

Tadeusz Krzemiński

CECHY ROZWOJU I ZANIKU ŁĄDOŁODU WARCIAŃSKIEGO W ŚRODKOWEJ POLSCE

DEVELOPMENT AND DEGRADATION OF THE WARTANIAN ICE-SHEET IN CENTRAL POLAND

Proces rozprzestrzeniania łądołodu warciańskiego w środkowej Polsce postępował ku południowi dolinami Prozny, Warty i Widawki. Udokumentowane jest to gliną zwałową, dobrze zachowaną na stokach dolin kopalnych starszych od zlodowacenia warciańskiego. W części południowej łobu południowowielkopolskiego (51,30°N) wyodrębniły się łoby niższego rzędu Prozny, Warty i Widawki. Klimatycznie uwarunkowany proces zanikania łądołodu rozpoczyna się przetańcami i spękaniem na elewacjach podłoża podwarciańskiego. Prowadzi to do powstania stref brzeżnych ograniczonych każdorazowo linią maksymalnego zasięgu łądołodu i linią głównego etapu postojowego, zachowującego więź z żywym łądołodem.

Kolejne etapy zanikania łądołodu warciańskiego w strefach: I działoszyńskiej, II sieradzkiej, III niemysłowskiej i kaliskiej mają podobny inwentarz form rzeźby i układ odpływu wód odziedziczony z deglacji arealnej (rys. 1, 3 i 4). Obszary leżące pomiędzy kolejnymi strefami brzeżnymi zbudowane są przeważnie z glin zwałowych moreny dennej, która miejscami powleczone jest utworami pokrywowymi.

1. WPROWADZENIE

Podczas przedstawiania zasięgów zlodowaceń przeważa zasada łączenia zespołów form wypukłych, uznawanych za moreny czołowe powstałe wskutek frontального działania czoła łądołodu. Reprezentatywny wyraz znalazło to w obrazie zasięgów zlodowaceń skandynawskich w ujęciu L. Roszkówny, 1964 (Galon, Roszkówna 1967). Także w innych publikacjach zasięg studium warty wyznaczano linią prowadzącą od Łodzi w kierunku Kamińska, Działoszyna i Wielunia oraz niekiedy dalej do Kalisza. Tak określony zasięg łobu warciańskiego nawiązywał do wcześniejszych publikacji S. Lencewicza (1927) i J. Premika (m. in. 1930). S. Lencewicz pisał „Wydaje się, że wyżyna Łódzka spowodowała rozdzielenie lodowców na dwa wielkie jezory. Moreny czołowe łódzkie stanowią obrzeżenie

lewe festonu nadwarciańskiego, a moreny żelechlińskie – obrzeżenie prawe festonu nadwiślańskiego”. „Moreny czołowe występują na południe od Łodzi [...] Stąd ciągną się szeregiem południkowym prawie po Radomsk, poczem zakręcają łukiem wzdłuż Warty na Sieradz”.

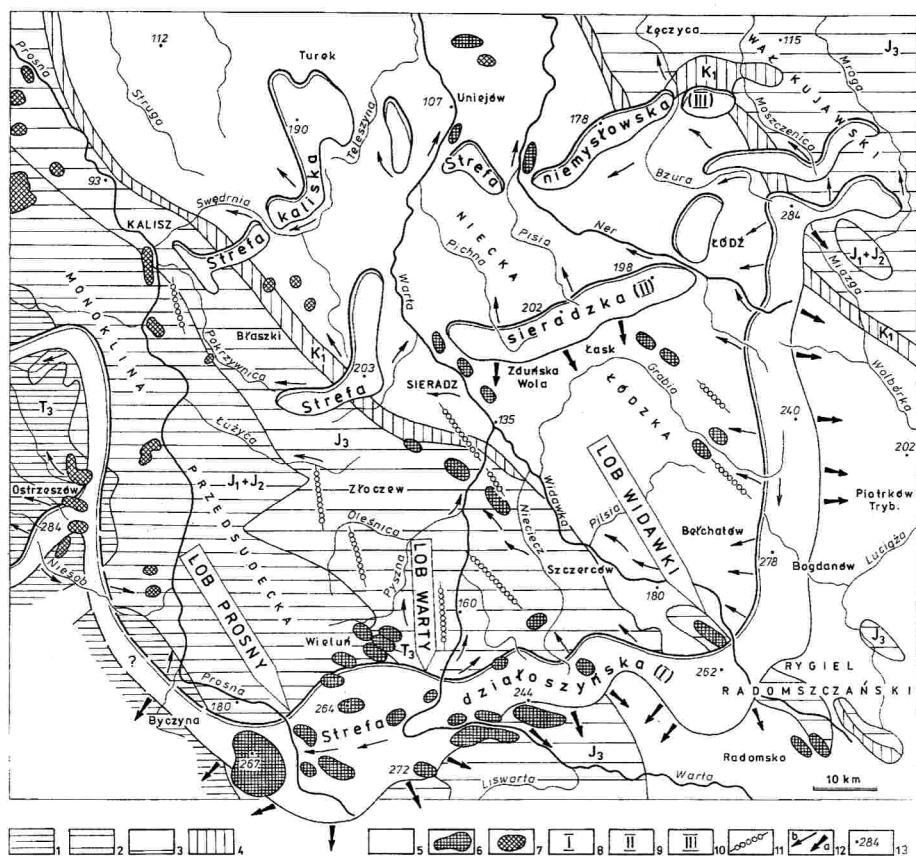
S. Z. Różycki (1972) linię maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego przesunął ku wschodowi po Piotrków Tryb., a na południu po Gorzów Śl., co trafniej odzwierciedlało stan rzeczywisty. W części południowej zbieżne to było z wcześniejszymi oznaczeniami zasięgu lądolodu zarysowanymi przez T. Krzemińskiego (1965) oraz J. Mojskiego i E. Rühlego (1965).

Odkrycie węgla brunatnego pod Bełchatowem zaowocowało znaczącymi wynikami badań nadległych serii czwartorzędowych, w tym skutkami działalności warciańskiego lobu Widawki (Domosławska-Baraniecka, Skompski 1967, Baraniecka 1971, Baraniecka, Sarnacka 1971). Paleogeografią Wyżyny Łódzkiej, szczególnie zlodowaceniem warciańskim, zajmowała się H. Klatkova (1972). Genezę neoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty przedstawił T. Krzemiński (1974). Kwestia zasięgu lądolodu, jego działalności i zanikania była przedmiotem zainteresowania wielu innych autorów.

Lob Widawki podczas zlodowacenia warciańskiego był tylko południowo-wschodnią częścią lądolodu, który wypełniał Nizinę Południowowielkopolską. Lądolód hamowany przez elewacje Wzgórz Ostrzeszowskich (284 m n.p.m.) oraz Wzniesień Łódzkich (284 m n.p.m.) rozprzestrzenił się południkowymi obniżeniami dolin Prosny, Warty i Widawki po północny skraj Wyżyny Małopolskiej. Proces ten przedstawiono (Krzemiński, Świerczewska, Uchman 1993) na rys. 1 i 2 w przytoczonej publikacji. Lądolód rozwijał się od 1000 m n.p.m. w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej do 180–200 m n.p.m. u podnóża Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej i Wzgórz Radomszczańskich. Dalej wspinał się na elewację północną tych regionów przeważnie na wysokości 200–250 m n.p.m.

Lądolód warciański wypełnił obszar Niziny Południowowielkopolskiej, dlatego przypisano mu nazwę lobu południowowielkopolskiego, rezerwując (zgodnie z zasadą) nazwy rzek do określania lobów niższego rzędu. W części południowej tego lobu (na S do 51°30' N) zarysowały się już w fazie transgresji trzy loby niższej rangi. Loby te wyodrębniono (Krzemiński 1974) na podstawie znacznego udziału okruchów skał lokalnych mezoicznego podłoża w warciańskich utworach wodnolodowcowych. W zasięgu lobu Prosny są to piaskowce dolnojurańskie i środkowojurańskie, w obszarze lobu Warty występują wapienie i krzemienie górnójurańskie, a w zasięgu lobu Widawki – margle górnokredowe.

