

ARTYKUŁY

Zbigniew RDZANY, Aleksander SZMIDT, Katarzyna TARNAWSKA*

**ROLA PROCESÓW GLACJALNYCH W KSZTAŁTOWANIU RZEŹBY
POŁUDNIOWEGO OBRZEŻENIA KOTLINY KOLSKIEJ**

WPROWADZENIE

Analizą rzeźby i budowy geologicznej objęto południową część rozszerzenia pradoliny Bzury-Neru, zwanego w podziale regionalnym J. Kondrackiego¹ Kotliną Kolską oraz graniczące z nią obszary wysoczyzny morenowej, należące głównie do mezoregionów Wysoczyzny Łaskiej i Wysoczyzny Tureckiej (ryc. 1, 2). W podziale fizycznogeograficznym A. Dylkowej² opisywany odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej został nazwany Niecką Łęczycką, wysoczyzna morenowa sąsiadująca z nią od południa – Równiną Szadkowską, od zachodu zaś – Wałem Malanowskim.

Opisywana kotlina pradolinna rozszerza się najbardziej w okolicy Uniejowa, osiągając ok. 25 km szerokości między stokami północnego i południowego jej obrzeżenia wysoczyznowego (np. na linii Dąbie–Uniejów–Księża Wólka). Długość tego obniżenia wzdłuż równoleżnika Uniejowa, między stokami Wału Malanowskiego na Wysoczyźnie Tureckiej a pagórkami okolic Ozorkowa sięga 50 km. Centralną część południowego rozszerzenia o kształcie drugorzędnej kotliny przemodelowanej przez Wartę, nazwano basenem uniejowskim. Pojęcie to szczegółowo opisano w poprzednim tomie „Biuletynu Uniejowskiego”³.

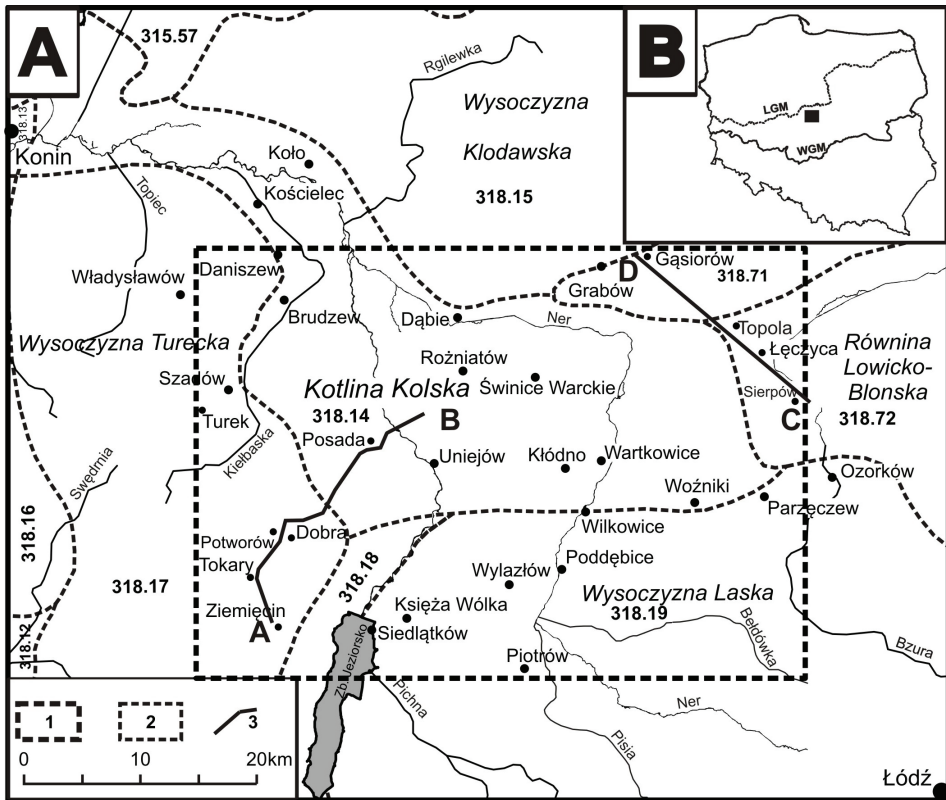
Wewnętrzna część Kotliny Kolskiej w najniższych położonych miejscach holoceńskiej terasy zalewowej pochyla się na W i NW, od ok. 101 m n.p.m. w okolicach Łęczycy do ok. 93 m n.p.m. w rejonie ujścia Warty do Neru. Poziom fluwialny ukształtowany w wistulianie jest nieznacznie wyższy, niekiedy tylko o 1–2 metry.

* Zbigniew Rdzany, dr hab., prof. nadzw.; Aleksander Szmidt, dr, adiunkt; Katarzyna Tarnawska, magistrantka geografii, specjalności geoekologia z ekofizjografią, Katedra Geografii Fizycznej Uniwersytetu Łódzkiego, 90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88.

¹ J. Kondracki, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa 2001.

² A. Dylkowa, *Geografia Polski. Krainy geograficzne*, PZWS, Warszawa 1973.

³ D. Dzieduszyńska, P. Kittel, *Basen uniejowski – historia i stan badań paleogeograficznych w Uniwersytecie Łódzkim*, „Biuletyn Uniejowski” 2012, t. 1, s. 189–203.



Ryc. 1. Obszar badań na tle regionów fizycznogeograficznych J. Kondrackiego (A) i zasięgów zlodowaceń (B)

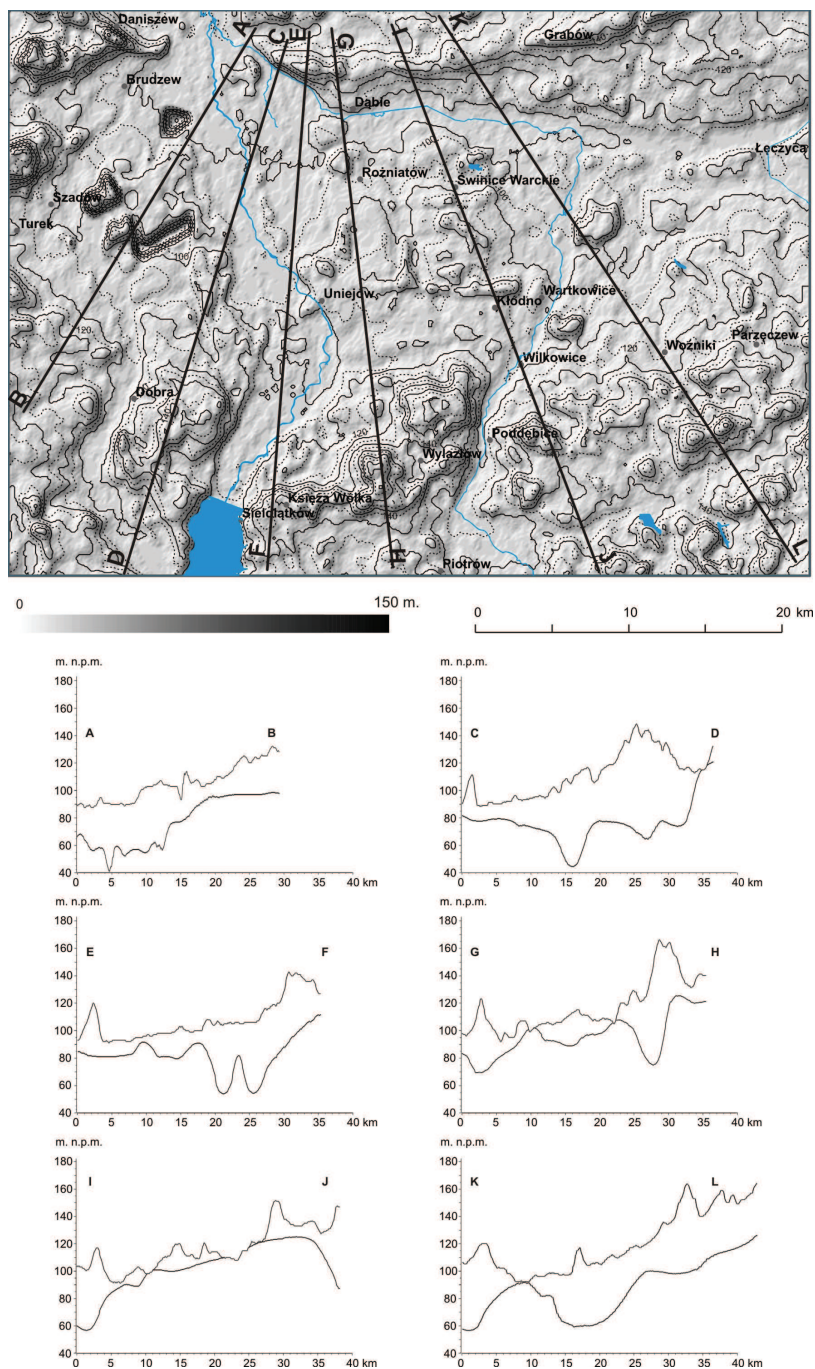
A. 1 – zasięg obszaru badań, 2 – granice mezoregionów, 3 – linie przekrojów geologicznych zaznaczonych na ryc. 4 (A–B i C–D); nazwy mezoregionów: 318.12 – Wysoczyzna Kaliska, 318.13 – Dolina Konińska, 315.57 – Pojezierze Kujawskie, 318.18 – Kotlina Sieradzka, 318.16 – Kotlina Rychwalska, 318.71 – Równina Kutnowska

