

Rozwój rynny Miazgi–Wolbórki (Polska środkowa) w świetle analizy jej wypełnienia

Zbigniew Rdzany¹, Małgorzata Frydrych¹, Aleksander Szmidt¹



Z. Rdzany



M. Frydrych



A. Szmidt

Formation of the Miazga–Wolbórka tunnel valley (central Poland) based on an analysis of its infill. *Prz. Geol.*, 68: 584–600; doi: 10.7306/2020.23

Abstract. The subject of the analysis was a tunnel valley, weakly outlined in the landscape, located in central Poland, between Łódź and the Pilica valley to the west of Tomaszów Mazowiecki. The Miazga and lower Wolbórka flow along this valley. It is a 45-kilometre-long landform, mostly buried, partially covered with fluvial, slope and aeolian sediments, developed on a substratum characterised by varied palaeorelief and lithology. Sediments, which fill the valley, have variable thickness (10–100 m) and a non-flattened bottom gradient line, which indicates the possibility of water

flow under hydrostatic pressure in a tunnel valley. Several segments of the channel cut into the Quaternary background. The filling consists mostly of glaciofluvial shallow braided rivers with average to low flow energy. In sedimentological terms, the deposits show significant similarity to the material of glaciofluvial kames found in the Łódź region. The authors believe there is a link between the accumulation in the tunnel valley and a particular variety of areal deglaciation, which was responsible for the formation of the fairly unvarying glacial relief. In outcrops in Łaznowska Wola, including the ones located in a hill that had been previously interpreted as an esker, some intrusive diapiric structures were documented, which reached the land surface. These folded and locally disjunctive disturbances provide evidence for deformational origin of the hill.

Keywords: subglacial valley, Wartanian/Saalian Glaciation, glaciofluvial sediments, areal deglaciation, diapir

Problem morfogenezy rynien subglacialnych już od końca XIX w. należy do ważnych zagadnień geomorfologii i geologii czwartorzędu Niżu Środkowoeuropejskiego. Zarówno w Polsce, jak i w krajach sąsiednich najlepszy stan rozpoznania tych form osiągnięto w strefie młodoglacjalnej, czyli w zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły (m.in. Mojski, 2005; Stumm, 2010). Natomiast na obszarach starszych zlodowaceń w południowej części Niżu Polskiego rynny zostały znacznie zatarte w topografii, więc do tej pory były one często pomijane na mapach geomorfologicznych. Powodem tego jest wykształcenie młodszych osadów i drugorzędnych form w ich zasięgu, głównie tarasów rzecznych (Frydrych, Rdzany, 2016; Rdzany i in., 2018). Rekonstrukcja tych mniej wyrazistych, a niekiedy tylko kopalnych form jest dość trudna na obszarach rzeźby staroglacjalnej, lecz konieczna do pełniejszego poznania przebiegu procesów glacialigenicznych, zwłaszcza zachodzących w warunkach subglacialnych. Przykładem jest rynna Miazgi–Wolbórki usytuowana między Łodzią a doliną Pilicy na zachód od Tomaszowa Mazowieckiego – forma nazwana tak przez autorów artykułu ze względu na rozwinięcie się na jej linii systemu rzeczno Miazgi i Wolbórki (ryc. 1, 2, 3).

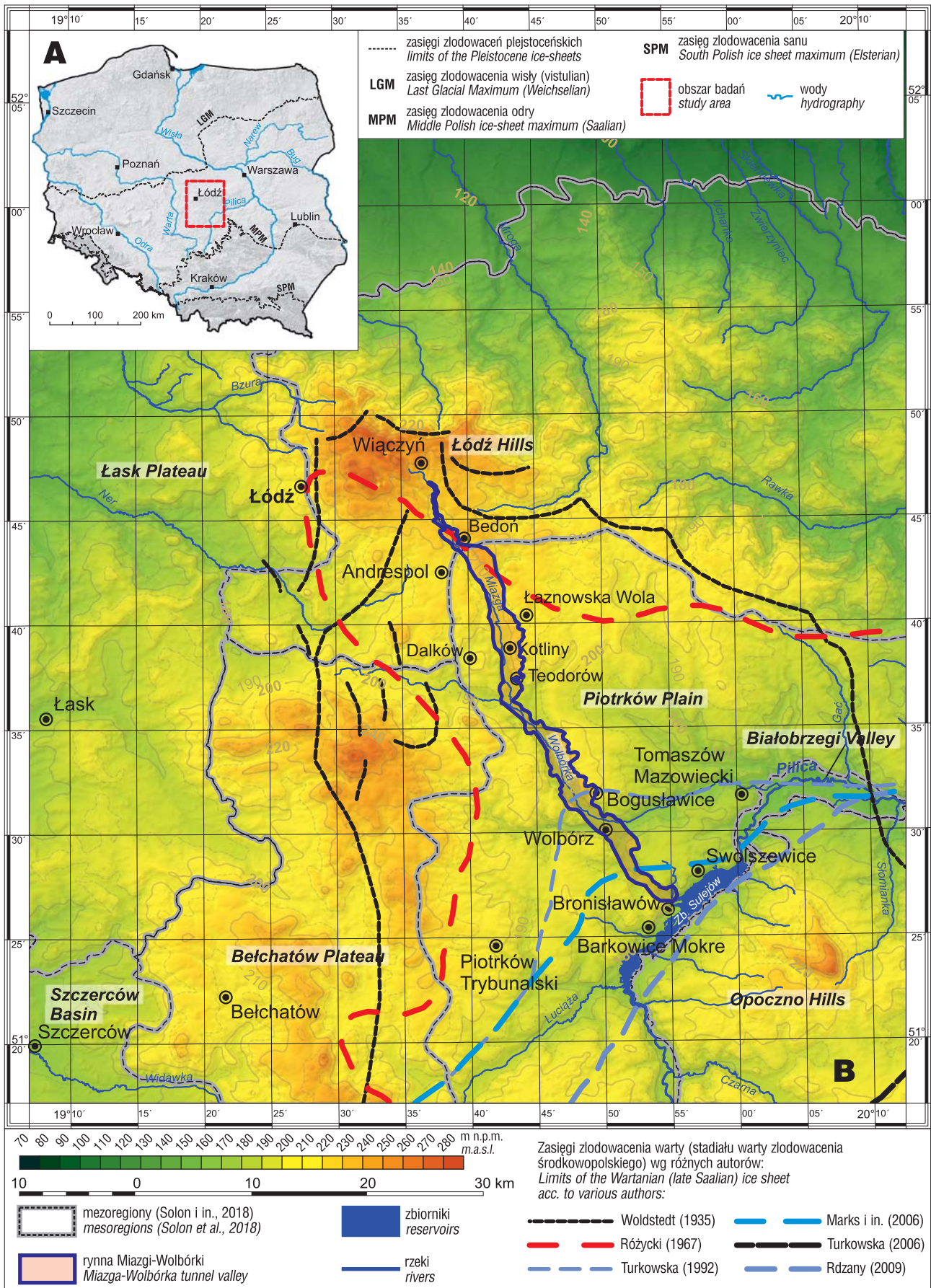
Dolina Miazgi i dolnej Wolbórki dość długo była uznawana za formę powstałą w obrębie szlaku proglaacialnego (sandrowego), pośród wysoczyzn morenowych stadiu maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Było to konsekwencją uznania poglądów Woldstedta (m.in. 1935, 1955) i Różyckiego (1967, ryc. 1), że lądolód warciański dotarł jedynie do okolic Łodzi, a obszar między Łodzią a Tomaszowem Mazowieckim miał być terenem wolnym od lodu. Zgodnie z koncepcją Różyckiego (1967) i Klatkowej (1972) na przedpolu tego lądolodu, między lobami Widawki i Rawki rozwinął się wówczas rozległy sandr.

