

## **Rozwój rzeźby doliny dolnej Wisły w dolinie fordońskiej i Kotlinie Grudziądzkiej od schyłku ostatniego zlodowacenia do dziś na podstawie analiz facjalnych osadów dna doliny i sąsiednich obszarów wysoczyznowych**

**Jarosław Kordowski\***

*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizu, ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń*

Dolina Wisły jest formą poligenetyczną (Bryczyński 1986). Jej dolny odcinek poniżej Bydgoszczy po Żuławy stanowi wielki przełom przez pasma wysoczyzn morenowych oraz moren czołowych fazy poznańskiej i fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia. Współczesny jej przebieg wyraźnie przypomina istniejące wcześniej obniżenie dolinne utworzone przed nasunięciem ostatniego lądolodu. Ostateczny kształt jest zaś efektem nałożenia różnych genetycznie i dokumentujących skomplikowany przebieg morfogenezy typów rzeźby: glacialnej, fluwioglacialnej, wytopiskowej, zastoiskowej, jeziornej, biogenicznej i fluwialnej. Dzięki temu obfituje ona w formy i typy osadów rzadziej spotykane w odcinkach pradolinnych (Drozdowski, Berglund 1976).

Obniżenie dolinne powodowało modyfikacje kierunku ruchu stopy lądolodu. W etapie transgresji wpływ ten nie był silny (wypadkowy kierunek orientacji klastów żwirowych w glinach glacialnych naśladował w przybliżeniu przebieg N-S). W etapie recesyjnym wyraźnie nawiązywał do obecnego przebiegu doliny (kierunek NE-SE, a nawet prawie równoleżnikowy). Im czasza lądolodu była cieńsza, tym większe było uzależnienie jej ruchu od ukształtowania podłoża. Potwierdza to również analiza morfolineamentów glacialnych (Morawski 2005).

Powstające gliny morenowe miały w pobliżu doliny bardziej piaszczysty charakter od glin zdeponowanych w większej odległości. Kształt ich krzywych kumulacyjnych, po odjęciu składowej mułku ilastego i iłu, dość dobrze naśladuje przebieg osadów fluwio-

glacialnych i fluwialnych zdeponowanych przed ostatnim nasunięciem lądolodu. Skład petrograficzny frakcji drobno- i średniożwirowej wskazuje na wzbogacenie w skały lokalne, głównie wapienie kredowe oraz wapienie i piaskowce glaukonitowe. W trakcie drobnych oscylacji czoła lądolodu podcięte przez wody roztopowe krawędzie miały taką wysokość, że zmuszały go miejscami do ruchu wzdłużnego. Oscylujący lądolód pozostawiał po sobie liczne bryły stagnującego bądź martwego lodu. Obserwacje odsłonięć wskazują, że grunt ponad takimi bryłami pozostawał znacznie dłużej przemarznięty niż grunt na takich bryłach niezalegający. Wskazuje na to obecność zarówno struktur deformacji ciągłych, jak i nieciągłych w tych samych pokładach gliny z oscylacji północno-wąbrzeskiej (w południowej krawędzi Kotliny Grudziądzkiej).

W czasie recesji lądolodu powstawały różnej wielkości zbiorniki terminoglacjalne. Jak dotąd zbadane zostały one w niewielu stanowiskach, ale bardzo prawdopodobne wydaje się, że zastoiska te różniły się sposobem sedymentacji od podobnych na otaczających wysoczyznach morenowych. Niewiele jest typowych warw wskazujących na spokojną depozycję jeziorną. Większe znaczenie miały powszechnie występujące prądy gęstościowe dające drobnoławicowe rytmy piaszczysto-mułkowe o masywnej strukturze.

