

**Piotr Weckwerth**

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu  
Instytut Geografii  
Uniwersytet Mikołaja Kopernika  
Toruń

**PÓŻNOVISTULIAŃSKI ROZWÓJ SIECI RZECZNEJ  
W REJONIE KOTLINY TORUŃSKIEJ  
NA TLE STRUKTUR STARSZEGO PODŁOŻA  
DEVELOPMENT OF THE RIVER NETWORK  
IN THE TORUŃ BASIN IN THE LATE VISTULIAN  
AGAINST THE OLDER SUBSTRATUM STRUCTURES**

**Zarys treści:** Autor zajął się rolą ruchów tektonicznych (mających charakter ruchów neotektonicznych oraz związanych z glaciizostazją i halokinezą) w strukturach mezozoicznych podścielających Kotlinę Toruńską i ich wpływem na kształtowanie się sieci hydrograficznej tego obszaru pod koniec ostatniego zlodowacenia (a także zlodowaceń wcześniejszych). Po przeanalizowaniu dostępnych materiałów kartograficznych dotyczących różnowiekowych struktur i formacji skalnych przedstawił uporządkowaną koncepcję rozwoju sieci rzecznej w Kotlinie Toruńskiej i jej sąsiedztwie. Nawiązał przy tym do licznych opracowań geomorfologów i geologów czwartorzędu, które ukazały się w ciągu ostatnich kilkadziesiąt lat.

**Słowa kluczowe:** pradolina Noteci-Warty, przełomy rzeczne, ruchy neotektoniczne, glaciostazja, halokineza

**Key words:** Noteć-Warta ice-marginal streamway, river gorges, neotectonic movements, glacioisostatic motion, halokinetics

## **Wstęp**

Określenie genezy i ewolucji Kotliny Toruńskiej, która stanowi wschodni odcinek pradoliny Noteci-Warty, było celem wielu badań. Już na początku XX wieku geolodzy niemieccy powiązali genezę pradoliny Noteci-Warty (w tym Kotliny Toruńskiej) z przepływem wód roztopowych w kierunku zachodnim, podczas fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia (Maas 1904a, b, Keilhack 1904, Woldstet 1932, Ost 1935).

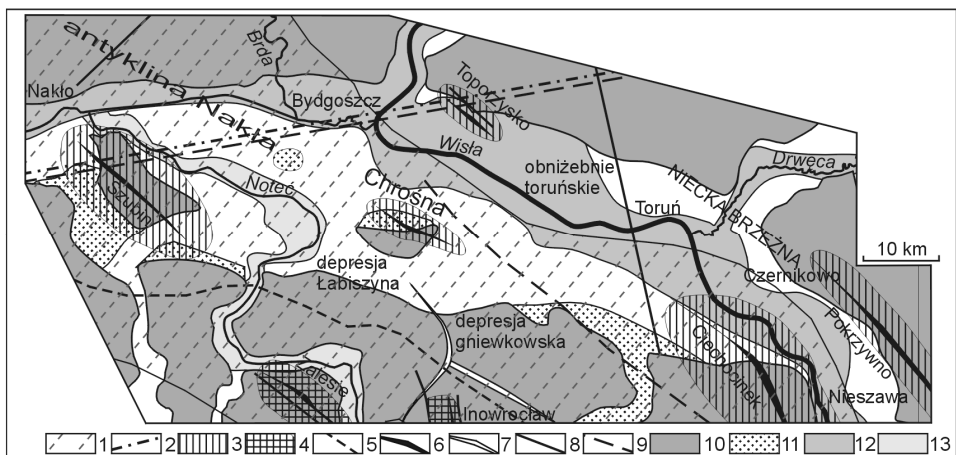
Przełomowe znaczenie dla stanu wiedzy o genezie i rozwoju Kotliny Toruńskiej miały prace R. Galona (1934, 1961, 1968). W pradolinie Noteci-Warty wydzielił on

pięć teras, które mają swoją kontynuację również w Kotlinie Toruńskiej. Wyniki badań nad rozwojem doliny i sandru Brdy (Galon 1953) przeniósł na cały system Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, określając etapy rozwoju późnovistuliańskiej sieci hydrograficznej Nizżu Polskiego (Galon 1961). W Kotlinie Toruńskiej wydzielił on jedenaście teras, z których najstarsza (terasa XI) utworzyła się podczas fazy pomorskiej. Terasy VI-IX powstały podczas bifurkacji wód pod Fordonem. Wody te miały kierować się na zachód pradoliną Noteci-Warty oraz na północ, w stronę Basenu Grudziądzkiego. Według R. Galona (1961, 1968) od allerödu – lub jak twierdzi B. Augustowski (1982) od böllingu – odpływ bifurkacyjny przekształcił się w przepływ skierowany wyłącznie na północ. Podobnie wcięcie się wód Wisły w poziom terasy VI A. Tomczak (1987) datuje na przełom najstarszego dryasu i böllingu.

Rekonstrukcję ewolucji Kotliny Toruńskiej przedstawiano, opierając się na analizie hipsometrii teras oraz ich budowy geologicznej (głównie we wschodniej części Kotliny). Na tej podstawie były wyznaczane zasadnicze etapy rozwoju tej formy, z uwzględnieniem zmian kierunku przepływu wód: kierunki zachodni lub północny, bądź w kontekście ich pochodzenia: wody roztopowe lub wody Wisły (Galon 1961, 1968, Niewiarowski 1968, 1969, Wiśniewski 1974, 1976a, b, 1982, 1990, Weckwerth 2004, 2006a, b). W znacznie węższym zakresie szukano przyczyn i uwarunkowań zmian późnovistuliańskich procesów fluwialnych w Kotlinie Toruńskiej i pradolinie Noteci, uzależniając je w większości przypadków od zasięgu czoła lądolodu i stwierdzając ich przebieg w linii starszej doliny, pochodzącej sprzed ostatniego zlodowacenia (Galon 1929, 1968, Gadomska 1957, Kozarski 1962). Niewiele uwagi poświęcano ruchom tektonicznym struktur podłoża mezozoicznego, które przecina pradolina Noteci-Warty. Uwzględniając recesję czoła lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły na północ od Kotliny Toruńskiej oraz predyspozycję jej rozwoju w linii kopalnych obniżen dolinnych, nie można wykluczyć związków pomiędzy przebiegiem procesów fluwialnych we wschodniej części pradolinie Noteci-Warty a lokalizacją i aktywnością tektoniczną lokalnych struktur podłoża mezozoicznego. Na początku XX wieku S. Lencewicz (1922, 1923) tłumaczył zakończenie przepływu wód pradoliną na zachód poprzez tektoniczne podnoszenie się działu wodnego pomiędzy Brdą a Notecią. Dział ten jest położony w osi antyklinorium środkowopolskiego, którego glacioizostatyczne podnoszenie się spowodowało przesunięcie koryta Wisły na północny zachód w Kotlinie Toruńskiej (Galon 1934, Mojski 1980, Brykczyński 1986).