Pogląd ten został uwzględniony m.in. na szkicu geomorfologicznym regionu łódzkiego, zwanego wówczas Wyżyną Łódzką, a część wyżyny, na której ów sandr powstał, została nazwana Równiną Tomaszowską (Dylikowa, 1973, ryc. 2).

Wyniki późniejszych badań Goździka (1975), Turkowskiej (1988a, 1992), Rdzanego (1997), a przede wszystkim szczegółowego kartowania geologicznego (m.in. Trzmiel, 1988, 1990, 1994; Turkowska, Wieczorkowska, 1994) wskazują na znacznie większy zasięg warciańskich glin lodowcowych między Łodzią a Tomaszowem Mazowieckim, a jednocześnie mniejsze rozprzestrzenienie osadów glaciofluwialnych. Wobec braku wyraźnych cech morfologicznych strefy marginalnej zlodowacenia warty i zmiany poglądów na rozprzestrzenienie gliny warciańskiej, pojawiło się kilka koncepcji znacznie większego zasięgu tego lądolodu. Stąd teren sporu o zasięg nasunięcia sięga od Łodzi aż po północne stoki pasa wyżynnego (ryc. 1).

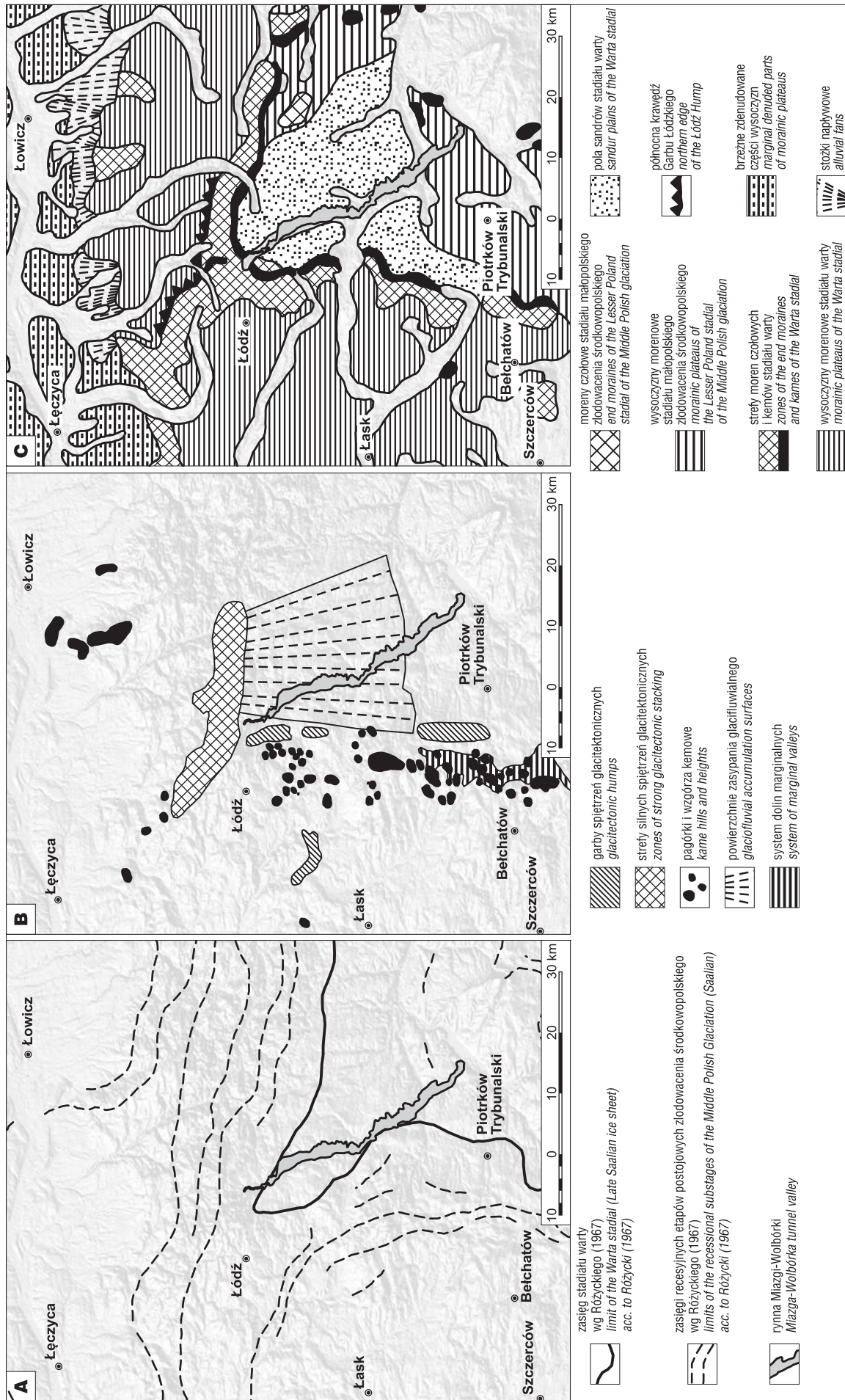
Zasięg najmłodszej gliny występującej w warunkach przypowierzchniowych, zestawiony głównie na podstawie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (SMGP) oraz danych z odkrywek i wierceń, ukazuje jej zdecydowaną dominację pośród innych osadów glacialigenicznych na opisywanym obszarze (ryc. 3). Obecnie, w świetle wielu już prac, pogląd o związku tej gliny z jednym nasunięciem lądolodu – przynajmniej do doliny Pilicy na południu – należy uznać za ugruntowany. Do jej charakterystycznych cech należą: znaczna ciągłość (najbardziej ciągły sediment plejstoceni na badanym obszarze; ryc. 3A), zasięg (co najmniej po dolinę Pilicy), powszechne występowanie na powierzchni terenu lub płytko pod powierzchnią, łagodne pochylenie całej warstwy na S i SE (ryc. 3B), jednorodność cech uziarnienia i barwy (brunatna, żółto-brunatna, brunatno-

