

Andrzej Ber*

GENEZA JEZIORA WIGRY W NAWIĄZANIU
DO STRUKTUR GŁĘBOKIEGO PODŁOŻA

The origin of Lake Wigry in connection to
the deep basement structures

Abstract: Lake Wigry and its surroundings were undoubtedly shaped by the neotectonics connected with the structural plan of the old basement and activated by particular Pleistocene ice sheets along parallel and meridional relaxed and fractured zones. Parallel and meridional faults activated during Pleistocene as a result of glacioisostasy (loading of advancing continental glaciers) marked present surface as blocks. The present surface of Lake Wigry's surroundings was mainly created by the accumulation and deforming (glaciotectionic) action of the Vistulian (Weichselian) ice sheet during its advance and then deglaciation.

Based on the interpretation of photolineaments and morpholineaments in this area, several nearly meridional (NNW-SSE, NNE-SSW), and six (1–6) parallel (E-W) or close to parallel (ENE-WSW) fault zones can be distinguished. In addition, NW-SE and NE-SW directions can be observed. The Northern Basin (Northern Płosa) and the Central Basin (Middle Płosa) located between 2–3 and 3–4 parallel morpholineament zones have kettle holes origin with tectonic structures and glacial-erosional influences. However, the origin of the southern part of Lake Wigry (Southern Płosa) is connected with the tectonic influences, erosional and deformat activity of the Vistulian ice sheet. The present Lake Wigry was formed in the Late Pleistocene due to the melting of the dead ice blocks filled particular basins (płosa).

Key words: Lake Wigry, origin, basins, morpholineaments, tectonic structures, tectonic blocks, deep basement.

Słowa kluczowe: jezioro Wigry, płosa, geneza, morfolineamenty, struktury tektoniczne, bloki tektoniczne, głębokie podłoże.

* Państwowy Instytut Geologiczny e-mail: andrzej.ber@pgi.gov.pl

Wstęp

Jezioro Wigry o powierzchni 21,7 km² i maksymalnej głębokości 73 m, położone w południowej części Pojezierza Wschodniosuwalskiego i północnej części Równiny Augustowskiej zajmuje centralną część Wigierskiego Parku Narodowego (WPN) (ryc. 1). W otoczeniu głównego akwenu występuje szereg mniejszych jezior (Pierty, Dowcień, Żubrowo) i jeziorek, które były niegdyś zatokami pra-Wigier i dzięki zatorfieniu miejsc płytszych oddzieliły się od głównego jeziora.

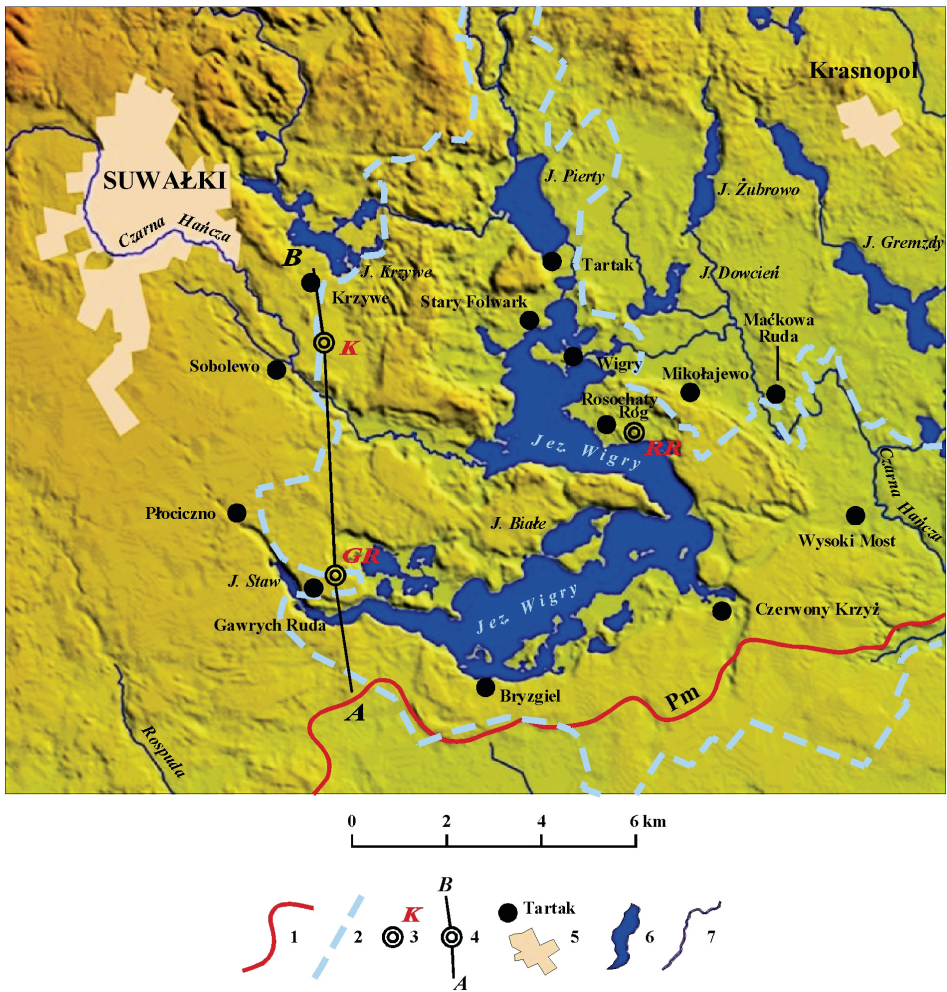
Wigry pod względem genetycznym są jeziorem wytopiskowym z rozległymi, prawie owalnymi zagłębieniami wytopiskowymi – plosami: południowym, środkowym i północnym, które powstały częściowo w wyniku egzaracji lodowcowej uwarunkowanej strukturami tektonicznymi podłoża. W reliefie tego akwenu zaznaczają się również rynny subglacjalne (np. zatoka Wigierki). Największą głębokość ma plosa środkowa (73,0 m). Na terenie plosa północnego, po jego wschodniej stronie znajduje się Półwysep Klasztorny z zespołem poklasztornym kamedułów, zbudowanym na wzgórzu kemowym, które to formy występują licznie w zachodniej części półwyspu. Plosa otoczone są przez moreny czołowe spiętrzone, moreny martwego lodu, tarasy kemowe, kemy i inne formy, tworzące tzw. glacielewacje. Na południe od plosa południowego i wsi Bryzgiel przebiega granica maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły (ryc. 1).