Późniejsze szczegółowe badania (Krzemiński, Świerczewska, Uchman 1993) mikropaleontologiczne i petrograficzne żwirów pobranych z 41 stanowisk (żwirowni) położonych głównie w strefie brzeżnej lobu południowowielkopolskiego potwierdziły istnienie mocnych związków warciańskich utworów wodnolodowcowych z lokalnym podłożem mezoicznym.



Rys. 1. Kierunki rozwoju i etapy zaniku łądolodu warciańskiego na tle podłoża mezozoicznego
 1 – trias górny; 2 – jura dolna i środkowa; 3 – jura górna; 4 – kreda dolna; 5 – kreda górna; 6 – wychodnie mezozoiku; 7 – wychodnie neogenu; 8 – strefa zasięgu i zaniku łądolodu warciańskiego – działoszyńska I; 9 – strefa zaniku łądolodu – sieradzka II; 10 – strefa zaniku łądolodu – niemysłowska i kaliska III; 11 – zespoły pagórków; 12 – kierunki odpływu wód glacialnych: a – zewnętrzny, b – wewnętrzny; 13 – położenie współczesnej powierzchni (w m n.p.m.)

Fig. 1. Directions of advance and phases of retreat of the Wartanian ice-sheet in relation to the Mesozoic base

1 – Upper Triassic; 2 – Lower and Middle Jurassic; 3 – Upper Jurassic; 4 – Lower Cretaceous; 5 – Upper Cretaceous; 6 – Mesozoic outcrops; 7 – Neogene outcrops; 8 – I Działoszyń zone of ice-sheet maximum extent and deglaciation; 9 – II – Sieradz zone of the ice downwasting; 10 – III – Niemysłów and Kalisz zone of the ice downwasting; 11 – groups of hillocks; 12 – directions of ice meltwater flow: a – outwards, b – inwards; 13 – present terrain elevation (m a.s.l.)

2. ROLA DOLIN RZECZNYCH W ROZPRZESTRZENIANIU ŁĄDOŁODU WARCIAŃSKIEGO NA NIZINIE POŁUDNIOWOWIELKOPOLSKIEJ

W schyłkowej części fazy anaglacjalnej warciańskiego cyklu glacialnego łądolód przyrastając ku południowi napotkał na przeszkody 180-metrowej wysokości względnej. Należały do nich na zachodzie Wzgórza Ostrzeszowskie (284 m n.p.m.), znane z opisów między innymi B. Krygowskiego (1962) i K. Rotnickiego (1967), oraz na wschodzie Wzniesienia Łódzkie (284 m n.p.m.), scharakteryzowane między innymi przez J. Dylika (1961) i H. Klatkową (1972). Pomędzy tymi „słupami bramy” otwartej ku południowej Wielkopolsce na 100 m n.p.m. rozprzestrzenił się lob lodowcowy, wykorzystując na swej drodze południkowe obniżenia dolin Proсны i Warty, a także odcinkami Neru i Widawki. Tak więc znany szeroko w literaturze lob Widawki jest tylko częścią lobu południowowielkopolskiego. Wymienione doliny odgrywały rolę prowadnic, którymi łądolód rozprzestrzenił się „pod górę” jak „po sannicy” – co sugestywnie określił S. Z. Różycki (1972). Powierzchnia Nizny Południowowielkopolskiej wznosi się łagodnie ku południowi do 180–200 m n.p.m. Masa łądolodu wystarczyła, by pod naporem „zaplecza” dokonać transfluencji przez dział wodny Odry–Wisły (220–250 m n.p.m.) w kierunku Andrzejowa pod Łodzią i Piotrkowa Tryb. Loby Proсны, Warty i Widawki wkroczyły na północny skraj Wyżyny Małopolskiej także na wysokości 220–250 m n.p.m. W tym wycinku strefy brzeżnej działoszyńskiej (I) wskutek egzaracji obnażone zostały, po raz kolejny, skały środkowojurajskie w Wierzbju, Kowalach, Praszcze i Strojcu oraz skały górnójurajskie w Bobrownikach, Działoszynie i w Niwiskach k. Pajęczna, a utwory górnokredowe w Skąpej i w Gomnicach. W osiowych częściach lobów u czoła łądolodu wykształciły się strukturalne powierzchnie sandrowe, np. Żytniów – Sternalice, Niżankowice – Szczepany, Bartodzieje – Radomsko, Borowa – Pawłów, Dąbrowa – Andrzejów.

Spękania i szczeliny równoległe do kierunku ruchu łądolodu sprzyjały powstaniu, podczas głównego etapu postojowego, wysokich pagórków żwirowo-piaszczystych akumulacji wodnolodowcowej, np. Borowa Góra (278 m n.p.m.). Na północno-zachodnim zapleczu, u podnóża tej góry ostała się przemyta seria gładzowiskowa w Janowie. Przykład ten, opisany wcześniej (Krzemiński 1974), przypomniany jest obecnie, by wskazać na znaczną żywotność czołowej strefy łądolodu podczas głównego etapu postojowego. Żywotność ta utrzymywała się przez pewien czas, w którym zamieraniu ulegały pooddzielane bryły martwego lodu, zalegające w strefie brzeżnej, tj. po linię zasięgu maksymalnego.

Doniosła jest rola dużych dolin Proсны, Warty i Widawki w rekonstrukcji cech dynamiki lobu południowowielkopolskiego, podczas jego transgresji i zanikania. Spośród poznanych wielu stanowisk do zaprezentowania wybrano

jedno z doliny Warty pod Krzeczowem, u jej wylotu z Wyżyny Wieluńskiej. Na rysunku 2 przytoczono podobne przekroje porównawcze z dolin Proсны i Widawki.

W Krzeczowie i w Kochlewie na wschodnim stoku doliny oraz w Kraszkowicach na stoku zachodnim występuje glina zwałowa włożona w starszy zarys formy dolinnej o dwukilometrowej szerokości i około dwudziestometrowej głębokości. Gлина zwałowa w Kraszkowicach jest skomprimowana, a płaszczyzny dachówkowej struktury mają pionową oraz skośną orientację, współkształtną do kopalnego stoku (rys. 2). W obu przypadkach serie glin mają 2–3 m miąższości.

Kontakt glin zwałowych z warstwowymi żwiarami i piaskami budującymi stok kopalny jest zdumiewająco „czysty”, linijny, co może wskazywać, że dolinny jezior lodowcowy wkraczał w tę formę wklęsłą w warunkach istnienia wieloletniej zmarzliny. Stropowa część glin zwałowych charakteryzuje się przejściem do żwirów, kamieni i piasków wodnolodowcowych zdeponowanych na lodzie i syndymentacyjnie osuwających się ku osiowej części doliny.