¹ Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl



Ryc. 1. Obszar badań na tle mezoregionów fizycznogeograficznych (Solon i in., 2018) i linii zasięgu zlodowacenia warty według różnych autorów

Fig. 1. Location of the study area against the background of physico-geographical mesoregions (Solon et al., 2018), and the Warta glaciation (late Saalian) range line according to various authors



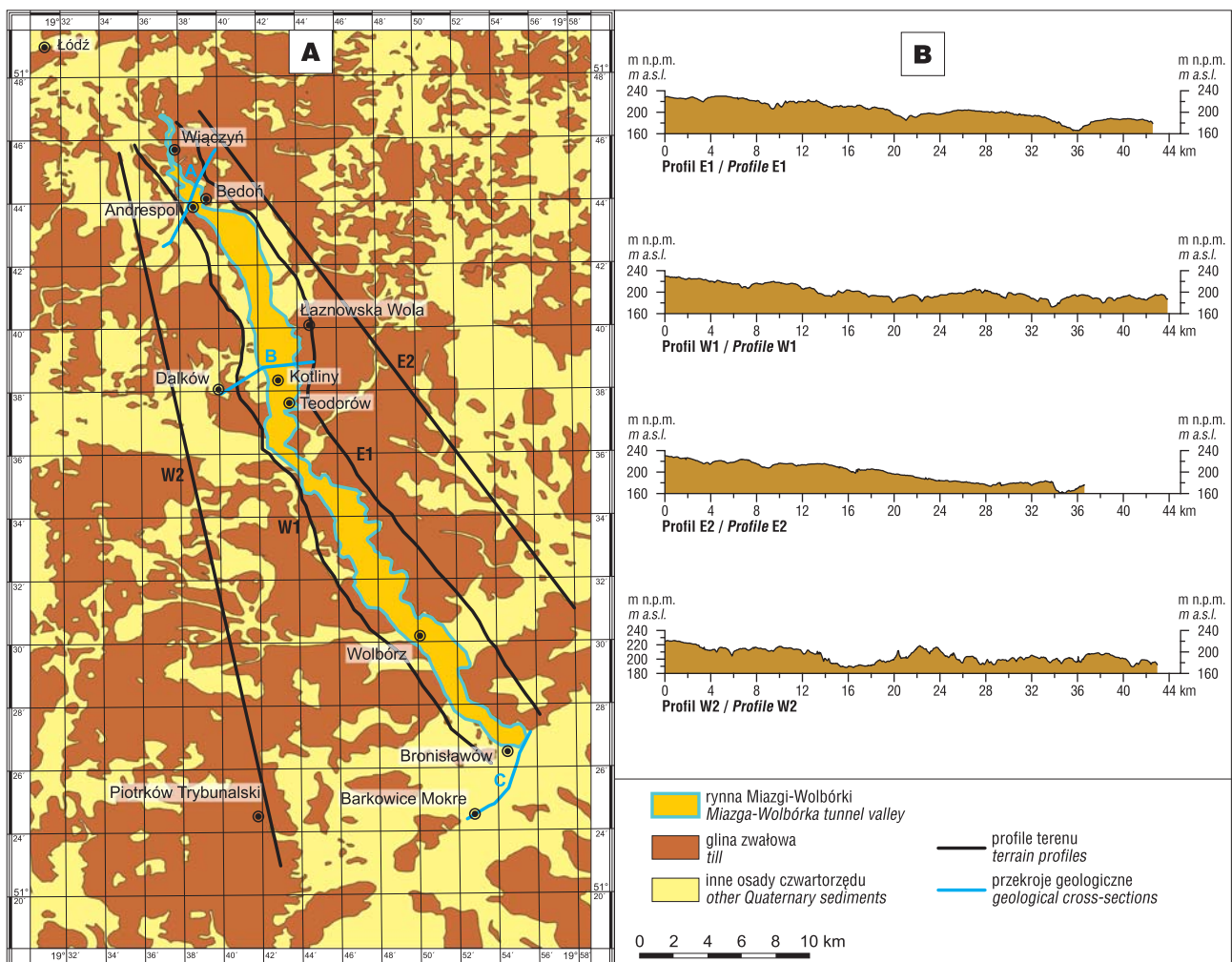
Ryc. 2. Rynna Miazgi–Wolbórki na tle zasięgów faz postojowych i głównych form glacialnych lądolodu środkowopolskiego według: A – Różyckiego (1967); B – Klatkowej (1972) i C – Dylkowskiej (1973)
 Fig. 2. The Miazga–Wolbórka tunnel valley in comparison with glacial phases and main glacial forms of the Saalian glaciation according to: A – Różycki (1967), B – Klatkowa (1972) and C – Dylkowska (1973)

szara) oraz zbieżność dat TL – mimo znacznego błędu metody (Goździk, 1975; Nalewajko, 1982; Trzmiel, 1988, 1990, 1994; Turkowska, 1988a; Turkowska, Wiczorkowska, 1994; Rdzany, 1997).

W związku z coraz licześniejszymi przesłankami o dalszym zasięgu zlodowacenia warty w latach 80. XX w. pojawiły się nowe koncepcje genezy niektórych form postglacjalnych. Turkowska (1984a, b) w odniesieniu do doliny Miazgi w okolicach Łaznowskiej Woli przedstawiła pogląd, że powstała ona na linii rynny wyciętej przez wody roztopowe. Rynna miała – zdaniem tej autorki – uformować się na obszarze między lobem Widawki i Rawki, z czego można wnioskować, że przepływ glacyfluwialny odbywał się w warunkach proglacjalnych, wzdłuż szlaku sandrowego. Kilka lat później wspomniana autorka opowiedziała się za objęciem tego obszaru zasięgiem lądolodu (por. Turkowska, 1988a, 1992), co oznaczało odejście od koncepcji wolnego od lodu obszaru międzylobalnego (por. ryc. 1). W ramach prac nad SMGP w Łaznowskiej Woli Turkowska i Wiczorkowska (1994, 1999) wyznaczyły stosunkowo niewielką formę wypukłą, o długości 650 m i maksymalnej szerokości 320 m, określając ją jako oz.