### **Struktury podłoża osadów kenozoicznych a główne elementy rzeźby podłoża plejstocenu Kotliny Toruńskiej**

Kotlina Toruńska położona jest w zasięgu paleogeograficznej i tektonicznej strefy granicznej linii Teisseyre'a, pomiędzy platformą prekambryjską na wschodzie a platformą postkaledońską (epiwaryscyjską) na zachodzie. Jej część środkowa leży w obrębie bloku Bydgoszczy, natomiast część wschodnia – bloku Chełmna-Torunia (Pożaryski 1987). Są one rozdzielone strefą uskokuwą, która przebiega południkowo w okolicach Torunia (ryc. 1). Zachodni i południowo-zachodni fragment Kotliny Toruńskiej znajduje się w zasięgu antyklinorium kujawsko-pomorskiego (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalne struktury tektoniczne w podłożu osadów kenozoicznych i wybrane elementy współczesnej rzeźby Kotliny Toruńskiej (struktury tektoniczne na podstawie: Marek, Znosko 1972, 1983, Dadlez, Marek 1974, Pożaryski i in. 1982): 1 – antyklinorium kujawsko-pomorskie, 2 – granica pomiędzy antyklinorium kujawskim a pomorskim, 3 – wały, poduszki i spęcznienia solne, 4 – wysady solne, 5 – granica pomiędzy strefą wysadów solnych i strefą wałów, poduszek i spęcznień solnych, 6 – osie antyklin, 7 – osie synklin, 8 – stwierdzone strefy dyslokacji w podłożu cechsztynu, 9 – prawdopodobne strefy dyslokacji w podłożu cechsztynu, 10 – zasięg wysoczyzn morenowych, 11 – poziomy sandrowe, 12 – zasięg terasy VI w pradolinie Noteci-Warty i w dolinach jej dopływów, 13 – dolina Noteci

Fig. 1. Local tectonic structures in substratum of Cainozoic sediments and selected elements of the Toruń Basin present relief (tectonic structures based on: Marek, Znosko 1972, 1983, Dadlez, Marek 1974, Pożaryski et. al 1982): 1 – Kujawy-Pomeranian anticlinorium, 2 – border between Kujawy anticlinorium and Pomeranian anticlinorium, 3 – salt banks, pillows and swells, 4 – salt domes, 5 – border between zone of salt domes and salt banks, pillows and swells, 6 – anticlines axes, 7 – syncline axes, 8 – detected dislocations zones in the substratum of Zechstein sediments, 9 – probable dislocations zones in the substratum of Zechstein sediments, 10 – morainic plateau extent, 11 – outwash levels, 12 – extent of terrace VI in Noteć-Warta ice-marginal streamway and its extent in the tributary valleys, 13 – Noteć valley

W północno-zachodniej części Kotliny jest ono przecięte przez poprzeczną strefę dyslokacji w podłożu cechsztynu (Łyczewska 1975, Dadlez 1980a, b), do której nawiązuje swym przebiegiem współczesna dolina Noteci. Dyslokacja ta jest uznawana za tektoniczną granicę pomiędzy wałem pomorskim na północy a wałem kujawskim na południu.

W strefie zasięgu antyklinorium środkowopolskiego Kotliny Toruńska jest położona na północ od strefy wysadów solnych, na obszarze występowania wałów, poduszek i spęcznień solnych rejonu gniewkowskiego (Marek, Znosko 1972, Dadlez, Marek 1974, Raczyńska 1987). Najlepiej udokumentowane z nich są struktury rejonu Ciechocinka i Nakła (Łobżenicy/Więcborka). Przymuszczalnie występują one również w okolicy Chrośny, Toporzyska i Szubina (ryc. 1). Granicami tych

struktur są strefy dyslokacji, dzielące poszczególne bloki. Struktury tektoniki solnej

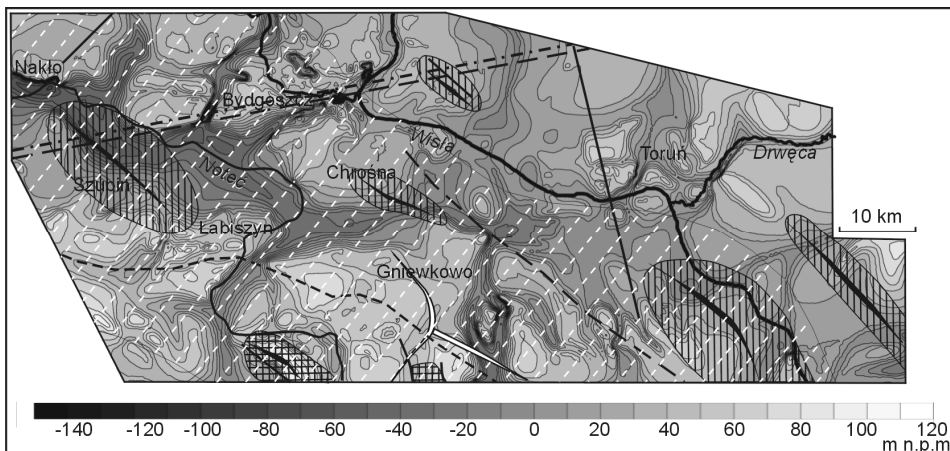
w Kotlinie Toruńskiej przebiegają w większości wzdłuż wgłębnych dyslokacji podłoża osadów mezozoicznych (Dadlez, Marek 1974, Dadlez 1980a, b, 1987). Nieciągłości te są kontynuacją strefy dyslokacyjnej Koszalin-Chojnice-Toruń (Pozaryski i in. 1982).