W obrębie Wigierskiego Parku Narodowego (WPN), który stanowi bezpośrednie otoczenie jeziora Wigry (ryc. 1) powierzchnie wysoczyzn polodowcowych stanowią najwyżej wzniesione obszary osiągające wysokości od 150,0 m do 201,4 m n.p.m.

W części południowej i zachodniej otoczenia Wigier występuje sandr suwalsko-augustowski opisany przez Bogackiego (1976) o dość urozmaiconej powierzchni (140–150 m n.p.m). Urozmaicenie wynika z występowania tu form czołowomorenowych i spiętrzonych przykrytych cienką warstwą piasków sandrowych. Wołosowicz (1926) uważał to za dowód na istnienie tzw. „transgresji wigierskiej”, młodszej od maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału leszczyńsko-pomorskiego. Późniejsze badania wykazały, że formy te powstały w okresie regresji lądolodu zlodowacenia Wisły fazy pomorskiej.

Dotychczasowe opracowania tego obszaru dotyczą trzech zagadnień:

- wyników uzyskanych z przeglądowych i szczegółowych kartograficznych prac geologicznych (Ber 1982, 1989, 1998, 2000a);
- stratygrafii czwartorzędu i rozwoju geomorfologicznego obszaru u schyłku plejstocenu (Wołosowicz 1926; Pietkiewicz 1928; Pachucki 1952; Ber 1973, 1974, 1988, 1989, 1998, 1999, 2000 b, 2003; Bogacki 1976; J. Kondracki, S. Pietkiewicz 1967), oraz



Ryc. 1. Jezioro Wigry i jego otoczenie

1 – zasięg lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, 2 – granica Wigierskiego Parku Narodowego (WPN), 3 – wiercenia badawcze: K – Krzywe, RR – Rosochaty Róg, GR – Gawrych Ruda; 4 – linia przekroju geologicznego, 5 – miejscowości, 6 – jeziora, 7 – rzeki.

Fig. 1. Wigry Lake and its surroundings

1 – extent of the continental glacier of the Pomeranian phase of the Vistulian Glaciation, 2 – boundary of the Wigry National Park (WPN), 3 – exploratory drillings: K – Krzywe, RR – Rosochaty Róg, GR – Gawrych Ruda; 4 – line of geological cross-section, 5 – towns and villages, 6 – lakes, 7 – rivers.

- budowy geologicznej starszego podłoża i tektoniki podłoża krystalicznego, ale bez szczególnego uwzględnienia niecki jeziora Wigry i jego okolic (Kubicki, Ryka 1982; Znosko 1973, 1993; Cieśliński, Jaskowiak 1973; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska 1988; Ber, Ryka 1998).

Dawniejsze badania dotyczące osadów wypełniających nieckę jeziora Wigry (Stangenberg 1936; Więckowski 1982; Czeczuga, Gołębiowski 1976) uzupełnione zostały w początkach XXI wieku przez prace: Rudowskiego i in. (2001); Rutkowskiego i in. (2001); Rutkowskiego i in. (2003a); Rutkowskiego i in. (2003b).

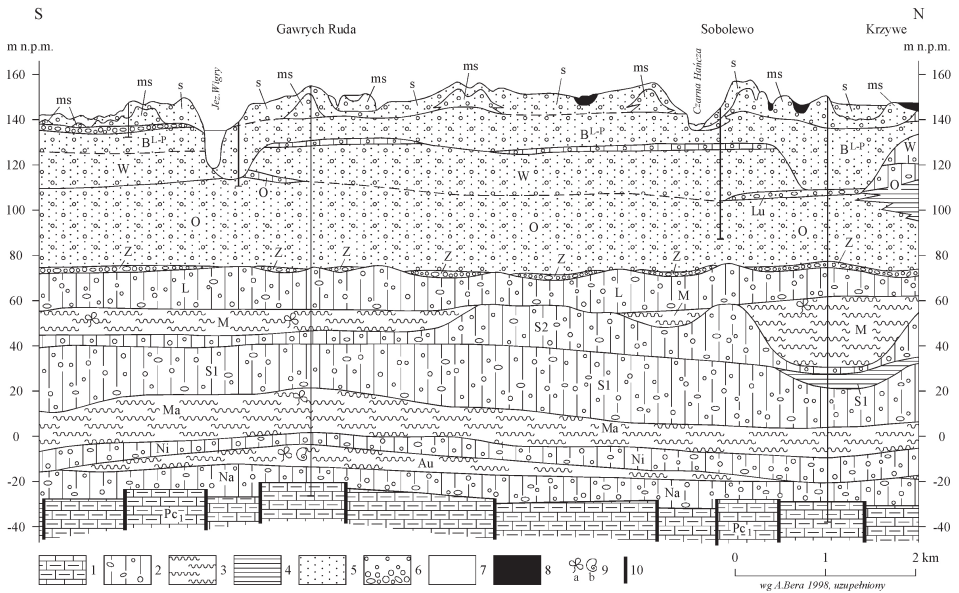
BUDOWA GEOLOGICZNA OBRZEŻENIA I NIECKI JEZIORA WIGRY

Wgłębną budowę geologiczną obrzeżenia jeziora Wigry została poznana dzięki głębokiemu wierceniu poszukiwawczemu wykonanemu w miejscowości Rosochaty Róg, w którym na głębokości 584,9 m osiągnięto prekambryjskie podłoże krystaliczne, zwane także fundamentem krystalicznym, oraz dzięki płytszym (do 200–250 m głębokości) wierceniom badawczym, wykonanym dla potrzeb Szczegółowej mapy geologicznej Polski (SMGP) w skali 1:50 000 arkusz Krasnopol, w miejscowościach Krzywe i Gawrych Ruda (dwukrotnie) (Ber 1998, 2003; ryc. 2).

