

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: biuro@ltn.lodz.pl
sprzedaż wydawnictw tel. 42 66 55 448
księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

NACZELNA RADA WYDAWNICZA ŁTN

Adam S. Gała, Wanda M. Krajewska, Edward Karasiński, Jan Szymczak

REDAKTOR SERII

Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU

Teresa Madeyska

KOLEGIUM REDAKCYJNE

Paweł Jokiel, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski

SEKRETARZ REDAKCJI

Danuta Dzieduszyńska

Wydano z pomocą finansową Uniwersytetu Łódzkiego

ISSN 0065-1249

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2011

Projekt okładki: Agnieszka Roman

Skład: Karolina Ławska

Druk: GRAFIX, ul. Żeligowskiego 46, 90-644 Łódź, tel. 42 651 96 35

www.grafix-poligrafia.pl, e-mail: grafix@grafix-poligrafia.pl

Nakład: 200 egz.

TREŚĆ

Zarys treści.....	7
Wprowadzenie.....	7
Zarysowanie problemu.....	7
Cel i metody pracy, teren badań, hipoteza badawcza.....	10
Stan wiedzy na temat młodszego dryasu.....	14
Przyczyny ochłodzenia.....	14
Poglądy na czas trwania ochłodzenia młodszego dryasu w Europie.....	16
Problemy związane z datowaniem ochłodzenia.....	17
Ramy czasowe na podstawie konwencjonalnych datowań radiowęglowych.....	19
Ramy czasowe na podstawie wieku kalendarzowego.....	20
Tempo zmian klimatu na granicy alleröd–młodszy dryas i młodszy dryas–holocen.....	25
Narzędzia korelacji chronostratygraficznych.....	26
Klimat młodszego dryasu.....	26
Czynniki kształtujące klimat.....	27
Podział młodszego dryasu.....	29
Warunki termiczne.....	29
Wilgotność i opady atmosferyczne.....	34
Warunki aerodynamiczne.....	36
Ochłodzenie młodszego dryasu na świecie.....	36
Efekty morfogenetyczne ochłodzenia młodszego dryasu w regionie łódzkim.....	38
Stan środowiska i parametry klimatu podczas ochłodzenia młodszego dryasu.....	38
Palinologiczny obraz ochłodzenia.....	39
Dowody na agradację zmarzliny.....	47
Warunki klimatyczne.....	50
Procesy morfogenetyczne w plenivistulianie i późnym vistulianie jako tło formowania rzeźby w młodszym dryasie.....	52
Przegląd osadów i form rzeźby powstałych w młodszym dryasie.....	56
Stanowiska w części wschodniej i północno-wschodniej regionu (dorzecze Wisły).....	56
Stanowiska w części zachodniej i południowo-zachodniej regionu (dorzecze Odry ze szczególnym uwzględnieniem doliny Warty).....	64
Wybrane świadectwa morfogenezy młodszego dryasu spoza regionu łódzkiego.....	69
Podsumowanie.....	73
Specyfika badawcza młodszego dryasu na tle badań innych okresów plejstocenu.....	73
Rozpoznanie głównych środowisk sedymentacyjnych w regionie łódzkim w młodszym dryasie.....	75
Stokowe środowisko sedymentacyjne.....	75
Fluwalne środowisko sedymentacyjne.....	76
Eoliczne środowisko sedymentacyjne.....	77
Rola młodszego dryasu w modelowaniu rzeźby regionu łódzkiego.....	78
Literatura.....	81
Spis ilustracji.....	95
Summary.....	97
Wykaz skrótów angielskojęzycznych.....	104

ZARYS TREŚCI

Praca dotyczy analizy intensywności procesów rzeźbotwórczych oraz zmian morfologicznych w młodszym dryasie w regionie łódzkim (środkowa Polska). Jako tło przedstawiono aktualny stan wiedzy na temat tego nagłego i krótkotrwałego w skali geologicznej ochłodzenia, a w szczególności problemy dotyczące jego przyczyn, parametrów klimatycznych oraz przegląd zagadnień chronostratygraficznych.

Na podstawie historii rozwoju roślinności oraz dowodów geologicznych odtworzono stan środowiska w regionie łódzkim podczas młodszego dryasu. Ochłodzenie charakteryzowało się spadkiem średniej temperatury najchłodniejszego miesiąca do -20°C , najcieplejszego miesiąca do 10°C przy narastającej suchości, znacznej aktywności aerodynamicznej oraz możliwym, przynajmniej lokalnie, powrocie wieloletniej zmarzliny. Panujące warunki sprzyjały intensyfikacji procesów rzeźbotwórczych, co jest odzwierciedlone dowodami morfologicznymi i geologicznymi i częstym odwróceniem właściwego późnemu vistulianowi dodatniego bilansu erozji na ujemny.

Efekty morfogenetyczne młodszego dryasu przedstawiono na tle wcześniejszych etapów kształtujących rzeźbę regionu, poczynając od górnego plenivistulianu, na podstawie analizy osadów i form udokumentowanych w stanowiskach o zweryfikowanej, w świetle dostępnych danych, pozycji stratygraficznej. Ożywienie procesów zarejestrowano w trzech środowiskach sedimentacyjnych: stokowym, fluwialnym i eolicznym. W środowisku stokowym za najbardziej spektakularny obraz geologiczny młodszego dryasu uznano serię piasków drobnolaminowanych górnych, a morfologiczny – rozszerzenie zasięgu przestrzennego stref dolinnych w stosunku do stref wysoczyznowych. Stwierdzono powszechne zwiększenie aktywności hydrologicznej w środowisku fluwialnym, wyrażone obecnością różnych typów rozwinięcia koryta. Lokalnym wyrazem morfologicznym procesów w dolinach rzecznych jest terasa niska. Dla środowiska eolicznego, oprócz fazy przekształcania pagórków wydmy, zwrócono uwagę na możliwość depozycji pokryw eolicznych.

Obok świadectw dużej dynamiki ówczesnego środowiska naturalnego odnotowano przestrzenną różnorodność procesów w regionie łódzkim, którą uznano za rezultat różnic hipsometrycznych oraz lokalnego etapu ewolucji rzeźby. Dotychczasowy stan badań młodszego dryasu w regionie nie pozwolił na rozróżnienie pomiędzy lokalnymi lub regionalnymi i globalnymi przyczynami udokumentowanych zmian.

Słowa kluczowe: procesy morfogenetyczne, paleośrodowisko, ewolucja rzeźby, środkowa Polska

WPROWADZENIE

ZARYSOWANIE PROBLEMU

Młodszy dryas jest najmłodszą jednostką chronostratygraficzną plejstocenu. Spośród dotychczas wyróżnionych, jest jedną z najkrótszych. Ustalony przedział czasowy to zaledwie około 1150–1300 lat. Daty rozpoczęcia i zakończenia młodszego dryasu, od końca XX wieku, są określane w latach kalendarzowych. Młodszy dryas jest falą nagłego chłodu w plejstocenie, który zakłócił ogólną tendencję w kierunku ocieplenia na granicy ostatni glacjał–interglacjał pomiędzy 15 000 a 10 000 lat BP. Stanowi część okresu przejścia od plejstocenu do holocenu, charakteryzującego się gwałtownymi zmianami klimatu i złożonymi zmianami środowiska, wynikającymi z dostosowywania się do nich systemów ekologicznych.

Nazwa „dryas” pochodzi od łacińskiej nazwy dębika ośmiopłatkowego (*Dryas octopetala*), arktyczno-alpejskiego gatunku należącego do składników tundry późnoglacialnej (tzw.

flora dryasowa), znajdowanego w osadach torfowych i jeziornych w Szwecji i Danii już na przełomie XIX i XX wieku. Człon „młodszy” w stosunku do będącego przedmiotem opracowania odcinka czasowego, wywodzi się z ówczesnych obserwacji, zarówno paleobotanicznych, jak i litologicznych, że ochłodzenie „dryas” było poprzedzone okresem cieplejszym (alleröd), a ten kolejnym chłodem. Po wprowadzeniu metody analizy pyłkowej w 1916 r. stało się oczywiste, że młodszy dryas to notowany w dużej części Europy okres zubożenia szaty roślinnej w efekcie silnej fali chłodu, bezpośrednio poprzedzający poprawę warunków klimatycznych w holocenie. Początkowo w środowisku lądowym ochłodzenie młodszego dryasu było postrzegane właśnie przez pryzmat zmian w zbiorowiskach roślinnych, zaznaczone w diagramach pyłkowych jako gwałtowny wzrost pyłku roślin

zielnych (NAP)¹ i spadek pyłku drzew (AP). Wyraźnie manifestowało się też w litologii osadów jeziornych jako przewarstwienie mineralne pomiędzy biogenicznymi seriami allerödu i holocenu.

Ostatnie 20–30 lat przyniosło wzrost zainteresowania tym drobnym w skali plejstocenu epizodem, głównie ze względu na potencjalne możliwości poznania mechanizmów rządzących wahaniami klimatu, które następowały z przyczyn naturalnych oraz towarzyszących im zmian w środowisku.

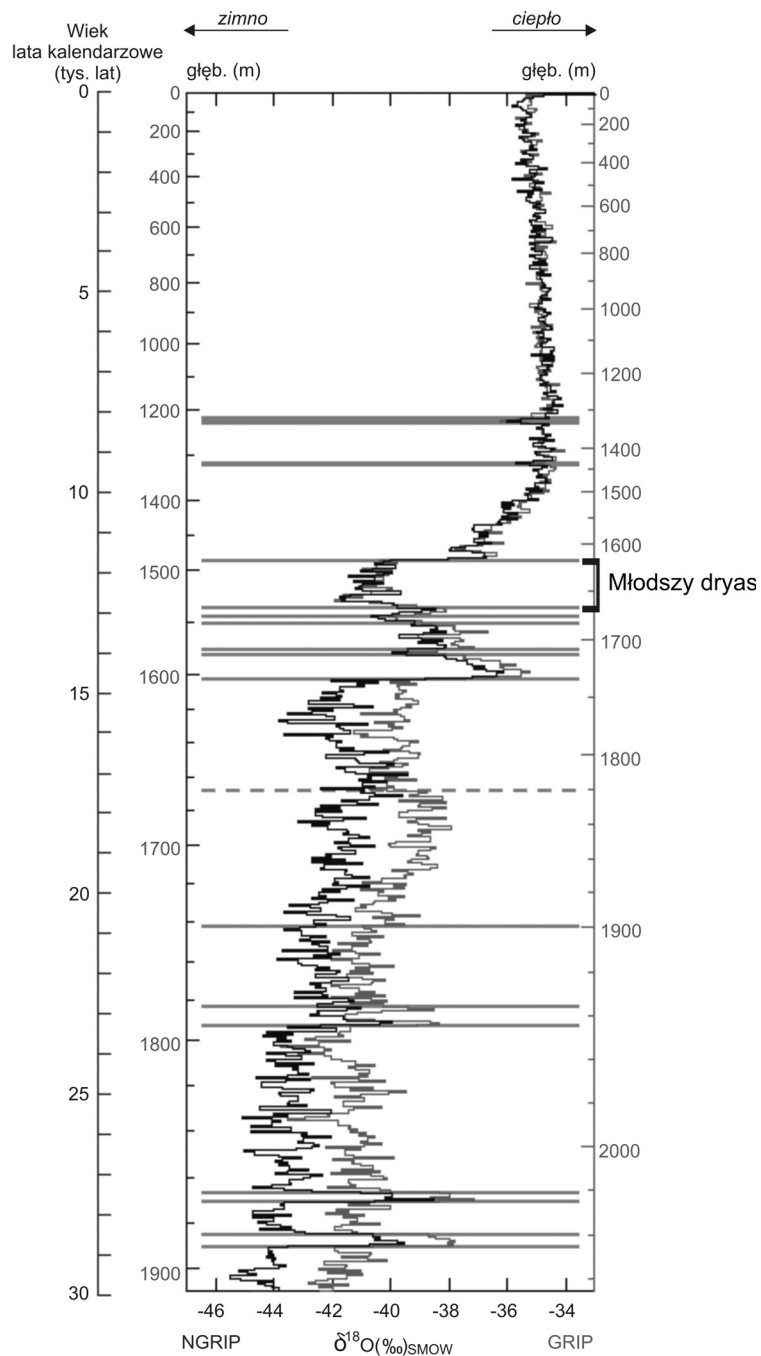
Poznanie natury gwałtownych zmian klimatu w przeszłości geologicznej stało się możliwe dzięki rozwojowi metod geochemicznych, wśród których najważniejsza to oznaczanie składu izotopowego tlenu w nieprzerwanych seriach osadów głębokomorskich. Stosunek koncentracji izotopów ¹⁸O do ¹⁶O wyrażany jest jako $\delta^{18}\text{O}$ – odchylenie od wartości standardowej SMOW (ang. *Standard Mean Ocean Water*). Ochłodzenia rejestrowane są jako wzrost ilości cięższego izotopu ¹⁸O w wodach oceanicznych, kosztem spadku izotopu ¹⁶O zawartego w parze wodnej, uwięzionego w rozrastających się lądolodach. Rekonstrukcji paleoklimatycznych dla całego czwartorzędu w skali globalnej dokonano metodami analizy zmian $\delta^{18}\text{O}$ w wapiennych skorupkach otwornic z osadów oceanicznych rdzeni Atlantyku i Pacyfiku (Shackleton, Opdyke 1973). Za cechą wyróżniającą uznano rytm występujących naprzemiennie ochłodzeń i ociepleń, odpowiednio o randze glacjałów, interglacjałów i jednostek mniejszego rzędu. Uzyskany obraz wskazuje na asymetryczność poszczególnych cykli, polegającą na tym, że pogarszanie warunków klimatycznych następowało stopniowo, a ocieplenia były gwałtowne. Na podstawie zmian przebiegu $\delta^{18}\text{O}$ w osadach głębokomorskich zostały wydzielone dla czwartorzędu tak zwane morskie piętra izotopowe (ang. *MIS – Marine Isotope Stages* lub *OIS – Oxygen Isotope Stages*). Epizod młodszego dryasu miał w tym schemacie miejsce podczas piętra izotopowego 1, które obejmuje globalne ocieplenie ostatnich 13 000 lat (ang. *last termination* albo *termination 1*) – późnego vistulianu i holocenu (za Lindnerem 1992). W interpretacji Nilssona (1983) stadium 1 rozpoczęło się około 11 000 lat temu, w szeroko ustalonym przedziale czasowym między początkiem allerödu a końcem młodszego dryasu.

¹ Wykaz skrótów angielskojęzycznych używanych w pracy znajduje się na końcu tomu.

Bardziej precyzyjne dane paleośrodowiskowe, zwłaszcza dla vistulianu, uzyskano w wyniku szeroko zakrojonych badań czap lodowych podjętych na przełomie lat siedemdziesiątych i osiemdziesiątych ubiegłego stulecia na Grenlandii i Antarktydzie (Johnsen *et al.* 1992, 2001; Alley *et al.* 1993; Dansgaard *et al.* 1993; Taylor *et al.* 1993; Blunier *et al.* 1998; Alley 2000; Rousseau *et al.* 2006). Rekonstrukcji dokonuje się poprzez analizę składu powietrza w przeszłości, zachowanego w próbkach pozyskanych z rdzeni lodowych. Podkreśla się większą przydatność profili lodowych niż osadów oceanicznych dla analiz paleoklimatycznych, ze względu na możliwość identyfikacji rocznych przyrostów lodu oraz na większe tempo akumulacji lodu² (za Goslarem 1996). Zmienność cech fizyczno-chemicznych, takich jak koncentracja metanu, dwutlenku węgla, skład izotopowy wodoru, a nade wszystko skład izotopowy tlenu w powietrzu, zrekonstruowane w rdzeniach lodowych wskazują, że vistuliański rytm klimatyczny naśladuje prawidłowości uzyskane z badań rdzeni głębokomorskich, czyli częste wahania klimatu oraz stosunkowo łagodne następowanie okresów chłodnych i nagle pojawiających się ociepleń. Wskaźniki paleoklimatyczne otrzymane z lodów Grenlandii bardzo dokładnie uchwyciły również krótką oscylację młodszego dryasu (Alley *et al.* 1993; Dansgaard *et al.* 1993; Taylor *et al.* 1993; Lowe *et al.* 2008) – rys. 1. Znamienne jest, że skala zmian klimatycznych, wyrażona amplitudą krzywej $\delta^{18}\text{O}$, jest w odcinku korelowanym z młodszym dryasem porównywalna z wartościami rejestrowanymi dla zimnych epizodów plenivistulianu. Zwrócenia uwagi wymaga także różnica w przebiegu krzywej pomiędzy odcinkami vistuliańskim i holocenijskim.

Badania w ramach szeroko zakrojonych interdyscyplinarnych programów, prowadzone przez międzynarodowe zespoły specjalistów na Grenlandii spowodowały, że ochłodzenie młodszego dryasu może być przykładem, niejako modelem aktualistycznym dla analogicznych starszych, krótkich okresów fluktuacji klimatycznych plejstocenu, dla których istnieje znacznie mniej danych (Broecker *et al.* 2010). Od końca lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku liczba danych objaśniających różne aspekty tego okresu bardzo znacząco wzrosła. Publikacje

² Tempo sedymentacji osadów w tlenowej stratygrafii głębokomorskiej zostało oznaczone na 17,1 cm / 10 000 lat (Shackleton, Opdyke 1973).



Rys. 1. Przebieg krzywych $\delta^{18}\text{O}$ obrazujących zmiany klimatu podczas ostatnich 30 000 lat w rdzeniach lodowych GRIP i NGRIP z Grenlandii (na podst. Lowe *et al.* 2008)

The $\delta^{18}\text{O}$ records illustrating climatic changes for the last 30.000 years for the GRIP and NGRIP ice cores (after Lowe *et al.* 2008)

dotyczące tego zagadnienia ukazują się w najważniejszych czasopismach naukowych. W świetle przeglądu problematyki dotyczącej młodszego dryasu można zauważyć, że obecne badania koncentrują się przede wszystkim na: 1 – odtworzeniu ilościowych parametrów paleoklimatu w stanowiskach o różnej lokalizacji geograficznej i morfologicznej, 2 – ustaleniu chronologii

okresu, 3 – poznaniu mechanizmu przyczyny naglej naturalnej zmiany klimatu. Przystając na ilość danych rzuca nowe światło na charakter ochłodzenia. Rośnie też ilość informacji o jego wpływie na poszczególne lądowe środowiska morfogenetyczne. Zachętą jest możliwość badania młodszego dryasu metodami o wiele bardziej zróżnicowanymi niż te stosowane do star-

szych jednostek plejstocenu. Ponadto, specyfika okresu sprawia, że źródłami informacji mogą być zarówno materiały paleobiologiczne, wykorzystywane do rekonstrukcji okresów ciepłych, jak również świadectwa geologiczne i morfologiczne, mające znaczenie przy badaniach jednostek zimnych.

Na arenie międzynarodowej podjęte zostały interdyscyplinarne programy badawcze, których zadaniem jest korelacja wyników z nieprzerwanymi seriami osadów głębokomorskich, rdzeni lądowych i sygnału klimatycznego z mniej kompletnymi sekwencjami osadów lądowych. Spośród nich wymienić należy projekt Komisji Paleoklimatycznej INQUA, zainicjowany w 1995 roku na XIV Kongresie w Berlinie, o nazwie INTIMATE (*INTEGRation of Ice-core, MARine and TERrestrial records*). Głównym celem projektu jest synteza zapisów reakcji środowiska w wymienionych środowiskach dla okresu między 15 000 a 10 000/9 000 lat BP w obszarze określonym jako

„region Północnego Atlantyku” (np. Lowe *et al.* 2001, 2008). Program jest koordynowany przez kilkunastoosobowy, międzynarodowy i interdyscyplinarny zespół specjalistów.

Niniejsza monografia dotyczy próby oceny opinii na temat skutków morfogenetycznych młodszego dryasu na wybranym, dobrze rozpoznanym obszarze. Coraz powszechniej podkreśla się, że były one znaczące, a nawet katastrofalne. Wydaje się, że obecne podejście do zagadnienia, któremu poświęcona jest praca, bardzo dobrze ilustruje pogląd sformułowany przez Mojskiego (2005) w syntetycznym opracowaniu *Ziemia polskie w czwartorzędzie*: „Epizod młodszego dryasu jest świadectwem tego, że w bardzo krótkim czasie, wynoszącym zaledwie kilkaset lat, może nastąpić gwałtowna zmiana warunków klimatycznych, powodująca wielkie przeobrażenia paleogeograficzne, w tym w rodzaju i natężeniu procesów morfogenetycznych, również w Polsce”.

CEL I METODY PRACY, TEREN BADAŃ, HIPOTEZA BADAWCZA

Celem pracy jest prezentacja aktualnego stanu wiedzy na temat ochłodzenia młodszego dryasu oraz, na tym tle, rekonstrukcja i ocena jego efektów morfogenetycznych w środowisku przyrodniczym regionu łódzkiego.

Do szczegółowego potraktowania zagadnienia młodszego dryasu skłonił autorkę fakt pojawienia się w literaturze nowych danych na temat skali i natury ochłodzenia. Postanowiono sprawdzić, na ile metodycznie przydatna dla badań paleogeograficznych jest próba spojrzenia na procesy rzeźbotwórcze sprzężone z nagłym pogorszeniem warunków klimatycznych. Podjęta analiza ma doprowadzić do wypełnienia luki, jaką, w odczuciu autorki, jest pomijanie znaczenia morfogenetycznego młodszego dryasu w kształtowaniu rzeźby regionu łódzkiego oraz zwrócić uwagę na rolę drobnego w skali geologicznej epizodu dla zmian w przebiegu procesów, zapisanych w rzeźbie i budowie geologicznej.

Aby zrealizować sformułowany powyżej cel należało w pierwszej kolejności dokonać kwerendy czasopiśmienniczej literatury światowej, poświęconej tematyce rekonstrukcji paleośrodowiskowych, i traktujących o odcinku czasowym młodszego dryasu. Obszerny materiał, który uzyskano w wyniku tych studiów, w intencjach autorki niniejszej pracy miał tworzyć nie tylko tło do rozważań o efektach morfogenetycznych w skali

regionu, ale stanowić kompendium wiedzy o młodszym dryasie, szczególnie w zakresie zagadnień chronostratygraficznych i paleoklimatycznych. Skorzystano przede wszystkim z artykułów publikowanych w następujących czasopiśmie fachowych (w kolejności alfabetycznej): *Boreas*; *Earth and Planetary Science Letters*; *Global and Planetary Change*; *The Holocene*; *Journal of Quaternary Science*; *Nature*; *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*; *Quaternary International*; *Quaternary Research*; *Quaternary Science Reviews*; *Science*. Ze względu na obszerność literatury, niezbędna była selekcja. Autorka zdecydowała się na powoływanie się w pracy na pozycje uznane za najważniejsze dla podjętego tematu, przedstawiające aktualny stan wiedzy.

Materiałami wykorzystanymi do oceny morfogenezy młodszego dryasu w skali regionu łódzkiego były wszystkie publikowane prace, zarówno o charakterze szczegółowym jak i syntetyzującym. W tym celu zgromadzono kompletną dokumentację śladów zdarzeń tego okresu w osadach i formach rzeźby. Analizowano treść dokumentacyjną opracowań w postaci opisów, ilustracji, tabel, fotografii oraz przyrzeczono się interpretacji autorów. Warunkiem koniecznym przydatności opracowań była ich szczegółowość. Na przykład pominięto arkusze

Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, gdyż ze względu na małą miąższość osadów całego późnego vistulianu, seria młodszego dryasu nie jest na nich wyróżniana. Materiał użyty do oceny omawianego okresu pochodzi z publikacji powstałych w różnym czasie, a zatem przy różnym stopniu rozpoznania środowiska i stosowaniu różnych metod badawczych. Dlatego często konieczna była reinterpretacja i weryfikacja autorki, wynikająca między innymi z postępu wiedzy.

Odtworzenie przebiegu zdarzeń i ich wyrazu morfogenetycznego dla krótkiego czasu geologicznego jest złożonym procesem. Wymaga umiejętności interpretacji wyników szerokiego wachlarza metod badawczych stosowanych dla osadów czwartorzędowych: litologicznych, sedymentacyjnych, geomorfologicznych, gleboznawczych, paleobiologicznych. Podjęta próba rekonstrukcji paleogeograficznej była związana z koniecznością operowania dużą ilością różnorodnych danych. Metodami zastosowanymi do weryfikacji danych archiwalnych były aktualizm geograficzny oraz korelacja stratygraficzna. Korelacja stratygraficzna oparta była na chronologii wynikającej z właściwości strukturalnych i teksturalnych osadów, sytuacji morfologicznej, obecności poziomów glebowych, wskaźników wieku bezwzględnego oraz wyników badań paleobotanicznych i paleozoologicznych. Rekonstrukcja przebiegu zdarzeń, przy częstym braku bezpośrednich wskazówek chronologicznych, opierała się na zasadzie zgodności cech osadu i warunków jego sedymentacji. Na osiągnięcie celu wpływ miała interpretacja uwzględnionych informacji przedstawiona w świetle obecnego stanu rozpoznania środowiska młodszego dryasu.

Terenem, dla którego została przeprowadzona dyskusja nad efektami morfogenetycznymi młodszego dryasu jest obszar nazywany regionem łódzkim. Nazwa ta stosowana jest przez część geografów fizycznych Uniwersytetu Łódzkiego do określania fragmentu obszaru środkowej Polski, obejmującego wycinek warciańskiej strefy morfogenetycznej (rys. 2). W niniejszej pracy obszar regionu łódzkiego przyjęto zgodnie z koncepcją Turkowskiej (2006). Po raz pierwszy określenia „region łódzki” użyła Klatkova (1972). Turkowska (2006), delimitując granice regionu, nawiązała do obszaru określonego przez Dylika (1948) „krajną podłódzką”. Skorygowane i odpowiadające dzisiejszemu stanowi rozpoznania środowiska granice regionu łódzkiego lokują obszar pomiędzy

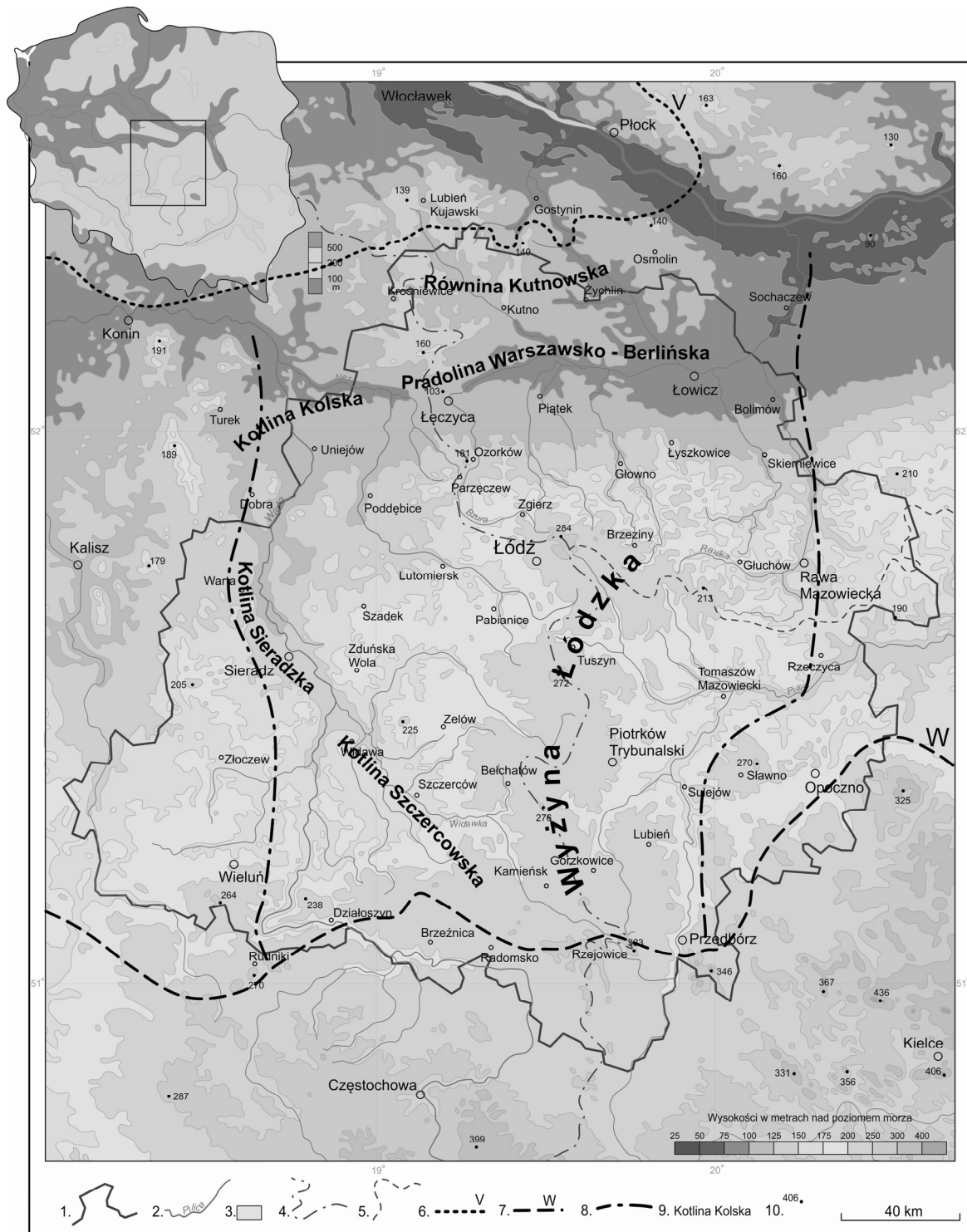
doliną środkowej Warty na zachodzie, dolinami Pilicy i Rawki na wschodzie (zgodnie z granicami wg kryterium morfograficznego Dylika 1948), maksymalnym zasięgiem łądolodu stadiału warty zlodowacenia odry na południu i maksymalnym zasięgiem zlodowacenia wisły na północy (granice zmodyfikowane, oparte na kryterium morfogenetycznym). Powierzchnia tak wyznaczonego terenu wynosi około 16 000 km². W obszarze regionu, charakteryzującego się złożoną rzeźbą, wyróżnia się mniejsze jednostki morfograficzne. Makroformami są: Wyżyna Łódzka, Kotlina Szczercowska, Kotlina Sieradzka, Kotlina Kolska, Pradolina Warszawsko-Berlińska, Równina Kutnowska. Największa – Wyżyna Łódzka – zajmuje centralną a jednocześnie wysoczyznową powierzchnię leżącą powyżej 150 m n.p.m. Jej najbardziej hipsometrycznie urozmaicona część, obejmująca prawostronne dorzecze Bzury, jest znana w literaturze geomorfologicznej jako strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej (Dylik 1953; Dylikowa, Klatkova 1956; Klatkova 1964).

Uzasadnienie celowości wyznaczenia regionu łódzkiego wraz z dokładną jego charakterystyką znajduje się w cytowanej monografii Turkowskiej z 2006 roku *Geomorfologia regionu łódzkiego*. Tam również zamieszczona jest dyskusja dotycząca relacji analizowanego obszaru z regionalizacją fizycznogeograficzną Kondrackiego (1978) oraz geomorfologiczną Gilewskiej (1999).

Z tak określonych ram przestrzennych obszaru wynika, że: 1 – analizowane procesy w młodszym dryasie zachodziły na niejednorodnej pod względem typu rzeźby powierzchni poligenetycznej, uformowanej przez łądolód stadiału warty zlodowacenia odry, przekształconej w vistulianie w środowisku peryglacialnym, 2 – w analizowanym przedziale czasowym cały obszar znajdował się pod wpływem takich samych warunków klimatycznych. Ponadto założono, że:

– wnioski dotyczące regionu łódzkiego będą opierać się przede wszystkim na wynikach badań prowadzonych w ośrodku łódzkim, które były rezultatem prac wykonywanych przy zastosowaniu podobnej metodologii oraz określonego spojrzenia na procesy zachodzące w środowisku, ukształtowanego pod wpływem koncepcji stworzonej przez Profesora Jana Dylika, twórcy łódzkiej szkoły naukowej, w ramach badań geomorfologii peryglacialnej (Liszewski 2000);

– ocena efektów morfogenetycznych młodszego dryasu zostanie przedstawiona na tle.



Rys. 2. Region łódzki (wg Turkowskiej 2006)

1 – granica województwa łódzkiego; 2 – sieć rzeczna; 3 – obszar położony powyżej 200 m n.p.m.; 4 – dział wodny I rzędu; 5 – dział wodny II rzędu; 6 – maksymalny zasięg zlodowacenia wisły wg Roman 2003 (północna granica regionu); 7 – maksymalny, hipotetyczny zasięg stadiału warty wg Turkowskiej 2006 (południowa granica regionu); 8 – zachodnia (dolina Warty) i wschodnia (dolina Rawki) granica regionu; 9 – nazwy głównych makroform; 10 – główne punkty wysokościowe

The Łódź Region (after Turkowska 2006)

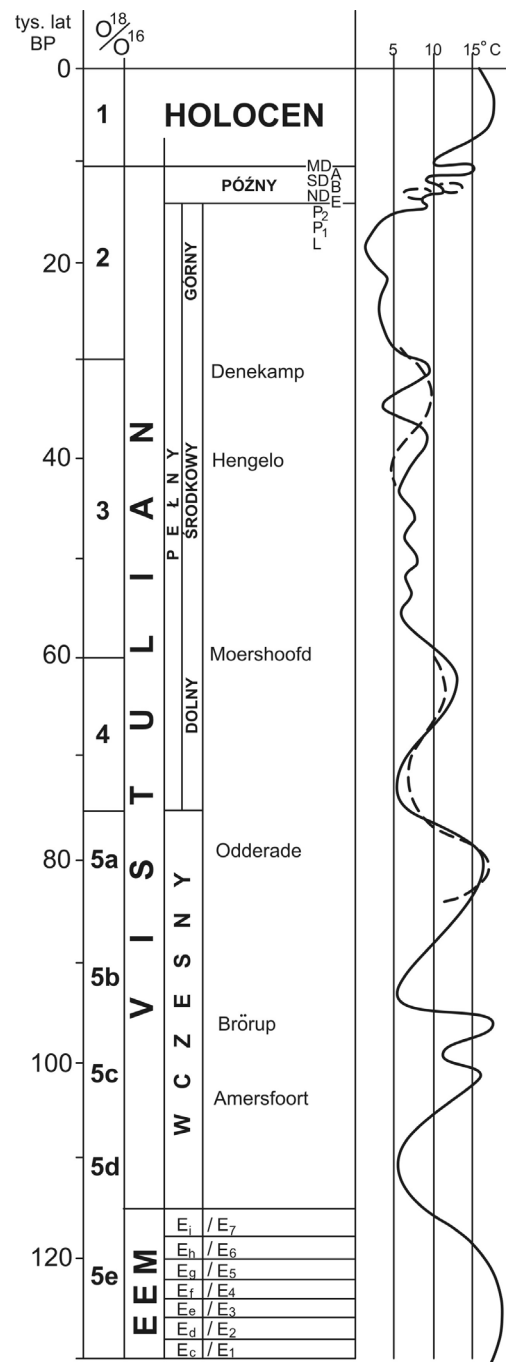
1 – Łódź voivodship boundaries; 2 – river network; 3 – the area above 200 m a.s.l.; 4 – watershed of the first order; 5 – watershed of the second order; 6 – maximum extent of the Weichselian ice sheet after Roman 2003 (northern boundary of the region); 7 – maximum extent of the Wartian ice sheet after Turkowska 2006 (southern boundary of the region); 8 – western (Warta River valley) and eastern (Rawka River valley) boundaries of the region; 9 – macroforms; 10 – height spots

poglądów na ewolucję rzeźby regionu. Koncepcja Dylika (1953) na temat poligenezy rzeźby środkowej Polski przyjmuje istnienie cyklu glacialnego, peryglacialnego i umiarkowanego, a więc zakłada trójczłonowość morfogenezy. W tym schemacie młodszy dryas stanowi najmłodszy element cyklu środkowego, peryglacialnego. W koncepcji Turkowskiej (2006), która rozważa ewolucję rzeźby regionu podczas całej ery kenozoicznej i wyraża opinię, że na specyfikę morfogenezy czwartorzędowej wpłynął zróżnicowany rozwój neogeński obszaru (położenie na kontakcie wału metakarpackiego i depresji środkowopolskiej), młodszy dryas stanowi ostatnią fazę etapu późnovistuliańskiego, wieńczącego vistuliańską część polodowcowego okresu ewolucji. Koncepcja nawiązuje do stratygrafii vistulianu przyjmowanej dla obszarów staroglacialnych w Polsce w nawiązaniu do skali holenderskiej.

Uzyskany na podstawie zebranych materiałów obraz młodszego dryasu w regionie łódzkim w poszczególnych środowiskach morfogenetycznych skonfrontowano z faktami zarejestrowanymi w innych częściach Polski oraz w wybranych stanowiskach w Europie.

W świetle istniejącej literatury można zauważyć, że na etapie szczegółowych badań środowiska vistulianu na obszarze regionu łódzkiego, niewystarczająca wiedza na temat skali ochłodzenia młodszego dryasu była przyczyną pomijania jego znaczenia w ewolucji rzeźby. Jak zauważono we wprowadzeniu, środowisko młodszego dryasu było ogólnie znane poprzez zagadnienie ewolucji szaty roślinnej. Najwcześniej zostało rozpoznane w eolicznym środowisku morfogenetycznym. W regionie łódzkim pionierskie badania wydmowe były prowadzone przez Dylikową (1967). Faz rozwoju wydm śródlądowych jako wyróżnika dla dyskusowanego okresu użył Dylik (1967a) w opracowaniu podsumowującym badania nad morfogenezą peryglacialną obszaru. Badacz ten podkreślał wówczas, że czas poprawy warunków klimatycznych po apogeum ostatniego zlodowacenia (wg ówczesnego nazewnictwa „faza zstępująca würmu”) jest najsłabiej poznanym odcinkiem ostatniego okresu zimnego.

Problematyką przemian środowiska środkowej Polski pod wpływem klimatu peryglacialnego w vistulianie zajmowała się w latach późniejszych Klatkova (1996, 1997). W artykułach, opartych na bogatym terenowym materiale dokumentacyjnym, paleogeografia obszaru analizowana była na podstawie dowodów geologicznych i paleobotanicznych z zagłębi



Rys. 3. Przebieg krzywej termicznej lipca w środkowej Polsce na tle stratygrafii vistulianu oraz faz izotopów tlenowych (za Klatkova 1996 z modyfikacjami skali czasu Turkowskiej 2006)

The course of the July thermic curve in central Poland against the Weichselian stratigraphic division and marine isotopic stages (after Klatkova 1996 with Turkowska 2006 modification)

bezodpływowych oraz świadectw rozwoju i zaniku zmarzliny. Mimo, iż zaproponowana przez tę Autorkę krzywa klimatyczna wykazuje znaczące wahnięcia temperatury podczas schył-

ku vistulianu (rys. 3), wskazujące na niestabilność środowiska, to jego wyraz morfologiczny jest sprowadzony również tylko do intensyfikacji procesów w środowisku eolicznym.

Inne spojrzenie na okres przechodzenia od plejstocenu do holocenu zostało zaprezentowane w publikacjach będących pokłosiem prac prowadzonych na początku lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku w ramach międzynarodowego programu badawczego koordynowanego w Polsce przez B. Manikowską i L. Starkla (IGCP 253 *Termination of the Pleistocene – changes across a glacial-interglacial transition 18 000–8 000 evidenced by geological records*). Podkreślono rolę procesów morfogenetycznych schyłku plejstocenu i początku holocenu w kształtowaniu rzeźby poszczególnych rejonów Polski. Zwrócono wówczas uwagę na potrzebę intensyfikacji prac nad świadectwem geologicznym młodszego dryasu (Turkowska 1997; Starkel 2002b). Ten sam postulat został powtórzony przez Turkowską w monografii geomorfologicznej z 2006 roku jako jeden z potencjalnych kierunków badań w regionie łódzkim.

W pracy przyjęto następującą hipotezę badawczą: udokumentowane zmiany klimatu w młodszym dryasie i towarzyszące im rozrzedzenie szaty roślinnej, a w konsekwencji ekspozycja powierzchni litosfery na działanie procesów morfogenetycznych, doprowadziły do widocznych zmian w środowisku. Zaistniałe wówczas warunki sprzyjały intensyfikacji procesów, zarówno erozyjnych, transportowych, jak i depozycyjnych, działających w środowiskach stokowym, fluwialnym i eolicznym, które zachowane zostały w postaci osadów korelatnych i form rzeźby terenu. Epizod ochłodzenia młodszego dryasu był istotną fazą morfogenezy vistuliańskiej w regionie łódzkim. Rekonstrukcje paleogeograficzne, prowadzone na podstawie zapisów rejestrowanych w środowisku lądowym w małych obszarach, uwzględniające specyfikę regionu, pozwalają na rozróżnienie pomiędzy wpływem czynników klimatycznych i pozaklimatycznych na uruchamianie procesów przekształcających środowisko.

STAN WIEDZY NA TEMAT MŁODSZEGO DRYASU

PRZYCZYNY OCHŁODZENIA

W wyjaśnianiu przyczyn wystąpienia drobnych wahań, jakim było ochłodzenie młodszego dryasu, uwzględnia się działanie różnych mechanizmów (Mojski 1993; Kozarski, Nowaczyk 1999). Przy obecnym stanie wiedzy, za mechanizm odpowiedzialny za krótkotrwałe epizody klimatyczne najczęściej przyjmuje się zaburzenia cyrkulacji termohalinowej THC (ang. *thermohaline circulation*), czyli globalnej cyrkulacji oceanicznej spowodowanej różnicami gęstości wody (Broecker *et al.* 1988; Björck *et al.* 1996; Alley, Clark 1999; Clark *et al.* 2001; Björck 2007). W obszarze północnego Atlantyku, cyrkulacja ta polega najogólniej na przemieszczaniu się, cechujących się silnym zasoleniem, wód powierzchniowych z niższych szerokości geograficznych ku obszarom polarnym, gdzie na skutek odparowania i ochłodzenia ulegają one zagęszczeniu. Zimne i gęste wody opadają na dno tworząc tak zwaną głęboką wodę północnego Atlantyku NADW (ang. *North Atlantic Deep Water*), która zaczyna

przemieszczać się ku południowi, a podpływające z głębi ku powierzchni cieplejsze wody oddają ciepło atmosferze.

U progu młodszego dryasu pionowa cyrkulacja wody w Oceanie Atlantyckim została zakłócona. W umiarkowanych szerokościach geograficznych nastąpiło zaburzenie mechanizmu ogrzewania atmosfery na kontakcie z oceanem na skutek dostawy do oceanu dużej ilości słodkiej wody o mniejszej gęstości. Najczęściej przyjmuje się, że tak duże masy słodkiej wody, które były w stanie, przy ówczesnych warunkach środowiska, zakłócić cyrkulację termohalinową, pochodziły ze zdrenowania największego proglacialnego zbiornika Ameryki Północnej – Jeziora Agassiz, położonego na przedpolu lądolodu laurentyjskiego (m.in. Clark *et al.* 2001; Teller *et al.* 2002). Procesy towarzyszące recesji tego lądolodu przyczyniły się do zmiany szlaku odpływu wód jeziornych, z kierunku południkowego, przez Missisipi do Zatoki Meksykańskiej, na odpływ w kierunku wschodnim,

poprzez Wielkie Jeziora Amerykańskie i rzekę św. Wawrzyńca do północnego Atlantyku. Modele wskazują, że gwałtowny spływ słodkich wód, szacowany na $9\,500\text{ km}^3$, o rocznej wielkości strumienia $0,3\text{ Sv}$ ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3/\text{s}$), mógł u progu młodszego dryasu spowodować zmiany w cyrkulacji termohalinowej i w konsekwencji oddziaływać w skali globalnej na klimat (za Goslarem 1996; Tellerem *et al.* 2002). Dodatkowo, napływ słodkiej wody do Atlantyku był zintensyfikowany przez drenaż Bałtyckiego Jeziora Lodowego do Morza Północnego, umożliwiony przez cofanie lądolodu skandynawskiego (Björck *et al.* 1996; Austin, Kronon 2001; Björck 2007).

Rekonstrukcji tworzenia się NADW dokonuje się na podstawie analiz chemicznych (stężenie kadmu i baru) i izotopowych (wartości $\delta^{13}\text{C}$). Na osłabienie cyrkulacji pionowej wskazuje wzbogacenie w kadm oraz zmniejszenie ^{13}C wody na dużych głębokościach. O intensywności cyrkulacji wnioskuje się ponadto z różnic wieku radiowęglowego pomiędzy otwornicami planktonicznymi i bentosowymi w osadach oceanicznych (tzw. wentylacja wody głębokiej – za Goslarem 1996).

Istnieje koncepcja, według której zakłócenia pionowej cyrkulacji wody w ocenie mogły być spowodowane tak zwanymi zdarzeniami Heinricha (ang. *Heinrich events*). Zdarzenia te zostały zidentyfikowane w osadach rdzeni oceanicznych północnego Atlantyku jako warstwy miąższości od 1 cm do 50 cm, w których stwierdza się zwiększenie udziału okruchów mineralnych, wzrost liczebności arktycznego gatunku otwornic (*Neogloboquadrina pachyderma* l.c.) i zmniejszenie $\delta^{18}\text{O}$. Pochodzenie materiału o takich właściwościach wiąże się z dryfującymi górami lodowymi, oderwanymi od lądolodu laurentyjskiego w okolicach Zatoki Hudsona i przemieszczanymi do Atlantyku. Dla ostatnich 100 000 lat wyróżniono sześć zdarzeń Heinricha (H1 do H6). Zakłada się istnienie jeszcze jednej warstwy (H0), która mogłaby być korelowana z młodszym dryasem (za Goslarem 1996; Alley'em, Clarkiem 1999).

W ostatnich latach dyskutowana jest hipoteza impaktowa, według której przyczyną gwałtownego ochłodzenia u progu młodszego dryasu miała być eksplozja meteorytu/ów nad lądolodem laurentyjskim (Firestone *et al.* 2007). Topnienie lądolodu i dostanie się wody rozto-

powej do oceanu miało zaburzyć równowagę oceaniczną i zapoczątkować zmianę klimatu oraz towarzyszące zmiany w środowisku, takie jak wymarcie późnoplejstocenijskiej fauny a w konsekwencji upadek północnoamerykańskiej łowieckiej kultury Clovis.

Inna grupa teorii łączy ochłodzenie na początku młodszego dryasu z aktywnością wulkaniczną. Zmiana składu atmosfery ziemskiej na skutek domieszki produktów erupcji wulkanów jest jedną z koncepcji objaśniających przyczyny zlodowaceń plejstocenijskich. Dyskusyjne jest czy, udokumentowane w allerödzie w górach Eifel i na Islandii, wybuchy wulkanów (Turney *et al.* 2004, 2006) były na tyle silne, aby móc oddziaływać na klimat w skali ponadregionalnej.

Za podstawową przyczynę czwartorzędowych oscylacji klimatycznych o różnej randze uważa się zjawiska astronomiczne związane ze zmianami parametrów orbitalnych Ziemi i aktywnością Słońca. Również dla ustalenia przyczyn ochłodzenia młodszego dryasu sięga się do hipotez astronomicznych. Ten nurt poglądów wywodzi się od uznawanych współcześnie teorii na temat głównych przyczyn fluktuacji klimatycznych w czwartorzędzie spowodowanych zmianami nasłonecznienia Ziemi, związanych z cyklami Milankoviča. Wyróżniono cykle glacialno-interglacialne o długości około 100 000 lat, zróżnicowane krótszymi wahaniami, rzędu 41 000 lat, 23 000 lat i 19 000. Astronomiczne podstawy krótkookresowych wahań klimatycznych dla ostatniego glacialu zostały skorelowane z przebiegiem krzywej składu izotopowego tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) w północnoatlantyckich osadach głębokomorskich i grenlandzkich rdzeniach lodowych. Na tej podstawie dla vistulianu zostało wyznaczonych 20 tak zwanych zdarzeń Dansgaard-Oeschgera (ang. *D-O cycles*), które odpowiadają maksimum $\delta^{18}\text{O}$. Uznano je za cykle paleoklimatyczne, charakteryzujące się nagłym początkiem i końcem (za Goslarem 1996; Alley'em, Clarkiem 1999). Podobnej natury oscylacje zostały wydzielone dla holocenu i późnego glacialu. Są to cykle milenijne (tzw. cykle Bonda) o czasie trwania około 1470 lat (Bond *et al.* 1997), korelowane między innymi z aktywnością słoneczną, przy czym autorzy podkreślają, że przyczyny ich mechanizmów nie zostały jeszcze dobrze poznane i są najprawdopodobniej bardziej złożone.

POGLĄDY NA CZAS TRWANIA OCHŁODZENIA MŁODSZEGO DRYASU W EUROPIE

Zastosowanie różnych metod badawczych w określaniu ram czasowych młodszego dryasu, problemy związane z chronometrią radiowęglową, za pomocą której najczęściej jest definiowany wiek osadów kompleksu późnovistulianckiego, a ponadto niekonsekwencje terminologiczne w definiowaniu okresu, powodują, że czas trwania ochłodzenia oraz daty podawane dla jego początku i końca różnią się między sobą. Takie określenia jak: chronozona młodszego dryasu, biozona młodszego dryasu, zimna faza młodszego dryasu, stadiał młodszego dryasu, wahnięcie klimatyczne młodszego dryasu, młodszy dryas, są powszechne w literaturze, ale często nie jest dostatecznie jasne jakiego przedziału czasu dotyczą. Młodszy dryas identyfikowany z punktu widzenia kryteriów geologicznych odnosi się do okresu rozwoju lodowców górskich (np. „Younger Dryas Readvance” w Skandynawii, „Loch Lomond Readvance” w północnej Irlandii i Szkocji – m.in. Evans 2006). Pod względem morfostratygraficznym młodszy dryas koresponduje z ciągami moren końcowych w Szwecji, Finlandii i Karelii (również rozdział „Klimat młodszego dryasu”). W sensie klimatostratygraficznym jednostka ta jest określana jako „stadiał młodszego dryasu”, na przykład „Younger Dryas Stadial” dla Skandynawii i „Loch Lomond Stadial” dla Wielkiej Brytanii (Boulton *et al.* 2001; Pierce 2001; Ballantyne 2006). Dla zwrócenia uwagi na mniejszą stratygraficzną rangę niż stadiał, pojawia się często określenie „faza młodszego dryasu”. W literaturze holenderskiej używa się również terminu „Late Dryas” (np. Bohncke *et al.* 1993). Kryteria botaniczne doprowadziły do wyróżnienia „biozony młodszego dryasu”, a chronostratygraficzne – „chronozony młodszego dryasu”. Biorąc pod uwagę kryteria klimatyczne stosuje się określenia „ochłodzenie młodszego dryasu” (ang. *Younger Dryas cooling*) albo „oscylacja młodszego dryasu” (ang. *Younger Dryas oscillation*).

Młodszy dryas jest ostatnią jednostką wiekową schyłku plejstocenu, której ranga stratygraficzna, jak widać choćby z powyżej poczynionych uwag, nie jest jednoznacznie zdefiniowana (Mojski 1999b). Nawiązując do stanowiska tego Badacza oraz aby uniknąć niełatwej dyskusji stratygraficznej, w niniejszym opracowaniu, wzorem większości publikacji, autorka

stara się konsekwentnie stosować określenie „ochłodzenie młodszego dryasu”.

Biorąc pod uwagę charakterystyczne dla vistulianu występowanie nagłych ociepleń, wyróżnianych w stratygrafii głębokomorskiej, młodszy dryas jest częścią cyklu, odpowiadającego poprawie warunków klimatycznych pod koniec plejstocenu (*termination 1, last termination* – 15 000–10 000 cal BP). W ujęciu stratygraficznym prezentowanym przez Mojskiego (1993, 1999a, 2005), ochłodzenie młodszego dryasu kończy późny glacjał, należący do stadiału głównego, który obejmuje okres między 25 a 10 ka BP, czyli rozwoju i zaniku łądolodu skandynawskiego. Podobnie w podziale stratygraficznym według Lindnera (1992), młodszy dryas („faza młodszego Dryasu”) mieści się w późnym glacjale, stanowiącym najmłodszą część stadiału głównego zlodowacenia północnopolskiego. Natomiast w podejściu stratygraficznym wywodzącym się od holenderskich podziałów według Zagwijnna (Kozarski 1981), młodszy dryas jest jednostką chronostratygraficzną późnego vistulianu, który jest definiowany jako schyłek ostatniego okresu zimnego, poczynając od ocieplenia po fazie gardzieńskiej (ok. 14 500 BP) do początku holocenu. Dla obszaru regionu łódzkiego, analizowanego szczegółowo w ramach niniejszego opracowania, przyjmuje się podział stratygraficzny bazujący właśnie na tym schemacie, po raz pierwszy zastosowanym przez Dylika (1964) dla stanowiska Józefów.