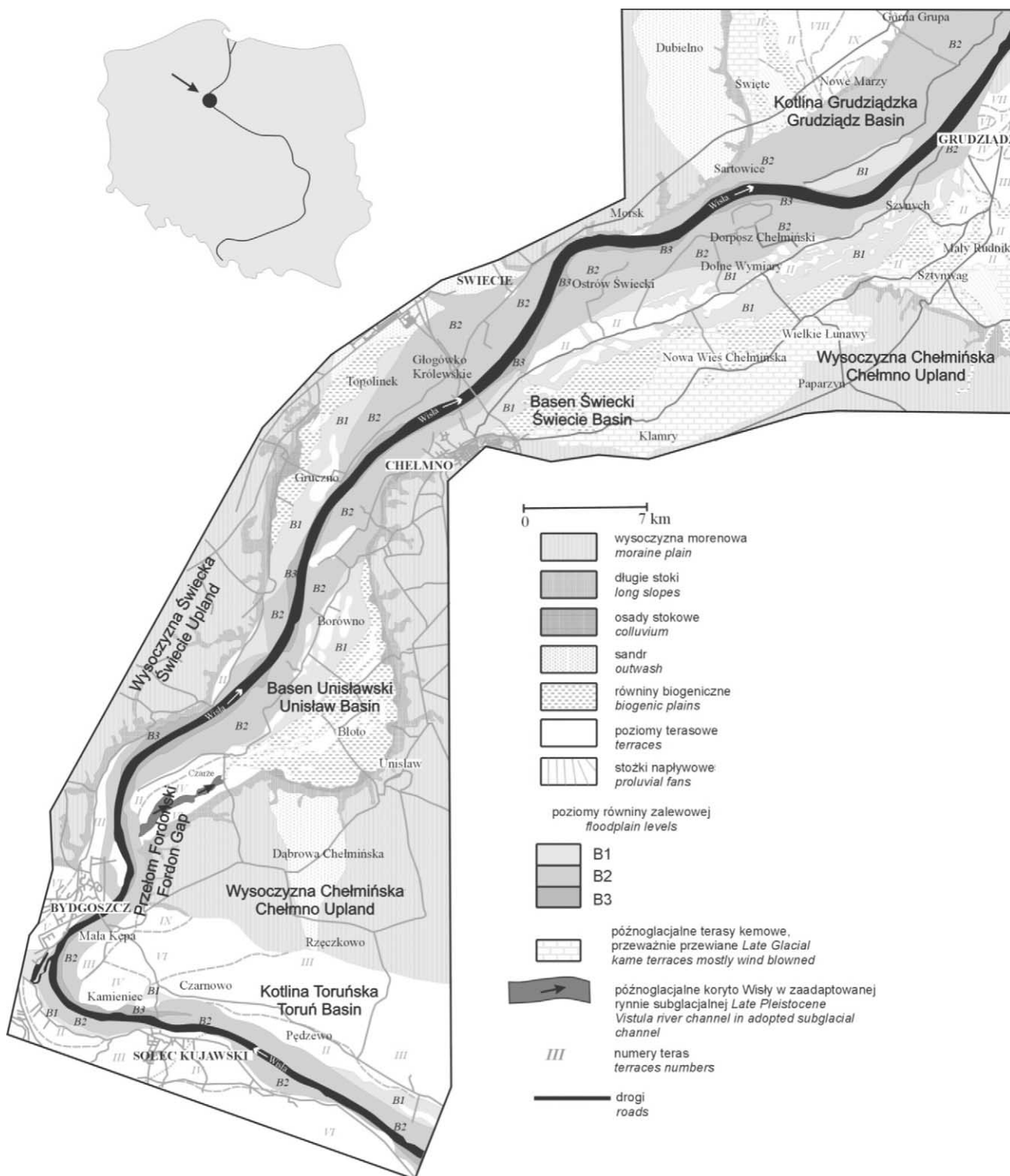
W Kotlinie Grudziądzkiej, zdaniem Drozdowskiego (1974), niektóre z brył martwego lodu mogły przetrwać jeszcze od stadiału świecica. W okresie późnoglacjalnym wytapianie się zawartego na nich i w

