A, B, seria 3) powstawała prawdopodobnie w środowisku wody płynącej najpierw o dużej intensywności przepływu, potem dynamika środowiska sedymentacyjnego wyraźnie zmniejszyła się. Świadczą o tym grube klasty przenoszone w korycie rzeki roztokowej, przechodzące ku górze w drobniejsze frakcje piaszczyste. Aluwia powstawały w korycie, z charakterystycznymi dla niego formami dna – dno pokryte riplemarkami (*SB*) i piaszczyste płaskie dno (*SU*). Cechy te wskazują na sezonową depozycję w czasie krótkotrwałych wezbrań wiosenno-letnich i okresowego zamierania przepływu podczas półrocza zimowego (Goździk, Zieliński 1996).

### Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne

Zarówno w stropie, jak i w spągu w obu dolinach widoczne są struktury deformacyjne w obrębie osadów piaszczystych i piaszczysto-mułkowych (*Sd*, *SFd*). W wąskich odcinkach doliny Luciąży zarejestrowano sztywne zsuwy pakietów o nienaruszonej strukturze po przemarzniętym stoku doliny przelomowej (stanowisko 7, Trzepnica-Dunajek, rys. 1C; rys. 4B,I). O przemarznięciu aluwii świadczą porwaki inkorporowane w osad fluwialny (stanowisko 5, Ciesznowice, rys. 1C). Inną kategorią deformacji postsedymentacyjnych są powszechnie występujące inwolucje w seriach piaszczysto-mułkowych. Ich przetrwanie dowodzi, że istniejąca warstwa czynna wieloletniej zmarzliny powodowała przemieszczanie się już powstałego osadu wskutek różnych ich wartości sorbcyjnych. W przypadku odsłonięcia w Słopcu Szlacheckim w dolinie Belnianki, widoczne inwolucje mają raczej charakter



Rys. 4. Cechy strukturalne osadów plenivistuliańskich w odsłonięciach Kłudzice Nowe i Trzepnica-Dunajek w dolinie Luciąży wg Wacheckiej-Kotkowskiej (2004a), zmienione

A. odsłonięcie w Kłudzicach; B. odsłonięcie w Trzepnicy-Dunajek

I – rysunki ścian; II – logi sedimentologiczne

serie: 1 – piaszczysto-mułkowa, 2 – bruk erozyjny, 3 – piaszczysta; x – miejsca poboru próbek

C. Oznaczenia

1 – mułek o strukturze masywnej; 2 – mułek horyzontalnie warstwowany; 3 – piasek pylasty, mułek, mułek piaszczysty o horyzontalnym warstwowaniu; 4 – piasek, piasek pylasty, mułek piaszczysty o laminacji smużystej; 5 – piasek o przekątnej laminacji riplemarkowej; 6 – piasek, piasek pylasty, mułek piaszczysty o laminacji horyzontalnej; 7 – piasek horyzontalnie warstwowany; 8 – piasek masywny; 9 – piasek o zdeformowanej strukturze; 10 – piasek o niskokątowym warstwowaniu przekątnym; 11 – piasek o warstwowaniu przekątnym rynnowym; 12 – piasek ze żwiriakami warstwowany horyzontalnie; 13 – piasek żwirowaty, żwir piaszczysty masywny; 14 – normalna i odwrócona sekwencja uziarnienia frakcjonalnego; 15 – deformacje; 16 – lokalny kontakt erozyjny; 17 – powierzchnia erozyjna większej skali; 18 – kliny mrozowe; 19 – rytmit; 20 – rozproszony szkielet ziarnowy; 21 – mikrouskoki normalne i odwrócone

Textural features of the Plenivistulian sediments in the exposures Kłudzice Nowe and Trzepnica-Dunajek in the Luciąża river valley after Wacheckaja-Kotkowska (2004a), changed

A. Kłudzice exposure; B. Trzepnica-Dunajek exposure

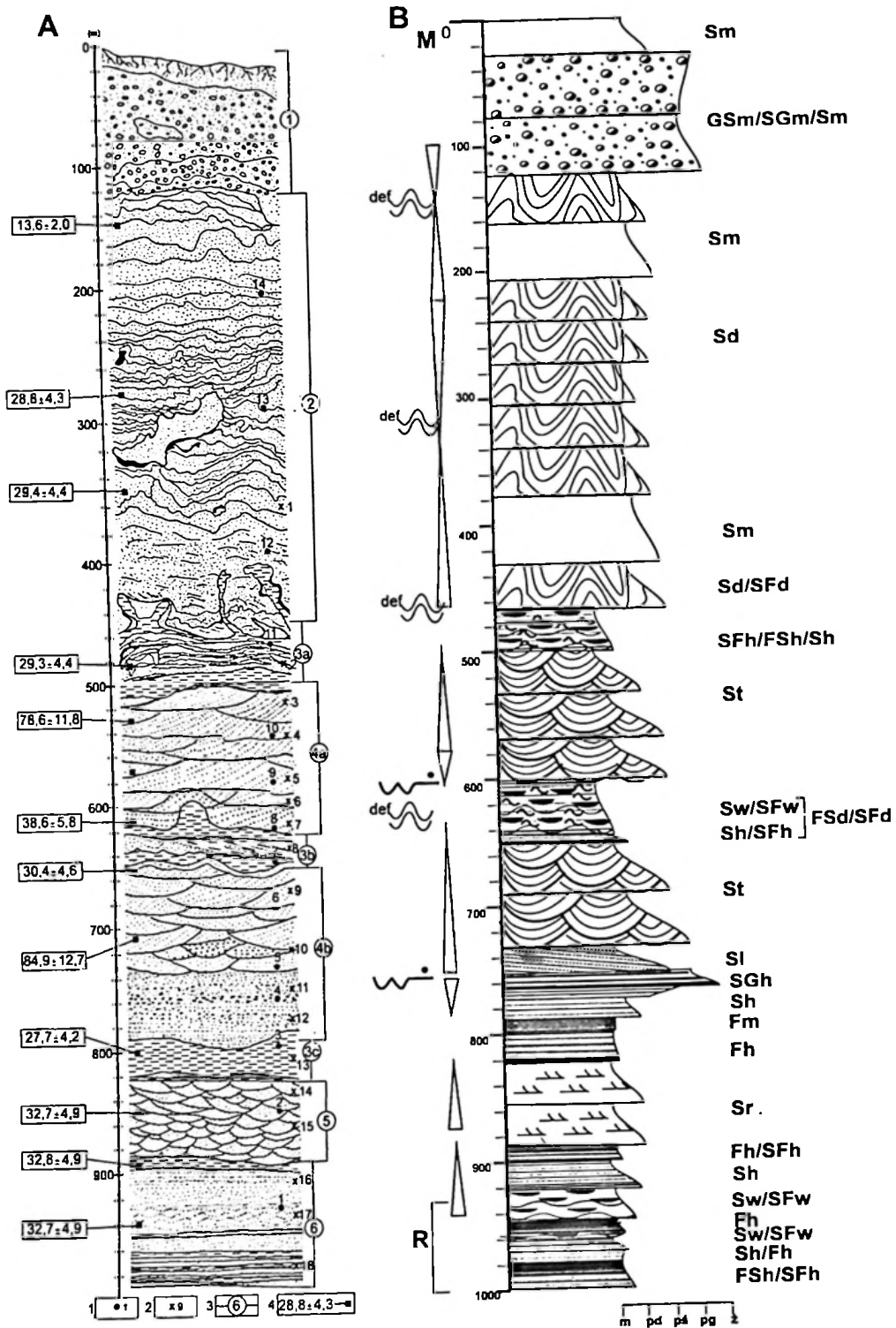
I – outlines of exposures; II – sedimentary logs

series: 1 – sandy-silty, 2 – erosional pavement, 3 – sandy; x – sampling localities

C. Signatures

1 – massive silt; 2 – silt of horizontal lamination; 3 – silty sand, silt, sandy silt of horizontal lamination; 4 – silty sand, silt, sandy silt of flaser lamination; 5 – ripple-cross laminated sand and sandy silt; 6 – sand, sandy silt, silty sand of horizontal lamination; 7 – sand of horizontal lamination; 8 – massive sand; 9 – deformed sand; 10 – low-angle cross-stratified sand; 11 – through cross-bedded sand; 12 – sand with gravels of horizontal stratification; 13 – massive gravely sand, sandy gravel; 14 – fining- and coarsening-up sequence; 15 – deformations; 16 – local erosional contact; 17 – large scale erosional surface; 18 – ice-wedges; 19 – rhythmite; 20 – matrix supported deposits; 21 – normal and reverse microfaults





Rys. 5. Odślonienie osadów plenivistulijskich w rejonie Słopca Szlacheckiego w dolinie Belianki

**A. Profil litologiczny**

1 – głębokość poboru próbek do analizy składu minerałów ciężkich; 2 – głębokość poboru próbek do analizy morfoskopowej ziaren kwarcu; 3 – opis odślonienia: 1. warstwa gruzowo-piaszczysta, brunatno-rdzawa, z wyraźnymi strukturami pokorzeniowymi; 2. żółte piaski różnoziarniste; 3. warstwy rdzawe, które podkreślają strukturę zaburzeń warstwy, lokalnie soczewki piasku drobno- i średnioziarnistego, mulków piaszczystych, odbarwione i zatopione w piaskach, z granicami podkreślonymi zazielenieniem; 3a-c. warstwy szarych, szaro-żółtych mulków z przewarstwieniami żółtych, silnie zazielenionych piasków; 4a-b. jasno żółte i białe piaski różnoziarniste oraz rdzawe żwiry piaszczyste; w spągu warstwy silne zazielenienie, porównywalne do warstwy orsztynu; 5. jasno żółte piaski różnoziarniste, z czarnymi plamkami, drobne formy strukturalne z przekątnym warstwowaniem do 7–10 cm wysokości; 6. w spągu warstwy rytmicznie szarych, szaro-żółtych mulków i żółtych, rdzawych piasków, ku stropowi warstwy przechodzący w żółte piaski o strukturze falistej; 4 – datowania TL (Ludwikowska-Kędzia, Olszak 2000)

**B. Log sedimentologiczny**  
objaśnienia na rys. 4C

zaburzeń, wynikających z istnienia układów niestacznego warstwowania gęstościowego (Butrym *et al.* 1964; Cegła, Dżułyński 1970). Typem deformacji synsedymencyjnych, świadczącym o istnieniu wieloletniej zmarzliny, a zarazem powszechnie występującym jest istnienie w stropie poziomu syngenetycznych struktur szczelinowych – klinów syngenetycznych, powstałych synchronicznie z depozycją w warunkach głębokiego przemarznięcia osadu (Goździk 1973). Regularność ich występo-

wania w osadzie, w wielu stanowiskach dowodzi istnienia sieci poligonalnej i potwierdza agradację w warunkach peryglacialnych (rys. 1C). W osadach odsłonięcia w rejonie Słopca Szlacheckiego, w trakcie szczegółowych badań w latach 2000–2005, nie stwierdzono struktur kriogenicznych typu klinów lodowych (Ludwikowska-Kędzia, Olszak 2000), chociaż Kowalski (2002a) sugeruje ich obecność.