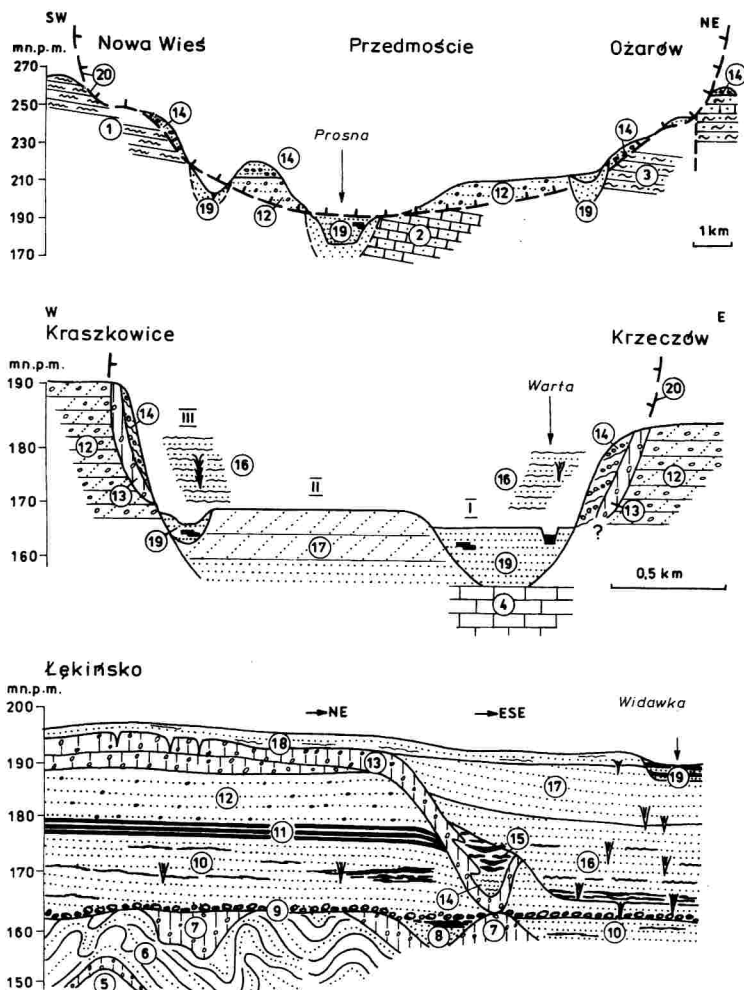
W Krzeczowie materiał ma cechy bardzo krótkiego transportu wodnego. W Kochlewie – oprócz podobnej serii osadów wodnolodowcowych – napotkano na kontakcie z gliną zwałową trzymetrową serię bruku głazów północnego pochodzenia o średnicy 10–20 cm. Żwiry i piaski lodowcowe stanowiły, w bliskim sąsiedztwie, facjalny odpowiednik głazowiska. W obu stanowiskach seria żwirowo-piaszczysta nosi ślady osuwania się jeszcze w warunkach podparcia lodowego od strony doliny. Przemieszczone serie osadów zachowały strukturę warstwową, co może wskazywać, że proces deformacji odbywał się w warunkach istnienia wieloletniej zmarzliny.

Na podstawie tego zwięzłego opisu nasuwają się dwa wnioski.

Pierwszy dotyczy doniosłego faktu paleogeograficznego, iż dolina Warty istniała, w tym odcinku, przed nasunięciem lądolodu warciańskiego, w kształcie podobnym do współczesnego. Fakt ten dostrzegany był wcześniej także w innych odcinkach doliny Warty. Znalazło to wyraz w publikacjach T. Krzemińskiego (1974) oraz T. Krzemińskiego i G. Bezłowskiej (1987). Jest też zbieżny z próbą określenia położenia interglacialnej bazy erozyjnej (Krzemiński 1989), w nawiązaniu do profilu stratygraficznego plejstocenu, opisanego przez J. Dylikę (1960).

Wobec zawodności ekspertyz palinologicznych w rekonstrukcjach przedwarciańskiego okresu ciepłego, być może, iż paleogeograficzny obraz istnienia dużej doliny przed zlodowaceniem warciańskim wskazywać może na interglacialną rangę okresu ciepłego przed warciańskim piętrem zimnym.

Wniosek ten wysunięto także dlatego, że podobny zarys budowy mają doliny Widawki i górnej Proсны, co przedstawiono na rys. 2. Szczególną wartość ma w tej interpretacji przekrój poprzeczny przez dolinę Widawki, opisany przez J. Goździka (1980, 1986), dokładnie obserwowany przez kilka lat, w miarę przesuwania się ściany odkrywki węgla brunatnego ku zachodowi.



Rys. 2. Utwory warciańskie w profilach poprzecznych dolin: Prosny (wg T. Krzemińskiego 1974), Warty, Widawki (wg J. Goździka 1986)

Mezozoik: 1 – iły retyko-liasu, 2 – piaskowce kościeliskie, 3 – iły środkowojurajskie, 4 – wapienie górnójurajskie; 5 – trzeciorząd, czwartorzęd, zlodowacenie środkowopolskie: 6 – iły, muły, piaski, gliny, 7 – glina zwałowa, 8 – piaski, muły z materiałem organicznym w stropie, 9 – bruk, 10 – muły i piaski z materiałem organicznym, 11 – iły warwowe, 12 – piaski i żwiry warstwowane, 13 – warciańskie gliny zwałowe, 14 – żwiry ablacyjne oraz piaski i muły; eem: 15 – torfy; vistulian: 16 – muły i piaski rzeczne z klinami mrozowymi, 17 – piaski rzeczne, 18 – piaski i mułki; holocen: 19 – piaski i torfy teras zalewowych, 20 – zarys łobów lodowcowych

Fig. 2. Wartanian deposits in the cross-sections of the Prosna (after T. Krzemiński 1974), the Warta and the Widawka river valleys (after J. Goździk 1986)

Mesozoic: 1 – Rhaetic-Liassic clay, 2 – Kościelisko sandstone, 3 – Middle Jurassic clay, 4 – Upper Jurassic limestone; 5 – Tertiary, Quaternary, The Middle Poland Glaciations: 6 – clay, silt, sand, till, 7 – till, 8 – sand, silt with organic material at the top, 9 – pavement, 10 – silt and sand with organic material, 11 – rhythmites, 12 – bedded sand and sand with silt, 13 – Wartanian till, 14 – ablation gravel and sand with silt; The Eemian: 15 – peat; The Vistulian: 16 – fluvial silt and sand with ice wedge casts, 17 – fluvial sand, 18 – sand and silt; The Holocene: 19 – sand and peat of inundated terraces, 20 – outline of the ice-sheet lobes

Drugi z wniosków dotyczy stylu zanikania łądolodu warciańskiego, wskutek ubytku masy lodowej w łożysku dolinnym. Wskazują na to osady w facji przystokowej typu *ice-contact* oraz ślady ich zasuwania się ku osiowej części doliny. W dolinie o głębokości 20–30 m powyżej współczesnego dna dolinnego osady pozostawione przez lodowiec dolinny osiagają zaledwie kilka metrów miąższości. Zatem dolina nie została zasypaana osadami lodowcowymi. Jej zarys był wypełniony lodowcem dolinnym, oddzielonym od brył martwego lodu na wysoczyznach. Miejscami na pograniczu doliny i wysoczyzny pojawia się poziom erozyjno-akumulacyjny, który zwiastuje początek organizacji poglacialnej sieci rzecznej.

Epigeneza objęła osady uprzednio zdeponowane tylko w dolnej części profilu poprzecznego tej formy wklęsłej.

Nie można wykluczyć, że podobny proces zachodził we wcześniejszych etapach rozwoju doliny i zapewnił jej przetrwałość (permanencję).

3. STREFY BRZEŻNE ŁADOLODU WARCIAŃSKIEGO W OBRĘBIE LOBU POŁUDNIOWOWIELKOPOLSKIEGO

Strefa brzeżna łądolodu została wyodrębniona i określona jako obszar położony pomiędzy linią maksymalnego zasięgu a linią głównego etapu postojowego łądolodu warciańskiego (K r z e m i ń s k i 1988, fig. 1). Klimatycznie uwarunkowany proces zanikania łądolodu rozpoczyna się przetainami i spękaniem powłoki lodowcowej na elewacjach podłoża podwarciańskiego. Z upływem czasu tylko linia odzwierciedlająca główny etap postojowy utrzymuje więź, przez pewien czas, z żywym lobem lodowcowym. Lodowiec w strefie brzeżnej, aż do linii zasięgu maksymalnego, ulega spękaniu, rozpadowi i powolnemu zanikowi.

Wewnątrz tak rozumianej strefy brzeżnej występują charakterystyczne zespoły form rzeźby, będące rezultatem deglacjacji aerolnej. Należą do nich pagóry kemowe i terasy kemowe, niecki lodowcowe, misy wytopiskowe po bryłach martwego lodu, martwe odcinki dolin okólnych, które współkształtnie do zarysu czoła łądolodu były drogami odpływu wód lodowcowych z linii głównego etapu postojowego. Z tej fazy wydarzeń pochodzą też równiny sandrowe, przeważnie małych rozmiarów, oraz niektóre doliny proglacialne. Ważnym składnikiem tej strefy są działy wodne różnej rangi, oddzielające kierunki odpływu zewnętrznego i wewnętrznego wód lodowcowych.