B. Zasięgi zlodowaceń: LGM – zlodowacenie wisty (vistuliańskie), WGM – zlodowacenie warty; czarnym prostokątem zaznaczono obszar badań

Źródło: oprac. własne

Na zewnątrz od teras fluwialnych znaczne części kotliny zajęte są przez wyższe poziomy morfologiczne, zbudowane częściowo z gliny lodowcowej, częściowo zaś z osadów wodnolodowcowych. Na jednym z takich wysokich poziomów, 10–12 m ponad najniższymi częściami dna doliny Warty, leży prawobrzeżna część Uniejowa. W przeważającej mierze jest to poziom erozyjny, ukształtowany u schyłku zlodowacenia warty. Na temat jego przynależności do pradoliny warszawsko-berlińskiej bądź traktowania go jako niski poziom wysoczyznowy (poglądy nowsze), toczy się od lat dyskusja naukowa⁴. Urozmaiceniem wnętrza

⁴ E. Wiśniewski, L. Andrzejewski, *The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage trough the Warsaw-Berlin-Pradolina at the last ice-sheet maximum*, Z. Geomorph., N.F. Suppl.,-



Ryc. 2. Rzeźba terenu i zestawienie profili hipsometrycznych powierzchni współczesnej oraz podłoża czwartorzędowego

Źródło: oprac. własne na podstawie numerycznego modelu terenu SRTM-3, materiałów *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* oraz innych materiałów geologicznych, zmienione i uzupełnione

kotliny są wydmy o wysokości od kilku do kilkunastu metrów, tworzące niewielkie skupienia, np. między Kłódnem a Świnicami Warckimi.

Zewnętrzną część Kotliny Kolskiej tworzą rozczłonkowane, układające się w system kolistego jej obrzeżenia stoki rozległych płatów wysoczyznowych, o wysokości względnej od kilkunastu do trzydziestu kilku metrów. Najwyraźniej otaczają one kotlinę od W, S i SE. Na linii okolice Brudzewa (tzw. Ostaniec Kolski⁵) – okolice Ozorkowa cięciwa tego łuku osiąga około 45 km.

CEL I METODY PRACY

Celem artykułu jest ukazanie wpływu:

- zlodowaceń plejstocęńskich, a w szczególności roli lądolodu zlodowacenia warty, w procesach rozwoju rzeźby obszaru pogranicznego dwóch rozległych form rzeźby niżowej: kotliny pradolinnej oraz rozległej wysoczyzny morenowej;
- morfologii, litologii i dynamiki podłoża na procesy glacialne, z akcentem na specyficzne skutki transgresji i zanikania lądolodu warty.

Założone zadania zrealizowano na podstawie analizy danych archiwalnych, głównie map geologicznych w skali 1: 50 000, opisów wierceń geologicznych oraz wyników badań geomorfologicznych form glacialnych, przeprowadzonych zarówno w terenie, jak i przy użyciu metod kameralnych. Szczególnie znaczenie miało wykorzystanie metod geomorfometrycznych i paleogeomorfologicznych z użyciem metodyki GIS. Analizy paleogeomorfologiczne wykonane zostały na podstawie zarówno materiałów kartograficznych wydanych techniką tradycyjną, które poddano digitalizacji, jak i materiałów cyfrowych⁶.

Bd., 95, [Berlin–Stuttgart] 1994, s. 141–149; E. Wiśniewski, *The problem of outflow from the ice-dammed lake in the Warsaw Basin during the Leszno phase*, *Prace Geogr.*, 189, 2003, s. 123–142; E. Kobjek, *Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję*, Rozprawy habilitacyjne Uniwersytetu Łódzkiego, Wyd. UŁ, Łódź 2009; też: *Położenie fizycznogeograficzne miasta i gminy Uniejów*, „Biuletyn Uniejowski” 2012, t. 1, s. 9–22.

⁵ P. Kłysz, *Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kolem a Turkiem*, *Prace Uniw. A. Mickiewicza, Ser. Geogr.*, 23, [Poznań] 1981.

⁶ M. D. Domośławska, *Szczegółowa mapa geologiczna 1: 50 000. Arkusz Łęczyca*, IG, Warszawa 1960; G. Wasiak, *Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lądolodu warty*, *Acta Geogr. Lodz.*, 41, 1979; P. Kłysz, *Morfogeneza zespołu form...*; W. Baliński, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Lutomiersk*, PIG, Warszawa 1990; tenże, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Lutomiersk*, PIG, Warszawa 1990; H. Klatkova, M. Załoba, *Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*, red. W. Stankowski, Inst. Badań Czwartorzędu Uniw. A. Mickiewicza, Poznań 1991, s. 33–44; W. Stankowski, D. Krzyszkowski, *Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Konin–Turek*, red. W. Stankowski, Poznań 1991, s. 11–31; L. Dutkiewicz, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Parzęczew*, PIG, Warszawa 1992; tenże, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Parzęczew*, PIG, Warszawa 1992; H. Klatkova, M. Załoba, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Warta*, PIG, Warszawa 1992; B. Trzmiel, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Turek*, PIG, Warszawa 1996; J. Forysiak, J. Kamiński, *Objaś-*

Do analiz morfometrycznych wykorzystywano głównie cyfrowy model terenu SRTM-3. Opracowywanym mapom nadano georeferencję w programie ArcGIS 9.1 – ArcView (*education and research*), przetwarzanie kartograficzne oraz analizy przestrzenne przeprowadzone były zaś również w programach: Quantum GIS v. 1.6 i 1.8 oraz Surfer (Golden Software) v. 8. Wykonano także pomiary kartometryczne z użyciem wielkoskalowych map topograficznych. Ryciny ostateczne zostały opracowane w programie Corel 9. Badania uzupełnił przegląd regionalnej i tematycznej literatury geologicznej i geomorfologicznej.