## CECHY TEKSTURALNE OSADÓW PLENIVISTULIAŃSKIEGO POZIOMU DOLINNEGO

### Uziarnienie osadów

W przypadku odsłoneń osadów o czytelnym zapisie form strukturalnych, wykonywanie analizy uziarnienia tych osadów i obliczanie podstawowych wskaźników uziarnienia wg Folk'a i Warda (1957), tak powszechne w badaniach różnych środowisk sedymencyjnych, wydaje się zbędne, ponieważ formy te w sposób zadawalający informują o dynamice środowiska i rodzaju transportu. Jednak w przypadku osadów pochodzących z wierceń, analiza uziarnienia jest jednym z ważniejszych źródeł informacji o cechach dynamiki środowiska, w którym osad był akumulowany. Badania w obu dolinach prowadzone w zakresie nie tylko struktur sedymencyjnych osadów widocznych w odsłonięciach, ale cech uziarnienia tych osadów, pozwalają na zestawienie obliczonych wskaźników uziarnienia na wykresach zależnościowych (rys. 6), celem porównania wyników ich interpretacji z wynikami analizy struktur sedymencyjnych.

Układ punktów reprezentujących osady plenivistuliańskiego poziomu dolinnego w dolinach rzek Luciąży i Belnianki oraz ich położenie na trzech wykresach zależnościowych wskaźników uziarnienia, nawiązuje do powszechnie już wydzielanych grup genetycznych osadów (Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007). Możemy więc w tym przypadku wyróżnić osady facji korytovej, pozakorytovej (wezbraniowe) rzek peryglacialnych oraz zbiornikowe. Warto jednak szczegó-

łowo przeanalizować wartości wskaźników dla wyraźnych nagromadzeń punktów, które są efektem nie tylko ilości pobranych próbek, ale wskazują także na powszechność występowania danego rodzaju osadu w analizowanym środowisku.

Grupa punktów, która znajduje się w wartościach średniej średnicy ziarna ( $M_z$ ) od 1 do 2,5  $\Phi$ , obrazuje dominację korytowych osadów piaszczystych, głównie średnio i dobrze wysortowanych ( $\sigma_1 = 0,35-1$ ), o skośności ( $Sk_1$ ) w przedziale wartości  $-0,25-0,25$ . Takie wartości wskaźników uziarnienia wskazują na środowisko o mało zmiennej dynamice. Pulsacyjność zmian skośności w obrębie dodatnich wartości (głównie 0,09–0,20) świadczy o względnie stabilnym energetycznie środowisku depozycji osadu, jego wytrącaniu z zawiesiny przydennej. Natomiast podobne zmiany, ale przy wartościach ujemnych (głównie  $-0,16-0,04$ ) wskazują na tendencję do stopniowego uruchamiania osadu i jego redepozycji. Opisane punkty reprezentują piaski średnio- i drobnodziarniste zarówno w odsłonięciu w Słopcu w dolinie Belnianki, jak i w Kłudzicach Nowych w dolinie Luciąży. Odpowiadają im zasadniczo litofacje *St*, *Sp* i *Sr*, z tym, że dla *St*, *Sp* wartości skośności zmieniają się w obrębie wartości ujemnych lub bardzo niskich dodatnich, a dla *Sr* zmiany zachodzą wyłącznie w przedziale wartości dodatnich. Warto podkreślić, że w grupie tej znajdują się liczne punkty reprezentujące osady piaszczyste pochodzące z wierceń. Ta chmura punktów dobrze

### Exposure of the Plenivistulian sediments near Słopiec Szlachecki in the Belnianka river valley

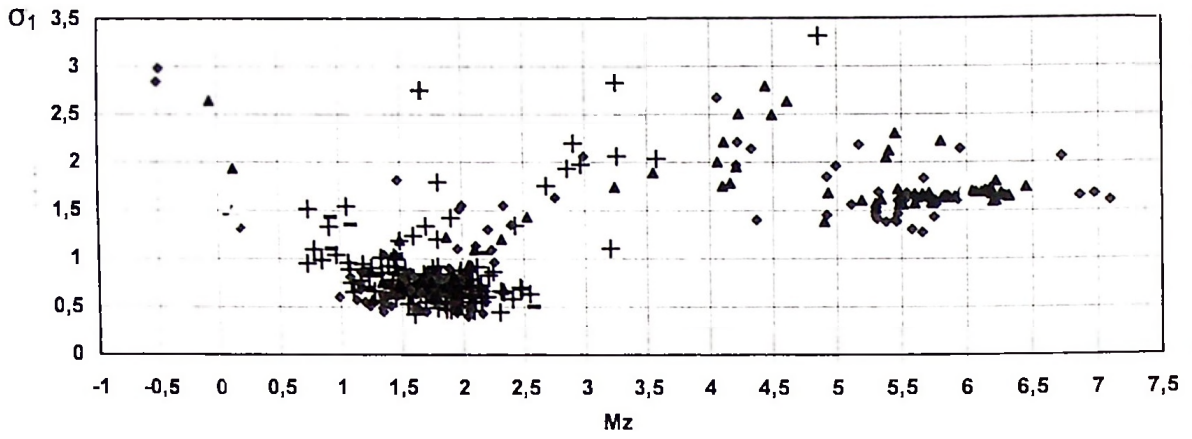
#### A. Lithological profile

1 – depth of sampling for analysis of heavy minerals component; 2 – depth of sampling for morphoscopy analysis; 3 – description of exposure: 1. brown-rustish deposits with after-rooted structures; 2. yellow vari-grained sands with plumed (wavy) lamination, locally fine-grained sands and sandy silts lens, inundated in sands; 3a-c. grey-yellow silts with interbeddings of yellow sands; 4a-b. light-yellow and white vari-grained sands and rustish sandy gravels; 5. light-yellow vari-grained sands, with small black stains, of cross-stratification 7–10 cm high; 6. grey-yellow silts and yellow and rustish sands of horizontal lamination (rhythmite) passaged to upper yellow fine-grained sands of wavy lamination; 4 – TL datings (Ludwikowska-Kędzia, Olszak 2000)

#### B. Sedimentary log

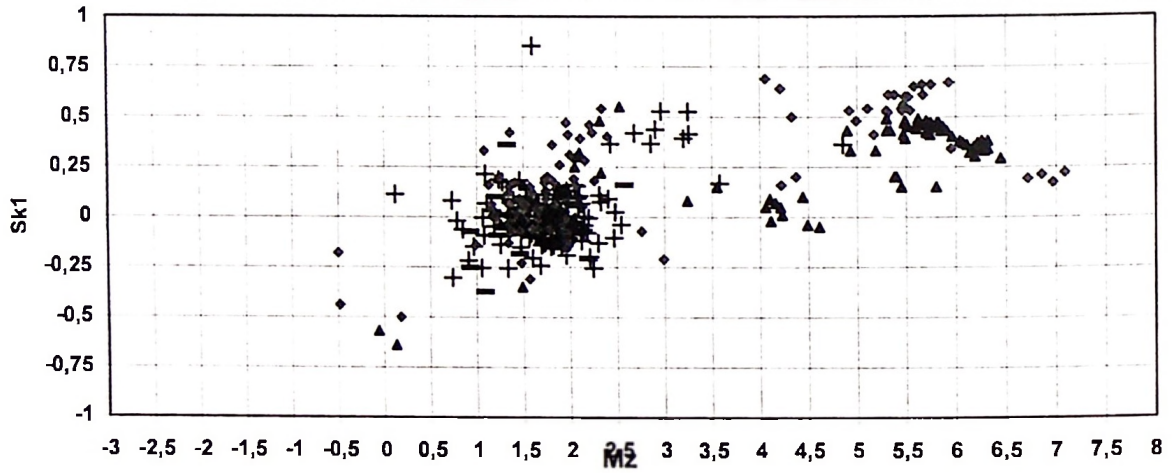
for explanation see Fig. 4C

A



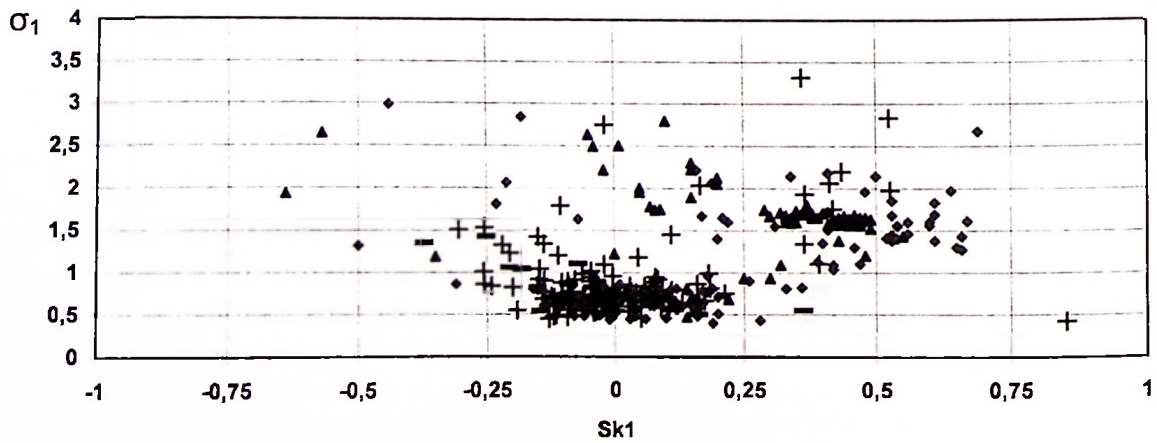
- Luciąża - Nowe Kludzice I + Luciąża - pozostałe ♦ Belnianka - Słopiec ▲ Belnianka - pozostałe

B



- Luciąża - Nw.Kłudzice I + Luciąża - pozostałe ♦ Belnianka Słopiec ▲ Belnianka pozostałe

C



- Luciąża - Nowe Kludzice I + Luciąża - pozostałe ♦ Belnianka - Słopiec ▲ Belnianka - pozostałe



widoczna na wykresie zależnościowym  $M_z/\sigma_1$  (rys. 6A), rozprasza się w dwóch kierunkach, tworząc typową literę V, powszechnie stwierdzaną w aluwach rzek różnej rangi i regionów (np. Mycielska-Dowgiałło 1978, 2007; Gębica 2004).

