

Zastoisko zbąszyńsko-nowosolskie

Andrzej Kraiński*

Zbąszyń–Nowa Sól Ice–marginal lake. *Prz. Geol.*, 50: 698–700.

Summary. Ice–marginal deposits are characterised both by their specific geological structure and large extent. They can be used as correlation levels because of the horizontal layout of the top surface. The described Zbąszyń–Nowa Sól ice–marginal lake is situated between two ice–marginal valleys (Warsaw–Berlin Ice Marginal and Głogów–Baruth Ice Marginal Valleys), near the bight of the river Odra to the north from Nowa Sól and further north up to Międzyrzecz. Ice–marginal deposits are represented by clays and silts. Some organic deposits dated from the Eemian Interglacial can be locally found in the base of the deposit. Hence, the age of the ice–marginal should be linked with the end of the North Polish Glaciation up to maximum ice–sheet expansion of the Vistulian Glaciation (GIVmax).

Key words: ice–marginal lake, Vistulian, West Wielkopolska

Do istotnych elementów budowy geologicznej obszarów obejmowanych transgresjami lądolodów należą jeziora pro- oraz ekstraplacialne. Typowymi osadami są w nich mułki, a także ility warwowe. Znalazło to odbicie w literaturze, np. Lindner (1971, 1978, 1984), Lindner, i in., (1982), Kozłowska (1982), Różycki (1972, 1978), Pożaryski & Mojski (1987), Makowska (1986) i Drozdowski (1980). Niektóre z zastoisk weszły do kanonu tej problematyki, jak choćby zastoisko Dolnej Nidy, koniecpolskie (Czarnik, 1966), czy też najbardziej znane zastoisko warszawskie (Różycki, 1967; Merta, 1978).

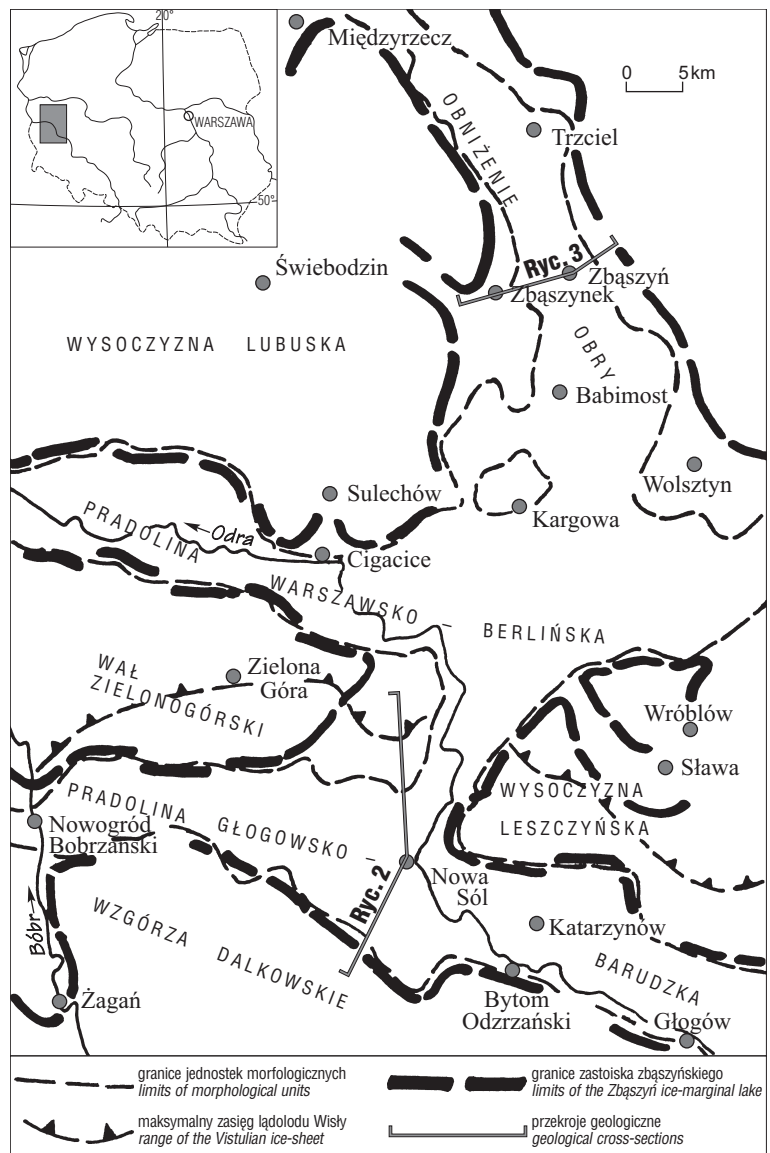
W pracy tej nie rozważano problemu genezy osadów (Merta, 1986, 1991; Gruszka & Zieliński, 1993), ale zasygnalizowano występowanie osadów zastoiskowych na stosunkowo dużym obszarze o słabo rozpoznanej w sensie stratygraficznym budowie geologicznej.