W odniesieniu do cech rynny i warunków jej powstania pojawia się wiele niewyjaśnionych kwestii, dotyczących m.in. genezy zaburzeń osadów wypełniających rynnę i występujących w strukturze domniemanego ozu. W ostatnich latach osady te zostały odsłonięte w kopalniach odkrywkowych w okolicach Łaznowskiej Woli. Odsłonięcia, sięgające obecnie do głębokości 20–30 m, stworzyły szansę na wyjaśnienie tych wątpliwości. W związku z tym za główny cel pracy przyjęto zweryfikowanie poglądów na temat genezy rynny i „ozu” oraz zbadanie cech sedimentologicznych osadów obu form, a za cele szczegółowe:

- uzupełnienie danych o cechach morfometrycznych rynny Miazgi–Wolbórki;
- zbadanie cech osadów wypełniających rynnę, głównie cech litofacjalnych, w celu poznania środowiska ich sedimentacji;
- zweryfikowanie danych na temat genezy pagórka („ozu”) w Łaznowskiej Woli;
- opracowanie wniosków dotyczących dynamiki lądolodu oraz procesów glacyfluwialnych w szeroko rozumianej strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia warty.



Ryc. 3. A – Zarys rynny Miazgi–Wolbórki na tle zasięgu najmłodszej gliny lodowcowej w położeniu przypowierzchniowym (strop gliny do 1,5 m p.p.t.). Zestawiono na podstawie: Trzmiel, Nowacki (1985), Ziomek (1985), Nowacki (1991), Brzeziński (1991), Trzmiel (1994), Turkowska, Wiczorkowska (1999); **B** – Profile wysoczyzn towarzyszących rynnice

Fig. 3. A – The outline of the Miazga–Wolbórka tunnel valley compared with the range of the youngest till in the subsurface position (top of till up to 1.5 m below the surface). Compiled on the basis of: Trzmiel, Nowacki (1985), Ziomek (1985), Nowacki (1991), Brzeziński (1991), Trzmiel (1994), Turkowska, Wiczorkowska (1999); **B** – Profiles of moraine plateaus accompanying the tunnel valley

MATERIAŁY I METODY

Przeprowadzono prace terenowe i laboratoryjne, ukie-
runkowane na analizę tekstury i struktury osadów rynny
Miazgi–Wolbórki i „ozu” w Łaznowskiej Woli oraz wery-
fikację dotychczasowych poglądów na ich temat. Do roz-
poznania obszaru badań wykorzystano karty otworów
wiertniczych, dokumentacje archiwalne i dane SMGP,
dane przestrzenne, w tym morfometryczne ISOK (Infor-
matyczny System Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi
zagrożeniami), dane LiDAR i numeryczny model terenu
(NMT) o rozdzielczości co najmniej 100 m, a także wyniki
własnych prac terenowych, dokumentujące cechy osadów
w odkrywkach na obszarze między Łaznowską Wolą a Teo-
dorowem.

W ramach analizy litologiczno-sedymentologicznej
wykonano: badania uziarnienia metodą pomiaru bezpo-
średniego, sitową i laserową, analizę litofacjalną (tab. 1)
z oznaczeniem kodu według Mialla (1977) w modyfikacji
Zielińskiego (2014), pomiary kierunkowe warstw oraz
ewidencję fotograficzną i graficzną.

W celu odtworzenia warunków transportu osadów obli-
czono prędkość paleoprzepływów wód glacialnych,
korzystając ze wzoru Williamsa (1983), według którego:

$$V_{sr} = \text{średnia arytmetyczna z } V_1 \text{ i } V_2$$

gdzie:

V_1 i V_2 – prędkości krytyczne

$$V_1 = 0,065d_{95}^{0,5}$$

$$V_2 = 0,46d_{95}^{0,5}$$

d_{95} – 95 percentyl w rozkładzie uziarnienia w mm

Prace kartograficzne podzielono na 4 etapy: 1) pozy-
skanie wybranych danych przestrzennych i ich weryfikacja
(Szmidt, 2015), 2) przystosowanie danych do pracy w sys-
temie GIS, 3) digitalizacja wybranych treści z materiałów
źródłowych, 4) analizy i wykreślanie map wynikowych
(m.in. z zastosowaniem programów SAGA GIS 2.1.2, *Golden Software Grapher 5* i *Golden Software Surfer 14*).

WYNIKI

Rozmiary rynny i jej wypełnienie
na tle wysoczyzny i osadów podłoża

Analiza serii glacialnej, ciągnącej się wzdłuż
doliny Miazgi i dolnej Wolbórki, wskazuje na znacznie
większy zasięg rynny niż przyjmowany przez Turkowską
i Wieczorkowską (1994). Na północ rynna sięga co najmniej

po okolice Wiączynia, na południu zaś za jej kraniec
można uznać strefę stokową doliny Pilicy w Bronisławo-
wie, co oznacza, że osiąga ona długość co najmniej 45 km.
Szerokość rynny waha się w granicach 150–2600 m (ryc. 3).

Wypełniające rynnę osady glacialne rozciągają
stosunkowo ciągły pokład gliny lodowcowej. Na mapie
ukształtowania podłoża osadów czwartorzędu na badanym
obszarze uwidacznia się kilka głębokich, podłużnych ob-
niżeń, wciętych na kilkadziesiąt metrów. Widać wyraźną
zbieżność tych obniżeń, o wydłużeniu w kierunku NNW-SSE,
z przebiegiem rynny (ryc. 4). Wyniki większości wierceń w
osadach rynny dowodzą, że osady glacialne są pod-
ścielone starszymi utworami plejstoceniowymi, głównie
glinami, mułkami i iłami. Część piaszczysto-żwirowych
osadów wypełniających rynnę, zarówno w północnym frag-
mencie rynny, jak i południowym, leży bezpośrednio na podłożu
mezozoicznym.

Analizując profil wiercenia w Bedoniu Przykościel-
nym przyjęto, że seria żwirów występująca w nim ponad
utworami jury górnej i zawierająca otoczaki skał jurajskich
oraz leżąca nad nią 28-metrowa warstwa piasków różno-
ziarnistych stanowią wspólnie dolną część wypełnienia
rynny. Wobec takiego założenia rynna osiąga w tym profilu
wcięcie na głębokość 103 m, natomiast w kierunku
południowym wyraźnie się wypłyca. Genezę wcięcia ero-
zyjnego tego typu można tłumaczyć jedynie subglacialną
erozją wodną, odbywającą się w warunkach przepływu
pod ciśnieniem hydrostatycznym (tj. pod górę). W warun-
kach przepływu wody pod mniejszym ciśnieniem powstałyby
równomiernie głęboki zbiornik.