\* e-mail: jarek@geopan.torun.pl

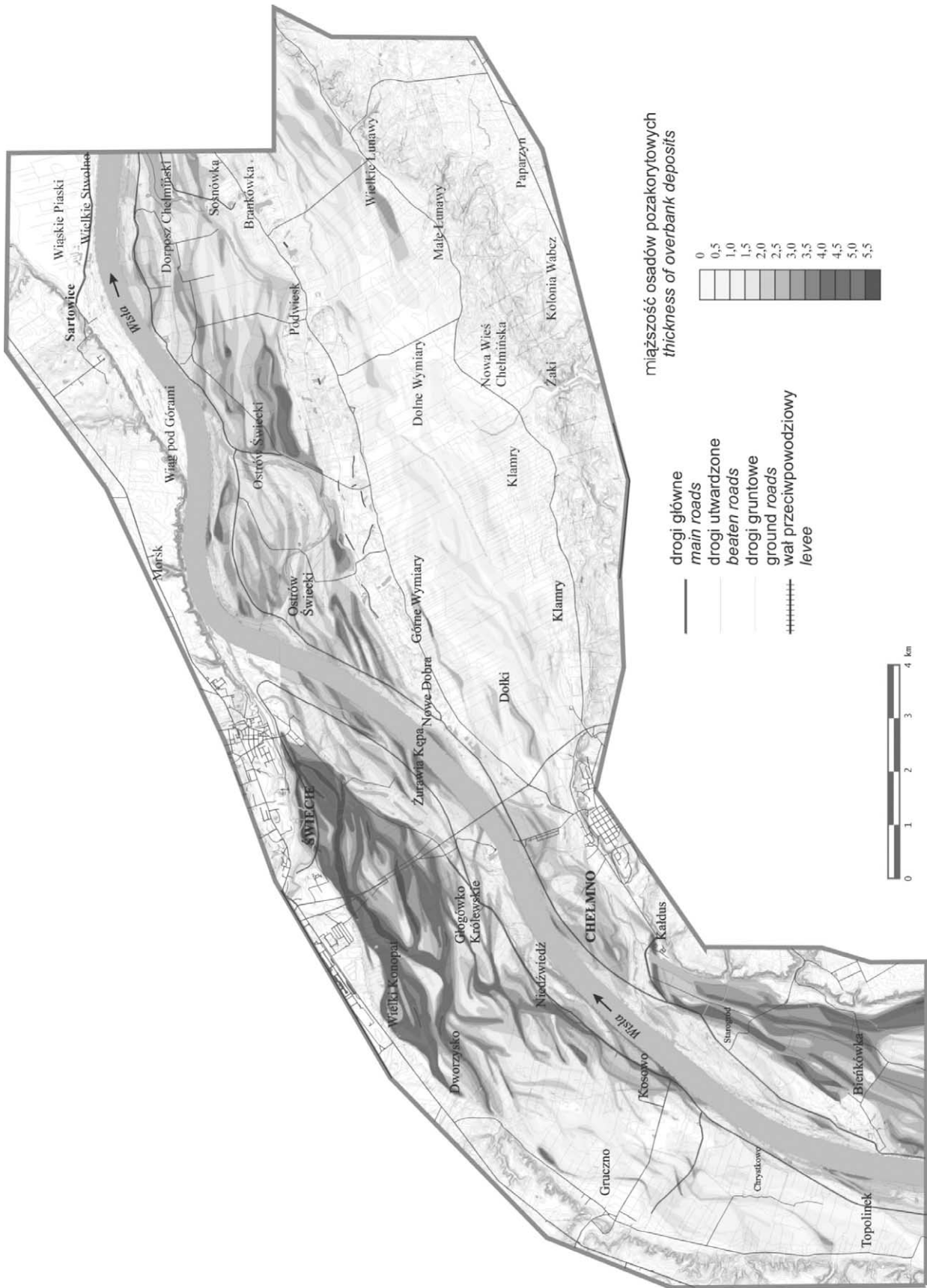
nich materiału morenowego powodowało powstawanie splywów typu *debris flow*. Dużo liczniej występowały jednak splywy ziarnowe oraz hiperskoncentrowane splywy gęstościowe (według kryteriów strukturalnych Muldera i Alexandra 2001) z charakterystycznym chaotycznym przeławicowywaniem się masywnych piasków i glin splywowych.