Podłoże krystaliczne wieku prekambryjskiego tworzą głównie granitognejsy, gnejsy, migmatyty, dioryty i lamprofiry. Skały te przykryte są przez płytkomorskie i morskie osady pokrywy osadowej, tj. triasu dolnego (mułowce z wkładkami mułków, piaskowce, ily, margle i wapienie) o miąższości do 72,5 m; jury środkowej i górnej (wapienie, margle, mułowce, piaskowce, ily i łupki) o miąższości do 128,2 m; kredy górnej (margle z czertami, piaskowce, kreda pisząca, mułowce i piaskowce, piaski glaukonitowe z fosforytami) o miąższości do 154,8 m; paleogenu i neogenu (margle, opoki i gezy glaukonitowe) o miąższości do 98,4 m oraz czwartorzędu (gliny zwałowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe, piaski, mułki i ily zastoiskowe), a ponadto interglacialne piaski i żwiry rzeczne oraz mułkowo-ilasto-torfowe osady jeziorne) o miąższościach od 131,0 m do 250 m (ryc. 2).

Bezpośrednie podłoże osadów czwartorzędowych stanowią osady paleogenu (paleocen dolny – mont), wykształcone w postaci margli, opok i gez glaukonitowych, nawiercone w otworach Rosochaty Róg, Gawrych Ruda i Krzywe. Miąższość tych osadów wynosi od 60 do 102,6 m, a na ich zróżnicowanej hipsometrycznie powierzchni (różnice wysokości do 20–30 m) spoczywają utwory czwartorzędowe podzielone wiekowo na osady plejstocenu i holocenu (Ber 1988, 2003).

Utwory plejstocenijskie w najbliższym otoczeniu jeziora Wigry, o miąższości do 174 m (otw. Gawrych Ruda) różnicują się na osady glacialne, fluwioglacialne i zastoiskowe (gliny zwałowe, piaski i żwiry, ily i mułki zastoiskowe) 8 zlodowaceń: Narwi, Nidy, Sanu 1, Sanu 2, Liwca, Odry, Warty i Wisły oraz na osady



Ryc. 2. Przekrój geologiczny na linii Gawrych Ruda – Krzywe

1 – margle, 2 – gliny zwałowe, 3 – mułki, 4 – ły, 5 – piaski, 6 – żwiry, 7 – namuły, 8 – torfy, 9 – szczątki flory (a) i fauny (b); Pc_1 – paleocen dolny, Na – zlodowacenie Narwi, Au – interglacjał augustowski, Ni – zlodowacenie Nidy, Ma – interglacjał małopolski (?), S1 – zlodowacenie San 1, S2 – zlodowacenie San 2, M – interglacjał mazowiecki, L – zlodowacenie Liwca, Z – interglacjał Zbójna (?), O – zlodowacenie Odry, Lu – interglacjał lubelski, W – zlodowacenie Warty, B^{L-P} – stadiał górny (leszczyńsko-pomorski) zlodowacenia Wisły; ms – morena spiętrzenia, s – sandr.

Fig. 2. Geological cross-section along Gawrych Ruda – Krzywe line

1 – marl, 2 – boulder clay, 3 – silt, 4 – clay, 5 – sand, 6 – gravel, 7 – alluvia, 8 – peat, 9 – remains of flora (a) and fauna (b); Pc_1 – lower Palaeocene, Na – Narew Glaciation, Au – Augustów Interglacial period, Ni – Nida Glaciation, Ma – Malopolian Interglacial period (?), S1 – San Glaciation 1, S2 – San Glaciation 2, M – Mazovian Interglacial period, L – Liwiec Glaciation, Z – Zbójno Interglacial period (?), O – Odra Glaciation, Lu – Lublin Interglacial period, W – Warta Glaciation, B^{L-P} – Upper stadial (Leszno-Pomeranian) of the Vistulian Glaciation; ms – push moraine, s – sandur.

organiczne (jeziorne) lub mineralne (fluwialne) 4 interglacjałów: augustowskiego, małopolskiego (?), mazowieckiego i Zbójna (?) (ryc. 2).

Mięszkość i liczba poziomów glacialnych wzrastają lub maleją w zależności od ukształtowania podłoża podczwartorzędowego. Z obniżeniami tego podłoża związane są wielkie, kopalne i współczesne obniżenia jeziorne, między innymi i poligenetyczne obniżenie jeziora Wigry.

Na ukształtowanie współczesnej powierzchni w otoczeniu jeziora Wigry największy wpływ miały akumulacyjna i zaburzająca działalność łądolodów,

akumulacyjna i erozyjna działalność wód fluwioglacjalnych oraz ukształtowanie i budowa geologiczna starszego podłoża. Mniejszy natomiast wpływ wywarła akumulacyjna działalność wód zastoiskowych.

Powierzchnia obszaru Wigierskiego Parku Narodowego i bezpośredniego otoczenia Wigier ostateczny swój kształt zawdzięcza okresowi transgresji lądolodu stadiału głównego (leszczyńsko-pomorskiego) zlodowacenia Wisły, który zaznaczył się intensywnym zaburzeniem przez lądolód osadów bezpośredniego podłoża przez naciski poziome (dynamiczne) i pionowe (statyczne) (Ber 1987), w wyniku których powstała charakterystyczna dla powierzchni, itd. zachodniej części omawianego obszaru (okolice Bilwinowa), glacitektonika festonowa (leżące na przemian różnej wielkości glacidepresje i glacielewacje) oraz przez nacisk boczny masy lodowej na krawędzie i zbocza obniżen, dolin i wysoczyzn, w wyniku czego powstały formy glacitektoniki krawędziowej (wschodnia część jeziora Wigry, w okolicach Mikołajewa i Rosochatego Rogu oraz Wasilczyków i jeziora Białego).

Wskutek glacitektonicznej działalności ostatniego lądolodu powierzchnię wysoczyzny tworzą różnej wielkości obniżenia wytopiskowe, tzw. glacidepresje. Do największych z nich uwarunkowanych także tektonicznie należy misa wytopiskowa jeziora Wigry, różnicująca się na trzy płaszczyzny, tj. na mniejsze misy wytopiskowe: północne, środkowe i południowe (zachodnie).