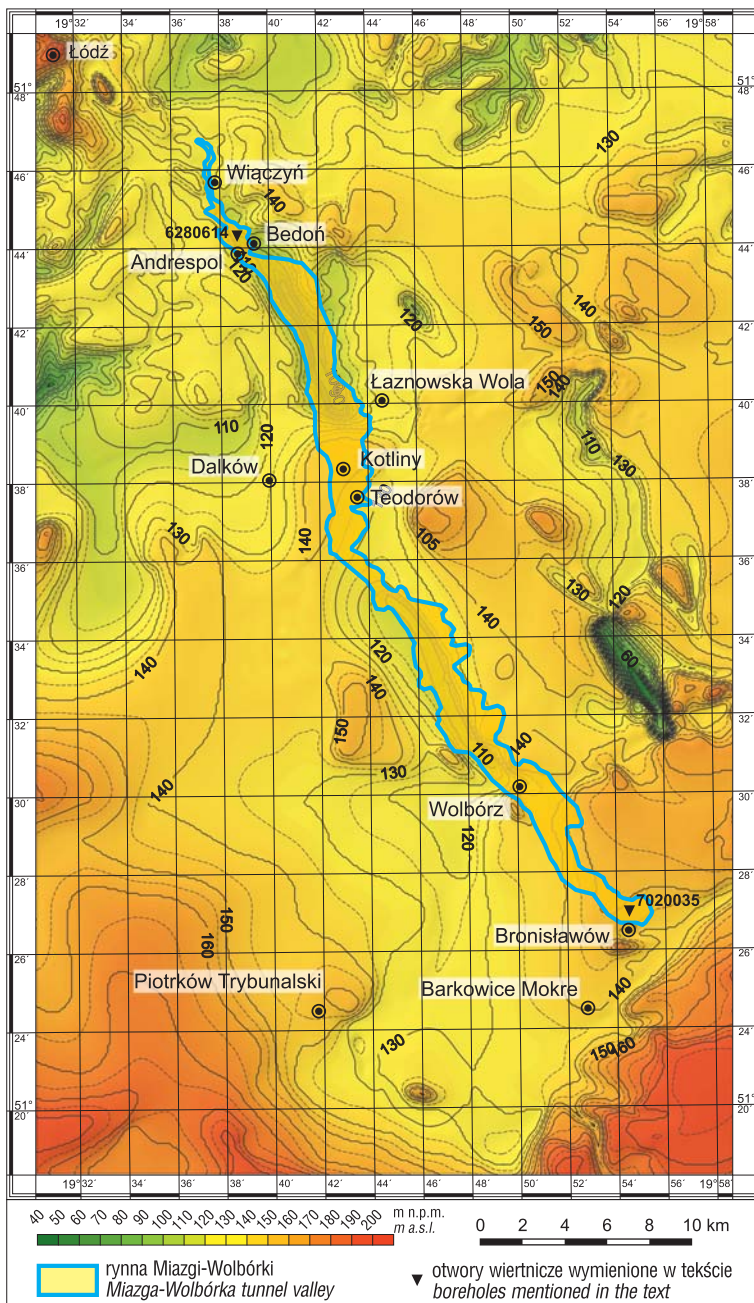
Na linii przekroju Trzmiela i Nowackiego (1985) profil
wiercenia w Bedoniu Przykościelnym nie jest zaznaczony,
ale znajduje się w pobliżu. Na przekroju tym zaznaczono
serię żwirowo-piaszczystą podobnej miąższości, lecz z in-
terpretowano ją jako osady rzeczne interglacjalne mazo-
wieckiego. Podkreślono jednak (Trzmiel, Nowacki 1987),
że nie stwierdzono w nich zawartości materiału organiczne-
go, który mógłby ten wiek potwierdzić, a stanowiska, w któ-
rych jest to dobrze udokumentowane, są odległe (np. Rąbień).
Biorąc pod uwagę wiele przesłanek za włączeniem za-
głębienia erozyjnego i osadów piaszczysto-żwirowych do
elementów rynny, autorzy niniejszej pracy zreinterpreto-
wali część przekroju przedstawionego na ryc. 5A.

Nawet jeśli przyjąć, że opisywane osady powstały w
interglacjalnie, to dno rynny sięga 70 m p.p.t. Zatem to kopal-
ne rozcięcie jest także wyraziste, a jego współkształtność
z zarysem obniżenia w podłożu podkenozoicznym pozos-
taje nadal czytelna. Nie można także wykluczyć, że tak duża

Tab. 1. Kod litofacjalny według Mialla (1977) w modyfikacji Zielińskiego (2014) – wybrane elementy

Table 1. Lithofacies code used in the study after Miall (1977) with modifications by Zieliński (2014) – selected items

Kod / Code	Tekstura / Texture	Struktura / Structure
Gm	żwir / gravel	masywny / massive
Sm	piasek / sand	masywny / massive
Gt, GSt, SGt, St	żwir, żwir piaszczysty, piasek żwirowy, piasek gravel, sandy gravel, gravelly sand, sand	warstwowanie przekątne rynnowe trough cross-stratification
Sh, SGh	piasek, piasek żwirowy / sand, gravelly sand	warstwowanie horyzontalne / horizontal stratification
Sp, SGp	piasek, piasek żwirowy / sand, gravelly sand	warstwowanie przekątne płaskie / planar cross-stratification
Ge, Se	żwir, piasek / gravel, sand	wypełnienie rozmycia erozyjnego / erosional scour fill
Th, Tm, Td	mułek (pył) / silt	warstwowanie horyzontalne, masywny, deformacyjny horizontal stratification, massive, deformed
Dm, Dd	diamikton / diamicton	masywny, deformacyjny / massive, deformed



Ryc. 4. Zarys rynny Miazgi–Wolbórki na tle konfiguracji podłoża plejstocenu. Zestawiono na podstawie: Trzmiel, Nowacki (1985), Ziomek (1985), Nowacki (1991), Brzeziński (1992), Trzmiel (1994), Turkowska, Wiczorkowska (1999). Poziomice skorygowano w programie ArcGIS narzędziem *topo to raster*

Fig. 4. Outline of the Miazga–Wolbórka tunnel valley against the background of the Pleistocene bedrock relief. Compiled on the basis of: Trzmiel, Nowacki (1985), Ziomek (1986), Nowacki (1991), Brzeziński (1992), Trzmiel (1994), Turkowska, Wiczorkowska (1999). Levels have been corrected in ArcGIS using the *topo to raster* tool

odcinkach (rzędu 15–30 m). W wielu miejscach osady te są podścielone plejstocenijskimi utworami mułkowymi i ilastymi, a gdzieś litymi skałami podłoża kredowego. Przekrój geologiczny Nowackiego (1991), przecinający dolinę Wolbórki w Bogusławicach, nie ukazuje wprawdzie rynny (odległość pomiędzy otworami przebijającymi osady czwartorzędowe była rzędu 4,5 km i nie dawała podstaw do takiej interpretacji), jednak Autor ów miał świadomość istnienia rozcięcia podłoża kredowego do rzędnej ok. 100 m n.p.m. w tym rejonie, co zaznaczył na przekroju. Tylko wiercenie w dolinie Wolbórki mogłoby potwierdzić, czy glacialimniczna seria zlodowacenia środkowopolskiego (starsza od piętra warty), o relatywnie dużym rozprzestrzenieniu, rozdziela dwie różnowiekowe rynny.