Pierwszy z kierunków prowadzi ku niższym wartościom średniej średnicy ziarna (od 1 do  $-0,15 \Phi$ ), czyli ku grubszy osadom, gorzej wysortowanym ( $\sigma_1$  do 3) i o ujemnych wartościach skośności, w przedziale wartości od  $-0,62$  do  $-0,25$ , co wskazuje na wzrost dynamiki środowiska, w którym osad był deponowany (środowisko korytowe, układ I wg Mycielskiej-Dowgiałło 1995, 2007). Drugi kierunek zmierza ku większym wartościom  $M_z$  ( $2,5-3,55 \Phi$ ), drobniejszym osadom Luciąży i Belnianki, również o złym i bardzo złym stopniu wysortowania ( $\sigma_1 = 1-2,88$ ), ale dodatnich wartości skośności ( $0,25-0,55$ ), co wskazuje na mniej dynamiczne środowisko równi zalewowych piaszczystych roztek peryglacialnych, środowisko pozakorytowe, wezbraniowe, gdzie zachodzi okresowa depozycja z płytkich zalewów warstwowych (np. Superperson 1996) – układ II wg Mycielskiej-Dowgiałło (1995, 2007), opisujący środowisko z przewagą sortowania w obrębie grubszej frakcji i dostawie materiału źle wysortowanego w suspensji podczas zmiany dynamiki ośrodka transportu.

Obie tendencje zmian raczej słabo zaznaczają się w analizowanych aluwach obu rzek, ale są powszechnie rozpoznawalne w różnowiekowych osadach fluwialnych i fluwioglacjalnych w Polsce (Mycielska-Dowgiałło 2007).

Kolejna grupa punktów, głównie widoczna w plenivistuliańskich aluwach Belnianki, to osady o średniej średnicy ziarna w przedziale wartości  $4-7 \Phi$ , złym i bardzo złym stopniu wysortowania ( $\sigma_1 = 1,27-2,67$  dla osadów odsłonięcia w Słopcu Szlacheckim;  $\sigma_1 = 1,41-2,82$  dla osadów z wierceń) oraz dodatnich wartości skośności (dla osadów odsłonięcia w Słopcu,  $Sk_1$  w przedziale  $0,16-0,69$ , ale z przewagą wartości w przedziale  $0,30-0,64$ ; dla osadów z wierceń  $Sk_1$  od  $-0,11$  do  $0,5$ ) (rys. 6). Są to piaski pylaste, mułki piaszczyste i mułki. Wartości wskaźników uziarnienia sugerują jednoznacznie środowisko o słabej, stabilnej energetyce środowiska, sprzyjającej depozycji osadu (wysoka dodatnia skośność), z tym, że dostawa materiału z nieodległej

strefy zasilania była najprawdopodobniej na tyle szybka, że segregacja osadu nie nadążała za jego dostawą. W odsłonięciu w Słopcu tej grupie punktów odpowiadają litofacje *Sh, FSh, FSh, Fh, Sw, FSw*.

Analiza zmian uziarnienia w profilu pionowym osadów odsłonięcia w Słopcu Szlacheckim w dolinie Belnianki pokazuje wyraźnie wielocykliczność agradacji w dolinie Belnianki, korytowe osady piaszczyste, sporadycznie piaszczysto-żwirowe są przykrywane przez pozakorytową serię mułkowo-piaszczystą okresowych zalewów warstwowych, ale także basenów sedymentacyjnych, z tym że miąższość serii piaszczystych wzrasta ku stropowi. Natomiast w dolinie Luciąży tak zapisana cykliczność nie jest widoczna, ze względu na krótki profil odsłonięcia, z tym że zachowany jest trend – spąg drobny, strop grubszy. Warto podkreślić, że mniejsza powszechność w dolinie Luciąży osadów mułkowych jest pewnie związana z brakiem pokrywy lessowych, typowych dla środowiska peryglacialnego Gór Świętokrzyskich.

Powyższa analiza uziarnienia osadów plenivistuliańskich obu rzek prowadzi do wniosku o dużym podobieństwie dynamiki i energii środowiska ich akumulacji, zapisanym wartościami wskaźników uziarnienia, ich układem na wykresach zależnościowych oraz zmiennością w profilu pionowym. Było to środowisko stosunkowo „stabilne” energetycznie, o mało zmiennej dynamice, z warunkami sprzyjającymi depozycji materiału transportowanego i okresowej dostawie materiału źle wysortowanego. Dysproporcje w litologicznym typie osadów należy wiązać nie tylko z różnicami w budowie geologicznej zlewni obu dolin, ale także z lokalizacją odsłonień i wierceń w dolinach, a mianowicie w dolinie Belnianki jest to strefa przyboczowa, silnego oddziaływania procesów denudacyjnych, natomiast w dolinie Luciąży to raczej centralna część systemu korytowego rzeki.

#### Stopień obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu

Analiza zmatowienia i obtoczenia ziaren kwarcu frakcji piaszczystej wykonana dla vistuliańskich osadów budujących poziom wysoki II w badanych dolinach wykazała, że osady te charaktery-

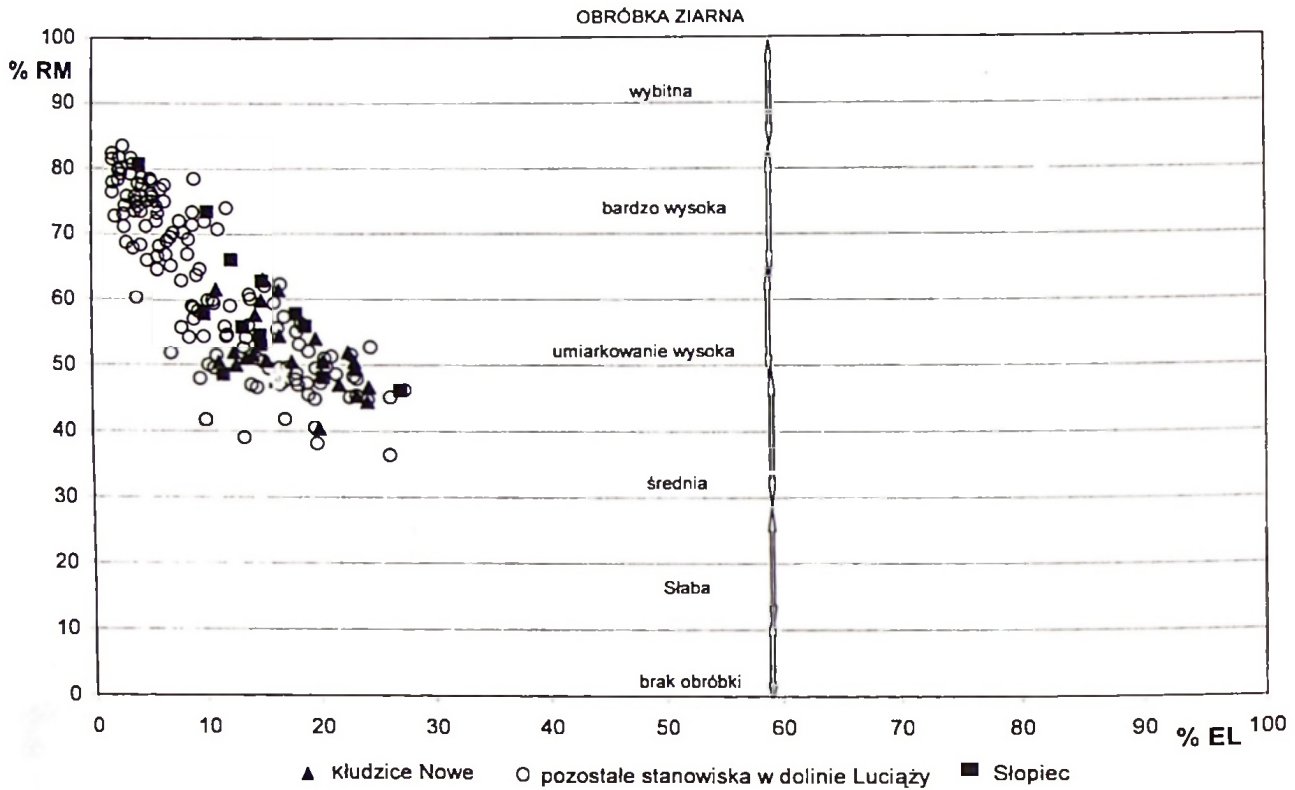
Rys. 6. Wykresy zależności wskaźników uziarnienia Folka i Warda dla osadów plenivistuliańskich poziomów w dolinie Luciąży i Belnianki

zestawienie: A – średniej średnicy ziarna ( $M_z$ ) z odchyleniem standardowym ( $\sigma_1$ ), B – skośności ( $Sk_1$ ) ze średnią średnicą ziarna ( $M_z$ ), C – odchylenia standardowego ( $\sigma_1$ ) ze skośnością ( $Sk_1$ )

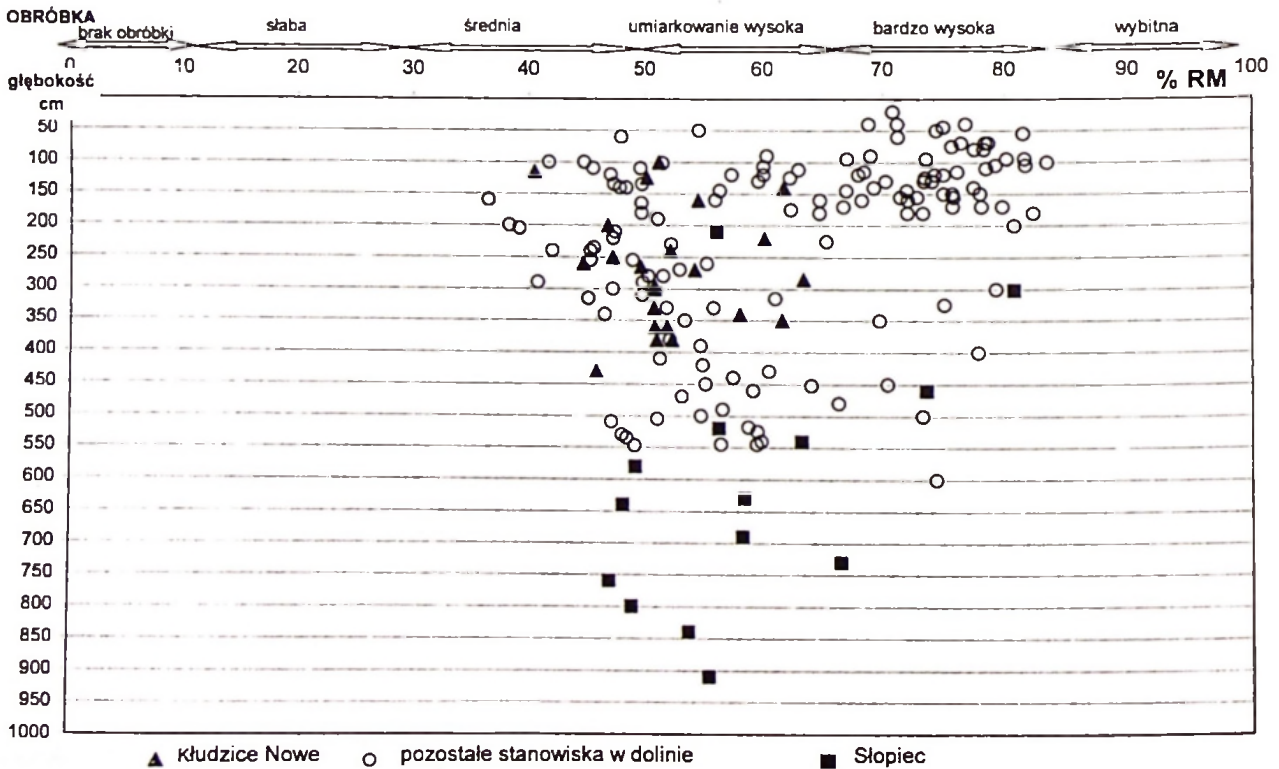
Relationship between Folk and Ward's parameters for Plenivistulian sediments of levels in the Luciąża and Belnianka river valleys

comparison: A – average grain diameter ( $M_z$ ) with standard deviation ( $\sigma_1$ ), B – skewness ( $Sk_1$ ) with average grain diameter ( $M_z$ ), C – standard deviation ( $\sigma_1$ ) with skewness ( $Sk_1$ )