Wschodnia część Kotliny Toruńskiej leży w obrębie skłonu antyklinorium kujawsko-pomorskiego i płońskiego odcinka synklinorium brzeźnego. Ich umowną granicę stanowi strefa szerokości od 2 do 7 km, która biegnie pomiędzy osadami kredy górnej a dolnej, w linii Fordon (Bydgoszcz)-Toruń-Czernikowo-Nieszawa-Włocławek (Marek, Znosko 1972, 1983, Dadlez, Marek 1974). Strop osadów kredy nachyla się tu na północ (od 8 m p.p.m. do 20-23 m p.p.m.), z bardziej urozmaiconą hipsometrycznie powierzchnią w okolicach Torunia (Wilczyński 1973, Dadlez, Marek 1983).

Rzeźba powierzchni podłoża plejstocenu w obrębie Kotliny Toruńskiej i jej najbliższego otoczenia charakteryzuje się istnieniem obniżen związanych z czwartorzędowymi procesami erozji glacialnej, glaciofluwialnej oraz rzecznej w czasie interglacjałów (ryc. 2). Główne obniżenie dolinne przebiega zgodnie z osią Kotliny, wzdłuż jej południowych zboczy. W części zachodniej i południowo-zachodniej Kotliny Toruńskiej wyznacza ono przebieg eoplejstocenijskiej doliny pra-Noteci (Dyjur 1987) i przecina antyklinę Nakła w północnym skraju struktury Szubina (ryc. 1, 2). Obniżenie to jest wykształcone w obrębie depresji tektonicznej antyklinorium kujawskiego (depresja Łabiszyna). Jego dno osiąga rzędne 39,3 m p.p.m. na północ od Łabiszyna i 58,0 m p.p.m. w Nakle. Ponadto opisywana kopalna forma dolinna przebiega skośnie względem struktur solnych antyklinorium środkowopolskiego i lokalnie w ich zasięgu, stąd jej dno w miejscach przecięcia się z tymi strukturami budują osady kredy i jury górnej. Kierunek prostopadły do osi antyklinorium środkowopolskiego uzyskują kontaktujące się z tą formą od północy węższe obniżenia dolinne o dnach na wysokości 37-10 m p.p.m., położone pomiędzy Bydgoszczą a Nakłem nad Notecią. W ich powstaniu nie można wykluczyć działalności egzogenicznej kolejnych łądododów bądź subglacialnej erozji wód roztopowych.

Podłoże osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Toruńskiej, znajdujące się w zasięgu skłonu wału kujawsko-pomorskiego i synklinorium brzeźnego, cechuje się znacznie mniejszymi deniwelacjami niż dalej na zachód. Powierzchnia podłoża plejstocenu na wschodzie kotliny ma charakter rozległej zakłębłości, która obniża się na zachód od około 1-3 m p.p.m., na południe od Torunia do 14 m p.p.m. na północny wschód od Gniewkowa. Na południe od Chrośny dno tego obniżenia zwęża się i pogłębia do 28-31 m p.p.m., przyjmując charakter wąskiego odcinka przełomowego, rozwiniętego w południowym skraju antykliny Chrośny. Obniżenie to ciągnie się na zachód wzdłuż depresji tektonicznych antyklinorium kujawskiego (depresje Gniewkowa i Łabiszyna), po czym przechodzi w obniżenie pra-Noteci w zachodniej części Kotliny Toruńskiej (ryc. 2).

Z omawianą zakłębłością powierzchni podłoża czwartorzędu wschodniej części Kotliny Toruńskiej kontaktują się od północy i od południa inne, mniejsze obniżenia.

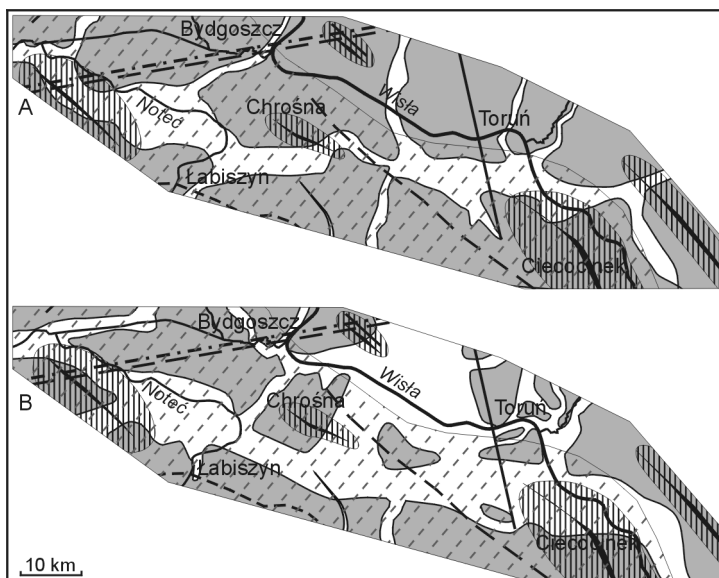


Ryc. 2. Ukształtowanie podłoża osadów czwartorzędowych Kotliny Toruńskiej i jej otoczenia na tle struktur tektonicznych w podłożu osadów kenozoicznych (objaśnienia jak na ryc. 1)  
 Fig. 2. Relief of sub-Quaternary surface in the Toruń Basin and its surroundings on the background of tectonic structures in the substratum of Cainozoic sediments (explanations like on Fig. 1)

Należą do nich szeroka na 10-15 km kopalna dolina rzeczna z interglacjału eemskiego (Makowska 1979, 1980) oraz południkowe obniżenia w okolicach Torunia (Wilczyński 1973, 1978, Niewiarowski, Wilczyński 1979), o dnie leżącym na wysokości nieco poniżej poziomu morza oraz stromych zboczach osiągających wysokość 58,4 m.