Glacielewacje przeważnie są utworzone z powstałych w okresie transgresji lądolodu moren czołowych spiętrzenia, a formy martwego lodu (moreny martwego lodu, kemy itd.) dopiero w okresie deglacjacji lądolodu, tzn. po jego rozpadzie na bryły martwego lodu, nadbudowały zaburzone glacitektonicznie formy czołowomorenowe oraz wypełniły glacidepresje.

W okresie deglacjacji lądolodu zlodowacenia Wisły akumulowane zostały formy martwego lodu, do których należą kemy i moreny martwego lodu znane z okolic Zatoki Wigierki, jezior: Gawarzec i Długiego, okolic Zakątków i Kruszynika, Rosochatego Rogu, Leszczewka i wsi Tartak.

U schyłku plejstocenu zasięg jezior, a szczególnie jeziora, a właściwie jeszcze zastoiska Wigry był większy, o czym świadczą liczne zrównania abrazyjne występujące na północ od jeziora Pierty na wysokości około 170 m n.p.m. Świadczy o tym również zrównana powierzchnia ostańca abrazyjnego, na którym położona jest obecnie wieś Tartak, wyniesiona do wysokości 175 m n.p.m. O tym, że okolice wsi Remieńkiń, Ryżówki i Czerwonego Folwarku były niegdyś dnem pra-Wigier, świadczy nie tylko ich płaska powierzchnia urozmaicona „wyspami” kemowymi, ale i torfowe i mułkowe osady jeziorne budujące tę powierzchnię.

W holocenie spłycaenia w obrębie jeziora i zagłębienia wytopiskowe w jego sąsiedztwie oraz doliny rzeczne (dolina Czarnej Hańczy) uległy zatorfieniu.

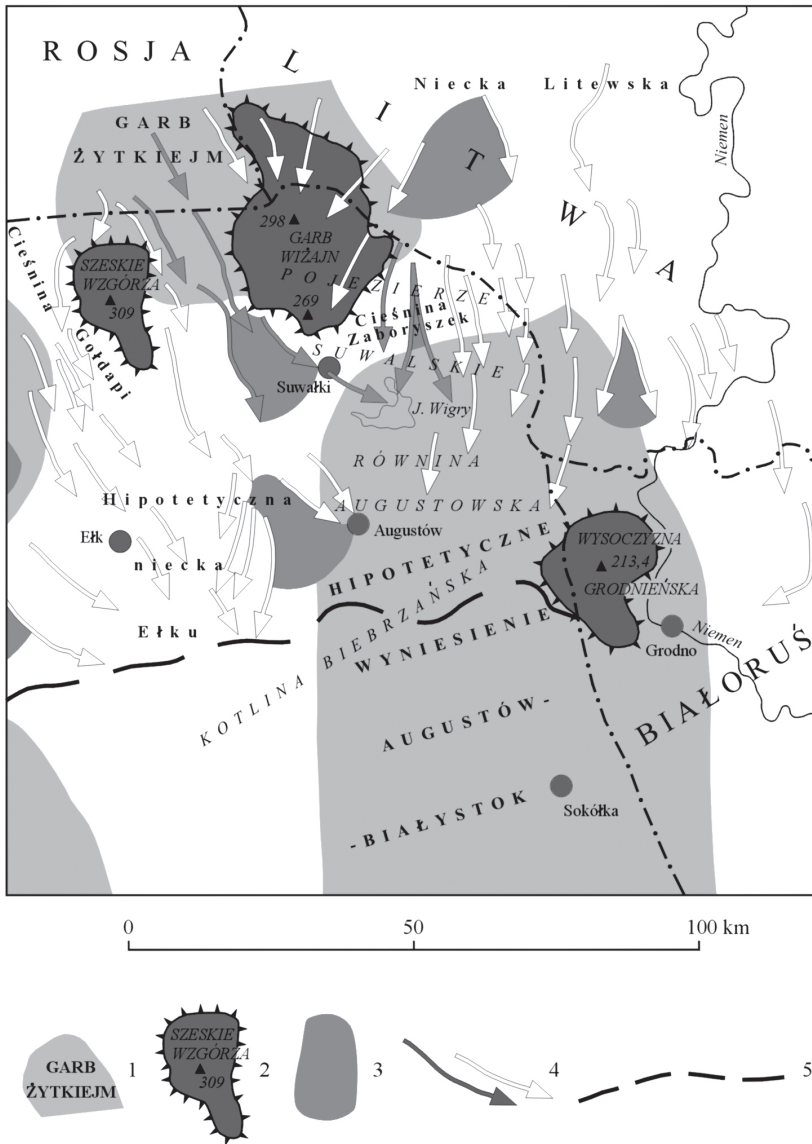
KIERUNKI RUCHU STRUMIENI LODOWYCH ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA WISŁY

Na obszar Garbu Wizajn (Pojezierze Suwalskie) a następnie na obszar objęty akwenem zastoiska pra-Wigier, w okresie transgresji łądolodu zlodowacenia Wisły nasunęły się masy lodowe z dwóch kierunków: NNW i NW oraz NNE i NE, w postaci dwóch strumieni lodowcowych aktywizując uskoki o podobnym przebiegu (Ber 2000a, Morawski 2005) (ryc. 3). Kierunek NNW-SSE lub NW-SE związany z lobem mazurskim zaznaczony jest w kształcie jeziora i we wschodniej linii brzegowej, natomiast kierunek NNE-SSW lub NE-SW związany z lobem litewskim wyznaczają rynny jezior Dowcień i Żubrowo oraz północne i południowe linie brzegowe jeziora. Szczególną aktywnością i zasięgiem wyróżnił się lob mazurski, z którego działalnością związany jest kształt linii brzegowej i krawędziowe strefy zaburzeń glacitektonicznych w okolicach Leszczewa, Cimochowizny, Zatoki Hańczańskiej, Bryzgła i półwyspu Wysoki Węgiel. Północno-wschodnia i zachodnia linia brzegowa kształt swój i zaburzenia glacitektoniczne w okolicach Mikołajewa i Rosochatego Rogu zawdzięcza ladowi litewskiemu (NE-SW).