A



B



Rys. 7. Obróbka ziarna kwarcowego w osadach budujących plenivistuliański poziom wysoki w dolinach Lucięzy i Belnianki

- A. Zestawienie zawartości procentowej ziaren kwarcowych matowych okrągłych (RM) z błyszczącymi zaokrąglonymi (EL)  
 B. Zmiany obróbki ziarna kwarcowego wraz z głębokością

Quartz-grain abrasion in the deposits of the Plenivistulian high level in the Lucięzy and Belnianka river valleys

- A. Percentage comparison of the round mat quartz-grains (RM) with the rounded shiny grains (EL)  
 B. Changes in quartz-grains abrasion with the depth

zuje zróżnicowanie obróbki i wysoka frekwencja ziaren matowych okrągłych RM (od 40 do 84 %) (rys. 7A, B).

Podkreślona wcześniej dwudzielność budowy badanego poziomu dolinnego jest wyrażona również w cechach kształtu i powierzchni ziarna kwarcowego w obu dolinach. W dolnej części poziomu zaznacza się umiarkowana eolizacja osadów (45–68 % ziaren RM – rys. 7A, B). Uwaga ta dotyczy tak dolnego członu osadowego leżącego poniżej 4 m w Słopcu w dolinie Belnianki (47–65 % ziaren RM), jak i stropu serii dolnej zbadanej w całej dolinie Luciąży, na głębokościach 3–5,5 m (45–74% ziaren RM). W obydwu przypadkach sporadycznie pojawiają się ziarna pęknięte C, natomiast nie pojawiają się ziarna bez obróbki NU. Zawartość ziaren zaokrąglonych, błyszczących EL, charakterystycznych dla środowiska fluwialnego nie przekracza w dolinie Luciąży i Belnianki 26 % (rys. 7A). Może to świadczyć o dostawie ze stoku, redepozycji i eolizacji akumulanego materiału w środowisku rzeczonym.

W stropowej części terasy obraz obtoczenia i zmatowienia osadu jest niejednorodny. Ukazują się olbrzymie dysproporcje we frekwencji ziaren RM (40–84 %) i ziaren EL (4–22 %) w próbkach w analizowanych przypadkach (rys. 7B). Pewne trudności interpretacyjne nasuwają się również przy porównaniach ilościowych. Z jednej strony olbrzymia ilość danych pochodząca z doliny Luciąży, z drugiej strony pojedyncze próbki z doliny Belnianki, ze Słopca. Mimo to można podjąć próbę wyjaśnienia sposobu obróbki materiału, który dostawał się do obu vistuliańskich systemów dolinnych.

W dolinie Belnianki strop jest silnie eolizowany (55–80 % RM). Uwaga ta dotyczy również górnej części poziomu vistuliańskiego II w dolinie Luciąży. Jak wykazały badania, maksymalne wartości obtoczenia występują w odcinkach basenowych doliny, w rozszerzeniach (w stanowiskach: 4, 5, 8-11 – rys. 1C). Frekwencja ziaren RM wynosi tam 64–84 %. Natomiast w zwężeniach dolinnych obróbka jest umiarkowana; frekwencja ziaren RM waha się w granicach 40–60 %, rzadko dochodząc do 70 %. Tak sytuacja występuje w stanowisku Kłudzice Nowe, gdzie zawartość ziarn RM w próbce równa się 44–62 %.

Zróżnicowanie obróbki części stropowej poziomu dolinnego związane jest z lokalnymi spadkami vistuliańskich odcinków den dolinnych i nachyleniem zboczy dolinnych. W zwężeniach sedymentacja miała bardziej dynamiczny charakter niż w basenowych obniżeniach. Tam dochodziło do szybszej depozycji materiału i dostarczaniu ze zdenudowanych stoków materiału o różnej obróbce (W a c h e c k a - K o t k o w s k a 2004b). Otwarte powierzchnie – dna dolinne w rozszerzeniach wy-

muszały z kolei akumulację osadów piaszysto-mułkowych i drobnopiaszczystych, powstających w wyniku splukiwania i nawiewania, gdyż w warunkach peryglacialnych osady transportowane przez wiatr mogły być przechwytywane przez wszelkie powierzchnie wodne i w nich osadzone (Goździk 1991).

Ostatnia uwaga dotyczy pewnych prawidłowości zauważonych w trakcie analizy zestawienia zawartości ziaren RM w stosunku do głębokości (rys. 7B). Maksymalną eolizację w każdym profilu badawczym notuje się na pewnej głębokości, tuż powyżej granicy erozyjnej rozdzielającej środkowoplenivistuliańską serię mułkowo-piaszczystą z górnoplenivistuliańską serią piaszczystą. Fakt ten należałoby korelować z maksymalnym zaostreniem warunków klimatycznych, związanych z okresem napłynięcia mas lodowych lądolodu wistylskiej fazy leszczyńskiej (20–21 ka BP). Nieco wyższy wskaźnik eolizacji serii piaszczystej w dolinie Luciąży w stosunku do doliny Belnianki (w profilu Słopiec), należy wiązać się z mniejszą odległością Luciąży od czoła wspomnianego lądolodu.

Na fakt wysokiej obróbki ziarna kwarcowego osadów vistuliańskich w regionie łódzkim zwracali uwagę liczni badacze: Goździk (1980, 1991, 2001, 2007), K o b o j e k (2000) dolinie Rawki, F o r y s i a k (2005) oraz P e t e r a (2002) w dolinie Warty oraz W a c h e c k a - K o t k o w s k a w dolinach Ochni i Słudwi (1998, 1999), a także w dolinie Luciąży (2004a, b) i obszarach przyległych do doliny (2007).

Przykładowe badania stopnia eolizacji, zawarte w monografii z 2001 roku pod red. E. Mycielskiej-Dowgiałło „Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu”, dostarczają wielu przykładów z Polski o silnym zmatowieniu powierzchni ziaren w osadach tworzących się w warunkach klimatu peryglacialnego. Ostatnie badania Gębicy (2004) aluwiiów plenivistuliańskich dolin Kotliny Sandomierskiej, dla których wykonano analizy zmatowienia i obtoczenia ziarn, kolejno raz potwierdziły wyżej przedstawione wnioski.

#### Analiza minerałów ciężkich

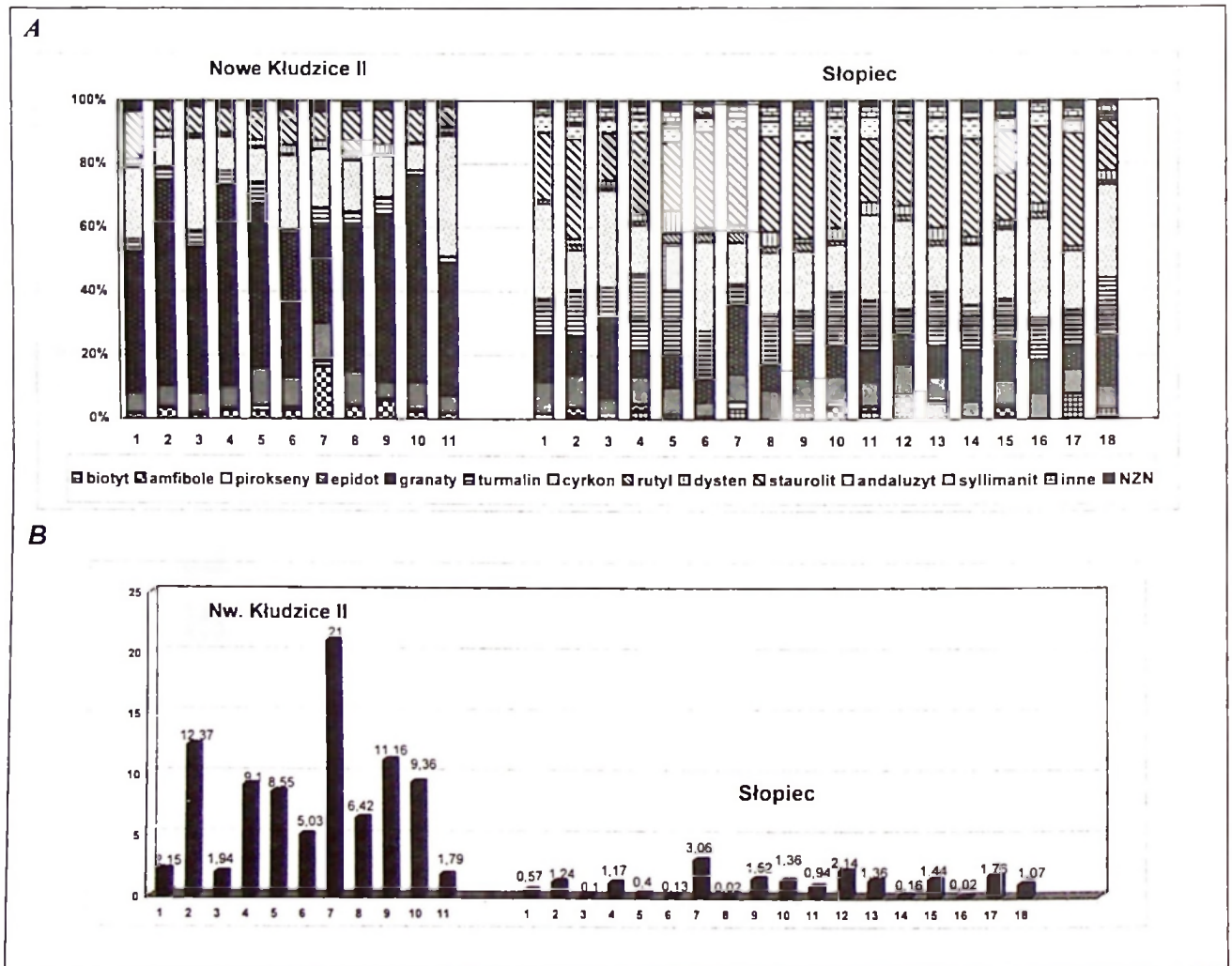
Wykonane analizy minerałów ciężkich dla reprezentatywnych odsłoneń profili osadów środkowoplenivistuliańskich poziomów dolin rzek Luciąży i Belnianki podkreślają różnice w litologii obszarów alimentacyjnych tej akumulacji (rys. 8).