### Doliny interglacjałów wielkiego i eemskiego

Jak wynika z analizy przekrojów geologicznych, położona w zachodniej i południowo-zachodniej części Kotliny Toruńskiej kopalna forma dolinna utworzyła się już przed interglacjałem wielkim (ryc. 3). Rzeki tego interglacjału wykorzystywały starsze obniżenia, powstałe podczas recesji lądolodów wcześniejszych zlodowaceń. W rejonie Kotliny Toruńskiej rzeka interglacjałna kierowała się na zachód wzdłuż doliny Noteci (m.in. Niewiarowski, Wilczyński 1979, Uniejewska i in. 1979, Włodek 1980, Mojski 1984, Dyjor 1991, Bryczyński). Na istnienie piaszczystych utworów interglacjału wielkiego w północno-wschodnim sąsiedztwie Bydgoszczy zwracają uwagę W. Niewiarowski i A. Wilczyński (1979). Spąg tych osadów, o miąższości 12-60 m, położony jest na wysokości od 16,6 m p.p.m. do 32 m p.p.m. Utwory pełnego cyklu sedimentacyjnego z interglacjału wielkiego rejestruje prawdopodobnie profil Dargosław w obrębie kopalnej doliny w południowo-zachodniej części Kotliny (rzędna stropu 26 m n.p.m., Uniejewska, Nosek 1992). Za istnieniem łączącego się z nią od wschodu obniżenia o równoleżnikowym przebiegu w południowej części Kotliny Toruńskiej opowiadali się R. Galon (1981), M. Włodek (1980),



Ryc. 3. Rekonstrukcja przebiegu kopalnych form dolinnych w rejonie Kotliny Toruńskiej z interglacjałów wielkiego (A) i eemskiego (B) na tle struktur tektonicznych w podłożu osadów kenozoicznych (objaśnienia jak na ryc. 1, na podstawię: Makowska 1979, Uniejewska i in. 1979, Niewiarowski, Wilczyński 1979, Włodek 1980, Galon 1981, Brykczyński 1986, Mojski 1984, Uniejewska, Nosek 1992)

Fig. 3. Reconstruction of the fossil valleys route in the Toruń Basin region from Great Interglacial (A) and Eemian Interglacial (B) periods on the background of tectonic structures in the substratum of Cainozoic sediments (explanations like on Fig. 1, based on: Makowska 1979, Uniejewska et al. 1979, Niewiarowski, Wilczyński 1979, Włodek 1980, Galon 1981, Brykczyński 1986, Mojski 1984, Uniejewska, Nosek 1992)

M. Brykczyński (1986) i S. Dyjor (1991). Jak wynika z analizy wierceń geologicznych, była to forma w znacznym stopniu zniszczona przez działalność wód w czasie interglacjału eemskiego. Jej dalsze, wschodnie przedłużenie znajduje się prawdopodobnie w okolicach Torunia, gdzie osady tego wieku występują w dnach kopalnych dolin pra-Drwęcy i doliny biegnącej w linii Lulkowo-Wrzosy-Stawki (Wilczyński 1973, Niewiarowski, Wilczyński 1979, Niewiarowski 1968). Przepływ wód w ich obrębie odbywał się z północnego wschodu na południowy zachód.

W czasie interglacjału eemskiego w dolinach rzecznych Kotliny Toruńskiej były deponowane aluwia trzech cykli sedymentacji, szczegółowo rozpoznane w profilach Solec Kujawski, Przyłubie i Zła Wieś Wielka (Makowska 1979, 1980). Ówczesny system dolin w Kotlinie Toruńskiej nałożył się na rzeźbę powstałą po recesji zlodowacenia warty, wykorzystując powstały wówczas system rynien polodowcowych czy dolin marginalnych, np. pomiędzy Bydgoszczą a Toruniem. Płynące w kotlinie rzeki interglacialne usunęły częściowo utwory starszych zlodowaceń, miejscami osiągając podłoże trzeciorzędowe. Baza erozyjna eemskiej sieci rzecznej znajdowała

się w blisko położonej depresji Bałtyku, dzięki czemu nastąpiła reorganizacja systemu odwodnienia, który przyjął układ zbliżony do współczesnego (ryc. 3). We wschodniej i południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej położenie kopalnej doliny eemskiej pokrywa się w przybliżeniu z zasięgiem współczesnej doliny Wisły (Łyczewska 1975, Wiśniewski 1976a, b, Niewiarowski, Wilczyński 1979). Dalej na zachód przebiega ona prawie równoleżnikowo, po czym skręca na północ (Makowska 1979, 1980). Z główną doliną eemską kontaktują się także węższe doliny kopalne, położone w okolicach Torunia i Gniewkowa. Inna odnoga kopalnej doliny z eemu, w południowej części Kotliny Toruńskiej, jest położona na południowy zachód i zachód od Bydgoszczy (okolice Łabiszyna i Nakła nad Notecią). Jej przebieg w zachodnim skraju Kotliny pokrywa się z kopalną doliną interglacjału wielkiego. Osady eemskie nie przekraczają rzędnej 50-60 m n.p.m. i leżą niżej od wysokości powierzchni zalegania glin zlodowaceń środkowopolskich.

### **Rozwój współczesnej rzeźby Kotliny Toruńskiej w relacji do struktur tektonicznych utworów mezozoiku i plejstocenijskich dolin kopalnych**

Problemem ściśle związanym z ewolucją układu sieci dolinnej podczas vistulianu oraz wykształceniem osadów plejstocenu jest rola aktywności tektonicznej struktur starszego podłoża (Mojski 1980, Dyjor 1987, Brykczyński 1986, 1987). Postglacjalne podnoszenie się wału kujawsko-pomorskiego przyczyniło się prawdopodobnie do przesuwania koryta Wisły na północny wschód. Proces ten mógł być modyfikowany przez zależne od zmiennego obciążenia lądolodem ruchy glacioizostatyczne (Wiśniewski 1974, Baraniecka 1980), halokinezę elewacji mezozoicznych (Niewiarowski 1983, Molewski 2006), intensyfikację przepływu ciepła geotermalnego i aktywność głównych linii uskoku w myśl mechanizmu zróżnicowanego obciążenia (Baraniecka 1980, Liszkowski 1975, Dyjor 1991, Piotrowski 1991). Przebieg wschodniej części Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej pokrywa się bowiem z głównymi dyslokacjami antyklinorium środkowopolskiego oraz ze strefą wałów, poduszek i spęczeń solnych. Skutkiem tych ruchów mogły być dyskutowane w literaturze zmiany układu sieci dolinnej w rejonie bydgosko-toruńskiego węzła hydrograficznego. Ich efektem jest powiększanie rozmiarów Kotliny Toruńskiej w kierunku północnym przez erozję boczną Wisły, redukcja miąższości utworów czwartorzędowych w zasięgu jej równiny zalewowej oraz modyfikowanie rzeźby powierzchni ich podłoża.