Odrębnym problemem jest ujmowanie czasowe odcinka schyłku ostatniego okresu zimnego (późny glacjał, późny vistulian). W schematach stratygraficznych jednoznacznie przyjmowany jest jego koniec, czyli przełom z holocenem. Natomiast dolna granica – z plenivistulianem (pleniglacjałem) – jest ustalana różnie. Dlatego też podział późnego vistulianu nie jest we wszystkich ujęciach taki sam. Generalnie mamy do czynienia z naprzemiennie następującymi okresami chłodnymi i ciepłymi, z których najczęściej cytowane to: jednostki chłodne – najstarszy dryas, starszy dryas, młodszy dryas; jednostki ciepłe: bölling i alleröd (rys. 3). Zakłada się również istnienie jeszcze jednej ciepłej jednostki, poprzedzającej najstarszy dryas, wydatowanej radiowęglowo w Danii (faza epe – Kolstrup 1980) i w Polsce (faza kamion –

Manikowska 1995) i określonej paleobotanicznie w Niemczech (faza Meiendorf – Litt *et al.* 2001), ale kwalifikowanej albo jeszcze do plenivistulianu (faza epe) albo już do późnego vistulianu (faza kamion, Meindorf). Zagadnienie podziałów stratygraficznych wykracza poza ramy rozprawy. Zostało ono ujęte w formie tabeli, również w celu przedstawienia miejsca i pozycji ochłodzenia młodszego dryasu w późnym vistulianie (tab. 1).

Przechodząc do zagadnień chronostratygraficznych, należy zwrócić uwagę na fakt umowności wyznaczania granic plejstocenijskich jednostek klimatostratygraficznych. Jednoznaczne jest optimum albo pessimum danego odcinka czasowego, które zawsze trwało krótko. Odcinki przed i po były trendami, przebiegającymi w różnym tempie w kierunku ochłodzenia czy ocieplenia, o złożonym przebiegu, urozmaiconymi fluktuacjami coraz to niższego rzędu (Różycki 1964). Niezależnie od zastosowanych metod badawczych, brak jest jednoznacznych kryteriów określających dolną i górną granicę jednostek klimatostratygraficznych, które pozostają umowne.

Problemy związane z datowaniem ochłodzenia

Chronologia schyłku plejstocenu, tradycyjnie oparta jest na datowaniach wykonywanych metodą radiowęglową, chociaż jej zastosowanie dla tego przedziału czasowego stwarza pewne trudności.

Jak wiadomo, zasadniczą zmienną w obliczaniu wieku radiowęglowego jest koncentracja radiowęgla w atmosferze. Fakt krótko- i długo-okresowych zmian tej koncentracji, szeroko dyskutowany w literaturze, ma implikacje w dokładności wyników. Metoda datowania radiowęgłem jest stale udoskonalana, wprowadzona została kalibracja (ustalenie wieku kalendarzowego) radiowęglowej skali czasu. Do opracowywania skal kalibracyjnych pozyskuje się coraz to nowe dane w postaci pni drzew, koralii, osadów jeziornych, głębokomorskich. Postęp badań wyłania jednocześnie trudności w określaniu chronostratygrafii oraz w wiarygodności datowań dla niektórych zakresów czasowych. Na krzywej kalibracyjnej, powstającej przez datowanie metodą ^{14}C próbki o znanym wieku kalendarzowym, stwierdzono występowanie w późnym vistulianie i na początku holocenu okresów, dla których analizy pokazały niemal identyczny wiek, tak zwane *plateaux* radiowęglowe. Za przyczynę

uważa się zmiany koncentracji radiowęgla w atmosferze, wynikające między innymi z zaburzeń pionowej cyrkulacji wody (NADW) (dyskusja na temat zależności tempa wentylacji oceanu światowego od wahań $\Delta^{14}\text{C}$ w młodszym dryasie została przeprowadzona przez Goslara 1996). Czasy trwania poszczególnych *plateaux* określa się na kilkaset lat. W późnym vistulianie zarejestrowane zostały one w przedziałach 12 700–12 600, 11 400–11 300, 11 000–10 900, 10 400–10 300 i 10 000–9 900 lat ^{14}C BP (np. Goslar *et al.* 1995; Björck *et al.* 1998; Björck 2007). W konsekwencji wiarygodność datowań radiowęglowych dla tych okresów jest obniżona i skutkuje brakiem możliwości określania faktycznego czasu trwania epizodów późnego vistulianu. Szczególne implikacje wynikają dla zdefiniowania chronostratygraficznego młodszego dryasu (jako okresu 11 000–10 000 lat BP wg klasyfikacji Mangeruda *et al.* 1974). Najdłuższe zanotowane *plateaux* przypada na około 10 400 ^{14}C BP (Goslar *et al.* 2000). *Plateaux* wieku około 10 000 ^{14}C BP, czyli przełomu młodszy dryas/okres preborealny niesie za sobą problemy w stawianiu granicy między plejstocenem a holocenem.

Inną barierą w pozyskiwaniu precyzyjnych danych dla młodszego dryasu jest ograniczona przydatność osadów okresów chłodnych, niesprzyjających zachowaniu szczątków organicznych i sedymentacji torfów nadających się do datowania radiowęglowego. W przypadku osadów limnicznych próbki są obciążone efektem rezerwurowym (inaczej efektem twardej wody), który polega na włączeniu do frakcji węglanowej „starszego” węgla obecnego w wodzie, co skutkuje wynikiem analizy wskazującym na wiek osadu zawsze starszy od wieku rzeczywistego, a postarzenie osadu może sięgać kilku tysięcy lat (Pazdur 1982). Ze względu na ograniczoną ilość materiału nadającego się do techniki radiowęglowej z okresów zimnych, często takie epizody datuje się w sposób pośredni. Dla późnego vistulianu odbywa się to na ogół poprzez określanie wieku gleb kopalnych, które jednak, jak wiadomo należą do najtrudniej datowalnego materiału, ze względu na długość trwania procesu glebowego, różny wiek poszczególnych składników gleby i możliwość odmłodzenia na skutek ingerencji procesów współczesnych (Pazdur 1982, 1995; Klatkova 1991). Wykorzystanie do datowania radiowęglowego tych osadów jest przeprowadzane przy pomocy techniki akceleratorowej (AMS – *Accelerator Mass Spectrometry*), dającej możliwość poddania analizie bardzo małej

Tabela 1

Pozycja młodszego dryasu na tle wybranych stratygrafii późnego wistulianu
Younger Dryas unit in the stratigraphic subdivision of the Late Weichselian

H O L O C E N					
BIOZONY	CHRONOZONY Mangerud <i>et al.</i> 1974 (lata ¹⁴ C BP)	POLSKA ŚRODKOWA (stanowisko Witów) Wa- sylikowa 1964 (lata ¹⁴ C BP)	POLSKA ŚRODKOWA Manikowska 1995 (lata ¹⁴ C BP)	NIEMCY (Eifelmaar Region) Litt <i>et al.</i> 2001 (lata cal BP)	GRIP INTIMATE (Greenlandia) „event stratigraphy” Walker <i>et al.</i> 1999 (lata cal BP)
MŁODSZY DRYAS	YOUNGER DRYAS 11 000 – 10 000	MŁODSZY DRYAS 11 000 – 10 200	MŁODSZY DRYAS	YOUNGER DRYAS 12 680 – 11 590	GS - 1 GREENLAND STADIAL 1 12 650 – 11 550
ALLERÖD	ALLERÖD 11 800 – 11 000	ALLERÖD 11 800 – 11 000	ALLERÖD	LATE ALLERÖD	GI - 1a 12 900 – 12 650
				GERZENSEE	GI - 1b 13 150 – 12 900
				EARLY ALLERÖD	
STARSZY DRYAS	OLDER DRYAS 12 000 – 11 800	STARSZY DRYAS 12 000 – 11 800	STARSZY DRYAS	OLDER DRYAS 13 540 – 13 350	GI - 1c 13 900 – 13 150
BÖLLING	BÖLLING 13 000 – 12 000	BÖLLING 12 300 – 12 000	BÖLLING ~ 12 500 – 12 000	BÖLLING 13 670 – 13 540	
NAJSTARSZY DRYAS	NAJSTARSZY DRYAS > 12 300	NAJSTARSZY DRYAS > 12 300	NAJSTARSZY DRYAS 14 500 – 12 000 (14 000 – 12 500)	OLDEST DRYAS 13 800 – 13 670	GI - 1d 14 050 – 13 900
			KAMION ~ 15 000 – 14 000	MEIENDORF 14 450 – 13 800	GI - 1e 14 700 – 14 050
PLENIGLACIAL	PLENIGLACIAL		PLENIVISTULIAN	PLENIGLACIAL	GS - 2 GREENLAND STADIAL 2 > 14 700

masy materiału, czyli na przykład zawartych w osadzie makroskopowych szczątków roślinnych.

Lata osiemdziesiąte XX wieku przyniosły rozwój metod prowadzących do kalibracji dat radiowęglowych i pozyskiwania wieku kalendarzowego (rzeczywistego). Są to metody wykorzystujące rytmiczność związaną z roczną cyklicznością przyrostu: słojuów drzew (metoda dendrochronologiczna), warw (metoda chronologii warwowej) i warstewek lodu, pozwalające na dokonywanie rekonstrukcji paleośrodowiskowych z dużą dokładnością czasową i przedstawianie ich w skali lat kalendarzowych. Największą wartość dla określania wieku kalendarzowego ma drewno takich drzew jak sosna, dąb, sekwoja amerykańska, datowane metodą dendrochronologiczną. Dużą dokładność wykazują rocznie laminowane osady zbiorników wodnych. W rdzeniach lodowych obliczany jest wiek kalendarzowy, ale nie ma możliwości wykonania datowań radiowęglowych. W przypadku tak zwanych chronologii pływających FVC (ang. *floating varve chronology*), czyli gdy skale nie sięgają współczesności, laminacja jest zaburzona lub brakuje warstw w jakimś odcinku profilu, wiek kalendarzowy jest wyznaczany za pomocą metody wzajemnego dopasowywania krzywych (ang. *wiggle-matching technique*) oraz dopasowywania datowań radiowęglowych do krzywych kalibracyjnych (Goslar 1995; Krapiec 1995).

W konsekwencji omawianych problemów, a szczególnie wobec niskiej zawartości materii organicznej w osadach młodszego dryasu oraz ich lokalizacji blisko pod współczesną powierzchnią terenu, co może spowodować zanieczyszczenie próbki przez młodsze procesy i odmłodzenie daty (Pazdur 1982), badany okres często datowany jest tylko pośrednio. Szczególnie częste jest to w przypadku powszechnych dla młodszego dryasu osadów eolicznych, których wiek ustalany jest poprzez określanie wieku poziomów organicznych (torfów) lub gleb kopalnych podścielających lub wieńczących osady analizowanego okresu.

Podejmowane są badania ustalania wieku piasków pokrywowych lub wydmowych metodami TL oraz OSL. Datowania takie istnieją dla stanowisk w północno-zachodniej Europie oraz północnej i zachodniej Polsce. Otrzymywane wartości nie są, jak do tej pory, w pełni satysfakcjonujące dla krótkich, rzędu kilkaset czy tysiąc lat, odcinków czasowych (Vandenbergh *et al.* 2004; Kolstrup 2007; Kolstrup *et al.* 2007). Prace w kierunku zwiększenia do-

kładności datowania metodami luminescencji, mogą zaowocować uszczegółowieniem chronostratygrafii omawianego okresu. Dla osadów eolicznych regionu łódzkiego takie oznaczenia są w fazie początkowej.

Ramy czasowe na podstawie konwencjonalnych datowań radiowęglowych

Identyfikacja młodszego dryasu nastąpiła w wyniku analiz palinologicznych, których początki sięgają końca XIX wieku (Joosten 1995). Przesłanek jego wydzielenia dostarczyły dane z badań torfowisk skandynawskich. Opracowana tam stratygrafia dotyczyła głównie holocenu, ale powstała na tej podstawie klasyfikacja Blytta-Sernandera sięga osadów charakteryzujących późnoglacialne wahnięcia klimatyczne. Do tego podziału nawiązał Nilsson, który wyniki badań paleobotanicznych nad torfowiskiem w Skanii opatrzył dużą liczbą datowań radiowęglowych i, nawiązując do podziału Blytta-Sernandera, zaproponował podział stratygraficzny, również przede wszystkim holocenu (na podstawie zmian termicznych i wilgotnościowych), ale obejmujący zasięgiem również koniec vistulianu (*vide* Starkel 1977, 1999). Młodszy dryas (DR3) zawiera się według tego podejścia w latach 9 000–8 300 BC. Należy nadmienić, że ten przedział czasowy jest powszechny w międzynarodowych publikacjach lat sześćdziesiątych XX wieku (np. Fairbridge 1968). Dokładna analiza późnoglacialnej roślinności w północnej i środkowej Europie została przedstawiona przez Jessena w latach trzydziestych XX wieku. W powstałym schemacie ochłodzenie, później korelowane z młodszym dryasem, zostało zdefiniowane jako „zona III”. Późniejszy podział stratygraficzny, też na bazie palinologii (Iversen 1954, 1973), uwzględniał wszystkie klimatyczne wahnięcia późnego vistulianu (chłodne: najstarszy dryas, starszy dryas, młodszy dryas i ciepłe: bölling, alleröd) i lokował ochłodzenie młodszego dryasu (ang. *the Younger Dryas period*) na lata 9 000–8 300 BC. Zapoczątkowany w ten sposób podział biostratygraficzny wciąż używany jest w opracowaniach paleobotanicznych (tab. 1). Młodszy dryas z wyróżniającymi go cechami przemian roślinności nazywany jest „biozoną młodszego dryasu”. Jest ona korelowana z tą częścią zapisu palinologicznego, która wykazuje cechy ochłodzenia odzwierciedlone przez ekspansję gatunków tundrowych. W zależności od położenia fizycznogeograficz-

nego stanowiska, ramy czasowe tak zdefiniowanego okresu mogą wykazywać istotne różnice. Biozona młodszego dryasu odzwierciedla więc regionalne/lokalne trendy zmian roślinności z granicami uwarunkowanymi tempem i wyrazistością sukcesji roślinnych, zależnymi między innymi od odległości od ostoi, położenia morfologicznego, geologicznego itp. W konsekwencji, w zależności od lokalizacji, datowania dla początku i końca okresu mogą różnić się o kilkadziesiąt do kilkuset lat. Dla przykładu, w podziale stratygraficznym późnego vistulianu opartym na przesłankach paleobotanicznych dla stanowiska Witów, znajdującym się na terenie objętym analizą, ochłodzenie młodszego dryasu zostało wydatowane na 11 000–10 200 ^{14}C BP – tab. 1 (Wasylikowa 1964, 1999-2001), podczas gdy według Latałowej (2003), w świetle opracowań w Polsce Północnej, jego wiek radiowęglowy przypada na okres 10 700–10 000 ^{14}C BP.

Mangerud *et al.* (1974) zaproponowali dla północno-zachodniej Europy podział schyłku ostatniego okresu zimnego (ang. *last glacial/interglacial transition – LGIT*) według kryteriów chronostratygraficznych, w którym biozony zostały określone datowaniami bezwzględnymi radiowęglowymi jako chronozony. Granice poszczególnych chronozon zostały zdefiniowane za pomocą równych liczb. „Chronozona młodszego dryasu” (YDC) to chłodny okres późnego vistulianu, pomiędzy 11 000 a 10 000 ^{14}C BP. Datami granicznymi dla pozostałych odcinków są: 13,0–12,0 ka BP – bölling, 12,0–11,8 ka BP – starszy dryas, 11,8–11,0 ka BP – alleröd (tab. 1). Uzasadnieniem takiego podejścia był fakt stosowania podziału biostratygraficznego jako schematu chronostratygraficznego, mimo że wiadomym było, że granice definiowane według różnych kryteriów nie są synchroniczne i nie mogą być korelowane. Rozumienie młodszego dryasu w takich granicach zostało rozpowszechnione w Europie i jest jednym z najczęściej stosowanych wyznaczników czasowych tego okresu, choć z powodu różnic wynikających z użycia do wyznaczania granic różnie reagujących wskaźników, postulowano też pozostanie przy podejściu biostratygraficznym (Vandenbergh 1995; Mojski 1999).

Zaproponowane przez Starkla (1977, 1999) ramy czasowe ochłodzenia młodszego dryasu to 10 900–10 250 ^{14}C BP. Nawiązują one głównie do przedstawionych wyżej skal skandynewskich, opartych na danych paleobotanicznych, a korekta czasowa w stosunku do chrono-

zon wynika z obserwacji środowiska fluwialnego rzek karpackich.

W latach osiemdziesiątych XX wieku, po rozpowszechnieniu metody AMS, pojawiły się datowania szacujące początek młodszego dryasu na: 10 600 ^{14}C BP (Szwajcaria), 10 600 ± 60 ^{14}C BP (Irlandia), 10 800 ± 95 ^{14}C BP (SE Alaska), 10 770 ^{14}C BP (E Kanada), 10 730 ± 80 ^{14}C BP (S Szwecja), 10 730 ^{14}C BP (Kolumbia Brytyjska). Różnice w datach były i tutaj wyjaśniane znanym wcześniej faktem, że młodszy dryas nie był wydarzeniem synchronicznym (dane za: Wohlfarth 1996).

Ramy czasowe na podstawie wieku kalendarzowego

Przełomem w uzyskiwaniu wiarygodnej chronostratygrafii młodszego dryasu stały się, prowadzone od początków lat dziewięćdziesiątych XX wieku, badania rdzeni z czaszy lodowej Grenlandii (tab. 2). Podstawą rekonstrukcji o wysokiej rozdzielczości czasowej i określania faktycznego czasu trwania poszczególnych epizodów końca vistulianu (*Last Glacial-Interglacial Transition, LGIT*) jest zliczanie dobrze zachowanych rocznych lamin warstewek lodu. Szczególnie cenne są dane uzyskane dla rdzeni GRIP (*Greenland Icecore Project*) i GISP 2 (*Greenland Ice Sheet Project 2*), a ponadto dla: Camp Century, Dye-3, Renland, NorthGRIP. Kryterium wyznaczania granic stratygraficznych (i klimatycznych) oparte jest na wielu parametrach, w tym na analizie tempa akumulacji śniegu, zawartości pyłów, przewodności elektrycznej lodu, a przede wszystkim na, wykazującej największe wahania, krzywej izotopowej tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) (m.in. Johnsen *et al.* 1992, 2001; Alley *et al.* 1993; Dansgaard *et al.* 1993; Taylor *et al.* 1993; Lowe *et al.* 2001, 2008). Chronologia w rdzeniu GISP 2 lokuje młodszy dryas między 12 820 ± 260 a 11 640 ± 250 ice-core yr BP³. W rdzeniu GRIP daty graniczne dla młodszego dryasu, ustalono między 12 700 ± 100 a 11 550 ± 90 ice-core yr BP.

Dane otrzymane na podstawie analizy grenlandzkich rdzeni lodowych wskazują, że zmiany klimatyczne pod koniec vistulianu były szybsze i bardziej złożone, niż uważano w świetle badań osadów lądowych i morskich. W ramach prac projektu INTIMATE powstał podział stratygraficzny (tzw. *event stratigraphy*) dla przedziału

³ W przypadku wieku kalendarzowego i dat kalibrowanych symbol BP oznacza, podobnie jak w wieku konwencjonalnym, przed AD 1950.

Tabela 2

Wartości wieku kalendarzowego dla początku, końca i czasu trwania młodszego dryasu
Calendar years estimates for the beginning, end and duration of the Younger Dryas

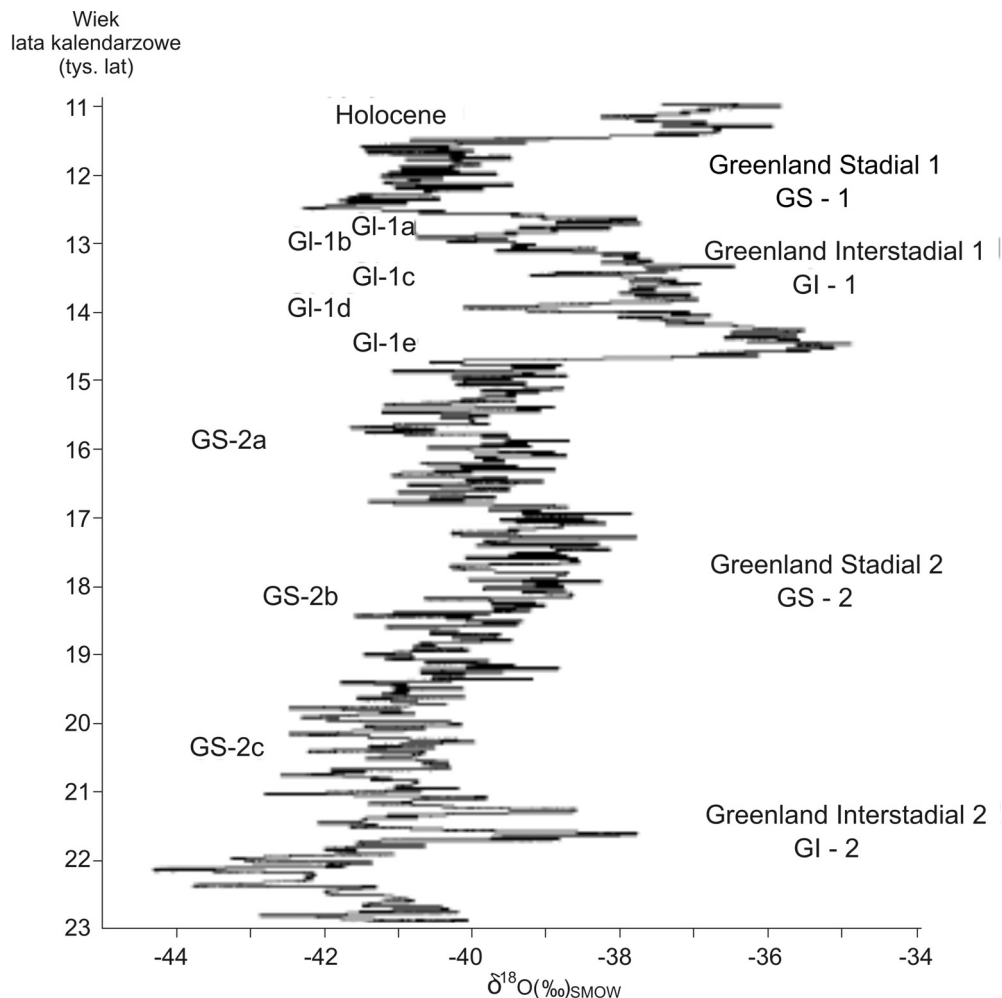
Material	Kryterium wyznaczania granic	Metoda datowania	Początek YD (BP)	Koniec YD (BP)	Czas trwania YD	Literatura
Rdzeń lodowy GRIP	wzrost/spadek ¹⁸ O	chronologia warwowa	12 700 ± 100	11 550 ± 90	ca. 1150	Johnsen <i>et al.</i> 1992
Rdzeń lodowy GISP2	wzrost/spadek ¹⁸ O; tempo akum. śniegu	chronologia warwowa	12 820 ± 260	11 640 ± 250	ca. 1200–1300	Alley 2000; Alley <i>et al.</i> 1993
GRIP-INTIMATE	wzrost/spadek ¹⁸ O	chronologia warwowa	12 650	11 500	ca. 1150	Björck <i>et al.</i> 1998
Laminowany osad jeziora Gościąg (śrd. Polska)	wzrost/spadek ¹⁸ O; zmiany roślinności	chronologia warwowa; ¹⁴ C - <i>wiggle-matching</i>	12 650	11 510	ca. 1140	Ralska-Jasiewiczowa <i>et al.</i> 1998
Laminowany osad jeziora Perespilno (E Polska)	wzrost/spadek ¹⁸ O; zmiany roślinności	chronologia warwowa; ¹⁴ C – synchronizacja z jez. Gościąg	12 630	11 510	ca. 1120	Goslar <i>et al.</i> 1999
Laminowany osad jeziora Holzmaar (W Niemcy)	zmiany roślinności	chronologia warwowa; ¹⁴ C – <i>wiggle-matching</i>	12 606	11 600	ca. 1006	Brauer <i>et al.</i> 2001
Laminowany osad jeziora Meerfelder (W Niemcy)	zmiany roślinności	chronologia warwowa; ¹⁴ C – <i>wiggle-matching</i>	12 680	11 590	ca. 1090	Litt <i>et al.</i> 2001
Laminowany osad jeziora Hämelsee (NW Niemcy)	zmiany roślinności	chronologia warwowa; ¹⁴ C – <i>wiggle-matching</i>		11 560		Litt <i>et al.</i> 2001
Laminowany osad jeziora Soppensee (Szwajcaria)	zmiany roślinności	chronologia warwowa; ¹⁴ C – <i>wiggle-matching</i>	12 125 ± 86*	10 986 ± 69*	ca. 1140	Hajdas <i>et al.</i> 1993 (za Goslarem 1995)
Laminowany osad jeziora Kråkenes (W Norwegia)	zmiany litologii	chronologia warwowa; ¹⁴ C – <i>wiggle-matching</i>		11 530 ⁺⁴⁰ ₋₆₀		Gulliksen <i>et al.</i> 1998
Laminowany osad jeziora Lago de Monticchio (S Włochy)	zmiany roślinności	chronologia warwowa; <i>CALIB Version 3</i>	12 875	11 950	ca. 925	Hunthén <i>et al.</i> 1999

Laminowany osad S brzeg rzeki Vodla (E Karelia Rosyjska)	zmiany roślinności; zmiany litologii	chronologia warwowa; ¹⁴ C – synchronizacja z jez. Gościąg i szwedzkimi warwami	12 550	11 450	ca. 1100	Wohlfarth <i>et al.</i> 1999
Szwedzka chronologia warwowa	zmiany w pozycji czoła łądogrodu; litologia	chronologia warwowa	12 500–12 700			Wohlfarth 1996
	zmiany w pozycji czoła łądogrodu	chronologia warwowa		11 560		Andren <i>et al.</i> 2002
	zmiany w pozycji czoła łądogrodu	chronologia warwowa	12 100	11 700		Jakobsson <i>et al.</i> 2007
	zmiany w pozycji czoła łądogrodu	chronologia warwowa		11 440	ca. 660	Stromberg 1994 (za Wohlfarth 1996)
	zmiany roślinności; zmiany litologii	chronologia warwowa	11 370*	10 650*	ca. 720	Andren <i>et al.</i> 1999
Niemiecka chronologia sosny	wzrost $\delta^{14}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$	dendrochronologia		11 045		Kromer, Becker 1993
	wzrost szerokości pierścieni przyrostowych	dendrochronologia		11 560		Freidrich <i>et al.</i> 1999

* – chronologia nie skorygowana

czasowego od maksimum ostatniego zlodowacenia, poprzez okres *last termination*, po granicę plejstocen–holocen. Granice drobnej rangi wahań klimatycznych zdefiniowane zostały na podstawie zapisu $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym GRIP. Schemat ten (GRIP-INTIMATE) został zaproponowany jako stratotypowy (rys. 4). Uwzględniany w *event stratigraphy* przedział czasowy (22 000–11 500 ice-core lat BP; 19 000–10 000 ^{14}C BP) obejmuje „epizod cie-

ply” GI-1 (*Greenland Interstadial 1*) oraz „epizod zimny” GS-1 (*Greenland Stadial 1*). GI-1, trwający od 14 700 do 12 650 ice-core yr BP, obejmuje trzy cieplejsze subinterstadiały i dwa chłodniejsze substadiały (tab. 1). GS-1 datowany na 12 650–11 500 ice-core yr BP, przypada na młodszy dryas (Björck *et al.* 1998; Walker *et al.* 1999; Alley 2000; Lowe *et al.* 2001, 2008).



Rys. 4. Zmiany $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym GRIP z uwzględnieniem okresów wyróżnianych w lodowej stratygrafii grenlandzkiej „*event stratigraphy*” (na podst. Björck *et al.* 1998)

korelacja ze stratygrafią lądową w tabeli 1

The $\delta^{18}\text{O}$ record from the GRIP ice core with division of the isotope event stratigraphy (after Björck *et al.* 1998)

correlation with terrestrial stratigraphy in Tab. 1

W osadach lądowych, do datowania wydarzeń schyłku wistulianu używana jest chronologia laminowanych osadów jeziornych. Metoda jest uważana za jedyny sposób ustalania wiary-

godnej chronologii wydarzeń pomiędzy pleniglacjałem a holocenem w osadach lądowych (Litt *et al.* 2001, 2003). Serie limniczne z najdłuższymi sekwencjami osadu laminowanego

zostały w Europie rozpoznane w Niemczech (jeziora Holzmaar, Meerfelder Maar), Polsce (jeziora Gościąg, Perespilno) i Szwajcarii (jezioro Soppensee). Laminacja osadu w jeziorze Gościąg w środkowej Polsce sięga 13 000 lat. Czas trwania młodszego dryasu określono tutaj na 1140 ± 40 lat ($12\,580 \pm 130 - 11\,440 \pm 120$ yr cal BP). Granice tego okresu zostały zdefiniowane między innymi na podstawie zmian szaty roślinnej, makroskopowych szczątków roślin, analizy składu izotopowego tlenu, badań wioślarek, okrzemek, szybkości sedymentacji w jeziorze (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998). Długość młodszego dryasu obliczona na podstawie badań w jeziorze Perespilno we wschodniej Polsce (Bałaga *et al.* 1998; Goslar *et al.* 1999) to 1125 ± 70 lat ($12\,630 - 11\,510$ yr cal BP). W tym stanowisku młodszy dryas jest wyodrębniony za pomocą między innymi analizy pyłkowej, tempa sedymentacji mineralnej, zawartości materii organicznej, podatności magnetycznej. Jedną z najdłuższych w Europie sekwencji osadów laminowanych, sięgających 23 200 lat, posiada jezioro Holzmaar w Westfalii. Młodszy dryas, określony chronologią warwową i szczegółową analizą palinologiczną, przypada tutaj na okres $12\,606 - 11\,600$ yr cal BP (1006 lat) (Brauer *et al.* 2001). Te same kryteria przyjęte dla położonego 10 km obok jeziora Meerfelder Maar wskazały dla młodszego dryasu przedział czasowy $12\,680 - 11\,590$ yr cal BP (1090 lat) (Brauer *et al.* 2001; Litt *et al.* 2001). Dane dotyczące czasu trwania i dat granicznych młodszego dryasu z pozostałych stanowisk znajdują się w tabeli 2.

Granice młodszego dryasu są też ustalone na podstawie szwedzkiej chronologii warwowej (ang. *Swedish Time Scale – STS*). Jak wiadomo, pomiary i korelacje rocznie laminowanych ilów zastoiskowych, czyli warw, zostały zapoczątkowane właśnie w Szwecji, już w końcu XIX wieku przez De Geer'a. Współczesna szwedzka chronologia warwowa jest oparta na danych z uzupełniających się diagramów z ponad 1000 stanowisk zlokalizowanych wzdłuż wschodniego wybrzeża Szwecji i na założeniu, że wiek warw deponowanych przed czołem cofającego się lądolodu skandynawskiego jest ku północy coraz to młodszy (Strömberg 1983). Zakres czasowy objęty tą metodą to 13 300 lat (Wohlfarth 1996; Andren *et al.* 1999). Definiowanie granic odbywa się tutaj przede wszystkim na podstawie oznak oscylacji lądolodu, zmian litologicznych i zmian szaty roślinnej (tab. 2). Do wyznaczania końca okresu, jako nadrzędny

przyjmuje się fakt wycofywania się lądolodu skandynawskiego z linii postojowej Billingen w południowej Szwecji, a w konsekwencji połączenie bałtyckiego jeziora zaporowego (ang. *Baltic Ice Lake – BIL*) z oceanem światowym. Daty cytowane dla tego wydarzenia to: 10 200 ^{14}C BP (Lundquist 1983; Strömberg 1983), 11 525 cal yr BP (Andren *et al.* 2002), 11 700 cal yr BP (Jakobsson *et al.* 2007). Wiek kalendarzowy granic młodszego dryasu w poszczególnych stanowiskach różni się między sobą (Wohlfarth 1996), a porównanie ze stratotypem z Grenlandii (GRIP-INTIMATE) wskazuje odmłodzenie dat, co powoduje, że szwedzka chronologia warwowa nie jest przyjmowana za wiarygodną. Kilkusetletni błąd znajduje się na odcinku skali czasowej młodszym niż 10 300 v.y. BP (Andren *et al.* 1999, 2002). Przykładowe daty dla młodszego dryasu według STS zamieszczono w tabeli 2.

Niespełna 1000-letni czas trwania młodszego dryasu został określony w Finlandii na podstawie rekonstrukcji przebiegu recesji lądolodu skandynawskiego, a także ustalania wieku formowania się trzech ciągów moren końcowych Salpausselka (również rozdział „Klimat młodszego dryasu”). Daty ustalone dla wałów Salpausselka to SI – 12,1–12,3 ka cal BP, SII – 11,6–11,8 ka cal BP, wału SIII – 11,4–11,5 ka cal BP (Saarnisto, Saarinen 2001).

Uzyskanie rekonstrukcji o bardzo wysokiej rozdzielności czasowej i odtwarzanie wieku kalendarzowego w środowisku lądowym uzyskano za pomocą metody dendrochronologicznej, chociaż przy zastosowaniu tej metody data rozpoczęcia młodszego dryasu nie jest, jak do tej pory możliwa do określenia (tab. 2). Niemiecka ciągła skala dendrochronologiczna, łącząca chronologię dębu HOC (ang. *Holocene oak chronology*) z chronologią sosny PPC (ang. *Preboreal pine chronology*) sięga ponad 12 400 cal BP, czyli obejmuje holocen oraz 820 lat młodszego dryasu (Friedrich *et al.* 1999, 2004; Litt *et al.* 2003). Definiowanie granic pomiędzy poszczególnymi jednostkami czasowymi dokonywane jest na bazie zmian izotopów $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^2\text{H}$ (Kromer, Becker 1993) lub zmian w szerokości pierścieni przyrostowych (Friedrich *et al.* 1999). Słoje grubsze, wskazujące na polepszenie warunków środowiskowych, wyznaczają granicę między młodszym dryasem i holocenem.

W przeglądzie datowań uzyskanych dla granicy między młodszym dryasem i holocenem z osadów o rocznej laminacji należy również

odnotować wynik $11\,578 \pm 32$ cal BP, określony w tak zwanej *grey scale*, powstałej na podstawie badań osadów głębokomorskich z rdzenia Cariaco u wybrzeży Wenezueli (Hughen *et al.* 1996, 1998).

Zintegrowane, w ramach prac projektu INTIMATE, dane ze środowisk, w których możliwe jest oznaczanie wieku kalendarzowego doprowadziły do ustaleń, że ochłodzenie młodszego dryasu trwało 1150–1300 lat. Za datę rozpoczęcia przyjęto 12 800 cal lat BP, a zakończenia 11 500–11 650 cal lat BP (Lowe *et al.* 2001, 2008).

Przeliczenie wieku radiowęglowego na rzeczywisty na podstawie krzywej kalibracyjnej jest, dla opisywanego przedziału czasowego, mało precyzyjne z powodu małej precyzji krzywej kalibracyjnej (np. Walanus, Nalepka 2005). W kontekście diskutowanych zagadnień chronostratygraficznych interesujące wydają się podjęte prace, które dążą do sprecyzowania wieku granic w skali lat kalendarzowych, dla okresów ostatnich 16 000 lat, na podstawie kalibracji dużych zbiorów datowań konwencjonalnych. Dla terenu Polski, dla granicy między *alleröd*em a młodszym dryasem i młodszym dryasem a okresem *preborealnym* uzyskano odpowiednio wartości 12 650 i 11 500 lat cal BP ($-10\,700$ BC i $-9\,550$ BC)⁴ (Michczyńska *et al.* 2008), które są zgodne z danymi przedstawionymi w powyższym przeglądzie.

Tempo zmian klimatu na granicy *alleröd*–młodszy dryas i młodszy dryas–holocen

Za wyróżniającą cechę młodszego dryasu uważane jest szybkie tempo zmian w środowisku, na jego początku, a szczególnie na końcu, na przełomie z holocenem. Ani wcześniejsze ani późniejsze oscylacje klimatyczne rejestrowane w paleo-wskaźnikach z lodowców grenlandzkich (rys. 1) nie charakteryzowały się aż tak gwałtownym przebiegiem (Severinghaus *et al.* 1998; Alley 2000). Według wskaźników paleoklimatycznych z Grenlandii, ocieplenie na granicy z holocenem nastąpiło w czasie nie dłuższym niż 30 lat (Alley 2000). Podobne wartości uzyskano na podstawie reakcji w pierścieniach przyrostowych sosny (podwojenie grubości) z 6 naddunajskich stanowisk na południu Niemiec (Freidrich *et*

al. 1999). Okres szybkiej zmiany klimatu u schyłku młodszego dryasu, zrekonstruowany na podstawie przebiegu $\delta^{18}\text{O}$ w jeziorze Gościąż, trwał 70 lat (Goslar 1996). Wnioski formułowane na podstawie obserwacji sukcesji roślinności wskazują na dłuższy czas przeobrażeń. Zmiany u progu i pod koniec okresu zajęły według analiz paleobotanicznych z jeziora Gościąż ponad 100 lat. Na podobne tempo dostosowywania się roślinności wskazują wyniki analizy pyłkowej osadów jezior w zachodniej Europie (Brauer *et al.* 2001; Litt *et al.* 2001). Dane sedymentologiczne i paleobotaniczne z osadów jeziornych regionu Eifel pokazują, że okresy zarówno gwałtownego ochłodzenia jak i ocieplenia trwały nie dłużej niż 20 lat (Litt *et al.* 2003). Zmiany szaty roślinnej w zachodniej części Półwyspu Iberyjskiego na początku ochłodzenia trwały 180 lat (Boessenkool *et al.* 2001). Dłuższy czas trwania zmian w przekształcaniu szaty roślinnej wynika zapewne z faktu nienadążania roślinności za tak szybkimi zmianami klimatu, jakie charakteryzowały cały późny *vistulian* (Kolstrup 1990; Lowe *et al.* 1994).

Jak pokazują dane zamieszczone w tabeli 2, długość trwania młodszego dryasu i daty graniczne różnią się między sobą do ponad 100 lat. Takie rozbieżności mogą wynikać z różnic metodycznych pomiędzy poszczególnymi technikami datowań. Należy również nadmienić o badaniach osadów laminowanych, z których wnioskowano o mniej niż 500-letnim czasie trwania tego okresu, a wynikało to z braku identyfikacji luk w profilach (Goslar 1995; *vide* Mojski 1999). Jak wynika z wykresów ilustrujących zmiany klimatyczne u schyłku *vistulianu* (np. Johnsen *et al.* 1992, 2001; Alley *et al.* 1993; Dansgaard *et al.* 1993; Taylor *et al.* 1993; Alley 2000), są one szybsze i bardziej jednoznaczne u schyłku młodszego dryasu (rys. 4). Koniec chłodu i ocieplenie holocenijskie nastąpiło w sposób gwałtowny, natomiast przejście pomiędzy *alleröd*em i młodszym dryasem charakteryzowało się szeregiem oscylacji. Jak już wspomniano, różne daty graniczne mogą też wynikać z rzeczywistych różnic w nastaniu i końcu okresu, będących konsekwencją indywidualnych uwarunkowań fizycznogeograficznych, wrażliwości czy odporności na zmiany zrekonstruowanych elementów środowiska albo też specyfiki środowiska (wodne, lądowe) a przede wszystkim ze wspomnianej wyżej umowności wyznaczania granic chronostratygraficznych jednostek plejstocenijskich.

⁴ Granice chronozon wg Mangeruda *et al.* (1974) zostały skalibrowane przez Walanusa i Nalepkę (2010); wg tych autorów wiek rzeczywisty chronozony młodszego dryasu to 11 000–10 000 conv. BP i 11 000–9500 BC.

Narzędzia korelacji chronostratygraficznych

Porównania pomiędzy różnymi środowiskami wymagają przyjęcia wspólnej skali czasowej. Korelacji chronostratygraficznych można dokonywać przy użyciu analizy składu izotopowego tlenu, determinowanego przez czynniki atmosferyczne i którego zapis może być uzyskany dla różnych środowisk (Hoek, Bohncke 2001). Wnioski wypływają z porównania przebiegu $\delta^{18}\text{O}$ (spadek – ochłodzenie, wzrost – ocieplenie) z grenlandzkich rdzeni lodowych (m.in. Johnsen *et al.* 1992, 2001; Alley *et al.* 1993; Dansgaard *et al.* 1993; Taylor *et al.* 1993), przyjmowanych za najdokładniej odzwierciedlające zmiany klimatu, z krzywymi tego wskaźnika zrekonstruowanymi dla stanowisk ze środowisk lądowych czy wodnych, w których odtworzenie dokładnego wieku kalendarzowego jest ograniczone. Stwierdzony został synchroniczny przebieg zmienności izotopu tlenu w osadach późnovistuliańskich oddalonych geograficznie od stanowisk i lodów grenlandzkich. Jako przykład przywołać można wyniki badań z osadów węglanowych jeziora Gerzensee w Szwajcarii (Schwander *et al.* 2001), stanowisk Weerterbos i Gulickshof w Holandii (Hoek, Bohncke 2001), a także stanowisk w Polsce: Strażym (Róžański 1987), Imiołki (Hammarlund w: Tobolski red. 1998), Gościąż (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998).

Narzędziem korelacji oraz weryfikacji wzbudzających wątpliwości datowań późnego vistulianu, w tym młodszego dryasu, jest analiza pyłkowa. Palinolodzy są zdania, że analiza oparta na gęsto pobranych próbkach, co 1 cm lub nawet co 0,5 cm, pozwala na uchwycenie krót-

kotrważących wahań klimatu (np. Amman 2000), chociaż, jak wspomniano wcześniej, prawdopodobnie opóźnionych w czasie. Według Tobolskiego (2000) dane z diagramów palinologicznych należy postrzegać jako istotną składową interpretacji paleośrodowiskowych.

Przydatna do korelacji przestrzennej wydarzeń w okresie między innymi młodszego dryasu jest tefrochronologia (Lowe 2001; Turney *et al.* 2004). Warstwy tufów wulkanicznych o znanym pochodzeniu, które występują w osadach różnej genezy (np. jeziorne osady laminowane) stanowią poziomy przewodnie nawet wtedy, gdy są niewidoczne gołym okiem i identyfikowane za pomocą analiz mineralogicznych. Jeżeli znany jest dokładny wiek erupcji wulkanicznej, to ten wiek uznaje się za wiarygodny dla miejsca, w których odpowiadająca jej warstwa popiołów została stwierdzona. Dla rekonstrukcji czasowych młodszego dryasu istotny jest poziom Vedde Ash pochodzący z wulkanu Katla na Islandii, datowany na *ca* 10 300 ^{14}C (12 000 cal BP), czyli środek ochłodzenia (Haflidason *et al.* 2000; Lowe 2001; Turney *et al.* 2006). Chmura pyłu wulkanicznego, która rozprzestrzeniła się ku północy, pokryła fragment Grenlandii, a strumień południowo-wschodni objął Wyspy Brytyjskie, Skandynawię, północno-zachodnią Rosję, Danię, Niemcy, Belgię, Holandię, Francję – jego południowy zasięg to Alpy Szwajcarskie. Nie jest wykluczone, że chmura pokryła znaczną część Polski (Davies *et al.* 2005; Blockley *et al.* 2007). Innymi poziomami datowanym między 10 a 11 ka ^{14}C BP, ale o lokalnym zasięgu, są w Europie: I-THOL-2 z erupcji wulkanu na Islandii (Haflidason *et al.* 2000) oraz Godivelle Tephra 5 i 4 z erupcji w Masywie Centralnym (za: Lowe 2001).

KLIMAT MŁODSZEGO DRYASU

Rekonstrukcja warunków klimatycznych minionych epok geologicznych polega na analizie przesłanek pośrednich ze środowisk lądowych i wodnych. Ilościowa charakterystyka poszczególnych, możliwych do odtworzenia, elementów klimatu późnego vistulianu opiera się na gromadzeniu i analizie informacji ze źródeł zawierających sygnał klimatyczny (*proxy data*). Wynikają one z badań paleoekologicznych, analizy danych geologicznych i geomorfologicznych, badań składu izotopowego tlenu

w osadach lub lodzie, badań geochemicznych. Podstawową zasadą w tego typu procedurach badawczych, które służą do wnioskowania zarówno o warunkach koniecznych, jak i wystarczających zaistnienia zjawiska, jest porównanie rozmieszczenia kopalnych zjawisk (np. peryglacialnych), składu gatunkowego zbiorowisk roślin czy owadów, z ich rozmieszczeniem współczesnym w określonych warunkach klimatycznych. Zastosowanie takiej analogii dla odcinka czasu późnego vistulianu nie jest pozbawione

słabych stron. Współczesne środowisko peryglacjalne różni się od środowiska schyłku ostatniego glacjału i dlatego zastosowanie podstawowej zasady aktualizmu geograficznego nie zawsze jest możliwe i w pełni uzasadnione. Na przykład, sięgający daleko na południe zasięg domeny peryglacjalnej w schyłku vistulianu (French 1996) powodował, że obszary pod jej wpływem charakteryzowały się dłuższym czasem trwania dnia i nasłonecznieniem niż obszary dzisiejszej strefy wieloletniej zmarzliny. Ponadto w późnym vistulianie zmiany w systemach ekologicznych nie nadążały za szybkimi zmianami klimatycznymi (Starkel 1977, 1986; Mannion 2001). Za naczelną cechę klimatu tego odcinka czasowego uważa się jego niestabilność, wyrażająca się między innymi nagłym początkiem i końcem poszczególnych okresów, ze szczególnym podkreśleniem młodszego dryasu (m.in. Coope *et al.* 1998; Alley 2000; rozdział „Tempo zmian...”).

Złożoność procesu rekonstrukcji klimatycznych jest rozwiązywana poprzez łączenie istniejących danych (ang. *multi-proxy*) w bazach, pozwalających na tworzenie globalnych modeli zmian paleoklimatycznych. Model taki AGMC (ang. *Atmospheric General Circulation Model*), odtwarzający cyrkulację atmosferyczną w Europie północno-zachodniej i środkowej, stworzony został również dla młodszego dryasu (Isarin *et al.* 1998; Isarin, Renssen 1999; Rensen *et al.* 2001).

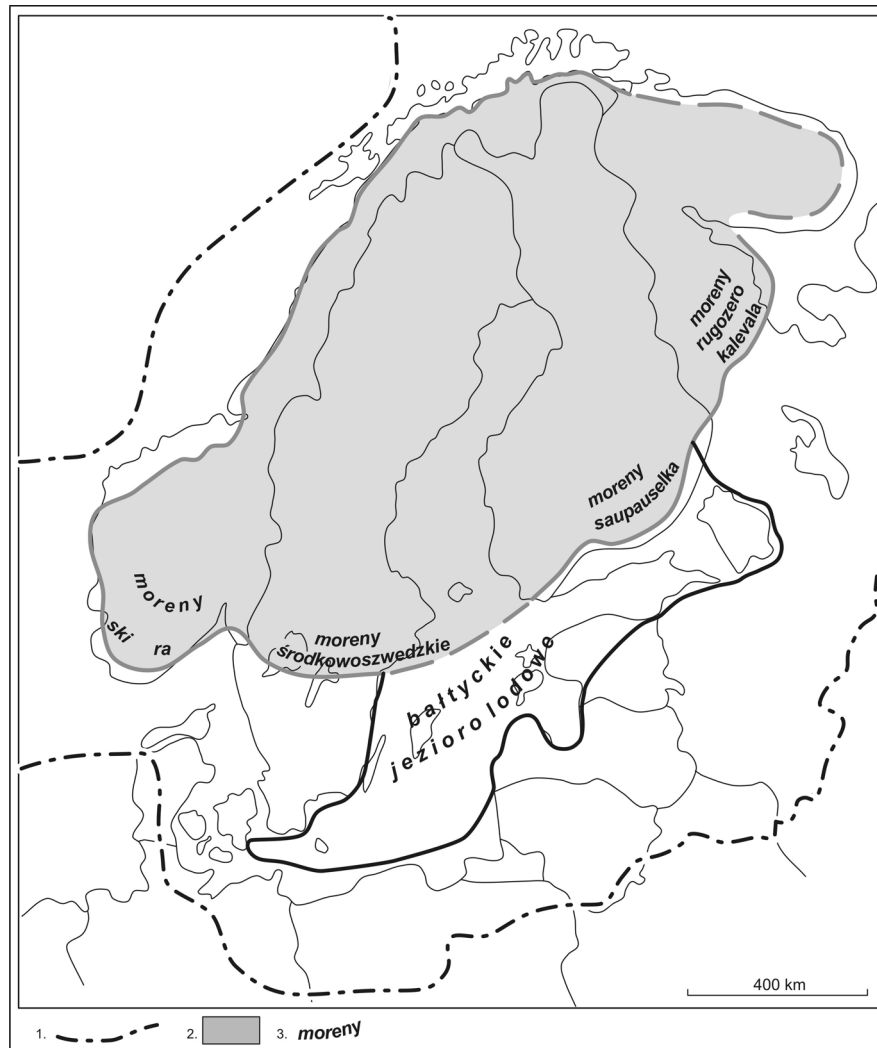
Czynniki kształtujące klimat

Warunki klimatyczne młodszego dryasu Europy były kształtowane przede wszystkim przez oddziaływanie schłodzonej powierzchni północnego Atlantyku. Skalę ilościową ochłodzenia można zobrazować posługując się analizą występowania w rdzeniach głębokomorskich z tego obszaru zimnego gatunku otwornic *Neogloboquadrina pachyderma* (l.c. lewoskrętne) (Thompson, Shackleton 1980). Stwierdzony zasięg (równoznaczny z linią oceanicznego odcinka frontu polarnego, jako granica pomiędzy masami polarnych zimnych i umiarkowanych wód) przebiegał niewiele dalej na północ niż w czasie największego rozprzestrzenienia pokrywy lodowej ostatniego zlodowacenia (LGM) (Ruddiman, McIntyre 1981 i inni za: Berger, Jansen 1994). Położenie frontu polarnego w młodszym dryasie lokuje się na 52 °N, i pokrywa się z zasięgiem pokrywy lodowej na północnym Atlantyku oraz szlakiem przemieszcza-

nia wędrownych cyklonów (ang. *storm track*). Ośrodek cyklonalny (niż islandzki) położony był wówczas na południe od Islandii (Isarin *et al.* 1998; Isarin, Renssen 1999). W rekonstrukcjach cyrkulacji atmosferycznej, opartych początkowo na odtwarzaniu kierunku wiatrów wydmotwórczych (Nowaczyk 1986, tamże przegląd poglądów), a następnie na wspomnianych powyżej modelach cyfrowych, zakłada się, że aktywność ośrodka wysokiego ciśnienia nad zanikającym lądolodem skandynawskim była już na tyle mała, że istniały warunki do przewagi cyrkulacji zachodniej. Warunki pogodowe w północno-zachodniej i centralnej Europie charakteryzowały się napływami bardzo zimnych (około -30 do -35 °C) i stosunkowo suchych mas powietrza powstających nad zlodzonym oceanem, a wzrost wilgotności napływającego powietrza był efektem wahań położenia szlaku wędrownych cyklonów. O warunkach klimatycznych zbliżonych do najchłodniejszych odcinków vistulianu świadczy przebieg krzywej izotopowej tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) rekonstruowanej dla grenlandzkich rdzeni lodowych. Przejście od cieplej jednostki GI-1 do chłodnej GS-1 (odpowiadającej młodszemu dryasowi) obrazuje zmiana krzywej o około 6,7 ‰ (rys. 4), co odpowiada spadkowi średniej temperatury rocznej o około 10 °C (m.in. Johnsen *et al.* 1992, 2001; Alley *et al.* 1993; Dansgaard *et al.* 1993; Taylor *et al.* 1993).

Przy określaniu czynników warunkujących środowisko młodszego dryasu należy mieć również na uwadze fakt ponownego awansu lądolodu skandynawskiego oraz istnienia przylegającego do niego bałtyckiego jeziora lodowego (rys. 5).

Wahania czoła lądolodu skandynawskiego odzwierciedlają fluktuacje klimatu u schyłku vistulianu. Jego recesja była przerywana przez postoje bądź lokalne nasunięcia (Andersen *et al.* 1995a). Obniżenie poziomu granicy wiecznego śniegu szacuje się na 600–700 m (Boulton *et al.* 2001). Oscylacje lądolodu w młodszym dryasie są wyrażone poprzez obecność ciągów moren (rys. 5): w południowo-wschodniej Norwegii moren akumulacyjnych ra (10 700/11 000 BP) oraz moren ski (10 000 BP) (Soolid, Reite 1983; Sørensen 1983; Andersen *et al.* 1995b). Moreny fazy ra przebiegają przez okolice Oslo, kontynuują się do granicy ze Szwecją, gdzie zatrzymanie lądolodu w młodszym dryasie jest zaznaczone jako moreny środkowszwedzkie (ang. *Middle Swedish End Moraines*). Linia



Rys. 5. Zasięg łądolodu skandynawskiego w młodszym dryasie na tle maksymalnego zasięgu łądolodu wisły (na podst. Forsström, Punkari 1997) wraz z lokalizacją ciągów moren z młodszego dryasu

1 – lina LGM; 2 – zasięg łądolodu w młodszym dryasie; 3 – ciągi moren marginalnych z młodszego dryasu; zasięg bałtyckiego jeziora lodowego za Björck 1995

Extent of the Scandinavian ice sheet during the Younger Dryas in comparison with the maximum Weichselian ice sheet extent (after Forsström, Punkari 1997) and the Younger Dryas moraines localization

1 – LGM ; 2 – the Younger Dryas ice sheet extent; 3 – the Younger Dryas marginal moraines; the Baltic Ice Lake extent after Björck 1995

postojowa przebiegała przez jezioro Vänern, zaznaczając się tutaj obecnością dużych wałów morenowych, następnie w kierunku jeziora Vättern (Lundquist 1983, 1995), skąd rozdzielała się ku wschodowi na kilka stref, mających przedłużenie na obszarze Finlandii. Oscylacje łądolodu w południowo-zachodniej Finlandii podczas młodszego dryasu znaczy obecność oddalonych od siebie o około 20 km równoleżnikowych łuków moren końcowych Salpauselka (SI, SII, SIII) o złożonej genezie, często spiętrzonych (Glückert 1995; Saarnisto,

Salonen 1995; Johansson *et al.* 2011). Dal-szy ciąg tych form znajduje się w Karelii, gdzie są wykształcone jako ciągłe systemy wałów morenowych Rugozero (odpowiednik SI) i Kalewala (SII) (Ekman, Iljin 1995; Rainio *et al.* 1995). Wymienione ciągi moren końcowych są uważane za morfostratygraficzny wyznacznik młodszego dryasu (patrz Mojski 1999).