PODŁOŻE OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Formy współczesnej rzeźby zostały ukształtowane na fundamencie starszych struktur geologicznych, pod wpływem ich różnych cech statycznych i dynamicznych. Biorąc pod uwagę przewodnie elementy głębokich profilów litosfery tej części środkowej Polski, wyróżnia się w ich obrębie trzy główne piętra strukturalne: podpermskie, permsko-mezozoiczne i kenozoiczne. Jest to także prawidłowość budowy geologicznej znacznej części Niżu Polskiego.

W zasięgu opisywanego terenu piętro podpermskie położone jest najgłębiej, rozciąga się bowiem na głębokości od około 5 do 10 kilometrów od powierzchni terenu. Jest najslabiej poznane, gdyż dane na jego temat pochodzą jedynie z pośrednich badań geofizycznych. Oprócz utworów paleozoicznych, przypuszczalnie zbudowane jest także ze skał prekambry⁷.

Piętro permsko-mezozoiczne budują struktury geologiczne permu, triasu, jury i kredy. Jest to kompleks skał osadowych znacznej miąższości – nawet ponad 5-kilometrowej, w głównej mierze pochodzenia morskiego. Utwory tego piętra strukturalnego są łagodnie sfałdowane i pocięte licznymi uskokami. Mają wychodnie na powierzchni terenu jedynie w okolicy Poddębic, Rożniatowa i Świnic koło Dąbia⁸ oraz szereg miejsc płytkiego położenia pod powierzchnią terenu.

Najstarsze elementy tego piętra strukturalnego tworzą osady morskie cechsztynu (górnego permu), głównie sole kamienne i potasowe, gipsy i anhydryty. Grubość tych osadów jest bardzo zmienna – od ok. 1 km do ponad 4 km w obrębie struktur solnych typu diapirów i poduszek solnych. Procesy halokinezy (czyli procesy tektoniczne prowadzące do deformacji warstw solnych) rozpoczęte w permie, odznaczały się szczególną intensywnością w młodszej części kredy

nienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Uniejów, PIG, Warszawa 2011; D. Dzieduszyńska, P. Kittel, Basen uniejowski...; J. Petera-Zganiacz, J. Forysiak, Historia rozwoju doliny Warty w basenie uniejowskim, Biul. Uniejowski, 1, 2012, s. 23–41; P. Czubla, J. Forysiak, J. Petera-Zganiacz, M. Grajoszek, M. Wiśniewska, Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów czwartorzędowych w dolinie Warty (stanowisko Koźmin-Północ), Przegl. Geol., 61, 2013, s. 120–126.

⁷ P. Karnkowski, *Wgłębne przekroje geologiczne przez Niż Polski*, WG, Warszawa 1980.

⁸ A. Szmidt, *Wpływ podłoża na rzeźbę i osady czwartorzędu na obszarze województwa łódzkiego w świetle wybranych metod GIS*, maszynopis pracy doktorskiej, Katedra Geografii Fizycznej WNG UŁ, 2012.

górną⁹. Na opisywanym terenie do większych struktur halotektonicznych należą: słup solny w okolicach Poddębic i poduszka solna w rejonie Uniejowa¹⁰. Rozwój struktur solnych miał istotny wpływ na stan utworów młodszych, co wyrażało się tendencją do ich wznoszenia w zasięgu tych struktur, a subsydencji (wielkoskalowego obniżania się) między nimi, co z kolei powodowało powstawanie obniżeń, w tym m.in. rowów tektonicznych.

W kampanie i mastrychcie (górną kreda) – jak wynika z analizy profili wierzeń i odsłoneń – osadziły się głównie margle wapieniste, margle ilaste, gezy, wapień margliste i opoki. Powszechne występowanie tych utworów na powierzchni stropu opisywanego piętra, sprzyjało w czasie zlodowaceń efektywnej erozji lodowcowej w warunkach silnego ich zdyslokowania i zwietrzenia. Stąd w osadach glacialnych występują miejscami koncentracje klastów, pochodzące z wymienionych utworów górnokredowych.

Utwory mezozoiku: triasu, jury i kredy, to prawie wyłącznie osady morskie, głównie – mórz płytkich i o średniej głębokości. Dominują pośród nich wapień, margle, ily i piaskowce. Piętro permsko-mezozoiczne, poddawane synsedymencie różnym procesom tektonicznym w cechszynie i mezozoiku, uformowane zostało ostatecznie w wyniku ruchów fazy laramijskiej, pomiędzy mastrychem a eocenem. Wówczas analizowany obszar znalazł się w obrębie wschodniego skrzydła niecki łódzkiej, a tylko północno-wschodni fragment w okolicach Łęczycy – w zasięgu wału środkowopolskiego (ryc. 3). Z map geologicznych odkrytych, przekrojów geologicznych i geologiczno-sejsmicznych wynika, że skały kredowe na tym obszarze zalegają przeważnie poziomo lub są nachylone pod niewielkimi kątami.

W większej części niecki na powierzchni stropowej cechsztyńsko-mezozoicznego piętra strukturalnego dominują utwory najmłodszego piętra kredy – mastrychtu. W brzeżnej części niecki, między Poddębicami a Ozorkowem, pojawiają się osady kampanu, utwory kredy dolnej zaś – jedynie na jej skraju, na linii Grabów–Ozorków.

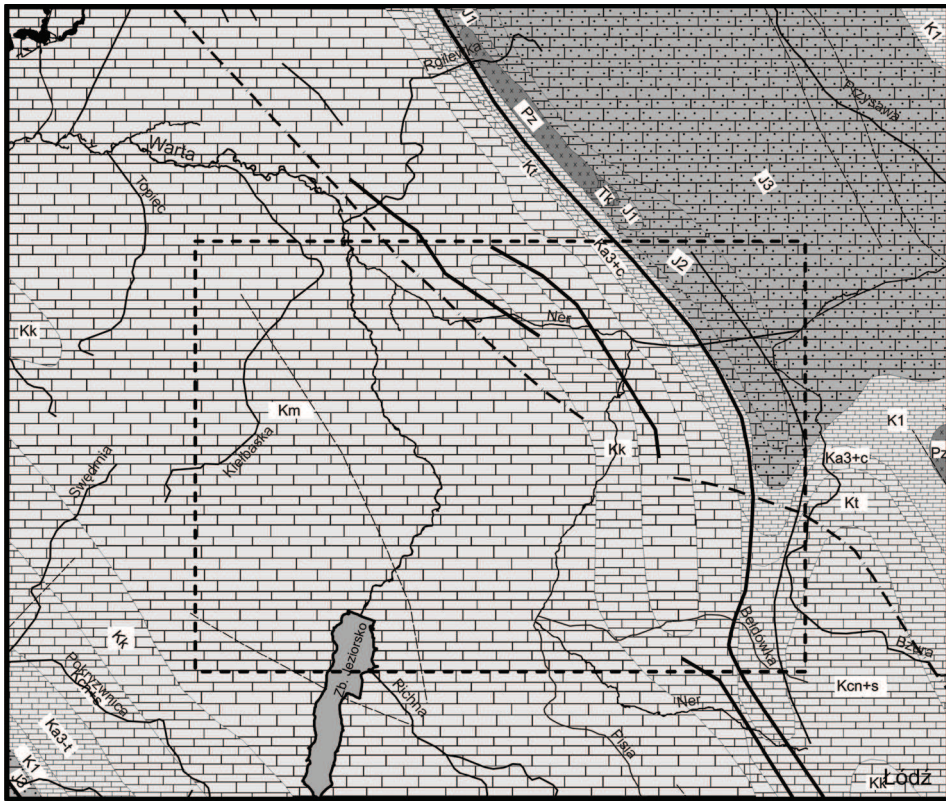
Po ruchach fazy laramijskiej w paleogenie panowały warunki bardziej sprzyjające denudacji niż akumulacji osadów. Stąd na urozmaiconej powierzchni stropu kredy – poza nielicznymi miejscami (np. rowami tektonicznymi) – brak osadów z tej epoki (ryc. 4). Później, w neogenie, akumulowane były lokalnie osady rzeczne, jeziorne i bagienno-torfowiskowe: piaski, mulki, ily oraz węgle brunatne. Leżą one płatami, głównie w zagłębieniach powierzchni mezozoicznej, choć także miejscami na jej elewacjach¹¹.