Należy zauważyć, że zmienna miąższość osadów glacialifluwalnych i charakterystyczne przegłębienia w ich spągu, większe niż urozmaicenie stropu, są charakterystyczne dla rynien subglacialnych. Strop osadów wypełniających rynnę Miazgi–Wolbórki (w miejscach niezmiennych przez erozję rzeczną i procesy stokowe) wykazuje ogólny łagodny spadek na SSE i SE – od 0,7 do 1,2‰ (ryc. 1, 3, 4), natomiast spąg jest znacznie bardziej urozmaicony i lekko unosi się w tym samym kierunku.

Rekonstrukcja podłoża rynny jest trudna ze względu na niewielką liczbę wierceń. Jedynie w stanowisku Kotliny 1 (ryc. 6) zostały odsłonięte osady podłoża rynny – są to prewarciańskie osady glacialifluwalne z zaburzeniami glacialitektonicznymi. W podłożu rynny wydzielono 4 jednostki litologiczne:

- A) utwory mezozoiczne – jurajskie i kredowe (ryc. 5);
- B) neogeńskie mułki, ropy i piaski;
- C) plejstocenijskie osady glacialifluwalne i glacialimniczne starsze od zlodowacenia warty. Zaliczono do nich zdeformowaną serię glacialifluwalną odsłoniętą w kopalni w Kotlinach;
- D) glinę zlodowacenia warty (Teodorów, ryc. 6).

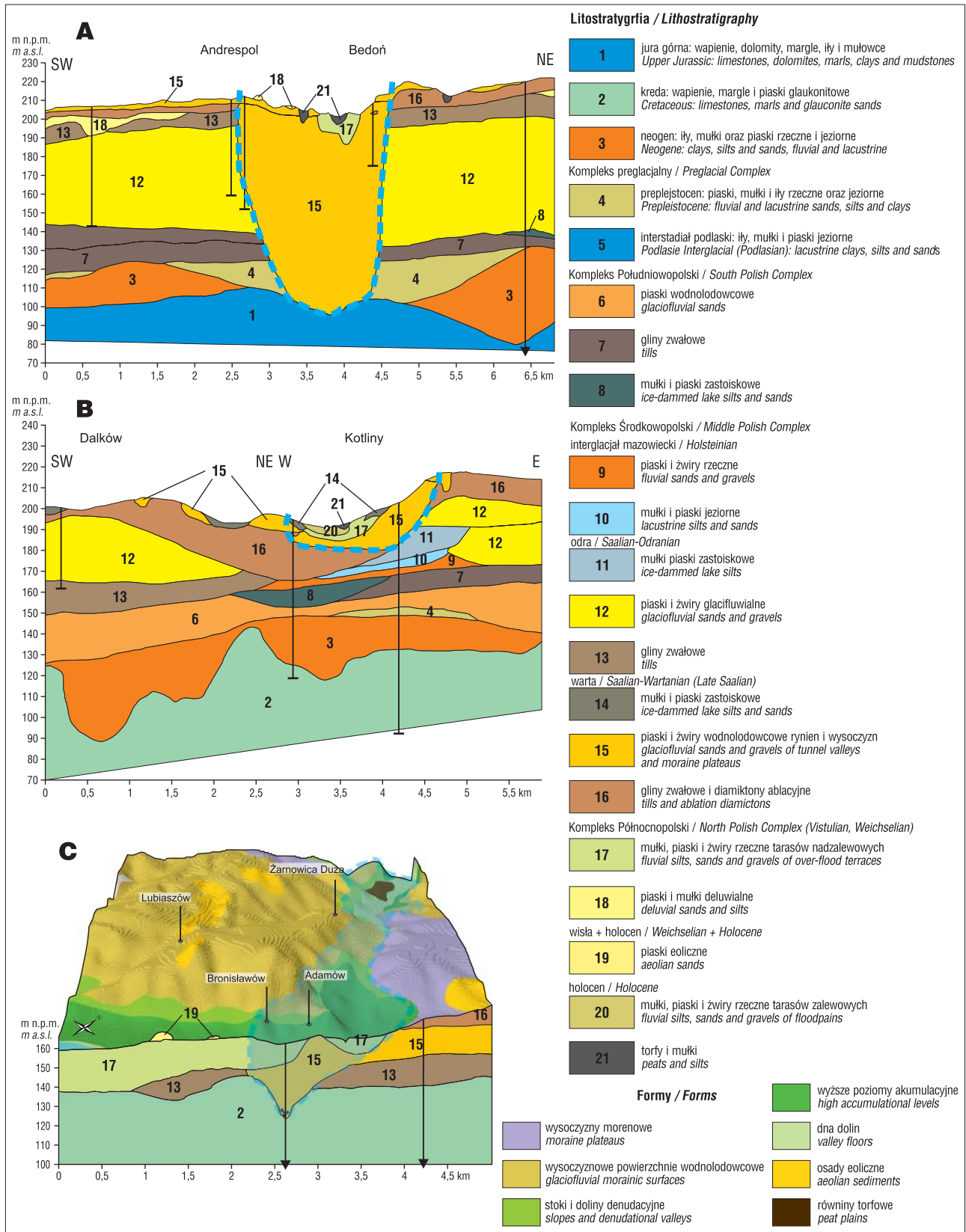
W osadach rynny wydzielono:

- E) niezdeformowane warstwowane piaski i żwiry glacialifluwalne;
- F) diamiktony (osady niezlifyfikowane cechujące się szerokim przedziałem frakcji często od ilów po glazy), mułki, piaski i żwiry o wyraźnych strukturach deformacyjnych.

miąższość osadów glacialifluwalnych wynika z włożenia rynny warciańskiej w starszą rynnę – także subglacialną.

Środkowy odcinek rynny wypełniają warstwy osadów mniejszej miąższości. W profilu wiercenia w okolicach Zielonej Góry seria glacialifluwalna sięga ok. 44 m p.p.t. i jest podścielona gliną zwałową. Na podstawie obserwacji odsłonięć w pobliskich kopalniach w Łaznowskiej Woli oraz analizy wierceń stwierdzono, że w środkowej części rynny miąższość osadów glacialifluwalnych może przekraczać 30 m. Natomiast na przekroju przedstawionym przez Turkowską i Wiczorkowską (1994) miąższość serii glacialifluwalnej w rynnach k. miejscowości Kotliny ma zaledwie ok. 20 m. Odsłonięcia osadów, zwłaszcza w Teodorowie, ukazują czytelny zapis erozyjnego kontaktu osadów wypełniających rynnę ze skałami wysoczyzny. Kontakt ten został udokumentowany także przez Turkowską i Wiczorkowską (1994) w miejscowości Kotliny.