Granice zasięgu maksymalnego łądolodu warciańskiego wyznaczono na podstawie występowania gliny zwałowej, sandrów oraz dolin proglacialnych. Wyjątkowo linię tę można wiązać z ablacyjnymi formami wypukłymi, które ongiś kwalifikowano do moren czołowych. M. D. Baraniecka (1971)

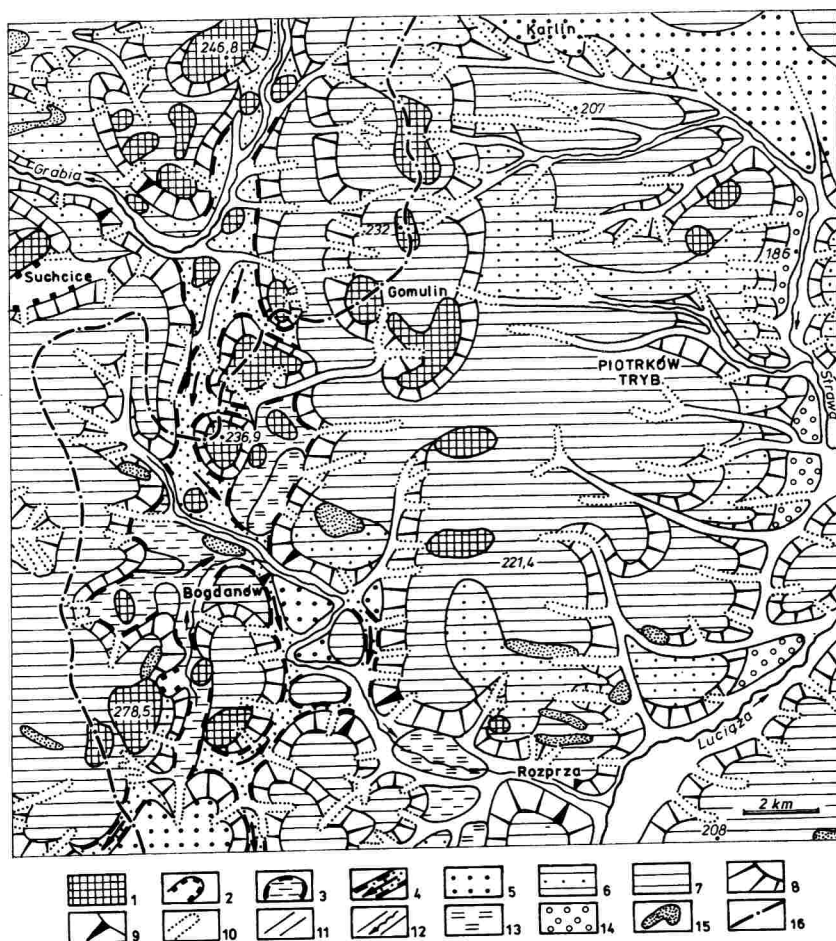
jako kryterium wyznaczania granicy zasięgu lądolodu „stadiału warty” przyjęła obecność glin zwałowych, sandrów i moren czołowych.

Przestrzenne usytuowanie form rzeźby w obrębie strefy brzeżnej zaprezentowano na podstawie wycinka mapy geomorfologicznej 1 : 100 000 (rys. 3) wykonanej dla potrzeb BOP (Krzemiński 1985). Na wschodzie lądolód rozprzestrzenił się po Piotrków Tryb. (zasięg maksymalny). Na zachodzie Borowa Góra (278 m n.p.m.) jest symbolem linii odzwierciedlającej główny etap postojowy lądolodu. Jest to obszar, na którym nałożyły się wyniki oświetleń paleogeograficznych M. D. Baranieckiej i Z. Sarnackiej (1971), H. Klatkowej (1972) oraz T. Krzemińskiego (1974).

Pierwszy wyznacznik zasięgu maksymalnego, tj. glina zwałowa o miąższości 0,6–0,8 m, znajduje się na Równinie Piotrkowskiej, po wschodniej stronie drogi Piotrków Tryb. – Srock – Tuszyń. Przerwy w ciągłości tej serii występują tam, gdzie ku wschodowi biegną inicjalne odcinki dolin nieckowatych (wg Krzemińskiego 1989). Dolinki te powstały jako formy proglacialne podczas zaniku tej części strefy brzeżnej, która utraciła więź z lądolodem żywym. Tylko doliny Moszczanki i Bogdanówki były formowane jeszcze przez wody lodowcowe głównego etapu postojowego. Widoczny na rys. 3 sandr Karlina stanowi facjalny odpowiednik glin zwałowych. Spostrzeżenia te pochodzą z wykopu ciągłego, który swego czasu wykonano po wschodniej stronie drogi Piotrków Tryb. – Srock, podczas instalowania gozociągu.

Podobny układ przestrzenny form rzeźby i osadów obserwowano pod Łodzią, po wschodniej stronie działu wodnego Odry – Wisły. Od głównego etapu postojowego lądolodu warciańskiego, np. w Dąbrowie (284 m n.p.m.), ku południowemu wschodowi rozciąga się obszar o szerokości 9–12 km, w którym występują niecki lodowcowe (Janów, Niecki), kemy (Janów), misy wytopiskowe (Nowosolna, Mieszki), rynna subglacialna (Nowosolna), dolina proglacialna Miazgi oraz sandr Andrzejowa. W strefie tej znajdują się płaty gliny zwałowej (Wiączyń, Mieszki, Nowosolna). W latach 1993 i 1994 wykonano tutaj ciągłe, głębokie rowy, wytyczone po południowej stronie ul. Pomorskiej w Łodzi. Podobny rów ciągły przeprowadzono od Mieszek do Nowosolnej z przeznaczeniem pod kanalizację. W obu wykopach występuje „warstwa” gliny zwałowej o miąższości 0,8–1,0 m, miejscami przykryta utworami pokrywowymi do 1,0 m. Przerwy w ciągłości gliny zwałowej występują tam, gdzie wody lodowcowe tworzyły stożki napływowe (ul. Henrykowska) oraz tam, gdzie glina zwałowa została usunięta wskutek rozcięć erozyjnych.

W dolinie Miazgi, na pograniczu Mieszek i Nowosolnej jednometrowa seria gliny zwałowej wyściela dolinę współkształtnie. Oznaczać to może, iż dolina jest przedwarciańska albo wczesnowarciańska. Tylko 60-metrowej szerokości dno doliny jest wypełnione piaskami (zapewne vistuliańskimi) do głębokości 2 m. Ponad dnem doliny piaski te przechodzą w nieciągłą listwę terasową o wysokości względnej 4,0 m.