⁹ S. Sokołowski, *Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-łódzkiego*, Prace IG, 50, Warszawa 1966.

¹⁰ R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski, *Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1: 1 000 000*, Ministerstwo Środowiska i PIG, Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa 2002.

¹¹ H. Klatkova, M. Załoba, *Kształtowanie budowy geologicznej...*; J. Forysiak, J. Kamiński, *Objaśnienia do...* Arkusz Uniejów.

Analiza powierzchni podczwartorzędowej (ryc. 2, 4, 5) wskazuje, że obszary wyżej wzniesione (nawet ponad 130 m n.p.m.) znajdują się w zasięgu Wysoczyzny Łaskiej. Istnieje więc zasadnicza zgodność zarysów głównych form obszaru, polegająca na tym, że elewacji mezozoiku odpowiadają obszary wysoczyznowe, natomiast rozległemu obniżeniu tej powierzchni, nawet do rzędnych poniżej poziomu morza – forma kotliny na powierzchni terenu. Zróżnicowanie wysokości względnych w podłożu czwartorzędowej jest znacznie większe niż współczesnej powierzchni topograficznej.



Stratygrafia

K1	Kreda dolna	Km	Mastricht
J3	Jura górna	Kk	Kampan
J2	Jura środkowa	Kcn+s	Koniak i santon
J1	Jura dolna	Kt	Turon
Tk	Kajper	Ka3+c	Alb górny i cenoman
Pz	Cechsztyń	Ka3-t	Cenoman i Turon

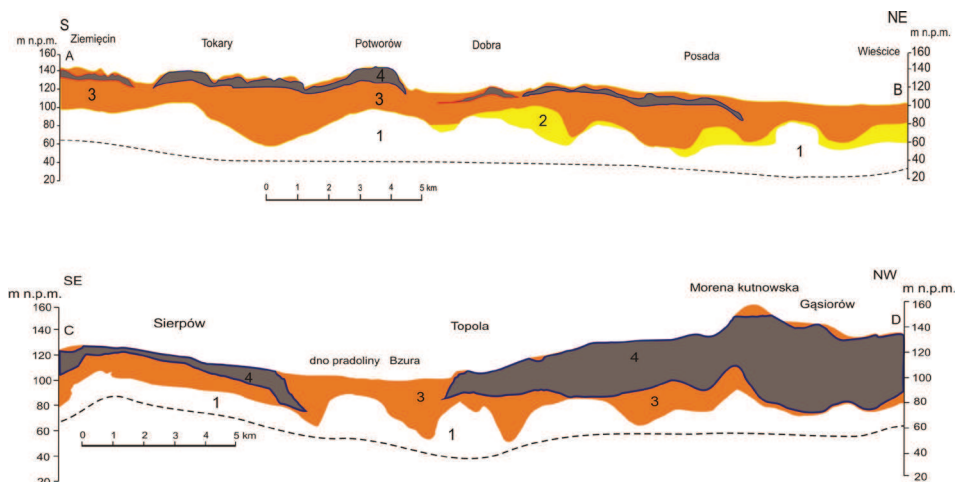
Tektonika

- uskoki niższego rzędu, lokalne - widoczne na powierzchni
- - - uskoki niższego rzędu, lokalne - wnikaające w pokrywę osadową
- uskoki regionalne - widoczne na powierzchni
- - - uskoki regionalne - nie wnikaające w pokrywę osadową

0 10 20km

Ryc. 3. Stratygrafia podłoża kenozoiku terenu badań na tle obszarów sąsiednich. Linia przerywaną zaznaczono obszar badań

Źródło: R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski, *Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1: 1 000 000*, Ministerstwo Środowiska i Państwowy Instytut Geologiczny, Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa 2002 (wykorzystano fragment mapy, nieco zmieniony)



Ryc. 4. Relacje między pokrywą osadów czwartorzędowych a podłożem oraz glina zlodowacenia warty na tle pokrywy czwartorzędowej; przebieg linii przekrojów przedstawiono na ryc. 1

1 – podłoże kenozoiku (kreda); 2 – neogen; 3 – osady czwartorzędowe (bez gliny zlodowacenia warty); 4 – glina zlodowacenia warty

Źródło: przekrój A–B według J. Czyży i in.¹², przekrój C–D według S. Jewtuchowicza¹³ – znacznie zmienione i uproszczone

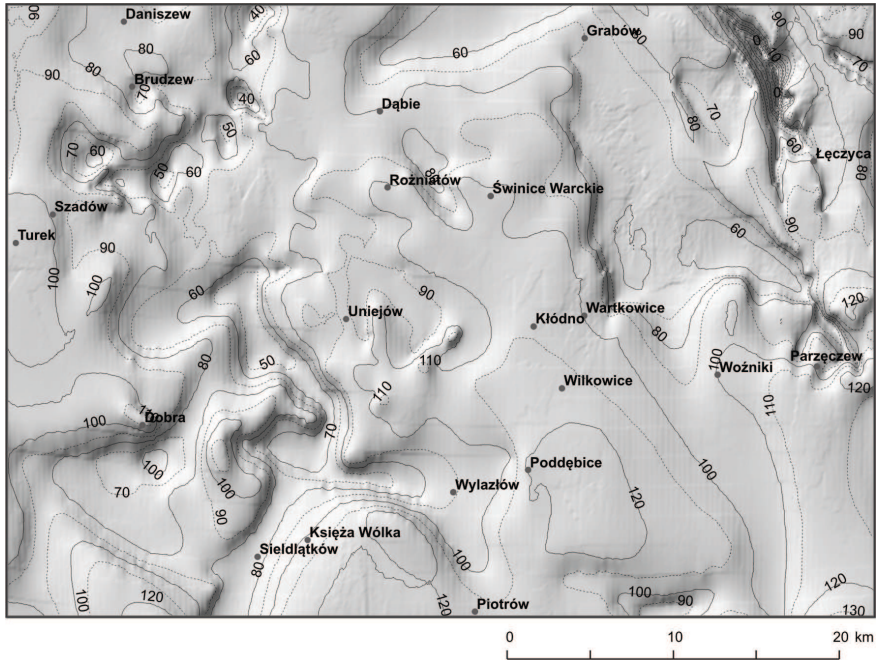
Można także zauważyć, że osady neogenu, leżące płatami, łagodzą w sposób umiarkowany deniwelację powierzchni stropowej kredy, zasadniczo nie zmieniając głównych zarysów jej form. Większość osi morfologicznych form tej paleopowierzchni biegnie z NW na SE. Również największe nachylenia jej paleostoków nawiązują wyraźnie do głównych elementów kopalnej rzeźby strukturalnej (ryc. 6). Zatem należy stwierdzić, że formy rzeźby podłoża czwartorzędowego (zarazem na tym obszarze: podłoża plejstocenu) wykazują istotną zależność do przebiegu i zasięgu struktur podłoża mezozoicznego (por. ryc. 3, 4, 5 i 6). Deniwelacje tej powierzchni są ogólnie większe niż występujące w obrębie współczesnej powierzchni terenu. Oznacza to, że akumulacja plejstocenska, w głównej mierze glacialiczna (działalność lodolodów i ich wód roztopowych), złagodziła znacząco urozmaicenie rzeźby podłoża.