W południowej części rynny, między Wolbórzem a Bronisławowem, miąższość glacialifluwalnych osadów wypełniających rynnę jest mniejsza niż na pozostałych



Ryc. 5. Przekroje przez rynnę Miazgi–Wolbórki (por. ryc. 3): **A** – odcinek Andrespol–Bedoń – fragment przekroju wg Trzmieła i Nowackiego (1985), ze zmodyfikowaną miąższością włożonej serii glaciofluwialnej; **B** – odcinek Dalków–Kotliny wg Turkowskiej i Wieczorkowskiej (1994); **C** – odcinek Barkowice Mokre–Swolszewice wg Brzezińskiego (1992), rzeźba wg Szmida i Turkowskiej (2014), zmienione. Zmodyfikowano interpretację litogenetyczną i ujednolicono przyporządkowanie stratygraficzne jednostek w świetle propozycji Bera i in. (2007)

Fig. 5. Cross sections through the Miazga–Wolbórka tunnel valley (see Fig. 3): **A** – Andrespol–Bedoń section (part of the section according to Trzmieł and Nowacki (1984); **B** – Dalków–Kotliny section according to Turkowska and Wieczorkowska (1994); **C** – Barkowice Mokre – Swolszewice according to Brzeziński (1992), landforms according to Szmida and Turkowska (2014), modified. The lithogenic interpretation was modified and the stratigraphic mapping of units unified according to the proposition of Ber et al. (2007)

Wypełnienie rynny Miazgi–Wolbórki

Stanowisko Kotliny 1. Kontakt osadów podłoża i wypełnienia rynny. Żwirowe, żwirowo-piaszczyste i piaszczyste osady jednostki C, stanowiące podłoże rynny, tworzą zestaw warstw monoklinalnie pochylonych pod kątem 40–50° w kierunku północnym (ryc. 6). Większość tych osadów cechuje się dobrym zachowaniem pierwotnego warstwowania, głównie przekątnego warstwowania płaskiego i rynnowego. Niektóre warstwy są przecięte

powierzchniami uskoków odwróconych, często równoległymi do granic warstw. W osadach drobnopiaszczystych stwierdzono małe, asymetryczne fałdy o nachyleniu obwiedni do 90° (ryc. 6B – e). Żwiry zawierają toczące mułowe o średnicy przekraczającej 10 cm. Strop jednostki C występuje na wysokości ok. 200 m n.p.m. Struktura deformacyjna jest rozcięta erozyjnie, a powyżej niej leżą osady piaszczysto-żwirowe głównej jednostki sedimentacyjnej wypełnienia rynny (E) o niewielkich deformacjach typu



Ryc. 6. Stanowisko Kotliny 1. Kontakt osadów podłoża rynny Miazgi–Wolbórki (jednostka C) z osadami wypełniającymi rynnę. Ściana odsłonięcia o azymucie ok. 170–180°; miarka długości 2 m: **a** – monoklinalnie wychylone osady glaciofluwialne jednostki C, starsze od zlodowacenia warty, **b** – glaciofluwialne piaski ze żwirem wypełniające rynnę (jednostka E), **c** – hałda, **d** – ślady nasunięć (uskoki odwrócone), **e** – asymetryczne fałdy w litofacji piaszczystej

Fig. 6. Kotliny 1 site. The contact of bedrock of the Miazga-Wolbórka tunnel valley (unit C) with sediments of its infill. Exposure wall azimuth is approx. 170–180°; a 2-metre measuring rod: **a** – glaciofluvial sediments of unit C, disturbed in the form of a monocline, older than the Wartanian glaciation, **b** – glaciofluvial sands with gravel of the glaciofluvial fillings of tunnel valley (unit E), **c** – mine heap, **d** – traces of thrusts (inverted faults), **e** – asymmetrical folds in sandy lithofacies

grawitacyjnego. Osady wypełniające rynnę zostały dokładniej opisane w stanowisku Kotliny 2.

Analizowany zespół deformacji osadów glacyfluwialnych może być interpretowany jako struktura glacytektoniczna uformowana w wyniku popchnięcia tych osadów w kierunku południowym przez aktywny lód lodowcowy. W trakcie sedimentacji serii warciańskiej (E) wody roztopowe rozcięły te silnie zdeformowane utwory, pozostawiając powierzchnię erozyjną o bardzo urozmaiconym kształcie. Osady te nie zostały już później zdeformowane, podlegały jedynie drobnoskalowemu osiadaniu.

Stanowisko Teodorów. Osady wypełnienia rynny i ich kontakt z gliną warciańską.

We wschodniej ścianie kopalni piasku w Teodorwie odsłania się kontakt utworów glacyfluwialnych wypełniających rynnę Miazgi–Wolbórki (jednostka E: ryc. 7) i warciańskiej gliny glacialnej (jednostka D). Warstwa tej gliny (Dm), barwy brunatnej, ma miąższość 3–4 m i kończy się niemal pionową granicą erozyjną. Gлина ta tworzy na wysoczyźnie okalającej dolinę Miazgi i Wolbórki jednolitą pokrywę, występującą na powierzchni ziemi lub płytko pod nią (ryc. 3, 7). Glacyfluwialnymi utworami wypełniającymi rynnę są tu głównie horyzontalnie warstwowane piaski, podrzędnie piaski ze żwirem (Sh, SGh), mułki, mułki piaszczyste oraz piaski bardzo drobnoziarniste (Th, Sr). Litofacie o przewadze mułków tworzą niewielkie przewarstwienia – o rozciągłości do 20–30 m i miąższości do 1 m (ryc. 7C). Miąższość osadów glacyfluwialnych sięga w różnych częściach odkrywki 20–25 m, co oznacza, że zakorzenienie jednostki E w stosunku do stropu gliny przekracza w tym stanowisku 25 m. Należy odnotować, iż również wcześniejsze badania geologiczne Turkowskiej (1984a, b) oraz Turkowskiej i Wieczorkowskiej (1994), w części wysoczyzny sąsiadującej od północy, dostarczyły dowodów na erozyjny kontakt serii glacyfluwialnej wypełniającej rynnę z gliną warciańską. Lokalnie w północno-zachodniej ścianie odkrywki w Teodorowie osady jednostki E są przebite strukturą deformacyjną o cechach dąki piaszczystej, szeroką na co najmniej 10 m (jednostka F: ryc. 7C).