W osadach profilu Kłudzice w dolinie Luciąży dominują granaty (30,2–65,2 %) na kolejnym miejscu są cyrkon (8,2–38 %), staurolit (6,4–15,4 %), epidot (5,1–12,1 %) oraz amfibole (1,3–5,8 %; w próbce nr 7 – 16,6 %), turmalin (1,4–



6,7%) i dysten (0,9–3,6%) (rys. 7A). Brak jest biotyту i chlorytów. Rutil, andaluzyt i syllimanit występuje w niewielkich ilościach, do 1%. Dominują minerały z grupy średniopromy na wietrzenie (42,7–72,6%) przy znaczącym udziale minerałów odpornych (22,5–50,0%). Niewielka jest zawartość w osadzie minerałów nieodpornych 1,7–18%. Duży udział procentowy granatów, minerałów odpornych na niszczenie mechaniczne, sugeruje rzeczne środowisko, w którym doszło do selektywnego wzbogacenia osadów w ten minerał. Jed-

nak uwzględniając wysoki stopień eolizacji osadu, wydaje się, że selektywne wzbogacenie w granaty nie odbywało się wyłącznie w środowisku rzeczonym, ale pierwotnie eolicznym. Fakt ten może potwierdzać również brak minerałów z grupy mik, biotyту i chlorytów, które ze względu na swój blaszkowy pokrój, niską wartość ciężaru właściwego są najszybciej wyprowadzane ze środowiska rzeczowego, jak i eolicznego. Mamy więc osady wielokrotnie redeponowane, przemyte i pierwotnie obrobione eolicznie.



Rys. 8. Minerale ciężkie (frakcja 0,25–0,10 mm) w osadach plenivistuliankich profilu Kłudzice w dolinie Luciąży i Słupiec Szlachecki w dolinie Belnianki (A) (rys. 4, 5A) oraz wskaźnik wietrzeniowy (Racinoński, Rzechowski 1969) dla osadów obu odsłoneń (B)

Heavy minerals (fraction 0,25–0,1 mm) in the Plenivistulian deposits of Nowe Kłudzice profile (Luciąża river valley) and Słupiec Szlachecki profile (Belnianka river valley) (A) (Figs. 4, 5A) and weathered index (Racinoński, Rzechowski 1969) for sediments of the both exposures (B)

Interesujące spektrum minerałów oznaczono w próbce nr 7, na głębokości 2,95 m. Stwierdzono tam największy udział amfiboli i piroksenów (18%), epidotu (12,2%), minerałów generalnie mało odpornych na wietrzenie chemiczne i abrazję

mechaniczną oraz najmniejszy udział granatów (30,2%). Analiza cech strukturalnych i uziarnienia osadów wskazuje na poziom ich erozyjnego rozmywania, czyli większej energii środowiska, a w efekcie potencjalnej dostawy „świeżych” alu-

wiów, o zróżnicowanym składzie mineralnym. Sposzczenia te potwierdza najwyższa wartość 21,0 wskaźnika wietrzeniowego (Racinoński, Rzechowski 1969) obliczonego dla analizowanych aluwioów (rys. 7B). W profilu pionowym osadów widać wyraźnie cykliczność zmian jego wartości, od 1,79 do 21, która może sugerować zmienność dynamiki środowiska rzecznoego. Im niższa wartość wskaźnika tym większy udział minerałów odpor-nych, a więc korzystniejsze warunki selektywnego wymywania aluwioów i pozbawiania ich minerałów mniej odpor-nych albo intensywniejszej abrazji mechanicznej lub/i wietrzenia chemicznego.

Spektrum minerałów ciężkich w profilu środkowoplenivistuliańskich osadów terasy w dolinie Belnianki, w odsłonięciu Słupiec jest zróżnicowane, choć jednorodne. Zdecydowanie dominują minerały odporne na niszczenie (58,6–82,6 %), głównie staurolit (14,8–35,6 %), cyrkon (12,4–31,3 %), turmalin (6,5–24,5 %), przy znacznie mniejszej zawartości andaluzytu (1,1–6,7 %), dystenu (1,1–7,2 %) i rutylu (0–3,3 %). Porównywalnie duży jest udział granatów (6,6–25,8 %), minerału z grupy średniopor-nych, której zawartość w osadach zawiera się w przedziale 12,2–32,6 % (andaluzyt 1,1–6,7 % i epidot 4,3–10,3 %). Grupa minerałów nietrwałych

(0,1–7,9%) jest skromnie reprezentowana przez biotyt (0–3,3 %), amfibole (0–6,3 %) oraz pirokseny (0–2,2 %). Jednorodność składu mineralnego w obrębie tej prawie 10-metrowej serii osadów środkowoplenivistuliańskiego poziomu jest jego cechą litogenetyczną i sugeruje podobieństwo genetyczne osadu źródłowego tych aluwioów. Mamy bez wątpienia do czynienia z osadem „starym”, silnie zwiertza-łym, co potwierdzają wartości wskaźnika wietrzenio-wego, tj. od 0,1 do 3,06 (rys. 7B). Są one porówny-walne ze stopniem wietrzenia deluwioów warciańskich Pasma Bielińskiego w Górach Świętokrzyskich, (Ludwikowska-Kędzia 2007a). Można nawet założyć, że są to osady przedczwartorzędowe, trzeciorzędowe, a nawet starsze, mezozoiczne, bo-wiem jak podaje Racinoński (1995) spektrum minerałów, z dominacją cyrkonu, turmalinu, staurolitu, rutylu i dystenu można przyjąć jako typowe dla osadów przedczwartorzędowych, trzeciorzędowych i mezozoicznych, m.in. dla pasa wyżyn środkowo-polskich. Sugestie te znajdują potwierdzenie w ba-daniach mineralogicznych skał podłoża paleozoicz-nego Gór Świętokrzyskich (Radziszewski 1928; Kosmowska-Ceranowicz 1979).

## PODSUMOWANIE

Przeprowadzone porównanie w zakresie cech strukturalnych i teksturalnych osadów budują-cych środkowoplenivistuliańskie poziomy dolinne w dolinach rzek Luciąży i Belnianki upoważniają do sformułowania kilku uwag.

1. Cechy uziarnienia aluwioów pozostają w ścisłej zależności od spadku rzeki i jej zmian w profilu podłużnym, budowy geologicznej zlewni, jej rzeźby czyli możliwości dostawy materiału ze stoków (m.in. Mycielska-Dowgiało 1978; Gębica 2004). Pomimo różnic w zakresie tych cech obu analizowanych dolin rzecznych, zauważa się duże podobieństwo dynamiki środowiska aku-mulacji aluwioów środkowoplenivistuliańskich, zapi-sane wartościami wskaźników uziarnienia, ich ukła-dem na wykresach zależnościowych, zmiennością w profilu pionowym oraz wydzieleniami litofa-cjalnymi.

W analizowanych osadach obu peryglacial-nych rzek wydzielono dwie podstawowe facje: korytową i pozakorytową. W osadach korytowych dominują piaski średnioziarniste (rzadziej występują piaski drobnoziarniste oraz piaski różnoziarniste z domieszką żwirów), o wartości średniej średnicy ziarna ( $M_z$ ) zawartej w przedziale od 1–2,5  $\Phi$ , śred-

nio i dobrze wysortowane ( $\sigma_1 = 0,35-1$ ), o skośności ( $Sk_1$ ) od -0,25 do 0,25. Wartości wskaźników opisu-ją względnie stabilne energetycznie środowisko korytowe rzek o mało zmiennej dynamice prze-pływu, z tendencją do stopniowego uruchamiania osadu (zapisaną ujemnymi wartościami  $Sk_1$ , w prze-dziale od -0,16 do 0,04) albo depozycji, wytrącania z zawiesiny przydennej (dodatnie wartości  $Sk_1$  od 0,09 do 0,20). Osadom tym odpowiadają w odsł-nięciach litofacje *St*, *Sp* (przy ujemnych wartościach  $Sk_1$ ) i *Sr* (przy dodatnich wartościach  $Sk_1$ ), repre-zentatywne dla środowiska wody płynącej o zmien-nej dynamice przepływu, warunkowanej sezonowo-ścią zmian klimatycznych. Sporadycznie występują osady gruboziarniste ( $M_z = -0,15-1 \Phi$ ;  $\sigma_1 =$  do 3;  $Sk_1 = -0,62-0,25$ ). Drugą grupą facjalną są osady pozakorytowe (zbiornikowe lub/i wezbraniowe), reprezentowane przez mułki, mułki piaszczyste i piaski pylaste, o średniej średnicy ziarna  $M_z = 4-7,2 \Phi$ , złym i bardzo złym wysortowaniu ( $\sigma_1 = 1,27-2,82$ ) oraz dodatnich wartościach skośności  $Sk_1$ , od głównie 0,30 do 0,69. Ich akumulacja od-bywała się w środowisku o słabej energetyce, sprzy-jającej wytrącaniu osadu z zawiesiny, którego do-stawa była z bliskiego źródła i na tyle szybka, że



segregowanie materiału było utrudnione. Odpowiadają im litofacje *Sh*, *SFl*, *FSh*, *Fh*, *Sw*, *FSw*, które wskazują na warunki zamierających przepływów (nawet stagnacji wód) lub cyklicznych przepływów warstwowych (Superson 1996; Goździk, Zieliński 1996; Zieliński 1998; Harasimiuk 1991).