CECHY POKRYWY CZWARTORZĘDOWEJ ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM OSADÓW GLACIGENICZNYCH

Pokrywa osadów czwartorzędowych wykazuje zróżnicowanie miąższości przekraczające 100 metrów, najczęściej w granicach 10–60 metrów (ryc. 2, 4, 7). Najcieńsze jej fragmenty występują w centralnej części obszaru – na elewacjach kredy –

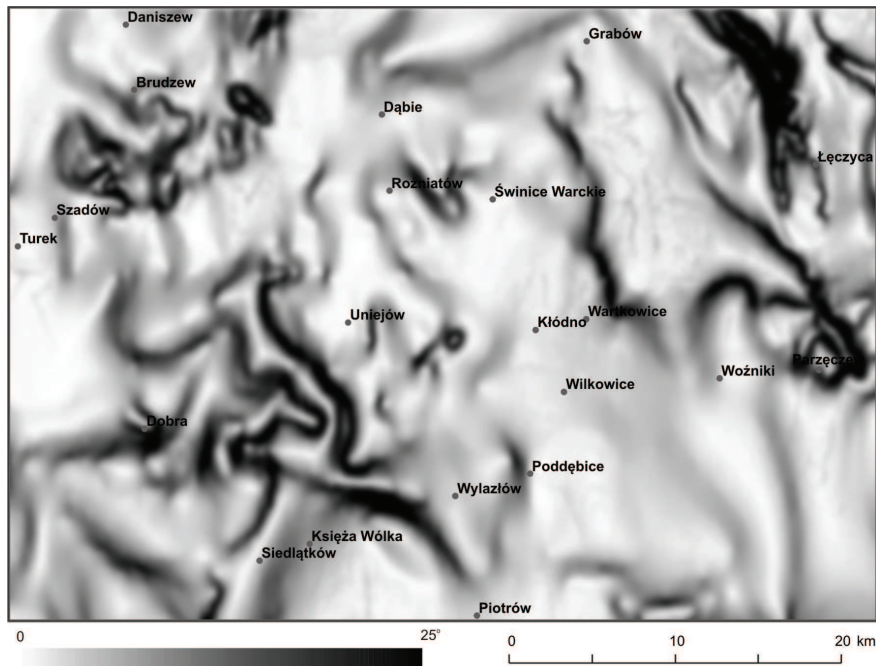
¹² J. Czyż, J. Forsytek, J. Kamiński, H. Klatkowska, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Dobra*, PIG, Warszawa 2008.

¹³ S. Jewtuchowicz, *Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą*, Prace Geogr. IG PAN, 62, [Warszawa] 1967.



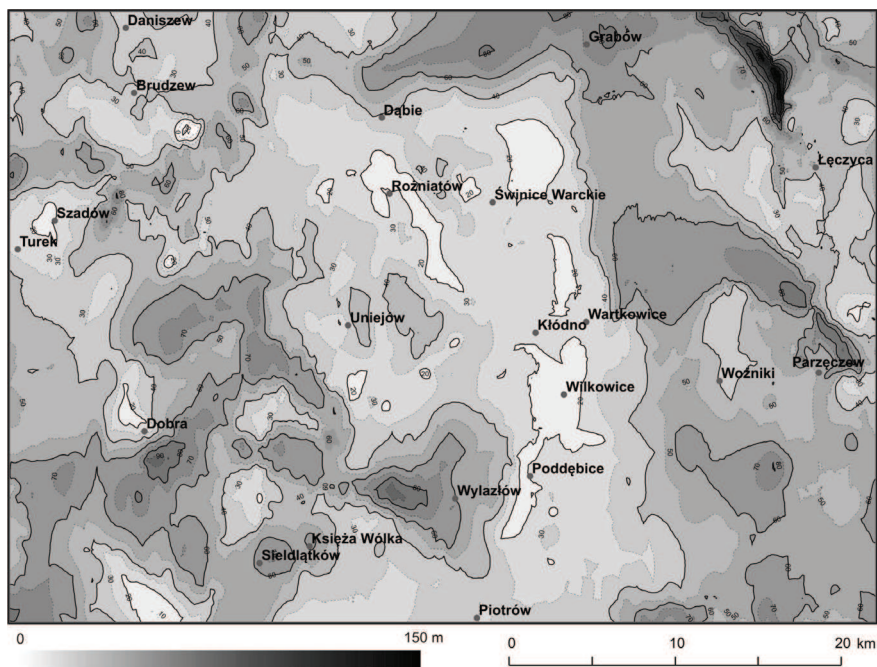
Ryc. 5. Rzeźba podłoża czwartorzędu

Źródło: oprac. własne na podstawie materiałów *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* i wierceń archiwalnych



Ryc. 6. Nachylenie paleostoków powierzchni podczwartorzędowej

Źródło: oprac. własne na podstawie materiałów *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* i wierceń archiwalnych



Ryc. 7. Miąższość osadów czwartorzędu

Źródło: oprac. własne na podstawie materiałów *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* i wierceń archiwalnych

oraz wzdłuż kilku odcinków dolin rzecznych. W zasięgu tych wyniosłości podłoża spotkać można wychodnie opok i margli. Poza miejscami wychodni utworów kredy, strefy bardzo cienkiej, kilkumetrowej pokrywy osadów czwartorzędu ciągną się południkowo od Dąbia, poprzez Świnice Warckie, Wartkowice, Włkowie aż do Poddębic; również na NW od Dobrej (ryc. 4), na N od zbiornika Jeziorsko oraz przy jego wschodnim i zachodnim brzegu, a także lokalnie koło Turku i Łęczycy – na elewacjach jury w zasięgu wału środkowopolskiego. Z kolei największe miąższości czwartorzędu związane są z obniżeniami stropu mezozoiku, które biegną przeważnie w kierunku NW-SE – równoległe do osi niecki mogileńsko-łódzkiej. Mimo wypełnień tych form osadami neogenu i czwartorzędu, kilka współczesnych dolin nadal swym przebiegiem nawiązuje do tego kierunku.

Utwory czwartorzędu to w większości gliny lodowcowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe, w mniejszym stopniu zaś piaski i żwiry rzeczne oraz piaski eoliczne. Utwory te przeważnie nie są zaburzone, jednakże w zachodniej części Kotliny Kolskiej między Turkiem a Uniejowem i w równoleżnikowym pasie biegnącym wzdłuż linii Siedlątków–Poddębice–Ozorków występują koncentracje struktur deformacyjnych o genezie glacitektonicznej, stwierdzone zarówno w wierceniach, jak i w odślonięciach¹⁴.

¹⁴ G. Wasiak, *Północno-zachodnie przedpole...*; L. Dutkiewicz, *Szczegółowa mapa geologiczna... Arkusze Parzęczew*; M. Załoba, P. Czubla, *Examples of deformation structures in deposits of*

Poszczególne główne warstwy osadów plejstocenu na analizowanym obszarze wykazują tendencję do maskowania wielu form podłoża czwartorzędu o przebiegu NW-SE. W rezultacie we współczesnej rzeźbie pojawiają się mniejsze i większe formy nie nawiązujące ściśle do form podłoża, lecz zależne od specyfiki procesów glacialnych, eolicznych i in.

Najstarsze osady glacialne, zaliczane do zlodowaceń nidy i sanu, odznaczają się niewielką miąższością i występują w postaci dwóch lub trzech poziomów glin zwałowych, piasków i żwirów wodnolodowcowych dolnych i górnych, leżących głównie w obrębie obniżen tektonicznych i dolinnych, rzadziej w zasięgu wysoczyzn, w spągowych partiach plejstocenu¹⁵.

Ślady kolejnego zlodowacenia na opisywanym obszarze pozostawił po sobie lądolód zlodowacenia odry¹⁶. Oprócz gliny lodowcowej do utworów związanych z tym zlodowaceniem zalicza się piaski, mułki i ropy, akumulowane w zastoiskach przed czołem nasuwającego się lądolodu. W ujęciu syntetycznym w skali analizowanego obszaru – glina odrzańska ma zasięg większy niż gliny zlodowaceń nidy i sanu, lecz mniejszy od najmłodszej – warciańskiej.