Rozpatrując warunki klimatyczne na terenie Polski, należy wspomnieć ponadto o sąsiedztwie Morza Bałtyckiego, które w młodszym dryasie

było dużym jeziorem wypełnionym wodami roztopowymi (bałtyckie jezioro lodowe) – rys. 5. Od północy zbiornik ograniczony był krawędzią lądolodu, a jego zasięg był warunkowany dostawą wód z topnienia. Zbiornik był zamrznięty, bądź w cieplejszych okresach wypełniony pływającymi górami lodowymi. Połączenie bałtyckiego jeziora lodowego z oceanem nastąpiło w okolicy Mt. Billingen w rejonie wielkich jezior szwedzkich, w wyniku podniesienia się poziomu oceanu 11 560 cal yr BP (Strömberg 1983; Brunnberg 1995; Andren *et al.* 2002; Jakobsson *et al.* 2007; Mojski 2008).

Podział młodszego dryasu

Ochłodzenie młodszego dryasu jest dzielone po względem klimatycznym na dwie części, przy czym w literaturze akcentowana jest różnica między charakterystyką termiczno-wilgotnościową dla północno-zachodniej Europy oraz dla rekonstrukcji sporządzonych dla południowej Norwegii i Polski.

Część pierwsza młodszego dryasu w obu przypadkach wyrażona jest skrajnie niskimi temperaturami, część druga prezentuje łagodniejsze warunki termiczne. Poprawa warunków termicznych wyraża się w Europie północno-zachodniej zanikiem zmarzliny około 10 550 ± 60 BP (wg Bohncke *et al.* 1993 reaktywowanej po 10 800 BP). Dane z rocznie laminowanych osadów stanowiska Gościąż z Kotliny Płockiej wskazują, że to maksimum chłodu trwało około 560 lat kalendarzowych (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998). Różnice w charakterystyce wilgotności polegają na tym, że pierwsza część ochłodzenia w Europie północno-zachodniej jest wilgotniejsza (dowodami są m.in. intensywna działalność fluwialna i wysoki poziom wody w jeziorach), a druga suchsza (z natężeniem działalności eolicznej) – np. Bohncke 1993; Bohncke *et al.* 1993; Vandenberghe 1995; Isarin, Renssen 1999. Na suchość klimatu w drugiej części młodszego dryasu wskazuje w Alpach zmniejszenie zasięgu lodowców oraz rozwój lodowców gruzowych (Kerschner, Ivy-Ochs 2008). Dwudzielność potwierdzona jest również przez wyniki analiz paleobotanicznych w postaci większej ilości pyłku heliofitów (np. *Artemisia*) w stanowiskach z Wielkiej Brytanii i Irlandii czy przebieg krzywych *Pinus* i *Betula* w stanowiskach holenderskich (Bohncke *et al.* 1993; Lowe *et al.* 1994; Vandenberghe 1995; Walker 1995). W Polsce i Norwegii istnieją dowody na tendencję odwrotną: pierw-

sza część młodszego dryasu była sucha, w drugiej nastąpił wzrost wilgotności towarzyszący ociepleniu (Birks *et al.* 1994; Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998). Wniosek taki sformułowano na podstawie analizy sukcesji roślinnej młodszego dryasu zarejestrowanej w centralnej Polsce w stanowisku Gościąż (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998). Podobne spostrzeżenia poczynili autorzy opracowań paleośrodowiskowych opartych między innymi na analizie szaty roślinnej dla stanowisk Witów (Wasylikowa 1964, 1999-2001) oraz Całowanie (Schild 1982), położonych również w centralnej części Polski. Pełniejszy obraz środowiska młodszego dryasu płynący z cytowanych opracowań jest przedstawiony w dalszej części pracy.

Autorzy symulacji klimatu młodszego dryasu (Isarin *et al.* 1998 i inni) wyjaśniają nakreślone wyżej różnice pomiędzy poszczególnymi częściami Europy wycofywaniem się ku północy pokrywy lodowej Atlantyku, co skutkowało przemieszczaniem szlaku wędrownych cyklonów i powodowało wnikanie związanych z nim wilgotnych mas powietrza na coraz to bardziej na północ położone obszary kontynentu.

Warunki termiczne

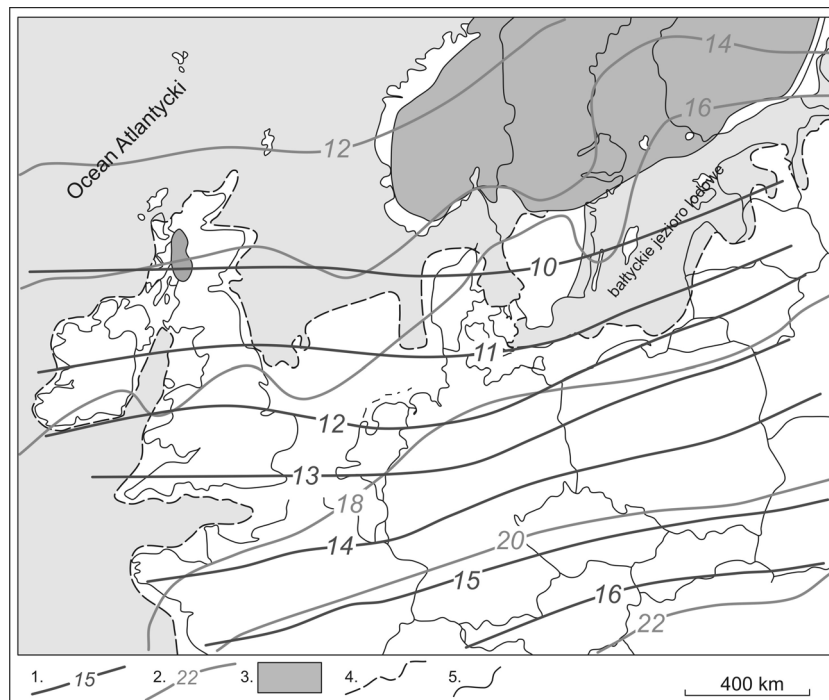
Ilościowa charakterystyka parametrów klimatycznych jest różna, zależnie od elementu środowiska, na podstawie którego dokonuje się rekonstrukcji. Różnice zależą od zwłoki czasowej pomiędzy zmianą klimatyczną a reakcją badanego wskaźnika, od „intensywności” reakcji na zmianę oraz od wartości progowej wystąpienia zjawiska skutkującego możliwym do rekonstrukcji zapisem. Niejednokrotnie szacunki uzyskiwane na podstawie różnych kryteriów dla tego samego miejsca różnią się między sobą w stopniu na tyle znaczącym, że mogą zasadniczo zmieniać interpretację.

Średnie minimalne temperatury najcieplejszego miesiąca są rekonstruowane na podstawie danych paleoekologicznych, wśród których naczelną rolę odgrywają wyniki analiz pyłkowych. Wielokrotnie w literaturze wskazywano na ograniczenia w zastosowaniu danych z diagramów palinologicznych ze względu na fakt opóźnionej reakcji roślinności na zmiany klimatu, jak też na zależność takich zmian od całego szeregu czynników, nie tylko *stricte* klimatycznych, ale również spowodowanych odmiennymi warunkami abiotycznymi, czynnikami edaficznymi czy tempem migracji gatunków (np. Hoek 2001). Niemniej jednak analiza pyłkowa jest nieod-

łącznym elementem, a niekiedy wręcz jedyną podstawą interpretacji paleośrodowiskowych (Tobolski 2000). Podstawą szacunków temperatur najcieplejszego miesiąca są warunki termiczne, które muszą być spełnione do wzrostu określonych roślin. Do gatunków wskaźnikowych, szybko reagujących na zmiany termiczne, należy na przykład pałka szerokolistna (*Typha latifolia*), gatunek wód stojących, którego obecność wskazuje średnią temperaturę lipca powyżej +13 °C (Isarin, Bohncke 1999).

Rekonstrukcja przebiegu izoterm lipca w najchłodniejszej części młodszego dryasu dla północno-zachodniej i centralnej Europy anali-

zowana na podstawie reakcji roślinności dla 140 stanowisk (w tym 19 z obszaru Polski) wskazuje, że temperatura zredukowana do poziomu morza wynosiła od +10 do +14 °C (rys. 6). Najniższe wartości +10 °C charakteryzowały północną część Wysp Brytyjskich i południe Skandynawii. Izoterma 13 °C przebiegała przez południową Anglię, Belgię, środkowe Niemcy i północną Polskę (Isarin, Bohncke 1999; Isarin, Renssen 1999). Na północy europejskiej części Niżu Rosyjskiego temperatura lipca była o ponad 6 °C niższa niż dziś (Velichko 1995). Generalnie, rekonstruowane wartości są o 5–7 °C niższe od obecnych (rys. 6).



Rys. 6. Izotermy najcieplejszego miesiąca

1 – przebieg izoterm w młodszym dryasie (na podst. Isarin *et al.* 1998); 2 – współczesny przebieg izoterm (Atlas Geograficzny PPWK 1986); 3 – zasięg lądolodu skandynawskiego w młodszym dryasie (wg Forsström, Punkari 1997); 4 – zarys lądu w młodszym dryasie; 5 – granice kontynentu i granice państwowe

Warmest month isotherms

1 – Younger Dryas values; 2 – present values; 3 – the Younger Dryas ice sheet (after Forsström, Punkari 1997); 4 – the Younger Dryas land; 5 – present land

Wrażliwym wskaźnikiem ekologicznym, ze względu na ściśle związki z warunkami środowiska i szybkość reakcji na zmiany klimatu, są szczątki fauny bezkręgowców m.in. chrząszcze (*Cleoptera*), muchówki (*Chironomidae*) i wioślarki (*Cladocera*). Zmiany termiczne, odtwarzane na podstawie modeli opartych na zależności pomiędzy występowaniem określonych gatunków skorupiaków i owadów a innymi parametrami środowiska, wykazują podobne trendy

jak rekonstrukcje na innych podstawach (roślinności, stosunku izotopów tlenu), ale różnią się zakresem temperatur. Zakłada się, że na podstawie rekonstrukcji opartych na zespołach kopalnych chrząszczy (ang. *mutual climatic range* – MCR) otrzymuje się wartości zawyżone dla miesiąca najcieplejszego, a dla najchłodniejszego są one niedoszacowane (Walker 1995). W młodszym dryasie, według estymacji na bazie tego kryterium, wykonanej dla kilkudziesięciu

stanowisk w Europie, maksymalna temperatura lipca wynosiła +7 do +8 °C w Karelii, +8,5 do +10 °C w południowej Szwecji, około +9 °C w zachodniej Polsce, +8,5 do +9,5 °C w Holandii (istnieją doniesienia o wartościach niższych, rzędu +7 °C), od +7 do +10,5 °C na Wyspach Brytyjskich, około +10 °C w północnej Francji i w Masywie Centralnym, +10 do +13 °C w Apeninach (Atkinson *et al.* 1987; Walker 1995; Coope *et al.* 1998; Ponel *et al.* 2007). Ten sam parametr, oszacowany na podstawie badań muchówek zróżnicowanych pod względem wymagań termicznym, wykazuje następujące wartości: +7 do +8 °C dla południowej Skandynawii i Szkocji (Brooks, Birks 2001), około +13 °C dla Holandii (Heiri *et al.* 2007), +9 do +10 °C dla Anglii (Bedford *et al.* 2004), +14 do +15 °C dla Jury Francuskiej (Heiri, Millet 2005), nieco poniżej +11 °C dla Alp Szwajcarskich (Heiri, Lotter 2005). Rekonstrukcja z wykorzystaniem szczątków wioślarek wykonana w osadach jeziora Gerzensee w Szwajcarii mówi o spadku temperatury lata w młodszym dryasie do +8,7 °C; analiza palinologiczna dla tego stanowiska wskazuje wyższe wartości temperatury +9 do +10 °C (Lotter *et al.* 2000).

Średnie maksymalne temperatury roczne i najchłodniejszego miesiąca są rekonstruowane na podstawie danych geologicznych. Bierze się pod uwagę między innymi struktury deformacyjne charakterystyczne dla zimnych stref klimatycznych. Równocześnie jest to wskazówka do wyznaczania zasięgu wieloletniej zmarzliny dla odtwarzanego przedziału czasowego. Ostrożność w stosowaniu struktur peryglacjalnych dla rekonstrukcji paleogeograficznych zaleca Kolstrup (1999), między innymi ze względu na fakt, że nie dla wszystkich procesów peryglacjalnych obecność permafrostu jest warunkiem koniecznym; dla niektórych istnienie sezonowej zmarzliny jest warunkiem wystarczającym.

Do peryglacjalnych struktur diagnostycznych stosowanych w szacowaniu spadków temperatury w młodszym dryasie należą: szczeliny kontrakcji termicznej, inwolucje i pagórki zmarzlinowe.

Obecność szczelin kontrakcji termicznej uważana jest za dowód istnienia ciągłej wieloletniej zmarzliny i stanowi podstawę wniosków paleoklimatycznych (Dylik 1963a; Washburn 1979; Harry 1988; Goździk 1995b, 1996; French 1996; Klatkova 1996 i inni). Można na ich podstawie szacować wartości średnich rocznych temperatur powietrza. Współczesne

obserwacje z Alaski wskazują, że średnia temperatura roczna potrzebna do wykształcenia takich struktur w materiale gruboziarnistym, może wynosić najwyżej -6 °, -8 °C (Péwé 1966). W osadach frakcji drobniejszej powstają one już przy -4 °C (Romanovskij 1976; Washburn 1979). Inicjalne kliny albo szczeliny mrozowe, które wskazują na sezonowe przemarzanie, tworzą się przy średniej rocznej temperaturze od -1 ° do -6 °C (Maarleveld 1976), a ich obecność jest podstawą do wyznaczania izotermy rocznej -1 °C.

Mimo dość powszechnej w literaturze opinii o agradacji permafrostu w młodszym dryasie w północno-zachodniej Europie, dowody w postaci pseudomorfoz po klinach lodowych nie są często opisywane. Inicjalne kliny znane są z Holandii z doliny Mozy. Pozycja tych struktur pozwoliła na określenie apogeum zimna w młodszym dryasie na przedział 10 800–10 500 ± 60 lat BP (Bohncke *et al.* 1993). Szczeliny mrozowe o głębokości około 2 m, wskazujące na głębokie sezonowe przemarzanie gruntu, rozwinięte w osadach młodszego dryasu i niekiedy rozcinające kopalną glebę Usselo, znaleziono również w innych stanowiskach holenderskich (Van der Tak-Schneider 1968; Maarleveld 1976). Pseudomorfozy po klinach lodowych rozwinięte w osadach różnej genezy (materiał fluwioglacjalny, eoliczny, glina), których charakterystyka nie pozostawia wątpliwości co do istnienia zmarzliny, opisano ze Szwecji (Svensson 1990).

Struktury inwolucyjne są zjawiskiem dość powszechnym w środowisku peryglacjalnym vistulianu, w tym dla okresu schyłku glacjału (Dylik 1965; Goździk 1973, 1995a, 1996; Maarleveld 1976; Bohncke *et al.* 1993). Ich powstawanie warunkowane może być obecnością wody na przemarzniętym podłożu, sprzyjającym deformacjom obciążeniowym osadów. Vandenberghe (1988) wprowadza rozróżnienie między używanymi niekiedy zamiennie terminami „inwolucja” i „krioturbacja”, odnosząc pierwsze z nich do morfologii struktur, drugie natomiast dla podkreślenia ich kriogenicznej genezy. W opinii tego autora rozmiary inwolucyjnych struktur typu fałdowego mogą być podstawą rekonstrukcji średniej rocznej temperatury. Inwolucje dużej skali, o amplitudzie $\geq 0,6$ m, są wskaźnikiem temperatury poniżej -4 °C; struktury małoskalowe mogą tworzyć się w warunkach sezonowego przemarznięcia gruntu, przy średniej temperaturze roku poniżej -1 °C. Według Kasse (1999) z powodu ich

występowania również w osadach różnych środowisk, te drugie nie powinny być używane jako wskaźnik paleotemperatury, a dla rekonstrukcji wieloletniej zmarzliny mogą mieć znaczenie uzupełniające (Goździk 1996).

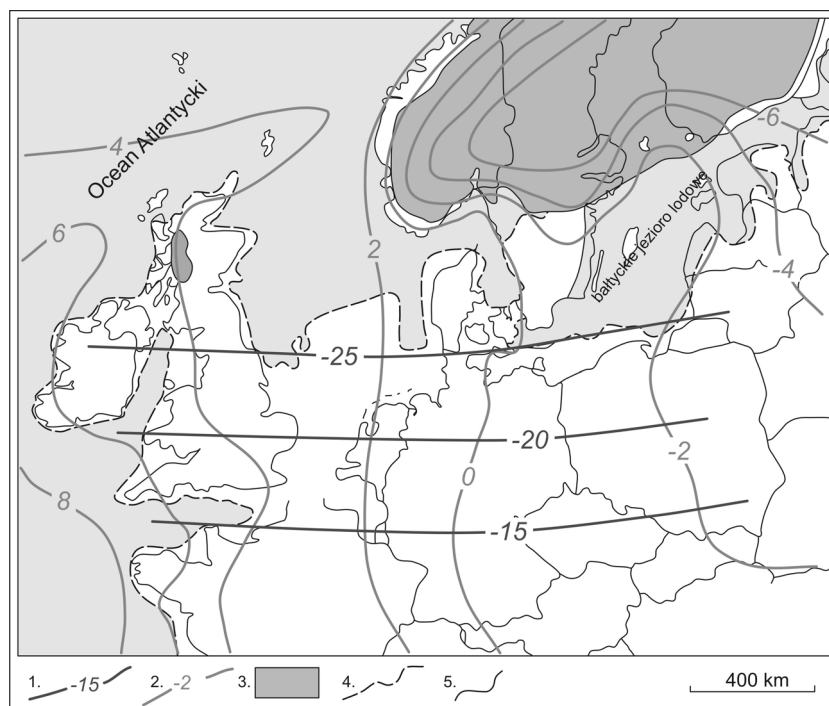
Śladem środowiska peryglacjalnego podczas ochłodzenia młodszego dryasu są zagłębienia po pagórkach zmarzlinowych. Warunkiem powstania pagórków pingo („hydrolakkolitów”), których geneza wiąże się z działaniem lodu iniekcyjnego, przyjmowana jest średnia roczna temperatura powietrza poniżej $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (pingo w systemie zamkniętym) lub $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (pingo w systemie otwartym) (Washburn 1979). Pagórki palsa, których materiałem budującym jądro jest lód segregacyjny, tworzą się w środowisku, gdzie temperatura spada poniżej $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ – są to palsas mineralne (Washburn 1979) lub poniżej $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ w przypadku palsas organicznych (Seppälä 1988). Przypadki reaktywacji hydrolakkolitów w młodszym dryasie znane są z Holandii, Wielkiej Brytanii, Francji, Belgii (Pissart 1963, 1988, 2003; Maarleveld 1976; De Gans 1988; French 1996). Sugestia co do genezy owalnej, otoczonej wałem, misy jeziora Pietronaję w północno-wschodniej Polsce (koło Suwałk) jako pozostałości po pingo wieku młodszodryasowego wysunięta została przez Rutkowskiego *et al.* (1998). Pissart (2003; Pissart *et al.* 1998), na podstawie długoletnich obserwacji tych form zarówno współczesnych, jak i kopalnych, zanegował hipotezę tworzenia się pingo w tym przedziale czasowym i zaproponował uznanie większości tych form za pagórki typu palsa z mineralnym jądrem. Zaproponowano dla nich nazwę „lithalsa” (za klasyfikacją Harrisa 1998 dla pagórków mrozowych w zachodniej Kanadzie), jako że termin „palsa” jest według fińskich badaczy zarezerwowany dla form posiadających torfowe przykrycie (Seppälä 1988). Lithalsas tworzą się w bardzo drobnoziarnistych gruntach, na skutek zasysania wody kapilarnej w kierunku frontu zamarzania, co doprowadza do wytworzenia się jądra zbudowanego z lodu segregacyjnego. Jak argumentuje Pissart (2003; Pissart *et al.* 1998) za zmianą kwalifikacji form z pingo na lithalsa przemawiają: brak śladów obecności jeziora niezbędnego przy generowaniu systemów zamkniętych pingo albo konfiguracji terenu warunkującego gromadzenie się wody pod ciśnieniem hydrostatycznym poniżej warstwy zamrożonej (np. u podnóża stoków) przy systemach otwartych, często różne niż piaszczyste czy żywi-

rowe podłoże niezbędne do intruzji wody w procesie formowania pingo oraz występowanie pagórków datowanych na młodszego dryas w zespołach. Tak przyjęta geneza zagłębień zmienia ich paleośrodowiskową wymowę. Warunki termiczne obszarów, na których współcześnie występują lithalsas (N Quebec) są takie same jak rekonstruowane dla młodszego dryasu dla miejsc, gdzie stwierdzono ślady po tych pagórkach (Isarin, Renssen 1999), na przykład dla Belgii są to: średnia roczna $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$, średnia najcieplejszego miesiąca $+9\text{ }^{\circ}\text{C}$, średnia najchłodniejszego miesiąca $-24\text{ }^{\circ}\text{C}$. Podobne analogie istnieją dla innych stwierdzonych form młodszodryasowych (Wyspy Brytyjskie, Holandia) – Pissart 2003. Zaproponowano, aby kopalne lithalsas uznać za paleoklimatyczny wskaźnik temperatury (Pissart 1999).

Maksymalna średnia roczna temperatura rekonstruowana dla północno-zachodniej i centralnej Europy, na podstawie peryglacjalnych cech diagnostycznych (Isarin, Renssen 1999), wynosi: poniżej $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ na północ od $54\text{ }^{\circ}\text{N}$; izoterma $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ pokrywa się z $51\text{ }^{\circ}\text{N}$, a $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ z $50\text{ }^{\circ}\text{N}$. Są to wartości 12 do $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ niższe niż obecnie.

Maksymalna średnia temperatura najchłodniejszego miesiąca (rys. 7), obliczana na podstawie cech peryglacjalnych, dla niektórych lokalizacji z użyciem metody MCR oraz wartości temperatur lipca i rocznej, wynosiła w młodszym dryasie $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ dla środkowej partii Wysp Brytyjskich, południowej Danii i południowej Skandynawii. Izoterma $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ przebiegała przez północną Francję, południowe Niemcy i południową Polskę. Jest to różnica 20 do $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ w porównaniu z wartościami dzisiejszymi (Isarin, Renssen 1999). Temperatura w północno-zachodniej części Niżu Wschodnioeuropejskiego, obszaru w bezpośrednim sąsiedztwie lądolodu skandynawskiego, była co najmniej $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ niższa od obecnej (szacunki na podstawie danych z analiz palinologicznych – Velichko 1995; Velichko *et al.* 2002).

Kolejnym środowiskowym dowodem, uważanym za czuły wskaźnik reagujący stosunkowo szybko na zmiany klimatu są lodowce górskie. Rekonstrukcji temperatur dokonuje się między innymi na podstawie zmian położenia granicy wiecznego śniegu (*Equilibrium Line Altitude – ELA*). W Alpach, Norwegii, Finlandii i Szkocji atak chłodu w młodszym dryasie spowodował zwiększenie zasięgów lodowców górskich, co ma wyraz w postaci dobrze wykształconych



Rys. 7. Izotermi najchłodniejszego miesiąca

objaśnienia przy rys. 6

Coldest month isotherms

explanations as in Fig. 6

moren (Clapperton 1995). Na Wyspach Brytyjskich epizod ten, wydatowany się na 12 900–11 500 ka BP, nosi nazwę Loch Lomond Readvance/Stadial. Średnia temperatura lipca (zredukowana do poziomu morza) dla zachodnich wybrzeży Szkocji, rekonstruowana na podstawie wahań lodowców, wynosiła +7 °C i była o 6 °C niższa niż obecnie (Ballantyne 2006; Evans 2006). Awanse lodowców górskich w Alpach, będące odpowiedzią na ochłodzenie młodszego dryasu to faza egesen (12,7–11,6 kyr – datowanie na podstawie analizy izotopów kosmogenicznych), która charakteryzowała się obniżeniem ELA od 180 m (środkowa część obszaru) do 450 m na północy (Ivy-Ochs *et al.* 2007; Kerschner, Ivy-Ochs 2008). Na Spitsbergenie natomiast zasięg lodowców w tym czasie nie był szczególnie duży – był nawet mniejszy niż podczas Małej Epoki Lodowej (Mangerud, Landvik 2007). W Tatrach Wysokich, ciąg moren recesyjnych z młodszego dryasu powstał podczas postoju lodowca na wysokości 1750–1850 m n.p.m. (moreny SW6”i”, P6 wg Baumgart-Kotarba, Kotarba 1997, 2001). Według Dzierżka *et al.* (1987) ochłodzenie to zaznaczyło się poprzez przekształcenie płatów lodu w lodowce gruzowe, z morenami czołowymi na

wysokości 1880–1910 m n.p.m., określanymi jako III faza Doliny Pięciu Stawów Polskich.

Podczas najchłodniejszej części młodszego dryasu, najbardziej drastyczne warunki termiczne charakteryzowały północno-zachodnie wybrzeże Wysp Brytyjskich, gdzie roczna amplituda temperatury przekraczała 35 °C (rys. 7). Jeżeli porównać tę wartość z wartościami dzisiejszymi, wynoszącymi 8–10 °C (Martyn 1995), wynikającymi między innymi z łagodzącego oddziaływania Atlantyku, to różnice są znaczne. Wysokie wartości rekonstruowanych amplitud są następstwem przede wszystkim bardzo niskich temperatur najchłodniejszego miesiąca w młodszym dryasie (m.in. Denton *et al.* 2005; Broecker 2006). W rozkładzie temperatur dla tego okresu nie widać pogłębiania się kontynentalizmu ku wschodowi, a istnieje nawet tendencja odwrotna; amplituda w centralnej części Niemiec i Polski była również duża i wynosiła 30–33 °C, ale w porównaniu z dzisiejszymi wartościami (19–20 °C) różnica jest dużo mniejsza niż w przyatlantyckich „biegunach ówczesnego zima”. Rozkład temperatur najchłodniejszego miesiąca, odzwierciedlony w równoleżnikowym przebiegu rekonstruowanych izoterm, zasadniczo odmienny od obrazu

dzisiejszego (rys. 7), jest następstwem ochładzającego, a nie ocieplającego jak obecnie, wpływu Oceanu Atlantyckiego podczas załamania klimatycznego w młodszym dryasie.

Na komentarz zasługuje również kwestia powrotu zmarzliny w czasie ostatniego późnowistuliańskiego nawrotu chłodu. Generalnie przyjmuje się, że proces degradacji zmarzliny na obszarach ekstraglacialnych oraz zanik pogrzebanych brył martwych lodów na obszarach objętych lądolodem vistuliańskim zakończył się w allerödzie (Böse 1995; Kozarski 1995, 1996; Goździk 1996; Klatkova 1996; Marks 1996). Zrekonstruowany zasięg ciągłego występowania zmarzliny w młodszym dryasie w północno-zachodniej i centralnej Europie, potwierdzony śladami po diagnostycznych formach i strukturach, to ~55 °N (Isarin *et al.* 1998; Renssen *et al.* 2000), a w Europie Wschodniej – 50–52 °N (Velichko *et al.* 2002). Obecność struktur poza tak poprowadzoną granicą jest albo świadectwem przemarzania sezonowego czy występowania wyspowego, albo/również była spowodowana określonymi warunkami lokalnymi (Böse 1995; Klatkova 1996). Obserwacje obszarów, gdzie wieloletnia zmarzlina występuje współcześnie wskazują, że miejscem szczególnie uprzywilejowanym do rozwoju systemów kontrakcji termicznej są wilgotne, drobnoziarniste osady rzeczne (Romanovskij 1993). Böse (1995) jest zdania, że mimo bardzo niskich temperatur zimowych i bezśnieżnych (na zachodzie Europy) zim, wartości miesiąca najcieplejszego były zbyt duże, aby doprowadzić do powrotu oraz utrzymania się w młodszym dryasie ciągłej zmarzliny.

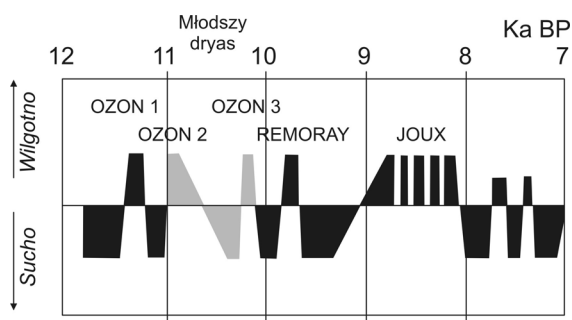
Wilgotność i opady atmosferyczne

Fazy zwilgotnienia klimatu korelują się między innymi z takimi zmianami w środowisku jak: wzmożona aktywność fluwialna wyrażona wyższymi przepływami i tendencją do roztokowania, wzrost poziomu wody w jeziorach, zmiany zespołów torfowiskowych rejestrujące podniesienie poziomu wody, redukcja w diagramach pyłkowych elementów roślinności zbiorowisk stepowych, odbudowywanie lodowców górskich, intensyfikacja procesów stokowych, rozwój martwic wapiennych na obszarach krasowych.

Charakterystyki młodszego dryasu pod względem wilgotnościowym dokonuje się głównie na podstawie świadectw geologicznych rekonstruujących aktywność fluwialną (okres wilgotny) i eoliczną (okres suchy) oraz analiz litolo-

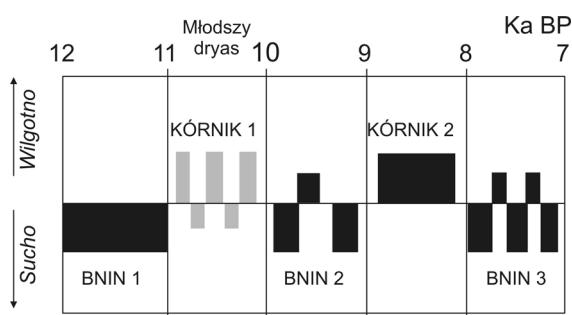
gicznych i geochemicznych osadów jeziornych służących do odtwarzania poziomu wody w zbiornikach. Młodszy dryas najczęściej opisuje się poprzez intensyfikację działalności rzek wyrażoną agradacją osadów pozakorytowych lub jako okres powstawania wydm. Oba te, następujące po sobie, typy zjawisk, udokumentowano dla doliny Mozy w Holandii (Bohncke *et al.* 1993; Vandenberghe 1995).

Odtwarzanie poziomu jezior opiera się głównie na zmianach parametrów litologicznych i geochemicznych. Najpełniejsze w tym zakresie badania w Europie dla analizowanego czasu przeprowadzono dla obszaru Jury Francuskiej, północnego przedpola Alp Francuskich i Szwajcarskich. Stwierdzono ogólną tendencję do obniżania się poziomu jezior w młodszym dryasie (rys. 8), ale w granicach okresu notuje się niestabilność tego poziomu: początek charakteryzuje się nagłym wzrostem poziomu wody, następnie około 12 000 cal BP poziom jest niski, aby pod koniec okresu ponownie wzrosnąć (Magny 2001), a więc kierunek zmian jest zgodny z wnioskami o zróżnicowaniu aktywności w środowisku fluwialnym i eolicznym. Fluktuacje poziomu wody, porównywalne do danych z jezior Europy zachodniej, zanotowano w Polsce w jeziorach kórnicko-zaniemyskich (rys. 9), ale cały młodszy dryas uznano tutaj za fazę transgresji (Wojciechowski 2000). Podniesienie poziomu wody w zbiornikach Polski północno-zachodniej (wyspa Wolin) skorelowane zostało ze spadkiem ewapotranspiracji na skutek obniżenia temperatury i zmniejszeniem infiltracji wynikającym z przemarznięcia podłoża (Latałowa, Borówka 2006). Poziom wód jeziora Gościąg w Kotlinie Płockiej jest charakteryzowany jako wysoki, choć niestabilny, z tendencją do obniżania (Starkel *et al.* 1998). Wyniki badań biostratygraficznych w tym stanowisku wskazują na bardzo suchy początek okresu a następnie wzrost wilgotności (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998). Jezioro Perespilno we wschodniej Polsce odznaczało się w młodszym dryasie spadkiem poziomu wód (Goslar *et al.* 1999), co jest interpretowane jako dowód na wzrost cech kontynentalizmu klimatu w kierunku wschodnim, przy braku przemarzniętego gruntu. Na powiązanie wahań poziomu wód w jeziorach ze zmianami klimatycznymi (okres ciepły – zwiększenie opadów, wyższy poziom wód; okres zimny – zmniejszenie opadów na skutek kontynentalizmu, niższy poziom wód) oraz na skutkujące wahaniami zmiany stosunków wodnych



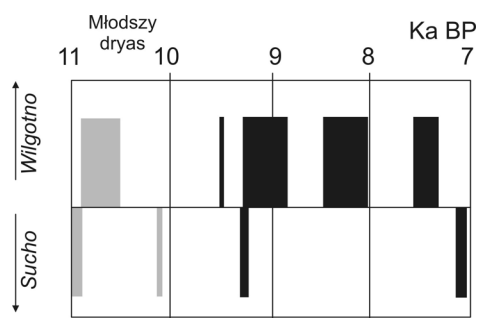
Rys. 8. Rekonstrukcja faz wysokiego i niskiego poziomu wody w jeziorach Jury Francuskiej (na podst. Wojciechowskiego 2000)

Lake level changes of the Jura lakes (after Wojciechowski 2000)



Rys. 9. Rekonstrukcja faz wysokiego i niskiego poziomu wody w jeziorach rynny kórnicko-zaniemyskiej (wg Wojciechowskiego 2000)

Lake level changes in the Kórnik-Zaniemyśl lake area (after Wojciechowski 2000)



Rys. 10. Rekonstrukcja faz suchych i wilgotnych w torfowiskach Polski wschodniej (wg Żurka *et al.* 2002)

Wet and dry phases in mires of eastern Poland (after Żurek *et al.* 2002)

w zakresie warunków odwadniania i zasilania w zmiennym środowisku późnego vistulianu zwracał uwagę Marks (1996).

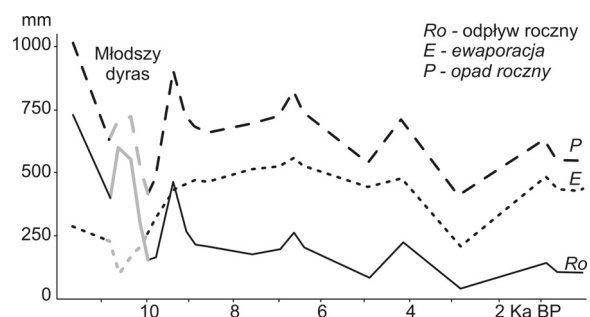
Zmiany paleohydrologiczne zarejestrowane w torfowiskach Nizy Polskiego (rys. 10) świad-

czą o dominacji w młodszym dryasie fazy wilgotnej (Żurek, Pazdur 1999; Żurek *et al.* 2002). W Tatrach i Beskidach nastąpiło ożywienie procesów stokowych, soliflukcji i spływów gruzowych (Baumgart-Kotarba 1997; Margielewski 2001), chociaż jednocześnie wyniki analiz pyłkowych wskazują na obecność w Tatrach lasów limbowych, co świadczy o kontynentalnych cechach klimatu (Obidowicz 1993).

Opady roczne wysokości 500 do 700 mm, wykazujące w pierwszej części młodszego dryasu tendencję rosnącą, a pod koniec spadkową, przy zmniejszonym parowaniu, zostały skalkulowane dla centralnej Polski przez Rotnickiego (1991) na podstawie retrodykcji paleoprzepływów środkowej Prozny (rys. 11). Z kolei Starkel (1991) zakłada dla opisywanego przedziału czasowego dla południowej Polski spadek wielkości opadów, z wartościami około 300 mm rocznie (rys. 12). Według tego Autora faza zwilgotnienia klimatu, interpretowana dla Polski na podstawie wzmożonej aktywności hydrologicznej zaczyna się w drugiej połowie młodszego dryasu (Starkel 2011).

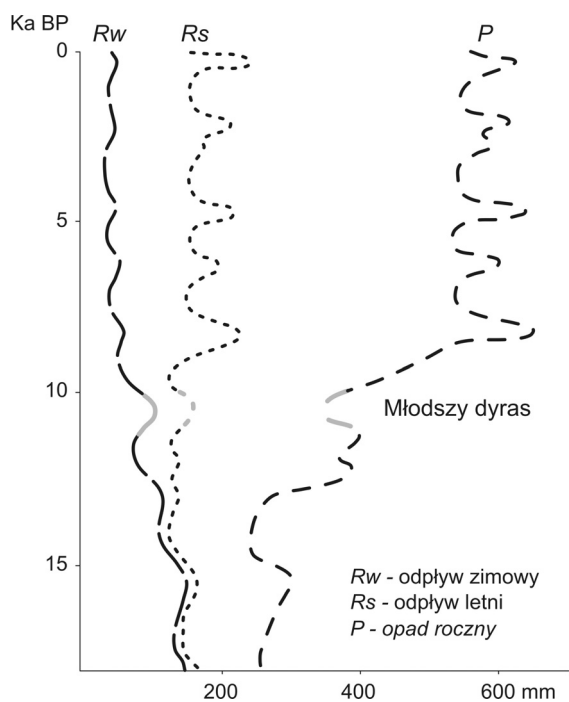
Velichko (1995; *et al.* 2002) dla Niziny Wschodnioeuropejskiej podaje wartości rocznych opadów rzędu 350 mm (dziś – 600 mm). Rozwój gatunków stepowych jest podstawą do wniosków o spadku wilgotności w zachodniej części Półwyspu Iberyjskiego (Boessenkool *et al.* 2001).

Różnice w rozkładzie warunków wilgotnościowych w poszczególnych częściach Europy w wydzielonych częściach okresu wraz z zakładaną przyczyną zróżnicowania przedstawiono w części dotyczącej podziału młodszego dryasu (rozdział „Podział młodszego dryasu”).



Rys. 11. Rekonstrukcja cech reżimu hydrologicznego rzek Polski środkowej (wg Rotnickiego 1991)

Runoff in central Poland (after Rotnicki 1991)



Rys. 12. Rekonstrukcja cech reżimu hydrologicznego rzek Polski południowej (wg Starkla 1991)

Runoff in southern Poland (after Starkel 1991)

W związku z bardzo niskimi temperaturami młodszego dryasu, zakłada się, że większość opadów występowała w postaci śniegu (Isarin *et al.* 1998), choć pokrywa śnieżna, przynajmniej w północno-zachodniej Europie, nie była w stanie się utrzymać ze względu na skąpą pokrywą roślinną oraz bardzo silne wiatry. Mięszczość pokrywy śnieżnej mogła rosnać w kierunku wschodnim z powodu wzrastającej zwar-

tości szaty roślinnej oraz relatywnie mniejszych prędkości wiatrów.

Warunki aerodynamiczne

Kierunki i siła wiatrów w młodszym dryasie są rekonstruowane głównie na podstawie morfologii oraz struktury wewnętrznej wydm oraz piasków pokrywowych. W Europie obszarami o najlepiej poznanej i rozwiniętej rzeźbie eolicznej z tego okresu są Holandia i Polska. Generalnie zakłada się kierunek zachodni wiatrów, z możliwością wystąpienia kierunku południowo-zachodniego, chociaż badacze zwracają uwagę na możliwości występowania innych kierunków wiatrów wydmotwórczych uwarunkowanych morfologią terenu (Maarleveld 1960; Dylkowa 1969; Krajewski 1977; Nowaczyk 1986; Manikowska 1991; Isarin *et al.* 1997; Isarin, Renssen 1999 i inni). Badania teksturalne dla niektórych stanowisk wydmowych w Polsce pozwoliły na określenie prędkości wiatrów przy powierzchni ziemi na 3 do 6 m/s, z możliwością osiągania w porywach wartości 6–9 m/s (Krajewski 1977; Nowaczyk 1986; Szczypek 1986). W innych obszarach Europy takie analizy nie były prowadzone. W Holandii prędkość wiatru w młodszym dryasie ocenia się na ponad 5 m/s (Isarin *et al.* 1997; Isarin, Renssen 1999). Są to estymacje w oparciu o AGCM, na podstawie których twierdzi się jednocześnie, że prędkości wiatrów w Europie malały w kierunku wschodnim (*op. cit.*).

OCHŁODZENIE MŁODSZEGO DRYASU NA ŚWIECIE

Poglądy na temat zasięgu przestrzennego ochłodzenia młodszego dryasu ewoluowały wraz z rozwojem metod jego identyfikacji i precyzji datowania. Fakt upatrywania jego przyczyn przede wszystkim w mechanizmach rządzących cyrkulacją oceaniczną skłaniał do uznawania kierunku zmian klimatycznych w tym czasie jako zjawiska globalnego, a co najmniej odczuwalnego w skali półkuli północnej, ale wykraczającego szeroko poza obszary północnego Atlantyku oraz północno-zachodniej i środkowej Europy (Petee 1995; Björck 2007). Rekonstrukcje o wysokiej rozdzielczości czasowej (rozdział „Poglądy na czas trwania...”) pozwalają z dużą dozą pewności traktować młodszego dryasu jako zjawisko synchro-

niczne przynajmniej w rejonie północnego Atlantyku (np. Goslar *et al.* 1995).

Za światowym zasięgiem zjawiska świadczą na przykład rekonstrukcja zmian poziomu morza dokumentowana poprzez przyrosty raf koralowych u wybrzeża Barbadosu. Transgresja morska, która na skutek wytapiania się lądolodów charakteryzowała późny vistulian, była podczas młodszego dryasu spowolniona (Fairbanks 1989). Szeroki zasięg oddziaływania pogorszenia warunków klimatycznych w młodszym dryasie jest potwierdzony również w osadach o rocznej laminacji głębokomorskiego rdzenia Cariaco u wybrzeży Wenezueli (Hughen *et al.* 1996, 1998). Stwierdzono tam wzmożoną intensywność cyrkulacji pasatowej

w pasie przyrównikowym północnego Atlantyku, która spowodowała wynoszenie wód z głębin oceanicznych (*upwelling*) i ochładzanie powietrza atmosferycznego. Przemiany te są odzwierciedlone we właściwościach osadów, na które składają się warstwy ciemne, bogate w plankton oraz jasne, o zwiększonej zawartości okruchów mineralnych (tzw. *grey scale*).

Dzięki rozpoznaniu ochłodzenia młodszego dryasu w osadach lądowych w postaci dowodów paleobiologicznych i geologicznych, skorelowanych z zapisami w głębokomorskich rdzeniach atlantyckich i lodowych rdzeniach grenlandzkich, fakt gwałtownego pogorszenia klimatu na terenie północno-zachodniej i środkowej Europy był od dawna niekwestionowany (Lowe *et al.* 1994). Podobne warunki odtworzył Velichko (1995; Velichko *et al.* 2002) dla wschodniej Europy i Syberii. Przemiany środowiska towarzyszące ochłodzeniu w tym czasie zostały tam zrekonstruowane na podstawie zmian szaty roślinnej. Za pewne uznaje się, że synchroniczne ochłodzenie miało miejsce również na południu Europy. Dowody dla akwenu Morza Śródziemnego pochodzą z osadów laminowanych jeziora Monticchio (S Włochy), gdzie rekonstrukcja szaty roślinnej oraz wyniki analiz fizykochemicznych pozwoliły na korelację zarejestrowanego tam wahnięcia klimatu u schyłku plejstocenu ze wskaźnikami z lodowych rdzeni grenlandzkich (tab. 2) (Allen *et al.* 1999; Huntley *et al.* 1999).

Oddziaływanie wychłodzonej powierzchni północnego Atlantyku na klimat w młodszym dryasie jest udokumentowane w północno-wschodniej części Ameryki Północnej. W szeregu stanowisk wschodniej Kanady (Nowy Brunshwik, Nowa Szkocja) znajduje się potwierdzenie w formie zubożenia roślinności oraz domieszki materiału mineralnego w osadach jeziornych. Raptowne pogorszenie warunków zanotowano również w licznych profilach palinologicznych zlokalizowanych w otoczeniu jezior Michigan, Erie i Huron (Peteet 1994, 1995). Rekonstrukcje paleoklimatyczne wskazują na spadek średniej rocznej temperatury powietrza o 6–7 °C, czyli porównywalnie z warunkami w Europie.

Wyraźny sygnał klimatyczny pochodzi z okołopacyficznych obszarów półkuli północnej. W stanowiskach w Chinach zmiany odzwierciedlają się w wahaniach składu izotopowego nacieków jaskiniowych oraz podatności magnetycznej lessów. Czas trwania ochłodzenia dla nacieków Jaskini Tangshan (E Chiny) został

określony metodą uranowo-torową na 12 500–11 540 lat BP (Zhao *et al.* 2003). W Japonii, na podstawie chronologii warwowej osadów laminowanych Jeziora Suigetsu oraz wyników analizy pyłkowej, zidentyfikowano ochłodzenie młodszego dryasu, które wydatowano na 12 300–11 250 lat BP (Nakagawa *et al.* 2003). W świetle uzyskanych wyników wnioskuje się o spadku średniej rocznej temperatury powietrza o 2 do 4 °C. Wschodnia Azja była w młodszym dryasie obszarem suchym, co było konsekwencją osłabienia letniego monsunu wskutek wychłodzenia kontynentu Euroazji i zmniejszenia różnicy temperatury pomiędzy lądem a morzem. Datowania wskazują, że początek i koniec okresu był opóźniony o przynajmniej 200–300 lat w stosunku do obszarów zlewiska północnego Atlantyku.

Inny scenariusz przebiegu zdarzeń u schyłku plejstocenu zakłada się dla umiarkowanych szerokości geograficznych półkuli południowej. Najbardziej zaawansowane są badania odtwarzające stan środowiska oraz pozwalające ustalać precyzyjnie chronologię zdarzeń w południowej części Chile i Argentyny oraz na Nowej Zelandii. Na podstawie rekonstrukcji o wysokiej rozdzielczości czasowej przeprowadzonych dla osadów jeziornych stanowisk Ameryki Południowej (Huelmo, Lago Mascardi i Laguna Potrok Aike) ramy czasowe dla zimnego epizodu u schyłku vistulianu określone zostały na 13 200–12 000 cal yr BP (Hajdas *et al.* 2003; Haberzettl *et al.* 2007). Znaczy to, że południowoamerykański „odpowiednik” młodszego dryasu wyprzedza ten „europejski” o około 550 lat kalendarzowych, a więc przypada na połowę allerödu i połowę młodszego dryasu. Szczegółowo odtworzone zostało także środowisko schyłku ostatniego okresu zimnego w Nowej Zelandii. Najnowsze doniesienia z tego regionu, oparte na analizach palinologicznych (Wilmshurst *et al.* 2007), wysoko precyzyjnych datowaniach radiowęglowych osadów laminowanych (Kaipo bog – Hajdas *et al.* 2006) oraz awansach lodowców górskich (Franz Josef Glacier – Turney *et al.* 2007) są świadectwem niejednoczesności ochłodzenia na kuli ziemskiej. Daty graniczne ochłodzenia ustalono tutaj na 13 600 i 12 600 cal yr BP.

Wynikająca z analiz osadów lądowych półkuli południowej chronostratygrafia schyłku vistulianu jest potwierdzeniem rekonstrukcji paleoklimatycznych wykorzystujących pomiary składu powietrza w rdzeniach lodowych Byrd i Vostok na Antarktydzie (Blunier *et al.* 1998). Porównując krzywą termiczną zrekonstruowaną

tu na podstawie pomiarów składu izotopowego wodoru (D/H) z wynikami z rdzeni grenlandzkich (Dansgaard *et al.* 1993; Johnsen *et al.* 2001) uzyskuje się dowody na asynchronizację zmian klimatycznych na obu półkulach. Rdzenie antarktyczne zawierają sygnał ochłodzenia bezpośrednio poprzedzającego holocen, tzw. *Antarctic cold reversal* (ACR), które miało miejsce zdecydowanie wcześniej niż na półkuli północnej i było słabsze niż w rdzeniach grenlandzkich. ACR trwał od około 13 800 ico yr BP do około 12 200 ico yr BP, a więc rozpoczął się 500–1000 lat przed młodszym dryasem i zakończył co najmniej 400 lat wcześniej (za Björckiem 2007). Następujący po tym epizodzie wzrost temperatury do granicy z holocenem (granica w sensie *Greenland event stratigraphy*) trwał około 600 lat. Wynika z tego, że tempo

zmian klimatycznych na półkuli południowej musiało być powolniejsze, albo, jak niekiedy sugeruje się, holocen zaczął się na półkuli południowej wcześniej (Björck 2007).

Przy obecnym stanie wiedzy nie ma jednoznacznej odpowiedzi na pytanie, z czego wynikają wymienione różnice pomiędzy półkulami. Najczęściej przyjmowana hipoteza mówi, że cyrkulacja termohalinowa, zaburzona pod koniec vistulianu na północnym Atlantyku na skutek względnie nagłego dopływu zwiększonych mas słodkiej wody, która była przyczyną ochłodzenia półkuli północnej, jednocześnie spowodowała, że pozostałe na południowym Atlantyku większe ilości ciepła wywołały w pasie wokółantarktycznym ocieplenie (za Alley’em 2000; Björckiem 2007).

EFEKTY MORFOGENETYCZNE OCHŁODZENIA MŁODSZEGO DRYASU W REGIONIE ŁÓDZKIM

W ocenie śladów w rzeźbie i budowie geologicznej skutków młodszego dryasu w regionie łódzkim wykorzystano materiały opracowywane na przestrzeni kilkudziesięciu lat – od przełomu lat czterdziestych i pięćdziesiątych ubiegłego wieku do chwili obecnej – przy zastosowaniu metod o różnym stopniu zaawansowania. Zebrane dane były interpretowane przez pryzmat różnego, właściwego dla etapu ich powstawania, stopnia rozpoznania specyfiki środowiska późnovistuliańskiego. Uwzględniono zmieniające się na przestrzeni lat poglądy na stratygrafię ostatniego (vistuliańskiego) okresu zimnego, szczególnie jego schyłku oraz przyporządkowywanie czasowe określonych zdarzeń morfogenetycznych.

W pierwszym etapie badań nad morfogenezą ostatniego okresu zimnego, stosowana była terminologia nawiązująca do stratygrafii alpejskiej i poglądów Woldstedta, adaptowana przez Dylika (1961), dzieląca piętro na würm wstępujący, pełnię würmu i würm zstępujący (również: faza wstępująca, faza pełni i faza zstępująca würmu). Przedział czasowy ochłodzenia

młodszego dryasu mieścił się w würmie zstępującym, identyfikowanym początkowo jako okres postępującego ocieplenia od maksimum ostatniego zlodowacenia, czyli dłuższy niż obecne pojmowanie terminu „późny vistulian”. Z czasem granice czasowe ulegały przesuwaniu w taki sposób, że czas przypisywany do fazy zstępującej ulegał skracaniu (Dylik 1967a). W rozprawie przyjęto podział stratygraficzny ostatniego piętra zimnego zgodnie ze schematem stosowanym w Polsce dla strefy staroglacjalnej (rys. 3). Podział na wczesny vistulian, plenivistulian (pełny vistulian, pleniglacjał) i późny vistulian, nawiązujący do stratygrafii holenderskiej Zagwijnna opartej na danych paleobotanicznych, został po raz pierwszy wykorzystany przez Dylika (1964). Taka chronostratygrafia została zaproponowana przez Kozarskiego (1981) dla Niziny Wielkopolskiej, a następnie szerzej stosowana w Polsce, w tym powszechnie dla regionu łódzkiego (Klatkova 1996; Turkowska 1999, 2006). Stratygrafia tak ujmowanego późnego vistulianu została zamieszczona w tabeli 1.

STAN ŚRODOWISKA I CECHY KLIMATU PODCZAS OCHŁODZENIA MŁODSZEGO DRYASU

W regionie łódzkim cechy środowiska podczas ochłodzenia młodszego dryasu są rekon-

struowane przede wszystkim na podstawie historii rozwoju roślinności oraz dowodów geologicz-

nych wiązanych z dziedziną peryglacjalną. Odtworzenie stanu środowiska, obejmujące warunki klimatyczne, będzie podstawą wnioskowania o potencjalnej intensywności i efektach procesów rzeźbotwórczych charakteryzowanego odcinka czasowego.