Wody roztopowe z wycofującego się lądolodu początkowo trawersowały dolinę i kierowały się w kie-

runku wysoczyzny chełmińskiej. Po częściowym udrożnieniu doliny zaczęły powstawać sandrowe, kemowe, fluwioglacjalne i fluwialne terasy dolinne. W Kotlinie Grudziądzkiej można doliczyć się 10 takich poziomów (ryc. 1). Powierzchnia wielu z nich jest poligenetyczna, ze względu na obecność żwirów rezydualnych z rozmywania form morenowych. W poprzek nich w zachodniej części Kotliny Grudziądzkiej biegnie reprodukowana subglacjalna rynna



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Wisły między Bydgoszczą i Grudziądzem



Ryc. 2. Mapa miąższości osadów pozakorytowych (powodziowych i biogenicznych) w Basenie Świeckim



fletnowska. Składa się ona z wielu głębokich, miejscami na ponad 30–40 m, obniżeń wypełnionych tylko deluwiami. Wskazuje to, że przez cały holocen istniał silny drenaż wód gruntowych przez koryto Wisły sprzyjający rozwojowi rozległych pokryw eolicznych i wydm.

Rozwój systemu teras nastąpił bardzo szybko i już na początku holocenu układ doliny był bardzo podobny do współczesnego (Drozdowski, Berglund 1976). Na masową skalę w poziomie obecnej równiny zalewowej nastąpił rozwój rozległych jeziorzysk dolinnych o bardzo zmiennym zasięgu, które zostawiły znacznej miąższości pokłady gytyi wapiennych. Osady te zakryły ślady późnoglacialnych struktur roztokowych obecnych w dnie doliny. W Basenie Unisławskim do istniejących obniżeń wkraczały subakwalne stożki usypiskowe.

Datowania radiowęglowe osadów biogenicznych (Niewiarowski 1987) wskazują, że zaczęły się one tworzyć już na przełomie późnego glacialu i holocenu. Badania palinologiczne pozwalają jednak przesunąć początek ich depozycji już na allerød (Noryskiewicz 2004, Kordowski i in. 2006). Maksymalna stwierdzona przez autora miąższość tego typu osadów osiągnęła 8 m w małym wytopisku dolinnym w okolicy Łoskononia koło Bydgoszczy. W Basenie Unisławskim maksymalna miąższość wyniosła 6,4 m. Torfy występują w strefach brzegowych dawnych jeziorzysk. W zasadzie są bezwęglanowe, chociaż zawartość węglanów w cienkich warstwach może dochodzić do kilku procent.

Od co najmniej 3600 lat temu nastąpił rozwój pokrywy madowej. Osady powodziowe występują dziś w pasie biegnącym wzdłuż doliny o szerokości do 4 km, a wraz z osadami biogenicznymi ponad 6 km (ryc. 2). Płaszcz aluwów pozakorytowych poprzebijany jest miejscami wyspami wyższych teras oraz masywami wydmowymi. Maksymalna ich miąższość dochodzi do ponad 5 m, przeciętnie jest jednak zbliżona do 1,5–2 m. Największe miąższości występują w korytach roztokowych i dawnych ramionach bocznych w pobliżu koryta Wisły. Wiek ich depozycji był przedmiotem badań m.in. Tomczak (1987) i Niewiarowskiego (1987). W Kotlinie Toruńskiej rozpoczęcie depozycji powodziowej określono na 1900 lat BP, w Basenie Unisławskim już 3600 lat BP. Datowania osadów biogenicznych, pobranych przez autora, zalegających pod osadami powodziowymi w Basenie Świeckim (Sprawozdanie...) wskazują, że ich depozycja rozpoczęła się, co najmniej, 3 400 lat BP, a 955 lat BP ich zasięg przestrzenny osiągnął stan bardzo zbliżony do współczesnego. Najpierw następowała depozycja w obniżeniach terenowych położonych blisko funkcjonującego koryta Wisły. Przypominała ona bardziej charakter jeziorny, bowiem osadzone były ily i mułki ilaste o jednomodalnym charakterze krzywej uziarnienia (Kordowski 2004). Później nastąpiła depozycja bardziej gruboziarnistych mułków