FORMY I OSADY ZLODOWACENIA WARTY

Spośród osadów glacialnych najlepiej poznano osady zlodowacenia warty, gdyż te utwory tworzą większość elementów rzeźby współczesnej i są stosunkowo łatwo dostępne w trakcie badań terenowych. Osady te wyróżniają się najczęściej znacznym udziałem w przeciętnym profilu plejstocenu (ryc. 4) oraz powszechnym występowaniem na powierzchni terenu – pomijając obniżenia dolinne, a także pokrywy i wydmy eoliczne. Z powodu tej morfologicznej roli najlepiej je rozpatrywać w połączeniu z charakterystyką rzeźby terenu.

Warstwa utworów zlodowacenia warty, w szczególności glina lodowcowa, ma wyraźną strefę nieciągłości w najniższych miejscach Kotliny Kolskiej (ryc. 4). Leży tam płatami, co wynika przede wszystkim z erozji glacialfluwialnej i fluwialnej, a także może być efektem braku jej akumulacji w czasie zlodowacenia. Ta fragmentaryczność jest uwidoczniiona w kilku opublikowanych przekrojach geologicznych¹⁷. W kierunku zewnętrznej części kotliny i na okalających wyso-

different ages in the vicinity of the Uniejów basin and the eastern part of the Turek Plateau, Acta Geogr. Lodz., 68, 1995, s. 197–212; A. Ber, *Mapa glacialitektoniczna Polski 1: 1 000 000*, PIG, Warszawa 2006; Z. Rdzany, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim*, Rozprawy habilitacyjne Uniwersytetu Łódzkiego, Wyd. UŁ, Łódź 2009.

¹⁵ J. Czyż, J. Forysiak, J. Kamiński, H. Klatkova, *Objaśnienia...*

¹⁶ J. Czyż, J. Forysiak, J. Kamiński, H. Klatkova, *Objaśnienia...*; P. Czubla, J. Forysiak, J. Petera-Zganiacz, *Lithological and petrographic features of till in the Koźmin region and their value for stratigraphical interpretation of glacial Lake Koźmin deposits, Central Poland*, „Geologija”, 52, 2010, s. 69–72; P. Czubla, J. Forysiak, J. Petera-Zganiacz, M. Grajoszek, M. Wiśniewska, *Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów...*

¹⁷ J. Czyż, J. Forysiak, J. Kamiński, H. Klatkova, *Objaśnienia...*; W. Stankowski, D. Krzyszkowski, *Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina...*

czynach osady te stają się ciągłe. Jednocześnie utwory owe leżą ogólnie współkształtnie z powierzchnią terenu, powleczone tylko gdzieniegdzie osadami eolicznymi lub fluwialnymi.

W wielu miejscach stwierdzono występowanie dwóch poziomów glin, leżących na sobie bądź często rozdzielonych osadami glacialfluwialnymi lub glaciallimnicznymi, które mogą być przypisywane zlodowaceni warty. Rozdzielność ta znajduje potwierdzenie w ich cechach strukturalnych, petrograficznych, orientacji klastów i in. Stwierdzono taką sytuację m.in. w odsłonięciu klifu zbiornika Jeziorsko¹⁸, w odsłonięciach kopalni okolic Konina, Koźmina i Smulsk¹⁹ i w wielu profilach wierceń analizowanego obszaru. Dwudzielność warstwy gliny może być niekiedy tłumaczona specyfiką sedymentacji glacialnej w trakcie jednego nasunięcia (np. glina ablacyjna na glinie bazalnej itp.), jednakże szereg przesłanek w kilku stanowiskach wskazuje na mniejszą lub większą przerwę w występowaniu pokrywy lodowcowej. Są to m.in.: znaczne rozprzestrzenienie glacialfluwialnych i glaciallimnicznych utworów rozdzielających, nieco odmienna orientacja klastów w poszczególnych poziomach glin i in.²⁰ Zagadnienie szczegółowej stratygrafii zlodowacenia warty zapewne będzie nadal w przyszłości przedmiotem badań.

Wyrażna współkształtność glin warciańskich z głównymi formami obszaru, tj. kotliną i sąsiednimi wysoczyznami świadczy o tym, że łądolód warciański nasunął się na obszar o podobnym ukształtowaniu do rzeźby obecnej. Rozprzestrzenianie się łądolodu w kierunku południowym i w sektorach sąsiednich było z pewnością utrudnione ze względu na znaczną rozległość powierzchni przeciwstoku (ryc. 4, 5).

Glacialne formy wypukłe występujące na zachodnim obrzeżeniu kotliny, należące do Wysoczyzny Tureckiej, tworzą charakterystyczne zespoły: Ostańiec Kolski, Pagórki Władysławowskie i Góry Szadowskie²¹ (ryc. 2). W obrębie Ostańca Kolskiego (160,4 m n.p.m.) wzgórze w okolicy Kościelca osiąga 170,9 m n.p.m. wznosząc się ponad 81 metrów nad dnem doliny Kielbaski, w okolicy Daniszewa wysokość względna na odcinku 1,5 km sięga zaś 68 metrów. Wymienione zespoły form składają się z różnej wielkości pagórków, wałów, a niekiedy wzgórz, przedzielonych obniżeniami. Z kolei w północnym pasie Wysoczyzny Łaskiej, na wschód od Uniejowa, wyróżnia się charakterystyczny ciąg piaszczysto-żwirowych pagórków pomiędzy doliną Warty a okolicami

¹⁸ P. Czubla, *Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne*, Acta Geogr. Lodz., 80, 2001, s. 1–174; Z. Rdzany, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty...*

¹⁹ W. Stankowski, D. Krzyszkowski, *Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina...*; P. Czubla, J. Forysiak, J. Petera-Zganiacz, *Lithological and petrographic features...*, s. 1–8; P. Czubla, J. Forysiak, J. Petera-Zganiacz, M. Grajosek, M. Wiśniewska, *Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów...*

²⁰ M. Załoba, P. Czubla, *Examples of deformation structures...*; Z. Rdzany, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty...*

²¹ P. Kłysz, *Morfogeneza zespołu form marginalnych...*

Ozorkowa. Najbardziej zwarty jest ów zespół w pasie Wilkowice–Woźniki–Pa-rzędzew–Ozorków²².

Przeprowadzona analiza morfometryczna wypukłych form rzeźby warciańskiej na południe od osi pradoliny wykazała występowanie 56 pagórków i wałów na obrzeżeniu kotliny zarówno w jej obrębie, jak i na okalających ją wysoczyznach (ryc. 2). Znacząca ich część (16 form) wykazuje osie morfologiczne zorientowane w przybliżeniu równoleżnikowo. Mniejszy jest udział form ukierunkowanych południkowo (6 form). Długość form waha się od ok. 200 metrów (Wylazłów) do 5 kilometrów (okolice Piotrowa), przy czym 22 spośród nich (39%) mają długość od 1 do 2 kilometrów. Wysokości względne mieszczą się w granicach od niespełna 4 do 31 metrów, wysokość średnia wynosi 13,5 metra. Ich grzbiety najczęściej mają kształt łagodnych garbów i kopuł, rzadziej stoliw. Zarówno po ich północnej, jak i południowej stronie rozciągają się faliste i płaskie powierzchnie wysoczyzn morenowych pokrytych płatami osadów fluwioglacjalnych. Większy pas osadów fluwioglacjalnych przebiega w odległości 3–4 km na południe od wspomnianego ciągu pagórków i wałów, pomiędzy dolinami Neru i Bzury.

Wyraźne urozmaicenie stanowią także doliny rzeczne: Neru, Bełdówki, Pisy, Bzury, przecinające obszar z SE na NW. Osady zlodowacenia warty, występujące na niemal całym obszarze przykryte są utworami rzecznyymi, jeziorno-bagiennymi i eolicznymi.