W dużych zastoiskach obserwuje się charakterystyczny, niemal poziomy układ warstw, przy stosunkowo niewielkich deformacjach, jak też rozcięcia erozyjne. Pozwala to traktować zastoiskowe osady jako poziomy korelacyjne, tym bardziej, że są one stosunkowo łatwe do identyfikacji, zarówno w badaniach terenowych, jak i podczas analizy profili archiwalnych.

Autor jest zdania, że zastoisko zbąszyńsko-nowosolskie swoim zasięgiem obejmuje obszar dwóch Pradolini (Warszawsko-Berlińskiej i Głogowsko-Barudzkiej) wraz z ich otoczeniem (ryc. 1). Bardzo prawdopodobna rozciągłość osadów zastoiskowych w linii N–S wynosi co najmniej 90 km. Granicę południową stanowią Wzgórza Dalkowskie z rejonem Głogowa włącznie (Kotowski & Kraiński, 1997d). Natomiast granica północna przebiega nieco na północ od Międzyrzecza. Miąższość osadów zastoiskowych jest znaczna i lokalnie przekracza nawet 40 m. Pomimo tak znacznych rozmiarów osady te nie były dotychczas opisywane

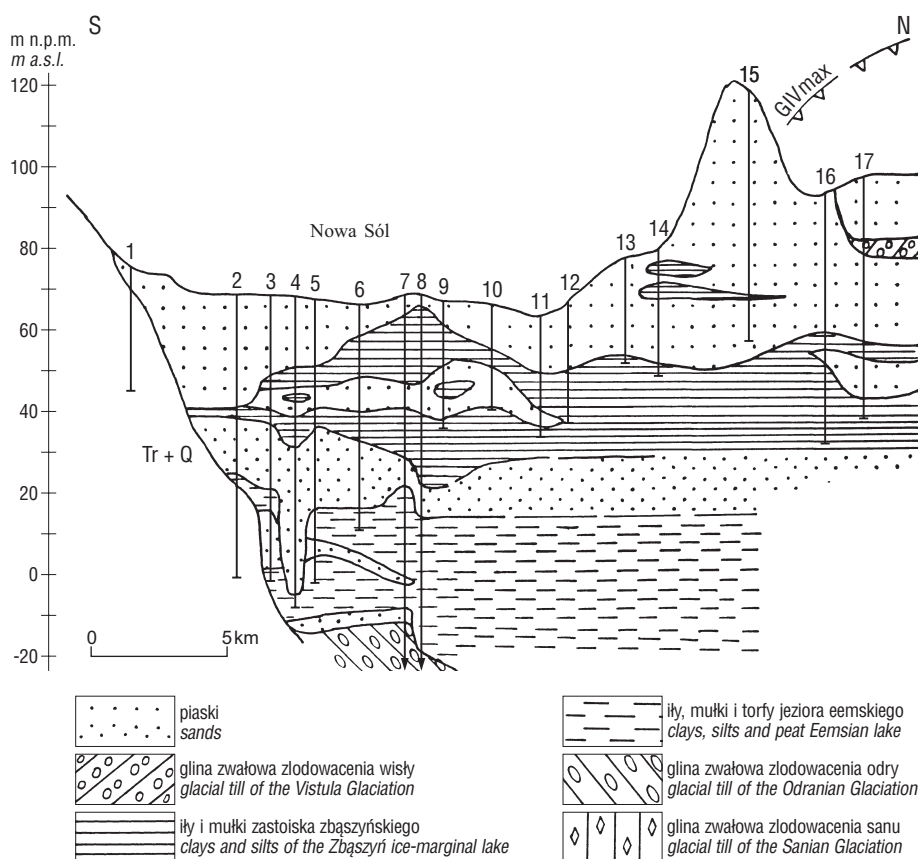
(np. Lindner i in., 1995; Dąbrowski, 1990; Stanisławczyk, 1975).