W profilu pionowym serii aluwiów wysokiego poziomu dolinnego zaznacza się wielocykliczność akumulacji i jej litofacjalna dwudzielność. W dolnej części występują drobniejsze osady, mułki i piaski pylaste, głównie facji pozakorytowej i zbiornikowej, dobrze czytelne w przypadku Belnianki, głównie ze względu na obecność w dolinie i w jej zlewni lessu, przewarstwiane osadami korytowymi, o małej miąższości. Ku górze profilu, miąższość serii korytowych, piaszczystych, wzrasta. Osady korytowe wypełniające kopalne rynny *St*, są dobrze udokumentowane w dolinie Luciąży w profilu Kłudzice Nowe. Jest to charakterystyczna cecha w budowie tego poziomu dolinnego, rejestrowana w innych dolinach rzek regionu łódzkiego (Turkowska 2006). Dobrze odzwierciedla ona dynamikę odpływu w środkowym plenivistulianie jako mało dynamiczną i okresową. Według Turkowskiej (2006) zachodziło wówczas wypełnianie dolin osadami pozakorytowymi, przy znacznym udziale procesów poprzecznych (denudacyjnych). Procesy podłużne (rzeczne) były na tyle słabe, że nie nadążały z uprzątaniem i wynoszeniem tego materiału (Turkowska 2006), więc doliny były przekształcane „...w baseny denudacyjne, tworzące systemy zamknięte” (Klatkova 1981). Wydaje się, że szczególnie dobrym przykładem takiego przebiegu wydarzeń jest analizowany odcinek doliny Belnianki. Wniosek ten potwierdzają wstępne wyniki pomiarów paleokierunków w osadach stanowiska w Słopcu, które wskazują na krótki, poprzeczny transport od strony denudowanych stoków oraz dostawę materiału przez niewielkie boczne dopływy Belnianki (Ludwikowska-Kędzia, Olszak w przygotowaniu). W Górach Świętokrzyskich wyniki szczegółowych badań prowadzonych ostatnio w zakresie litostratygrafii osadów vistuliańskich teras rzecznych, również potwierdzają znaczący udział procesów poprzecznych (denudacyjnych) w agradacji den dolin rzek świętokrzyskich w plenivistulianie (np. Kowalski 2002a; Ludwikowska-Kędzia *et al.* 2007).

2. Wyraźne różnice w spektrum minerałów ciężkich osadów budujących środkowoplenivistuliańskie poziomy dolinne obu rzek, wskazują na odmienne źródło materiału, z którego uformowały się te osady. Pośrednio mogą być także zapisem długości oddziaływania na osad procesów niszczących w warunkach klimatu peryglacjalnego. W przypadku

profilu Kłudzice Nowe w dolinie Luciąży, mamy do czynienia ze składem minerałów typowym dla pierwotnie fluwioglacjalnych osadów czwartorzędowych (Raciniowski 2000). Wysoka zawartość granatów (30,2–65,2 %) w analizowanych osadach to efekt selektywnego wzbogacenia w ten minerał, do jakiego dochodzi w środowisku rzeczonym, ale także eolicznym (m.in. Mycielska-Dowgiałło 1978, 1995, 2007; Florek 1988; Raciniowski 2000; Barczuk, Mycielska-Dowgiałło 2001). Stosunkowo duży udział cyrkonu i staurolitu może należałoby wiązać pośrednio ze starszym materiałem, nawet trzeciorzędowym, który mógł być składnikiem niszczonych osadów glacialnych i fluwioglacjalnych na tym obszarze. Niskie wartości wskaźnika wietrzeniowego według Raciniowskiego i Rzechowskiego (1969) wskazują na osad wielokrotnie redeponowany, przemywany i przewiewany, natomiast pulsacyjność zmian jego wartości w profilu pionowym odsłonięcia, może sugerować zmienność dynamiki środowiska rzecznoego, w kierunku uruchamiania świeżego materiału.

Cechą charakterystyczną składu minerałów ciężkich profilu Słopiec w dolinie Belnianki jest jego jednorodność. Dominuje kompleks minerałów odpornych (58,6–82,6 %): staurolit, cyrkon, turmalin, dysten, przy znacznym udziale minerałów z grupy średnioodpornych na niszczenie (12,2–32,6 %), głównie granatów. Mamy więc do czynienia z osadami starymi, silnie zwiertzałymi, co potwierdzają bardzo niskie wartości wskaźnika wietrzeniowego. Takie spektrum minerałów ciężkich upoważnia do hipotezy, że źródłem osadu, z którego uformowały się analizowane aluwia plenivistuliańskie były najprawdopodobniej skały starszego podłoża, trzeciorzędowe, a nawet paleozoiczne i mezozoiczne, co by przemawiało za lokalnym kierunkiem transportu. Podobnie jak w dolinie Luciąży, wzbogacenie osadów w niektóre minerały mogło się również odbywać w efekcie niszczenia osadów glacialnych i fluwioglacjalnych, czemu w szczególności sprzyjały długotrwałe warunki klimatu peryglacjalnego panujące w Górach Świętokrzyskich.

3. Wyniki analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych w badanych aluwiach pokazują ich dwudzielność w profilu pionowym, podobnie jak wyrażone to zostało w cechach uziarnienia i w analizie litofacjalnej. W obu dolinach, choć lepiej w udokumentowanym głębokościowo profilu Słopiec, dolny człon, czyli seria mułkowo-piaszczysta charakteryzuje się naprzemienną umiarkowaną lub dość dobrą obróbką ziaren (RM wynosi 45–60 %). To potwierdza pulsacyjną (lub/i okresową) dostawę materiału z zewnątrz: ze stoków i z nawiania. Wyższe wartości obróbki ziaren (RM



60–70 %) mogą również wskazywać na lokalne zaostrenie warunków klimatycznych.

Górny człon plenivistuliańskiej serii piaszczystej w dolinie Belnianki i w dolinie Luciąży (zwłaszcza w jej odcinkach szerokich) charakteryzuje się najwyższą i zarazem rekordowo wysoką eolizacją (RM 70–80 %). Wiekowo odpowiada warunkom klimatycznym, nasunięcia zlodowacenia wisły w fazie leszczyńskiej. Lokalnie słabsza obróbka stropu serii piaszczystej notowana w odcinkach wąskich doliny Luciąży (RM 50–60 %) wskazuje, że źródła osadu były różnorodne i pochodziły głównie ze zdenudowanych stoków zbudowanych z osadów glacialnych o słabszej obróbce.

Zaprezentowane wyniki analizy morfoskopowej, poparte innymi analizami tekstualnymi i strukturalnymi, pozwalają uznać osady budujące plenivistuliański poziom wysoki w dolinach Belnianki i Luciąży za pokrywy fluwioperyglacialne, powstałe przy współdziałaniu procesów eolicznych, wód płynących oraz dostawie materiału ze stoków doliny. Nabyte w środowisku eolicznym cechy silnego zaokrąglenia i zmatowienia ziarn dobrze zachowują się w aluwiach, na co wielokrotnie wskazywał Goździk (1980, 1991). Wsypywanie do badanych systemów dolinnych osadów eolicznych, następnie ich przenoszenie przez rzekę a później ich przewiewanie, w szczególności w miejscach rozszerzeń dolinnych (np. w basenie górnej Luciąży) było procesem typowym zachodzącym w warunkach klimatu peryglacialnego (Goździk 1991; Buraczyński 1998).

4. Świadectwem wieloletniej zmarzliny, a zarazem indykatorem warunków peryglacialnych w plenivistuliańskich aluwiach dolin Luciąży i Belnianki są obecne tam struktury kriogeniczne i struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego. Inwolucje jako przykład struktur niestatecznego warstwowania, rozwinęły się w mułkowych i mułkowo-piaszczystych przeławieniach osadów korytowych. Struktury te, interpretowane jako krioturbacyjne, zostały zidentyfikowane tak w dolinie Belnianki, jak i w dolinie Luciąży, zwłaszcza w serii spągowej (dolnej), środkowoplenivistuliańskiej. Rytmiczność ułożenia warstw mułkowo-piaszczystych charakte-

ryzujących się różnymi właściwościami sorbcyjnymi ułatwiała powstawanie tego typu struktur, zwłaszcza gdy osad przebywał w obrębie warstwy czynnej, wieloletniej zmarzliny, okresowo rozmrażającej.

Duża miąższość krioturbacyjnie zdeformowanych osadów gómpolenivistuliańskich w dolinie Belnianki, w Słopcu, świadczy o istnieniu warstwy czynnej w obrębie wieloletniej zmarzliny. Potwierdzeniem jej istnienia mogą także być wyraźne poziomy zażelezień, na co zwracali uwagę w swoich badaniach m.in. Harasimuk (1991), Stochlak (1978). W dolinie Luciąży świadectwem zmarzliny są synchroniczne wieloboki szczelin mrozowych w Trzepnicy-Dunajku i Cieszanowicach. Ich obecność wskazuje, na agradacyjny charakter zmarzliny, postępujący wraz z przyrostem osadów oraz nieprzepuszczalność stropu zmarzliny. Krioturbacje w dolinie Belnianki leżące w jednym poziomie ze szczelinowymi strukturami mrozowymi w dolinie Luciąży, mogą stanowić pewną pomoc dla ustaleń stratygraficznych, jak to sugeruje Goździk (1995a).

Istnienie podobnych struktur jest powszechne w aluwiach plenivistuliańskich. Spotyka się je na całym Niżu Europejskim w strefie staroglacjalnej i wyżyn. Są szeroko opisywane w pracach Vandenberghe (1988, 1992, 1999), Kasse (1999), Turkowskiej (1999), Van Vliet-Lanoë (1999). Region łódzki, leżący w strefie peryglacialnej, dostarcza wielu przykładów zaburzeń krioturbacyjnych odkrytych w aluwiach plenivistuliańskich (np. Dylik 1953; Goździk 1973, 1980, 1995b; Kuydowicz-Turkowska 1975; Kobojeck 2000; Forysiak 2005), natomiast brak szczegółowych opisów tego typu struktur z Gór Świętokrzyskich. Najlepiej struktury te udokumentowane są w stanowiskach odkrywki bełchatowskiej przez Goździka (1995b), Goździka, Zielińskiego (1996) i Manikowską (1996) oraz w odkrywce koźmińskiej przez Peterę (2002). W Kotlinie Sandomierskiej opisane są także przez Mycielską-Dowgiałło (1967) i ostatnio Gębicę (2004).