W rozważaniach nad potencjalnym wpływem struktur mezozoicznych na rozwój współczesnej rzeźby Kotliny Toruńskiej należy zwrócić uwagę na obciążenie lądolodu, które mogło wyzwać ruchy glacio- i postglacioizostatyczne (Liszkowski 1975, 1992, 1993, Piotrowski 1991). Zróżnicowanie obciążenia podłoża lądolodem w jego brzeżnej części mogło przyczynić się do ruchów soli w myśl mechanizmu zróżnicowanego obciążenia. Procesy te, w końcowym etapie rozwoju rzeźby (recesja lądolodu), mogły skutkować wykształceniem form genezy glacialnej, położonych w zasięgu uaktywnionych struktur solnych. Przykładem takiej lokalizacji mogą być moreny czołowe koło Szubina, z leżącym na północ od niego fragmentem wy-

soczyzny morenowej (w zasięgu antykliny Szubina), fragment wysoczyzny morenowej w centralnej części Kotliny Toruńskiej (antyklina Chrośny), wysoko położona południowo-wschodnia jej część pomiędzy Aleksandrowem Kujawskim a Suchatówką (antyklina Ciechocinka) oraz spiętrzone moreny czołowe okolic Łabiszyna, nawiązujące do północnego skraju antykliny Zalesia. Również poprzez plejstocenyjskie uruchomienie struktur solnych mogło dochodzić do aktywizacji starszych dyslokacji i intensyfikacji w ich obrębie przepływu ciepła geotermalnego (Petelski, Sadurski 1987, Dyjor 1991, Liszkowski 1993). Rezultatem tego mogła być zwiększona akumulacja morenowa (okolice Chrośny, Szubina) oraz rozwój struktur glaciektonicznych (łabiszyńskie moreny czołowe – struktura Zalesia). W cyklicznym rozwoju dolin interglacjalnych w rejonie pradoliny, począwszy od eoplejstocenu, nie można wykluczyć również ascenzji „ciepłych” wód wglębnych, wyciskanych z utworów mezozoiku w liniach przecinających je dyslokacji tektonicznych (Petelski, Sadurski 1987).

Powyższe fakty mogą wskazywać na istnienie związków pomiędzy zasięgiem i rzeźbą Kotliny Toruńskiej a aktywizacją struktur mezozoicznych w plejstocenie. Nakładanie się tych procesów na poszczególne etapy ewolucji Kotliny Toruńskiej, zależne od zasięgu lądolodu, może odzwierciedlać się w jej podziale na starszą i wyżej położoną część środkową i południową oraz młodszą północną, związaną z rozwojem doliny Wisły. Granica tych dwóch różnych morfogenetycznie i wiekowo obszarów Kotliny nawiązuje do granicy pomiędzy wałem kujawsko-pomorskim a niecką brzezną.

Położenie Kotliny Toruńskiej na tle i w zasięgu głównych jednostek tektonicznych Polski środkowej i północnej stwarza ponadto potrzebę prześledzenia współzależności pomiędzy wykształceniem osadów, struktur tektonicznych i rozwojem paleopowierzchni podkenozoicznej i podczwartorzędowej a efektami erozji i akumulacji fluwialnej.

Podobieństw w lokalizacji wyniesień powierzchni podczwartorzędowej do elewacji mezozoicznych można doszukać się w południowej części Kotliny Toruńskiej. Wyżej położone dno kopalnej doliny wyciętej w podłożu plejstocenu na południe od Torunia nawiązuje do mezozoicznej antykliny Ciechocinka (ryc. 2). Obszar ten pokrywa się częściowo z wysoko położonymi w Kotlinie poziomami sandrowymi i terasami pradolinowymi (ryc. 1).

Szczególnie wyraźne podobieństwo w położeniu struktur głębszego podłoża i wyniesień powierzchni podczwartorzędowej do współczesnej rzeźby jest widoczne w środkowej części Kotliny Toruńskiej. W tym miejscu znajduje się bowiem ostatnie wysoczyzny morenowej wraz z towarzyszącymi mu od północy poziomami sandrowymi (ryc. 1, 2). Formy te, położone wyżej od otaczających je teras pradolinowych, są zlokalizowane w zasięgu kulminacji stropu osadów trzeciorzędu oraz podkenozoicznej antykliny Chrośny. W zachodnim i południowo-zachodnim skraju i otoczeniu Kotliny Toruńskiej podobnych związków można doszukać się w analizie lokalizacji antykliny Zalesia.

Wyraźne zależności pomiędzy położeniem wyniesień starszego podłoża a współczesną rzeźbą terenu istnieją w zachodnim sąsiedztwie Kotliny Toruńskiej. Znajdu-



jący się tu izolowany, północno-wschodni fragment Wysoczyzny Gnieźnieńskiej jest położony w zasięgu antykliny Szubina (ryc. 1). Kolejne podobieństwo wynika z faktu przebiegu wąskiego odcinka pradoliny na wysokości Nakła nad Notecią prostopadle do osi antyklinorium oraz w jego depresji na północ od elewacji Szubina. Znaczne przewężenie wykazuje tu również kopalna dolina pra-Noteci i doliny kopalne z interglacjałów wielkiego i eemskiego (ryc. 2, 3). W ich linii wykształciło się dno pradoliny Noteci i współczesna dolina Noteci (ryc. 1).

Porównując ukształtowanie współczesnej rzeźby Kotliny Toruńskiej z ukształtowaniem powierzchni podłoża osadów czwartorzędowych, można zauważyć wyraźną rozbieżność między przebiegiem i położeniem współczesnej doliny Wisły a głównych obniżen dolinnych w podłożu plejstocenu oraz dolin z interglacjału wielkiego (ryc. 1, 2, 3). Obecny przebieg doliny Wisły we wschodniej i północno-wschodniej części Kotliny Toruńskiej ma zatem swe założenia w kopalnych dolinach z interglacjału eemskiego. Pomimo to jedna z tych dolin przebiega ze wschodu na zachód w południowej części Kotliny, czym nawiązuje do układu sieci dolinnej z interglacjału wielkiego. Układ taki może być efektem reorganizacji systemu dolinnego w rejonie Kotliny Toruńskiej w czasie recesji lądolodu warciańskiego. Wraz z deglacjacją kotliny mogła rozwijać się przed czołem lądolodu warciańskiego dolina (pradolina?) o przebiegu równoleżnikowym, odprowadzająca wody roztopowe i/lub wody Wisły na zachód, zgodnie z układem dolin interglacjału wielkiego. W późniejszym czasie wyodrębniła się wyraźna, główna, eemska dolina pra-Wisły, skierowana na północ do morza eemskiego i położona na zachód od Torunia.