W Pradolinie Głogowsko-Barudzkiej w spągu ilów i mułków zastoiskowych spotyka się osady organiczne (Kraiński, 1987), które w Katarzynowie zostały opracowa-



Ryc. 1. Mapa sytuacyjna
Fig. 1. Situation map

*Uniwersytet Zielonogórski, Instytut Budownictwa, ul. Podgórna 50, 65-246 Zielona Góra



Ryc. 2. Przekrój geologiczny w okolicach Nowej Soli
Fig. 2. Geological section of the area of Nowa Sól

ne palinologicznie, z datowaniem na interglacjał eemski (Kuszell & Szałajdewicz, 1997). Osady interglacialne są oddzielone od zastoiskowych 10–20 metrowej miąższości warstwą piasków. Lokalnie (ryc. 2) strop osadów eemskich jest rozcięty na głębokość sięgającą 25 m (do rzędnej –10 m n.p.m.).

Sumaryczna miąższość zastoiskowych mułków i iłów w rejonie Nowej Soli dochodzi do 40 m. Są one wyraźnie dwudzielne. Warstwa je rozdzielająca (piaski drobne i piaski pylaste) jest jednak nieciągła, a maksymalna jej miąższość osiąga 10 m.

Powierzchnia stropowa serii zastoiskowej wykazuje znaczne różnicowanie w przedziale rzędnych od 40 do 65 m n.p.m. Jest to wynik erozji, która rozwinęła się w czasie deglacjacji lądolodu Wisły (szczególnie w strefach przykrawędziowych pradoliny), czego dowodem są występujące w stropie mułków żwiru z otoczkami (np. profile 2–5 na ryc. 2). Profile natomiast 7–9 (ryc. 2) mogą wskazywać na zaburzenia glicitektoniczne.

Dolina Odry w południku Nowej Soli dzieli Pradolinę Głogowsko-Barudzką na dwie części, wschodnią i zachodnią. W części zachodniej mułki i iły zastoiskowe stanowią ponad 50% ogółu osadów (Kotowski & Kraiński, 1995a, 1997a, 1997b), a ich spąg jest położony na rzędnej ok. 20 m n.p.m. W części wschodniej osady zastoiskowe występują jedynie fragmentarycznie (szczególnie przy południowej granicy pradoliny), np. w Głogowie (Kotowski & Kraiński, 1995b, 1997c, 1997d).

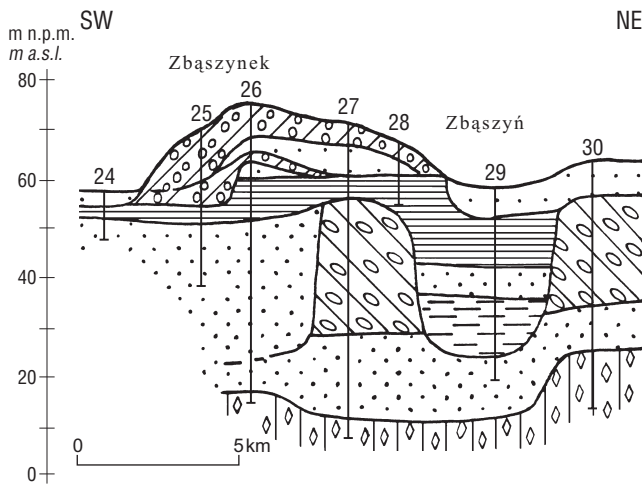
Osady, które można korelować z zastoiskiem zbąszyńsko-nowosolskim, występują również na zachód od doliny Bobru, np. w Nowogrodzie Bobrzańskim, a

nawet w dolinie Bobru po Żagań (ryc. 1). W tym rejonie występują jedynie w postaci szczątkowej, zostały bowiem w znacznej mierze zerodowane.