Przebieg i natężenie procesów zachodzących w badanych systemach dolinnych w czasie, gdy tworzyły się aluwia plenivistuliańskie były uwarunkowane różną rzeźbą inicjalną i budową geologiczną obszarów. Dolina Luciąży rozciągała mezoformy glacialne związane z transgresją lądolodu warty, a następnie jego recesją. Z kolei dolina Belnianki dowiązywała do układu starszych mezoform paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich. Kon-

sekwencją lokalnego zróżnicowania środowiska w obu dolinach jest przemienne występowanie stref kotlinowatych rozszerzeń i zwężeń, często o charakterze przełomów. W sytuacji odmiennego źródła osadów zastanawia (ponadregionalne?) podobieństwo cech uziarnienia aluwiów obu rzek. Może jest to prawidłowość częściowo wymuszona odziedziczonymi cechami uziarnienia osadów (najpierw po środowisku glacialnym), cechami, które z czasem

były modyfikowane i determinowane raczej słabą dynamiką wielokrotnie powtarzających się w czwartorzędzie peryglacialnych cykli procesów denudacyjnych, erozyjnych, eolicznych i wietrzeniowych. W dyspozycji rzek, pozostawał z czasem wciąż „ten sam materiał”, najczęściej pierwotnie glacialny i fluwioglacialny, który był stopniowo ze względu na obecność zmarzliny włączany w obieg, głównie w efekcie procesów denudacyjnych. Wielkość transportowanego ziarna była wówczas zeterminowana rodzajem, natężeniem procesów i mechanizmem ich przebiegu. W warunkach peryglacialnych było to głównie: spłukiwanie i soliflukcja/kongeliflukcja oraz procesy eoliczne, których energia ograniczała i wymuszała wielkość transportowanego ziarna. Roztokowe koryta rzek, przy braku pokrywy roślinnej, erozji wgłębnej ograniczonej poziomem zmarzliny, intensywnej, bocznej erozji termicznej uruchamiały głównie osady przyzboczowe (deluwialne, stożków napływowo-tych, itp.). Z czasem stoki dolin denudacyjnie wydłużały się i łagodniały, a do rzek dostawał się materiał drobniejszy, często także drogą powietrzną. Ogólna dostępność w środowisku osadów grubofrakcyjnych

malą. Koryta rzek z czasem zawężyły swój obszar bezpośredniego oddziaływania, poprzez klimatycznie warunkowane okresy intensywnej erozji, a wcinając się w dna dolin, tworzyły systemy późnowistulianских teras erozyjnych, ograniczając się tym samym do transportu, depozycji i redepozycji dostępnego materiału (rzecznego, eolicznego czy ze stoków), przejmując zasadnicze cechy jego uziarnienia i tylko częściowo je modyfikując.

Podobieństwa w zakresie cech strukturalnych i teksturalnych plenivistulianских aluwiów dolin rzek Belnianki i Luciąży, ale także dolin rzek innych obszarów strefy wyżyn i równin peryglacialnych, wskazują na klimat jako determinantę zmian kierunku, typu i natężenia procesów lito- i morfogenetycznych w dolinach rzek peryglacialnych i sugerują drugorzędny wpływ uwarunkowań lokalnych na przebieg i zapis tych procesów w dolinach rzek. W badaniach systemów fluwialnych peryglacialnych rzek centralnej części Gór Świętokrzyskich, uzyskane wyniki dowodzą słuszności wysuwanych ostatnio hipotez o młodszym (plenivistulianским) niż dotychczas przyjmowano (środkowopolskim), wieku form i osadów czwartorzędowych.

## LITERATURA

- Barczuk A., Mycielska-Dowgiałło E., 2001 – Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznawania obecności procesów eolicznych. W: Mycielska-Dowgiałło E. (red.) Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. WGiSR UW, Warszawa: 39-42.
- Belcarz L., 1972 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych dla Szkoły Podstawowej w Daleszycach. Archiwum PG w Kielcach.
- Belcarz L., Fajka T., 1973 – Dokumentacja hydrogeologiczna w kat. „B” zasobów wód podziemnych z utworów dewońskich – osada Robotników Leśnych w Daleszycach. Archiwum PG w Kielcach.
- Buraczyński J., 1998 – Development of eolian processes during the Pleni- and Late vistulan in the southeastern Poland. *Biul. Perygl.*, 37: 7-18.
- Butrym J., Cegła J., Dżułyński S., Nakonieczny S., 1964 – New interpretation of "periglacial structures". *Folia Quat.*, 17: 1-34.
- Cailleux A. 1942 – Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mem. Soc. Géol., France*, 21.
- Cegła J., Dżułyński S., 1970 – Układy niestacynnie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacialnym. *Acta Univ. Wratisl.*, 124, *St. Geogr.*, 13: 17-42.
- Cywicki R., Zielińska D., 1993 – Daleszyce – kolektor sanitarny. Dokumentacja geologiczna. Archiwum UW w Kielcach.
- Czarnocki J., 1938 – Carte géologique générale de la Pologne, feuille 4, Kielce, Edition du Service Géologique de Pologne, scale 1: 100 000. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000 ark. 4, Kielce. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki J., 1957 – Tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 2: 1-133.
- Dylik J., 1953 – O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 4: 109 ss.
- Filonowicz P., 1972 – Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42: 103-117.
- Filonowicz P., 1974 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Daleszyce. Wyd. Geol. Warszawa.
- Filonowicz P., 1976 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Daleszyce. Wyd. Geol., Warszawa: 77 ss.
- Filonowicz P., 1978 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Kielce. Mapa bez utworów czwartorzędowych. Mapa podstawowa w skali 1: 50 000, ark. Daleszyce. Wyd. Geol. Warszawa.

- Filonowicz P., 1980 – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1: 200 000, ark. Kielce. Wyd. Geol., Warszawa: 143 ss.
- Florek W., 1988 – Cechy sedimentologiczne i wiek osadów równiny zalewowej Stupi. *Pr. St. Geogr.*, 9: 75-103.
- Folk R. L., Ward W. C. 1957 – Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petr.*, 27: 3-26.
- Forysiak J., 2005 – Rozwój doliny Warty między Burzeninem a Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 90: 160 ss.
- Gębica P., 2004 – Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 193: 229 ss.
- Goździk J. S., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 119 ss.
- Goździk J. S., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów kopalni węgla brunatnego „Belchatów”. *St. Region.*, 4, 9: 101-114.
- Goździk J. S., 1991 – Sedimentological record of aeolian processes from the upper Plenivistulian at the turn of Pleni- and Late Vistulian in central Poland. *Zeitschr. Geomorph., Supp-Bd*, 90: 51-60.
- Goździk J. S., 1995a – Wybrane metody kształtu ziarn piasków do celów paleogeograficznych i stratygraficznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników.* WGiSR UW, Warszawa: 115-132.
- Goździk J. S., 1995b – Vistulian sediments in the Belchatów open cast mine, Central Poland. *Quat. St. Pol.*, 13: 13-23.
- Goździk J. S., 2001 – Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych w środkowo-zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Eolizacja jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu.* WGiSR UW, Warszawa: 93-125.
- Goździk J. S., 2007 – The vistulian aeolian succession in central Poland. *Sedimentary Geol.*, 193: 211-220.
- Goździk J. S., Zieliński T., 1996 – Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin rzecznych środkowej Polski – przykłady z kopalni Belchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 67-77.
- 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.
- Jaśkowski B., 1996 – Geneza i wiek wydmy Gór Świętokrzyskich w świetle datowań C-14 i TL. *Zesz. Nauk. Politech. Śl.*, 133, ser. *Mat.-Fiz.*, 88, *Geochronometria*, 14: 31-46.
- Kasse C., 1999 – Can involution be used as paleotemperature indicators? *Biul. Perygl.*, 38: 95-109.
- Klatka T., 1962 – Geneza i wiek gołoborzy tysogórskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 12: 124 ss.
- Klatkowa H., 1955 – Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. *Biul. Perygl.*, 2: 91-99.
- Klatkowa H., 1981 – Dépôts des vallées périglaciaires en Pologne Centrale. *Rech. Geogr. Strasbourg*, 16-17: 179-186.
- Knapczyk J., Nicpoń W., 1980 – Projekt badań geologiczno-zwiadowczych za złożami wapieni dewońskich dla przemysłu wapienniczego w rejonie Daleszyc-Słopiec. Kombinat Geologiczny-Południe. Zakład Projektów i Dokumentacji Geologicznych. Oddział w Kielcach. Archiwum PG w Kielcach.
- Kobojek E., 2000 – Morfogenezę doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157ss.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1979 – Zmienność litologiczna i pochodzenie okrucowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski w świetle wyników analizy przezroczystych minerałów ciężkich. *Pr. Muzeum Ziemi*, 30: 68 ss.
- Kowalski B., 1978 – Udział peryglacialnych osadów w budowie tarasu wysokiego Lubrzanki. *Kwart. Geol.*, 22,2: 379-394.
- Kowalski B., 1995 – Przejawy młodej aktywności tektonicznej w Dolinie Kielcecko-Łagowskiej w Górach Świętokrzyskich i jej wpływ na układ sieci rzecznej. *Prz. Geol.*, 43,4: 307-316.
- Kowalski B., 1996 – Powierzchniowe procesy egzogeniczne a tektoniczna aktywność uskoku środkowej Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich – próba datowania. *Prz. Geol.*, 44, 1: 49-54.
- Kowalski B., 2001 – Geneza doliny rezerwatu przyrodniczego Białe Ługi. W: S. Żurek (red.) *Rezerwat torfowiskowy Białe Ługi.* Wyd. Homini, Bydgoszcz: 267 ss.
- Kowalski B., 2002a – Geneza i wiek osadów terasy zalewowej i nadzalewowej (wysokiej) środkowego odcinka doliny Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. W: B. Jaśkowski (red.) *Zagadnienia peryglacjalne Polski i obszarów sąsiednich.* *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 8: 151-216.
- Kowalski B., 2002b – Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 7: 315-351.
- Kuydowicz-Turkowska K., 1975 – Rzeczne procesy peryglacjalne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36: 122 ss.
- Lindner L., 1971 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *St. Geol. Pol.*, 35: 1-113.
- Lindner L., 1984 – Region świętokrzyski. W: J. E. Mojski (red.) *Budowa Geologiczna Polski*, 1, Stratygrafia, 3b, Kenozoik – czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa: 33-35, 65-73, 113-145, 255-286, 326-330.
- Lindner L., 2004 – Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. W: R. Sołtysik (red.) *Czwartorzęd obszaru Polski na*