Rys. 3. Przestrzenny układ form rzeźby okolic Bogdanowa w sferze brzeżnej, działoszyńskiej (I), łądolodu warciańskiego (wg T. Krzemińskiego 1985)

1 – pagórki kemowe i formy ablacyjne; 2 – niecki lodowcowe; 3 – misy wytopiskowe; 4 – rynny odpływu wód lodowcowych; 5 – równiny sandrowe; 6 – wysoczyzny z przewagą żwirów i piasków; 7 – wysoczyzny z przewagą gliny zwałowej; 8 – stoki; 9 – przełomowe odcinki dolin; 10 – niecki denudacyjne; 11 – doliny płaskodenne i nieckowate; 12 – dna dolin rzecznych; 13 – równiny torfowe; 14 – terasy nadzalewowe; 15 – wydmy i pola piasków eolicznych; 16 – dział wodny I rzędu

Fig. 3. Location of landforms near Bogdanów, within the marginal zone (Działoszyn zone) of the Wartanian ice-sheet (after T. Krzemiński 1985)

1 – kame hillocks and ablation forms; 2 – post-glacial depressions; 3 – kettles; 4 – incised meltwater channels; 5 – outwash plain; 6 – interfluvium with gravel and sand prevailing; 7 – interfluvium with till prevailing; 8 – slopes; 9 – river valley gorge; 10 – denudation basins; 11 – flat bottom and basin-like valleys; 12 – river valley floor; 13 – peat plain; 14 – higher terrace; 15 – dunes and coversands; 16 – I order waterdivide

Podobnie jak pod Piotrkowem, strefa brzeźna podłódzka jest dwudzielna. W sąsiedztwie linii maksymalnego zasięgu lądolodu przeważają cienkie płyty gliny zwałowej, równiny sandrowe i doliny proglaćjalne. W sąsiedztwie linii głównego etapu postojowego przeważają urozmaicone wysoczyzny o żwirowo-piaszczystej powierzchni strukturalnej nachylonej w kierunku dystalnym, tj. ku południowi. Występują rzadziej pagóry kemowe oraz misy wytopiskowe, co uwidocznili H. Gawlik (1988) na wycinku mapy geomorfologicznej okolic Nowosolnej. Część tych urozmaiconych wysoczyzn zbudowana jest ze żwirów lodowcowych, a część ma cechy sandrów. W ich inicjalnych strefach (od strony północnej) przeważa warstwowany materiał żwirowy, kamienisty i gławowy. Uwidocznili się to w rozległym wykopie na północnym krańcu ul. Kasprowicza w Nowosolnej. Jeszcze w odległości 1 km ku S od tego stanowiska w warstwowanych żwirach wodnolodowcowych występują głązy północnego pochodzenia o średnicy osi dłuższej 30–50 cm, a nawet 1,1 m (ogród działkowy Relaks nr 409).

Cechy budowy tej powierzchni wskazują na gwałtowność przyboru i długotrwałość odpływu wód lodowcowych podczas głównego etapu postojowego lądolodu warciańskiego. Pośrednio w opisie tym zawarta jest odpowiedź na pytanie, dlaczego nie napotkano tutaj pagórków moren czołowych.

Najwyższy poziom Wzniesień Łódzkich ma czytelne cechy rzeźby pierwotnej ukształtowanej przez zanikający lądolód w jego strefie brzeźnej. Na północ od linii głównego etapu postojowego w Skoszewach pojawia się niższy stopień Wzniesień Łódzkich zbudowany z gliny morenowej dennej, miejscami pokrytej utworami pokrywowymi. Zupełnie podobny układ występuje na zachodnim „zapleczu” Borowej Góry, gdzie w Bukowej glina zwałowa moreny dennej widoczna jest na powierzchni w sąsiedztwie żwirów ablacyjnych.

Strefa brzeźna (działoszyńska I) lądolodu warciańskiego, wyodrębniona pomiędzy linią zasięgu maksymalnego a linią głównego etapu postojowego, ma przestrzenny układ form i osadów podobny do wyżej opisanego. Tę prawidłowość można prześledzić na przekrojach poprzecznych Dąbrowa–Andrzejów (Wzniesienia Łódzkie), Bełchatów–Piotrków Tryb. (Wysoczyzna Bełchatowska i Równina Piotrowska), Bogumiłowice–Brzeźnica (Wysoczyzna Sulmierzycka) oraz Niżankowice–Szczepany, Wieluń–Jaworzno, Aleksandrów–Sternalice na Wyżynie Woźnicko-Wieluńskiej.

Wschodnia część obszaru objęta lobem południowowielkopolskim należy do lobu Widawki. Dorzecze Widawki było przedmiotem szczegółowych studiów, których wyniki opublikowano w Biuletynie Inst. Geol. nr 254 (1971). Nieco wcześniej M. D. Baraniecka i S. Skompski wyróżnili tam obszary deglacjacji frontalnej i arealnej. Strefa brzeźna w podanym wyżej rozumieniu tego określenia podlegać miała deglacjacji frontalnej. W jej zasięgu autorzy wyróżnili pięć ciągów moren czołowych (I–V). I ciąg wyznaczał zasięg maksymalny, a V ciąg główny etap postojowy lądolodu.

W strefie deglacjacji arealnej, tj. po wewnętrznej stronie lobu Widawki (Kotlina Szczercowska), autorzy wyróżnili strefy szczelinowego spękania łądolodu, bryłowego rozpadu oraz strefę wytopiskową.

Trafne, bo odpowiadające rzeczywistości, jest wyodrębnienie linii zasięgu maksymalnego (I) i głównego etapu postojowego (V). Z etapem głównym wiążą się najokazalsze formy wypukłe zbudowane z utworów wodnolodowcowych. W strefie brzeżnej istnieją obszary, w których występuje przestrzenny układ form rzeźby i osadów, zgodny ze schematem frontalnej działalności łądolodu. Przeważa jednak układ form rzeźby i osadów wskazujący na to, że w całej strefie brzeżnej, nie tylko w zasięgu lobu Widawki, lecz także w obrębie lobów Warty i Proсны, istniał arealny zanik łądolodu, co zostało wykazane we wcześniejszych publikacjach (Krzemiński 1974, 1980, 1988, oraz Krzemiński, Świerczewska, Uchman 1993).

Cechy szczelinowego spękania łądolodu, bryłowego rozpadu i wytopiskowe występują nie tylko po wewnętrznej stronie lobu Widawki. Spotykane są powszechnie także w całej strefie brzeżnej lobu południowowielkopolskiego.

Zatem arealna deglacjacja łądolodu warciańskiego występowała w obu strefach, tylko była ona zróżnicowana w czasie. Wcześniej objęła strefę brzeżną (zewnętrzną), a później strefę wewnętrzną. W rozległym obniżeniu Kotliny Szczercowskiej (140–200 m n.p.m.) dłużej zachowana była więź czoła lobu Widawki z łądolodem żywym, alimentowanym od strony północnej.

Początek zanikania łądolodu w południowej Wielkopolsce wynika oczywiście z postępującego ocieplenia klimatycznego. Jednakże najważniejszą rolę w wyodrębnianiu strefy brzeżnej odegrały regionalne elewacje podłoża podwarciańskiego (220–250 m n.p.m.). One były przyczyną późniejszych zdarzeń. Kwestia ta znalazła już oświetlenie w odniesieniu do łądolodu warciańskiego w środkowej Polsce między innymi w źródłowych publikacjach H. Klatkowej (1972), T. Krzemińskiego (1974), Z. Kłajnerta (1978) i P. Kłysza (1981). Sądząc z miąższości osadów łądolód na wyniosłościach tych łatwo ulegał spękaniu. Proces deglacjacji prowadził do poszerzania szczelin i oddzielania brył martwego lodu. Równocześnie narastał proces formowania sieci odpływu okólnego, równoległego do czoła łądolodu, np. górna Grabia–Woźniki–Bogdanówka oraz odpływu proglacialnego, np. Strawa, Moszczanka.

Recesja lobów z linii głównego etapu postojowego stwarza warunki do organizacji sieci odpływu wewnętrznego, np. środkowa Grabia, Struga Płudzikowska, Kręca.

Kolejne etapy spękań i deglacjacji lobu południowowielkopolskiego w strefie sieradzkiej (II) i w strefie kalisko-niemysłowskiej (III) mają bezpośredni związek z wychodnimi skał podłoża mezozoicznego, co widoczne jest na rys. 1.

Spękania i oddzielne zanikanie lobów Warty i Widawki ma wyraźną przyczynę w elewacji wapieni górnójurajskich wydzwigniętych w postaci

zrębu Brzykowa pod Burzeninem (Krzemiński, Bezowska 1986, 1987). Na zrębie tym uformował się 20-kilometrowej długości, piękny wał kemowy.

Linia graniczna pomiędzy lobem Warty a lobem Proсны biegnie od Rudnik i Wielunia (wychodnie jury i triasu) w kierunku Okalewa, gdzie także zaakcentowana jest okalewskimi pagórkami kemowymi.