DYSKUSJA I UWAGI KOŃCOWE

Charakterystyczną cechą analizowanego obszaru położonego na pograniczu Kotliny Kolskiej i sąsiednich terenów – Wysoczyzny Łaskiej i Wysoczyzny Turckiej jest zasadnicza zgodność rzeźby współczesnej z ukształtowaniem podłoża czwartorzędu. Polega ona na tym, że elewacji mezozoiku odpowiadają obszary wysoczyznowe, natomiast rozległemu obniżeniu tej powierzchni, nawet do rzędnych poniżej poziomu morza – forma kotliny na powierzchni terenu. Zróżnicowanie wysokości względnych w podłożu czwartorzędu jest jednak znacznie większe niż w obrębie współczesnej powierzchni topograficznej. Głównymi procesami modelującymi rzeźbę w okresie czwartorzędu były procesy glacialne i fluwialne. Kolejne nasunięcia lądolodów zlodowaceń nidy i sanu oraz odry i warty nie zmieniły zasadniczego pochylenia powierzchni terenu z SE na NW, lecz spowodowały stopniowe zmniejszanie deniwelacji.

Wznoszenie się terenu na S i SE było utrudnieniem w powtarzających się transgresjach lądolodów, co skutkowało zwiększoną akumulacją lodowcową wskutek wzrostu oporów tarcia na przeciwstoku. Przebieg kopalnych obniżeń dolinnych (SE-NW i N-S) był z kolei ułatwieniem transgresji poprzez kanalizowanie strumieniowego ruchu lodu. Niektóre z tych obniżeń zostały praktycznie zasypane, inne – np. południkowe odcinki doliny Warty i Neru – uległy ponow-

²² G. Wasiak, *Północno-zachodnie przedpole...*

nemu odpreparowaniu. Prawdopodobnie wszystkie łądolody erodowały w wielu miejscach bezpośrednio podłoże mezozoiczne. Nawet łądolód warciański, najbardziej „izolowany” od podłoża plejstoceńskimi osadami prewarciańskimi, również taką aktywność wykazał. Potwierdzają to liczne klasty i małe kry glacialne, stanowiące fragmenty skał marglisto-wapiennych i piaskowcowych, wyerodowane z podłoża kredowego, inkorporowane przez łądolód i tkwiące w glinie lodowcowej oraz innych osadach warciańskich.

Obniżenie Kotliny Kolskiej (w wersji kopalnej) stanowiło ułatwienie w wytworzeniu się większego rezerwuaru lodu w czasie recesji zlodowacenia warty. Nagromadzony tutaj lód lodowcowy mógł łatwo podlegać lokalnym, szybkim oscylacjom czy nawet szarżom lodowcowym. Pas stanowisk z zaburzeniami glacictektonicznymi wokół kotliny można interpretować jako rezultat okresowego zwiększania się grubości lodu i jego dynamiki w kotlinie, nawet w okresie jego stagnacji w innych obszarach (lobach).

Od lat 70. ubiegłego stulecia formy analizowanego obszaru były rozpoznawane głównie jako kemy i związane z deglacją arealną (zanikiem powierzchniowym) łądolodu warty. Złożoność ich struktury wewnętrznej dostrzegał m.in. P. Kłysz²³. G. Wasiak²⁴ podkreślał w odniesieniu do pagórków w południowo-wschodniej części obszaru duże znaczenie garbów podłoża w procesie deglacji, które jego zdaniem sprzyjały spękanom równoleżnikowym – równoległym do krawędzi łądolodu. W te inicjalne szczeliny lodowe wciskana była glina lodowcowa od spodu. Ilustracją tego procesu jest gliniasty garb w podłożu wału bardzynieńskiego. Potem nastąpił dalszy rozwój spękań. Dalej na północ w obniżeniu pradoliny leżał już lód pasywny. Takie wyjaśnienie powstawania kemów poprzecznych w stosunku do kierunku ruchu łądolodu (*tranverse kames*) jest odmienne od interpretacji S. Terpiłowskiego²⁵ sytuacji z okolic Gostchorzy na Podlasiu. Autor ów udokumentował tam istotne znaczenie wód roztopowych: subglacialnych i supraglacialnych w wytworzeniu prostopadle biegnących do linii czoła łądolodu zbiorników kemowych: glacialfluwalnych i glacialimicznych. Być może istnieje kilka sposobów powstawania kemów poprzecznych.

Również według T. Krzemińskiego²⁶ opisywana strefa powstała w wyniku deglacji arealnej. Ciąg pagórków glacicogenicznych północnej części Wysoczyzny Łaskiej oraz północno-wschodniej części Wysoczyzny Tureckiej tworzy według tego autora tzw. **strefę niemyśłowską**. Jest to licząc od maksymalnego zasięgu łądolodu warty trzecia strefa zaniku arealnego tego łądolodu. Strefa ta jest wschodnim przedłużeniem **strefy kaliskiej**. Po stronie północnej tej strefy T. Krzemiński dostrzegł pewne ślady aktywności strefy czołowej łądolodu, które

²³ P. Kłysz, *Morfogeneza zespołu form marginalnych...*

²⁴ G. Wasiak, *Północno-zachodnie przedpole...*

²⁵ S. Terpiłowski, *Genesis of the transverse kame trains in eastern Poland*, „Sedimentary Geology” 2007, 193, s. 59–69.

²⁶ T. Krzemiński, *Cechy rozwoju i zaniku łądolodu warciańskiego w środkowej Polsce*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica, 1, 1997, s. 47–65.

określił jako przejawy „trwania więzi z lodem żywym”. Również w północnej strefie rozpadu arealnego G. Wasiak dostrzegał ślady aktywności lodu żywego.

Ponowna analiza rzeźby i budowy geologicznej obszaru wskazuje na skomplikowany rozwój rzeźby glacialnej. Nastąpił on w zaawansowanej części ustępowania lądolodu warty z obszaru wschodniej Wielkopolski²⁷, nazwanej roboczo subfazą bzury. Poprzedziła ona wcześniejsze, niemniej skomplikowane etapy deglacjacji w zasięgu lobu południowowielkopolskiego (subfazy dobrzynki i neru). Subfaza bzury jest odpowiednikiem wiekowym strefy kalisko-niemysławskiej.

Należy zauważyć, że obecny stan wiedzy nie daje jednoznacznych podstaw do określenia wypukłych form rzeźby jako skutku jedynie deglacjacji arealnej. Trzeba dostrzec ważne znaczenie oscylacji czy nawet szarzy lobu lodowcowego zajmującego obniżenie pradoliny Bzury–Neru, a w szczególności jej kotlinowate rozszerzenie. Liczne przesłanki, wskazujące na okresowe uaktywnianie się lobu wypełniającego Kotlinę Kolską i częściowo Kotlinę Sieradzką oraz sąsiednie obszary wysoczyznowe pozwalają przypisać duże znaczenie procesom lodu aktywnego, a nie tylko deglacjacji arealnej. Wcześniejsze sugestie o dużym znaczeniu dynamicznych procesów morfogenetycznych i akumulacji glacialnej związanych z lądolodem transgredującym są w pełni uzasadnione, znajdują swoje potwierdzenie w odsłonięciach osadów zlodowacenia warty w południowej części analizowanego obszaru, szczególnie w sąsiedztwie zbiornika Jeziorsko²⁸.

Trzeba jednak podkreślić, że szczegółowa rekonstrukcja zdarzeń glacialnych, zawierająca np. określenia długości trwania poszczególnych oscylacji (kilka lat – kilkaset lat?), czy ich szczegółowego zasięgu, jest sprawą badań w przyszłości. Dalsze badania na tym obszarze byłyby uzasadnione także tym, że mogą wnieść nową wiedzę z zakresu geomorfologii ogólnej, np. dalsze studia nad genezą tzw. kemów poprzecznych mogą ustalić nowe dane do teorii wyjaśniającej genezę kemów i specyfikę różnych odmian deglacjacji.