Kierunki ruchu strumieni lodowych łądolodu zlodowacenia Wisły na Pojezierzu Suwalskim wymuszone zostały przez wyniesienia wysoczyzn polodowcowych o zaburzonej glacitektonicznie budowie wewnętrznej, tzw. glacitektoniczne wyniesienia wyspowe (GWW) (Ber 2007), tj. Wzgórza Szeskie i Garb Wizajn genetycznie związane z głębokim podłożem (ryc. 3). Charakterystycznymi cechami tych form jest dość duża lub duża powierzchnia i wysokość nad poziom morza, kształt zbliżony do owalu, miejscami wydłużonego ku południowi oraz silnie zaburzona glacitektonicznie wewnętrzna budowa.

Wzgórza Szeskie, Garb Wizajn i inne, zaznaczone jako hipotetyczne (ryc. 3) stanowią izolowane wyniesienia (wysoczyzny), zbudowane z zaburzonego miejscami lub całkowicie materiału lodowcowego i wodnolodowcowego, akumulowanego między lobami lodowcowymi (formy interlobowe) w okresach nasunięć łądolodów, lub stanowiły obszary predestynowane tektonicznie (bloki tektoniczne), które w interglacjalach w procesie odprężenia wciśniętych mas skalnych (bloków) wynoszone były ku górze. Dlatego też miały one silny wpływ na zróżnicowanie i kierunki nasuwania się łądolodu zlodowacenia Wisły i jego zróżnicowanie na strumienie lodowe o kierunkach NNW-SSE i NW-SE (lob mazurski) oraz NNE-SSW i NE-SW (lob litewski), które dotarły do niecki pra-Wigier.

Powyższe dane potwierdził Morawski (2005), który przeprowadził analizę kierunków ruchu mas lodowych na podstawie pomiarów śladów spękań (formy szczelinowe) łądolodu zlodowacenia Wisły na arkuszach Filipów i Puńsk SMGP 1:50 000.



Ryc. 3. Kierunki ruchu łańdolu zlodowacenia Wisły w NE Polsce.

1 – dodatnie i ujemne paleostruktury przedarenidzkie (wg Z. Kotańskiego, 1977), 2 – GWW – glacitektoniczne wyniesienia wyspowe, z wysokościami nad poziom morza, 3 – prawdopodobne obszary międzyłobowe, 4 – kierunki nasuwania się łańdolu zlodowacenia Wisły, 5 – linia maksymalnego zasięgu łańdolu zlodowacenia Wisły.

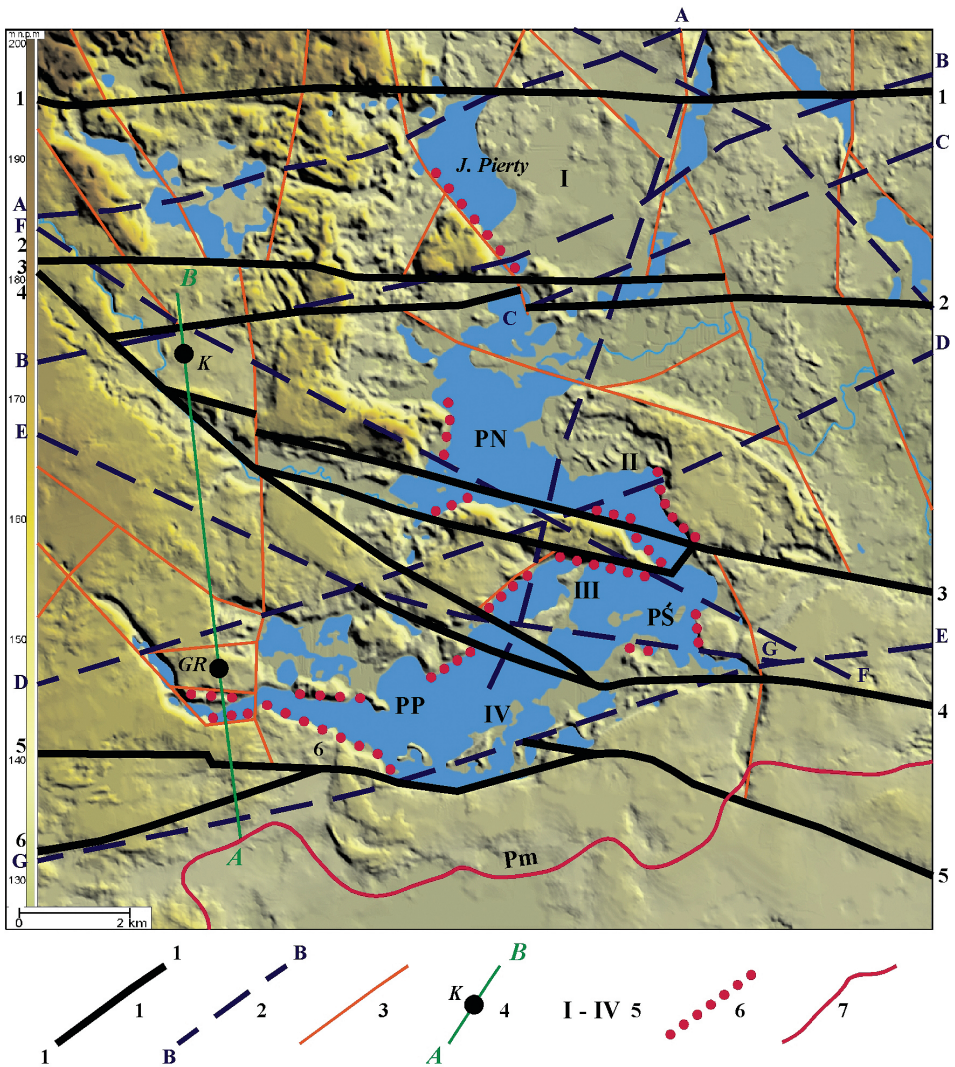
Fig. 3. Directions of ice sheet advance in NE Poland during the Vistulian Glaciation. 1 – positive and negative pre-Arenig paleostructures (after Z. Kotański, 1977), 2 – GWW – glacitectonic island elevations, with altitudes above sea levels, 3 – probable interlobe areas, 4 – directions of the advance of the Vistulian Glaciation, 5 – line of the maximum Vistulian Glaciation ice sheet extent.