Analiza przekrojów map geologicznych w skali 1:200 000, arkusz *Kalisz* (Baranowski, Mańkowska 1972) oraz arkusz *Łódź* (Klatkowska 1980), siedmiu przekrojów opisanych przez M. D. Baraniecką (1971) i przekroju opracowanego przez T. Krzemińskiego (1989) przez środkową część Polski pozwala na wyrażenie opinii, że na opisywanym obszarze występuje jedna seria glin zwałowych przypisywana zlodowaceniowi warciańskiemu. Jest ona cienka i nieciągła, znaczniejsze jej miąższości występują w niektórych starszych obniżeniach.

Wyróżnione kolejne strefy brzeżne (rys. 1) działoszyńska (I), sieradzka (II) i kalisko-niemysłowska (III) są odzwierciedleniem etapów zanikania lobu południowowielkopolskiego.

Proces arealnej deglacji przesunął się od południa ku północy i pozostawił powtarzalny inwentarz form rzeźby i osadów. Zilustrowano to przykładami map geomorfologicznych z etapów I i II (rys. 3 i 4).

Istnieje możliwość wiązania kolejnych stref brzeżnych z oscylacjami lądolodu i postojami jego czoła stosownie do zgrupowań form wypukłych, uprzednio uznawanych za moreny czołowe.

Taka sugestia może prowadzić w kierunku klimatostratygraficznych i szierarchizowanych interpretacji według zasad S. Z. Różyckiego (1964, 1972), który wyróżniał glacjały, glacistadiały, glacyfazy i glacietapy.

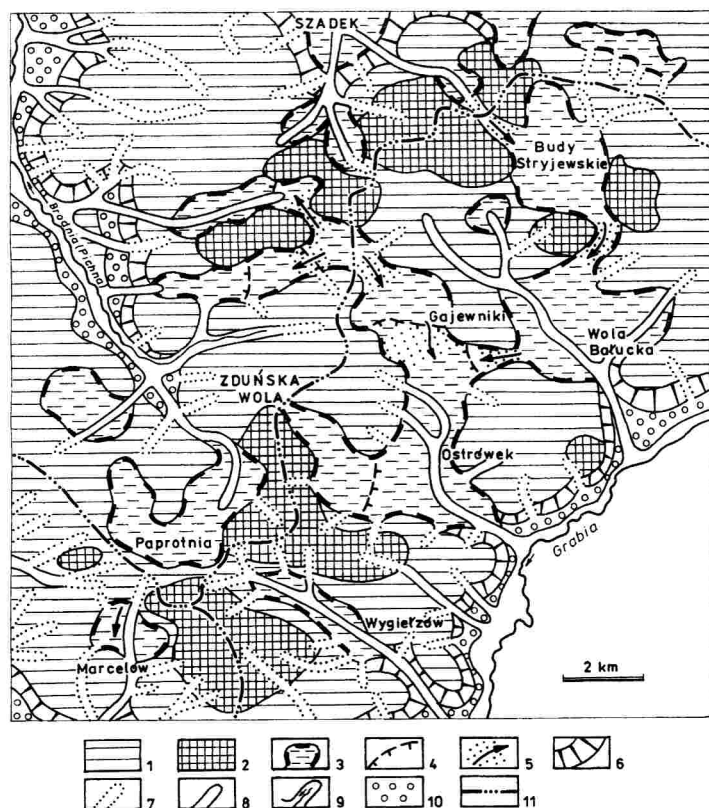
Nie wkraczając w tematykę zmian klimatycznych podczas plejstocenu, co na gruncie łódzkim – w świetle literatury światowej – przedstawił J. Dylik (1974), wypada powrócić do realiów regionalnych, które zgodnie z zamierzeniem stanowić mają podstawę do wyrażenia opinii interpretacyjnych.

4. BUDOWA ZESPOŁÓW WYPUKŁYCH FORM RZEŻBY W STREFACH BRZEŻNYCH LOBU POŁUDNIOWOWIELKOPOLSKIEGO

Wśród wielu wymienionych uprzednio i przedstawionych na mapach (rys. 3 i 4) przykładów rzeźby glacialnej, przetrwałej w postaci czytelnej, wyodrębniają się zespoły pagórków lub wałów kemowych, uznawanych do niedawna za moreny czołowe recesyjne „stadium warty”.

W zasięgu lobu południowowielkopolskiego, po wewnętrznej stronie głównego etapu postojowego strefy brzeżnej działoszyńskiej (I), znajdują się obszary wysoczyznowe południowej Wielkopolski, ukształtowane na 140–180 m n.p.m. Te słabo urozmaicone powierzchnie przeważnie zbudowane są z roz-

ległych płatów glin zwałowych moreny dennej. Przerwy w ciągłości serii gliniastych zajmują żwirowo-piaszczyste zespoły pagórków kemowych o 10–30-metrowej wysokości względnej. Ich powierzchnia szczytowa uformowana jest na 170–203 m n.p.m., np. na dziale wodnym pomiędzy Wartą i Prosną, co graficznie przedstawiono we wcześniejszej publikacji na rys. 2 (Krzyżanowski, Świerczewska, Uchman 1993).



Rys. 4. Przestrzenny układ form rzeźby okolic Zduńskiej Woli, w strefie sieradzkiej (II), łądolołu warciańskiego (wg G. Bezkowskiej 1995, w druku)

1 – wysoczyzny; 2 – kemy i stoliwa kemowe; 3 – niecki lodowcowe i misy wytopiskowe; 4 – progi w obrębie mis wytopiskowych; 5 – kierunki odpływu wód; 6 – stoki; 7 – niecki denudacyjne; 8 – doliny płaskodenne i doliny nieckowate; 9 – dna dolin rzecznych; 10 – terasy nadzalewowe; 11 – działy wodne

Fig. 4. Location of landforms near Zduńska Wola, within the Sieradz I zone of the Wartianian ice-sheet (after G. Bezkowska 1995, forthcoming)

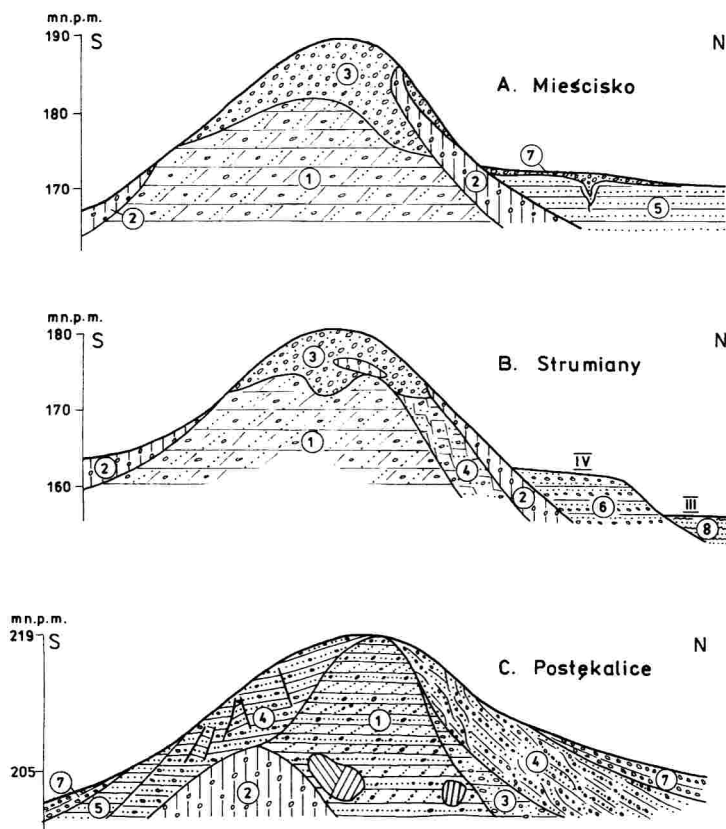
1 – interfluvium; 2 – kames and kame plateaux; 3 – post-glacial depressions and kettles; 4 – flattenings in the kettles; 5 – directions of water flow; 6 – slopes; 7 – denudation basins; 8 – flat bottom and basin-like valleys; 9 – river valley floor; 10 – higher terrace; 11 – waterdivide

Przestrzenne usytuowanie tych form wypukłych odzwierciedla linie spękań lądolodu, a pomiędzy nimi obszary rozpadu i zaniku rozległych brył lodowych o niewielkiej miąższości. Stwierdzenie to ma uzasadnienie w małej miąższości glin zwałowych moreny dennej.