Wzięte pod uwagę przy analizie środowiska i morfogenezy ochłodzenia młodszego dryasu stanowiska z regionu łódzkiego ilustruje rysunek 13. Posiadają one z reguły dokumentację w postaci określonego wskaźnika wieku bezwzględniego. Za istotne z punktu widzenia postawionego w pracy celu uznano dwadzieścia trzy datowania konwencjonalne uzyskane metodą radiowęglową oraz jedno techniką termoluminescencyjną. Wiek dowodów geologicznych analizowanego przedziału czasowego określany jest w stanowiskach regionu łódzkiego generalnie w sposób pośredni i opiera się na datowaniu podścielających i nadległych serii organicznych oraz na przesłankach morfologicznych, z przyjęciem założenia o zgodności między cechami osadu i warunkami środowiskowymi jego powstawania. Pośrednie datowanie wynika z faktu, że osady młodszego dryasu, powstałe w warunkach klimatu chłodnego, są najczęściej reprezentowane przez nieprzydatne do przeprowadzenia oznaczeń wieku radiowęglowego. Niezależnie od możliwości datowania, tylko trzy oznaczenia wieku radiowęglowego: ze stanowisk: Witów – $10\,815 \pm 160$ lat BP (Wasylikowa 1999–2001), Józefka – $10\,380 \pm 220$ lat BP (Forysiak 2005) i Koźmin – $10\,310 \pm 90$ lat BP (Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007) są stratygraficznie przypisane młodszemu dryasowi; pozostałe, mimo że często zawierające się w przedziale 11 000–10 000 lat BP, który należy do chronozony młodszego dryasu zgodnie z podziałem Mangerud *et al.* 1974, w wyniku interpretacji paleobotanicznej albo oceny sytuacji geologicznej są uznane za powstałe w allerödzie lub okresie preborealnym. Zagadnienie wskaźnika wieku TL próbki ze stanowiska Zgierz-Rudunki jest poruszone w dalszej części pracy.

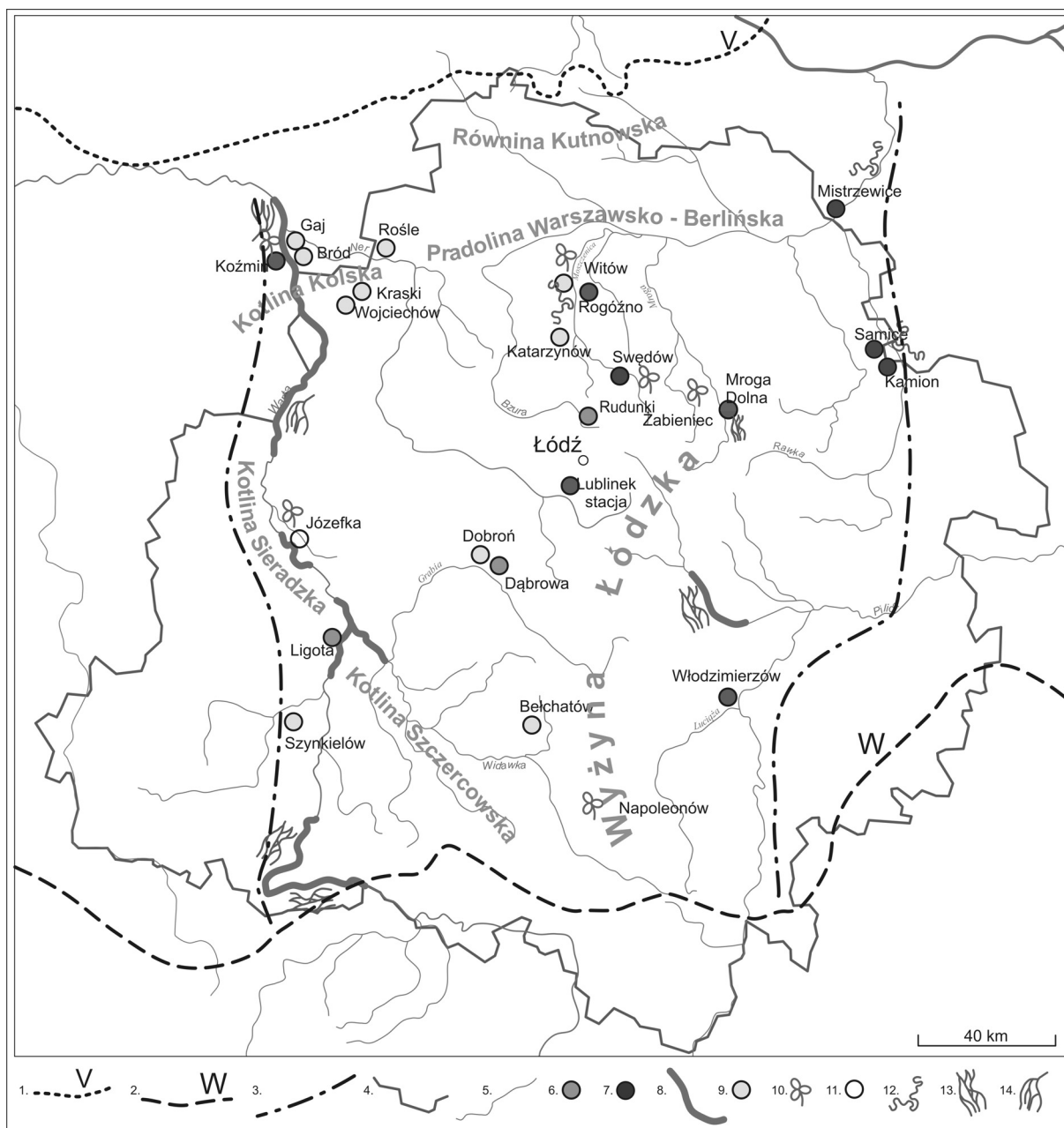
Szczegółowe dane geochronologiczne ze stanowisk regionu łódzkiego wraz z określeniem środowiska depozycyjnego oraz rodzaju datowanego materiału zestawiono w tabeli 3. Ze względu na istnienie dokładnych granic wieku rzeczywistego młodszego dryasu, podjęto próbę przeliczenia datowań konwencjonalnych na wiek kalendarzowy. Kalibracja datowań radiowęglowych została wykonana za pomocą programu OxCal v. 4.1 (Bronk Ramsey 1995) na podstawie krzywej kalibracyjnej IntCal09 (Reimer *et al.*

2009) i wyrażona w latach BP (przed AD 1950). Uzyskany wiek kalibrowany, będący przedziałem odpowiadającym 95,4 % prawdopodobieństwa prawdziwego wieku, zawiera się często w bardzo szerokim przedziale czasowym (tab. 3). Jak wiadomo (rozdział „Poglądy na czas trwania...”), w wyniku małej precyzji krzywej kalibracyjnej dla przedziału czasowego młodszego dryasu, powstaje pytanie o zasadność wykonywania takich wyliczeń. Na uwzględnienie w tabeli wyników obliczeń zdecydowano się jednak między innymi ze względu na fakt, że analogiczne procedury przeliczania wieku wyrażonego w latach radiowęglowych na wiek rzeczywisty dla okresu późnego vistulianu są praktykowane, na przykład powszechnie przez badaczy holenderskich (Hoek, Bohncke 2001; Vandenberghe *et al.* 2004).

Palinologiczny obraz ochłodzenia

Wahania klimatyczne późnego vistulianu w środkowej Polsce mają swoje odzwierciedlenie w towarzyszących im przemianach gatunkowych zbiorowisk roślinnych oraz zmieniającej się zawartości pokrywy leśnej. W najstarszym dryasie występowała tutaj tundra, w böllingu wkroczył luźny las brzoźowy, dla starszego dryasu przyjmuje się panowanie tundry parkowej, a optimum allerödu charakteryzowało się obecnością zwarłego lasu sosnowo-brzoźowego (Wasylikowa 1964; Madeyska 1998; Latałowa 2003).

Warunki, jakie zapanowały podczas ochłodzenia młodszego dryasu spowodowały znaczące zmiany w szacie roślinnej. Gatunki o wyższych wymaganiach termicznych, obecne w mieszanych lasach allerödskich, ustąpiły gatunkom właściwym zbiorowiskom roślinności okresów zimnych. Roślinnością charakterystyczną dla omawianego okresu była w niżowej Polsce mozaika lasu, tundry i stepu, ku południowi przechodząca w zbiorowiska luźnego lasu mieszanego (za Madeyską 1998) – rys. 14. Można przyjąć, że cały obszar regionu łódzkiego został zajęty przez zbiorowiska o podobnym składzie gatunkowym i charakteryzujące się taką samą zawartością pokrywy leśnej, co wynikało z takich samych warunków klimatycznych, takiego samego stopnia rozwoju gleb oraz podobnej odległości od ostoi. W poziomach diagramów palinologicznych przyporządkowanych ochłodzeniu młodszego dryasu odzwierciedla się ograniczenie lesistości (wyrażona procentowym udziałem AP) oraz ekspansja roślin zielnych (% NAP). Do typowych



Rys. 13. Rozmieszczenie stanowisk dokumentujących ochłodzenie młodszego dryasu w regionie łódzkim

1 – maksymalny zasięg zlodowacenia wisły wg Roman 2003 (północna granica regionu); 2 – maksymalny, hipotetyczny zasięg stadiału warty wg Turkowskiej 2006 (południowa granica regionu); 3 – zachodnia (dolina Warty) i wschodnia (dolina Rawki) granica regionu; 4 – granica województwa łódzkiego; 5 – sieć rzeczna; 6 – stanowiska dokumentujące procesy w środowisku stokowym; 7 – stanowiska dokumentujące procesy w środowisku fluwialnym; 8 – analizowane odcinki rzek; 9 – stanowiska dokumentujące procesy w środowisku eolicznym; 10 – stanowiska posiadające dokumentację paleobotaniczną; 11 – stanowiska datowane; 12 – meandrowe rozwinięcie koryta; 13 – roztokowe rozwinięcie koryta; 14 – odcinki rzeki *anabranching*

Localities in the Łódź Region with the Younger Dryas record

1 – maximum extent of the Weichselian ice sheet after Roman 2003 (northern boundary of the region); 2 – maximum extent of the Wartian ice sheet after Turkowska 2006 (southern boundary of the region); 3 – western (Warta River valley) and eastern (Rawka River valley) boundaries of the region; 4 – Łódź voivodship boundaries; 5 – river network; 6 – slope sedimentary environment localities; 7 – fluvial sedimentary environment localities; 8 – fluvial sedimentary environment sections; 9 – aeolian sedimentary environment localities; 10 – localities with studies in the pollen; 11 – localities dated by radiocarbon and TL; 12 – palaeomeanders; 13 – braided channels; 14 – anabranching river



Rys. 14. Zbiorowiska roślinne młodszego dryasu w Polsce (wg Madeyskiej 1998)

Vegetation association of the Younger Dryas in Poland (after Madeyska 1998)

składników flory należały między innymi: heliofity (*Helianthemum* – posłonki, *Artemisia* – bylice, Chaenopodiaceae – komosowate), elementy tundrowe (*Selaginella selaginoides* – widliczka, Ericaceae – wrzosowate, *Empetrum* – bażyna, *Betula nana* – brzoza karłowata), elementy stepowe (*Ephedra distachya* – przęśl, *Gypsophila fastigiata* – lyszczec baldachogronowy, *Bupleurum* – przewiercień) oraz jałowiec (*Juniperus*). W stanowiskach regionu łódzkiego nie stwierdzono występowania krzewinki, od której pochodzi nazwa ochłodzenia, prawdopodobnie ze względu na zbyt ubogie podłoże; *Dryas octopetala* (dębik ośmiopłatkowy) jest pionierskim gatunkiem tak zwanej flory dryasowej, rosnącym na podłożu bogatym w składniki mineralne.

Wyrazistość zapisu florystycznego, pozwalająca na podjęcie prób interpretacji paleośrodowiskowych krótkich fluktuacji klimatycznych, zależy w znacznym stopniu od typu siedliska. Zmiany składu roślinności zarejestrowane dla suchych wydmywych siedlisk miały ostrzejszy przebieg niż dla stabilniejszych ekosystemów rzecznych (Madeyska 1998; Hoek 2001). Przy interpretacji poziomów pyłkowych okresów zimnych, należy mieć też na uwadze fakt potencjalnego występowania w spektrum mate-

riału z dalekiego transportu. Dotyczy to głównie pyłku sosny, którego wysoka frekwencja w młodszym dryasie, niekiedy przewyższająca wartości notowane dla borów allerödskich, wynika z właściwości tego pyłku do łatwego przemieszczania się w otwartym terenie (Jastrzębska-Mamełka 1985). Dla kontrastu, obecność mało lotnego pyłku jałowca, świadczy o obecności tego gatunku w bezpośredniej okolicy stanowiska (Madeyska 1998).

Obraz palinologiczny pogorszenia warunków klimatycznych w młodszym dryasie jest na analizowanym obszarze scharakteryzowany w 5 stanowiskach: Witów (Wasylikowa 1964, 1999–2001), Napoleonów (Balwierz 1980), Swędów (Kamiński 1993), Koźmin (Turkowska *et al.* 2000, 2004; Petera 2002) i Józefka (Balwierz 1997). Wyznaczone granice paleobotaniczne zbiegają się ze zmianą typu osadów na uboższy w materiał organiczny.

Stanowisko Witów (Wasylikowa 1964, 1999–2001) położone jest w północnej części analizowanego obszaru (rys. 13). W stanowisku tym już w latach sześćdziesiątych ubiegłego wieku prowadzone były badania interdyscyplinarne – geologiczne, geomorfologiczne, paleobotaniczne i archeologiczne. Wyniki tych badań, jak i te

Tabela 3

Zestawienie datowań ze stanowisk regionu łódzkiego

Results of dating

Nr	Stanowisko	Datowany materiał	Wiek ¹⁴ C BP	Wiek TL	Wiek kalibrowany BP (0 BP = 1950) (95,4 %)	Literatura
1	Zgierz-Rudunki	Piaszki depozycji naśnieżnej (stok suchej doliny denudacyjnej)		12 800 ± 1900 (Lub 769)		Klatkova 1993
2	Swędów (Moszczenica)	Mułki w spągu paleokoryta (AL)	10 850 ± 180 (Lod 304)		13 271 (95,4 %) 12 136	Kamiński 1993
		Mułki wypełnienia paleokoryta (PB)	10 370 ± 250 (Lod 286)		12 685 (95,4 %) 11 306	
3	Rogóżno (Moszczenica)	Mułki w spągu paleokoryta (AL)	10 400 ± 200 (Lod 411)		12 668 (92,8 %) 11 597 11 556 (1,8 %) 11 474 11 444 (0,8 %) 11 408	Kamiński 1993
4	Kamion (Rawka)	Mułki organiczne paleokoryta (AL)	11 250 ± 170 (Lod 680)		13 429 (95,4 %) 12 719	Kobjek 2000
5	Mistrzewice (Bzura)	Osady organiczne spągu paleokoryta (PB)	9 640 ± 160		11 404 (95,4 %) 10 501	Andrzejewski 1991
6	Włodzimierzów (Luciąża)	Osady organiczne równi zalewowej (AL ?)	10 920 ± 100 (Lod 882)		13 072 (95,4 %) 12 620	Wachecka-Kotkowska 2004
7	Lublinek „stacja” (dolinka boczna Neru)	Gleba hydromorficzna (AL) podście- lająca osady rzeki roztokowej	11 320 ± 160 (Lod 444)		13 573 (95,4 %) 12 754	Turkowska 1992b
8	Koźmin (Warta)	Pień sosny zwyczajnej ze stropu torfowiska (YD)	10 310 ± 90 (Lod 1402)		12 518 (1,6 %) 12 481 12 426 (93,8 %) 11 765	
		Torf (AL/YD) (terasa niska)	10 200 ± 430 (Gd 9740)		12 941 (95,4 %) 10 660	Petera-Zganiacz, Dzied- uszyńska 2007
			10 350 ± 90 (Lod 1389)		12 542 (92,1 %) 11 954 11 895 (3,3 %) 11 827	

9	Józefka	Torf (YD)	10 380 ± 220 (Lod 676)		12 665 (95,4 %) 11 394	Forysiak 2005
10	Witów	Zabytki ponad glebą kopalną (YD ?)	10 815 ± 160 (Gro 828)		13 104 (91,8 %) 12 512 12 505 (3,6 %) 12 422	Wasylikowa 1999-2001
11	Dobroń	Gleba kopalna (AL)	11 770 ± 80 (Gro 6631)		13 802 (95,4 %) 13 418	Manikowska 1985
12	Betchatów	Gleba kopalna (AL)	10 960 ± 60 (Gro 6915)		12 987 (89,5 %) 12 655 13 068 (5,9 %) 13 005	Manikowska 1985
13	Szynkielów	Gleba kopalna (AL) Gleba kopalna (PB)	11 030 ± 70 (Gro 6913)		13 103 (95,4 %) 12 699	Manikowska 1985
14	Borki Lipowskie	Gleba kopalna (AL)	9 380 ± 50 (Gro 6914)		10 735 (94,5 %) 10 494 10 452 (0,9 %) 10 442	Manikowska 1985
15	Kraski	Węgle drzewne znad gleby (YD ?)	10 860 ± 120 9 740 ± 100 (Gro 3300)		12 989 (90,5 %) 12 574 13 070 (4,9 %) 13 001 11 350 (95,4 %) 10 749	Krajewski 1977
			10 500 ± 250 (Gd 304)		13 090 (95,0 %) 11 702 11 668 (0,4 %) 11 645	Krajewski 1977
			10 530 ± 585 (Gd 294)		13 662 (95,4 %) 10 696	Krajewski 1977

z końca lat dziewięćdziesiątych XX w., pozwalające na korelację z profilem Gościąg (rys. 15, 16), spowodowały, że stanowisko Witów ma znaczenie ponadregionalne. Do zarejestrowanych tam wydarzeń można odnosić zdarzenia zachodzące w opisywanym w niniejszej monografii obszarze i czasie.

Profil pyłkowy, pochodzący z torfowiska ząbwiącego się z osadami wydmowymi, oraz analiza makroszczałów roślinnych dokumentują historię przemian roślinności w całym okresie późnego vistulianu i wczesnym holocenie. Stanowisko zostało przebadane dwukrotnie, z czego starsza interpretacja (Wasylikowa 1964) koncentruje się przede wszystkim na odcinku późnego gładcału, od najstarszego dryasu po okres preborealny, natomiast reinterpretacja (Wasylikowa 1999-2001) dotyczy odcinka od młodszego dryasu po okres subborealny. Położenie w suchym i wrażliwym ekosystemie piaszczystym, na kontakcie z osadami organicznymi, pozwoliło na przyporządkowanie zarejestrowanych zmian roślinności odpowiednim jednostkom stratygraficznym.

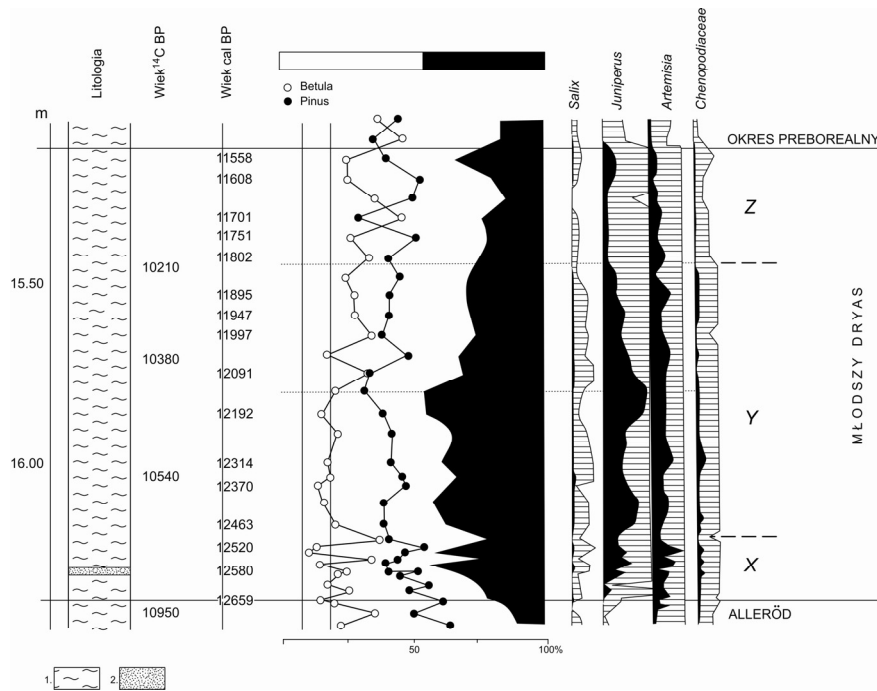
Charakterystyka szaty roślinnej w młodszym dryasie w stanowisku Witów (rys. 16) oparta została na analizie próbek pobranych z osadów 1,5-metrowej miąższości, składających się z zapiaszczonej gytii ząbwiącej się z piaskiem. O skali rozrzedzenia lasu wnioskuje się tutaj z bardzo wysokich wartości NAP, które przekraczają nawet 50 %. Sosnowe bory allerödskie uległy takiemu ograniczeniu, że w interpretacji z 1964 roku zasugerowana została możliwość przesunięcia się granicy lasu na południe (pogląd ten nie został potwierdzony). Zarejestrowany w spągowej, najbardziej rozciągniętej części diagramu początek młodszego dryasu w Witowie stanowi zapis narastania zimna, odzwierciedlony we wzroście NAP do około 30 % i pojawieniu się gatunków chłodnych, otwartych siedlisk. Borealne leśne zbiorowiska allerödu przekształciły się w tundrę parkową. Następnie dochodzi do maksymalnego ograniczenia lasu (NAP do 50 %), rozprzestrzenienia heliofitów (*Artemisia*, *Juniperus* – do kilkunastu %, ciągły przebieg krzywej *Chenopodiaceae* o wartości do 1,5 %) z dużym udziałem *Gramineae* i *Cyperaceae*. W tym czasie krzywe *Betula* i *Pinus* spadają do minimum (odpowiednio 13 % i 23 %), a wzrasta udział *Salix* (do kilku %). Jest to okres skrajnie niekorzystnych warunków termiczno-wilgotnościowych. Pod koniec analizowanego okresu chłodne taksony wycofują się, następuje sukcesja roślinności leśnej – na granicy z holocenem udział NAP wynosi już tylko 10 %. Kra-

jobraz panujący w sąsiedztwie stanowiska Witów w młodszym dryasie został określony jako luźne lasy sosnowo-brzozowe z dużą domieszką elementów tundrowych.

W zlokalizowanym w dolinie Warty, na północno-zachodnim skraju regionu **stanowisku Koźmin** (Turkowska *et al.* 2000, 2004; Petera 2002) – rys. 13, analizie palinologicznej, wykonanej przez dr Grażynę Miotk-Szpiganowicz, poddane zostały osady ze strefy międzykorytowej wielokorytowego systemu rzecznej, wykształcone w postaci gytii mułkowej z przewarstwieniami piasku znajdujących się 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 schyłek allerödu (tab. 3).

Stwierdzone chłodniejsze warunki klimatyczne wyrażają się w stanowisku Koźmin zmniejszeniem zwartości lasu (NAP 40 %), redukcją pyłku *Pinus*, wzrostem wartości procentowych *Betula*, *Salix*, *Gramineae* oraz pojawieniem się gatunków przestrzeni otwartych, charakterystycznych dla zbiorowisk tundrowych (*Artemisia*, *Betula nana*, *Chenopodiaceae*, *Ericaceae*). Należy zwrócić uwagę, że załamania krzywych na granicy alleröd–młodszy dryas nie są tak ostre jak w przypadku diagramu z Witowa. Ten brak kontrastu może wynikać z podkreślanych tutaj zimnych warunków schyłku allerödu, lub też 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 również nie został on stwierdzony w szeregu innych stanowisk Polski niżowej. Dostępne ze stanowiska Koźmin diagramy nie dokumentują biostratygraficznej granicy z holocenem, ale w analizowanych odcinkach uchwycono tendencję łagodnienia warunków wyrażoną większym udziałem AP.

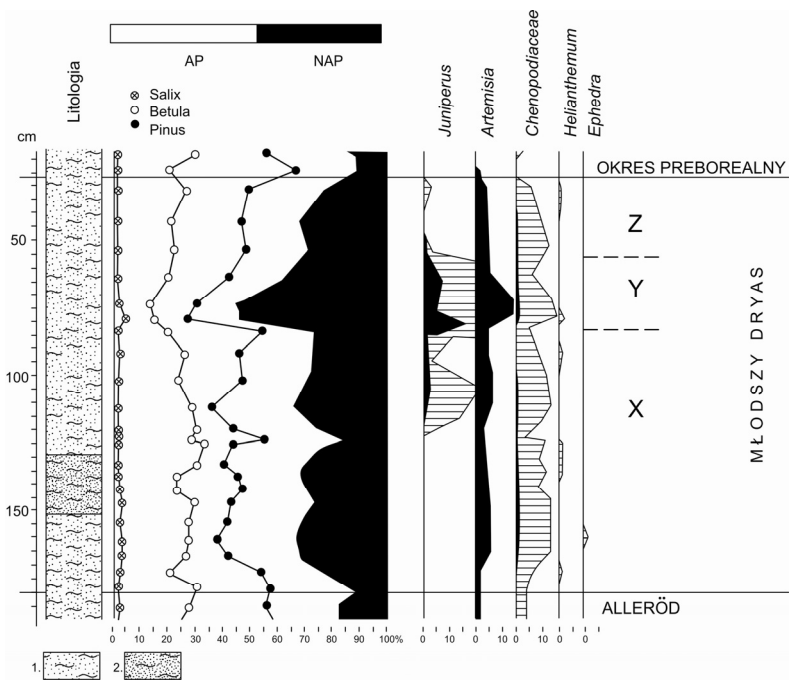
Stanowisko Józefka położone jest w marciej dolinie rzecznej Jadwiczny-Pichny, w której w górnym plenivistulianie funkcjonowała Warta (Forysiak 2005) – rys. 13. Analizie palinologicznej (Balwierz 1997) poddane zostały osady torfowiska, którego spąg wydатовano metodą radiowęglową na $10\,380 \pm 220$ lat BP (tab. 3).



Rys. 15. Diagram pyłkowy dla młodszego dryasu ze stanowiska Gościąż (uproszczony, wg Ralskiej-Jasiewiczowej *et al.* 1998)

1 – gytja; 2 – piasek; x, y, z – korelacja czasowa poszczególnych odcinków diagramu Gościąż i Witów (rys. 16)
 Younger Dryas in the Lake Gościąż pollen profile (simplified, after Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998)

1 – gytja; 2 – sand; x, y, z – correlation with the Witów profile (Fig. 16)



Rys. 16. Diagram pyłkowy dla młodszego dryasu ze stanowiska Witów (uproszczony, wg Wasylkowej 1964, 1999-2001)

1 – gytja z domieszką piasku; 2 – gytja silnie zapiaszczona
 x, y, z – korelacja czasowa poszczególnych odcinków diagramu Gościąż (rys. 15) i Witów
 Younger Dryas in the Witów pollen profile (simplified, after Wasylkowa 1964, 1999-2001)

1 – gytja with sand; 2 – sandy gyttja; x, y, z – correlation with the Gościąż profile (Fig. 15)

Granica litologiczna pomiędzy torfem a podścielającymi piaskami mułkowatymi pokrywa się z granicą biostratygraficzną. Materiał roślinny uzyskany dla około 60-centymetrowego odcinka profilu ponad miejscem datowania, wykazuje cechy charakterystyczne dla ochłodzenia i redukcji zwartych zbiorowisk leśnych. Udział NAP w części zaliczanej do młodszego dryasu wzrasta maksymalnie do 45 % poprzez frekwencję turzycowatych i traw. Spośród gatunków charakterystycznych dla młodszego dryasu oznaczono tutaj *Artemisia*, *Betula nana*, *Juniperus*. W konsekwencji w stanowisku zmniejszeniu uległa ilość pyłku *Pinus*, nieznacznie wzrosła ilość *Betula alba* oraz *Salix*.

Ochłodzenie młodszego dryasu zaznaczyło się w profilu ze **stanowiska Swędów** w dolinie Moszczenicy (Kamiński 1993) – rys. 13. Analizie pyłkowej, wykonanej przez dr Hannę Winter, poddane zostało wypełnienie starorzecza położonego na powierzchni terasy górnoplenivistuliańskiej. Na osady wypełnienia w interesującym odcinku profilu składa się mułek organiczny wydatowany ^{14}C na $10\,850 \pm 180$ lat BP i przypisany do allerödu, następnie mułek z domieszką mineralną oraz ponownie mułek organiczny o wieku określonym na $10\,370 \pm 250$ (tab. 3), uznany za pochodzący z okresu preborealnego. Spektrum pyłkowe odcinka z przewarstwieniem mineralnym (miąższość 0,2 m) odzwierciedla czas, w którym lasy zostały wyparte przez zbiorowiska otwartych terenów. Krzywa NAP wzrastała stopniowo, aż do osiągnięcia 50 % udziału. Spośród roślin zielnych dominują Cyperaceae (do 50 %), pojawia się pyłek *Ephedra*. Ilość pyłku *Pinus* waha się, ale generalnie zmniejsza, wzrasta natomiast udział pyłku *Betula* (w analizie brak rozróżnienia między gatunkiem drzewiastym i krzewiastym).

Za wyraz ochłodzenia pod koniec późnego vistulianu przyjmowane jest również zubożenie szaty roślinnej zarejestrowane w spektrum pyłkowym ze spągowej części profilu osadów z torfowiska w **stanowisku Napoleonów**, położonym na wysoczyźnie, we wschodniej części rowu kleszczowa (rys. 13). Młodszodryasowy wiek osadów wykształconych w postaci torfu z udziałem piasku (miąższość 0,2–0,3 m) został przez autorkę analizy (Balwierz 1980) uznany za prawdopodobny na podstawie takich cech jak: ponad 40 % udział NAP, duży udział *Juniperus* (powyżej 2 %) oraz występowanie gatunków roślin światłolubnych.

Stan rozpoznania ochłodzenia młodszego dryasu pod względem paleobotanicznym w re-

gionie łódzkim na tle całej Polski nie jest zadowalający. Należy przy tym zauważyć, że w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych o zasięgu ponadregionalnym bierze się pod uwagę tylko materiał ze stanowiska Witów (np. Madeyska 1998; Isarin, Renssen 1999; Latałowa 2003). Wydaje się, że duże znaczenie dla rozpoznania warunków panujących w regionie w młodszym dryasie będą miały wyniki badań paleoekologicznych torfowiska Żabieniec, ulokowanego na międzyrzeczu Mroźnicy i Mrogi. W analizowanych osadach biogenicznych istnieje zapis przemian środowiska od przełomu górnego plenivistulianu i późnego vistulianu poprzez cały holocen (Twardy *et al.* 2010).

Przy ocenie stanu środowiska na podstawie świadectwa paleobotanicznego, wzięto pod uwagę dane ze stanowisk z sąsiedztwa regionu łódzkiego. Przeanalizowane zostały diagramy palinologiczne ze stanowisk leżących w niedalekim oddaleniu geograficznym, w strefie ekstraglacialnej zlodowacenia wisły: Brzeziny w dolinie Prosnicy (Rotnicki, Latałowa 1986), Całowanie w dolinie Wisły (Dąbrowski 1981; Schild 1982) i Błędowo w dolinie Wkry (Bińska *et al.* 1991), a również ze stanowisk na obszarze objętym ostatnim zlodowaceniem: Gościąg w dolinie Wisły (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998), oraz stanowisk leżących w Wielkopolsce: Żabinko z doliny Warty (Bohncke *et al.* 1995), Imiołki (Tobolski *et al.* 1998) i Dziekanowice (Litt 1988). We wszystkich zapis sukcesji roślinnej młodszego dryasu wskazuje, że był to okres występowania na analizowanym obszarze luźnych płatów lasów, raczej mało zróżnicowanych gatunkowo, z elementami tundrowymi w postaci tundry krzewinkowej i domieszką roślinności stepowej. Dokładna charakterystyka poszczególnych stanowisk omówiona została w oddzielnej pracy (Dzieduszyńska 2007). W tym miejscu jednak należy przypomnieć wnioski z wielokrotnie już cytowanego stanowiska Gościąg, gdzie kompleksowa analiza jeziornych osadów laminowanych pozwoliła na ustalenie dokładnej chronologii przebiegu i tempa zmian w zbiorowiskach roślinnych.

W stanowisku Gościąg (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998) interpretacja zmian szaty roślinnej opiera się na analizie pyłku zachowanego w 1,75-metrowym odcinku rdzenia osadów jeziornych (rys. 15). Generalnie, młodszy dryas był w sąsiedztwie stanowiska okresem panowania tundry parkowej z płatami drzewostanów sosnowo-brzozowych. W pierwszej części młodszego dryasu, trwającej około 560 lat

(12 660–12 100 cal BP) las uległ redukcji. Początek ochłodzenia jest wyznaczony nagłym wzrostem NAP, w ciągu 100 lat z około 20 % do prawie 50 %. Wśród zbiorowisk zielnych znalazły się taksony gatunków środowisk chłodnych, typowe dla siedlisk suchych i otwartych, z *Juniperus* (do 15 %), *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*, *Ephedra distachya*. Reakcja roślinności dokumentuje dla tego czasu warunki najzimniejsze, przy równoczesnej suchości klimatu. Od 12 100 cal BP zmniejsza się udział roślin zielnych oraz widocznie maleje frekwencja *Juniperus*, co wskazuje na warunki zwiększonej wilgotności, przy trwającym jeszcze chłodzie. W dalszym ciągu dominują gatunki otwartych przestrzeni, ale stopniowy wzrost znaczenia drzew (m.in. wzrost ilości pyłku *Betula*) zwiastuje nadchodzące ocieplenie. Dalsza poprawa warunków, między innymi termicznych, została zarejestrowana poczynając od około 11 800 cal BP. Następuje ograniczenie zbiorowisk otwartych i suchych siedlisk, zwiększa się lesistość (pod koniec młodszego dryasu AP dochodzi do 80 %), powoli powracają ciepłolubne taksony (np. *Filipendula*). Złagodzenie klimatu sygnalizuje roślinność wodna. Jest to również zapowiedź ocieplenia, które nastąpiło u schyłku młodszego dryasu, przy granicy z holocenem.

Udokumentowane w stanowisku Gościąż zmiany roślinności pod wpływem ochłodzenia młodszego dryasu są istotne dla przeprowadzanej dyskusji również ze względu na fakt, że korelacja przemian szaty roślinnej w Witowie z danymi palinologicznymi z tego stanowiska (rys. 15, 16) pozwoliła Wasylikowej (1999–2001) na wyróżnienie trzech faz młodszego dryasu, odmiennych pod względem wilgotności. Pierwsza część to narastanie niekorzystnych warunków, która odpowiada odcinkowi pierwszych 100 lat w stanowisku Gościąż. Druga część to okres najsuchszy wyrażony w obu diagramach największym udziałem NAP i dominacją heliofitów. Pierwsza i druga faza z Witowa odpowiada okresowi około 560 lat (12 660–12 100 cal BP) z jeziora Gościąż. W części trzeciej następowało zwiększanie wilgotności wyrażone ograniczeniem znaczenia roślin suchych siedlisk (12 100–11 540 cal BP w stanowisku Gościąż). Taki podział ma implikacje w postaci wniosku o ustaniu procesów eolicznych kilkaset lat przed zakończeniem młodszego dryasu. Podobne wnioski zostały sformułowane wcześniej dla stanowiska Całowanie w dolinie Wisły na podstawie przyrodniczych i archeolo-

gicznych badań oraz datowań radiowęglowych (Schild 1982).

Dowody na agradację zmarzliny

Przyjmuje się, że w Polsce, podobnie jak w północno-zachodniej Europie, całkowity zanik wieloletniej zmarzliny vistuliańskiej miał miejsce najpóźniej w allerödzie (m.in. Goździk 1992, 1996; Kozarski 1995; Klatkova 1996; Marks 1996). W polskiej literaturze przedmiotu pojawiają się różne opinie na temat jej ewentualnego powrotu w młodszym dryasie. Pogląd o reaktywowaniu zmarzliny na czas skrajnie niekorzystnych warunków klimatycznych prezentują na przykład Lindner (1992) i Mojski (1993, 2005). Mniej rygorystycznie wypowiadają się Kozarski (1993, 1995) oraz Kozarski i Nowaczyk (1999), którzy uznają czas młodszego dryasu za sprzyjający agradacji wieloletniej zmarzliny, jednak podkreślają brak bezspornych dowodów w postaci struktur kontrakcji termicznej. Według Kozarskiego (1993) ich nieobecność należy interpretować występowaniem w Polsce pokrywy śnieżnej, w odróżnieniu od warunków bezśnieżnych zim w Europie Zachodniej. Występowanie permafrostu w Polsce północno-zachodniej podczas młodszego dryasu zakładają Bohncke *et al.* (1995). Potencjalną obecność klinów zmarzlinowych dopuszczają Manikowska (1992, 1995) i Goździk (1992, 1996). Klatkova (1996), analizując ślady obecności zmarzliny dla środkowej Polski dla szerokiego horyzontu czasowego (150 000 lat) dochodzi do wniosku, że późny vistulian charakteryzował się szybką degradacją zmarzliny, a dla jego chłodniejszych części można zakładać jedynie obecność struktur związanych z sezonowym przemarznięciem gruntu.

Ochłodzenie młodszego dryasu w regionie łódzkim nie pozostawiło wielu dowodów, na podstawie których można by wnosić o powrocie środowiska peryglacjalnego, wyrażonego obecnością wieloletniej zmarzliny. Pojedyncze przypadki stwierdzone zostały przede wszystkim w odkrywkach kopalnianych w Bełchatowie i Koźminie.

W odkrywce KWB „Bełchatów” napotkano na ślady długotrwałego przemarznięcia gruntu łączone z ochłodzeniem młodszego dryasu w obrębie Formacji Piaski (Kasse *et al.* 1998; Krzyszkowski 1998). Osady tej formacji, z pleni- i późnego vistulianu, wypełniają kopalną dolinę Strugi Żłobnickiej (m.in. Goździk 1995c).

Zjawiska wskaźnikowe powrotu wieloletniej zmarzliny występują tutaj w postaci epigenetycznych klinów zmarzlinowych, będących częścią systemu poligonalnego (Kasse *et al.* 1998). Struktury te odchodzą od spągu osadów wydmowych i przecinają osady drobnofrakcyjne obniżenia międzywymowego. Ich długość sięga 3 m, a szerokość około 20 cm. Pośrednio wiek struktur (12 000–11 500 lat BP) określa datowanie radiowęglowe organicznego przewarstwienia osadów obniżenia. Pozwoliło to autorom opracowania przyjąć, że w młodszym dryasie datowana seria znajdowała się przy powierzchni terenu. W tej samej pozycji występują kliny z pierwotnym wypełnieniem materiałem pochodzącym z transportu wiatrowego. Mają one szczególną wymowę paleoklimatyczną, ponieważ są świadectwem bardzo niskich temperatur zimowych oraz suchości klimatu (French 1996). Z przytoczonych faktów można więc wyprowadzić dla młodszego dryasu wniosek paleośrodowiskowy o gwałtownym pogorszeniu warunków klimatycznych, aż do reaktywacji zmarzliny, a następnie jej degradacji i akumulacji eolicznej.

Stanowiska z udokumentowanymi zaburzeniami układu warstw, związane ze środowiskiem młodszego dryasu, w odkrywce Koźmin KWB „Adamów” położone są na nadzalewowej terasie późnowistuliańskiej Warty (Forysiak *et al.* 1999; Petera 2002; Turkowska *et al.* 2004; Forysiak 2005). Na miększej do 10 m serii piasków, złożonych przez górnoplenivistuliańską rzekę roztokową (Petera-Zganiacz 2007), znajduje się pokład torfów, o miąższości wahającej się od kilku do kilkunastu centymetrów, zajmujący powierzchnię do kilkunastu kilometrów kwadratowych. Nad torfami zalega 20 do 40 cm gytii lub rytmicznie warstwowanego osadu mułku organicznego i piasku. Datowania radiowęglowe (tab. 3) oraz zreferowane powyżej wyniki analizy palinologicznej wskazują, że sedentacja torfów miała początek w allerödzie i kontynuowała się w młodszym dryasie. W ich spągu częste są ciągłe struktury deformacyjne, zróżnicowane pod względem kształtu i rozmiaru, od drobnych ugięć po inwolucje o rozmiarach kilkunastu do 20 cm i struktury kropłowe (fot. 1). Z kolei w stropie torfowiska udokumentowana została obecność horyzontu dobrze zachowanych pni powalonych sosen zwyczajnych (Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007; Dzieduszyńska *et al.* 2011) – fot. 2, 3, 4. Pnie kopalne mają średnicę około 20–30 cm. W niektórych miejscach powstały ich nagromadzenia,

a miejscami występują tylko drobniejsze szczątki w postaci gałęzi lub korzeni. Sytuacja geologiczna oraz stwierdzone przypadki występowania pni *in situ* (fot. 4) pozwoliły wstępnie uznać, że niektóre mogły zostać pogrzebane w miejscach powalenia. Inne pnie, jeżeli były przemieszczane przez rzekę, to można zakładać, że były to krótkie dystanse, o czym świadczy ich dobry stan zachowania. Wiek radiowęglowy jednego z pni wynosi $10\,310 \pm 90$ lat BP (tab. 3). Zjawiska zarejestrowane w osadach odpowiadających ochłodzeniu młodszego dryasu w stanowiskach KWB „Adamów”, dostarczają ważnych informacji na temat ówczesnego środowiska w aspekcie peryglacialnym. Zakłada się, że od schyłku allerödu (początku młodszego dryasu?) na powierzchni opuszczonej przez górnoplenivistuliańską rzekę roztokową istniało torfowisko. Warstwa gytii w stropie torfu świadczy o zmianach warunków hydrologicznych, aż do lokalnej obecności zbiorników wód stojących (potwierdzonych wynikami analizy palinologicznej – Turkowska *et al.* 2000; Petera 2002). Podtopienie, a nawet zalanie torfowiska było bezpośrednią konsekwencją podniesienia poziomu wód gruntowych, a to zaś prawdopodobnym skutkiem agradacji wieloletniej zmarzliny. Czynnikiem sprzyjającym mogła być obecność pokrywy torfowej. Torf w stanie mokrym jest lepszym przewodnikiem ciepła niż w stanie suchym, dlatego dopuszcza on do podłoża niskie temperatury w zimie i izoluje od wpływu wyższych temperatur w lecie. Ponieważ ochładza się szybko i głęboko, a taja wolno, pozwala na rozwój zmarzliny nawet przy sezonowym mrozie (Washburn 1979). Obecnością zmarzliny wyjaśnia się również występowanie, stwierdzanych w Koźminie, struktur określonych jako *flat-bottomed*, których dolna granica wyznaczać mogła jej strop (Forysiak *et al.* 1999; Petera 2002). Dodatkowym argumentem za kriogenicznym pochodzeniem deformacji są własności litologiczne osadów, a mianowicie sytuacja pogrzeźnięcia osadu o mniejszej gęstości (torfu) w osad o większej gęstości (piasek) nie mogła mieć miejsca bez przesycenia piasku wodą, możliwego tylko w warunkach właściwych warstwie czynnej zmarzliny (np. Vandenberghe 1988; Kasse 1999).

Występujący w stropie torfowiska, na granicy z gytją, poziom z nagromadzeniem powalonych drzew (fot. 1, 2, 3, 4) rejestruje epizod obumarcia lasu, na skutek zmiany warunków środowiskowych z przyczyn klimatycznych. Jak można przypuszczać, epizod ten spowodowany



Fot. 1. Stanowisko Koźmin. Inwolucje w spągu torfu
Koźmin site. Flat-bottomed involutions at the peat base



Fot. 2. Stanowisko Koźmin. Torf z horyzontem pni kopalnych
Koźmin site. Peat horizon with the the subfossil trunks

został przesyconiem podłoża wodą w następstwie reaktywacji zmarzliny (Peters-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007; Dzieduszyńska *et al.* 2011). Uzasadnione wydaje się porównanie nagromadzenia kopalnych pni w stanowisku Koźmin do kopalnego lasu sosnowego z młodszego dryasu, który został udokumentowany w stanowisku Reichwalde kopalni węgla brunatnego Cottbus we wschodnich Niemczech (Spurk *et al.* 1999). Datowanie 28 pni z tego stanowiska umożliwiło przedłużenie niemieckiej chronologii sosen do 12 323 BP (Friedrich *et al.* 1999,

2004). Stanowisko Koźmin zostało wytypowane do przeprowadzenia interdyscyplinarnych analiz środowiskowych. Istnieją również świadectwa zniszczenia przez pożary lasów allerródzkich, obumarłych na skutek pogorszenia warunków klimatycznych w młodszym dryasie (stanowiska w Holandii: za Schildem 1973). Podobnie interpretuje się pochodzenie poziomego węgla z dna gleby allerródzkiej w torfowisku Całowanie (Schild 1982). Wkraczanie lasu, a później jego obumarcie na torfowiskach, odzwierciedlające różne pod względem wilgotnościowym odcinki



Fot. 3. Stanowisko Koźmin. Nagromadzenie pni w horyzoncie torfowym
Koźmin site. Subfossil trunks



Fot. 4. Stanowisko Koźmin. Pień drzewa *in situ*
Koźmin site. Subfossil trunk *in situ*

czasowe okresu atlantyckiego opisuje Kalicki (2006) z doliny Niemna.

O istnieniu lodu gruntowego podczas ochłodzenia młodszego dryasu można wnioskować z wtórnych cech gleby allerödskiej, w postaci wytrąceń żelazistych. Według niektórych hipotez, ich powstawanie mogło być spowodowane przemieszczaniem się wody i wytrącaniem się żelaza w warunkach przemarzniętego podłoża (Manikowska 1969, 1985, 1995).

Warunki klimatyczne

Na obszarze centralnej części Niżu Polskiego panował w młodszym dryasie klimat subarktyczny oraz borealny (Wasylikowa 1964; Krajewski 1977; Nowaczyk 1986; Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998; Tobolski 1998). Jak wynika z rozkładu izoterm zredukowanych do poziomu morza, wykonanego dla Europy północno-zachodniej i centralnej

(rys. 6, 7), na obszarze regionu łódzkiego w czasie ochłodzenia młodszego dryasu średnie temperatury najcieplejszego miesiąca utrzymywały się na poziomie 13 °C (Isarin, Renssen 1999). W szacunkach tych wzięto pod uwagę dane z jednego – na 140 wykorzystanych do analizy – stanowiska leżącego na podlegającym analizie terenie (Witów). W świetle kompleksowych studiów paleoekologicznych opartych na bioindykacyjnej wymowie roślin na podstawie danych z tego stanowiska (Wasylikowa 1964) oraz z leżących w niedalekim sąsiedztwie stanowisk Gościąż (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998) i Imiołki (Tobolski 1998) w najchłodniejszej części młodszego dryasu temperatura lipca spadła do 10 °C i w miarę upływu czasu podniosła się do 12–13 °C. Na określenie temperatury najcieplejszego miesiąca również na około 10 °C pozwoliła analiza procesów geomorfologicznych i roślinności w Polsce północno-zachodniej (Kozarski 1995). Niższe wartości temperatur lipca dla Polski, rzędu 9 °C, wnioskuje się na podstawie analizy kopalnych chrząszczy (Coope *et al.* 1998). Ta interpretacja oparta jest na zestawieniu dla Europy danych z 77 stanowisk, w tym dla obszaru Polski uwzględnione są dwa, leżące na północny zachód od regionu łódzkiego (Pomorsko i Dziekanowice).

Estymacje temperatury najchłodniejszego miesiąca oraz średniej temperatury rocznej dla Europy są przedstawiane przez paleoklimatologów holenderskich (Isarin, Renssen 1999) w sposób bardzo uproszczony (rys. 7). Według tego schematu w młodszym dryasie obszar Nizy Polskiego w styczniu charakteryzował się temperaturą –20 °C, natomiast średnia roczna wynosiła –4 °C. O nieco łagodniejszych zimach, ze spadkiem średniej temperatury stycznia do maksymalnie –18 °C, mówi się w stanowisku Imiołki (Tobolski 1998). W stanowisku Bełchatów, na podstawie świadectw geologicznych, wnioskuje się o średniej rocznej temperaturze powietrza pomiędzy –2 a –5 °C (Kasse *et al.* 1998).

Analizy zmian w zespołach subfosylnych wioślarek (Cladocera), wrażliwych na zmiany trofii, temperatury i poziomu wody, przeprowadzone dla stanowisk w bliskim i nieco dalszym sąsiedztwie regionu łódzkiego (Gościąż, Błędowo, Ostrowite, jeziora Lednickiego Parku Krajobrazowego, Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego), wskazują na pogorszenie warunków edaficznych i na okresowe pojawianie się w osadach młodszego dryasu gatunków o wyższych wymaganiach środowiskowych, co wskazuje na wahania

temperatury podczas analizowanego okresu (Szeroczyńska 2006; Szeroczyńska, Zawisza 2007). Podobne wnioski sformułowane zostały dla stanowiska Żabieniec w regionie łódzkim (Pawłowski 2010).

Warunki termiczne w młodszym dryasie były surowe, szczególnie biorąc pod uwagę wartości przytaczane dla miesiąca najchłodniejszego. Dla porównania, wartości temperatury powietrza w stacji Łódź-Lublinek dla wielolecia 1931–1989 wynosiły: 17,9 °C dla lipca i –3,3 °C dla stycznia (Kłysik 2001), a więc w czasie rozpatrywanego późnovistuliankiego epizodu zimna były odpowiednio o około 8 °C i 17 °C niższe (rys. 6, 7).

W rozdziale „Klimat młodszego dryasu” przedstawione zostały niejednakowe poglądy na temat wielkości i rozkładu w czasie opadów atmosferycznych dla młodszego dryasu (rys. 8, 9, 10, 11, 12). Reakcja roślinności zapisana w profilach pyłkowych w stanowisku regionu łódzkiego Witów (Wasylikowa 1999-2001) oraz stanowisku Gościąż w Kotlinie Płockiej (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998) – rys. 15, 16, wydaje się egzemplifikować opinie o narastającej suchości przy wyraźnym spadku temperatury w pierwszej części, a następnie stopniowym wzroście wilgotności wraz z podwyższeniem się temperatury w drugiej części młodszego dryasu. Wnioski o suchym klimacie płyną również z obecności struktur z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym w odkrywce w Bełchatowie (Kasse *et al.* 1998).

Dla uzupełnienia obrazu warunków klimatycznych w regionie powtórzyć należy, że najprawdopodobniej przeważały opady atmosferyczne w postaci śniegu. Wiatry w młodszym dryasie wiały z kierunku zachodniego i południowo-zachodniego z prędkością 3 do 6 m/s, a porywy dochodzące do 9 m/s są uznawane się za najsilniejsze dla całego późnego vistulianu (Krajewski 1977).

Reasumując: w regionie łódzkim podczas młodszego dryasu pierwsze 100 lat charakteryzowało narastanie zimna i suchości, następne 450–500 lat było najzimniejsze i najsuchsze, a w drugiej części okresu doszło do stopniowego łagodzenia warunków termicznych i wilgotnościowych. Średnia temperatura roczna wahała się między –2 a –5 °C, latem dochodząc do średnio 13 °C, z możliwymi spadkami do 10 °C, w najchłodniejszych okresach wynosiła około –20 °C. Dominowały silne wiatry z kierunku zachodniego i południowo-zachodniego. Zbiorowiskami roślinnymi charakterystycznymi dla

młodszy dres były luźne lasy sosnowo-brzozowe z dużym udziałem elementów tundro-

wych. Agradacja zmarzliny mogła zachodzić tylko lokalnie.

PROCESY MORFOGENETYCZNE W PLENIVISTULIANIE I PÓŹNYM VISTULIANIE JAKO TŁO FORMOWANIA RZEŻBY W MŁODSZYM DRYASIE

W czasie trwania ostatniego piętra zimnego czwartorzędu, vistulianu, procesy rzeźbotwórcze zachodziły z różną intensywnością. Były one żywsze i wydajniejsze w okresach ochłodzeń, pod wpływem różnych odmian klimatu peryglacjalnego, a ocieplenia interstadialne hamowały ich efektywność. W ujęciu przestrzennym, bilans procesów zależał od położenia morfologicznego i uwarunkowań lokalnych, ale generalnie procesy erozji i denudacji przeważały nad akumulacją (Turkowska, Wieczorkowska 1985; Klatkowska 1997; Turkowska 1999, 2007).

Środowisko młodszego dryasu zostało bezpośrednio przygotowane przez procesy wcześniejszych etapów morfogenetycznych w regionie. Specyfika procesów zachodzących podczas młodszego dryasu w środowiskach sedymentacyjnych: stokowym, fluwialnym i eolicznym była warunkowana charakterem powierzchni formowanych do górnego plenivistulianu, czynnych podczas późnego vistulianu (Turkowska 2006).