ANALIZA POWIERZCHNIOWYCH PRZEJAWÓW WYSTĘPOWANIA STRUKTUR GŁĘBOKIEGO PODŁOŻA

Krystalinik północno-wschodniej Polski objęty jednostką tektoniczną zwaną wyniesieniem mazursko-suwalskim, w obrębie której znajduje się niecka jeziora Wigry, pod względem strukturalnym charakteryzuje się silnie zaznaczoną i zróżnicowaną tektoniką blokową. Poza uskokiami o przebiegu równoleżnikowym i zbliżonym do równoleżnikowego (ENE-WSW) znaczną rolę odgrywają uskoki o przebiegu południkowym i zbliżonym do południkowego (WNW-SSE i NNE-SSW) (ryc. 4). Występowanie bloków tektonicznych oddzielonych południkowo i równoleżnikowo przebiegającymi uskokiami powodowało, że krystalinik w obrębie północno-wschodniej Polski, a więc i w obszarze otoczenia Wigier wykazywał dość zróżnicowaną ruchliwość tektoniczną, aktywizowaną szczególnie przez naciski pionowe nasuwających się kolejnych lądolodów. Zaznaczyły się one między innymi w wysokościach i stromiźnie brzegów jeziora, jak i w rozprzestrzenieniu i miąższościach osadów. W obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego, a więc i w obszarze jeziora Wigry wśród poszczególnych bloków tektonicznych przeważały tendencje wznoszące, co miało wpływ na egzaracyjną i erozyjną działalność lądolodu oraz wywarło decydujący wpływ na ukształtowanie współczesnej powierzchni.

Płosa jeziora Wigry i łączące je rynny przebiegiem swoim i kształtem nawiązują do struktur tektonicznych podłoża krystalicznego. Analiza szczegółowych kartograficznych materiałów geologicznych (Ber 1998) i geomorfologicznych (Ber 1999, 2000b, 2007); map fundamentu krystalicznego (Kubicki, Ryka 1982); miąższości pokrywy osadowej, map grawimetrycznych, przebiegu fotolineamentów (Doktór i in. 1990; Graniczny 1998); ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (Ber 1998), a szczególnie analizy kierunków współczesnej powierzchni obszaru otoczenia Wigier (modele DEM), wykazała wyraźny wpływ tektoniki starszego podłoża na ukształtowanie współczesnej powierzchni łącznie z otoczeniem i akwenem jeziora Wigry.

Analiza fotolineamentów (Doktór i in. 1990) otoczenia jeziora Wigry wraz z jeziorem Pierty wykazała obecność czterech stref zluźnień (A-A, B-B, C-C, D-D) o kierunkach jedynie zbliżonych do równoleżnikowego (ENE-WSW), dwóch stref uskokowych (E-E i F-F) o kierunkach zbliżonych prawie do południkowego (NE-SW) oraz jednej strefy (G-G) o kierunku NW-SE (ryc. 4). Przecinające się równoleżnikowe i południkowe strefy dyslokacyjne wyznaczają jednocześnie granice bloków, w obrębie których znajdują się poszczególne obszary otoczenia i samego jeziora Wigry. W otoczeniu jeziora Wigry występują 4 duże bloki tektoniczne o zróżnicowanej ruchliwości, które w plejstocenie przejawiały zdecydowanie tendencje wznoszące i obniżające (wciskanie mas



Ryc. 4. Morfolineamenty i hipotetyczne bloki tektoniczne otoczenia jeziora Wigry
 1 – główne (pierwszego rzędu) morfolineamenty, 2 – fotolineamenty wg Doktora i in. (1990), 3 – morfolineamenty drugiego rzędu, 4 – linia przekroju geologicznego, 5 – I-IV – główne, hipotetyczne bloki tektoniczne, 6 – brzegi jeziora podniesione neotektonicznie, 7 – linia maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, 8 – plosa Wigier: PN – plosa północne, PŚ – plosa środkowe, PP – plosa południowe (zachodnie).
Fig. 4. Morpholineaments and hypothetical tectonic blocks in Lake Wigry surroundings. 1 – major (primary) morpholineaments, 2 – photolineaments according to Doktor et al. (1990), 3 – secondary morpholineaments, 4 – line of geological cross-section, 5 – I-IV – main, hypothetical tectonic blocks, 6 – notectonically elevated lakeshore, 7 – line of maximum ice sheet extent during the Pomeranian phase of the Vistulian Glaciation. 8 – Lake Wigry basins (plosa): PN – northern plosa, PŚ – central plosa, PP – southern plosa (western).

skalnych przez transgredujące lądolody i ich odprężanie – podnoszenie się w okresach międzylodowcowych).

Z kolei analiza materiałów uzyskanych z prac kartograficznych i wiertniczych nad SMGP 1:50 000 ark. Krasnopol (Ber 2000b), a szczególnie analizy kierunków współczesnej powierzchni obszaru opartej na modelu DEM potwierdza w zasadzie w/w obserwacje i występowanie na omawianym obszarze czterech stref dyslokacji, ale o kierunkach zdecydowanie równoleżnikowych (dyslokacje 1, 2 i 4) (E-W) lub zbliżonych do równoleżnikowych (ENE-WSW), oraz szeregu uskoków o kierunkach prawie południkowych, głównie NNW-SSE i NNE-SSW lub zbliżonych do południkowego (NW-SE, NE-SW). Pomiędzy dyslokacjami głównymi (1, 2, 3 i 4) występuje szereg równoleżnikowych i prawie równoleżnikowych oraz prawie południkowych dyslokacji, które dzielą główne bloki na szereg mniejszych bloków (ryc. 4).