Uprzednio wyrażono już opinię o znaczeniu ogólnym, akcentującą to, że formy wypukłe, tj. zespoły pagórków i wałów kemowych powstały na elewacjach powierzchni podwarciańskiej. Formy te są wynikiem zablizniania (wypełniania) szczelin lodowych akumulacją mułków, piasków i żwirów znoszonych przez wody lodowcowe, głównie z serii inglacialnych i supraglacialnych.

Spośród kilkudziesięciu dobrze poznanych dużych odsłoneń w dorzeczu środkowej Warty, do zaprezentowania w tym zwięzłym ujęciu wybrano stanowisko położone w Strumianach, w obrębie pagórków burzeńskich. Zespół pagórków powstał na pograniczu lobów niższego rzędu Widawki i Warty, na odcinku 20 km od Zborowa do Bogumiłowa pod Sieradzem. Jego powierzchnia szczytowa uformowana jest od 180 do 202 m n.p.m. Wysokość względna wału ma 20–30 m. Taka też jest miąższość utworów plejstocénskich zdeponowanych na wapieniach górnojurajskich, wyniesionych w obrębie zrębu Brzykowa do 165 m n.p.m. (Krzemiński, Bezkowska 1986, 1987). Utwory warciańskie tworzą stropową część tego wału.

Do cech przewodnich wału w Strumianach można zaliczyć następujące. Opisywana forma wypukła otulona jest z obu stron gliną zwałową, która po stronie północnej sięga po górną część stoku i zazębia się tam ze żwirową czapą ablacyjną o strukturze bezładnej. Wnętrze wału zbudowane jest z warstwowanych żwirów i piasków (rys. 5 B). Seria ta po stronie północnej odznacza się deformacjami dokonanyymi jeszcze w warunkach wieloletniej zmarzliny, w warunkach słabnącego podparcia lodowego, w tym przypadku lobu Widawki. Wyraźnie czytelny jest schodkowy układ osuniętych brył skalnych z zachowanymi strukturami warstwowania pierwotnego. W serii stropowej ablacyjnej przeważają kamienie i małe głązy pochodzenia północnego, „utopione” w bezładnie zdeponowanych piaskach i żwirach. Seria ablacyjna nie zachowuje ciągłości, przeważnie występuje płatami. Jest to zapewne facjalny odpowiednik gliny zwałowej, reprezentujący końcowy etap zanikania lodu lodowcowego w obrębie form wypukłych tego rodzaju.



Rys. 5. Utwory warciańskie w profilach poprzecznych wałów i pagórków kemowych: A – Pagórków Strobinskich w Mieścisku, B – Pagórków Burzenińskich w Strumianach, C – Pagórków Borowskich w Postękalicach

1 – żwiry i piaski wodnolodowcowe, w spągu drobnoziarniste; 2 – warciańska glina zwałowa; 3 – żwiry i piaski ablacyjne, miejscami warstwowane; 4 – żwiry i piaski o warstwowaniu zdeformowanym wskutek osiadania; 5 – piaski teras kemowych; 6 – piaski i żwiry poziomu erozyjno-akumulacyjnego (IV) z fazy kataglacjalnej zlodowacenia warciańskiego; 7 – osady redeponowane; 8 – piaski i mułki terasy rzecznej vistuliańskiej (III)

Fig. 5. Wartanian deposits in the cross-sections of kame ridges and hillocks: A – Strobin Hillocks at Mieścisko, B – Burzenin Hillocks at Strumiany, C – Borów Hillocks at Postękalice
1 – glaciofluvial gravel and sand, fine-grained at the bottom; 2 – Wartanian till; 3 – ablation gravel and sand, bedded in places; 4 – gravel and sand with bedding, deformed due to compaction; 5 – sand of kame terrace; 6 – sand and gravel of the erosion-accumulation level (IV) of the Wartanian Glaciation kata-glacial phase; 7 – redeposited material; 8 – sand and silt of the Vistulian terrace (III)

5. OPINIE KOŃCOWE

W przeszłości na podstawie płytkich odsłoneń seria ablacyjna była podstawą do kwalifikowania opisanych form wypukłych do moren czołowych, reprezentujących etapy recesyjne postojów lądolodu. Wiązano je z wahaniami klimatycznymi niskiej rangi podczas fazy kataglacjalnej prowadzącej do ocieplenia klimatu i zaniku lądolodu. Nie można wykluczyć istnienia takich wahań klimatycznych, co jest oczywiste w świetle literatury przedmiotu. Jednakże regionalny materiał z obszaru znacznej części Niziny Południowowielkopolskiej wskazuje na to, że lądolód zanikał tutaj arealnie. Proces ten postępował od południa ku północy. Wskutek ocieplania klimatycznego spękania i przetań lądolodu powstawały na wyniosłościach podłoża podwarciańskiego najpierw na południu, a następnie z pewnym opóźnieniem w obszarze północnym.

W strefach działoszyńskiej (I), sieradzkiej (II) i kalisko-niemysłowskiej (III) są pewne ślady większej aktywności czoła lądolodu, tj. trwania więzi z lodowcem żywym po stronie północnej (wewnętrznej). Jednocześnie po stronie południowej (zewnętrznej) trwał proces zanikania brył bądź płatów lodowych *in situ*.

Zespoły form wypukłych zaznaczone na rys. 1 stanowią współcześnie działy wodne, odzwierciedlające granice pomiędzy pierwotnymi kierunkami odpływu zewnętrznego i wewnętrznego. Tak więc inicjalne odcinki sieci rzecznej i dolinnej pochodzą z kolejnych etapów zanikania lobu południowowielkopolskiego z możliwymi starszymi predyspozycjami. W odcinkach oddalonych od działów wodnych doliny zwykle nawiązują do starszych form wklęsłych, odznaczających się nawet długą permanencją.

W końcowej części tych rozważań można wyrazić opinię ogólną, że w wyodrębnionych i zaznaczonych na mapie (rys. 1) trzech strefach najwyraźniej zachowały się cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. Przetrwała tu rzeźba glacialna, nieznacznie przekształcona w zmiennych, późniejszych, warunkach morfogenetycznych klimatów umiarkowanego i peryglacialnego. Przekształcenia rzeźby są skromne. Wyraźne przekształcenia form dokonały się w dolinach rzecznych, co na przykładzie opisywanego obszaru oświetlone zostało we wcześniejszych publikacjach (Krzemiński 1965, 1989). Dotyczy to także zanikania mis wytopiskowych po bryłach martwego lodu. Miejsca te zawierają materiał najcenniejszy w rekonstrukcjach paleogeograficznych. Potwierdzają to publikacje M. D. Baranieckiej, Z. Sarnackiej (1971) i H. Klatkowej (1990 a, b).

Na wysoczyznach, oprócz powszechnie występujących struktur peryglacialnych, pewnego retuszu w rzeźbie poglacjalnej dokonała sedymentacja utworów pokrywowych, opisanych przez J. Dylika (1952) oraz J. Goździka (1973). Wyraźne zmiany w ukształtowaniu powierzchni poglacjalnej poczyniły utwory eoliczne, tworzące wydmy. Geneza i ewolucja tych form

najpełniej przedstawiona została przez A. Dylikową (1967) i B. Mańkowską (1985).

W świetle tej zwięzłej charakterystyki tematyki zarysowanej w tytule artykułu wypada zapewne wyraźniej zaakcentować, że powtarzane jeszcze we współczesnych publikacjach dedukcyjne opinie o denudacyjnych ostańcach, równinach denudacyjnych, powierzchniach zrównań peryglacjalnych w Polsce Środkowej, nie odpowiadają sytuacji rzeczywistej.