W czasie zlodowacenia wisły – ostatniego na ziemiach polskich – lądolód skandynawski dotarł do północno-wschodniej części Kotliny Kolskiej i nie wywierał bezpośredniego wpływu na formy zlodowacenia warty opisywanego terenu. Warciańska rzeźba glacialna podlegała ewolucji głównie pod wpływem procesów fluwialnych, eolicznych, mrozowych, a w holocenie – działalności człowieka.

²⁷ Z. Rdzany, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty...*

²⁸ H. Klatkova, M. Załoba, *Kształtowanie budowy geologicznej...*, s. 33–44; M. Załoba, *Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prosnę*, Acta Geogr. Lodz., 71, 1996, s. 275–288; tenże, *Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacialno-tektonicznych w Pagórkach Warciańskich*, Acta Geogr. Lodz., 72, 1996, s. 153–210; Z. Rdzany, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty...*

Bibliografia

- Baliński W., *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Lutomiersk*, PIG, Warszawa 1992.
- Baliński W., *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Lutomiersk*, PIG, Warszawa 1990.
- Ber A., *Mapa glacictektoniczna Polski 1: 1 000 000*, PIG, Warszawa 2006.
- Czubla P., *Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne*, Acta Geogr. Lodz., 80, [Łódź] 2001.
- Czubla P., Forsysiak J., Petera-Zganiacz J., *Lithological and petrographic features of till in the Koźmin region and their value for stratigraphical interpretation of glacial Lake Koźmin deposits, Central Poland*, „Geologija”, 52, 2010.
- Czubla P., Forsysiak J., Petera-Zganiacz J., Grajoszek M., Wiśniewska M., *Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów czwartorzędowych w dolinie Warty (stanowisko Koźmin-Północ)*, Przegl. Geol., 61 (2), 2013.
- Czyż J., Forsysiak J., Kamiński J., Klatkowa H., *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Dobra*, PIG, Warszawa 2008.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J., *Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1: 1 000 000*, Ministerstwo Środowiska i Państwowy Instytut Geologiczny, Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa 2002.
- Domosławska M. D., *Szczegółowa mapa geologiczna 1: 50 000. Arkusz Łęczycza*, IG, Warszawa 1960.
- Dutkiewicz L., *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Parzęczew*, PIG, Warszawa 1992.
- Dutkiewicz L., *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Parzęczew*, PIG, Warszawa 1992.
- Dylikowa A., *Geografia Polski. Krainy geograficzne*, PZWS, Warszawa 1973.
- Dzieduszyńska D., Kittel P., *Basen uniejowski – historia i stan badań paleogeograficznych w Uniwersytecie Łódzkim*, „Biuletyn Uniejowski” 2012, t. 1.
- Forsysiak J., Kamiński J., *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Uniejów*, PIG, Warszawa 2011.
- Jewtuchowicz S., *Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą*, Prace Geogr. IG PAN, 62, [Warszawa] 1967.
- Karnkowski P., *Wgłębne przekroje geologiczne przez Niż Polski*, WG, Warszawa 1980.
- Klatkowa H., Załoba M., *Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*, red. W. Stankowski, Inst. Badań Czwartorzędu Uniw. A. Mickiewicza, [Poznań] 1991.
- Klatkowa H., Załoba M., *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Warta*, PIG, Warszawa 1992.
- Kłysz P., *Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kolem a Turkiem*, Prace Uniw. A. Mickiewicza, Ser. Geogr., 23, [Poznań] 1981.
- Kobojek E., *Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję*, Rozprawy habilitacyjne Uniwersytetu Łódzkiego, Wyd. UŁ, Łódź 2009.
- Kobojek E., *Położenie fizycznogeograficzne miasta i gminy Uniejów*, „Biuletyn Uniejowski” 2012, t. 1.
- Kondracki J., *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa 2001.
- Krzemiński T., *Cechy rozwoju i zaniku łądłodu warciańskiego w środkowej Polsce*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phisica, 1, 1997.

- Petera-Zganiacz J., Forsyśkiak J., *Historia rozwoju doliny Warty w basenie uniejowskim*, „Biuletyn Uniejowski” 2012, t. 1.
- Rdzany Z., *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim*, Rozprawy habilitacyjne Uniwersytetu Łódzkiego, Wyd. UŁ, Łódź 2009.
- Sokołowski S., *Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-łódzkiego*, Prace IG, 50, [Warszawa] 1966.
- Stankowski W., Krzyszkowski D., *Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Konin–Turek*, red. W. Stankowski, Poznań 1991.
- Szmidt A., *Wpływ podłoża na rzeźbę i osady czwartorzędu na obszarze województwa łódzkiego w świetle wybranych metod GIS*, maszynopis pracy doktorskiej, Katedra Geografii Fizycznej WNG UŁ, Łódź 2012.
- Terpiłowski S., *Genesis of the transverse kame trains in eastern Poland*, „Sedimentary Geology”, 193, 2007.
- Trzmiel B., *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Turek*, PIG, Warszawa 1996.
- Wasiak G., *Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lądolodu warty*, Acta Geogr. Lodz., 41, 1979.
- Wiśniewski E., *The problem of outflow from the ice-dammed lake in the Warsaw Basin during the Leszno phase*, Prace Geogr., 189, 2003.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., *The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage trough the Warsaw-Berlin-Pradolina at the last ice-sheet maximum*, Z. Geomorph., N.F. Suppl., -Bd., 95, Berlin–Stuttgart 1994.
- Załoba M., *Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prosnycy*, Acta Geogr. Lodz., 71, 1996, s. 275–288.
- Załoba M., *Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacitektonicznych w Pagórkach Warciańskich*, Acta Geogr. Lodz., 72, 1996, s. 153–210.
- Załoba M., Czubla P., *Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów basin and the eastern part of the Turek Plateau*, Acta Geogr. Lodz., 68, 1995, s. 197–212.

THE ROLE OF GLACIAL PROCESSES IN LANDSCAPE EVOLUTION OF THE SOUTH MARGIN OF THE KOŁO BASIN (CENTRAL POLAND)

Summary

The article analyses the southern part of the expansion of the Bzura–Ner Spillway (Bzura–Ner Pradolina), called the Koło Basin as well as neighbouring areas of the Łask Upland Plain and the Turek Upland Plain. The purpose of the study was to present the role of Pleistocene glaciations, especially the Warta Glaciation and, in particular, their role in the evolution of land relief in this area. It was noted that morphological activity of continental glaciers depended on morphology, lithology and dynamics of the bedrock. Special attention was paid to effects characteristic of the transgression and disappearance of the Warta ice sheet. A survey of geological and geomorphological literature, analyses of archival data, mainly the accounts of geological drillings as well as results of geomorphological and palaeogeomorphological research constitute the basis for the presented data and views.

It was found that successive continental glaciers had reduced height differences of the Pleistocene bedrock without obliterating the main forms in the area. Despite the genetic diversity of forms, postglacial forms and sediments – which emerged during the glaciation of the Warta

(the last glaciation in this area) – play a predominant part in the described area. The features of glacial tills and fluvioglacial and limnoglacial sediments which form Wartian mounds, hills, and ridges prove that at the end of the Warta glaciation, during deglaciation (in the Bzura sub-phase), the dynamics of glacial processes was intensified. Accumulation of ice in the lower part of the current Koło Basin was conducive to increased dynamics of the ice lobe through oscillations and, possibly, through glacial surges. However, activity of the ice sheet edge has been blurred as a result of areal deglaciation, which is documented by numerous kames – the most widespread convex glacial forms in the area.