Podobny schemat ewolucji sieci hydrograficznej tłumaczy jej rozwój pod koniec stadiału głównego zlodowacenia wisły. W czasie fazy krajeńsko-wąbrzeskiej część wód roztopowych kierowała się przez Kotlinę Toruńską na południe, tworząc w północnej części Kujaw doliny marginalne. Jak wskazuje R. Galon (1961, 1968), taki przebieg odpływu wód był początkiem rozwoju wschodniego odcinka Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Po recesji lądolodu z linii moren łabiszyńskich, w południowo-zachodnim skraju kotliny, na zachód od Łabiszyna, funkcjonowała dolina marginalna. Po uwolnieniu od lądolodu obniżenia o charakterze depresji glacyjotektonicznej na zapleczu łabiszyńskich moren czołowych (w obrębie Kotliny Toruńskiej) odprowadzała ona wody roztopowe w kierunku zachodnim, a więc w południowym i południowo-zachodnim otoczeniu antykliny Szubina (ryc. 1, Weckwerth 2005b). Dowodem istnienia tego przepływu są osady sandrowe odsłaniające się w stanowisku Wieszki (na południe od Nakła), gdzie poziome sandrowy budują miększe na ponad 3 m utwory żwirowo-piaszczyste o strukturze wskazującej na północny kierunek przepływu wód. Procesy te zainicjowały włączenie Kotliny Toruńskiej do pradoliny Noteci-Warty prawdopodobnie już podczas jej deglacjacji.

Główna faza rozwoju pradoliny Noteci-Warty, przypadająca na czas od fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia do późnego glacjału, zaznaczyła się wytworzeniem wielu stopni terasowych. Powstały one w wyniku obniżania bazy erozyjnej rzeki funkcjonującej dzięki koncentrycznemu napływaniu do Kotliny Toruńskiej wód roztopowych. W poziomie terasy przejściowej (położonej pomiędzy terasami IX i X) połączyły się z nimi wody Wisły (Weckwerth 2004, 2005a, 2006b). Całość tych wód kierowała się pradoliną na zachód od Bydgoszczy w poziomach teras XI-

-VI. W okolicy Nakła nad Notecią, w północnym skraju antykliny Szubina przepływ ten utworzył znacznie węższy odcinek ówczesnej doliny, szerokości 2,5-6,0 km (ryc. 1). Swym przebiegiem nawiązuje on do eoplejstceńskiej doliny pra-Noteci i dolin kopalnych z interglacjałów wielkiego i eemskiego (ryc. 2, 3). Lokalizacja opisywanego fragmentu pradoliny Noteci na północ od elewacji Szubina oraz jego niewielka szerokość w stosunku do szerokości sąsiednich odcinków pradoliny, a zwłaszcza Kotliny Toruńskiej, pozwala przypuszczać, że ma on charakter doliny przelomowej, powstałej po zmianie położenia głównego przepływu wód dalej na północ, od okolic Łabiszyna po rejon Nakła nad Notecią. Przyczyny tego procesu można upatrywać w relaksacyjnych ruchach wznoszących antyklinorium kujawsko-pomorskiego, w strefie wałów i spęczeń solnych. Aktywizacja tektoniczna tych struktur w czasie fazy pomorskiej vistulianu, w tym elewacji Szubina, mogła przyczynić się do powstania wąskiego, nakielskiego odcinka pradoliny, który ma w ten sposób charakter przelomu antecedentnego.

W późnym vistulianie nastąpiła w Kotlinie Toruńskiej zmiana równoleżnikowego kierunku płynięcia Wisły pradoliną Noteci-Warty na kierunek północny, co spowodowało zakończenie funkcjonowania pradoliny. Początkowo przepływ wód Wisły pod Fordonem miał charakter bifurkacyjny (Galon 1961), tzn. część wód kierowała się na zachód pradoliną Noteci-Warty, a część na północ w poziomach teras od IX do VI. Zdaniem E. Wiśniewskiego (1990) skierowanie wód Wisły na północ miało charakter gwałtowny i nastąpiło wyłącznie w poziomie terasy VI. Wyniki badań geomorfologicznych autora w północnej części przelomu Wisły pod Fordonem skracają proponowany przez R. Galona (1961, 1968) czas trwania fazy bifurkacji Wisły pod Fordonem, ponieważ wyłączają z niej terasę IX. Przyczyny powstania fordońskiego przelomu Wisły od dawna były upatrywane w ruchach tektonicznych działu wodnego Wisły i Noteci (Lencewicz 1922, 1923). Jak stwierdza J.E. Mojski (1980), struktury solne antyklinorium środkowopolskiego mogły ulec postglacjoizostatycznej aktywizacji i przyczynić się do przesunięcia koryta późnovistuliańskiej rzeki aż w północną część Kotliny Toruńskiej. W wyniku tego procesu przepływ wód pradoliną skoncentrował się w wąskim pasie jej dna na zachód od Bydgoszczy (terasa VI), w pobliżu przelomu Wisły pod Fordonem (ryc. 1). Przelom ten zaczął funkcjonować najprawdopodobniej w poziomie terasy VIII lub niższej, a więc wówczas, kiedy Wisła już nie płynęła całą szerokością Kotliny Toruńskiej (terasa IX), tylko w jej północnej części. Zasięg teras VIII-VI w Kotlinie Toruńskiej jest podobny i nawiązuje do północno-zachodniej granicy antyklinorium kujawsko-pomorskiego (ryc. 1). Powyższa analiza pozwala zatem na przyjęcie tezy o znacznym udziale aktywnych tektonicznie struktur podłoża mezozoicznego Kotliny Toruńskiej w zmianach układu sieci hydrograficznej podczas recesji lądolodu vistuliańskiego. Procesy te działały na tle zmian klimatycznych, począwszy od momentu deglacjacji kotliny. Prawdopodobnie podobny mechanizm reorganizacji kierunków przepływu wód, łącznie z możliwą bifurkacją rzek, nastąpił w rejonie Kotliny Toruńskiej na początku interglacjału eemskiego.