Za istotny i stosunkowo dobrze udokumentowany fakt w rozwoju rzeźby polodowcowej regionu łódzkiego uważa się morfogenezę plenivistuliańską. Druga część dolnego i przede wszystkim pierwsza środkowego plenivistulianu odznaczały się intensywną erozją. Skala pogłębiania istniejących dolin rzecznych oraz formowanie nowych kanałów odpływu spowodowała, że powstała wówczas rzeźba regionu była najwyższą w historii vistulianu. Zdecydowana zmiana tendencji miała miejsce w środkowym plenivistulianie i utrzymywała się, z drobnymi wahnięciami, przez górny plenivistulian. Okres agradacji, który wtedy nastąpił był, jak podkreśla Turkowska (1999, 2006, 2007), wyjątkowy na tle całego vistulianu. Etap górnoplenivistuliański odbywał się w skrajnie surowych warunkach zimnej pustyni arktycznej (rys. 3), na peryferiach obszaru zajętego przez lądolód stadiału głównego ostatniego zlodowacenia plejstoceńskiego. Rezultatem zachodzących wtedy procesów była powierzchnia zniwelowana na skutek denudowania wysoczyzn i górnych partii stoków oraz nadbudowywania dolnych ich odcinków i zasypywania den dolin rzecznych i denudacyjnych. Do agradacji den dolinnych przyczyniły

się mało wydajne procesy podłużne. Turkowska (2006) wyraża opinię, że w regionie łódzkim „...w górnym plenivistulianie stoki dolin rzecznych, wraz z urozmaicającymi je dolinami i nieckami denudacyjnymi, stanowiły najszerze podczas całej morfogenezy peryglacjalnej strefy intensywnych procesów denudacyjnych”. W efekcie, w krajobrazie schyłku plenivistulianu dominowały połogie stoki i łagodna rzeźba glacialna na wysoczyznach; w niektórych obszarach regionu skala wypełnienia form wklęsłych była tak duża, że stały się one niewidoczne w rzeźbie.

Następny etap ewolucji regionu łódzkiego datuje się na ocieplenie późnego vistulianu *sensu lato* (rys. 3), które ogólnie charakteryzowało się dodatnim bilansem erozji. Procesy rzeźbotwórcze wkroczyły na mało urozmaicone powierzchnie górnoplenivistuliańskie. W wyniku ich rozcinania doszło do morfologicznego wyłonienia nowych elementów rzeźby. Efektywniejsze odprowadzanie przez procesy podłużne osadów zdeponowanych wcześniej w formach wklęsłych ożywiło rzeźbę dolin, w których powstawały terasy wysokie (wysokie poziomy dolinne). Z morfogenezą późnovistuliańską Turkowska (1975) łączy również rozwój rozległych stoków o ekspozycji zimnej i powstanie drugiej generacji niecek denudacyjnych.

W środowisku stokowym za proces o pierwszorzędym znaczeniu dla rozwoju powierzchni w vistulianie uznawane jest splukiwanie (Dylik 1972). Powstałe w jego wyniku peryglacjalne osady rytmicznie warstwowane powszechnie wypełniają suche doliny w regionie łódzkim (m.in. Dylik 1955, 1967a, 1972; Klatkowska 1964, 1989, 1997; Gawlik 1970; Goździk 1973; Turkowska 1975, 1988, 1999, 2006; Wieczorkowska 1975 i inni). Są to tak zwana seria piaszczysto-mułkowa oraz górne piaski drobnolaminowane.

Seria piaszczysto-mułkowa, o różnej pozycji stratygraficznej, składa się z piasków drobno- i średnioziarnistych oraz mułków warstwowych rytmiczne. W osadach serii powszechne są synchroniczne i epigenetyczne struktury wieloboków szczelin mrozowych.

Procesem dominującym na stoku w okresie górnego plenivistulianu była kongeliflukcja, czyli spływy błotne. Jej ślady zostały udokumentowane w wielu stanowiskach regionu łódzkiego (m.in. Dylík 1963b, 1967a; Klatkowa 1964; Turkowska 1975; Wieczorkowska 1975). Na podstawie stwierdzonej asymetrii stoków dolin rzecznych Mrogi, Mroźcy, Grabi, Neru (Turkowska 1975, 1988, 2007) wnioskuje się o większej wydajności procesu, czyli silniejszym wyrównaniu powierzchni na stokach o ekspozycji ciepłej, zachodniej i południowej.

W tradycyjnym ujęciu stratygraficznym, serii kongeliflukcji towarzyszy poziom (płaszczyzna) kamienisty (Klatkowa 1964, 1989; Dylík 1967a; Goździk 1973). Geneza płaszczyzny kamienistych zależy od ich pozycji morfologicznej. Wyróżniane są poziomy autochtoniczne i allochtoniczne. Te pierwsze występują na obszarach wysoczyznowych i górnych partiach stoków. Ich rozwój koreluje się z apogeum zimna vistuliańskiego i wiąże z procesami wymarzania oraz przemywania i przewiewania osadów glacialnych, prowadzącymi do wzbogacenia powierzchni w cząstki grube. Płaszczyzny allochtoniczne występują niżej na stoku i stanowią residuum osadów z transportu poprzecznego (kongeliflukcji). Stwierdzenie różnej genezy płaszczyzny i udokumentowanie obecności więcej niż jednego poziomu (Dylík 1967a; Turkowska, Wieczorkowska 1985; Turkowska 2006) poddało pod wątpliwość rolę płaszczyzny kamienistych jako przewodniego horyzontu przełomu plenivistulianu i późnego vistulianu (*op. cit.*).

Serię górnych piasków drobnolaminowanych przypisuje się późnemu vistulianowi. Cechuje się ona, jak wskazuje nazwa, drobną laminacją naprzemianlegle ułożonych warstewek mineralnych o grubszej, w porównaniu z serią piaszczysto-mułkową, frakcji (Klatkowa 1964, 1984; Dylík 1967a).

Wykształcenie serii osadów rytmicznie warstwowanych może różnić się w zależności od ich położenia na stoku. Wyróżnia się fację proksymalną, przejściową i dystalną osadów (klasyfikacja Szancera – za Turkowską 1975). Charakterystyka przedstawiona przez Turkowską (1975) dla osadów w dolinie Mrogi wskazuje na następujące cechy litologiczne: facja proksymalna leżąca na stoku kopalnym z materiałem bardzo źle wysortowanym, z dużym udziałem frakcji drobnoziarnistych, ale bywa że z frakcją kamienistą; facja przejściowa – dobrze wysortowane rytmicznie warstwowane piaski, mułki, czasem żwirki; facja dystalna akumulowa-

wana u podnóża stoku, w strefach rozszerzeń den dolinnych, składająca się z mułków z domieszką piasków, bezstrukturalna, generalnie źle wysortowana. Wykształcenie i zachowanie się facji dystalnej świadczy według Turkowskiej (*op. cit.*) o braku ingerencji procesów podłużnych w odpowiednich fragmentach dna dolinnego, co było brane pod uwagę we wcześniejszych pracach dotyczących genezy serii (Klatkowa 1964; Dylík 1972).

Procesy rejestrowane w środowisku fluwialnym są bogatym źródłem materiału, na podstawie którego wysnuwa się szerokie wnioski paleogeograficzne. Powstałe osady i formy są przyporządkowane do określonego typu rozwinięcia rzeki. Ewolucja dolin rzecznych w regionie łódzkim jest wątkiem często rozważanym przez badaczy (m.in. Krzemiński 1965; Turkowska 1975, 1988; Kamiński 1993; Kobjek 2000; Petera 2002; Wachecka-Kotkowska 2004; Forysiak 2005). Synteza poglądów na ten temat dla obszaru strefy ekstraglacialnej Niziny Polskiej, między zasięgiem stadiału odry i warty a zlodowacenia wisły, została przedstawiona przez Turkowską (1992a, 1995, 1997).

Casusem czasowym rozważań dotyczących zdarzeń w środowisku fluwialnym, które można przyjąć za tło charakterystyki morfogenezy młodszego dryasu, jest wzmożona agradacja den dolinnych, która nastąpiła na analizowanym obszarze po fazie erozji związanej z warunkami towarzyszącymi transgresji ostatniego lądolodu skandynawskiego (Turkowska 1988, 1992, 1997). Ponad erozyjną powierzchnią nieciągłości zalegają osady górnoplenivistuliańskiej rzeki roztokowej, wykazujące cechy krótkiego transportu w warunkach nieuregulowanego przepływu (bardzo źle wysortowanie, silna eoliczacja ziaren, obecność struktur kontrakcji termicznej, brak domieszek organicznych). Budują one, często wraz z zazębającymi się z nimi osadami deluwialnymi, strop wysokiego poziomu dolinnego⁵. Zakończenie zasypywania den dolinnych datuje się na przełom górnego vistulianu z późnym vistulianem, kiedy to nastąpiła stabilizacja warunków w środowisku fluwialnym, potwierdzona konwencjonalnymi datowaniami radiowęglowymi ze stropu terasy, na przykład

⁵ „Poziom dolinny” jest terminem stosowanym w geomorfologicznej literaturze regionu łódzkiego dla poligenicznych elementów doliny rzecznej (fluwialnych, stokowych, eolicznych), w odróżnieniu od „terasy”, jako elementu pochodzenia *stricto* fluwialnego (Klatkowa 1955; Turkowska 1996).

w dolinie Widawki ($14\ 350 \pm 170$ lat BP – Goździk 1992), a przede wszystkim Wisły ($14\ 570 \pm 270$ lat BP – Manikowska 1994, 1995). Istotny z punktu widzenia korelacji stratygraficznych wydaje się fakt synchroniczności osadów tej terasy z górnym poziomem kamienistym w dolinach denudacyjnych (Turkowska 1997, 2006).

Rozcięcie erozyjne w dolinach regionu łódzkiego około 15 000–14 000 lat BP, na głębokość od kilku do 20 m (Ner, Grabia – do 4 m, Luciąża – do 10 m, Mroga, Mrożyca – 12 m, Warta – do 20 m) spowodowało pojawienie się w krajobrazie wysokich poziomów dolinnych i ograniczenie powierzchni zajmowanych przez dna. Wielkopromienne meandry w systemach fluwialnych regionu łódzkiego zaczynają pojawiać się w różnym momencie późnego vistulianu. Jak stwierdza Turkowska (1997) w przejściu od roztokowania do meandrowania podstawową rolę odgrywają czynniki lokalne, takie jak żywość rzeźby doliny i dorzecza. Na przykład wiadomo, że w mało zróżnicowanej hipsometrycznie dolinie górnego Neru meandrowe rozwinięcie istniało co najmniej od 14 000 BP, a płynąca urozmaiconą strefą krańdźwiową Wyżyny Łódzkiej Mroga była rzeką roztokową co najmniej do holocenu.

W pracach poświęconych typom rozwinięcia koryta powszechny był pogląd, że główną przyczyną transformacji są czynniki klimatyczne (Falkowski 1975; Kozarski, Rotnicki 1978). Dla obszaru Nizy Polskiego w górnym plenivistulianie charakterystyczne było roztokowe rozwinięcie koryt, udokumentowane też dla regionu łódzkiego. Zachodząca wówczas agradacja den dolinnych był przyczyną zaistnienia w krajobrazie rozległych piaszczystych powierzchni utworzonych przez dna plenivistuliańskich rzek roztokowych. Według tego podejścia, w okresie późnego vistulianu następowało stopniowe przejście od typu roztokowego, poprzez etap wielkich meandrów, do małych meandrów u progu holocenu. Układ roztokowy najdłużej utrzymywał się w rzekach górskich (Falkowski 1975, Kozarski, Rotnicki 1977; Starkel 1983, 1991, 2002b; Starkel, Gębica 1992, 1995). Czynniki klimatycznymi wyjaśniane były też fazy akumulacji i erozji. Ogólnie przyjętym poglądem jest zmiana, wraz z ociepleniem późnego vistulianu, bilansu erozji z ujemnego na dodatni. Reakcję rzeki na odmienne warunki środowiskowe określają również zmiany w charakterze osadów, tzn. pojawianie się serii pozakorytowej, wkładek

osadów organicznych, zmniejszanie średniej średnicy ziarna (Starkel 2002b).

W świetle obecnego stanu wiedzy na temat specyfiki procesów fluwialnych coraz bardziej oczywiste staje się, że obok czynników klimatycznych, wiodącą rolę w zmianach typu koryta odgrywają czynniki pochodne, szczególnie szata roślinna oraz hipsometria i litologia zlewni (Mol *et al.* 2000; Vandenberghe 2001, 2002, 2003; Starkel *et al.* 2007). Według Starkla (1983; również Schumm 1977), czynnikami bezpośrednio wpływającymi na typ rozwinięcia koryta są wielkość przepływu oraz obciążenie, natomiast wzajemny stosunek między nimi decyduje o tendencji akumulacyjnej albo erozyjnej rzeki.

Rola poszczególnych czynników przy ewolucji systemów fluwialnych została podsumowana przez Vandenberghe (2003). Autor wymienia jako możliwy wpływ czynników klimatycznych, pochodnych klimatu oraz czynników pozaklimatycznych. Do pierwszych zalicza się przede wszystkim intensywność i sezonowość opadów, rodzaj opadów, tempo tajania pokrywy śnieżnej, determinujące występowanie powodzi, w dalszej kolejności wartości temperatur i wielkość opadów. Spośród pochodnych klimatu największe znaczenie mają obecność zmarzliny albo okresowo przemarzniętego podłoża, wpływające na przepuszczalność i na wielkość odpływu powierzchniowego, a także zwartość pokrywy roślinnej warunkująca dostępność luźnych osadów, podlegających dalszym procesom morfogenetycznym. Czynniki pozaklimatyczne obejmują własności zlewni, takich jak rzeźba, litologia, a również zdolność i czas potrzebny do przekraczania w określonych warunkach lokalnych wartości progowych zjawisk.

Rozszerzenie powierzchni płaskich zbudowanych z luźnego materiału w postaci osadów wodnolodowcowych o świeżo wyłonione morfologicznie jako terasy i osuszane rozległe powierzchnie dna plenivistuliańskich rzek roztokowych powodowały, że intensywne procesy eoliczne późnego vistulianu charakteryzowały się dużą efektywnością. Dotyczyły różnych elementów morfologicznych – formy działalności eolicznej są rozpowszechnione na wysoczyznach, schodzą w doliny, osady stanowią element wypełnień zagłębień bezodpływowych. Zdarzenia w środowisku eolicznym w późnym vistulianie zostały w regionie łódzkim dobrze udokumentowane. Poszczególne etapy rozwoju form eolicznych charakteryzują ten okres z punktu widzenia litostratygraficznego. Według modelu

peryglacjalnej aktywności eolicznej zaproponowanego przez Goździka (2007), opartego między innymi na zawartości ziaren okrągłych matowych (RM) świadczących o obróbce w środowisku eolicznym w osadach z KWB Bełchatów, efekty morfogenetyczne późnovistuliańskiej działalności w postaci form eolicznych są wyrazem stabilizacji tych procesów, które w Polsce środkowej trwały, ze zróżnicowaną intensywnością, od schyłku zlodowacenia warciańskiego przez cały vistulian.

Klasycznym wyrazem działalności eolicznej w późnym vistulianie są piaski pokrywowe i wydmy. Koster (1982) zaproponował podział form eolicznych na wydmy i piaski pokrywowe z punktu widzenia różnic morfometrycznych. Według tego rozróżnienia za wydmy uważa się formę o wysokości ponad 5 m i nachyleniu stoku przekraczającym 5–6°. Koster (*op. cit.*) wydzielił też kategorię „wydm rzecznych” (ang. *river dune deposits*), które mogą powstawać w dolinach rzecznych na skutek przewiewania eksponowanych osadów rzecznych, nawet w warunkach klimatycznych niesprzyjających aktywności eolicznej na wysoczyznach.

Podstawą do ustanowienia porządku stratygraficznego osadów i form eolicznych były badania w Holandii i Danii (m.in. van der Hammen *et al.* 1967; Maarleveld 1976; Kolstrup 2007). Na podstawie właściwości strukturalnych i teksturalnych osadów wyróżniono tam starsze piaski pokrywowe (*Older Coversand*) – składające się z lamin średniego piasku przewarstwiane laminami piasku bardzo drobnego i pyłu oraz młodsze piaski pokrywowe (*Younger Coversand*) – bardziej jednorodne z przewagą piasku średniego. Stratygraficznie starsze piaski są przyporządkowane jeszcze do górnego pleniglacjału (*Older Coversand I* oraz *Older Coversand II*), natomiast młodsze piaski, również dwudzielne, do starszego dryasu (*Younger Coversand I*) i do młodszego dryasu (*Younger Coversand II*). Przedzielone są albo warstwami mułowymi albo organicznymi: serię piasków starszego dryasu oddziela od serii młodszego dryasu gleba Usselo (*Usselo Bed or Soil*). Dopuszcza się możliwość formowania piasków pokrywowych mogły przy współudziale innych czynników, takich jak śnieg (ang. *niveo-aeolian deposits*), wody powierzchniowe, spływy błotne (van der Hammen *et al.* 1967; Koster 1982; Manikowska 1992; Goździk 1998).

W Polsce wyróżnione jednostki chronostratygraficzne i litostratygraficzne późnego vistulianu

nawiązują do schematu holenderskiego i korelowane są z fazami aktywności eolicznej, wyrażającymi się gromadzeniem piasków w postaci wydm parabolicznych, łukowatych, wałów wydmowych oraz piasków pokrywowych (Kozarski, Nowaczyk 1991a; Manikowska 1995). Przyjmuje się, że formy akumulacji eolicznej powstawały w dwóch okresach, późnovistuliańsko-preborealnym oraz holoceniście, i w kilku fazach rozdzielonych okresami stabilizacji (Dylikowa 1967, 1969; Rotnicki 1970; Nowaczyk 1986, 2002; Kozarski, Nowaczyk 1991a, b; Manikowska 1985, 1995 i inni).

Dla regionu łódzkiego Dylikowa (1967, 1969) wyróżniła w późnym vistulianie trzy fazy powstawania wydm: faza wstępna (najstarszy dryas) zakończona ukształtowaniem tarczowatych pokryw eolicznych, faza wydmotwórcza właściwa (starszy dryas) prowadząca do rozwoju wydm parabolicznych oraz faza przekształcania (młodszy dryas). Depozycja piasku w późnym vistulianie rozdzielona była okresami o znacznym ograniczeniu aktywności eolicznej lub była przerwana, co jest wyrażone poprzez osady biogeniczne, gleby kopalne böllingu (rzadziej) oraz allerödu (powszechniej), albo poziomy niezgodności.

W ustalaniu stratygrafii wydm w regionie łódzkim na uwagę zasługuje rola badań paleopedologicznych (Manikowska 1969, 1977, 1982, 1985, 1999), w tym datowań radiowęglowych wyróżnionych poziomów gleb kopalnych. Działalność wydmotwórcza w młodszym dryasie jest najlepiej udokumentowana w stanowiskach zawierających glebę wieku allerödskiego. Jest to słabo wykształcona gleba bielcowa lub pedolit⁶, o małej zawartości próchnicy, z makroszczałkami sosny, jałowca, należąca do okresu tak zwanej pedogenezy wstępnej (Manikowska 1999). Cechą wyróżniającą jest plamisty, na skutek ługowania, poziom akumulacyjny a także obecność żelazistych smug (tzw. fragipan). Gleba ta powszechnie występuje w wydmach w Polsce środkowej i udokumentowana została licznymi datowaniami radiowęglowymi. Dla oceny efektów morfogenetycznych młodszodryasowych procesów eolicznych istotny jest fakt zniszczenia, na skutek rozwiewania, poziomu gleby kopalnej na stokach dowietrznych i w kulminacjach pagórków.

Procesy, które działały w scharakteryzowanych środowiskach w plenivistulianie i późnym

⁶ Pedolitem określa się poziomy glebowe, które powstawały naprzemiennie z akumulacją eoliczną i/lub stokową, często w niższych częściach stoku.

vistulianie ukształtowały powierzchnię poddaną przekształceniom podczas ochłodzenia młodszego dryasu. Dzięki erozji późnovistuliańskiej, poprzedzającej młodszego dryasu, monotonna powierzchnia odziedziczona po agradacji w środkowym i górnym plenivistulianie została uroz-

maiconą. Wyrazem tego urozmaicenia były głównie rozcięcia w dolinach. Uzupełniały je pagórki akumulacji eolicznej, rozwinięte na poziomach terasowych, stokach i na wysoczyznach.

PRZEGLĄD OSADÓW I FORM RZEŻBY POWSTAŁYCH W MŁODSZYM DRYASIE

Przeгляdu osadów i form, których powstanie podczas ochłodzenia młodszego dryasu jest udowodnione lub wysoce prawdopodobne, dokonano na bazie istniejących opracowań oraz dokumentacji terenowych. Stanowiska, na podstawie których podjęto próbę oceny efektów morfogenetycznych młodszego dryasu, różnią się pod względem stopnia rozpoznania faktów nadających się do wykorzystania w analizie. Niektóre były reinterpretowane przez samych autorów lub pozostały niespójne interpretacyjnie do chwili obecnej. Ich rozmieszczenie przedstawiono na rysunku 13.

Skutki procesów morfogenetycznych omówiono poczynając od dorzecza Wisły – dla części północno-wschodniej regionu łódzkiego (obejmującej dorzecze Bzury), w której skład wchodzi strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej oraz zachodniej (dorzecze Warty). Tak zaproponowana kolejność ma charakter porządkowy i, generalnie, odpowiada kolejności wykonywania uwzględnionych badań.

Stanowiska w części wschodniej i północno-wschodniej regionu (dorzecze Wisły)

Analizowany teren obejmuje obszar morfogenezy warciańskiej, należący do dorzecza Wisły (rys. 2). Rozciąga się od działu wodnego pierwszego rzędu, przebiegającego południkowo wzdłuż linii najwyższych wysokości (osi tzw. „garbu łódzkiego” wg Dylkowej 1973) do wschodniej granicy regionu łódzkiego, wyznaczonego dolinami rzecznyymi Pilicy – na odcinku od Przedborza do Inowłódza i Rawki – południkowy odcinek od Rawy Mazowieckiej na północ (Turkowska 2006).

Północną część fragmentu dorzecza Wisły zajmuje obszar odwadniany przez Bzurę. W jej dorzeczu można wyróżnić dwie odmienne części. Górne prawostronne dorzecze Bzury, na północ i północny wschód od Łodzi, znajduje się w tzw. strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (wg Dylki 1953, Klatkowej 1964), bę-

dącej terenem o wyjątkowym jak dla Polski środkowej urozmaiceniu rzeźby. Następuje tutaj obniżanie powierzchni ku północy o blisko 200 m na dystansie 50 km, charakteryzujące się występowaniem spłaszczeń i rozdzielających je stromych krawędzi. Klatkowa (1965) wyróżniła w tej strefie następujące poziomy: I – powierzchnia Wyżyny (ponad 215 m n.p.m.), II – poziom smardzewski (185–210 m n.p.m.), III – strykowski (165–180 m n.p.m.), IV – katarzynowski (140–160 m n.p.m.), V – Woli Mąkolskiej (117–137 m n.p.m.). Urozmaicenie hipsometryczne terenu jest spotęgowane poprzez głęboko wcięte doliny rzek i towarzyszące im doliny denudacyjne. Badacze analizujący wskaźniki morfometryczne tego obszaru (Dylik 1948; Klatkowa 1964; Turkowska 1975) wskazują na dochodzące nawet do 40 m wysokości względne i nachylenia stoków miejscami przekraczające 15°, co ma wpływ na intensywność procesów morfogenetycznych.

Osiowa część dorzecza zajmuje odmienną morfologicznie, słabo urozmaiconą hipsometrycznie powierzchnię równoleżnikowej makroformy regionu łódzkiego, tak zwanej pradoliny warszawsko-berlińskiej. Obszar znajduje się na wysokości poniżej 125 m n.p.m. i jest rozcięty przez dopływy Bzury. Monotonia pradoliny kończy się ku północy wraz z pojawieniem się w krajobrazie, na linii Krośniewice – Kutno, łuku moren kutnowskich, o wysokości do 160 m n.p.m.

Strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej to tradycyjny geomorfologiczny poligon badawczy ośrodka łódzkiego, szczególnie w dziedzinie badań peryglacialnych. Badania, które zostały uwzględnione przy ocenie efektywności procesów w młodszym dryasie pochodzą z lat sześćdziesiątych do osiemdziesiątych ubiegłego wieku. Z wymienionych w dalszej części pracy stanowisk do najbardziej znanych należy **stanowisko Zgierz-Rudunki**, znajdujące się na północny wschód od Łodzi (rys. 13), w obrębie poziomu smardzewskiego strefy krawędziowej. Prowadzone były tutaj wnikliwie badania zagłębień bezodpływowych położonych na wysoczyźnie, powyżej

współczesnych początków suchych dolin, stanowiących podstawę organizujących się od interglacjału eemskiego systemów dolinnych (Klatkowska 1972). Analiza palinologiczna wypełnień tych zbiorników wniosła duży wkład do dokładnego rozpoznania środowiska interglacialnego i wczesnego vistulianu (Jastrzębska-Mamełka 1985). Profil z tego stanowiska jest stratotypowy dla wczesnego vistulianu („interstadiał rudunek” w stratygrafii wg Mojskiego 2005).

W jednej z odkrywek stanowiska odsłonięte były peryglacialne osady stokowe, których analiza doprowadziła do przedstawienia morfogenezy niecek i dolin denudacyjnych na Wyżynie Łódzkiej, wraz z przyporządkowaniem stratygraficznym wyróżnionych serii (Klatkowska 1964). Po raz pierwszy wydzielona została wtedy seria górnych piasków drobnolaminowanych (nazywana też „piaski górne”). W stanowisku Rudunki seria ta jest wykształcona dwojako, w zależności od pozycji w dolinie: w osi doliny i na stoku (fot. 5, 6). Na początku lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku, eksploatacja materiałów budowlanych odsłoniła w pełnym przekroju osady wypełnienia suchej doliny. Osady zalegające na stoku, wypełniające dużą suchą dolinę (stok o ekspozycji zachodniej) i uchodzącą do niej mniejszą formę (stok o ekspozycji północnej) zostały poddane dokładnej analizie strukturalno-teksturalnej (Dzieduszyńska 1983; Klatkowska 1984).

Facja przyporządkowana w tym stanowisku osi dolinnej, o miąższości do 1,5 m, składa się z horyzontalnie warstwowanych piasków średnio- i drobnoziarnistych (fot. 5), o średnim stop-

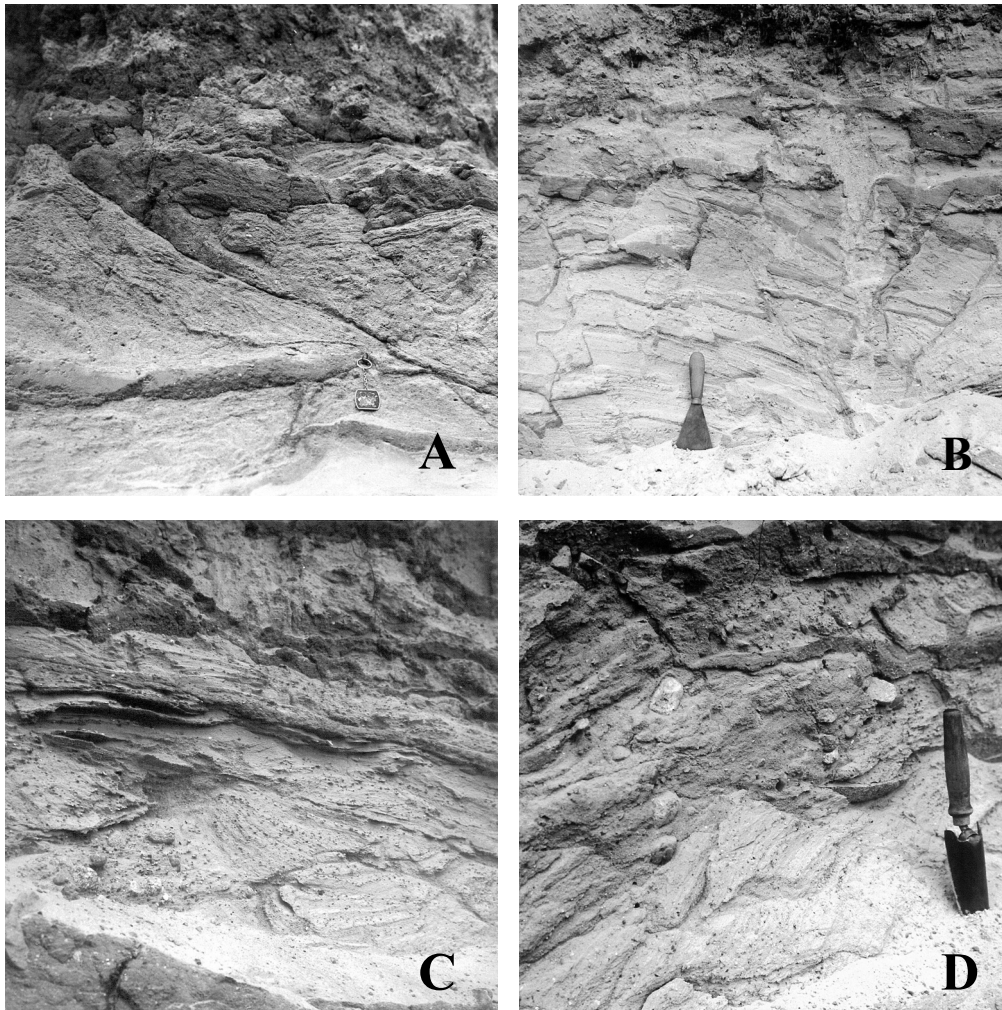
niu segregacji, prawie symetrycznym rozkładzie oraz dodatniej skośności. Ciągłość warstw przerywają uskoki typu epigenetycznego; są to uskoki normalne, uwarunkowane naciskiem górnym.

W peryferycznej części doliny, seria drobnolaminowana jest wykształcona inaczej. Ciągnie się ona od wysoczyzny (fot. 7), jej miąższość zwiększa się od 0,3 do 0,8 m. Zalega na płaszczu żwirowo-kamienistym, wykształconym w postaci kilkunastocentymetrowej miąższości serii gruboziarnistych piasków i żwirów przesyconych związkami żelaza. Pod płaszczem znajduje się powszechna dla wypełnień dolin regionu łódzkiego seria piaszczysto-mułkowa. Inaczej jest w górnej partii stoku, gdzie zasięg piasków górnych jest większy niż serii piaszczysto-mułkowej, a pod poziomem kamienistym znajdują się warciańskie piaski fluwioglacjalne (fot. 7). Na dużych fragmentach opisywana seria wypełnia i maskuje nierówności w kopalnej powierzchni stoku. Cechą wyróżniającą osadu jest zdeformowanie drobnolaminowanego materiału poprzez system spękań i uskoków (fot. 6A,B). Występują tutaj uskoki proste i odwrócone, o osiach największego naprężenia skierowanych pionowo, poziomo, a także kierunkach pośrednich. Są to zaburzenia mikroskalowe; wielkość zrzutu to niekiedy zaledwie kilka milimetrów. Na wykształcenie serii wpływają powszechne spękania. Pakiety są ograniczone powierzchniami nieciągłości o zmiennym upadzie lamin, od prawie horyzontalnego do prawie pionowego. Warstwy w obrębie pakietów mają często nieregularny przebieg, z podgięciami i zafałdowaniami.



Fot. 5. Stanowisko Zgierz-Rudunki.
Piaski drobnolaminowane górne w osi
suchej doliny denudacyjnej

Zgierz-Rudunki site. Thinly laminated
sand unit in the dry valley axis



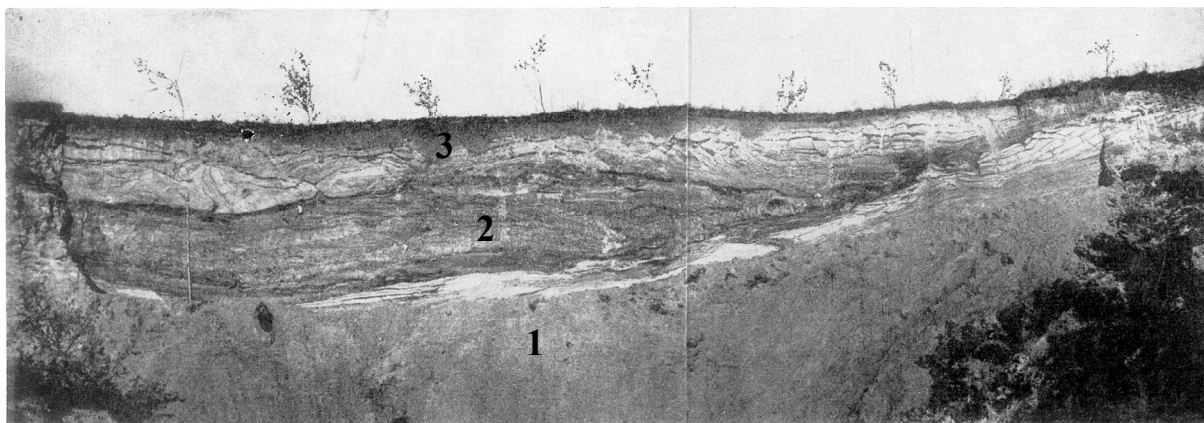
Fot. 6. Stanowisko Zgierz-Rudunki. Piaski drobnolaminowane górne na stoku suchej doliny denudacyjnej
 A, B – nieciągłe, mikroskalowe deformacje w obrębie serii; C, D – domieszka grubszej frakcji podkreślająca laminację lub rozmieszczone bezładnie

Zgierz-Rudunki site. Over-snow deposition on the dry valley slope

A, B – discontinuous, microscale deformations within the unit; C, D – an admixture of the coarser fraction underlying lamination or chaotically spaced

Informacji na temat przemieszczenia pierwotnego układu warstw dostarcza też sposób zalegania smug limonitycznych. Zbite warstwy orsztynu, o miejscami horyzontalnym przebiegu, są powszechnie zdyslokowane w podobnym stylu jak warstwy piasku. Spękania, albo całe systemy spękań, dotyczą bądź fragmentu serii, bądź obejmują całą jej miąższość, świadcząc o ich post- lub synsedymencyjnym charakterze. Kierunki powierzchni uskoków i spękań oraz bieg warstw są równoległe do osi morfologicznej formy, do której nawiązują. Oprócz tego typu deformacji seria nie wykazuje żadnych symptomów, które mogłyby świadczyć o obecności zmarzliny. Materiał budujący wykazuje zróżnicowanie frakcji – od bardzo drobnej po kamienistą (fot. 6C, D). Materiał grub-

szy jest rozmieszczony bezładnie, niekiedy tworzy nagromadzenia, tkwią w nim kamienie o średnicy do kilkunastu centymetrów. W odróżnieniu od facji w osi doliny, seria na stoku wykazuje gorszą segregację materiału, zachowując znaczną domieszkę frakcji drobnej. Wyniki analizy morfoskopowej ziaren kwarcu frakcji 0,63–0,80 mm zmodyfikowaną metodą Cailleux wskazują na najmniejszą wśród analizowanych tu vistuliańskich serii osadowych zawartość ziaren RM (kuliste matowe) i C (obrobione pęknięte), kosztem wzrostu udziału ziaren typu EL (stęplone błyszczące) i M (pośrednie między RM i EL). Stwierdzone proporcje są podobne do charakterystyki morfoskopowej osadów warciańskiego podłoża fluwio-glacialnego.



Fot. 7. Stanowisko Zgierz-Rudunki. Zasięg piasków drobnolaminowanych górnych na stoku suchej doliny denudacyjnej

1 – podłoże fluwioglacjalne; 2 – piaski drobnolaminowane; 3 – pokrywa pylasta

Zgierz-Rudunki site. Extent of thinly laminated sands on the dry valley slope

1 – fluvioglacial substratum; 2 – thinly laminated unit; 3 – sandy cover

Pierwotnie obie facje, osi dolinnej i stokowa, górnych piasków drobnolaminowanych wyróżnione w stanowisku Zgierz-Rudunki zostały przez Klatkową (1964) uznane za efekt splukiwania i za odpowiadające sobie chronologicznie. Na tamtym etapie badań oraz ogólnego stopnia rozpoznania warunków schyłku ostatniego glacjału zostały wstępnie skorelowane z wysoczyzną facją eoliczną II fazy akumulacji holenderskich piasków pokrywowych (*Younger Coversand II*) datowanymi na młodszą dryas. Weryfikacja tej tezy stała się możliwa w trakcie pozyskiwania kolejnych danych stratygraficznych oraz środowiskowych vistulianu w regionie łódzkim. Korelacja z sytuacją elementów morfologicznych w dolinach rzecznych pozwoliła wtedy na określenie ich na równoległe „ze stropowymi częściami rzecznych teras starszych od holoceni” (Klatkowa 1984). Szczególnie istotnym argumentem w określaniu wieku serii jest jej zaleganie nad płaszczem kamienistym. Przyjmując tezę Turkowskiej (1988) o chronologicznej korelacji pomiędzy płaszczem a stropem terasy wysokiej, wyłonionej morfologicznie na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu, wiek serii można zawęzić do późnego vistulianu. Za ważne w dalszych rozważaniach na temat roli i miejsca serii piasków górnych jest fakt ciągłości płaszczu zwirowego pod osadami występującymi w pozycji stokowej, którego przebiegu nie uchwycono pod osadami znajdującymi się w osi doliny. Jak wynika z analizy odkrywki w Zgierzu-Rudunkach, nie jest wykluczone, że zróżni-

cowane wykształcenie piasków górnych (w postaci facji stokowej i facji osi dolinnej) jest następstwem nie tylko odmienności facjalnej, ale również wiekowej. Mimo, że osady były tam szeroko dostępne dla obserwacji, to nie znaleziono dowodów na równoczesność ich akumulacji, ponieważ reper stratygraficzny w postaci horyzontu kamienistego pod osadami facji stokowej traci ciągłość przechodząc w osady złożone w osi doliny.

Istnieją poglądy przedstawiające serię górnych piasków drobnolaminowanych w innej pozycji stratygraficznej. Według Manikowskiej (1969, 1995) seria piasków drobnolaminowanych występująca w dnach zagłębień bezodpływowych i suchych dolin, koresponduje z holenderskimi starszymi piaskami pokrywowymi (*Older Coversand II*), zalegającymi pod torfem/warstwą mułową böllingu a zatem, zgodnie z holenderską chronostratygrafią, pochodzą z górnego pleniglacjału (np. Kolstrup 2007). Argumentem za takim przyporządkowaniem czasowym serii jest jej pozycja w stanowisku wydmy Katarzynów koło Łodzi, gdzie zalega w osi suchej doliny, pod tarczą eoliczną zwieńczoną glebą böllingu (Dylikowa 1967). Z kolei za różnowiekowością serii mogą przemawiać obserwacje Turkowskiej z doliny Mrogi oraz Wieczorkowskiej z obszaru Pagórków Romanowskich (Turkowska, Wieczorkowska 1985). Stwierdzona została dwudzielność piasków górnych polegająca na tym, że część zbudowana z piasków i mułków zalega w dolnych segmentach stoku oddzielona pozio-

mem kamienistym od części drugiej, piaszczystej, rytmicznie warstwowanej, wkraczającej na stoki. Takie położenie wyznacza ich pozycje stratygraficzne odpowiednio na schyłek plenivistulianu oraz późny vistulian.

Piaski zalegające na stoku w stanowisku Zgierz-Rudunki były wydатовane metodą TL na $12\,800 \pm 1900$ lat (Klatkova 1993). Biorąc pod uwagę niepewność pomiarową metody oraz bardzo dużą wartość błędu, datowanie to nie może być przyjęte bezkrytycznie. Niemniej jednak nietrudno zauważyć, że uwzględniając kalibrację, otrzymana data nie przeczy ich młodszodryasowemu pochodzeniu (tab. 3).

W świetle przedstawionej charakterystyki uznano, że za powstanie pokrywy stokowej odpowiedzialne są procesy spłukiwania (nawiązując do schematu Turkowskiej 1975 odnośnie wykształcenia osadów zależnie od pozycji morfologicznej – w facji proksymalnej i przejściowej), z udziałem wiatru oraz spływów błotnych. Obecność deformacji była podstawą do sformułowania tezy o depozycji na złodzonych płatach śniegu (tzw. depozycja naśnieżna) i uznana za efekt nierównomiernego osiadania materiału na skutek „ubytku” masy podłoża, na którym został złożony (Dzieduszyńska 1983; Klatkova 1984).

Górne piaski drobnolaminowane o cechach depozycji naśnieżnej, wyróżnione zostały również na stokach suchych dolin denudacyjnych w **stanowisku Smardzew**, w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (Klatkova 1964).

Korelacji pomiędzy utworami stokowymi i rzecznyymi, pozwalających wobec braku materiału organicznego na wypowiedanie się o wieku omawianej serii stokowej, dostarczyły badania Turkowskiej (1975, 1988) dotyczące tendencji rozwoju rzek Wyżyny Łódzkiej w późnym czwartorzędzie, a szczególnie te prowadzone w dolinie Mrogi.

Mroga jest rzeką płynącą z powierzchni Wyżyny Łódzkiej w kierunku północnym i rozcinającą strefę krawędziową (rys. 2, 13). Dokładnej interpretacji poddany był wycinek doliny w obrębie poziomu smardzewskiego. Rzeźba doliny Mrogi charakteryzuje się dużym urozmaiceniem, ze stokami nachylnymi do ponad 10° oraz wysokościami względnymi ponad 12 m. Wyraźnie wykształcone są elementy dolinne w postaci dna, poziomów terasowych oraz nawiązujących do nich dolin denudacyjnych i młodszych form erozyjnych. W zakresie zagadnień związanych z młodszym dryasem, interesującym elementem, posiadającym zapis

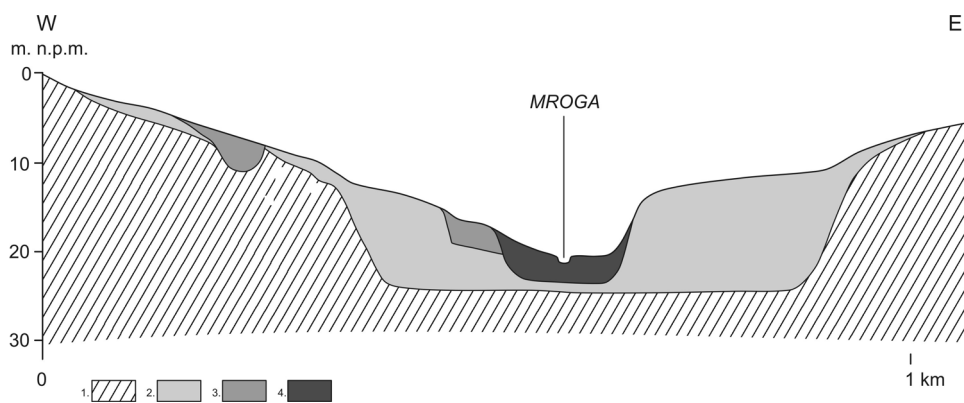
zarówno w postaci osadów, jak i wyraz morfologiczny jest niski poziom dolinny (rys. 17). Tworzy on powierzchnię o szerokości 150–200 m, 2–3 m od współczesnego dna, wyłącznie po zachodniej stronie doliny. Materiał budujący ten poziom włożony jest w starsze osady dolinne, od których oddzielony jest powierzchnią nieciągłości. Te starsze osady przynależą do wyższego poziomu dolinnego, wyraźnego w obrazie doliny, dobrze rozpoznanego w regionie łódzkim, którego zaistnienie w sensie morfologicznym datuje się na 15–14 ka BP (Turkowska 1975, 1988; Kamiński 1993; Kobojek 2000; Forysiak 2005 i inni). Materiał składający się na niski poziom dolinny to, poznane w pełnym profilu w stanowisku Mroga Dolna, piaski i różnoziarniste ze żwirami i kamieniami, umiarkowanie wysortowane, osadzone jako facja korytowa przez wody o dużej dynamice. Poziom uznany został przez Turkowską (1975) za świadectwo tendencji agradacyjnych rzeki roztokowej. Brak jest zaburzeń post-sedymentacyjnych. Obecność drugorzędnych bruzd, żłobionych okresowo przez ramiona rzeki, dowodzi okresowych tendencji do erozji, przy ogólnym podnoszeniu się dna doliny. Mroga jest rozpoznana jako rzeka odznaczająca się w młodszym dryasie roztokowym rozwinięciem koryta, które utrzymywało się przez cały późny vistulian. W interpretowanym odcinku czasowym wcześniejsze tendencje erozyjne zostały zahamowane, co doprowadziło do wykształcenia niskiego poziomu dolinnego, wyłonionego morfologicznie na przełomie z holocenem (Turkowska 1975, 1988, 1997, 2006). Za przyczynę takiego obrazu uznano urozmaiconą rzeźbę małej doliny, sprzyjającą w warunkach chłodnego klimatu, przy redukcji pokrywy roślinnej, wydatnemu dostarczaniu do rzeki materiału z transportu poprzecznego (*op. cit.*).

W dolinie Mrogi, oprócz opisanych osadów rzecznych, występują synchroniczne piaski stokowe, które wypełniają rozcięcia w powierzchni górnoplenivistuliańskiej, łagodząc jej profil (rys. 17). Deponowane były w niszach, które stanowiły pułapki dla piasków transportowanych przez wiatr, ze współudziałem materiału ze spłukiwania i spływów błotnych. Seria stokowa występuje tylko po zachodniej stronie doliny Mrogi, co jest przez Turkowską (1988, 2006, 2007) wiązane z asymetrią klimatyczną powodującą uruchamianie procesów na „zimnych” stokach. Pod względem strukturalnym i teksturalnym osady te wykazują bardzo duże podobieństwo do piasków facji stokowej osadów drobnolaminowanych (depo-

zycji naśnieżnej) ze stanowiska Zgierz-Rudunki. Wydarzenia sugerowane jako młodszodryasowe w dolinie Mrogi, ze względu na kompletny brak materiału organicznego, nie posiadają dokumentacji w postaci datowania bezpośredniego. Domniemanie wieku procesów oparte jest na wzajemnym sąsiedztwie vistuliańskich serii i cechach strukturalnych i teksturalnych osadów w powiązaniu z określonymi warunkami klimatycznymi. W regionie łódzkim udokumentowane zostały też inne stanowiska piasków drobnolaminowanych górnych (np. Dąbrowa – Klatkowa 1985), których pozycja może potwierdzać zakładany powyżej wiek (rys. 18) – zostaną omówione przy charakterystyce obszaru należącego do dorzecza Warty.

Moszczenica, podobnie jak Mroga, jest rzeką płynącą przez strefę krawędziową Wy-

żyny Łódzkiej (rys. 2, 13). Ślady jej aktywności w młodszym dryasie zostały udokumentowane w stanowiskach na poziomach katarzynowskim oraz Woli Mąkolskiej (Kamiński 1993), a zatem na mniej urozmaiconym pod względem morfologicznym obszarze niż w dolinie Mrogi. Wyniki badań wskazują na tendencje erozyjne rzeki oraz odpływ w wielkopromiennych korytach meandrujących w późnym vistulianie, a analizowane koryta zostały opuszczone przed młodszym dryasem. Na odcinku poziomu katarzynowskiego, w stanowisku Swędów, uzyskano wiek ^{14}C $10\ 850 \pm 180$ BP dla mułków mineralnych i organicznych w spągu paleokoryta, a następnie $10\ 370 \pm 250$ BP dla nadległych mułków i torfów organicznych (tab. 3). Osady korelowane z młodszym dryasem posiadają

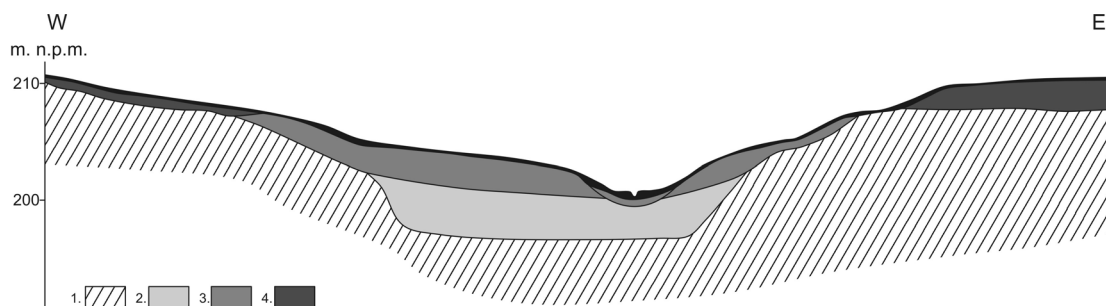


Rys. 17. Pozycja piasków drobnolaminowanych górniczych i synchronicznych osadów terasy niskiej (niskiego poziomu dolinnego) – dolina Mrogi (na podst. Turkowskiej 1988)

1 – podłoże; 2 – osady górnego plenivistulianu; 3 – osady młodszego dryasu; 4 – osady holoceni

Correlation of thinly laminated sands with the low terrace sediment – the Mroga River valley (after Turkowska 1988)

1 – substratum; 2 – Weichselian Pleniglacial deposits; 3 – Younger Dryas deposits; 4 – Holocene sediments



Rys. 18. Pozycja serii piasków drobnolaminowanych górnych na stoku suchej doliny denudacyjnej – stanowisko Dąbrowa (na podst. Klatkowej 1989)

objaśnienia jak przy rys. 17

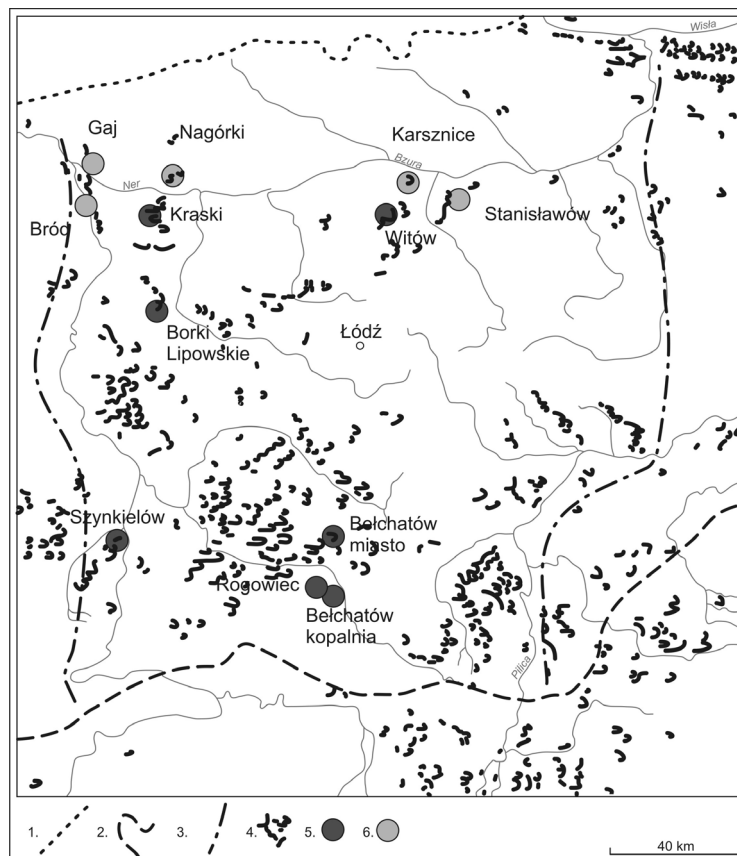
Thinly laminated sands on the dry valley slope – Dąbrowa site (after Klatkowa 1989)

explanations as in Fig. 17

większą domieszkę części mineralnych. W stanowisku położonym bardziej na północ, w obrębie następnego poziomu morfologicznego Woli Mąkolskiej, wiek radiowęglowy spągowych osadów organicznych (mułki, torfy) w wielkopromiennym meandrze został określony na $10\,400 \pm 200$ BP (tab. 3). Na powierzchni wysokiej terasy plenivistuliańskiej stwierdzono w dolinie Moszczenicy występowanie serii rytmicznie warstwowanych piasków drobnolaminowanych górnych.

Aktywność fluwialna młodszego dryasu w dolinie **Rawki**, uchodzącej do Bzury rzeki we wschodniej części regionu, o generalnie południkowym przebiegu, została zidentyfikowana w **stanowiskach Kamion i Samice** (rys. 2, 13). Stanowiska znajdują się w środkowym odcinku doliny na słabo, w porównaniu ze strefą krawędziową, urozmaiconym morfologicznie terenie Równiny Łowicko-Błońskiej (Kobojek 2000).

Meandrowe rozwinięcie koryta u schyłku vistulianu potwierdzają liczne kopalne koryta. Wypełnienie jednego z takich paleokoryt zawierało mułki organiczne i torfy, dla których uzyskano wiek radiowęglowy $11\,250 \pm 170$ lat BP (tab. 3), przykryte następnie przez osady piaszczysto-żwirowe. Fakt zalegania materiału mineralnego nad osadami organicznymi z allerödu świadczy o powrocie dynamicznego przepływu w młodszym dryasie. Duże ilości wody skutkowały formowaniem się wielkopromiennych meandrów (o promieniu krzywizny do 350 m) i bardzo szerokiego pasa meandrowego – boczna migracja koryta w szybkim tempie rozszerzała dno, co ma odzwierciedlenie w obecnej szerokości dna doliny Rawki na tym odcinku (do 1100 m). W suchych dolinach denudacyjnych uchodzących do doliny Rawki, udokumentowana została obecność piasków drobnolaminowanych górnych.