- tle struktur starszego podłoża. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 13: 7-31.
- Lindner L., 2005 – Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 53: 145-150.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000 – Ewolucja środowiska odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie. Wyd. Dialog, Warszawa: 172 ss.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2005 – Litostratygrafia plejstocenijskich teras nadzalewowych dolin rzek Belnianki i Łagowicy w Górach Świętokrzyskich. W: A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.) Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich: 265-271.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2006 – Znaczenie stref przelomowych i cech rzeźby podłoża czwartorzędu w rozwoju doliny rzeki Belnianki w plejwistulianie i holocenie. W: R. Sołysik (red.) Regionalne aspekty funkcjonowania systemów dolinnych. Mat. Konf. IV Świętokrzyskich spotkań geologiczno-geomorfologicznych. Jodłowy Dwór, 11-13.05.2005: 55-57.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2007a – Wybrane cechy strukturalne i teksturalne deluwii Pasma Bielińskiego w rejonie Huty Starej Koszary i ich wymowa paleogeograficzna. W: M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak (red.) Różnorodność środowiska geograficznego Gór Świętokrzyskich w badaniach regionalnych. *Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*: 95-113.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2007b – Uwagi o uwarunkowaniach, budowie i wieku plejstocenijskich teras doliny rzeki Belnianki na odcinku Smyków-Słopiec Szlachecki (Góry Świętokrzyskie). W: E. Smolska, D. Giriat (red.) Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady. WGiSR UW, Komitet Badań Czwartorzędu PAN: 269-285.
- Ludwikowska M., Olszak I., 1997 – Cechy litofacialne i wiek osadów teras wysokich doliny rzeki Belnianki w centralnej części Gór Świętokrzyskich. Przewodnik VI Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław: 219.
- Ludwikowska-Kędzia M., Olszak I., 2000 – Terasa wysoka doliny Belnianki w rejonie Słopca Szlacheckiego – budowa i wiek osadów. W: B. Jaśkowski R. Sołysik (red.) Geomorfologia gór i wyżyn w Polsce – kontrowersje i nowe spojrzenia. *Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*: 76-78.
- Ludwikowska M., Nita M., 2003 – Osady interglacjału mazowieckiego w rejonie torfowiska Białe Ługi (Góry Świętokrzyskie). *Prz. Geol.*, 50, 10/1: 875-878.
- Ludwikowska-Kędzia M., Wiatrak M., Olszak I., Bluszcz A., 2006 – Litostratygrafia plejstocenijskiego tarasu wysokiego doliny Łagowicy w rejonie Masłowca (SE część Gór Świętokrzyskich). *Prz. Geol.*, 54, 11: 953-962.
- Ludwikowska-Kędzia M., Olszak I., w przygotowaniu – Problem wieku i genezy tarasu wysokiego w dolinie Belnianki w rejonie Słopca Szlacheckiego (centralna część Gór Świętokrzyskich).
- Łyczewska J., 1971 – Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Pr. Inst. Geol.*, 42: 5-86.
- Łyczewska J., 1972 – Niektóre problemy czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42, 1: 81-92.
- Manikowska B., 1996 – Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas wistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97-106.
- Miall A. D. 1978 – Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 5: 597-604.
- Miall A. D. 1985 – Architectural-element analysis: new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 22: 261-308.
- Mojski J. E. 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. *PIG*: 405 ss.
- Murton J. B. French H. M., 1993 – Thermoklast inclusions, Summer Island. Pleistocene Mackenzie Delta, western Canadian Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 217-229.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1967 – Formy szczelinowe i inwolucyjne w piaskach i żwirach doliny Wisły koło Tarnobrzega. *Biul. Perygl.*, 16: 203-213.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1978 – Rozwój rzeźby fluwialnej w północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych. *Rozpr. Uniw. Warsz.*, 120: 148 ss.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW, Warszawa: 12-45.
- Mycielska-Dowgiałło E. (red.), 2001 – Eolizacja jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. WGiSR UW, Warszawa: 140 ss.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2007 – Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku. Wyd. WSPR w Warszawie: 95-180.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), 1995 – Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW, Warszawa: 356 ss.
- Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), 2007 – Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku. Wyd. WSPR w Warszawie: 95-180.

- Olszak I., Ludwikowska-Kędzia M., 2001 – Influence of texture of fluvial sediments on their TL-age in Słopiec profile (Holy Cross Mountains). VI International Conference “Method of absolute chronology”. Ustroń 23-26.04.01: 131.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 174 ss.
- Požaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1999 – Młodozwartorzędowe tarasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, 47: 808-812.
- Raciniowski R. 1995 – Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. WGiSR UW, Warszawa: 151-166.
- Raciniowski R. 2000 – Niektóre problemy interpretacji wyników analiz minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych. *Prz. Geol.*, 48: 354-360.
- Raciniowski R., Rzechowski J. 1969 – Mineraty ciężkie w glinach zwałowych Polski środkowej. *Kwart. Geol.*, 13, 2: 479-490.
- Radziszewski P., 1928 – Przyczynek do petrografii dolnego kambru we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4, 3-4: 500-532.
- Rdzany Z., 2006 – Osady deglacacyjne zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego. *Prz. Geol.*, 54, 4: 343-351.
- Różycki S. Z., 1972a – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa: 315 ss.
- Różycki S. Z., 1972b – Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42: 67-79.
- Sadłowska A., 1955 – Struktury peryglacjalne w Napękowie. *Biul. Perygl.*, 2: 25-34.
- Sołtysik R., 1996 – Peryglacjalne zwietrzliny gliniaste w Dolinie Chęcińskiej w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 46: 456-458.
- Sołtysik R., 2002a – Geneza i wiek glin występujących powierzchniowo w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 8: 139-149.
- Sołtysik R., 2002b – Geneza mokradel Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 9: 1-112.
- Stochlak J., 1978 – Struktury i tekstury młodoplejstoceńskich osadów deluwialnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 306: 115-174.
- Superson J., 1996 – Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu Wisły. Rozpr. Habilitacyjne, 53, UMCS, Lublin: 288 ss.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 ss.
- Turkowska K., 1999 – Some reflections on the Łódź contribution to periglacial research and evaluation criteria of periglacial morphogeny in the middle Poland. *Biul. Perygl.*, 38: 43-61.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 238 ss.
- Turkowski A., 1979 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wody podziemnej z utworów dewońskich – Daleszyce – budynek MO. Archiwum PG w Kielcach.
- Van Vliet-Lanoë B., 1999 – Cryoturbation, seismicite et controle neotectonique. Implication pour le Quaternaire Europeen. *Biul. Perygl.*, 38: 135-150.
- Vandenberghe J., 1988 – Cryoturbations. W: M. Clark (ed.) *Advances in Periglacial Geomorphology*. J. Wiley, Chichester: 179-198.
- Vandenberghe J. 1992 – Cryoturbations: a sediment structural analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121-135.
- Vandenberghe J., 1999 – Periglacial research: jumping between process and environment. *Biul. Perygl.*, 38: 27-36.
- Wachecka-Kotkowska L., 1998 – Wyznaczanie zasięgu vistuliańskich osadów wód proglacjalnych i ekstraglacialnych w dolinach Ochni i Studwi-Przysowy w świetle obróbki ziarn kwarcowych. Seminarium „Rola plejstocenijskich procesów peryglacjalnych w modelowaniu rzeźby Polski”, Łódź: 63.
- Wachecka-Kotkowska L., 1999 – The differentiation of proglacial and extraglacial material in the valleys of Ochnia and Studwia Rivers in the light of abrasion of quartz grains. Łódź Periglacial Symposium “Periglacial Environments: Past, Present and Future”. Łódź: 36.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004a – Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. *Acta Geogr. Lodz.*, 86: 161 ss.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004b – Cechy osadów budujących plenivistuliański poziom wysoki II w dolinie Luciąży (Równina Piotrkowska) w świetle analiz sedymentologicznych. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, t. IV. *Ser. Geogr.*, 68, UAM: 469-486.
- Wachecka-Kotkowska L., 2006 – Relacje między ukształtowaniem współczesnej powierzchni Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich z planem strukturalnym podłoża. W: P. Czuba, W. Mizerski (red.) *Geologia regionu łódzkiego i obszarów przyległych. Przeszłość dla przyszłości*. Wyd. UŁ, Łódź: 33-46.
- Wachecka-Kotkowska L., 2007 – Wybrane cechy teksturalne osadów plejstocenijskich i holoceńskich budujących powierzchnię Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich. W: Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady. WGiSR UW, Komitet Badań Czwartorzędu PAN: 411-417.

- Wróblewski T., 1977 – Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Świętokrzyski KTN*, V: 9-22.
- Zieliński T., 1995 – Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. WGiSR UW, Warszawa: 220-235.
- Zieliński T., 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW, Warszawa: 193-242.

PLENIVISTULIAN LEVEL IN THE LUCIĄŻA  
(PIOTRKÓW TRYBUNALSKI PLATEAU/RADOMSKO HILLS)  
AND BELNIANKA (HOLY CROSS MOUNTAINS) RIVER VALLEYS  
COMPARISON OF STRUCTURAL AND TEXTURAL DEPOSIT FEATURES

SUMMARY

**Abstract.** The paper presents a comparative study of structural and textural features of deposits building the Plenivistulian levels in the river valleys of the upland and highland periglacial zones. It has been showed the supraregional similarity of these features – multicyclity of accumulation, the lithofacial duality also occurrence of cryogenic structures and unstable stratification structures. The lower part of the level, the Middle Plenivistulian, build silty-sandy sediments of the overbank series, showing moderate high quartz-grain abrasion and the upper one, the Upper Plenivistulian – sandy deposits of the channel series, indicating the high quartz-grain abrasion. Similarity and homogeneity of the Plenivistulian fluvioperiglacial deposits, originated by denudational, erosional, aeolian and weathering processes, have been connected with the original grain-size properties of the deposits, inherited after the glacial environment, modified in the later of the periglacial cycles in the Pleistocene. It has been pointed main role of the periglacial climate, which determined vectors, intensity and type of lithogenetic and morphogenetic processes in the valleys. It has been proved, that the local factors – scheme of the Paleozoic units in the Belniaka river valley and the Wartian, glacial forms in the Luciąża river valley – played a secondary role in management of the Plenivistulian valley floors.

**Key words:** valley levels, Plenivistulian, lithofacies analysis, textural analysis, Central Poland/Holy Cross Mountains.

On the examples of the Luciąża (SE part of the Łódź Region) and Belnianka (central part of the Holy Cross Mountains) river valleys, the over local scale similarity of textural and structural deposit features building Middle Plenivistulian levels in the periglacial river valleys of the upland and lowland zones have been showed (Figs 1, 2). The terraces are characterized by multicyclity of accumulation and lithofacial duality, i.d. the lower part is represented by overbank series, silt-sand ( $M_z = 4-7 \Phi$ ;  $\sigma_1 = 1,27-2,82$ ;  $Sk_1 = 0,16-0,69$ ;  $Fh, Sh, FSh, SFh$ ), while the upper one – by the channel series, sand and sand-gravel ( $M_z = 1-2,5 \Phi$ ;  $\sigma_1 = 0,35-1$ ;  $Sk_1 = -0,25-0,25$ ;  $Sr, Sl, St, SGh, Sp$ ) (Figs 4, 5, 6).

Duality of the vertical profile exhibits the high quartz-grain abrasion ( $RM = 70-80 \%$ ) in the upper series and a moderate and the pretty high quartz-grain abrasion in the lower ones ( $RM = 45-60 \%$ ) (Fig. 7). Occurrence of cryogenic structures and unstable stratification structures is common (Figs 4, 5). Deposits of these terraces are polygenic (fluvial, slope and aeolian), that is why these forms

have been named “valley levels”, as distinguished than from the younger, Late Vistulian, fluvial terraces. Such a large similarity of structural and textural features of the Middle Plenivistulian sediments of the valley levels of the upland and lowland zones periglacial rivers the results from the influence of climatic conditions, which determined vectors, intensity and type of lithogenetic and morphogenetic processes in the valleys.

Local conditions played a secondary part. Similarity in grain-size distribution of deposits should be seen as connected with the original grain-size features of the deposits (inherited after the glacial environment) (Fig. 8), which, with time, have been modified and determined by a weak dynamics of repeated denudational, erosional, aeolian and weathering processes, through the periglacial cycles in the Quarternary. The rivers worked out and transformed material constantly the same, and a fractional size of the transported grain was determined by the kind, intensity of the processes and mechanism of their course.