## Literatura

- Augustowski B., 1982, *Charakterystyka geomorfologiczna*. W: *Dolina dolnej Wisły*, red. B. Augustowski, Warszawa, s. 61-79
- Baraniecka M.D., 1980, *Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej*, Biul. Inst. Geol., 322, Z badań czwartorzędu w Polsce, 24, s. 31-64
- Brykczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niżu Polskiego w czwartorzędzie*, Przegł. Geogr., 58, 3, s. 411-440
- Brykczyński M., 1987, *Teoria recesji frontalnej zlodowacenia kontynentalnego a model ewolucji sieci rzecznej Niżu Polskiego*. W: *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, red. A. Jahn, S. Dyjor, Wrocław, s. 77-84
- Dadlez R., 1980a, *Fault pattern in Polish Lowlands and its bearing on the Permian-Mesozoic evolution of the area*, Przegł. Geol., 5, s. 278-286
- Dadlez R., 1980b, *Tektonika wału pomorskiego*, Kwartalnik Geol., 24, 4, s. 741-767
- Dadlez R., 1987, *Kompleks cechsztyński-mezozoiczny*. W: *Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża*, red. A. Raczyńska, Prace Inst. Geol., 119, Warszawa, s. 186-194
- Dadlez R., Marek S., 1974, *Polska północno-zachodnia i środkowa*. W: *Budowa geologiczna Polski*, t. IV, Tektonika cz. 1, Warszawa, s. 239-255
- Dadlez R., Marek S., 1983, *Kompleks cechsztyński-mezozoiczny*. W: *Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża*, red. S. Marek, Prace Inst. Geol., 103, s. 216-220
- Dyjor S., 1987, *Systemy kopalnych dolin Polski zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie*. W: *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, red. A. Jahn, S. Dyjor, Wrocław, s. 85-101
- Dyjor S., 1991, *Wpływ ewolucji paleogeograficznej na rozwój zlodowaceń w Polsce Zachodniej*. W: *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, red. A. Kostrzewski, Geografia 50, Poznań, s. 419-433
- Gadomska S., 1957, *Tertiary and Quaternary Deposits of the Noteć Valley in the Region Krostków and Osiek on the Noteć River near Wyrzysk (North-Western Poland)*, Biul. Inst. Geol., 118, 371-401
- Galon R., 1929, *Kujawy „Białe” i „Czarne”*, Bad. Geogr. nad Polską Półn.-Zach., 4-5, Poznań, s. 48-76
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Bad. Geogr. nad Polską Półn.-Zach., Poznań, s. 12-13
- Galon R., 1953, *Morfologia doliny i zandru Brdy*, Stud. Soc. Sci. Torun., sec. C. 1, 6
- Galon R., 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 29
- Galon R., 1968, *New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć Warta Pradolina and the valleys linked with it*, Prz. Geogr., 40, 2, s. 307-315
- Galon R., 1981, *Zagadnienie serii glacialnej na przykładzie plejstocenu nad dolną Wisłą i dolną Drwęcą*, Biul. Inst. Geol., 321, Z badań czwartorzędu w Polsce, 23, s. 63-82
- Keilhack K., 1904, *Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal*, Zeitschr. D. Deutsch. Geol. Gesell., s. 132-141
- Kozarski S., 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty*, Prace Kom. Geogr.-Geol., 2, 3
- Lencewicz S., 1922, *O wieku środkowego Powiśla*, Posiedz. Nauk. PiG, 3, s. 21-24
- Lencewicz S., 1923, *O t. z. Zastoisku toruńskim*, Przegł. Geogr., 4, s. 99-114
- Liszkowski J., 1975, *Wpływ obciążenia lądolodem na plejstocенską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski*. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1, s. 256-277

- Liszkowski J., 1992, *Wpływ plejstoceńskich lądolodów na stan, strukturę, kinematykę Ziemi*. W: *Materiały VII Symp. Glacitekt.*, Zielona Góra, s. 217-253
- Liszkowski J., 1993, *The effects of Pleistocene ice-sheets loading – de-loading cycles on the bedrock structure of Poland*. *Wybrane zagadnienia neotektoniki Polski*, Folia Quaternaria, 64, s. 7-23
- Łyczewska J., 1975, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Ciechocinek*, Warszawa
- Maas G., 1904a, *Das Thorn-Eberswalder Haupttal und seine Endmoränen. Ein Schlusswort am Herrn K. Keilhack*, Zeitsch. D. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 56, Brifl. Mitt, s. 159-164
- Maas G., 1904b, *Zur Entwicklungsgeschichtedes sog. Thorn-Eberswalder Haupttales*, Zeitsch. D. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 56
- Makowska A., 1979, *Interglacjał eemski w Dolinie Dolnej Wisły*, *Studia Geolog. Polonica*, 63
- Makowska A., 1980, *Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in Lower Vistula Region*, *Quaternary Studies in Poland*, 2, 1, s. 37-56
- Marek S., Znosko J., 1972, *Historia rozwoju geologicznego Kujaw*, *Kwartalnik Geol.*, 16, 2, s. 23-248
- Marek S., Znosko J., 1983, *Pozycja geotektoniczna i granice niecki warszawskiej (płockiej)*. W: *Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża*, red. S. Marek, *Prace Inst. Geol.*, 103, s. 13-20
- Mojski J.E., 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, *Przepl. Geol.*, 6, s. 332-334
- Mojski J.E., 1984, *Niż Polski i wyżyny środkowopolskie*. W: *Budowa geologiczna Polski, Czwartorzęd*, Warszawa, s. 82-113
- Molewski P., 2006, *Neotektoniczne uwarunkowania ewolucji marginalnych dolin wód roztopowych Wysoczyzny Kujawskiej*. W: *Drogami wędrówek i badań Profesora Rajmunda Galona, w 100. rocznicę urodzin (1906-2006), Przewodnik sesji terenowych*, red. A. Olszewski, K. Chutkowski, Toruń, s. 274-279
- Niewiarowski W., 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, *Stud. Soc. Sci. Torun.*, sec. C, 6, 6
- Niewiarowski W., 1969, *The relation of the Drwęca valley to the Noteć-Warta (Toruń-Eberswalde) Pradolina and its role in the glacial and lateglacial drainage system*, *Geogr. Polonica* 17, s. 173-188
- Niewiarowski W., 1983, *Postglacjalne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych*, *Przepl. Geogr.*, 55, 1, s. 13-31
- Niewiarowski W., Wilczyński A., 1979, *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Toruń*, Warszawa
- Ost H.G., 1935, *Neue Anschauungen zur Entwicklungsgechichte eines norddeutschen Urström-tales*, *Zeit. F. Gletsch.*, Bd. 22, s. 96-108
- Petelski K., Sadurski A., 1987, *Geneza pradoliny Redy-Łeby w świetle teorii transportu masy i ciepła*, *Czasop. Geogr.*, 58, 4, s. 439-456
- Piotrowski A., 1991, *The influence of sub-Quaternary basemant on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene*, *Kwart. Geol.*, 35, 2, s. 221-234
- Pożaryski W., 1987, *Paleozoik podpermski*. W: *Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża*, red. A. Raczyńska, *Prace Inst. Geol.*, 119, s. 174-185
- Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W., 1982, *Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem a Toruniem (Pomorze)*, *Przepl. Geol.*, 12, s. 658-666
- Raczyńska A., 1987, *Perm i mezozoik*. W: *Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża*, red. A. Raczyńska, *Prace Inst. Geol.*, 119, s. 155-158

- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene*. W: *Evolution of the Vistula river valey during the last 15 000 years*, red. L. Starkel, II, Geogr. Stud., Spec. Issue, 4, IGI PZ PAN, s. 207-232
- Uniejewska M., Nosek M., 1992, *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Łabiszyn, Warszawa
- Uniejewska M., Nosek M., Włodek M., 1979, *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*, arkusz Nakło, Warszawa
- Weckwerth P., 2004, *Morfogeneza wybranych obszarów Kotliny Toruńskiej a problem jej roli w układzie hydrograficznym podczas górnego plenivistulianu*, Toruń, maszynopis
- Weckwerth P., 2005a, *Morfologia i budowa geologiczna teras Kotliny Toruńskiej*. W: *VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków 19-22 września 2005, Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, Kraków, s. 501-506
- Weckwerth P., 2005b, *Poziomy sandrowe i ich rozwój w Kotlinie Toruńskiej w górnej części plenivistulianu*. W: *VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków 19-22 września 2005, Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, Kraków, s. 507-512
- Weckwerth P., 2006a, *Problem bifurkacji Wisły pod Fordonem (Bydgoszcz) na tle ewolucji Kotliny Toruńskiej pod koniec plenivistulianu*, Przegląd Geogr., 78, 1, s. 47-68
- Weckwerth P., 2006b, *Rola Kotliny Toruńskiej w ewolucji pradolinie Noteci-Warty*. W: *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, red. P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz, Dokum. Geogr., 32, s. 295-299
- Wilczyński A., 1973, *Budowa geologiczna okolic Torunia*, Acta Univ. Nic. Cop. Geografia 10, 32, s. 13-39
- Wilczyński A., 1978, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, arkusz Toruń, Warszawa
- Wiśniewski E., 1974, *Dolina Bachorzy – problem jej genezy i znaczenia w okresie wczesno-średniowiecznym*, Przegl. Geogr., 46, 2, s. 263-282
- Wiśniewski E., 1976a, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Stud. Soc. Scient. Tor., 8, Sec. C, 4-6
- Wiśniewski E., 1976b, *Zagadnienia paleogeomorfologiczne doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Stud. Soc. Scient. Tor., Pr. Geogr. IGI PZ PAN, 119, s. 279-296
- Wiśniewski E., 1982, *The geomorphological evolution of the Vistula River Valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years*. W: *Evolution of the Vistula river valey during the last 15 000 years*, cz. I, Geogr. Stud., Spec. Issue, 1, s. 93-108
- Wiśniewski E., 1990, *Evolution of the Vistula Valley*. W: *Evolution of the Vistula River Valey during the last 15 000 years*, cz. III, Geogr. Stud., Spec. Issue, 5, s. 141-146
- Włodek M., 1980, *Młodszy plejstocen w rejonie Nakła nad Notecią*, Przegl. Geol., 8, s. 453-456
- Woldstedt P., 1932, *Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warte Urströmtales*, Jb. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 52

## Summary

Little attention has been devoted to tectonic movements of the Mesozoic structures underlying the Toruń Basin so far. The eastern section of the Noteć ice marginal streamway, including the Toruń Basin, is located diagonally in relation to the Middle-Polish swell. Its tectonic uplifting might have halted the westward outflow along the ice marginal streamway and caused the Vistula river bed to be shifted north-westerly within the Toruń Basin (Lencewicz 1922, 1923, Galon 1934, Mojski 1980, Brykczyński 1986).

The area where the Toruń Basin overlays the Middle-Polish swell contains salt banks, pillows and swells (Fig. 1). The process of postglacial activation of these structures might have been modified by glacioisostatic motion, halokinetics of the Mesozoic elevations, increased intensity of geothermal heat flow and the activity of the main fault lines, all depending on changeable pressure exerted by the ice sheet and following the rules of diverse load. The above motions might have brought about the changes in the river valley network in the area of the Toruń-Bydgoszcz hydrographic region. Moreover, they might have triggered the formation of the elevated parts of the basin itself and the basin's vicinity, the location of which reflects the location of salt structures in the Mesozoic substratum (Fig. 1). Tectonic activity of the above structures during the Pomeranian phase of the Vistulian glaciation led to shifting the melt water outflow route from the southern section of the Mesozoic elevation of Szubin towards its northern slope in the vicinity of Nakło on the Noteć. Tectonic uplifting of both this structure and the anticline of Nakło gave rise to a narrow section of the ice marginal streamway in the vicinity of Nakło, which shows the features of the antecedent gorge. Later on this process also contributed to halting the outflow in the Noteć-Warta ice marginal streamway. Similar development of the river network can be traced down at the early stages of both Great and Eem Interglacial (Fig. 2, 3).

*Translated by Aleksandra Zaparucha*