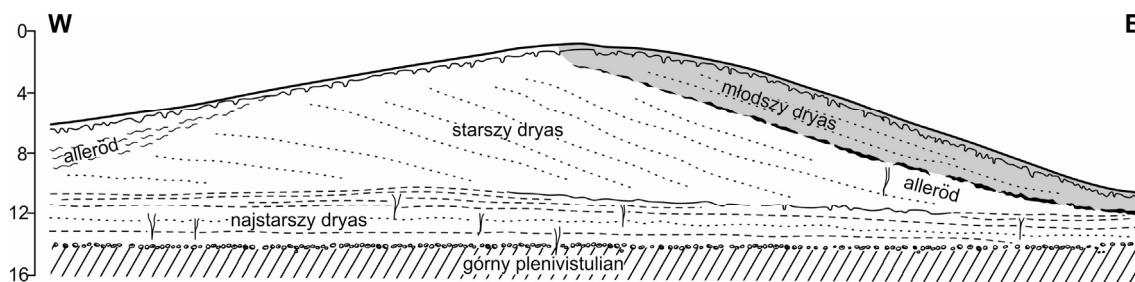


Rys. 19. Rozmieszczenie wydm w regionie łódzkim (na podst. Manikowskiej 1985)

1 – maksymalny zasięg zlodowacenia wisły (północna granica regionu); 2 – zasięg stadiału warty (południowa granica regionu); 3 – zachodnia i wschodnia granica regionu; 4 – wydmy; 5 – stanowiska wydm późnovistuliańskich; 6 – stanowiska wydm holoceniśkich

Dune distribution in the Łódź Region (after Manikowska 1985)

1 – maximum extent of the Weichselian ice sheet (northern boundary of the region); 2 – maximum extent of the Wartian ice sheet (southern boundary of the region); 3 – western and eastern boundaries of the region; 4 – dunes; 5 – Late Glacial dunes; 6 – Holocene dunes



Rys. 20. Schemat struktury wydmy późnowistuliańskiej w regionie łódzkim (wg Manikowskiej 1994)

Weichselian Late Glacial dune structure (after Manikowska 1994)

Tendencje do meandrowania stwierdzono również dla dolnego odcinka **Bzury** (Andrzejewski 1991). W **stanowisku Mistrzewice** (rys. 13), na północ od Sochaczewa, na powierzchni terasy otwockiej udokumentowano paleomeandry o dużym promieniu krzywizny, aktywne w młodszym dryasie i odcięte na przełomie z okresem preborealnym, o czym świadczy data ^{14}C $9\ 640 \pm 160$ lat BP uzyskana dla osadów organicznych w spągu koryta (tab. 3).

Najczytelniejsze świadectwo panujących warunków pozostawiło ochłodzenie młodszego dryasu w środowisku eolicznym (rys. 19). Jak już wcześniej wspomniano, w regionie łódzkim ochłodzeniu przypisywana jest trzecia faza wydmotwórcza, zwana fazą przekształcania (Dylikowa 1967; Manikowska 1985, 1995), wyrażająca się w morfologii form przeobrażaniem polegającym na rozcinaniu wydmy parabolicznych na pojedyncze wały, rozwojem prawych, południowych, ramion wydmy, niszczeniem warstwy glebowej po stronie dowietrznej (rys. 20).

Poszczególne fazy rozwoju wydmy zaproponowane przez Dylikową (1967) dla Polski środkowej zostały wyodrębnione między innymi na podstawie analizy **stanowiska Katarzynów**, położonego na poziomie katarzynowskim strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (rys. 2, 13). Tamtejsza wydma, która stanowi ułożony w dnie suchej doliny poprzeczny w stosunku do jej osi wał, oprócz serii osadów eolicznych, zawiera rozdzielające je poziomy glebowe. Dokumentuje wszystkie późnowistuliańskie epizody aktywności eolicznej, w tym fazę przekształcania formy w młodszym dryasie.

Wydma w **stanowisku Witów** położona jest na skraju torfowiska „Silne Błoto”, w dolinie rzeki Maliny (dorzecze Bzury), 11 km na północny wschód od Katarzynowa, w pradolinie warszawsko-berlińskiej (rys. 2, 13) (Wasyli-

kowa 1964, 1999–2001). Mimo tak bliskiego sąsiedztwa obu form, późnowistuliańskie procesy wydmotwórcze przebiegały tutaj inaczej niż w Katarzynowie (Dylikowa 1967). Wydarzeniem morfogenetycznym młodszego dryasu w rzeźbie było utworzenie nowej formy, tzw. wydmy młodszej, o miąższości osadów do 1 m. Bezpośrednim jej podłożem jest gleba allerródzka rozwinięta na piaskach tzw. wydmy starszej, ze starszego dryasu. Moment rozpoczęcia procesów wydmotwórczych w analizowanym okresie określono metodą radiowęglową na $10\ 815 \pm 160$ BP (tab. 3), poprzez datowanie zabytków warstwy kulturowej szałasów witowskich z obozowisk traperskich, tzw. zespołów z „tylczakami łukowatymi”, uznanych za pochodzące z początków młodszego dryasu (Chmielewska 1978 za Wasylikową 1999–2001, Dzieduszyńską *et al.* 2006). Podstawy rekonstrukcji paleogeograficznej na podstawie szczegółowej analizy palinologicznej dla stanowiska Witów oraz znaczenie stanowiska dla paleogeografii regionu zostały opisane w rozdziale „Palinologiczny obraz ochłodzenia”.

Wschodnią granicę części obszaru regionu łódzkiego należącego do dorzecza Wisły wyznacza dolina Pilicy. Charakteryzują ją wyraźnie wykształcone, choć mało wcięte elementy dolinne, co zalicza formę do strefy mniej urozmaiconej rzeźby regionu łódzkiego (rys. 2). Lewostronne dorzecze Pilicy, z którego pochodzą opisane niżej stanowiska, jest obszarem wyniesionym średnio do wysokości bezwzględnej 200–250 m n.p.m.

Szeroka, wykorzystująca rynną glacialną dolina środkowej **Wolbórki** (rzeka na SE od Łodzi, lewostronny dopływ Pilicy) cechuje się żywą rzeźbą, obecnością stoków o nachyleniu do 5° , poprzecinanych suchymi dolinami, i wysokościami względnymi do ponad 15 m. Transformacja systemu fluwialnego w meandrującą

lokowana jest na przełom z holocenem. Dla środkowego biegu Wolbórki dla całego późnego vistulianu przyjęto tezę o wypełnianiu doliny o charakterze erozyjnym przez kilkumetrową piaszczysto-żwirową serię osadów rzeki roztokowej (rys. 13) (Turkowska 1988). Założona dla późnego vistulianu, a więc również młodszego dryasu, agradacja dna nie ma odzwierciedlenia we współczesnej rzeźbie z powodu zamaskowania holocenijskimi pokrywami torfowymi.

Informacje o procesach właściwych ochłodzeniu młodszego dryasu pochodzą także z systemu fluwialnego innego lewostronnego dopływu Pilicy – **Luciąży** (rys. 13). Ślady zachowane są w niewielu **stanowiskach** (m.in. **Włodzimierzów, Przerąb**), ale te które istnieją, są na tyle dobrze udokumentowane, że nie pozostawiają wątpliwości co do ówczesnego meandrowego rozwinięcia koryta. Odpływ odbywał się w wielkopromiennych meandrach z tendencją do bocznej wędrówki koryta. Osady rzeki młodszodryasowej, generalnie charakteryzujące się słabym wysortowaniem i dużą domieszką grubszej frakcji, były akumulowane w szybkim tempie. Chronologia zdarzeń w Luciąży jest potwierdzona datowaniem radiowęglowym $10\,920 \pm 100$ BP (tab. 3), która lokuje powstanie równi zalewowej przed młodszym dryasem. Konsekwencją morfologiczną tej fazy agradacji było złożenie osadów, które zostały w holocenie wyłonione jako terasa niska (Wachecka-Kotkowska 2004).

Z osadów mineralnych doliny Luciąży można wnioskować także o procesach w środowisku stokowym. W **stanowisku Kalek** (rys. 13), ponad stropem terasy plenivistuliańskiej, stwierdzono występowanie serii o charakterystyce odpowiadającej piaskom depozycji naśnieżnej ze stanowiska Zgierz-Rudunki (*op. cit.*).

Stanowiska w części zachodniej i południowo-zachodniej regionu (dorzecze Odry ze szczególnym uwzględnieniem doliny Warty)

Analizowany obszar, należący do dorzecza Odry (rys. 2), obejmuje teren położony na zachód od działu wodnego pierwszego rzędu, do zachodniej granicy regionu łódzkiego wyznaczonej przez lewą krawędź doliny środkowej Warty, pomiędzy Wyżyną Wieluńską a ujściem Neru (Turkowska 2006). Obszar prawostronnego dorzecza Warty rozcinają doliny rzek Neru, Widawki i Grabi. Odcinek doliny Warty na południe od Działoszyna leży już poza zasię-

giem lądolodu warty, natomiast niewielki obszar na północnym zachodzie regionu jest dyskusyjnym co do zasięgu lądolodu wisty (Peters, Forsytek 2003).

Rzeka Warta w granicach przedstawianego terenu płynie początkowo przez obszar Wyżyny Wieluńskiej w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego, a następnie gwałtownie skręca ku północy i płynie południkowo przez Kotlinę Szczercowską, Kotlinę Sieradzką i Kotlinę Kolską (mezoregiony wg podziału Kondrackiego 1978). Najbardziej urozmaicona hipsometrycznie jest dolina Warty w obrębie Wyżyny Wieluńskiej, gdzie na długości 43 km ma charakter przełomowy. Dolina Warty, która składa się tutaj z trzech odcinków: przełomu działoszyskiego, łuku załęczańskiego i przełomu krzeczowskiego (Krzemiński 1965) jest wąska (1–3 km) i głęboko wcięta; dno doliny leży na wysokości 170 do 180 m n.p.m., a wysoczyzna wznosi się do 200–230 m n.p.m. Po opuszczeniu fragmentu przełomowego dolina stopniowo się rozszerza i od ujścia Widawki jest rozległą, łagodną formą o szerokości do 8 km i głębokości rzędu 15 m (Forsytek 2005). Szczególny charakter ma wybitnie rozszerzony odcinek doliny Warty w Kotlinie Kolskiej pomiędzy Siedlątkowem a ujściem Neru, gdzie wykorzystuje tak zwany basen uniejowski, wyróżniony ze względów odrębności geologicznej i geomorfologicznej (Peters 2002). W kierunku północnym basen uniejowski łączy się z wyrównaną powierzchnią pradoliny warszawsko-berlińskiej.

Kotliny, które znajdują się w opisywanym fragmencie dorzecza (Szczercowska, Sieradzka, Kolska) charakteryzują się równiną powierzchnią dna na wysokościach 100–150 m n.p.m. Doliny prawostronnych dopływów Warty (Ner, Widawka, Grabia) są rozległe i słabo zarysowane morfometrycznie.

W dorzeczu Warty badania prowadzone były w połowie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych ubiegłego wieku i dotyczyły procesów fluwialnych i eolicznych. Nowe światło na środowisko młodszego dryasu rzucają prace najnowsze, prowadzone w dolinie Warty w bieżącym stuleciu.

Badania Krzemińskiego (1965) w **przełomowym odcinku Warty** przez Wyżynę Wieluńską pozwoliły na wydzielenie w morfologii doliny tzw. „terasy średniej” (odpowiednik „niskiego poziomu dolinnego” u Turkowskiej 1988). Terasa średnia znajduje odzwierciedlenie w rzeźbie dzisiejszej doliny jako nieciągły poziom, obecny po obu jej stronach, znajdujący się

na wysokości 3–4 metrów ponad holoceńskim dnem (rys. 21). Zmienna jest jej szerokość: od wąskich kilkudziesięciometrowych listew po równiny o rozległości rzędu 300 m. Na powierzchnię terasy średniej uchodzą doliny denudacyjne zwiększając jej szerokość. W strukturze wewnętrznej jej osadów wyróżnia się piaski z dużą domieszką żwirów, źle wysortowane, warstwowane krzyżowo. Zostały złożone jako osady korytowe rzeki o roztokowym rozwinięciu (rys. 13), o dużej dynamice i dodatnim bi-

lansie erozji. Autor (Krzemiński 1965) określił wiek ich depozycji na młodszy dryas, a morfologiczne wyłonienie się terasy na przełom późnego vistulianu i holocenu. Wnioski poparte zostały przez oszacowanie na alleröd (Krzemiński, Bezkowska 1986) wieku podcięć meandrowych między terasą wysoką, plenivistuliąską („wysoki poziom dolinny” u Turkowskiej 1988), a terasą średnią oraz analiza palinologiczna torfów z wypełnienia starorzecza w stanowisku Konopnica (Krauzlis za Krze-



Rys. 21. Szkic geomorfologiczny okolic Działoszyna – dolina Warty (na podst. Krzemińskiego 1966)

1 – ostańce jurajskie; 2 – wysoczyzny morenowe; 3 – wysoczyznowe powierzchnie wodnolodowcowe; 4 – fluwio-glacialne poziomy erozyjne; 5 – wodnolodowcowe poziomy dolinne; 6 – stoki; 7 – vistuliańskie doliny denudacyjne; 8 – terasa wysoka; 9 – terasa średnia (młodszy dryas); 10 – powierzchnie zwydmione; 11 – dno doliny

Legenda szkicu zmodyfikowana zgodnie z legendą do Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego w skali 1:200 000 (Turkowska 2006)

Geomorphological sketch near Działoszyn – Warta River valley (after Krzemiński 1966)

1 – Jurassic hillocks; 2 – morainic plains; 3 – fluvio-glacial plains; 4 – fluvio-glacial erosional surfaces; 5 – fluvio-glacial valley levels; 6 – slopes; 7 – Weichselian dry valleys; 8 – higher terrace; 9 – middle terrace (Younger Dryas); 10 – dunes; 11 – flood plain

mińskim, Bezkowską 1986). Tym samym wiek rozcięcia terasy wysokiej nie może być starszy niż *alleröd*.

Jak wspomniano, dolina Warty po opuszczeniu odcinka przelomowego zmienia się z formy głęboko wciętej w rozległą, o mało urozmaiconą rzeźbę. W obszarze, na arkuszach map geologicznych w skali 1:50 000, wyróżniane jest szerokie holocenijskie dno doliny, miejscami urozmaicone hipsometrycznie i litologicznie. Na odcinku od ujścia Oleśnicy do ujścia Widawki (ark. Widawa – Krzemieński, Bezkowska 1986) to urozmaicenie dna ma wyraz w wydzieleniu w jego obrębie terasy zalewowej niższej, na którą składają się osady facji pozakorytowej, i terasy zalewowej wyższej, zbudowanej z osadów facji korytowej, leżącej około 3–4 m nad średnim poziomem wody w rzece. Podobny układ został stwierdzony dla dna doliny Widawki. Na obszarze objętym arkuszami Zduńska Wola (Bezkowska 1995) i Warta (Klatkova, Załoba 1992) dno jest jeszcze szersze, ale na ówczesnym etapie badań, poziomów nie wyróżniono.

W **stanowisku Koźmin** (rys. 2, 13) położonym w basenie uniejowskim, czyli w miejscu szczególnie rozległego dna doliny Warty, z racji prac eksploatacyjnych odkrywki KWB „Adamów”, możliwe było przeprowadzenie dokładnych studiów teksturalno-strukturalnych osadów deponowanych przez rzekę w *vistulianie*. Dla kilku profili osadów organicznych i mineralno-organicznych wykonano analizy pyłkowe oraz datowania radiowęglowe (Turkowska *et al.* 2000, 2004; Petera 2002). Osady, na podstawie których zrekonstruowana została aktywność rzeki w młodszym dryasie, spoczywają na ciągłym, szeroko rozprzestrzenionym horyzoncie torfowym, przykrywającym serię o miąższości do 10 m, złożoną z dobrze wysortowanych piasków osadzonych przez plenivistuliańską piaskodenną rzekę roztokową (Petera 2002; Petera-Zganiacz 2007). Powstawanie torfowiska zostało określone na *alleröd*, istniało ono też na początku młodszego dryasu, co jest udokumentowane przez datowania ^{14}C (tab. 3) i potwierdzone paleobotanicznie. Zagadnienia związane z deformacjami torfu oraz zalegania kopalnych pni zostały omówione w rozdziale „Dowody na agradację zmarzliny”. Tak wykształcona powierzchnia została podtopiona, co ma wyraz w akumulacji gytii, a następnie znalazła się pod bezpośrednim wpływem działalności fluwialnej. Nastąpiło porozcinanie powierzchni równocześnie funkcjonującymi korytami o głębokości do 4 m, o przebiegu prostoliniowym lub krętym, bez

śladów bocznej migracji. Miał w nich miejsce szybki pionowy przyrost osadów w postaci dobrze wysortowanych piasków średnio- i gruboziarnistych. Obecne w wypełnieniach niektórych koryt domieszki materiału organicznego pochodzą z rozmycia torfu. Facja pozakorytowa wykształcona jest w postaci *mad* piaszczystych. Powyższe przesłanki były podstawą do sformułowania wniosku o istnieniu tutaj w młodszym dryasie rzeki wielokorytowej typu *anabanching*, mogącej powstać w środowisku cechującym się intensywnymi powodziami, gdzie istnieją równoważne koryta nie wykazujące tendencji ani do roztokowania ani do meandrowania, a obszary międzykorytowe tworzą piaszczyste wyspy, będące równią zalewową dla systemu koryt (Turkowska *et al.* 2000, 2004; Petera 2002). Powstanie takiego typu systemu rzeczno-ego było tutaj uwarunkowane niewielkim spadkiem rzeki, istnieniem rozszerzenia doliny sprzyjającego rozlewaniu się wód powodziowych, częstych w warunkach klimatycznych młodszego dryasu, dodatkowo przy utrudnionej infiltracji na skutek przemarzniętego podłoża (rozdział „Dowody na agradację zmarzliny”) oraz obciążeniem dużym ładunkiem osadowym. Układ wielokorytowy typu *anabanching* był kontynuowany w holocenie.

Rozwinięcie Warty było badane dla odcinka na południe od stanowiska Koźmin, w górę rzeki do wysokości miejscowości Burzenin (Forysiak 2005). Układ analizowano między innymi na podstawie zdjęć lotniczych. Uzyskano obraz przeplatających się koryt rzecznych, których generacje wyróżniono poprzez różnice w intensywności fototonów. Zasięg występowania kopalnych koryt, wyciętych i wypełnionych w młodszym dryasie, wraz z powierzchniami międzykorytowymi zbudowanymi z *mad* piaszczystych, były podstawą do wyznaczenia charakteryzującego się znacznym rozczłonkowaniem niskiego poziomu dolinnego (rys. 22) (Petera, Forysiak 2004; Forysiak 2005). W granice tego poziomu, wykształconego w młodszym dryasie przez rzekę wielokorytową, włączono również wyniesione płyty, zaliczane wcześniej przez Bezkowską (1995) oraz Klatkova i Załobę (1992) do terasy zalewowej.

Dowodów na współistnienie w młodszym dryasie różnych typów rozwinięcia koryta dostarczyły badania z doliny górnej Neru, na zachód od Łodzi (rys. 2, 13). Sama dolina Neru różni od dolin strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej dużo mniejszym urozmaiceniem morfologicznym (Turkowska 1988), cechowała



Rys. 22. Szkic geomorfologiczny okolic Koźmina – dolina Warty (na podst. Forysiaka 2005)

1 – wysoczyzny morenowe; 2 – wysoczyznowe powierzchnie wodnolodowcowe; 3 – fluwio-glacialne poziomy erozyjne; 4 – stoki; 5 – terasa wysoka; 6 – terasa niska (młodszy dryas); 7 – powierzchnie zwymdione; 8 – równiny torfowe; 9 – dno doliny; 10 – obszary poeksploatacyjne

Legenda szkicu zmodyfikowana zgodnie z legendą do Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego w skali 1:200 000 (Turkowska 2006)

Geomorphological sketch near Koźmin – Warta River valley (after Forysiak 2005)

1 – morainic plains; 2 – fluvio-glacial plains; 3 – fluvio-glacial erosional surfaces; 4 – slopes; 5 – higher terrace; 6 – low terrace (Younger Dryas); 7 – dunes; 8 – peat plains; 9 – flood plain; 10 – post-exploitation areas

się w całym późnym wistulianie obecnością wielokopromiennych meandrów oraz tendencjami do erozji wglębnej i bocznej skutkującymi powsta-

niem rozległej formy. Geologiczny wyraz tych procesów występuje w stanie kopalnym, w postaci obecności w wypełnieniach starorzeczy brył

organicznych, świadczących o zwiększeniu aktywności fluwialnej (Turkowska 1988; materiały niepublikowane). Natomiast w **stanowisku Lublinek „stacja”**, położonym w dolince bocznej Neru, dla ochłodzenia młodszego dryasu została stwierdzona intensyfikacja odpływu, wyrażająca się roztokowym rozwinięciem koryta i agradacją osadów (Turkowska 1992b). Osady składane przez rzekę roztokową to rozległa, miąższa do 2,5 m seria piaszczysto-żwirowa, charakteryzująca się obecnością źle wysortowanego, warstwowanego przekątnie materiału. Poniżej występuje seria piaszczysto-mułkowa, w której stropie zalega gleba hydromorficzna datowana na $11\,320 \pm 160$ BP (tab. 3); wiek allerödski materiału potwierdzony został ponadto ekspertyzą palinologiczną. Granica z niżej zalegającymi osadami drobnoziarnistymi jest zaburzona przez struktury niestatecznego warstwowania o amplitudzie 0,5–0,7 m. Typ deformacji wskazuje na przemarznięcie podłoża.

Badania w dolinie Warty nie wniosły wiele informacji na temat kształtowania stoków w młodszym dryasie. Oczywista jest mniejsza rola tych procesów w rozległej dolinie, w porównaniu z małymi dolinami o urozmaiconej rzeźbie, takich jak na przykład w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej (Turkowska 2002). Dowody uruchomienia takiej działalności w dolinie Warty pochodzą ze **stanowiska Ligota** (rys. 13) w Kotlinie Sieradzkiej, koło Burzenina (Twardy 2004, 2008). Charakterystyka sedymento-logiczna oraz miejsce występowania osadów deluwalnych (na stoku kemu i na stoku w dolnym odcinku doliny denudacyjnej, rozcinającym terasę plenivistuliańską) pozwoliły na uznanie ich za stratygraficzny odpowiednik serii piasków górnych drobnolaminowanych, wyróżnionych w odkrywcę Zgierz-Rudunki. Cytowany autor koreluje czas formowania osadów z młodszym dryasem, w którym miała miejsce intensyfikacja powodzi w Warcie, prowadząca do powstawania powierzchni mad piaszczystych na dnie doliny.

Piaski drobnolaminowane górne na stokach suchych dolin denudacyjnych udokumentowano w **stanowisku Dąbrowa** (rys. 13) w dorzeczu Neru (Klatkova 1989). Zalegający tu w osi formy, wyciętej w warciańskiej glinie morenowej, mułek organiczny został wydatowany ^{14}C na $14\,200 \pm 400$ lat BP, czyli fazę epe (kamion) inicjującą ocieplenie schyłku vistulianu. Osad organiczny przykrywa 3,5-metrowej miąższości mułek mineralny z piaskiem i dopiero na nie wkraczają piaski górne (rys. 18). Ponadto seria piasków górnych została w regionie opisana

m.in. w stanowiskach Śładkowie w dorzeczu Grabi (Klatkova 1989) oraz Dąbrówka i Kalinko (Wieczorkowska 1994). We wszystkich zarejestrowanych przypadkach seria zalega nad poziomem żwirowo-kamienistym i ma najszerszy, spośród osadów wypełniających doliny, zasięg powierzchniowy.

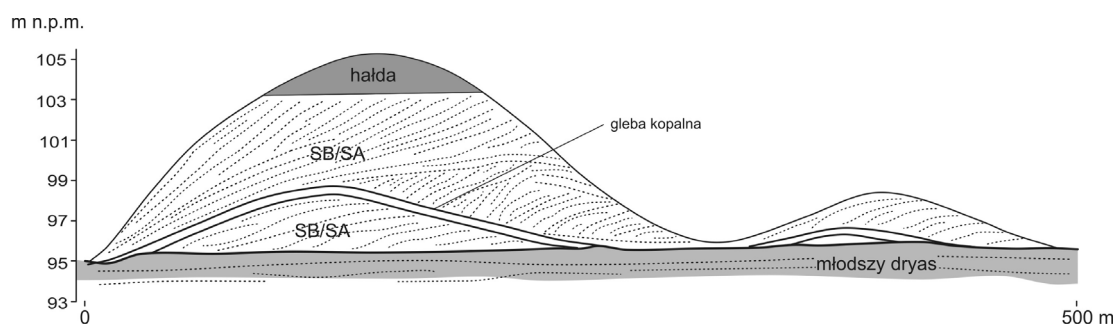
Dorzecze Warty, a zwłaszcza jego wschodnia część, jest obszarem cechującym się dużym nagromadzeniem wydym (rys. 19). Szczególnie znaczące są w krajobrazie Kotliny Szczercowskiej (Gawlik 1970) oraz na międzyrzeczu Warty i Neru w pradolinie warszawsko-berlińskiej (Krajewski 1977). Dla wszystkich przebadanych form uznaje się rozwój zgodny z fazami wydmotwórczymi wydzielonymi przez Dylikową (1967). Poniżej wymieniono te stanowiska, w których morfologiczny zapis działalności eolicznej w młodszym dryasie jest udokumentowany poprzez datowania radiowęglowe.

Wydma w **stanowisku Szynkielów** (rys. 13, 19) znajduje się na plenivistuliańskiej terasie Warty przy ujściu Oleśnicy (Manikowska 1985, 1995, 1999). Efekty działalności w młodszym dryasie zostały tu wyjątkowo dobrze udokumentowane poprzez określenie wieku gleb kopalnych leżących pod piaskami eolicznymi oraz w ich stropie (tab. 3). Glebę podścielającą wydatowano ^{14}C na $10\,860 \pm 120$ lat BP zaś przykrywają na $9\,740 \pm 100$ lat BP. Podobnie w **stanowisku Belchatów** w dolinie Widawki (rys. 13, 19), z datami otrzymanymi dla gleb ograniczających serie eoliczne młodszego dryasu odpowiednio $11\,030 \pm 60$ lat BP i $9\,380 \pm 50$ lat BP (tab. 3). W wydymie w **stanowisku Dobroń** w dolinie Grabi (rys. 13, 19) działalność wydmotwórcza młodszego dryasu datowana jest poprzez gleby kopalne spoczywające pod serią eoliczną: $10\,960 \pm 60$ lat BP – gleba i $11\,770 \pm 80$ lat BP – pedolit (tab. 3). We wszystkich wymienionych wydmach eoliczne serie piaszczyste analizowanego przedziału czasowego osadzone są na stokach usypanych wcześniej form (rys. 20). Interesujące jest, że mimo bliskości przestrzennej, różnią się one miąższością: w Dobrońiu jest to ponad 2 m, a w Belchatowie niewiele ponad kilkanaście centymetrów.

Spośród wydym na północnym zachodzie regionu łódzkiego, na obszarze pradoliny warszawsko-berlińskiej, najwięcej danych do oceny efektów morfogenetycznych procesów eolicznych w młodszym dryasie pochodzi z wydym w **stanowiskach Kraski i Wojciechów**, usytuowanych na warciańskim poziomie pradolinnym oraz z wydmy w **stanowisku Rośle Nowe** (rys.

13, 19), położonej na przyległej od północy wysoczyźnie (S skłon Wału Kutnowskiego) (Krajewski 1977). Powstałe osady mają miąższość od 0,5 do 4 m. Powlekają one dystalne stoki lub przekształcają istniejące formy, poprzez silne rozbudowanie ich południowych ramion. Zaznaczyło się również niszczenie wydm co jest wyrażone albo rozwleczeniem gleby alle-ródzkiej po kopalnym stoku wydmy albo jej brakiem, a granicę między starszym a młodszym dryasem znaczy powierzchnia nieciągłości. W stanowisku Kraski datowano metodą radiowę-glową węgle drzewne z poziomu tuż nad glebą i uzyskano wynik $10\,530 \pm 585$ lat BP (tab. 3). Na podstawie składu mechanicznego osadów eolicznych młodszego dryasu, w którym zanotowano zwiększony udział frakcji żwirowej, określono siłę wiatrów modelujących wydmy. Średnia prędkość w tym okresie określona została na 3 do 6 m/s (w głównej fazie wydmotwórczej – 3 do 6,5 m/s), natomiast prędkość wiatru w porywach wynosiła 6 do 9 m/s, podczas gdy dla najstarszego i starszego dryasu nie przekraczała ona 8 m/s. Analizy sedimentologiczne potwierdziły powszechną opinię o generalnie zachodnich, nieraz z odchyleniem północnym lub południowym, kierunkach wiatrów wydmotwórczych.

W zasięgu tego samego kompleksu wyd-mowego, w północnej części międzyrzecza Warty i Neru, na terasie nadzalewowej niskiej położone są **stanowiska Gaj i Bród** (rys. 13, 19). Badania wydm prowadzone przez Twardego (2008) w zakresie wpływu antropopresji na rozwój rzeźby, dostarczyły informacji rzucających nieco inne światło na temat specyfiki aktywności morfogenetycznej w młodszym dryasie. Autor stwierdził występowanie w podłożu pagórków wydmowych, o udowodnionej holocenijskiej genezie, serii eolicznej, o miąższości od 1 do 3 m (rys. 23). Jej charakterystyka litologiczna jest zbliżona do właściwości sąsiednich mad piaszczystych niskiego poziomu dolinnej doliny Warty (Turkowska *et al.* 2000, 2004; Petera 2002). Seria została zinterpretowana jako wynik depozycji przewiewanych w suchych warunkach klimatycznych młodszego dryasu osadów rzeki wielokorytowej. Na zasadzie analogii z cyklem późnovistuliańskim przyjęto, że utworzyła się pokrywa piaszczysta, stanowiąca odpowiednik fazy wstępnej rozwoju wydm. Seria została zidentyfikowana w wierceniach; nie ma informacji o jej powierzchniowym rozprzestrzenieniu.



Rys. 23. Podłoże wydmy holocenijskiej w postaci pokrywy piasków eolicznych młodszodryasowych (wg Twardego 2008)

Substratum of the Holocene dune, formed by the Younger Dryas coversands (after Twardy 2008)

WYBRANE ŚWIADECTWA MORFOGENEZY MŁODSZEGO DRYASU SPOZA REGIONU ŁÓDZKIEGO

W ramach zainteresowania problematyką schyłku vistulianu dokonano również przeglądu świadectw morfogenetycznych ochłodzenia młodszego dryasu spoza regionu łódzkiego. Uwzględnione zostały stanowiska w Polsce oraz

przykłady opracowane w wybranych stanowiskach Europy. Szczególną uwagę zwrócono na procesy udokumentowane w bezpośrednim sąsiedztwie analizowanego regionu, tak aby były pomocne w formułowaniu wniosków końco-

wych. Najczęściej spotykane w literaturze świadectwa wzrostu aktywności procesów w odpowiedzi na zaostrenie warunków klimatycznych w młodszym dryasie pochodzą z dolin rzecznych; dominują wśród nich efekty wzmożonych procesów fluwialnych. Poczesne miejsce zajmują, zwyczajowo dla tego okresu, dowody działalności w środowisku eolicznym. Ograniczone dowody dotyczą środowiska stokowego. Z najbliższego sąsiedztwa regionu łódzkiego, intensyfikacja procesów stokowych w następstwie gwałtownego załamania klimatycznego młodszego dryasu jest udokumentowana w profilach jeziora Gościąg na podstawie przewarstwień mineralnych osadów jeziornych (Starkel *et al.* 1998).

W Polsce najwięcej informacji na temat zmian w środowisku fluwialnym omawianego przedziału czasowego pochodzi ze stanowisk położonych w południowej i południowo-wschodniej części kraju. W dolinie górnej Wisły w okolicach Krakowa (Nowa Huta, Brzegi, Zabierzów Bocheński, Drwinka) udokumentowane zostały dynamiczne zmiany w środowisku rzeczonym, potwierdzone datami radiowęglowymi. Wraz z nastaniem młodszego dryasu miejscami nastąpił powrót do systemu roztokowego lub wielokorytowego, wyrażony zmianami sedymentacyjnymi (Kalicki 1991; Kalicki, Zernicka 1995; Kalicki *et al.* 1996). W tym samym czasie w dolinach Wisłoki i Sanu odpływ odbywał się w wielkopromiennych korytach meandrowych. Zwiększona ilość materiału niesiona przez wody pozakorytowe, skutkowałą agradacją z jednoczesnym podcinaniem krawędzi wyższych teras (Starkel, Gębica 1992).

W dolinie Wisły w Kotlinach Sandomierskiej i Warszawskiej, w młodszym dryasie również obecne były wielkopromienne meandry (Baraniecka, Konecka-Betley 1987; Mycielska-Dowgiałło 1987). W stanowisku Całowanie, na południe od Warszawy, zarejestrowano powódzie wyrażone w postaci przewarstwień piaszczystych i mad w wypełnieniu odciętego w allerödzie meandra (Schild 1982; Sarnacka 1987). Schild (*op. cit.*) uznał te serie za osad rzeki roztokowej. Początek zwartej akumulacji organicznej w wypełnieniach paleokoryt u progu holocenu, zaznaczony jest w stanowiskach Kotliny Warszawskiej datowaniami w przedziale 10 100–10 600 lat BP (stanowiska Całowanie, Nart, Olszewickie Błoto, Wiązowna, Wilków). Ewolucja doliny Wisły w późnym vistulianie na odcinku objętym łądłodem vistuliańskim była powiązana z fazami jego deglacjacji i fazami rozwoju Bałtyku. Następowala

intensywna erozja wgłębna, podczas której osiągnięcie przez rzekę maksymalnego wcięcia było zróżnicowane przestrzennie i czasowo. Przyjmuje się, że w dolnym odcinku wcinanie trwało do początku holocenu (m.in. Starkel, Wiśniewski 1990; Starkel 1997).

Najbliżej regionu łódzkiego prowadzone były badania w dolinie Warty w okolicach Poznania oraz w dolinie Proсны. W dolinie Warty analizowane było funkcjonowanie systemu rzecznoego w kontekście przemian środowiska u schyłku vistulianu w stanowiskach Czmoń (Kozarski *et al.* 1988), Jaszkowo (Kozarski, Rotnicki 1977) i Żabinko (Bohncke *et al.* 1995), położonych na południe od Poznania, na obszarze zasięgu łądłodu vistuliańskiego. Stwierdzono, że ochłodzenie młodszego dryasu nie spowodowało zmiany w typie rozwinięcia koryta. Do końca vistulianu funkcjonowała rzeka meandrująca o dodatnim bilansie erozji. Rekonstrukcja środowiska dokonana została na podstawie badań wypełnień odciętych koryt. Odcinki profilów odpowiadające młodszemu dryasowi zawierają wkładki piaszczyste przewarstwiające osady organiczne, świadczące o powodziach powodujących przepływ wód w odciętych zakolach. Podobne wnioski płyną z badań paleomeandrow w środkowym biegu Proсны w Brzezinach (Rotnicki, Latałowa 1986) i Wieruszowie (Rotnicki, Młynarczyk 1988). Proсны w młodszym dryasie pozostała również rzeką meandrującą, a zmiany środowiskowe w wyniku ochłodzenia wyrażone są w postaci wkładek piaszczystych w organicznych wypełnieniach paleokoryt. Opisane przypadki są udokumentowane palinologicznie i datowaniami ^{14}C , na przykład w Jaszkanie – $9\,780 \pm 340$ lat BP i $9\,770 \pm 230$ lat BP dla domieszek organicznych we wkładce piaszczystej, w Brzezinach – $10\,280 \pm 80$ lat BP a w Wieruszowie – $10\,610 \pm 130$ lat BP dla spągu paleomeandra. Dokonano również charakterystyki ilościowej elementów systemu rzecznoego, z którego wynikają między innymi pięciokrotnie większe niż obecnie przepływy oraz wysokie tempo sedymentacji mineralnej wynoszące 2,8 mm/rok, w porównaniu z narastaniem torfu na początku holocenu 0,6–0,9 mm/rok (Rotnicki, Latałowa 1986; Rotnicki, Młynarczyk 1988).

W dolinach rzecznych obszarów młodoglacjalnych młodszy dryas był okresem, który zakłócił późnoglacialną fazę pogłębienia koryt i podczas którego budowana była najniższa terasa (Błaszczewicz 2009). Badacz ten podkreśla rolę czynników pozaklimatycznych w rozwoju

tych systemów, takich jak: lokalna rzeźba, wytapianie brył martwego lodu i powstawanie jezior. W dolinach rzek Pomorza (Wieprza, Słupia, Łupawa) przełom młodszego dryasu i holocenu odnotowany został jako moment zmiany typu koryta z roztokowego na małopromienne meandry (Flórek 1997).

Wśród rzek zachodniej Europy, w których zarejestrowano gwałtowną reakcję na ochłodzenie młodszego dryasu w postaci zmiany rozwinięcia koryta z wielkopromiennego meandrowego na roztokowe, wymienić można: Mozę (Bohncke *et al.* 1993; Kasse 1995, 2002), Vecht (Huisink 2000) w Holandii, Ohm i Wetter w centralnych Niemczech (Andres *et al.* 2001). Wymienione doliny rzek holenderskich zostały szczególnie dokładnie przeanalizowane pod kątem reakcji systemu fluwialnego na ochłodzenie. W dolinie Mozy powrót do roztokowego rozwinięcia koryta był bezpośrednim następstwem ochłodzenia, warunkowanym stosunkowo dużym spadkiem i obciążeniem dennym rzeki (Bohncke *et al.* 1993, 1995). Szerokie dno młodszodryasowej rzeki roztokowej położone było 2–3 m niżej w stosunku do poziomu allerödskiego, następnie na granicy z holocenem rozcięte i wyłonione morfologicznie jako terasa (Kasse 1995). Z kolei wzmiankowane przykłady z Niemiec obrazują sytuację małych dolin rzecznych, z dorzeczami charakteryzującymi się znacznym zróżnicowaniem hipsometrycznym, szybko dostosowującymi się do drobnych fluktuacji klimatycznych. Na początku młodszego drysu nastąpił kilkusetletni powrót do odpływu w korytach roztokowych i tendencje agradacyjne w dnie doliny, czemu sprzyjała intensyfikacja denudacji w urozmaiconej morfologicznie zlewni. Wraz ze złagodzeniem warunków klimatycznych, ale jeszcze podczas młodszego dryasu, zmalała ilość materiału z niszczenia i system fluwialny stał się meandrującym (Andres *et al.* 2001). W rzekach basenu paryskiego (Somma, Sekwana, Marna, Yonne, Oise) nie stwierdzono zmian w geometrii koryta. Doszło do ujemnego bilansu erozji co wyjaśniono brakiem roślinności w młodszym dryasie (Antoine *et al.* 2003; Pastre *et al.* 2003).

W świetle przeglądu stanowisk dokumentujących środowisko fluwialne potwierdza się pogląd o równoczesnym występowaniu podczas młodszego dryasu różnych typów koryt (Starkel, Gębica 1992, 1995; Turkowska 1992a; Mol *et al.* 2000; Vandenberghe 2001, 2002, 2003). Jednocześnie podkreśla się, że w większości przypadków rzeki zachowały odpływ

w korytach meandrowych. W wielu przypadkach ochłodzenie młodszego dryasu, mimo wyraźnych i gwałtownych zjawisk, było zbyt krótkie na uruchomienie wszystkich czynników niezbędnych do przekroczenia wartości progowych indukujących, w określonych warunkach lokalnych, zmiany w środowisku fluwialnym. Za główną przyczynę takiego stanu rzeczy przyjmuje się opóźniony czas reagowania systemów rzecznych na zmiany klimatyczne – niejednokrotnie czas potrzebny rzece na przystosowanie się do nowych warunków bywa dłuższy niż wahnięcie klimatu (Schumm 1977; Kasse 2002; Vandenberghe 2002). Jednoczesne funkcjonowanie rzek jednokorytowych – meandrujących i roztokowych oraz wielokorytowych – anabranching potwierdzają badania prowadzone we współczesnych systemach fluwialnych na Syberii i w północnej Kanadzie (Vandenberghe 2001).

Rozciągający się od wybrzeży Belgii i Holandii na zachodzie, po Białoruś, Ukrainę, NW Rosję na wschodzie obszar, nazywany „europejskim pasem piaszczystym” (ang. *European sand belt*), jest miejscem występowania późnoplejstoceńskich i holocenijskich świadectw aktywności eolicznej (Koster 1982, 1995).

Taka sama jak w regionie łódzkim i udokumentowana datowaniami radiowęglowymi chronologia zdarzeń w środowisku eolicznym późnego vistulianu, czyli młodszego dryasu jako faza przekształcania wydmy (Dylikowa 1967), stwierdzona została dla stanowisk leżących generalnie na wschód od analizowanego obszaru – Wyszogród (NE), Stąporków i Annopol (SE) przez Manikowską (1985, 1995, 1999) oraz Cięciwa i Wiązowna w okolicach Otwocka przez Baraniecką (1982a, b). Do zespołu wydmy w pobliżu Otwocka należy szereg wyraźnie ukształtowanych wydmy, położonych na poziomach terasowych oraz przyległych obszarach pozadolinnych na wschód od doliny Wisły. Zdaniem Baranieckiej (*op. cit.*) wydmy leżące na terasie praskiej (niższa terasa akumulacyjna) należą do form powstałych w młodszym dryasie. Jedną z form nich jest wydma w Całowaniu. Ma wysokość około 5 m i jest usytuowana na torfowisku rozwiniętym na powierzchni allerödskiego paleokoryta (Schild 1982). Na podstawie przesłanek archeologicznych, paleobotanicznych i datowań radiowęglowych ustalono tutaj dokładny czas sypania wydmy, ograniczony datowaniami ^{14}C $10\ 820 \pm 90$ i $10\ 660 \pm 100$ lat BP (węgle drzewne ponad

glebą allerödzką) oraz $10\,455 \pm 90$ lat BP (warstwa gytii ponad piaskiem eolicznym). Baraniecka (1982b) jest zdania, że wydmy utworzone w młodszym dryasie są „...marginesem głównej, starszej działalności eolicznej” w omawianym obszarze.

Mniejsza efektywność morfogenetyczna młodszego dryasu w stosunku do starszego dryasu, jest potwierdzona również przez Szczypka (1986) w stosunku do form na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej.

Efekty zróżnicowania przestrzennego aktywności eolicznej w młodszym dryasie są widoczne, gdy dokonuje się porównania regionu łódzkiego z obszarem leżącym na zachód i północny zachód. Jak wskazują badania Rotnickiego (1970) czy Nowaczyka (1986, 2006), rzeźba eoliczna rozwijała się w etapach nie różniących się zasadniczo od tych ustalonych przez Dylikową (1967), jednak akcenty działalności eolicznej mogły być rozłożone odmiennie. W Polsce północno-zachodniej, na obszarze objętym ostatnim zlodowaczeniem, istnieją stanowiska świadczące nie tylko o przekształceniach, ale i o powstawaniu w młodszym dryasie serii eolicznych, o miąższości nie przekraczającej 5 m (średnio 3,7 m), w postaci oddzielnych form wydmy oraz pól eolicznych piasków pokrywowych, charakterystycznych dla środowiska północno-zachodniej Europy (Nowaczyk 1986, 2002; Kozarski, Nowaczyk 1991b; Koster 1995; Manikowska 1995; Kolstrup 2007).

Przykładem zróżnicowania morfotwórczego procesów eolicznych młodszego dryasu jest wydma w Węglewicach (Rotnicki 1970). Forma ta położona jest na terasie plenivistuliańskiej po wschodniej stronie doliny Proсны, w strefie ekstraglacialnej ostatniego zlodowaczenia, kilkanaście kilometrów na zachód od granicy regionu łódzkiego. Seria młodszego dryasu określona stratygraficznie przez warstwę allerödzką gytii ($9\,570 \pm 170$ BC, czyli ok. 11 520 lat BP) stanowi 11-metrowej miąższości zasadniczy trzon wydmy w Węglewicach. Seria ta zalega na starszych piaskach wydmy (ze starszego dryasu), o maksymalnie 5-metrowej miąższości. Taki obraz jest następstwem wywiewania w młodszym dryasie materiału z osi istniejącej poprzecznej wydmy wałowej, co doprowadziło do przekształcenia morfologii formy i powstania wydmy parabolicznej. Dla przypomnienia, w znajdującym się niespełna 30 km na wschód od Węglewic stanowisku regionu łódzkiego Szyńkielów, udokumentowane zostało klasyczne wy-

kształcenie wydmy (Manikowska 1985, 1995, 1999), zgodnie ze schematem procesów wydmytwórczych Dylikowej (1967), czyli powstania zasadniczej formy wydmy w starszym dryasie i tylko nieznacznej jej przekształcenia w młodszym dryasie.

Przedział młodszego dryasu był sugerowany przez Karaszewskiego (1972) jako czas depozycji cienkich płatów (do 1 m) pokrywowych utworów pyłowych (tzw. lessu najmłodszego), występujących w pasie od Sochaczewa przez okolice Błonia po Warszawę. Wnioski stratygraficzne były oparte między innymi na fakcie powlekania przez te utwory wałów wydmy. Ponieważ jednak Baraniecka (1982a) uważa, że usypanie wydmy okolic Błonia nastąpiło w okresie poprzedzającym główne fazy wydmytwórcze późnego vistulianu, należy wziąć tym samym pod uwagę, że również wspomniane utwory pyłowe mogą być starsze.

Obszar rozciągający się między Ozorkowem na zachodzie a doliną Liwca na wschodzie, jest rejonem występowania mięzszych pokryw piaszczystych. Określane były one w literaturze jako stożki napływowe (Balińska-Wuttke 1960). Pokrywy wyróżniane są na arkuszach Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (w tym na arkuszach obejmujących region łódzki: Zgierz, Głowno, Łyszkowice, Skierniewice, Łowicz, Bolimów). Ostatnio, ze względu na istniejące wątpliwości co do ich genezy i wieku pojawiło się określenie „formy stożkopodobne” (Kalińska, Wyszomierski 2009). Wyniki badań cech teksturalnych dla stropowej części osadów tych form (do 1 m – czyli ten sam fragment co opisywany przez Karaszewskiego 1972) wskazują na ich akumulację eoliczną w suchym środowisku, częściowo przy udziale procesów stokowych w okresach większej wilgotności (Kalińska, Wyszomierski 2009). Wiek tej części został określony za pomocą metody OSL na 12,27 ka BP, czyli na okres chronostratygraficznie przypisany młodszemu dryasowi, a nie jak wskazuje autorka opracowania (*op. cit.*) na najstarszy i starszy dryas. Takie nieporozumienia w przyporządkowywaniu wiekowym wynikają zapewne z przyzwyczajenia geologów do posługiwania się datami konwencjonalnymi.

W stosunku do faktów udokumentowanych w Polsce, w Europie północno-zachodniej procesy zachodzące w środowisku eolicznym młodszego dryasu zachodziły z większą intensywnością (Isarin *et al.* 1997). W Holandii są reprezentowane przez paraboliczne wydmy rzeczne

(wg terminologii Kostera 1982), o wysokości do 10 m, położone na wschodnich brzegach Renu, Mozy i innych mniejszych rzek (Bohncke *et al.* 1993; Kasse 1995 i inni). Powstały z przewiewania przez przeważające wtedy wiatry zachodnie lokalnego materiału fluwialnego opuszczonych den dolinnych rzek roztokowych z pierwszej części młodszego dryasu. Morfologicznie dominujące dla tego przedziału wiekowego są piaski pokrywowe (*Younger Coversand*

II) oraz niskie (do 5 m) pagórki wydymowe, nie wyróżniające się szczególnie w topografii terenu (van der Hammen *et al.* 1967; Koster 1982; Kolstrup 2007). Młodszydryasowy wiek piasków pokrywowych potwierdzają datowania bezpośrednie za pomocą metod luminescencyjnych (OSL, TL) i radiowęglowej w stanowiskach holenderskich, duńskich, belgijskich i niemieckich (np. Kolstrup 2007; Kolstrup *et al.* 2007).

PODSUMOWANIE

SPECYFIKA BADAWCZA MŁODSZEGO DRYASU NA TLE BADAŃ INNYCH OKRESÓW PLEJSTOCENU

Inspiracją do podjęcia analizy skutków ochłodzenia młodszego dryasu w regionie łódzkim w kontekście morfogenetycznym była realizacja, na arenie międzynarodowej, projektów dotyczących rozpoznawania przyczyn naturalnych gwałtownych zmian klimatycznych. Efektem badań interdyscyplinarnych stało się rozpoznanie elementów klimatu analizowanego przedziału czasowego w zakresie ilościowym, jego pozycji chronostratygraficznej oraz pozyskanie szczegółowych danych przyrodniczych. Można zatem uznać, że anonsowana w tytule specyfika badawcza młodszego dryasu w stosunku do poprzedzających go okresów plejstocenu polega przede wszystkim na jego rozpoznaniu od strony paleogeograficznej, nieporównywalnie dokładniejszym niż rozpoznanie wszystkich innych jednostek czwartorzędu.

Zebrane w prezentowanym opracowaniu dane stworzyły podstawę do oceny stopnia przekształcenia środowiska młodszego dryasu i jego wkładu w morfogenezę vistuliańską w wymiarze lokalnym, w tym do nowych interpretacji znanych z literatury faktów geologicznych, niekiedy bardzo dobrze osadzonych w istniejących rekonstrukcjach paleogeograficznych. Czynnikiem warunkującym nie zawsze wyraźny zapis geologiczny czy morfologiczny była krótkość trwania analizowanej jednostki stratygraficznej, często niewystarczająca do uruchomienia procesu.

Faktem niekwestionowanym dla obszaru obejmującego co najmniej półkulę północną jest drastyczne pogorszenie warunków klimatycznych w młodszym dryasie. Oczywiście jest, że

skala załamania jest oceniana różnie, zależnie głównie od wskaźnika, na podstawie którego dokonuje się rekonstrukcji paleośrodowiskowych, i od położenia geograficznego analizowanego stanowiska. W świetle obecnego stanu wiedzy, najbardziej wiarygodnym wskaźnikiem odzwierciedlającym późnovistuliańskie wahania klimatu w skali globalnej są, cechujące się wysoką rozdzielczością czasową, krzywe izotopowe tlenu w rdzeniach grenlandzkich (rys. 1, 4). Ich przebieg pokazuje, że zmiana tendencji klimatycznej w kierunku ochłodzenia jest dla odcinka młodszego dryasu nieporównywalnie mocniej zarysowana niż dla poprzedzających go, tradycyjnie wyróżnianych w stratygrafii lądowej, chłodnych wahaniec późnego vistulianu (rys. 1, 4; tab. 1). Przebieg ^{18}O w odcinku późnego vistulianu przed młodszym dryasem (interstadiał GI-1 w *event stratigraphy*) wykazuje wahania o stosunkowo niewielkich amplitudach w porównaniu do okresu ochłodzenia młodszego dryasu (stadiał GS-1), kiedy to stężenie ^{18}O gwałtownie zmalało, dochodząc miejscami do poziomu notowanego w zimnych odcinkach plenivistulianu.

Na ogólne, dobrze udokumentowane, globalne tendencje klimatyczne, „nałożone” zostały czynniki lokalne, co razem stało się podstawą rozważań o regionalnych efektach morfogenetycznych naj młodszego, naturalnego ochłodzenia klimatu na granicy plejstocen–holocen. Przez uwarunkowania lokalne należy, w przypadku opracowań paleogeograficznych w regionie łódzkim, rozumieć nie tylko sytuację topograficzną czy geologiczną poszczególnych sta-

nowisk. Istotna dla interpretacji zjawisk okazała się możliwość osadzenia rozważań morfogenetycznych w sekwencji dobrze rozpoznanych zdarzeń z historii geologicznej regionu łódzkiego i prawidłowości rządzących rozwojem rzeźby regionu w plejstocenie, a szczególnie w vistulianie.

Przedstawiona w opracowaniu analiza osadów i form trzech środowisk sedymentacyjnych – stokowego, fluwialnego i eolicznego – uznanych za pochodzące z młodszego dryasu umożliwiła rekonstrukcję zdarzeń morfogenetycznych właściwych temu przedziałowi czasowemu i próbę ich oceny w regionie łódzkim. Uzyskany obraz pokazał zmiany w wyrazie geologiczno-morfologicznym każdego z tych typów procesów, jednocześnie zwracając uwagę na ich odmienność w różnych częściach regionu. Zebrane dane nie udzieliły odpowiedzi na pytanie o charakter – lokalny czy globalny – przyczyn udokumentowanych różnic. W świetle zebranych informacji jasne jest, że procesy prowadzące wówczas do przekształceń rzeźby były uruchamiane w miarę lokalnych uwarunkowań hipsometrycznych, dostępności materiału i osiągania warunków progowych zaistnienia poszczególnych zjawisk. Dlatego świadectwa morfogenezy młodszego dryasu nie mogą być powszechne. Istotne jest uświadomienie sobie, że zarejestrowane osady są tylko częściowym zapisem procesów morfogenetycznych, w skład których obok akumulacji, wchodzi przecież niszczenie i transport, które są trudne, a nawet niemożliwe do rekonstrukcji. Również serie akumulacyjne, które bez wątpienia nie zawsze powstawały w obrębie analizowanego obszaru, częściowo zostały uprzątnięte przez młodsze procesy erozyjno-denudacyjne, w tym te spowodowane antropopresją. Jak można więc przyjąć pierwotnie istniała większa liczba podobnych, pozytywnych dowodów od tych możliwych do udokumentowania obecnie.

Rozpoznane cechy młodszego dryasu upowazniają do założenia, że na przestrzeni całego późnego vistulianu okres będący przedmiotem opracowania był potencjalnie najbardziej aktywny pod względem efektywności procesów morfogenetycznych. Gwałtowne ochłodzenie pociągnęło za sobą zmianę w kierunku przekształcania środowiska, zakłócając zapoczątkowany u progu późnego vistulianu proces przebudowy dziedzin morfogenetycznych i uaktywnienie, w kształtowaniu rzeźby, zjawisk katastrofalnych (Starkel 1996). W określonych, sprzyjających warunkach lokalnych zapanować mogły okoliczności prowadzące do uruchomie-

nia intensywnych procesów morfogenetycznych na stokach i w obrębie den dolinnych oraz wzmożonej aktywności eolicznej.