GENEZA JEZIORA WIGRY W NAWIĄZANIU DO STRUKTUR GŁĘBOKIEGO PODŁOŻA

Równoleżnikowy lub prawie równoleżnikowy i zbliżony do południkowego układ stref dyslokacyjnych potwierdza dotychczasowe poglądy, że część krystaliniku północno-wschodniej Polski objęta wyniesieniem mazursko-suwalskim, charakteryzuje się pod względem strukturalnym silnie zaznaczoną i zróżnicowaną tektoniką blokową. Podczas każdego nasunięcia się lądolodu, dzięki naciskom pionowym mas lodowych były uaktywnione równoleżnikowo rozłamy tektoniczne i południkowe uskoki. Uaktywnienie równoleżnikowych rozłamów tektonicznych wpływało na ukształtowanie i miąższość osadów plejstocenijskich, limitowało zasięgi lądolodów, wpływało na powstawanie recesyjnych stref marginalnych i stref zaburzeń glacitektonicznych.

Mechanizm wpływu nacisków lądolodów na podłoże (okresy zlodowaceń) i odprężeń (okresy interglacjalne) omówił w swoich pracach Liszkowski (1975). Wielkość odkształceń pionowych w czasie transgresji lądolodu sięgała, zależnie od jego ciężaru i grubości, do wielkości 200 m. W okresach interglacjalnych następowało odprężenie i prawie całkowity powrót wgniecionych skał do poprzedniego ułożenia. Jest rzeczą oczywistą, że w obszarach obniżonych bloków tektonicznych lądolód posuwał się szybciej, napotykając na opór w obszarach wyniesionych bloków tektonicznych. Zasadniczy wpływ na zasięgi, kierunki, miąższości osadów i powstawanie zaburzeń glacitektonicznych lądolodu miały także aktywizowane przez glaciostazję, równoleżnikowe uskoki i dyslokacje tektoniczne. Pionowe ruchy izostatyczne powodowane były także ruchami epejrogenicznymi (Baraniecka 1975), działającymi szczególnie w okresach interglacjalnych, a wzbudzany przez naciski mas lodowych w okresach zlodowaceń.

Uaktywnienie południkowych uskoków wpłynęło na powstanie pęknięć w masie lodowej i rozwój w tych miejscach subglacialnych rynien lodowcowych. Rozległe i głębokie plosa jeziora Wigry powstały pomiędzy przebiegającymi równoleżnikowo strefami dyslokacyjnymi (1–6), które oddzieliły od siebie cztery (I-IV) różnej wielkości bloki (ryc. 4).

Zróznicowane ruchy wznoszące i obniżające poszczególnych bloków spowodowały rozwój procesów egzaracji i erozji lodowcowej, dzięki czemu powstały glacidepresje stanowiące dzisiejsze wytopiska (plosa).

W okresie recesji łądolodu fazy pomorskiej, kiedy nastąpił rozpad łądolodu a obniżenia i rynny subglacialne wypełniły bryły martwego lodu, które wytopiły się w późnym glacialu i wczesnym holocenie (Więckowski 1988).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Z analizy ogólnego obrazu powierzchniowych przejawów struktur wgłębnych (dyslokacji o różnych kierunkach i bloków tektonicznych) w otoczeniu jeziora Wigry wynika, że:

- obszar bloku jeziora Pierzy (I), położony między strefami dyslokacyjnymi 1 i 2 miał tendencje wznoszące, a samo jezioro Pierty i inne mają założenia tektoniczne i ograniczone są uskokami;
- obszary bloków plos: północnego (II) i środkowego (III), położone między strefami dyslokacyjnymi 2 i 4 mają genezę egzaracyjno-tektoniczną. W ich obecnym ukształtowaniu główną rolę odegrał lob mazurski (lub Hańczy; Ber 2000a) o kierunku NNW-SSE lub NW-SE, w mniejszym stopniu potok litewski (lub Rospudy i Wigier) (NE-SW) zaznaczony rynnami jezior Żubrowo i Dowcień. Działalności egzaracyjnej potoku mazurskiego łądolodu zlodowacenia Wisły plosa środkowe zawdzięcza swoją głębokość (73 m). Powstała dzięki egzaracji w okresie transgresji łądolodu zlodowacenia Wisły glacidepresja plosa środkowego, w okresie recesji przekształciła się w zagłębienie wytopiskowe, które okalają zespoły form martwego lodu;
- plosa południowe (zachodnie) jeziora Wigry, na przedpolu którego (strona południowa) przebiega linia maksymalnego zasięgu łądolodu fazy pomorskiej stadiału głównego zlodowacenia Wisły, stanowi glacidepresję o założeniach tektonicznych (blok tektoniczny IV, o tendencjach obniżających) przekształconą w okresie deglacjacji łądolodu fazy pomorskiej w nieckę wytopiskową, którą okalają formy martwego lodu i osady piaszczysto-żwirowe sandru suwalsko – augustowskiego;
- na obszar objęty akwenem jeziora Wigry w okresie transgresji łądolodu zlodowacenia Wisły nasunęły się masy lodowe z dwóch kierunków: NNW-SSE i NNE-SSW, w postaci dwóch potoków lodowcowych, aktywizujących uskoki

o podobnym przebiegu. Kierunek NNW-SSE związany prawdopodobnie z lobem mazurskim, zaznaczony jest w kształcie jeziora w zachodniej linii brzegowej, natomiast kierunek NNE-SSW wyznaczają jeziora rynnowe Dowcień i Żubrowo. Szczególną aktywnością i zasięgiem wyróżnił się lob mazurski (lob Rospudy), z którego działalnością związane są brzegowe strefy zaburzeń glacictektonicznych Leszczewa, Cimochowizny, Zatoki Hańczańskiej, Bryzgła i półwyspu Wysoki Węgiel. Z zaburzającą aktywnością lobu litewskiego (loby Hańczy i Wigier; Ber 2000a) transgredującego w kierunku NNE-SSW i NW-SE związane są z zaburzenia glacictektoniczne brzegu jeziora w okolicach Mikołajewa, Rosochatego Rogu.

Obszar jeziora Wigry i jego otoczenia pozbawiony odsłoneń naturalnych wymaga dalszych szczegółowych badań geologiczno-kartograficznych i geomorfologicznych w skalach 1:10 000, połączonych z wykonaniem sztucznych odsłoneń, które pozwolą na określenie kierunków orientacji glacialnych morfolineamentów, kierunków transportu osadów oraz nacisków lądolodu zapisanych w strukturach glacictektonicznych.