Budowa geologiczna Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej została opisana m.in. przez Stanisławczyka (1975), który jednak nie wydzielił omawianych tu osadów. Iły i mułki zastoiskowe występują jedynie fragmentarycznie w sąsiedztwie granic pradoliny, np. w Cigacicach oraz w Krośnie Odrzańskim. W większości zostały one usunięte przez późniejszą erozję podczas deglacjacji lądolodu Wisły i w trakcie kształtowania się doliny Odry.

Osady zastoiskowe zostały również zerodowane w przełomie Odry przez Wał Zielonogórski i Wysoczyznę Leszczyńską (ryc. 1). Poza przełomem Odry natomiast, zarówno po stronie zachodniej (ryc. 2), jak i wschodniej (np. Wróblów, Sława), osady związane z zastoiskiem zbąszyńsko-nowosolskim występują, np. we Wróblowie mułki zastoiskowe mają miąższość 8 m (rzędne 44,6–52,6 m n.p.m.). W spągu mułków występuje 3,5 metrowej miąższości warstwa torfu, która może być odpowiednikiem osadów eemskich udokumentowanych w Katarzynowie (Kuszell & Szałajdewicz, 1997).

Obniżenie Obry, którego fragment obejmuje północną część omawianego zastoiska (ryc. 1), posiada podobną budowę geologiczną (ryc. 3) jak opisano wcześniej dla Nowej Soli (ryc. 2). Jednak w tym przypadku brak jest osadów organicznych udokumentowanych palinologicznie, które można korelować z interglacjałem eemskim (profil 29, ryc. 2). Miąższości osadów w rejonie Zbąszynia są znacznie mniejsze, mułki, które można ewentualnie uznać za interglacialne mają 10–12 m, a mułki zastoiskowe



Ryc. 3. Przekrój geologiczny Zbąszyń-Zbąszynek. Objaśnienia na ryc. 2

Fig. 3. Geological section along Zbąszyń-Zbąszynek line. Descriptions in fig. 2

osiągają do 20 m. Występuje również seria je rozdzielająca — jest ona zbudowana głównie z piasków pylastych o miąższości 5–6 m. Charakterystyczne jest, że mułki zastoiskowe są tu przykryte glinami zwałowymi (ryc. 3), które są zaliczane do zlodowacenia Wisły.

Przedstawione w pracy materiały nie rozwiązują jednoznacznie postawionej tezy, tak o jedności zastoiska (część północna: obniżenie Obry, Pradolina Warszawsko-Berlińska, część południowa: Pradolina Głogowsko-Barudzka) jak i jego zasięgu. Zaskakująca jest duża zbieżność zarysu zastoiska z dzisiejszą siecią dolin. Fakt ten może być oczywisty jedynie dla fragmentów położonych na przedpolu zasięgu lądolodu Wisły.

Rozmycie osadów zastoiskowych na dużym obszarze, zarówno w obniżeniu obrzańskim (do 10 m i rzędnej 50 m n.p.m.) jak i w obu pradolinach (do 25 m i rzędnej 40 m n.p.m.) nastąpiło przed akumulacją serii sandrowej związanej z glacyfrazą leszczyńską. Wskazanie bazy erozyjnej wymaga rozszerzonych studiów paleogeograficznych.

Znaczne różnice w położeniu hipsometrycznym powierzchni osadów zastoiskowych (Głogów, Bytom 0., Nowa Sól — Kotowski & Kraiński, 1997b, 1997c, 1997d) częściowo wynikają z ruchów neotektonicznych związanych z uskokiem północnodrzańskim (Markiewicz & Kraiński, 2002).