Procesy morfogenetyczne kształtujące rzeźbę młodszego dryasu odbywały się w warunkach ochłodzenia klimatu. Wraz z przejściem od allerödu do młodszego dryasu zmienił się typ osadów na bogatszy w domieszkę mineralną, w diagramach palinologicznych gwałtownie wzrósł udział NAP, do około 50 %, wycofały się zwarte bory sosnowe, a szata roślinna przybrała charakter laso-tundro-stepu (rys. 14, 15, 16). Wszystko to jednak nie musiało zdecydować o reaktywacji zmarzliny, chociaż procesu nie wyklucza. Z regionu łódzkiego brak jest dowodów na aktywację wieloletniej zmarzliny. Są natomiast dowody, w postaci choćby podtapiania torfowisk w dolinie Warty czy struktur niestatecznego warstwowania gęstościowego interpretowanych jako krioturbacyjne, że w uprzywilejowanych miejscach zmarzlina pojawiała się przynajmniej okresowo. Jednocześnie fakt, że w większości przypadków procesy prawdopodobnie odbywały się jednak bez udziału czynnika w postaci wieloletniej zmarzliny, a ściślej jej degradacji sprzyjającej ich wydajności, zdaniem autorki tym bardziej podkreśla ich znaczenie morfogenetyczne w modelowaniu rzeźby w młodszym dryasie.

Charakteryzowane świadectwa geologiczne i morfologiczne młodszego dryasu są efektem procesów, które z punktu widzenia stratygrafii plejstocenu trwały bardzo krótko. Fakt, że na podstawie danych obejmujących 1150 lat możliwa jest ocena wkładu tego okresu w ewolucję regionu stawia go w pozycji uprzywilejowanej w stosunku do pozostałych jednostek plejstocenu. Biorąc pod uwagę długość trwania okresu, a w tym kontekście ilość danych będących do dyspozycji we wnioskowaniu o efektywności morfogenetycznej, to uprawnione jest porównywanie młodszego dryasu z fazami holocenu. Również to zestawienie podkreśla dużą ilość dowodów aktywności w młodszym dryasie, szczególnie że dotyczą one procesów, które miały wyłącznie naturalne przyczyny, a morfogeneza holocenińska w porównywalnych przedziałach czasowych jest rezultatem procesów naturalnych i antropogenicznych, których rozdzielenie jest zazwyczaj niemożliwe (np. Kallicki 2006).

Specyfiką młodszego dryasu jest potencjalna dostępność jego świadectw ze względu na położenie blisko współczesnej powierzchni terenu lub bezpośrednio na niej. Z drugiej strony,

z punktu widzenia możliwości interpretacyjnych, duże znaczenie ma też wietrzeniowe (m.in. glebowe) przekształcenie serii, zacierające diagnostyczne, strukturalno-teksturalne cechy zachowanych osadów. Na przeciwny aspekt trudności w ocenie efektywności opisywanego okresu zimnego zwraca uwagę Kolstrup (2007), która podkreśla, że fakt zmiany klimatu na przełomie ostatniego okresu zimnego i holocenu z zimnego na umiarkowany i związany z tym rozwój roślinności mogły powadzić do

ustabilizowania serii, które pozwoliło masie osadów przetrwać w niezmienionej miąższości do dziś, w odróżnieniu od starszych serii, poddawanych niszczeniu w następujących po ich akumulacji okresach. Taka sytuacja może spowodować przeszacowywanie depozycji w młodszym dryasie. Świadomość obydwu typu warunkowań wynikających z umiejscowienia serii nakazuje zachować ostrożność przy ocenie efektywności procesów opartej na miąższości osadów.

ROZPOZNANIE GŁÓWNYCH ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH W REGIONIE ŁÓDZKIM W MŁODSZYM DRYASIE

Stokowe środowisko sedymentacyjne

W literaturze geomorfologicznej regionu łódzkiego nie istnieje wiele danych dokumentujących ożywienie procesów stokowych w młodszym dryasie. Być może przyczyny należy szukać w fakcie, że świadectwo ich efektów morfogenetycznych w warunkach środowiska peryglacialnego, opisywane od początku badań ostatniego piętra zimnego czwartorzędu i traktowane jako wyznacznik tego środowiska (np. Dylik 1952, 1953, 1955, 1963, 1964, 1967a, b; Klatkova 1964; Wieczorkowska 1975), należy od lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku do najrzadziej analizowanych spośród wszystkich procesów morfologicznych.

Serią najbardziej spektakularną są piaski drobnolaminowane górne wykształcone jako osad depozycji naśnieżnej albo jako osad o klasycznym naprzemiennym warstwowaniu lamin o różnej charakterystyce granulometrycznej. Wniosek o ich młodszodryasowej genezie opiera się na uwzględnieniu zasady zgodności pomiędzy cechami osadu i warunkami klimatycznymi w których powstawały, pozycji stratygraficznej ponad seriami wysokiego poziomu dolinnego oraz położeniu pozwalającym na uznanie równowiekowości z terasą niską w dolinie Mrogi (Turkowska 1975, 1988) i w dolinie Warty (Twardy 2008).

Oczywiste jest, że środowisko naturalne młodszego dryasu stwarzało dogodne warunki do współistnienia procesów eolicznych, soliflukcji i spłukiwania, z przewagą depozycji naśnieżnej. Te zidentyfikowane dla terenu badań procesy znane są z holenderskiej literatury jako *niveo-aeolian*, *niveo-fluvial*, *niveo-fluviatil*

(Hammen, Maarleveld 1952 za Klatkova 1965, 1985). W warunkach klimatycznych młodszego dryasu, przy niskich wartościach temperatur, pokrywa śnieżna miała szanse utrzymywać się przez dłuższy okres na powierzchni niewyrównanego stoku, a szczególnie w zagłębieniach terenu. Suchość klimatu sprzyjała transportowi eolicznemu i akumulowaniu na nich osadu. Relatywnie znaczny wzrost temperatury latem indukował procesy spłukiwania i spływy błotne o dużej intensywności, które przemieszczały po stoku materiał o niekiedy znacznych rozmiarach ziarna. Gwałtowne topnienie śniegu pod osadem i osiadanie masy materiału mineralnego, prowadziło do deformacji w postaci przzerwania ciągłości warstw i powstania sieci spękań i uskoków (fot. 6). Potencjalnie, miejscami lub okresowo, intensywność morfogenetyczna procesów stokowych mogła być spotęgowana ograniczeniem infiltracji wskutek przemarznętego podłoża.

W kontekście przytoczonych cech serii piasków drobnolaminowanych górnych, ochłodzenie młodszego dryasu rysuje się jako istotny epizod vistuliańskiego modelowania rzeźby regionu łódzkiego. Był to czas ostatecznej korekty rzeźby dolinnej polegający na rozbudowaniu powierzchni obszarów dolinnych kosztem stref wododziałowych, o czym świadczy zasięg przestrzenny serii piasków górnych, przekraczający zasięg starszych stokowych serii vistuliańskich (rys. 18, fot. 7) oraz podobieństwo cech teksturalnych osadów stokowych i warciańskiego podłoża fluwioglacjalnego. Nastąpiło także wyrównanie profilu podłużnego stoku poprzez wypełnienie osadami o drobnej laminacji jego nierówności (rys. 17, fot. 7).

Według Turkowskiej (1999, 2006, 2007) podczas ochłodzeń późnovistuliańskich intensyfikacja procesów poprzecznych w dolinach następowała przede wszystkim na zboczach „zimnych”, o ekspozycji wschodniej i północnej. Procesy aktywne podczas akumulacji piasków górnych, na stokach dolin rzecznych Mrogi i Mroźcy, doprowadziły do złagodzenia powierzchni zachodniego stoku i do asymetrii dorzecza (rys. 17).

Można przyjąć, że warunki klimatyczne jakie charakteryzowały młodszy dryas były najbardziej, w przeciągu późnego vistulianu, sprzyjające zaistnieniu procesów w środowisku stokowym. Przy założeniu dużej dynamiki denudacji zakładać można, że poza depozycją w zagłębieniach, znaczne ilości materiału zostały odprowadzone poza stoki i dalej wzdłuż osi dolin. W efekcie tego obraz rzeźby denudacyjnej przewyższa jej wyraz akumulacyjny. Sytuacja stwierdzona w dolinach Mrogi i Mroźcy w postaci obecności serii młodszy dryasu tylko w zagłębieniach wyerodowanych na „zimnych” stokach oraz w wąskich listwach terasy (rys. 17) są uszczegółowieniem tezy o dominującym degradacyjnym charakterze rzeźby regionu łódzkiego podczas późnego vistulianu (Turkowska 2006, 2007).

Fluwialne środowisko sedymentacyjne

Pełniejsze, niż w przypadku stoku, dowody na urozmaicenie procesów fluwialnych i ich efektów w młodszym dryasie wynikają niewątpliwie z faktu, że zagadnienie rozwoju dolin rzecznych jest, w ogólnym bilansie, częściej poruszane wątkiem w badaniach regionu łódzkiego (Krzemiński 1965; Turkowska 1975, 1988, 1996, 1997; Kamiński 1993; Kobojek 2000; Petera 2002; Wachecka-Kotkowska 2004; Forysiak 2005). Na uwagę zasługują wyniki badań przeprowadzonych w ostatnich latach we fragmentach doliny Warty (m.in. Turkowska *et al.* 2000; Petera 2002; Forysiak 2005). Oprócz wniosków dotyczących bezpośrednio analizowanych stanowisk, badania te stworzyły podstawę do weryfikacji danych z innych części doliny Warty i innych dolin obszaru. Jednak najważniejszy dla dysktutowanych zagadnień jest fakt, że w świetle tych obserwacji młodszy dryas w środowisku fluwialnym regionu łódzkiego zaczyna się coraz wyraźniej rysować jako okres morfotwórczy, w którym powstał odrębny element dolinny,

często widoczny w dzisiejszej powierzchni terenu (rys. 21, 22).

Ochłodzenie młodszego dryasu oraz konsekwentnie rozrzedzenie szaty roślinnej skutkowało spadkiem ewapotranspiracji, wzrostem częstotliwości występowania powodzi i zwiększeniem przepływów (Rotnicki 1991; Starkel 1991). Na pozbawionych zwartej pokrywy roślinnej, nachylonych powierzchniach nasiliły się procesy stokowe, dostarczając na dna i/lub do koryt dużą ilość luźnych osadów. Za główny czynnik różnicowania procesów i ich efektów morfogenetycznych w poszczególnych dolinach rzecznych regionu łódzkiego uznano czynnik lokalny w postaci odmiennych cech rzeźby. Złożoność rzeźby regionu łódzkiego spowodowała, że na stosunkowo niedużym obszarze (około 16 000 km²) w kształtowaniu den dolinnych w czasie młodszego dryasu, uczestniczyły rzeki o wszystkich wyróżnianych w literaturze geomorfologicznej typach rozwinięcia koryta.

W sytuacji uprzywilejowanej nateżeniu procesów przekształcających rzeźbę były, jak zwykle, obszary różnicowane hipsometrycznie. Urozmaicona hipsometria dorzecza, jak w przypadku Mrogi, Wolbórki i odcinka przełomowego Warty, sprzyjała dużej dynamice procesów poprzecznych i zwiększonemu obciążeniu rzeki. W takich warunkach istniały rzeki roztokowe cechujące się przewagą depozycji nad erozją. Agradacja doprowadziła do budowy terasy niskiej (niskiego poziomu dolinnego), fragmentami wyraźnie zachowanej w dzisiejszym krajobrazie (rys. 17, 21, 22). W przypadku systemów rzecznych na mniej różnicowanym hipsometrycznie obszarze (Ner, odcinki Moszczenicy, Rawki), w młodszym dryasie obecne były meandry wielkopromienne. W dolinie górnego Neru i środkowej Rawki na podkreślenie zasługuje występowanie szerokiego holoceniowego dna dolinnego, odziedziczonego po takim zasięgu pasa meandrowego późnego vistulianu. Intensywne poszerzanie dna w schyłku plejstocenu wynikało być może ze wspomaganie erozji mechanicznej przez bardziej efektywny morfologicznie proces termoerozji, zachodzący przy znacznych spadkach temperatury i prawdopodobnej obecności zmarzliny. W systemie doliny Neru zarejestrowana została reakcja na załamanie klimatyczne młodszego dryasu dla sytuacji o różnych etapach ewolucji morfologicznej, co, mimo bliskości przestrzennej, doprowadziło do zaistnienia przeciwstawnych tendencji bilansu erozji i akumulacji (Turkowska, Dzieduszyńska 2011). W dorzeczu środkowej Warty

cechą warunkującą zmianę typu rozwinięcia koryta, było szerokie dno doliny i niewielki spadek rzeki. Dogodne warunki topograficzne oraz utrudniona (zahamowana) na skutek przemrzniętego podłoża infiltracja prowadziły do rozlewania się wód powodziowych przeciążonych ładunkiem osadowym, co było impulsem do powstania systemu wielokorytowego.

W istniejących rekonstrukcjach paleogeograficznych można spotkać się ze schematem, według którego pogorszenie warunków klimatycznych na początku młodszego dryasu, jeszcze w obecności zwartej roślinności z *allerödu*, wyraziło się w środowisku fluwialnym zintensyfikowaną erozją. Następnie, w wyniku rozrzedzenia szaty roślinnej i zwiększonego obciążenia rzek materiałem mineralnym, miała miejsce aggradacja. Zmiana reżimu hydrologicznego odzwierciedlająca ochłodzenie wyrażała się w postaci zwiększonej częstości występowania powodzi oraz dominacji facji korytowej i pozakorytowej o grubszej średnicy ziarna. Reakcją rzek na zmiany klimatyczne u progu holocenu, czyli wzrost temperatury, zmniejszenie ilości opadów, a co za tym idzie wzrost ewapotranspiracji i uregulowanie przepływu było między innymi zmniejszenie promieni meandrów i szerokości pasa meandrowego oraz zamiana wypełnień paleokoryt z mineralnych na organiczne (m.in. Starkel, Gębica 1992, 1995; Turkowska 1992, 1997; Starkel 2002a, b). W holocenich partiach wypełnień paleokoryt brak jest już domieszek mineralnych pochodzenia fluwialnego. Zatem sytuację, w których udokumentowane zostały wkładki mineralne w spągu znaczą, że ostatnie tak wysokie stany wód w historii rozwoju tych rzek na analizowanych odcinkach wystąpiły właśnie w młodszym dryasie. Określenie dokładnych dat dostosowywania się środowiska rzecznoego do warunków holocenich nie jest możliwe, choćby ze względu na obniżoną wiarygodność dat radiowęglowych spowodowaną plateau okresu około 10 000 lat. Starkel (2002b), na podstawie analizy kilkudziesięciu stanowisk w Polsce z wydętymi osadami przełomu vistulianu i holocenu stwierdza, że meandry wielkopromienne mogły być porzucane już w młodszym dryasie, co wiązało się z poprawą warunków klimatycznych u schyłku okresu, określaną jako trzecia faza ochłodzenia (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 1998). Ocieplenie holoceniczne nie wpłynęło na zmianę typu rozwinięcia koryta w środkowym odcinku doliny Warty, gdzie warunki lokalne pozwoliły na kontynuację odpływu wielo-

korytowego typu *anabanching* (Petersa, Forysiak 2004).

Eoliczne środowisko sedymentacyjne

Region łódzki jest miejscem powszechnego występowania wydm (Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego w skali 1:200 000, sporządzona na podstawie szkiców geomorfologicznych w skali 1:100 000 Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 – Turkowska 2006; rys. 19). Generalnie ich powstanie wiąże się z późnovistuliańską aktywnością eoliczną, której udokumentowane trzy fazy (młodszy dryas + okres preborealny to III faza) są powszechnie uznawane dla tego obszaru (Dylikowa 1967, 1969; Manikowska 1985, 1995; Nowaczyk 2002). Między innymi na morfologicznym wyrazie działalności wiatru oparte są wnioski dotyczące paleogeografii późnego vistulianu w regionie łódzkim. Wnioski paleogeograficzne płynące z badań strukturalnych i teksturalnych osadów budujących wydmy regionu łódzkiego, a szczególnie rekonstrukcje kierunków i prędkości wiatru (Krajewski 1977) zostały potwierdzone wnioskami opartymi na cyfrowych symulacjach klimatu (AGCM) analizowanego przedziału czasowego (Isarin *et al.* 1997, 1998; Isarin, Renssen 1999; Rensen *et al.* 2001).

W świetle przeglądu literatury, eoliczne serie piaszczyste z młodszego dryasu w regionie łódzkim nie charakteryzują się dużą miąższością, osiągając od 1 do 3 m. Nie tworzą wyraźnych form i, zwykle, osadzone są na stokach ukształtowanych wcześniej wydm śródlądowych. Pod względem uziarnienia są to osady jednolite (najbardziej homogeniczne spośród późnovistuliańskich osadów wydmych), składające się z piasku drobno- i średnioziarnistego. Wykazują wysoki stopień obróbki eolicznej – do 70 % ziaren typu RM i są ubogie pod względem mineralogicznym (za Manikowską 1985, 1995).

Zdaniem Manikowskiej (1992, 1994, 1995), młodszy dryas, określony przez Dylikową (1967) jako faza przekształcania wydm, nie wpłynął w regionie łódzkim zasadniczo na morfologię wcześniej utworzonych pagórków wydmych (rys. 20). Autorka ta uważa, że rola morfogenetyczna procesów eolicznych w młodszym dryasie na analizowanym obszarze nie była znacząca. „Duża dysproporcja w wydajności procesów eolicznych w starszym i młodszym dryasie jest znamieną dla kształtowania się wydm Polski środkowej” (Manikowska 1992).

Jak wskazują wnioski Twardego (2008) nie można jednak wykluczyć, że część z pagórków wydmowych regionu łódzkiego jest produktem późniejszego przewiewania i depozycji osadów (rys. 19, 23). Udokumentowane zostały przypadki klasycznie wykształconych, samodzielnych wydm należących do holocenijskiego okresu wydmotwórczego, indukowanych działalnością człowieka. W świetle powyższego założenie *a priori* późnovistuliańskiego wieku wydm i eolicznych piasków pokrywowych (np. Kozarski 1995), bądź oparcie się tylko na przesłankach morfologicznych, bez radiowęglowej czy termoluminescencyjnej dokumentacji, może prowadzić do błędnych wniosków stratygraficznych.

W dokonanym podsumowaniu późnovistuliańskiego środowiska eolicznego w Polsce, Nowaczyk (2002) wskazuje na zróżnicowanie przestrzenne procesów fazy wydmotwórczej młodszego dryasu. W świetle opracowań poświęconych *stricto* temu środowisku w regionie łódzkim wydaje się, że nie można tego stwierdzenia odnieść do omawianego obszaru. Jak podkreślono wyżej, powszechnie morfologicznym zapisem działalności wiatru trzeciej fazy wydmotwórczej jest tutaj formowanie pokrywy o miąższości rzadko przekraczającej 1,5 m na stoku wydmy ze starszego dryasu, o czym świadczy kolejność zdarzeń w szeregu zaprezentowanych stanowiskach wydmowych (Szykiewicze, Dobroń, Bełchatów, wydmy międzyrzecza Warty i Neru), udokumentowanych datowania-

mi radiowęglowymi. Wyjątek może stanowić wydma młodsza w Witowie. Jak wynika z obecnego stanu rozpoznania specyfiki procesów w regionie oraz analizy dostępnych materiałów ze stanowiska, nagromadzenie w młodszym dryasie nieznacznej z punktu widzenia wydajności tych procesów (por. klasyfikacja Kostera 1982), bo tylko 1-metrowej miąższości materiału eolicznego na bazie wydmy usypanej w starszym dryasie, nie musi świadczyć o przestrzennej odmienności zdarzeń eolicznych, ale może być, tak jak w pozostałych lokalizacjach regionu łódzkiego, nadbudowaniem albo przesunięciem jej czoła.

Efekty procesów eolicznych młodszego dryasu w postaci pól piasków pokrywowych, były w środkowej Polsce zdaniem Manikowskiej (1995) ograniczone do bezpośredniego sąsiedztwa ukształtowanych wcześniej wydm. W kontekście tego stwierdzenia interesujący jest pogląd Twardego (2008), który zakłada młodszodryasową genezę serii piasków pokrywowych w spągu holocenijskich pagórków wydmowych międzyrzecza Warty i Neru. Terenem podlegającym deflacji były tutaj pola piasków na terasie niskiej Warty, złożone przez rzekę wielokorytową. Taki morfologiczny wyraz działalności wiatru analizowanego okresu nawiązuje do warunków młodszego dryasu udokumentowanych dla północno-zachodniej Polski (Nowaczyk 1986, 2002; Kozarski 1995; Issmer 2000).

ROLA MŁODSZEGO DRYASU W MODELOWANIU RZEŻBY REGIONU ŁÓDZKIEGO

Krytyczna analiza danych archiwalnych oraz nowych faktów gromadzonych w wyniku zagęszczenia poligonów badawczych i zastosowania coraz nowocześniejszych metod pozwalają na wstępną rewizję poglądów o intensywności procesów morfologicznych podczas młodszego dryasu ich roli w ewolucji rzeźby regionu łódzkiego. Zmiany spowodowane ochłodzeniem są w znacznie silniejsze niż dotychczas przyjmowano.

Stwierdzona aktywność morfogenetyczna we wszystkich analizowanych środowiskach sedimentacyjnych podczas młodszego dryasu, odzwierciedlona przedstawionymi dowodami geologicznymi i/lub morfologicznymi, świadczy o dużej dynamice ówczesnego środowiska naturalnego. W świetle aktualnego stanu wiedzy na temat natury opisywanego ochłodzenia oraz

charakterystyki wkładu młodszego dryasu w rozwój rzeźby regionu łódzkiego nie znaleziono potwierdzenia dla poglądu na temat dwudzielności okresu wyrażającego się następstwem procesów, polegającym na początkowej dominacji działalności w środowisku fluwialnym a następnie w środowisku eolicznym. Taki schemat bywa sugerowany przez analogię do warunków rozpoznanych w stanowiskach holenderskich i nierzadko przyjmowany *a priori* w rekonstrukcjach paleogeograficznych. Nie można również stwierdzić, procesy którego ze środowisk były najbardziej aktywne i zarazem najbardziej efektywne w przemodelowywaniu krajobrazu geomorfologicznego analizowanego obszaru. Jak wynika ze zgromadzonego materiału, z pewnością rola młodszego dryasu nie może

być ograniczana wyłącznie do przekształcenia form akumulacji eolicznej, a raczej podkreślić należy wielokierunkowość transformacji środowiska w tym czasie.

W niniejszej pracy efekty morfogenetyczne ochłodzenia młodszego dryasu były interpretowane w kontekście vistuliańskiej sekwencji zdarzeń, jako element polodowcowego – peryglacialnego etapu rozwoju rzeźby regionu łódzkiego (Turkowska 2006). Rola młodszego dryasu jest więc widziana na tle poprzedzających go ponad 100 000 lat morfogenezy vistuliańskiej, która w przewadze odbywała się pod wpływem różnych odmian klimatu peryglacialnego. W ogólnym bilansie vistulianu intensywność morfogenetyczna młodszego dryasu może wydawać się znikoma.

Autorka pragnie zwrócić uwagę na inne miejsce młodszego dryasu w historii rzeźby Polski w analizach prezentowanych przez Starkla (2005, 2008). Etap kształtowania rzeźby pod wpływem klimatu umiarkowanego badacz ten rozpoczyna od 13 000 lat BP, czyli wraz z początkiem późnovistuliańskiego ocieplenia. W takim ujęciu paleogeograficznym (Starkel 1977, 1999) młodszy dryas jest ujmowany jako tło wydarzeń holocenijskich. W opracowaniu z 1999 roku *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze* poprawa warunków klimatycznych, a co za tym idzie zmiany w szacie roślinnej na przestrzeni późnego vistulianu, nazwane są „falstartem holocenu”, czyli ociepleniem przerwa-

nym gwałtownymi atakami zimna, w tym przede wszystkim wahnięciem młodszego dryasu. Na tym tle rola procesów morfogenetycznych indukowanych ochłodzeniem jest bez porównania większa niż na tle vistulianu.

Na zakończenie należy stwierdzić, że niezależnie od miejsca omawianego okresu w rozważaniach na temat ewolucji rzeźby środkowej Polski, udowodnione zostało, że ochłodzenie młodszego dryasu znalazło odbicie w osadach takich jak piaski drobnolaminowane górne, a przede wszystkim w formach rzeźby terenu takich jak stoki denudacyjne, terasa niska, pagórki wydymowe. Autorka ma nadzieję, że przedstawione efekty procesów rzeźbotwórczych młodszego dryasu wniosie istotny wkład podkreślenia jego roli w ewolucji regionu łódzkiego i przyczyni się do uszczegółowienia jego paleogeografii. Uzyskany obraz pokazał zmiany w wyrazie geologiczno-morfologicznym każdego z trzech typów procesów w młodszym dryasie, jednocześnie pokazując ich odmienność w różnych częściach regionu łódzkiego. Zebrane dane nie udzielają odpowiedzi na pytanie o charakter – lokalny czy globalny – przyczyn udokumentowanych zmian.

Wyniki przeprowadzonej analizy wskazują na potrzebę zestawiania istniejących danych regionalnych dla poszczególnych etapów rozwoju rzeźby regionu i przedstawiania ich w świetle najnowszych interpretacji stratygraficznych i środowiskowych.

LITERATURA

- Alley R.B., 2000 – The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quat. Sci. Rev.*, 19: 213-226.
- Alley R.B., Clark P.U., 1999 – The deglaciation of the northern hemisphere: a global perspective. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27: 149-182.
- Alley R.B., Meese D.A., Shuman C.A., Gow A.J., Taylor K.C., Grootes P.M., White J.W.C., Ram M., Waddington E.D., Mayewski P.A., Zielinski G.A., 1993 – Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362: 527-529.
- Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., Hubbertens H.-W., Huntley B., Kelleri J., Kraml M., Mackensen A., Mingram J., Negendank J.F.W., Nowaczyk N.R., Oberhänsli H., Watts W.A., Wulf S., Zolitschka B., 1999 – Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400: 740-743.
- Amman B., 2000 – Biotic responses to rapid climatic changes: Introduction to a multidisciplinary study of the Younger Dryas and minor oscillations on an altitudinal transect in the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 191-201.
- Andersen B.G., Lundqvist J., Saarnisto M., 1995a – The Younger Dryas as margin of the Scandinavian ice sheet – an introduction. *Quat. Inter.*, 28: 145-146.
- Andersen B.G., Mangerud J., Sørensen R., Reite A., Svein H., Thoresen M., Bergström B., 1995b – Younger Dryas as ice-marginal deposits in Norway. *Quat. Inter.*, 28: 147-169.
- Andren T., Björck J., Johnsen S., 1999 – Correlation of Swedish varves with the Greenland (GRIP) oxygen isotope record. *J. Quat. Sci.*, 14: 361-371.
- Andren T., Lindeberg G., Andren E., 2002 – Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in the glacial varves from the Baltic Sea. *Boreas*, 31: 226-238.
- Andres W., Bos J.A.A., Houben P., Kalis A.J., Nolte S., Rittweger H., Wunderlich J., 2001 – Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany. *Quat. Inter.*, 79: 89-100.
- Andrzejewski L., 1991 – The course of fluvial processes in the lower Bzura river valley during the last 15 000 years. *Geogr. St., Sp. Iss.*, 6: 145-154.
- Antoine P., Munaut A.-V., Limondin-Lozouet N., Ponel P., Dupéron J., Dupéron M., 2003 – Response of the Selle River to climatic modifications during the Late-glacial and Early Holocene (Somme Basin – Northern France). *Quat. Sci. Rev.*, 22: 2061-2075.
- Atkinson T.C., Briffa K.R., Coope G.R., 1987 – Seasonal temperatures in Britain during the past 22.000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 352: 587-592.
- Austin W.E.N., Kroon D., 2001 – Deep sea ventilation of the northeastern Atlantic during the last 15,000 years. *Glob. Planet. Change*, 30: 13-31.
- Balińska-Wuttke K., 1960 – Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Pr. Geogr. IG PAN*, 23: 112 ss.
- Ballantyne C.K., 2006 – Loch Lomond Stadial Glaciers in the Uig Hills, Western Lewis, Scotland. *Scot. Geogr. J.*, 122, 4: 256-273.
- Balwierz Z., 1980 – Analiza palinologiczna późnoglacialnych i holocenijskich osadów z torfowiska w Napoleonowie. *Acta Univ. Lodz., Zesz. Nauk. UŁ*, II, 22: 151-157.
- Balwierz Z., 1997 – Wyniki analizy pyłkowej osadu ze stanowiska Józefka. Maszynopis, CAG PIG, Warszawa.
- 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.
- Baraniecka M.D., 1982a – Sytuacja geologiczna i rozmieszczenie wydmy okolic Warszawy. *Rocz. Gleb.*, XXXIII, 3-4: 33-57.
- Baraniecka M.D., 1982b – Wydmy okolic Otwocka na tle budowy geologicznej. *Biul. Inst. Geol.*, 337: 5-32.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987 – Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin. *Geogr. St., Sp. Iss.*, 4: 151-170.

- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1997 – Würm Glaciation in the Biała Woda valley, High Tatra Mountains. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 31: 57-81.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001 – Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 35: 7-38.
- Bedford A., Jones R.J., Lang B., Brooks S., Marshall J.D., 2004 – A Late-Glacial chironomid record from Hawes Water, Northwest England. *J. Quat. Sci.*, 19: 281-290
- Berger W.H., Jansen E., 1994 – Younger Dryas episode: ice collapse and super-fjord heat pump. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Verhandelingen, Afd. Natuurkunde, Eerste Reeks*, 44: 61-105.
- Bezowska G., 1995 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zduńska Wola. PIG, Warszawa.
- Bińka K., Cieśla A., Łacka 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., 1995 – A Review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quat. Inter.*, 27:19-40.
- Björck S., 2007 – Younger Dryas Oscillation, Global Evidence. W: S.A. Elias (ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3. Elsevier B.V., Oxford: 1085-1993.
- Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., Spurk M., 1996 – Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, 274: 1155-1160.
- 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.
- Blockley S.P.E., Lane C.S., Lotter A.F., Pollard A.M., 2007 – Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 3030-3036.
- Blunier T., Chappellaz J., Schwander J., Dällenbach A., Stauffer B., Stocker T.F., Raynaud D., Jouzel J., Clausen H.B., Hammer C.U., Johnsen S.J., 1998 – Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394: 739-743.
- Błaszkiwicz M., 2009 – Uwarunkowania rozwoju dolin rzecznych na obszarze młodoglacjalnym w późnym glacie i holocenie. XVI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Zimna Woda k. Łukowa, 31.08–4.09.2009: 50-51.
- Boessenkool K.P., Brinkhuis H., Schonfeld J., Targarona J., 2001 – North Atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation; a marine palynological approach. *Glob. Planet. Change*, 30: 33-39.
- 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 Żabinko, Poland. *Quaest. Geogr., Sp. Iss.*, 4: 43-64.
- Bohncke S., Vandenberghe J., Huijzer A.S., 1993 – Periglacial environments during the Weichselian Late Glacial in the Mass valley, the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 72: 193-210.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., DeMoncal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997 – A pervasive millennial-scale cycles in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Böse M., 1995 – Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. *Quat. Inter.*, 28: 123-125.
- 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.
- Brauer A., Litt T., Negendank J.F., Zolitschka B., 2001 – Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. *Boreas*, 30: 83-88.
- Broecker W. S., 2006 – Abrupt climate change revisited. *Glob. Planet. Change*, 54: 211-215.
- Broecker W.S., Andree M., Wolfli W., Oeschger H., Bonani G., Kennett J., Peteet D., 1988 – The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 3: 1-19.
- Broecker W.S., Denton G.H., Edwards R. L., Cheng H., Alley R.B., Putnam A.E., 2010 – Putting the Younger Dryas cold

- event into context. *Quat. Sci. Rev.*, 29: 1078-1081.
- Bronk Ramsey C., 1995 – Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon*, 37,2: 425-430.
- Brooks S.J., 2000 – Late-glacial fossil midge stratigraphies (Insecta: Diptera: Chironomidae) from Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 261-279.
- Brooks S.J., Birks H.J.B., 2001 – Chironomid-inferred air temperatures from Lateglacial and Holocene sites in north-west Europe: progress and problems. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1723-1741.
- Brunnberg L., 1995 – The Baltic ice lake. *Quat. Inter.*, 28: 177-178.
- Clapperton Ch.M., 1995 – Fluctuations of local glaciers at the termination of the Pleistocene: 18–8 ka BP. *Quat. Inter.*, 28: 41-50.
- Clark P.U., Marshall S.J., Clarke G.K.C., Holstetler S.W., Licciardi J.M., Teller J.T., 2001 – Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 293: 283-287.
- Coope G.R., Lemdahl G., Lowe J.J., Walking A., 1998 – Temperature gradients in northern Europe during the last glacial–Holocene transition (14–9 ¹⁴C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *J. Quat. Sci.*, 13: 419-433.
- Davies S.M., Hoek W.Z., Bohncke S.J.P., Lowe J.J., O'Donnell S.P., Turney C.S.M., 2005 – Detection of Lateglacial distal tephra layers in the Netherlands. *Boreas*, 34: 123-135.
- Dąbrowski M.J., 1981 – Analiza pyłkowa torfowiska Całowanie (woj. warszawskie). *Archeologia Polski*, XXVI, 2: 269-294.
- De Gans W., 1988 – Pingo Scars and Their Identification. W: M.J. Clark (ed.) *Advances in periglacial geomorphology*. John Wiley and Sons: 299-322.
- Denton G.H., Alley R.B., Comer G.C., Broecker W.S., 2005 – The role of seasonality in abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.*, 24: 1159-1182.
- Dylik J., 1948 – Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podłódzkiego obszaru. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 1: 46 ss.
- Dylik J., 1952 – Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce. *Biul. PIG*, 68: 173-198.
- Dylik J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4: 107 ss.
- Dylik J., 1955 – Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane. *Biul. Peryglacjalny*, 2: 15-32.
- Dylik J., 1961 – Guide-book of Excursion C. The Łódź region. VIth INQUA Congress, Poland: 83 ss.
- Dylik J., 1963a – Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 17: 93 ss.
- Dylik J., 1963b – Periglacial sediments of the Św. Małgorzata Hill in the Warsaw-Berlin Pradolina. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź.*, 14,1: 18 ss.
- Dylik J., 1964 – Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. Report VIth Int. Congress on Quaternary, 4, Łódź: 55-66.
- Dylik J., 1965 – Right and wrong in sceptical views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*, 16,8: 28 ss.
- Dylik J., 1967a – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 311-352.
- Dylik J., 1967b – Solifluction, congelifluction and related slope processes. *Geogr. Ann.*, 49: 167-177.
- Dylik J., 1972 – Znaczenie sflukiwania w morfogenezie peryglacjalnej. *Spraw. Czyn. Pos. Nauk.*, ŁTN, XXVI, 2: 13 ss.
- Dylikowa A., 1967 – Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 353-371.
- Dylikowa A., 1969 – Problematyka wydm śródłądowych w Polsce. *Pr. Geogr. IG PAN*, 74: 39-74.
- Dylikowa A., 1973 – Geografia Polski. Krainy geograficzne. PZWS, Warszawa: 816 ss.
- Dylikowa A., Klatkowska H., 1956 – Example du modèle périglaciaire de Plateau de Łódź. *Biul. Peryglacjalny*, 4: 239-253.
- Dzieduszyńska (Szafrńska-) D., 1983 – Osady suchej doliny w okolicy Rudunek. Maszynopis pracy magisterskiej, UŁ: 84 ss.
- Dzieduszyńska D., 2007 – Palinologiczne świadectwo ochłodzenia w młodszym dryasie. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 29-42.
- Dzieduszyńska D., Papiernik P., Petera J., 2006 – Osadnictwo w środowisku naturalnym młodszego dryasu w środkowej Polsce. II Symp. Archeologii Środowiskowej „Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa”, Łódź, 27-29 września 2006 r.: 91-92.
- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., Krąpiec M., 2011 – The age of the subfossil trunk horizon in deposits of the Warta River valley (central Poland) based on ¹⁴C datings. *Geochronometria.*, 38:334-340.
- Dzierżek J. Lindner L., Nitychoruk J., 1987 – Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich. *Prz. Geol.*, 1: 8-15.

- Ekman I.U.I., Iljin V., 1995 – Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (eds) *Glacial deposits in north-east Europe*. A. A. Balkema/Rotterdam/Brookfield: 195-209.
- Evans D.J.A., 2006 – The Loch Lomond Readvance: Glacial Geomorphology and Palaeogeology. *Scot. Geogr. J.*, 122, 4: 251-255.
- Fairbanks R.G., 1989 – A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence on glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Fairbridge R.W., 1968 – The encyclopedia of Geomorphology. Vol. III. Reinhold Book Corp.: 1259 ss.
- Falkowski E., 1975 – Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floor during the Holocene. *Biul. Geol. UW*, 19: 45-78.
- Firestone R.B., West A., Kennett J.P., Becker L., Bunch T.E., Revay Z.S., Schults P.H., Belgya T., Kennett D.J., Erlandson J.M., Dickenson O.J., Goodyear A.C., Harris R.S., Howard G.A., Kloosterman J.B., Lechler P., Mayewski P.A., Montgomery J., Poreda R., Darrah T., Quee Hee S.S., Smith A.R., Topping W., Wittke J.H., Wolbach W.S., 2007 – Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *Proc. Nat. Ac. Sci USA*, 104: 16016-16021.
- Florek W., 1997 – Climatic and anthropogenic impulses in the Late Vistulian and Holocene development of the river channels and valleys of the Baltic Coastal Region and Pomerania. *Landform Analysis*, 1: 41-50.
- Forysiak J., 2005 – Ewolucja doliny Warty między ujściem Widawki a ujściem Neru. *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.
- Forsström L., Punkari M., 1997 – Initiation of the Last Glaciation in Northern Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 1197-1215.
- French H.M., 1996 – The periglacial environment. Longman: 341 ss.
- Friedrich M., Kromer B., Spurk M., Hofmann J., Kaiser K.F., 1999 – Paleoenvironment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quat. Inter.*, 61: 27-39.
- Friedrich M., Remmele S., Kromer B., Hofmann J., Spurk M., Kaiser K.F., Orsel Ch., Küppers M., 2004 – The 12,460 Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from Central Europe – a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironmental reconstructions. *Radiocarbon*, 46: 1111-1122.
- Gawlik H., 1970 – Geomorfologia Kotliny Szczerzowskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 26: 104 ss.
- Gilewska S., 1999 – Współczesne środowisko przyrodnicze. Rzeźba. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 243-288.
- Glückert G., 1995 – The Saupaussekä End Moraines in southwestern Finland. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (eds) *Glacial deposits in north-east Europe*. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield: 51-56.
- Goslar T., 1995 – Rocznie laminowane osady jeziorne. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Wydział Geogr. i Studiów Regionalnych Uniw. Warszawskiego: 236-248.
- Goslar T., 1996 – Naturalne zmiany atmosferycznej koncentracji radiowęglu w okresie szybkich zmian klimatu na przełomie wistulianu i holocenu. *Geochronometria*, 15: 196 ss.
- Goslar T., Arnold M., Pazdur M., 1995 – The Younger Dryas event: was it synchronous over the North Atlantic Region? *Radiocarbon*, 37: 63-70.
- Goslar T., Bałaga K., Arnold M., Tisnerat N., Starnawska E., Kuźniarski M., Chróst L., Walanus A., Więckowski K., 1999 – Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Perespilno (eastern Poland). *Quat. Sci. Rev.*, 18: 899-911.
- Goslar T., Arnold M., Bard E., Kuc T., Pazdur M., Ralska-Jasiewiczowa M., Różański K., Tisnerat N., Walanus A., Wicik B., Więckowski K., 1995 – High concentration of atmospheric ¹⁴C during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 377: 414-417.
- Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Czernik J., Więckowski K., 2000 – Variations of Younger Dryas atmospheric radiocarbon explicable without ocean circulation changes. *Nature*, 403: 877-880.
- Goździk J.S., 1973 – Geneza i pozycja struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 119 ss.
- Goździk J., 1980 – Osady i struktury peryglacialne z plejstocenu okolic Bełchatowa. LII Zjazd PTGeol., Przewodnik, Wyd. Geol.: 322-325.
- Goździk S., 1992 – Stanowisko Bełchatów – Rozwój wieloletniej zmarzliny na tle zmian warunków sedymentacji i porządku stratygra-

- ficznego osadów młodszego vistulianu z kopalni „Belchatów”. Przew. Konf. „Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen – holocen 20 000 – 8 000 lat BP. 1-3 października 1992 r., Łódź: 20-24.
- Goździk J.S., 1995a – Inwolucje – jeden z typów struktur deformacyjnych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Warszawa: 249-256.
- Goździk J.S., 1995b – Struktury szczelinowe kontrakcji termicznej. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Warszawa: 257-266.
- Goździk J.S., 1995c – Vistulian sediments in the Belchatów opencast mine, Central Poland. *Quat. St. Poland*, 13: 13-26.
- Goździk J.S., 1996 – A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 53-72.
- Goździk J., 1998 – Struktury sedymentacyjne w eolicznych piaskach pokrywowych w Polsce. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. Warszawa: 167-192.
- Goździk J., 2007 – The Vistulian aeolian succession in central Poland. *Sedimentary Geol.*, 193: 211-220.
- Gulliksen S., Birks H.H., Possnert G., Mangerud J., 1998 – A calendar age estimate of the Younger Dryas–Holocene boundary at Kråkenes, western Norway. *The Holocene*, 8,3: 249-259.
- Haberzettl T., Corbella H., Fey M., Janssen S., Lücke A., Mayr C., Ohlendorf C., Schäbitz F., Schleser G.H., Wille M., Wulf S., Zolitschka B., 2007 – Lateglacial and Holocene wet-dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene*, 17,3: 297-310.
- Hafliðason H., Eriksson J., van Kreveland S., 2000 – The tephrochronology of Iceland and the North Atlantic region during the Middle and Late Quaternary: a review. *J. Quat. Sci.*, 15: 3-22.
- Hajdas I., Bonani G., Moreno P.I., Ariztegui D., 2003 – Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quat. Res.*, 59: 70-78.
- Hajdas I., Lowe D.J., Newnham R.W., Bonani G., 2006 – Timing of the lateglacial climate reversal in the Southern Hemisphere using high-resolution radiocarbon chronology for Kaipo bog, New Zeland. *Quat. Res.*, 65: 340-345.
- van der Hammen T., Maarleveld G.C., Vogel J.C., Zagwijn W.H., 1967 – Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 46: 79-95.
- Harris S.A., 1998 – A genetic classification of the palsa-like mounds in Western Canada. *Biul. Peryglacjalny*, 37:115-130.
- Harry D.G., 1988 – Ground ice and permafrost. W: M.J. Clark (ed.) Advances in Periglacial Geomorphology. John Wiley & Sons: 113-150.
- Heiri O., Lotter A. F., 2005 – Holocene and Lateglacial summer temperature reconstruction in the Swiss Alps based on fossil assemblages of aquatic organisms: a review. *Boreas*, 34: 506-516.
- Heiri O., Millet L., 2005 – Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). *J. Quat. Sci.*, 20: 33-44.
- Heiri O., Cremer H., Engels S., Hoek W. Z., Peeters W., Lotter A.F., 2007 – Lateglacial summer temperatures in the Northwest European lowlands: a chironomid record from Hijkermeer, the Netherlands. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 2420-2437.
- Hoek W.Z., 2001 – Vegetation response to the ~14.7 and ~11.5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? *Glob. Planet. Change*, 30: 103-115.
- Hoek W.Z., Bohncke S.J.P., 2001 – Oxygen-isotope wiggle matching as a tool for synchronizing ice-core and terrestrial records over Termination 1. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1251-1264.
- Hofmann W., 1987 – Cladocera in space and time: analysis of lake sediments. *Hydrobiologia*, 145: 315-321.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Peterson L.C., Trumbore S., 1996 – Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*, 380: 51-54.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.J., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., Sigman D.M., 1998 – Deglaciation changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, 391: 65-68.
- Huntley B., Watts W.A., Alley J.R.M., Zolitschka B., 1999 – Palaeoclimate, chronology and vegetation history of the Weichselian Lateglacial: comparative analysis of date from three cores at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 927-943.
- Hiusink M., 2000 – Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the

- Vecht valley, eastern Netherlands. *Sedimentary Geol.*, 133: 115-134.
- Isarin R.F.B., Bohncke S.J.P., 1999 – Mean July Temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as Inferred from Climate Indicator Plant Species. *Quat. Res.*, 51: 158-173.
- Isarin R.F.B., Renssen H., Koster E.A., 1997 – Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134: 127-148.
- Isarin R.F.B., Renssen H., Vandenberghe J., 1998 – The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *J. Quat. Sci.*, 13: 447-453.
- 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.
- Issmer K., 2000 – Późnoplejstocenijskie osady lessowe na seriach glacialnych północno-zachodniej Polski oraz ich paleogeograficzne znaczenie. *Pr. Kom. Geogr.-Geol., PTPN*, 27: 153 ss.
- Iversen J., 1954 – The late-glacial flora of Denmark and its relation to climatic change and soil. *Danm. Geol. Undersogelse*, II, 80: 87-119.
- Iversen J., 1973 – The development of Denmark's nature since the Late Glacial. *Danm. Geol. Undersogels*, V, 7-C: 126 pp.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Schlüchter Ch., 2007 – Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: The Alpine perspective. *Quat. Inter.*, 164-165: 53-63.
- Jakobsson M., Bjorck S., Alm G., Andren T., Lindeberg G., Svensson N.-O., 2007 – Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Glob. Planet. Change*, 57: 355-370.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1985 – Interglacja eemski i wczesny vistulian w Zgierz-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53: 75 ss.
- Johansson P., Lunkka J.P., Sarala P., 2011 – The Glaciation of Finland. *Development Quat. Sci.*, 15.
- Johnsen S., Clausen H.B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C.U., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B., Steffensen J.P., 1992 – Irregular interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359: 311-313.
- Johnsen S., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjornsdottir A.E., White J., 2001 – Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quat. Sci.*, 16: 299-307.
- Joosten J.H.J., 1995 – Between Diluvium and Deluge: the origin of the Younger Dryas concept. *Geol. Mijnbouw*, 74: 237-240.
- Kamiński J., 1993 – Późnoplejstocenijska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geogr. Lodz.*, 64: 104 ss.
- Kalicki T., 1991 – The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times. *Geogr. St., Sp. Iss.*, 6: 11-37.
- Kalicki T., 2006 – Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Pr. Geogr. IGPZ PAN*, 204: 346 ss.
- Kalicki T., Zernickaya V., 1995 – Paleogeography of the Vistula valley near Cracow based on sediments and palynology of the Allerød paleochannel fill. *Geogr. St., Sp. Iss.*, 8: 9-18.
- Kalicki T., Starkel L., Sala J., Soja R., Zernickaya V., 1996 – Subboreal paleochannel system in the Vistula valley near Zabierzów Bocheński (Sandomierz Basin). *Geogr. St., Sp. Iss.*, 9: 129-158.
- Kalińska E., Wyszomierski M., 2009 – Nowe dane odnośnie genezy i wieku form stożkopodobnych południowej części Niziny Środkowomazowieckiej. Konferencja Geomorfologów Polskich „Metody badań w geomorfologii”, Kielce, 28-30.09.2009 r.: 88-89.
- Karaszewski W., 1972 – Pokrywowe utwory pyłowe w Polsce środkowej. *Kwart. Geol.*, 16, 1: 171-181.
- Kasse C., 1995 – Younger Dryas cooling and fluvial response (Maas River, the Netherlands). *Geol. Mijn.*, 74: 251-256.
- Kasse C., 1999 – Can involutions be used as palaeotemperature indicators? *Biul. Peryglacjalny*, 38: 95-110.
- Kasse C., 2002 – Late Weichselian (O.I.S. 2 to 1 Transition) climate change and fluvial response, Mass valley, the Netherlands. Konferencja „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym vistulianie i holocenie” Łódź–Uniejów, 25–27 września 2002 r.: 18 s.
- Kasse C., Huijzer A.S., Krzyszkowski D., Bohncke S.P.J., Coope G.R., 1998 – Weichselian Late Pleniglacial and Lateglacial depositional environments, Coleoptera and periglacial climatic records from central

- Poland (Bełchatów). *J. Quat. Sci.*, 13: 455-469.
- Kerschner H., Ivy-Ochs S., 2008 – Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Glob. Planet. Change*, 60: 58-71.
- Klatkova H., 1955 – Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. *Biul. Peryglacjalny*, 2: 91-99.
- Klatkova H., 1964 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19: 142 ss.
- Klatkova H., 1972 – Region łódzki. W: R. Galon (red.) Geomorfologia Polski, t.2. PWN, Warszawa: 240-270.
- Klatkova H., 1984 – Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 51-72.
- Klatkova H., 1989 – Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 61-74.
- Klatkova H., 1991 – Remarks on dating and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian episodes in Middle Poland. *Z. Geomorph. N.E., Suppl.-Bd.*, 90: 77-88.
- Klatkova H., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zgierz. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 46 ss.
- Klatkova H., 1996 – Przejawy obecności wieloletniej zmarzliny w środkowej Polsce, w ciągu ostatnich 150 tys. lat. *Biul. Peryglacjalny*, 35: 45-72; 73-86.
- Klatkova H., 1997 – Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 23-45.
- Klatkova H., Załoba M., 1992 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warta. PIG, Warszawa.
- Kłysik K., 2001 – Warunki klimatyczne. W: S. Liszewski (red.) Zarys monografii województwa łódzkiego. ŁTN: 68-81.
- Kobojek E., 2000 – Morfogeneza doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157 ss.
- Kolstrup E., 1980 – Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30 000 BP and 13 000 BP with special reference to the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32: 181-253.
- Kolstrup E., 1990 – The puzzle of Weichselian vegetation types poor in tree. *Geol. Mijnbouw*, 69: 253-262.
- Kolstrup E., 1999 – A re-evaluation of the use of relict periglacial structures to derive quantitative values. *Biul. Peryglacjalny*, 38: 111-126.
- Kolstrup E., 2007 – Lateglacial older and younger coversand in northwest Europe: chronology and relation to climate and vegetation. *Boreas*, 36: 65-75.
- Kolstrup E., Murray A., Possnert G., 2007 – Luminescence and radiocarbon ages from laminated Lateglacial aeolian sediments in western Jutland, Denmark. *Boreas*, 36: 314-325.
- Kondracki J., 1978 – Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa: 463 ss.
- Koster E.A., 1982 – Terminology and lithostratigraphic division of (surficial) sandy eolian deposits in the Netherlands: an evaluation. *Geol. Mijnbouw*, 61: 121-129.
- Koster E.A., 1995 – Progress in cold-climate aeolian research. *Quaest. Geogr., Sp. Iss.*, 4: 155-163.
- Kozarski S., 1981 – Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej. PAN, Oddział w Poznaniu. Geografia: 44 ss.
- Kozarski S., 1993 – Late Vistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72: 143-157.
- Kozarski S., 1995 – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka →10 ka BP). *Dok. Geogr.*, 1: 82 ss.
- Kozarski S., 1996 – The periglacial impact on the deglaciation area of northern Poland after 20 kyr BP. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 73-102.
- Kozarski S., Gonera P., Antczak B., 1988 – Valley floor development and palaeohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene. History of the Warta River (Poland). W: G. Lang, Ch. Schlüchter (red.) Lake, Mire and River Environments. AA. Balkema.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1991a – The Late Quaternary Climate and Human Impact on Aeolian Processes in Poland. *Z. Geomorph., N.F. Suppl.-Bd.*, 90: 29-37.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1991b – Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. *Z. Geomorph., N.F. Suppl.-Bd.*, 90: 107-122.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1999 – Paleogeografia Polski w vistulianie. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa: 78-103.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977 – Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene. *Quaest. Geogr.*, 4: 51-93.
- Krajewski K., 1977 – Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39: 87 ss.
- Krapiec M., 1995 – Metodyka badań dendrochronologicznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwarto-

- rzędowych. Wydział Geogr. i Studiów Regionalnych Uniw. Warszawskiego: 318-328.
- Kromer B., Becker B., 1993 – German oak and pine ^{14}C calibration, 7200–9400 BC. *Radio-carbon*, 35: 125-136.
- Krzemiński T., 1965 – Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta Geogr. Lodz.*, 21: 95 ss.
- Krzemiński T., Bezowska G., 1986 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Widawa. PIG, Warszawa.
- Krzyszowski D., 1998 – Stratigraphy and sedimentology of Weichselian deposits at Folwark, Bełchatów outcrop, Central Poland. *Quat. St. Pol.*, 15: 3-25.
- Latałowa M., 2003 – Późny vistulian. W: S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (red.) *Palinologia*. Wyd. Inst. Botaniki PAN: 266-273.
- Latałowa M., Borówka R.K., 2006 – The Allerød/Younger Dryas transition in Wolin Island, northwest Poland, as reflected by pollen, macrofossils and chemical content of an organic layer separating two aeolian series. *Veget. Hist. Archaeobot.*, 15: 321-331.
- Lemdahl G., 2000 – Lateglacial and Early Holocene insect assemblages from sites at different altitudes in the Swiss Alps – implications on climate environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 293-312.
- Lindner L., 1992 – Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa: 683 ss.
- Liszewski S., 2000 – Łódzkie szkoły geograficzne. W: S. Gala (red.) *Rola nauczycieli akademickich w tworzeniu dziedzictwa kulturowego Łodzi*. ŁTN: 385-406.
- Litt T., 1988 – Untersuchungen zur spatglazialen vegetationsentwicklung bei Dziekanowice (Umgebung Lednogóra, Wielkopolska). *Acta Paleobot.*, 28, 1,2: 40-60.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Muller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F.W., 2001 – Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1233-1249.
- Litt T., Schmincke H.-U., Kromer B., 2003 – Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 7-32.
- Lotter A.F., Birks H.J.B., Eicher U., Hofmann W., Schwander J., Wick L., 2000 – Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 349-361.
- Lowe J.J., 2001 – Abrupt climatic changes in Europe during the last glacial–interglacial transition: the potential for testing hypotheses on the synchrony of climatic events using tephrochronology. *Glob. Planet. Change*, 30: 73-84.
- Lowe J.J., Coope G.R., Lemdahl G., Walker M.J.C., 1994 – The Younger Dryas climate signal in land records from NW Europe. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Verhandelingen, Afd. Natuurkunde, Eerste Reeks*, 44: 3-25.
- Lowe J.J., Hoek W.Z., INTIMATE group, 2001 – Interregional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial–Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1175-1187.
- Lowe J.J., Rasmussen S.O., Björck S., Hoek W.Z., Steffensen J.P., Walker M.J.C., Yu Z.C., the INTIMATE group, 2008 – Synchronization of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quat. Sci. Rev.*, 27: 6-17.
- Lundquist J., 1983 – The glacial history of Sweden. W: J. Ehlers (ed.) *Glacial deposits in north-west Europe*. A.A. Balkema / Rotterdam: 77-82.
- Lundquist J., 1995 – The Younger Dryas as ice-marginal zone in Sweden. *Quat. Inter.*, 28: 171-176.
- Maarleveld G.C., 1960 – Wind directions and cover sands in the Netherlands. *Biul. Peryglacjalny*, 8: 49-58.
- Maarleveld G.C., 1976 – Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. *Biul. Peryglacjalny*, 26: 57-78.
- Madeyska T., 1998 – Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *St. Geol. Pol.*, 113: 137-180.
- Magny M., 2001 – Palaeohydrological changes as reflected by lake-level fluctuations in the Swiss Plateau, the Jura Mountains and the northern French Pre-Alps during the Last Glacial–Holocene transition: a regional synthesis. *Glob. Planet. Change*, 30: 85-101.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B. E., Dinner J.J., 1974 – Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 4: 109-128.
- Mangerud J., Landvik J.Y., 2007 – Younger Dryas cirque glaciers in western Spitsbergen: smaller than during the Little Ice Age. *Boreas*, 36, 3: 278-295.