piaszczystych o dwu- lub wielomodalnym charakterze uziarnienia. W małej epoce lodowej doszło do intensywnego rozwoju powodziowych wstęg piaszczystych wskutek zwiększenia się ilości powodzi zatorowych.

Istotną rolę w procesie morfogenezy doliny dolnej Wisły odgrywały zjawiska eoliczne. Miały one tu miejscami bardzo sprzyjające warunki rozwoju. Analiza budowy, orientacji i sytuacji geomorfologicznej wielu z tych form pokazuje, że możemy tu mieć do czynienia z wieloma fazami wydmotwórczymi, począwszy od okresu późnoglacialnego przez liczne odcinki holocenu, kiedy nasilała się działalność człowieka.

## Literatura

- Bryczyński M. 1986. O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niżu Polskiego w czwartorzędzie. *Przegląd Geograficzny*, 57, 3: 411–440.
- Drozdowski E. 1974. Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych. *Prace Geograficzne*, 104, IG i PZ PAN, Warszawa.
- Drozdowski E. 1982. The evolution of the lower Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin. [W:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15,000 years*. *Geographical Studies. Special Issue* 1, 1: 131–147.
- Drozdowski E., Berglund B.E. 1976. Development and chronology of the lower Vistula river valley. *North Poland, Boreas*, 5: 95–107.
- Kordowski J. 2004. Osady i rzeźba doliny Wisły w okolicach Chełmna i Świecia. [W:] W. Chudziak (red.), *Mons sancti Laurenti. 2. Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. *Studia przyrodniczo-archeologiczne*. UMK, Toruń, s. 43–68.
- Kordowski J., Noryskiewicz A.M., Rembisz A. 2006. Paleosrodowisko prehistorycznego osadnictwa pld.-wsch. części Kotliny Grudziądzkiej i Basenu Świeckiego. [W:] A. Olszewski, K. Chutkowski (red.), *Drogami wędrówek i badań profesora Rajmunda Galona w 100 rocznicę urodzin (1906–2006)*. *Przewodnik sesji terenowych*. *Ogólnopolski Zjazd Geografów Polskich*, 55. *Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego*, Toruń, 13–7.09.2006, Toruń, s. 203–208.
- Morawski W. 2005. Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland. *Geological Quarterly*, 49: 403–416.
- Mulder T., Alexander J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269–299.
- Niewiarowski W. 1961. End moraine at Błędowo. [W:] R. Galon (red.), *Guide-Book from the Baltic*

- to the Tatras. P. I. North Poland. Area of the last glaciation. INQUA, Vth Congress. PWN, Łódź, s. 120–122.
- Niewiarowski W. 1987. Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz Fordon. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula River Valley during the last 15,000 years. Geographical Studies, Special Issue 4, 2: 234–252.
- Noryśkiewicz A.M. 2004. Analiza pyłkowa osadów biogenicznych terasy zalewowej Wisły w profilu Chełmno/Rybaki. [W:] W. Chudziak (red.), Mons sancti Laurenti. T. 2. Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne. UMK, Toruń, s. 143–150.
- Sprawozdanie nr 17/2005 z wykonania oznaczeń wieku metodą C-14 w Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach.
- Tomczak A. 1987. Evolution of the Vistula Valley in the Toruń Basin in the Late Galcial and Holocene. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula River Valley during the last 15,000 years. Geographical Studies, Special Issue 4, 2: 207–231.