Literatura

- CZARNIK J. 1966 — Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpola. *Acta Geol. Pol.*, 16: 379–400.
- DĄBROWSKI S. 1990 — Hydrogeologia i warunki ochrony wód podziemnych Wielkopolskiej Doliny Kopalnej. Wyd. SGGW-AR Warszawa.
- DROZDOWSKI E. 1980 — Chronostratigraphy of the Vistulian glaciation on the Lower Vistula River. *Quater. Stud. Pol.*, 1: 13–20.
- GRUSZKA B. & ZIELIŃSKI T. 1993 — Poligeneza cykliczności osadów glacialimicznych. *Prz. Geol.*, 41: 330–334.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1995a — Budowa geologiczna depresji glacitektonicznych Nowej Soli i Bytomia Odrzańskiego. VIII-th Glacitectonics Symposium. Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra: 117–136.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1995b — Zjawiska glacitektoniczne w północnej krawędzi depresji glacitektonicznej Bytomia Odrzańskiego. VIII-th Glacitectonics Symposium. Wyd. Uczel. WSI, Zielona Góra: 137–150.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1995c — Uwagi o występowaniu paleozoicznej kry glacialnej w okolicy Głogowa. VIII-th Glacitectonics Symp. Wyd. Uczel. WSI Zielona Góra: 151–158.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1997a — Warunki sedymentacji w początkowym okresie istnienia depresji glacitektonicznej Nowej Soli. *Z. Nauk. Polit. Zielonogórskiej*, 113: 25–36.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1997b — Budowa geologiczna obejścia drogowego Nowej Soli. *Z. Nauk. Polit. Zielonogórskiej*, 113: 75–84.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1997c — Iły zastoiskowe rejonu Bytomia Odrzańskiego. *Z. Nauk., Polit. Zielonogórskiej*, 113: 63–74.
- KOTOWSKI J. & KRAIŃSKI A. 1997d — Zarys budowy geologicznej zastoiska Głogowa. *Z. Nauk. Polit. Zielonogórskiej*, 113: 87–98.
- KOZŁOWSKA M. 1982 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia Pojezierza Myśliborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, t. 337. Warszawa: 51–114.
- KRAIŃSKI A. 1987 — Osady organiczne interglacjalnego eemskiego w rejonie zielonogórskim. [W:] *Geologia i geotechnika na usługach budownictwa*. Geoprojekt Warszawa: 83–88.
- KUSZELL T. & SZAŁAJDEWICZ J. 1997 — Stanowisko interglacjalnego eemskiego w Katarzynowie koło Bytomia Odrzańskiego. VI Konf. Stratygrafii plejstocenu Polski. Kamieniec Żąbkowski: 181–183.
- LINDNER L. 1971 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 35. Warszawa: 1–113.
- LIDNER L. 1978 — Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części rejonu świętokrzyskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 479–508.
- LINDNER L. 1984 — An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Pol.*, 34: 27–49.
- LINDNER L., DZIERŻEK J., LAMPARSKI Z., MARKS L. & NITYCHORUK J. 1995 — Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie. *Prz. Geol.*, 43: 586–600.
- LINDNER L., LAMPARSKI Z. & DĄBROWSKI S. 1982 — River valleys of the Mazovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, 32: 179–190.
- MAKOWSKA A. 1986 — Morza plejstocenijskie w Polsce — osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120: 1–74.
- MARKIEWICZ A. & KRAIŃSKI A. 2002 — Neotektoniczna reaktywacja struktur halotektonicznych a zaburzenia glacitektoniczne w strefach marginalnych europejskich zlodowaceń plejstocenijskich na przykładzie Wzgórz Dalkowskich (SW Polska). *Z. Nauk. Uniwersytetu Zielonogórskiego*, 129: 123–142.
- MERTA T. 1978 — Extraglacial varved deposits of the Warsaw ice-dammed lake (Younger Pleistocene), Mazovian Lowland, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, 28: 241–272.
- MERTA T. 1986 — Varve sedimentation in extraglacial ice-dammed lakes. *Acta Geol. Pol.*, 36: 325–336.
- MERTA T. 1991 — A new, universal method of thin-section-to-sieve transformation of granulometric data. *Acta Geol. Pol.*, 41: 117–148.
- POŻARYSKI W. & MOJSKI J.E. 1987 — Plejstocen przełomu Wisły Środkowej w świetle nowej stratygrafii czwartorzędu. *Prz. Geol.*, 35: 117–123.
- RÓŻYCKI S. Z. 1972 — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN.
- RÓŻYCKI S. Z. 1978 — Od „Mocht” do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 445–478.
- STANISŁAWCZYK J. 1975 — Budowa geologiczna pradolin Warszawsko-Berlińskiej w obrębie województwa zielonogórskiego. *Z. Nauk. WSI Zielona Góra*, 29: 67–90.