Literatura

- Baraniecka M. D., 1975. Fazy tektoniczne w czwartorzędzie w środkowej części Niziny Polskiej, [w:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*. t. 1. Wyd. Geol. Warszawa, 185–196.
- Ber A., 1973. Stratygrafia i rozwój czwartorzędu Pojezierza Suwalskiego. *Przew. 45 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalsko-Augustowskiej*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Ber A., 1974. Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 269.
- Ber A., 1981. Pojezierze Suwalsko-Augustowskie. *Przew. Geol.* Wyd. Geol. Warszawa.
- Ber A., 1982. Marginal zones and deglaciation during the North-Polish Glaciation in the Suwałki-Augustów Lakeland. *Biul. Inst. Geol.*, 343.
- Ber A., 1987. Glaciotectonic deformations of glacial landforms and deposits in the Suwałki Lakeland, [w:] *Tills and Glaciotectonics*. Balkema.
- Ber A., 1988. Quaternary stratigraphy of the Suwałki Lakeland, based on recent data. *Quatern. Stud.* 8.
- Ber A., 1989. Morfogeneza Pojezierza Suwalskiego i Równiny Augustowskiej. *Studia i Mater. Ocean.* nr 56., Geologia Morza, Ossolineum, 191 – 207.
- Ber A., 1998. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, ark. Krasnopol (109)*. PIG Warszawa.
- Ber A., Ryka W., 1998. Influence of the crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland. *Prace PIG* 161, 171–182.
- Ber A., 1999. Geomorfologia, [w:] A. Strumiłło (red.), *X lat Wigierskiego Parku Narodowego*. Krzywe.
- Ber A., 2000a. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Prace PIG* 170, 5–89.

- Ber A., 2000b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Krasnopol (109)*. PIG Warszawa.
- Ber A., 2003. Budowa geologiczna obrzeżenia i geneza jeziora Wigry. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU*. t. 1. Kraków, 25–30.
- Ber A., 2007. Glacitektoniczne wypose wyniesienia (GWV) – ich uwarunkowania genetyczne i związki z głębszym podłożem, [w:] *Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia*. XIV Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Ciechocinek, 3–7 września 2007, 43–45.
- Bogacki M., 1976. Współczesne sandry na przedpolu Skeidarajókkull (Islandia) i plejstocenijskie sandry w Polsce północno – wschodniej. *Rozpr. UW* 93.
- Cieśliński S., Jaskowiak M., 1973. Cretaceous North-East Poland, [w:] *Geology of Poland, Stratigraphy*. 1, 2 Mesozoic. Inst. Geol. Warszawa.
- Czczuga B., Gołębiowski Z., 1976. Ecological changes in Wigry Lake in the Post Glacial Period. Part I., Chem. investigations. *Pol. Arch. Hydrobiol.* 23, 2, 189–205.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1990. *Mapa liniowych elementów tektonicznych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej, skala 1:100 000*. Centr. Arch. Geol. PIG. Warszawa.
- Graniczny M., 1998. Tectonics of the Suwałki Anorthosite Massif in the light of analysis of satellite images and geophysical data. *Prace PIG* 161, 47–51.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krassowska A., 1988, Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.* 32, 1.
- Liszkowski J., 1975. Wpływ obciążenia lądolodem na plejstocenijską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski, [w:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. I. Warszawa, 255–257
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967. Czwartorzęd północno-wschodniej Polski, [w:] *Czwartorzęd Polski*. PWN. Warszawa.
- Kotański J., 1977. Rozwój paleotektoniczny wyniesionej części starej platformy w Polsce w wałdaju i w kambrze. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 303, 15–40.
- Kubicki S., Ryka W., 1982. *Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej*. Inst. Geol. Warszawa.
- Morawski W., 2005. Reconstruction of the ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms). *Geological Quarterly*, vol. 49, PIG Warszawa. 403 – 417.
- Pachucki C., 1952. O przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich. *Biul. Geol.* 31, 2–4.
- Pietkiewicz S., 1928. Pojezierze Suwalszczyzny zachodniej (Zarys morfologii lodowcowej). *Przepl. Geogr.* 8.
- Rudowski S., Rutkowski J., Pietsch K., Król K., Krzysztofiak L., Prosovicz D., 2001. O niektórych strukturach sedymentacyjnych w osadach dennych jeziora Wigry w świetle badań sejsmoakustycznych. *Spraw. z Czynn. i Pos. PAU*, LXIV 2000, 191–194.
- Rutkowski J., Rudowski S., Pietsch K., Król K., Krzysztofiak L., 2003a. Odwzorowanie współczesnych osadów jeziora Wigry w obrazie sejsmoakustycznym. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu Polskiej Akademii Umiejętności*. t. I, Kraków, 31–37.
- Rutkowski J., Rudowski S., Pietsch K., Król K., Krzysztofiak L., Prosovicz D., 2003b. Współczesne osady jeziora Wigry (Plos Bryzglowski). *Prace Komisji Paleogeografii*

- Czwartorzędu Polskiej Akademii Umiejętności*. t. I, Kraków, 39–45.
- Stangenberg M., 1938. Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny. *Rozpr. Inst. Bad. Lasów Państw.*, ser. A 31, Warszawa, 5–40.
- Więckowski K., 1988. Stosunki wodne i ewolucja systemu jezior, [w:] A. S. Kostrowicki (red.). Studium geologiczne rejonu Jezior Wigierskich. *Prace Inst. Geogr i Przestrz. Zagosp. PAN*, 147, Ossolineum, Wrocław, 31–44.
- Wołosowicz S., 1926. Morena denna tzw. „transgresji wigierskiej” i jej znaczenie w budowie dyluwium Pojezierza Suwalskiego. *Posiedz. Nauk. PIG* 13.
- Znosko J., 1973. Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny. *Przew. 45 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalsko-Augustowskiej*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Znosko J., 1993. Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny (wykształcenie, stratygrafia i rozprzestrzenienie). *Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej*. PIG Warszawa.