Publikacje źródłowe wykorzystano szerzej w pełniejszej charakterystyce rzeźby środkowej Polski w pracy T. Krzemińskiego i E. Papińskiej (1993). Tam też przypomiano tezę (Krzemiński 1974), iż rzeźba Polski Środkowej zachowała swój glacialny wygląd, który jest bliski cechom rzeźby pierwotnej. Rzeźba ukształtowana przez lądolód warciański od początku była niepodobna do wzorca rzeźby młodoglacjalnej, współcześnie istniejącej w Polsce Północnej. Zatem wzorzec ten nie może być przesłanką w rekonstrukcjach genezy i w ocenie przemian rzeźby Polski Środkowej.

LITERATURA

- Baraniecka M. D., 1971, *Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiu mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce*. Biul. Inst. Geol., 254.
- Baraniecka M. D., Sarnacka Z., 1971, *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki*. Biul. Inst. Geol., 254.
- Baranowski J., Mańkowska A., 1972, *Mapa geologiczna Polski*. 1 : 200 000. Wyd. A i B. Ark. Kalisz, Inst. Geol., Warszawa.
- Bezkowska G., 1995, *Geokompleksy zagłębień wytopiskowych okolic Zduńskiej Woli*. Acta Univ. Lodz., Folia geogr., 21/22.
- Domosławska-Baraniecka M. D., Skompski S., 1967, *Deglacja lobu Widawki*. Kwart. Geol., 11, 3.
- Dylik J., 1952, *Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce*. Biul. Państw. Inst. Geol., 68.
- Dylik J., 1960, *Sur le systeme triparti de la stratigraphie du Pleistocene dans la pays d'accumulation glaciare*. Biul. Perygl., 9.
- Dylik J., 1961, *Glacial tectonic phenomena*. [W:] J. Dylik (ed.), *The Łódź region. Guide-book of Excursion C. INQUA VI Congress Poland – Warszawa*. PWN, Łódź.
- Dylik J., 1974, *Przyczyny zmian klimatycznych w przeszłości geologicznej*. Kwart. Geol., 18, 1.
- Dylikowa A., 1967, *Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu*. [W:] *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna L., 1967, *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski*. [W:] *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa.
- Gawlik H., 1988, *Polska na zdjęciach lotniczych i satelitarnych*. PWN, Warszawa.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce*. Acta Geogr. Lodz., 31.
- Goździk J., 1980, *Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belachtów”*. Stud. Reg., IV.

- Goździk J., 1986, *Czwartorzęd w rejonie kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”*. [W:] *II Zjazd Geografów Polskich. Przewodnik wycieczek*. Wyd. UŁ, Łódź.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpołu*. Acta Geogr. Lodz., 38.
- Klatkova H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*. Acta Geogr. Lodz., 28.
- Klatkova H., 1980, *Mapa geologiczna Polski. 1 : 200 000*. Ark. Łódź. Inst. Geol., Warszawa.
- Klatkova H., 1990 a, *Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu*. Acta Geogr. Lodz., 61.
- Klatkova H., 1990 b, *Eemski i wistuliański rozwój osadów zbiornika jeziornego na Chropach koło Pabianic*. Acta Geogr. Lodz., 61.
- Kłysz P., 1981, *Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kolem a Turkiem*. UAM, Ser. geogr., 23.
- Krzemiński T., 1965, *Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską*. Acta Geogr. Lodz., 21.
- Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*. Acta Geogr. Lodz., 33.
- Krzemiński T., 1980, *Wola Blakowa – budowa pagórka kemowego*. [W:] *Przewodnik LII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Trasa IV*.
- Krzemiński T., 1985, *Mapa geomorfologiczna Bełchatowskiego Okręgu Przemysłowego. 1 : 100 000 (Problem węzłowy 10.2)*.
- Krzemiński T., Bezkowska G., 1986, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski. 1 : 50 000*. Ark. Wydawa. Inst. Geol., Warszawa.
- Krzemiński T., Bezkowska G., 1987, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. 1 : 50 000*. Ark. Wydawa. Inst. Geol., Warszawa.
- Krzemiński T., 1988, *Quaternary stratigraphy of the interfluvium between the Warta and Widawka rivers*. Quater. Stud. Pol., 8.
- Krzemiński T., 1989, *Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody o małych zlewniach*. Acta Geogr. Lodz., 59.
- Krzemiński T., Papińska E., 1993, *Cechy regionalne ukształtowania powierzchni. Geneza i ewolucja rzeźby*. [W:] *Środowisko geograficzne Polski Środkowej*. Wyd. UŁ, Łódź.
- Krzemiński T., Świerczewska A., Uchman J., 1993, *Udział skał lokalnych w utworach wodnolodowcowych środkowej Polski*. Acta Geogr. Lodz., 65.
- Krygowski B., 1962, *Rola glaciekttoniki w rozwoju rzeźby Polski Zachodniej*. Czasop. Geogr., 33.
- Lenciewicz S., 1972, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*. Państw. Inst. Geol., Prace, 2.
- Manikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski środkowej*. Acta Geogr. Lodz., 52.
- Mojski J. E., Rühle E., 1965, *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*. Zesz. 12. Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa.
- Premik J., 1930, *Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. Cz. 1. O utworach preglacialnych, glacialnych i interglacialnych w dorzeczu środkowej Warty, Widawki i Prosnicy*. Rocz. Pol. Tow. Geol., 6.
- Rotnicki K., 1967, *Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich*. Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 19.
- Różycki S. Z., 1964, *Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu*. Acta Geol. Pol., 14.
- Różycki S. Z., 1972, *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*. PWN, Warszawa.

Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska
Uniwersytetu Łódzkiego

SUMMARY

The South Great Poland ice-sheet lobe representing the Warta Glaciation stretched from the Warsaw-Berlin pradolina that runs along the 52nd parallel (100 m above sea level) to the Wieluń Upland (272 m above sea level) in south (51°N). The lobe was halted by topographic barriers of the Ostrzeszów Hills (284 m) and of the Łódź Upland (284 m) and left some signs of push moraines there.

In central Poland the Wartanian ice-sheet spread southwards utilising the river valleys of the Prosna, Warta and Widawka (Fig. 1). The ice conserved the valleys, which is evidenced by 2-4 m thick till well preserved on the slopes of buried valleys older than of Wartanian age (Fig. 2).

The southern portion (51°50'N) of the South Great Poland lobe diverged into lower order lobes of Widawka, Warta and Prosna. The Widawka lobe, developed in the east, flew over the elevation of the Bełchatów Upland (200-220 m) and left signs of diffuence in the Piotrków Plain (Fig. 3). The Warta lobe crept up onto the northern edge of the Wieluń Upland (200-250 m) where the ice-sheet dissipated. The Prosna lobe reached the Wieruszów Upthrust at a similar altitude.

Climatically induced process of the ice-sheet degradation began with the development of crevasses and cracks in the places of irregularities in the topography of the sub-Quaternary bedrock. This led to the formation of marginal zone delineated by the maximum extend of the ice-sheet and by its extent during the main stagnation phase, when the contact with the active ice mass was retained.

Inside this zone the landforms associated with stagnant ice downwasting are found. These include kames, kame terraces, kame plateaux, kettles, post-glacial depressions, small outwash plains, latent fragments of pradolinas. Topographic watersheds separate former inward and outward meltwater flow directions.

Four subsequent phases of the ice-sheet degradation and the corresponding zones: I - Działoszyn, II - Sieradz, III - Niemysłów and Kalisz zones comprise a similar range of landforms and the pattern of flow directions inherited from the areal deglaciation (Fig. 3 and 4). The formation of the zones can be related to the elevations of the sub-Wartanian base, mainly of Mesozoic and Neogene age.

Groups of kames (Fig. 1 and 5) are also the evidence of the areal deglaciation. On elevations of the substratum elongated crevasses developed in the downwasting ice. They were then filled with gravel and sand - mainly of inglacial or supraglacial origin.

The areas situated between subsequent deglaciation zones and the groups of kames are usually build of till that forms low relief of undulating ground moraine.