- Manikowska B., 1969 – Gleba z interstadiału alleröd na tle układu stratygraficznego utworów fazy zstępującej Würmu w okolicach Łodzi. *Pr. Geogr. IG PAZ*, 75: 289-326.
- Manikowska B., 1975 – Szykielów – osady eoliczne z glebami kopalnymi. Przew. wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Łódź: 190-199.
- Manikowska B., 1977 – The development of the soil cover in the Late Pleistocene and the Holocene in the light of fossil soils from dunes in Central Poland. *Quaest. Geogr.*, 4: 109-129.
- Manikowska B., 1982 – Gleby kopalne w wydmach Polski środkowej. *Rocz. Gleboznawcze*, XXXIII, 3-4: 119-133.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52: 137 ss.
- Manikowska B., 1992 – Stanowisko Aleksandrówek – Wydma z kopalnymi osadami Allerödu i starszego holocenu oraz pedolitem allerödskim. Przew. Konf. „Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen – holocen 20 000 – 8 000 lat BP. 1-3 października 1992 r., Łódź: 27-29.
- Manikowska B., 1994 – État des études des processus éoliens dans la région de Łódź (Pologne Centrale). *Biul. Peryglacjalny*, 33: 107-131.
- Manikowska B., 1995 – Aeolian differentiation in the area of Poland during the period 20–8 ka BP. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 125-164.
- Manikowska B., 1999 – Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski środkowej po zlodowaczeniu warciańskim. *Acta Geogr. Lodz.*, 76: 41-100.
- Margielewski W., 2001 – Late Glacial and Holocene climatic changes registered in forms and deposits of the Klakowo landslide (Beskid Średni range, Outer Carpathians). *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 35: 63-79.
- Marks L., 1996 – Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 181-192.
- Martyn D., 1995 – Klimaty kuli ziemskiej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 360 ss.
- Michczyńska D.J., Michczyński A., Pazdur A., Starkel L., 2008 – Kalendarzowe wartości granic chronostratygraficznych dla terenu Polski oszacowane na podstawie dużych zbiorów dat ¹⁴C. *Pr. Kom. Paleogeogr. Czwart. PAN*, VI: 163-171.
- Mojski J.E., 1993 – Europa w plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego. PAE, Warszawa: 333 ss.
- Mojski J.E., 1999a – Ewolucja środowiska w plejstocenie. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 66-78.
- Mojski J.E., 1999b – The Younger Dryas as a Pleistocene stratigraphic unit. *Quat. St. Pol., Sp. Iss.*: 275-280.
- Mojski J.E., 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. PIG, Warszawa: 404 ss.
- Mojski J.E., 2008 – Morze Bałtyckie jako część szelfu północnoeuropejskiego. *Landform Analysis*, 9: 208-211.
- Mol J., Vandenberghe J., Kasse C., 2000 – River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology*, 33: 131-148.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1987 – Morphogenesis of Vistula valley in northern part of Sandomierz Basin in the Late Glacial and Holocene. *Geogr. St., Sp. Iss.*, 4: 115-129.
- Nakagawa T., Kitagawa H., Yasuda Y., Tarasow P.E., Nishida K., Cotanda K., Sawai Y., 2003 – Asynchronous climate change in the North Atlantic and Japan during the last termination. *Science*, 299: 688-691.
- Nilsson T., 1983 – Pleistocene: Geology and life in the Quaternary Ice Age. Enke, Stuttgart: 651 s.
- Nowaczyk B., 1986 – Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. *UAM w Poznaniu, Ser. Geogr.*, 28: 245 ss.
- Nowaczyk B., 2002 – Litologiczny i morfologiczny zapis działalności wiatru w Polsce w ostatnich 30 tysiącach lat. *Czas. Geogr.*, 73(4): 275-311.
- Obidowicz A., 1993 – Wahania górnej granicy lasu w późnym glacialu i holocenie w Tatrach. *Dok. Geogr.*, 4-5: 31-43.
- Pastre J.-F., Limondin-Lozouet N., Leroyer Ch., Ponel P., Fontugne M., 2003 – River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quat. Sci. Rev.*, 22: 2177-2188.
- Pawłowski D., 2010 – Analiza Cladocera z torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek., J. Forsytek (red.) *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 129-139.
- Pazdur M., 1982 – Badanie dokładności datowania metodą ¹⁴C późnoplejstocenijskich i holocenijskich osadów organogenicznych. *Zesz. Nauk. Politechniki Śląskiej*, 41: 81 s.
- Pazdur M.F., 1995 – Oznaczanie wieku osadów metodami izotopowymi. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Warszawa: 329-356.

- Peteet D.M., 1994 – North American evidence for the Younger Dryas cooling – the last decade of research. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Verhandelingen, Afd. Natuurkunde, Eerste Reeks*, 44: 37-46.
- Peteet D., 1995 – Global Younger Dryas ? *Quat. Int.*, 28: 93-104.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 174 ss.
- Petera-Zganiacz J., 2007 – Osady rzeki plenivistuliańskiej w Koźminie. *Acta Geogr. Lodz.* 93: 43-56.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D., 2007 – Wymowa paleogeograficzna horyzontu pni kopalnych w osadach późnego vistulianu. *Acta Geogr. Lodz.* 93: 57-66.
- Petera J., Forsyś J., 2003 – The problem of the extent of the last ice sheet in central Poland. *Geol. Quarterly*, 47: 357-366.
- Petera J., Forsyś J., 2004 – Holocena ewolucja systemu wielokorytowego Warty w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 88: 27-40.
- Péwé T.L., 1966 – Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biul. Peryglacjalny*, 15: 65-72.
- Pierce L., 2001 – Loch Lomond: An Example of Quaternary Megageomorphology. *Scot. Geogr. J.*, 115, 1: 71-80.
- Pissart A., 1963 – Le traces de “pingos” du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du Plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Z. Geomorphol.*, 7 (2): 147-165.
- Pissart A., 1988 – Pingos: An Overview of the Present State of Knowledge. W: M. J. Clark (ed.) *Advances in periglacial geomorphology*. John Wiley and Sons: 279-297.
- Pissart A., 1999 – The remnants of lithalsas of the Hautes Fagnes (Belgium) and the Younger Dryas climate. *Periglacial Environments: Past, Present and Future*. Łódź Periglacial Symposium: 18-19.
- Pissart A., 2003 – The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world. *Geomorphology*, 52: 5-38.
- Pissart A., Harris S., Prick A., Van Vliet-Lanoe B., 1998 – La signification paleoclimatique des lithalses (pales minerales). *Biul. Peryglacjalny*, 37: 141-154.
- Ponel P., Gandouin E., Coope G.R., Andrieu-Ponel V., Guiter F., Van Vliet-Lanoe B., Franquet E., Brocandel M., Brulhet J., 2007 – Insect evidence for environmental and climate from Younger Dryas to Sub-Boreal in a river floodplain at Sy-Momelin (St-Omer basin, northern France), Coleoptera and Trichoptera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 3/4: 483-504.
- Rainio H., Saarnisto M., Ekman I., 1995 – Younger Dryas as end moraines in Finland and NW Russia. *Quat. Inter.*, 28: 179-192.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., 1998 – Lake Gościąg, central Poland. A monographic study. Part 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 340 ss.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Demske D., van Geel B., 1998a – Late-Glacial vegetation history recorded in the Lake Gościąg sediments. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) *Lake Gościąg, central Poland. A monographic study. Part 1*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 128-143.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Freidrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac G., Manning S., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.M.S., van der Plicht J., and Weyhenmeyer C.E., 2009 – Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51,4: 1111-1150.
- Reussen H., Isarin R.F.B., Vandenberghe J., Lautenschlager M., Schlese U., 2000 – Permafrost as critical factor in paleoclimate modelling: the Younger Dryas case in Europe. *Earth and Planetary Sc. Letters*, 176: 1-5.
- Reussen H., Isarin R.F.B., Jacob D., Podzun R., Vandenberghe J., 2001 – Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional model nested in an AGCM: preliminary results. *Glob. Planet. Change*, 30: 41-57.
- Roman M., 2003 – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynia. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: 154 s.
- Romanovskij N.N., 1976 – The scheme of correlation of polygonal wedge structures. *Biul. Peryglacjalny*, 26: 287-294.
- Romanovskij N.N., 1993 – *Osnovy kriogeneza litosfery*. Izdatelstvo Moskovskovo Universiteta: 335 ss.
- Rotnicki K., 1970 – Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydm w Węglewicach. *PTPN, Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, XI, 2: 146 ss.
- Rotnicki K., 1991 – Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implica-

- tions. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (eds) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley and Sons Ltd: 431-472.
- 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.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1988 – Late Vistulian and Holocene channel forms and deposits on the middle Proсна River and their palaeohydrological interpretation. *Quaest. Geogr.*, 13/14: 113-162.
- Rousseau D.-D., Kukla G., McManus J., 2006 – What is what in the ice and the ocean? *Quat. Sci. Rev.*, 25: 2025-2030.
- Róžański K., 1987 – The ¹⁸O and ¹³C isotope investigations of carbonate sediments from the Lake Strażym (Brodnicza Lake District). *Acta Paleobotanica*, 27: 277-282.
- Różycki S.Z., 1964 – Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geol. Pol.*, 14, 3: 321-339.
- Rutkowski J., Król K., Lemberger M., 1998 – The pingo remnant in the Suwałki Lake Region (NE Poland). *Quat. St. Pol.*, 15: 55-60.
- Saarnisto M., Saarinen T., 1995 – Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega basin to the Salpausselkä end moraines. *Glob. Planet. Change*, 31: 387-405.
- Saarnisto M., Salonen V.-P., 1995 – Glacial history of Finland. W: J. Ehlers S. Kozarski, P. Gibbard (eds) *Glacial deposits in north-east Europe*. A. A. Balkema / Rotterdam / Brookfield: 3-10.
- Sarnacka Z., 1987 – Evolution of the Vistula valley between the outlets of Radomka and Świder rivers in the Late Glacial and Holocene: *Geogr. St., Sp. Iss.*, 4: 131-150.
- Schild R., 1973 – Paleogeografia Nizy Europejskiego w późnym plejstocenie. *Prz. Archeol.*, 21.
- Schild R., 1982 – Stratygrafia archeologiczna wydm śródlądowych widziana z Mazowsza. *Rocz. Gleb.*, XXXIII, 3-4: 59-79.
- Schumm S.A., 1977 – *The Fluvial System*. J. Wiley & Sons Ltd: 338 ss.
- Schwander J., Eicher U., Ammann B., 2001 – Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 203-214.
- Seppälä M., 1988 – Palsa and related forms. W: M.J. Clark (ed.) *Advances in periglacial geomorphology*. John Wiley & Sons: 247-278.
- Severinghaus J.P., Sowers T., Brook E.J., Alley R.B., Bender M.L., 1998 – Timing of abrupt climate changes at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 391: 141-146.
- Shackelton N.J., Opdyke N.D., 1973 – Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumens on a 10 year scale. *Quat. Res.*, 3,1: 39-55.
- Sollid J.-L., Reite A.J., 1983 – The last glaciation and deglaciation of Central Norway. W: J. Ehlers (ed.) *Glacial deposits in north-west Europe*. A.A. Balkema/Rotterdam: 41-59.
- Sørensen R., 1983 – Glacial deposits in the Oslofjord area. W: J. Ehlers (ed.) *Glacial deposits in north-west Europe*. A.A. Balkema/Rotterdam: 19-28.
- Spurk M., Kromer B., Peschke P., 1999 – Dendrochronologische, palynologische und Radiokarbon-Untersuchungen eines Waldes aus der Jüngerer Tundrenzzeit. *Quartär*, 49/50: 34-38.
- Starkel L., 1977 – *Paleogeografia holocenu*. PWN, Warszawa: 362 ss.
- Starkel L., 1983 – The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. W: K.J. Gregory (ed.) *Background to Palaeohydrology*. Wiley, Chichester: 213-234.
- Starkel L., 1986 – Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). *Czas. Geogr.*, LVII, 2: 203-214.
- Starkel L., 1991 – Long-distance Correlation of Fluvial elements in the Temperate Zone. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (eds) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley and Sons Ltd: 171-188.
- Starkel L., 1996 – Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). *Czas. Geogr.*, LVII, 2: 203-213.
- Starkel L., 1997 – The evolution of fluvial system in the Upper Vistulian and Holocene in the territory of Poland. *Landform Analysis*, 1: 7-18.
- Starkel L., 1999 – *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN: 593 ss.
- Starkel L., 2002a – Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quat. Inter.*, 91: 25-32.
- Starkel L., 2002b – Younger Dryas–Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers. *Glob. Planet. Change*, 35: 157-167.

- Starkel L., 2005 – Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacialne. *Prz. Geogr.*, 77, 1: 11-19.
- Starkel L., 2008 – Paleogeograficzne korzenie współczesnej rzeźby Polski. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Inst. Geogr. i Gospodarki Przestrzennej UJ. Kraków: 13-20.
- Starkel L., 2011 – Present-day events and the evaluation of Holocene palaeoclimatic proxy data. *Quat. Inter.*, 229: 2-7.
- Starkel L., Gębica P., Superson J., 2007 – Last Glacial-Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 2924-2936.
- Starkel L., Gębica P., 1992 – Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 18 000–8000 lat BP w południowej Polsce. *Prz. Geol.*, 10 (474): 589-591.
- Starkel L., Gębica P., 1995 – Evolution of river valleys in southern Poland during the Pleistocene-Holocene transition. *Biul. Peryglacjalny*, 34: 175-190.
- Starkel L., Wicik B., Więckowski K., 1998 – Formation and evolution of the Na Jazach Lakes in the Late Vistulian. W: M. Ralska-Jasiewiczowa, T. Goslar, T. Madeyska, L. Starkel (red.) *Lake Gościąg, central Poland. A monographic study. Part I*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 117-119.
- Starkel L., Wiśniewski E., 1990 – The evolution of the Vistula Valley. *Geogr. St., Sp. Iss.*, 5: 141-153.
- Strömberg B., 1983 – The Swedish varve chronology. W: J. Ehlers (ed.) *Glacial deposits in north-west Europe*. A. A. Balkema / Rotterdam: 97-105.
- Svensson H., 1990 – Relict periglacial structures. Occurrences, age and development in different matrices on a coastal plain of southwestern Sweden. *Geogr. Ann.*, 72 A, 1: 79-91.
- Szczypek T., 1986 – Procesy wydmotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych. *Pr. Nauk., UŚ Katowice*, 823: 177 ss.
- Szeroczyńska K., 2006 – The significance of subfossil Cladocera in stratigraphy of Late Glacial and Holocene. *St. Quat.*, 23: 37-45.
- Szeroczyńska K., Zawisza E., 2007 – Paleolimnologia – historia rozwoju jezior w Polsce w świetle badań fauny wioślarek. *Stud. Lim. et Tel.*, 1: 51-60.
- Taylor K.C., Hammer C.U., Alley R.B., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gow A.J., Gundestrup N.S., Kipfstuhl J., Moore J.C., Waddington E.D., 1993 – Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 549-552.
- Teller J.T., Leverington D.W., Mann J.D., 2002 – Freshwater outburst to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 879-887.
- Thompson P.R., Shackleton N.J., 1980 – North Pacific palaeoceanography: late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifera *Neoglobobulimina pachyderma*. *Nature*, 287: 829-833.
- Tobolski K., 2000 – Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, Warszawa: 508 ss.
- Tobolski K. (red.), 1988 – Paleoeologiczne studium późnoglacialnych osadów Jeziora Lednica w Imiołkach (Lednicki Park Krajobrazowy). *Bibl. Studiów Lednickich*, tom IV. Wyd. Homini, Bydgoszcz: 80 ss.
- Turkowska 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., 1992a – Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 20 000–8000 lat BP na niezlodowaconych nizinnych obszarach Polski. *Prz. Geol.*, 10 (474): 591-594.
- Turkowska K., 1992b – Stanowisko Lublinek – Metachronizm procesów dolinnych w dorzeczu górnego Neru w okresie 20 000 – 8 000 lat B.P. *Przew. Konf. „Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen – holocen 20 000 – 8 000 lat BP. 1-3 października 1992 r., Łódź*: 18-19.
- Turkowska K., 1995 – Problematyka dolinna w badaniach ośrodka łódzkiego. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20: 85-90.
- Turkowska K., 1996 – Przykłady dolin poligenicznych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 243-258.
- 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: 67-89.
- Turkowska K., 1999 – Kryteria oceny roli morfogenezy peryglacialnej w Polsce środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 76: 101-132.
- Turkowska K., 2002 – Rozpoznanie późnovistuliankich i holoceničkih systemów fluwialnych i stokowych w środkowej Polsce. *Mat. Konf. „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym vistulianie i holocenie”*, Łódź-Uniejów, 25-27 września 2002 r.: 5-7.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. *Wyd. UŁ, Łódź*: 238 ss.

- Turkowska K., 2007 – Rzeźba i struktura wypełnień dolin górnej Mrogi i Mroźcy jako świadectwa polodowcowych etapów ewolucji międzyrzecza. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 87-105.
- Turkowska K., Dzieduszyńska D., 2011 – Local evidence of land form evolution vs. global changes – a case of Younger Dryas study in the upper Ner valley system, central Poland. *Geogr. Pol.*, 88.
- Turkowska K., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2000 – Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 98-134.
- Turkowska K., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2004 – A Warta River system during the Younger Dryas in the Koło Basin (Middle Poland). *Quaest. Geogr.*, 23: 83-107.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1985 – Przykłady stratygraficznego zróżnicowania peryglacialnych osadów stokowych w okolicach Łodzi. Wyd. UŁ: 30 ss.
- Turney C.S.M., Lowe J.J., Davies S.M., 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.
- Turney C.S.M., Van Den Burg K., Wastegard S., Davies S.M., Whitehouse N.J., Pilcher J.R., Callaghan C., 2006 – North European last glacial-interglacial transition (LGIT; 15–9 ka) tephrochronology: extended limits and new events. *J. Quat. Sci.*, 21, 4: 335-345.
- Turney C.S.M., Roberts R.G., de Jonge N., Prior C., Wilmshurst J.M., McGlone M.S., Cooper J., 2007 – Redating the advance of the New Zealand Franz Glacier during the Last Termination: evidence for asynchronous climate change. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 3037-3042.
- Twardy J., 2004 – Przebieg holocenijskiej ewolucji stoków doliny Warty na obszarze południowej części Kotliny Sieradzkiej w świetle analiz osadów stokowych. *Acta Geogr. Lodz.*, 88: 49-84.
- Twardy J., 2008 – Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropresji. Wyd. UŁ, Łódź: 292 ss.
- Twardy J., Żurek S., Forysiak J. (red.), 2010 – Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 214 ss.
- Vandenbergh D., Kasse C., Hossain S. M., De Corte F., Van den Haute P., Fuchs M., Murray A.S., 2004 – Exploring the method of optical dating and comparison of optical and ^{14}C ages of Late Weichselian coversands in the southern Netherlands. *J. Quat. Sci.*, 19,1: 73-86.
- Vandenbergh J., 1995 – The climate of the Younger Dryas in the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 74: 245-249.
- Vandenbergh J., 2001 – A typology of Pleistocene cold-based rivers. *Quat. Intern.*, 79: 111-121.
- Vandenbergh J., 2002 – The relation between climate and river processes, landform and deposits during the Quaternary. *Quat. Intern.*, 91: 17-23.
- Vandenbergh J., 2003 – Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 2053-2060.
- Van der Tak-Schneider U., 1968 – Cracks and fissures of post-Allerød age in the Netherlands. *Biul. Peryglacialny*, 17: 221-225.
- Velichko A. A., 1995 – The Pleistocene termination in northern Eurasia. *Quat. Intern.*, 28: 105-111.
- Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N., Klimanov V.A., Kremenetski K.V., Nechaev V.P., 2002 – Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial-holocene transition. *Quat. Intern.*, 91: 75-99.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004 – Ewolucja doliny Luciaży – uwarunkowania klimatyczne i lokalne. *Acta Geogr. Lodz.*, 86: 161 ss.
- Walanus A., Nalepka D., 2005 – Wiek rzeczywisty granic chronozon wyznaczonych w latach radiowęglowych. *Bot. Guidebooks*, 28: 313-321.
- Walanus A., Nalepka D., 2010 – Calibration of Mangerud's boundaries. *Radiocarbon*, 52, 4: 1639-1644.
- Walker M.J.C., 1995 – Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition. *Quat. Intern.*, 28: 63-76.
- Walker M.J.C., Björck S., Lowe J.J., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen K.-L., Wohlfarth B., INTIMATE group, 1999 – Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 1143-1150.
- Washburn A.L., 1979 – Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Edward Arnold Ltd: 406 ss.
- Wasylikowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glaciału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Peryglacialny*, 13: 261-376.
- Wasylikowa 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.
- Wieczorkowska J., 1975 – Rozwój stoków Pa-górków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru. *Acta Geogr. Lodz.*, 35: 118 ss.
- Wieczorkowska J., 1994 – Profiles et dépôts de versants aux environs de Łódź. *Biul. Peryglacjalny*, 33: 177-187.
- Wilmschurst J.M., McGlone M.S., Leath-wick J.R., Newnham R.M., 2007 – A pre-deforestation pollen-climate calibration model for New Zealand and quantitative temperature reconstructions for the past 18 000 years BP. *J. Quat. Sci.*, 22(5): 535-547.
- Wohlfarth B., 1996 – The chronology of the last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. *Quat. Sci. Rev.*, 15: 267-284.
- Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L., Demidov I., Possnert G., Vyahirev S., 1999 – AMS ¹⁴C measurement and macrofossil analyses of a varved sequence near Pudozh, eastern Karelia, NW Russia. *Boreas*, 29: 575-586.
- Wojciechowski A., 2000 – Zmiany paleohydro-logiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej. *UAM w Poznaniu, Ser. Geogr.*, 63: 236 ss.
- Zhao J., Wang J., Collerson K.D., Gagan M.K., 2003 – Speleothem U-series of semi-synchronous climate oscillations during the last deglaciation. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 216: 155-161.
- Żurek S., Michczyńska D.J., Pazdur A., 2002 – Time record of palaeohydrologic changes in the development of mires during the Late Glacial and Holocene, North Pod-lasie Lowland and Holy Cross Mts. *Geochro-nometria*, 21: 109-118.
- Żurek S., Pazdur A., 1999 – Zapis zmian paleo-hydrologicznych w rozwoju torfowisk Polski. W: A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel (red.) *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania ra-diowęglowego i luminescencyjnego*. Gliwice: 215-228.

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Przebieg krzywych $\delta^{18}\text{O}$ obrazujących zmiany klimatu podczas ostatnich 30 000 lat w rdzeniach lodowych GRIP i NGRIP z Grenlandii
2. Region łódzki
3. Przebieg krzywej termicznej lipca w środkowej Polsce na tle stratygrafii vistulianu oraz faz izotopów tlenowych
4. Zmiany $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym GRIP z uwzględnieniem okresów wyróżnianych w lodowej stratygrafii grenlandzkiej
5. Zasięg lądolodu skandynawskiego w młodszym dryasie na tle maksymalnego zasięgu lądolodu wisły
6. Izotermy najcieplejszego miesiąca
7. Izotermy najchłodniejszego miesiąca
8. Rekonstrukcja faz wysokiego i niskiego poziomu wody w jeziorach Jury Francuskiej
9. Rekonstrukcja faz wysokiego i niskiego poziomu wody w jeziorach rynny kórnicko-zaniemyskiej
10. Rekonstrukcja faz suchych i wilgotnych w torfowiskach Polski wschodniej
11. Rekonstrukcja cech reżimu hydrologicznego rzek Polski środkowej
12. Rekonstrukcja cech reżimu hydrologicznego rzek Polski południowej
13. Rozmieszczenie stanowisk dokumentujących ochłodzenie młodszego dryasu w regionie łódzkim
14. Zbiorowiska roślinne młodszego dryasu w Polsce
15. Diagram pyłkowy dla młodszego dryasu ze stanowiska Gościąż
16. Diagram pyłkowy dla młodszego dryasu ze stanowiska Witów
17. Pozycja piasków drobnolaminowanych górnych i synchronicznych osadów terasy niskiej – dolina Mrogi

18. Pozycja serii piasków drobnolaminowanych górnych na stoku suchej doliny denudacyjnej – stanowisko Dąbrowa
19. Rozmieszczenie wydym w regionie łódzkim
20. Schemat struktury wydym późnovistuliańskich w regionie łódzkim
21. Szkic geomorfologiczny okolic Działoszyna – dolina Warty
22. Szkic geomorfologiczny okolic Koźmina – dolina Warty
23. Podłoże wydmy holocenińskiej w postaci pokrywy piasków eolicznych młodszodryasowych

Fotografie

1. Stanowisko Koźmin. Inwolucje w spągu torfu
2. Stanowisko Koźmin. Torf z horyzontem pni kopalnych
3. Stanowisko Koźmin. Nagromadzenie pni w horyzoncie torfowym
4. Stanowisko Koźmin. Pień drzewa *in situ*
5. Stanowisko Zgierz-Rudunki. Piaski drobnolaminowane górne w osi suchej doliny denudacyjnej
6. Stanowisko Zgierz-Rudunki. Piaski drobnolaminowane górne na stoku suchej doliny denudacyjnej
7. Stanowisko Zgierz-Rudunki. Zasięg piasków drobnolaminowanych górnych na stoku suchej doliny denudacyjnej

Tabele

1. Pozycja młodszego dryasu na tle stratygrafii późnego vistulianu
2. Wartości wieku kalendarzowego dla początku, końca i czasu trwania młodszego dryasu
3. Zestawienie datowań ze stanowisk regionu łódzkiego

YOUNGER DRYAS COOLING AND ITS MORPHOGENETIC IMPORTANCE IN THE ŁÓDŹ REGION (CENTRAL POLAND)

SUMMARY

LIST OF ILLUSTRATIONS

- | Figures | |
|---|---|
| 1. The $\delta^{18}\text{O}$ records illustrating climatic changes for the last 30.000 years for the GRIP and NGRIP ice cores | 19. Dune distribution in the Łódź Region |
| 2. The Łódź Region | 20. Weichselian Late Glacial dune structure |
| 3. The course of the July thermic curve in central Poland against the Weichselian stratigraphic division and marine isotopic stages | 21. Geomorphological sketch near Działoszyn – Warta River valley |
| 4. The $\delta^{18}\text{O}$ record from the GRIP ice core with division of the isotope event stratigraphy | 22. Geomorphological sketch near Koźmin – Warta River valley |
| 5. Extent of the Scandinavian ice sheet during the Younger Dryas in comparison with the maximum Weichselian ice sheet extent | 23. Substratum of the Holocene dune, formed by the Younger Dryas coversands |
| 6. Warmest month isotherms | |
| 7. Coldest month isotherms | |
| 8. Lake level changes of the Jura lakes | |
| 9. Lake level changes in the Kórnik-Zaniemyśl lake area | |
| 10. Wet and dry phases in mires of eastern Poland | |
| 11. Runoff in central Poland | |
| 12. Runoff in southern Poland | |
| 13. Localities in the Łódź Region with the Younger Dryas record | |
| 14. Vegetation association of the Younger Dryas in Poland | |
| 15. Younger Dryas in the Lake Gościąż pollen profile | |
| 16. Younger Dryas in the Witów pollen profile | |
| 17. Correlation of thinly laminated sands with the low terrace sediment – the Mroga River valley | |
| 18. Thinly laminated sand unit on the dry valley slope – Dąbrowa site | |
-
- | Photographs | |
|--|--|
| 1. Koźmin site. Flat-bottomed involutions at the peat base | |
| 2. Koźmin site. Peat horizon with the the subfossil trunks | |
| 3. Koźmin site. Subfossil trunks | |
| 4. Koźmin site. Subfossil trunk <i>in situ</i> | |
| 5. Zgierz-Rudunki site. Thinly laminated sand unit in the dry valley axis | |
| 6. Zgierz-Rudunki site. Thinly laminated sands on the dry valley slope | |
| 7. Zgierz-Rudunki site. Extent of thinly laminated sands on the dry valley slope | |
-
- | Tables | |
|--|--|
| 1. Younger Dryas unit in the stratigraphic subdivision of the Late Weichselian | |
| 2. Calendar years estimates for the beginning, end and duration of the Younger Dryas | |
| 3. Results of dating | |

ABSTRACT

The study concerns the intensity of morphological processes as well as morphological changes during the Younger Dryas in the Łódź Region (central Poland). As the background is shown the present state of knowledge on the last Pleistocene colling episode, especially its causes, climate parameters and chronostratigraphy.

Based on the history of vegetation development and geological records, environmental conditions in the Łódź Region during the Younger Dryas have been reconstructed. The mean air temperature of

the coldest months decreased up to $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, while the values of the warmest months up to $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, with increasing dryness, considerable aerodynamic activity and at least local permafrost possible. The conditions favoured an intensification of the morphological processes which is reflected in the variety of geological and morphological proofs and the change of the positive erosional balance into the negative one.

Morphological effects of the Younger Dryas cooling have been presented against the previous stages of the relief evolution, from the Weichselian Pleniglacial onward, on the basis of landforms and deposits with reliable stratigraphic position. An increased activity has been registered in three sedimentary environments, i.e. slope, fluvial and aeolian ones. The geological effects of the Younger Dryas in the slope sedimentary environment was the series of thinly laminated sands, while the morphologically the changes consisted on the spatial extension of the valley areas. In the fluvial environment, the Younger Dryas period was marked by an enhanced activity, expressed mostly as in the presence of all river channel patterns. Locally the low terrace was formed. In the aeolian environment, besides the dune transformation processes, aeolian covers may have been deposited.

Apart from a considerable dynamics of the environment, a spatial diversity of the processes as a result of the different hypsometrical conditions and the stage of the landform evolution. The analyses gave not clear answer to the question about the nature (local or global) of the differences.

Key words: morphogenetic processes, palaeoenvironment, relief evolution, central Poland

INTRODUCTION

The Younger Dryas is the youngest chronostratigraphic unit of the Pleistocene which lasted about 1150–1300 years. It was a time of rapid cooling which disturbed the general tendency toward warming at the last glacial–interglacial transition (15 000–10 000 ^{14}C years BP) and punctuated the termination of the last glacial period. The alternating cold and warmer units of final thousand years of the Pleistocene are characterized by complex environmental changes.

In the last 20–30 years the special interest in the Younger Dryas event has been centered, mainly due to the possibility of recognition of rapid climatic changes without human influence, taking place because of the interaction of natural mechanisms. Precise palaeoenvironmental data are available from cores of the polar ice sheets of Greenland and Antarctica. Reconstruction is carried out by analyses of the former air properties preserved in the ice. The usefulness of the ice-core data as palaeoclimatic indicators is provided by well-preserved, continuous and high-resolution record of atmospheric changes. Proxy climate records include physical and chemical data, with oxygen isotope profiles ($\delta^{18}\text{O}$) which is the most valuable as abrupt climate fluctuation indicator, being also a basis for correlation purposes. The deep cores obtained from the Greenland ice sheets provide a record of climate changes extending back to

the last interglacial time and is true at least in the North Atlantic region. Based on oxygen isotope variations, the Younger Dryas cooling conditions seem comparable to the severe climatic conditions of the Pleniglacial (Fig. 1). Also, based on the high-resolution oxygen resolution signal from the Greenland cores, an event stratigraphy has been introduced. According to the proposed nomenclature, the Younger Dryas is termed Greenland Isotope Stadial 1 (GS-1 event) (Fig. 4; Tab. 1).

Still increasing data on the Younger Dryas cooling, mainly owing to widely undertaken interdisciplinary programs and carried out by the international teams of scientists for the Greenland ice cores, allow to regard the period as a model of similar phenomenon of a short duration in the preceding part of Pleistocene for which no detailed record exists. Also, more terrestrial data, which document this climatic oscillation is available. Thus, in reconstructing the Younger Dryas palaeoenvironment, it is possible to use a larger set of research methods than to older Pleistocene unit. The palaeoclimatic proxy data for the Younger Dryas are based on the organic remains as for the reconstruction of the warmer periods, as well as on the studies of sedimentary archives and landforms applied for the cool Pleistocene units.

The aim of this study is to reconstruct the morphogenetic processes of the Younger Dryas period and to provide a much clear picture of its role in the landscape development of the Łódź

region (central Poland). Discussion is based on the present state of knowledge on the cooling.

The interest of the author of this study in the Younger Dryas period comes from the latest findings about the scale and the character of the cooling. Another objective of the study is to evaluate a methodic usefulness of the analysis of morphogenetic processes related to a sudden climatic deterioration for palaeogeographical reconstructions. In the Łódź Region, so far few studies on the Younger Dryas morphological role in the landscape evolution are available. The author is of the opinion that the geological processes of that time, registered in sediments and relief are an important aspect that must be considered if the environmental evolution of the area is intended to be full.

The method used in this work was firstly the study of the research papers which record the recent advances in science on palaeoenvironmental, chronostratigraphical, geological aspects of the Younger Dryas cooling. A review of papers from such international journals was made: *Boreas*; *Earth and Planetary Science Letters*; *Global and Planetary Change*; *The Holocene*; *Journal of Quaternary Science*; *Nature*; *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*; *Quaternary International*; *Quaternary Research*; *Quaternary Science Reviews*; *Science*.

Afterwards, the obtained picture was a base for a discussion about the morphogenetic effects of the Younger Dryas in area of the Łódź Region. The processes were reconstructed from sediments, landforms, organic remains and from chronostratigraphic data. In the study were included records of the sites investigated during 60 years of geomorphologic and palaeogeographical studies of the area, concerning the time of Pleistocene–Holocene transition. The source of data was a large number of publications, both strictly regional papers and synthetic monographs. As some archives used for the study were investigated in the past, the base for making conclusions was different from the present-day one, the reinterpretation by the author of the present study was needed. In the interpretations the principles of the stratigraphical correlation and the geological/geographical actualism were used; the processes have been inferred from the events which are preserved in depositional series.

The area of the Łódź Region (Fig. 2), for which the detailed examination of the morpho-

logical effects of the Younger Dryas cooling was carried out, is situated in central Poland outside the area that was ice-covered during the Weichselian. It covers the area of over 16 000 km² (coordinates 51°00'N–52°20'N and 18°30'E–20°30'E). Its northern boundary is marked by the line of the maximum extent of the Weichselian Glaciation, the southern boundary follows the maximum extent of the Wartian ice-sheet. The longitudinal boundaries have been delimited on the basis of morphological criteria – on the west the region is bounded by the Warta River valley and on the east by the Rawka and Pilica River valleys. The area of the Łódź Region is diversified morphologically. The highest elevations of over 200 m a.s.l. enter from the south and form the Łódź Plateau (according to traditional terminology). The most pronounced relief features occur in its edge zone, distinguishing by large differences in relative heights and slopes of over 10° steep. The low-relief area is characteristic especially for the bordering river valleys and the northern part of the region (a fragment of the Warsaw-Berlin ice marginal valley).

The research was designed with the following basic prerequisites: (1) the Younger Dryas geomorphological processes took place in the glacial and fluvio-glacial area formed during the Wartian ice sheet stadial, (2) the area was afterwards transformed under periglacial conditions throughout 100,000 years of the Weichselian, (3) the Łódź Region area stayed in the Younger Dryas in general under the same climatic conditions.

The evaluation of the effects of the Younger Dryas processes was presented in the light of the previous studies carried out for the Łódź Region, mainly after Turkowska (2006), setting the cooling as the last phase of the Late Glacial geomorphological evolution, which finished the Weichselian stage of the post-glacial history.

In the study the following assumptions were made:

- the Younger Dryas cooling has left well-pronounced changes in the landscape of the Łódź Region;

- a climate change and accompanying thinning of the vegetation cover favoured the intensification of morphogenetic processes, encompassing erosion, transportation and deposition, taking place in three sedimentary environments (slope, fluvial and aeolian), which have been preserved until now as sediments and landforms;

- palaeogeographic reconstructions, which are carried out for relatively small areas on the basis of terrestrial records, give possibility to distinguish

between the influence of climate-related and local factors on the initiation of transforming

processes.

PRESENT STATE OF KNOWLEDGE ON THE YOUNGER DRYAS

The most possible cause of cooling in the Younger Dryas is a change in thermohaline circulation (THC) and in North Atlantic Deep Water (NADW) formation. A sudden catastrophic supply of freshwater stored in proglacial Lake Agassiz, as the Laurentide ice sheet retreated, its delivery to the oceans, and a simultaneous Baltic Ice Lake drainage into the North Sea disturbed the northwards meridional heat advection, greatly reduced the formation of deep water flow and triggered the Younger Dryas onset. Changes in ocean water circulation caused, in turn, widespread climatic changes. Another causative mechanism of the Younger Dryas is considered to be eruption products in the atmosphere as a result of an increased volcanic activity. Also, millennial-scale fluctuations (1470-years Bond's cycles) caused by changes in solar output are taken into account to explain the origin. Recently the suggestion appeared that the Younger Dryas was triggered by an extraterrestrial impact over the Laurentide ice sheet.

The suggested ^{14}C age of the Younger Dryas chronozone after Mangerud *et al.* (1974) is 11,000–10,000 yr BP. Nevertheless, the beginning and termination of the Younger Dryas cold stage is determined in calendar years. Based on the high-resolution stable isotope records, mainly oxygen signal in the Greenland ice cores, it started around 12,800 cal years BP and lasted up to 11,600–11,650 cal years BP. The length of 1,150–1,300 years is synchronous over large parts of at least northwestern and central Europe (Tab. 1). According to the annually laminated lacustrine sediments of Lake Gościąg, central Poland

(varve chronology, radiocarbon dating, ^{18}O record, vegetation signal) the Younger Dryas began 12,650 cal years BP and ended 11,510 cal years BP. The similar values of the Younger Dryas chronostratigraphic borders in Poland have been established on the basis of large sets of radiocarbon dates.

The most distinctive feature of the Younger Dryas cool episode is the rapidity in its appearance and disappearance. The climatic fluctuations recognized from the Greenland ice cores can also be recognized in proxy climate records from the terrestrial environment. The signals based on biotic and abiotic parameters show that a drop in temperature of about 7 °C could have taken as short a time as a few decades.

The climate of the Younger Dryas in Europe was influenced mainly by the presence of ice cover in the North Atlantic. The analysed period experienced significant variations in both temperature and precipitation. In majority of the climate reconstructions the Younger Dryas is divided into an early cold and relatively humid phase followed by a second period with slightly warmer temperatures and drier conditions. The cold character of the Younger Dryas is attributed to the winter conditions, with mean temperatures of 20–30 °C below that of the present, with the severest conditions in the seaboard areas of NW Europe. Mean temperature of the warmest months were about 3 to 6 °C lower compared to today.

The Younger Dryas cooling was a synchronous phenomena over larger parts of the Northern Hemisphere, especially of the North Atlantic Region. The cold oscillation in the Southern Hemisphere (Antarctic cold reversal) began about 550 years earlier than in the north.

MORPHOGENETIC EFFECTS OF THE YOUNGER DRYAS COOLING IN THE ŁÓDŹ REGION

The climatic and environmental conditions during the Younger Dryas cooling were studied for the Łódź Region by a multiproxy approach in which depositional environments, pollen record and periglacial signals were analysed and compared. The collected data created the base from which the intensity and effects of

the Younger Dryas morphogenetic processes have been inferred.

Some of the deposits from the analysed sites that were reviewed in order to achieve a picture of the Younger Dryas environment have a geochronological documentation (Tab. 3). The radiocarbon ages from the previous investigations of the locali-

ties were obtained using conventional radiometric method. The values of ^{14}C ages listed in Table have been calibrated using OxCal v. 4.1 program (Bronk Ramsey 1995) with 95.4 % age probability on the base of the IntCal09 calibration curve (Reimer *et al.* 2009). As the radiocarbon method requires the presence of organic material, which is not common in Younger Dryas sedimentary units, only three ages have been regarded as referring accurately to the Younger Dryas interval. The rest of the radiocarbon age determinations came from samples representing the underlying (Alleröd) or overlying (Preboreal) warmer stratigraphic units.

A single TL sample, because of a large uncertainty interval cannot be reliable, though the age determination agrees with the Younger Dryas chronostratigraphic borders.

The Younger Dryas climatic deterioration is registered in the pollen record in 6 localities (Fig. 13), but only one serves as a key site for the Łódź Region. Witów, the site of more than local importance, is one of the best-known profiles from which the complete Late Glacial pollen succession is available. The site is situated on a dry dune ecosystem which is more sensitive for changes in the vegetation cover than localities in a river valley environment. Moreover, the record from Witów can be compared with events registered from detail studies on pollen, Cladocera, chemical analyses and stable isotopes of annually laminated sediments of Lake Gościąg. The conclusion from the pollen localities of the Łódź Region points to a large reduction of the Alleröd forest and the presence of poor open pine and birch forest communities with tundra elements.

Single proofs of the permafrost conditions in the Łódź Region are available from the brown coal mine outcrops. At the Bełchatów pit these are small ice-wedge casts at the base of dunes, pointing to the return of a very harsh climate. Beside these no convincing evidence for the existence of permafrost has been found. Interesting and promising for the reconstruction of the Younger Dryas environmental conditions seems to be phenomena studied recently at the Adamów brown coal pit. A gyttja series covering the peatbog of the Alleröd and Younger Dryas beginning age, the small-scale flat-bottomed cryogenic structures at its base and the concomitant subfossil trunk horizon may indicate the temporary return or the local permafrost aggradation. The absence of per-

manently frozen ground, and consequently, the lack of related meltwaters initiating mass movements and further morphogenetic action, enhances the significant role of the Younger Dryas in the Weichselian evolution of the landscape.

By combining pollen and periglacial evidence, quantitative estimates of palaeoclimatic parameters of the Łódź Region have been reconstructed. The climate of the Younger Dryas was assumed as subarctic and boreal. On the basis of the Witów site pollen and macrofossils the Younger Dryas divides into three parts. The first 100 years was characterized by a cooling accretion, the following phase, which lasted 450–500 years experienced the strongest temperature decline and driest conditions. A slow return towards warmer and more humid conditions occurred in the second part of the period. The mean air temperatures of the warmest and coldest months were respectively 13 °C (up to 10 °C) and -20 °C (Figs 6, 7), the mean annual temperature was between -2 °C and -5 °C. Strong westerly and southwesterly winds dominated over the study area.

The morphogenetic processes during the Younger Dryas followed the Weichselian Pleniglacial and Late Glacial geological and geomorphological events in the Łódź Region. An individuality of processes taking place in the discussed time in slope, fluvial and aeolian sedimentary environments was controlled by a nature of the surfaces formed up to the Late Pleniglacial being active morphologically also during the Late Glacial. The Late Pleniglacial morphogenetic evolution left the relatively flat surface as a result of on the one hand denudation of plains and upper slope sections and on the second hand aggradation in the lower slope parts and the floodplains. In turn the Late Glacial erosion in the valleys, preceding the Younger Dryas period, diversified the monotonous area. Also, accumulation landforms (inland dunes) developed on river terraces, slopes and plains.

The studies on which the morphological role of the Younger Dryas in the Łódź were concluded, was carried out on the basis of erosional and deposition effects of processes linked with proxy data for which the Younger Dryas provenance is confirmed or highly probable.

The localities analysed for the eastern and north-eastern area of the region are as follow (Fig. 13):

- site Zgierz-Rudunki within the edge zone of the Łódź Plateau – slope facies (over-snow deposits) of the thinly laminated sands series fill-

ing the dry Weichselian valleys, evidencing the slope processes intensification;

- Mroga River valley within the edge zone of the Łódź Plateau – geological proof of a braided system and the morphological proof of the river low terrace as well as synchronous over-snow deposits on the slope;

- Moszczenica River valley within the edge zone of the Łódź Plateau – geological proof of a high-sinuosity meandering pattern;

- Rawka River valley (sites: Kamion, Samice) and the Bzura River valley (site Mistrzewice) – meandering traces;

- site Katarzynów – aeolian processes transforming the previously formed dune hill-ock;

- site Witów – small aeolian landform;

- Wolbórka River valley in the middle section – geological evidence of a braided river system;

- Luciaża River valley (sites: Włodzimierzów, Przerąb) – geological proof of a high-sinuosity meandering pattern as well as the presence of terrace level and deposits of over-snow facies.

The localities analysed for the western and south-western area of the region are as follow (Fig. 13):

- gap section of the Warta River in the south of the region – geological proofs of a braided system and the low terrace level;

- Warta River valley (site Koźmin) – sediments of a multi-channel (anabranching type) system as well as the low terrace level;

- Ner River valley in the upper section (site Lublinek) – fossil traces of large meanders; erosive tendencies in the main valley and a synchronous braided system and aggradation in the side valley;

- site Ligota (within the Warta River valley) – the series of the thinly laminated sands;

- site Dąbrowa (within the Ner River valley) – the thinly laminated sands series on dry valley slopes;

- sites: Szykielów (Warta valley), Bełchatów (Widawka valley), Dobroń (Grabia valley) – aeolian sand layer on the slopes of previously formed dunes;

- sites: Kraski, Wojciechów, Rośle Nowe (Warta – Ner Rivers watershed area) – transformation and destruction of dunes;

- sites: Gaj, Bród (Warta – Ner Rivers watershed area) – cover sands underlying the Holocene dunes.

In the work, the review of selected localities outside the Łódź Region was carried out. Environmental response to the abrupt climate cooling at the start of the Younger Dryas comes from river geocosystems and concerns largely an increased fluvial activity. Slope processes have been documented much more seldom. Prominent processes took place in the aeolian sedimentary environment.

CONCLUSIONS

The picture that emerges from the foregoing, the Younger Dryas was the most privileged time, out of the Late Glacial stratigraphic units, to increased activity of geological processes and their effectiveness. The recognized dynamics of the environment of the rapid and short climatic fluctuation sheds the new light of the Younger Dryas role in the Łódź Region landscape evolution. Studies on the effects carried out for the selected key localities allowed to point to the course of processes dependent on global climatic changes and on local environmental factors. The local conditions, such as the presence of a local strong relief, availability of loose mineral material, values of the thresholds to be crossed driven the slope, fluvial and aeolian development. Morphogenetic evidence of the Younger Dryas cannot be common due to its short duration and later erosion.

The sedimentary slope archives point to the formation, in the diversified parts of the Łódź Region, of the over-snow deposits containing sedimentary indications for the character of the Younger Dryas cooling. The over-snow deposition was a composite process, in which the mineral material was gathered as a result of slope wash, mud flow and aeolian activity. On the snowy slope surface the deposited material was able to survive a long time, especially when was trapped into local depressions of the slope. A summer rise in temperature might have resulted in a snow decay and in producing of distinctive collapse deformations (Photos 5, 6, 7). From the series position it is possible to correlate its stratigraphically with the low terraces (YD) of some Łódź Region rivers (Mroga, Warta) (Figs 17, 22). The extent of the over-snow deposit exceeds that of the previous Weichselian depositional slope

series. The Younger Dryas was considered as a time of an ultimate correction of the valley relief in the region when the shape of the slope has changed, became smoothed and extended upslope. Taking into account the large dynamics of the processes in the Younger Dryas environment it may be assumed that apart from sediments filling these local slope depressions, more material was transferred outside the slope system.

Fluvial sedimentary systems of the Łódź Region reacted differently to the Younger Dryas climatic deterioration, depending first of all on the morphological properties of the surrounding area. Generally this period was marked by an enhanced fluvial activity, reflected in the fluvial sediment succession. In most cases analysed for the Łódź Region, the rivers maintained their pattern, nevertheless both meandering rivers, braided river systems and multi-channel anabranching ones existed during this period (Fig. 13). The co-existence of different fluvial styles was possible also in close spatial nearness (e.g. Lublinek site: meandering pattern in the main valley, braided system in the side valley). Due to enhanced slope processes on the vegetation-free slopes, a significantly higher sediment supply into the rivers, resulted in some systems in aggradation and shaping a new valley element, the lower terrace. The morphological expression this terrace differs in the region according to morphology of the valley; e.g. it may be either a widespread landform like in the extensive middle Warta River section or fragments of narrow terrace shelves like in the Mroga valley.

The geological imprint registered in the Ner system has shown that palaeogeographical evi-

dence of the Younger Dryas depends on the maturity of the valley form steaming from its position in a system, thus from an individual stage of evolution controlling the balance of erosion and denudation of different sign (positive or negative) in landforms of the various order.

The sedimentary and morphological aeolian archives of the Younger Dryas indicate the transformation of the older inland dunes, the process which is well-recognized and well-documented in the Łódź Region (Fig. 19). New data from the northern part of the region allowed to complete the Younger Dryas aeolian evolution with the formation of coversands, which create the substratum for the Holocene dunes. They were formed as a result of short-distance transport of sand derived from the flood plains adjoining them from the west, i.e. material being quickly deposited by the anabranching Warta River system (Fig. 23). Apart from the recognition of events which influenced the Younger Dryas aeolian environment, it seems of a great importance to continue the study on the aeolian system in the region in order to distinguish between the Late Glacial and Holocene development.

When correlating various proxy data for the Younger Dryas environment, collected from different sedimentary systems from the selected localities of the Łódź Region, it seems that no base for the period subdivision into the part dominated by fluvio-morphological processes and the part for which aeolian processes were characteristic. Also it is impossible to indicate the most active or the leading morphological process distinguishing the Younger Dryas cooling in the history of relief evolution in the Łódź Region.

WYKAZ SKRÓTÓW ANGIELSKOJĘZYCZNYCH

ACR	–	<i>Antarctic Cold Reversal</i>
AGCM	–	<i>Atmospheric General Circulation Model</i>
AMS	–	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>
AP	–	<i>Arboreal pollen</i>
BIL	–	<i>Baltic Ice Lake</i>
ELA	–	<i>Equilibrium Line Altitude</i>
FVC	–	<i>Floating Varve Chronology</i>
GI	–	<i>Greenland Interstadial</i>
GISP	–	<i>Greenland Icesheet Project</i>
GRIP	–	<i>Greenland Icecore Project</i>
GS	–	<i>Greenland Stadial</i>
HOC	–	<i>Holocene Oak Chronology</i>
INTIMATE	–	<i>Integration of Ice-core, Marine and Terrestrial Records</i>
LGIT	–	<i>Last Glacial-Interglacial Transition</i>
LGM	–	<i>Last Glacial Maximum</i>
MCR	–	<i>Mutual Climatic Range</i>
MIS	–	<i>Marine Isotope Stage</i>
NADW	–	<i>North Atlantic Deep Water</i>
NAP	–	<i>Non-arboreal pollen</i>
OIS	–	<i>Oxygen Isotope Stage</i>
PPC	–	<i>Preboreal Pine Chronology</i>
SMOW	–	<i>Standard Mean Ocean Water</i>
STS	–	<i>Swedish Time Scale</i>
THC	–	<i>Thermohaline Circulation</i>