Rozcięcie warciańskiej gliny zwałowej i osadów starszych od niej nastąpiło w wyniku przepływu wód roztopowych w kanale typu N, czyli podlodowcowym, wyciętym erozyjnie przez wody poniżej spągu lodowca (Nye, 1976). Nierówny zarys spągu rynny Miazgi–Wolbórki wskazuje, że w czasie jej największego rozcinania przepływ wód następował prawdopodobnie pod ciśnieniem hydrostatycznym. Najgłębsza część rynny nie jest dostępna do badań, więc ustalenie dynamiki przepływu wód, który ją ukształtował, nie jest możliwe. Pionowy przebieg granicy erozyjnej w warciańskiej glinie (ryc. 7) wyklucza udział erozji glacialnej (egzacji) w jej wytworzeniu. Osady wypełniające górną część rynny przypominają utwory piaszczystych rzek roztopowych i można je śledzić na obszarze dziesiątek, a niekiedy nawet setek metrów. Dominujące w nich (ryc. 7A) piaski

mogły osadzać się na rozległych i łagodnie pochyłonych odsypach. Przewarstwienia mułków i piasków mułkowych (Th, TSh), sporadycznie pojawiające się w tych osadach, świadczą o tym, że w stanach znacznego spadku energii przepływu wód roztopowych dochodziło do okresowej stagnacji wody w płytkich, niewielkich zbiornikach. Akumulacja osadów wypełniających rynnę zakończyła się na poziomie zbliżonym do położenia stropu gliny lodowcowej. W Teodorwie (ryc. 7A) nie stwierdzono



Ryc. 7. Stanowisko Teodorów 1: A – widok od SW na biegnący południkowo kontakt utworów glacyfluwialnych wypełnienia rynny (jednostka E) z gliną warciańską (jednostka D); B – j.w., fragment odsłonięcia; C – widok ściany odkrywki od S

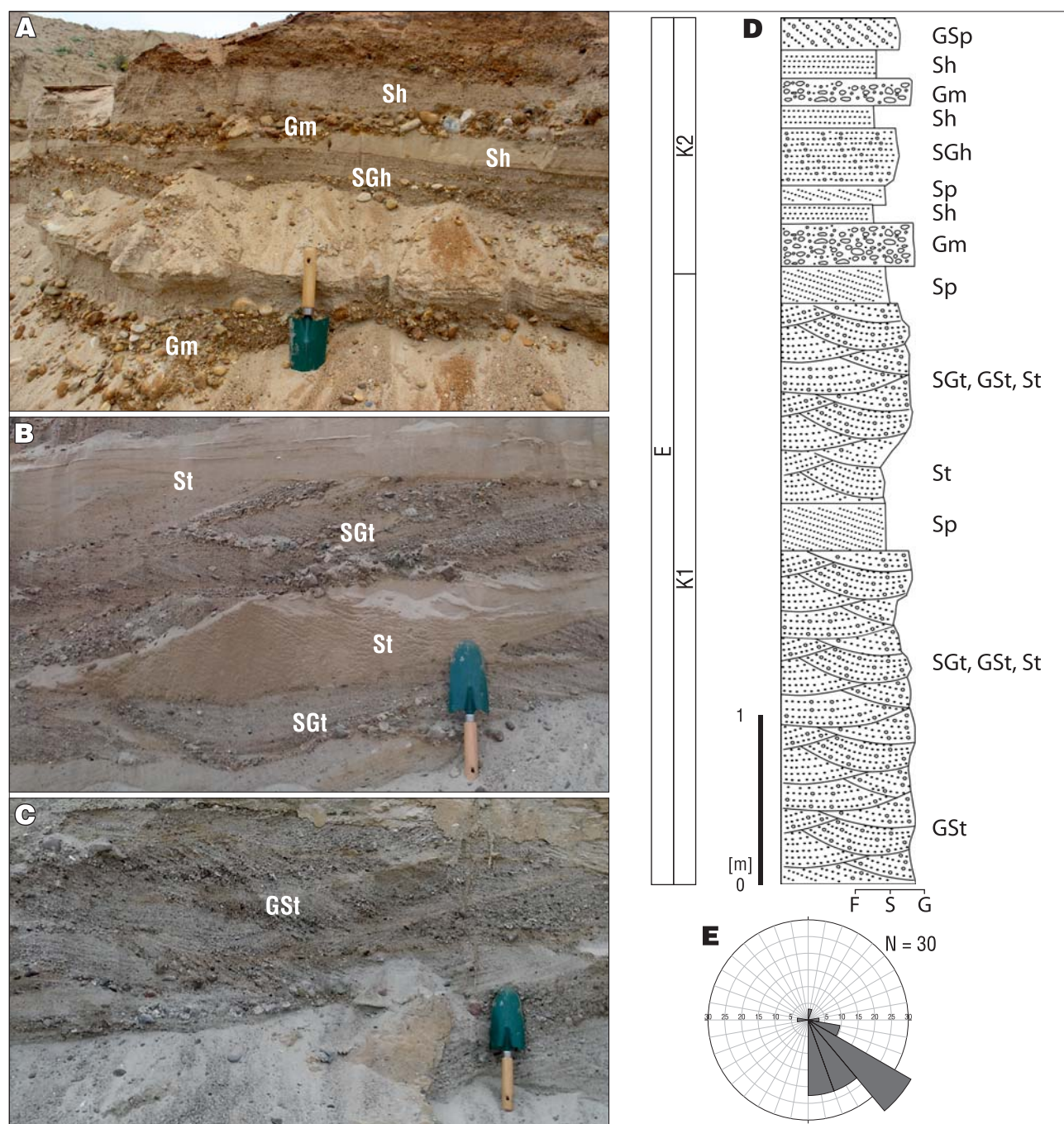
Fig. 7. Teodorów 1 site: A – meridionally running contact between fluvio-glacial deposits of the tunnel valley filling (unit E) and the Wartanian till (unit D) – viewed from SW; B – as above, part of exposure; C – exposure wall – viewed from S

kontynuacji utworów glacialfluwialnych na stropie gliny, tworzącej tu powierzchnię wysoczyzny morenowej.

W Teodorowie wody roztopowe po wypełnieniu rynny osadami nie akumulowały ich na obrzeżeniu powyżej stropu gliny – być może dlatego, że na glinie wokół rynny spoczywały masy lodu i po wypełnieniu rynny ustały warunki sprzyjające dalszej akumulacji. Inną możliwą przyczyną ustania akumulacji mógł być zanik regularnego dopływu wód niosących materiał osadowy w efekcie przejścia rozległej części lobu lodowcowego w martwy lód. Prawdopodobnie lód ograniczał rynnę Miazgi–Wolbórki tylko lokalnie, ponieważ w północnej części rynny (np. w okoli-

cach Bukowca, Karpina i Justynowa) na powierzchni gliny i na jej obrzeżeniu powstała pokrywa osadów glacialfluwialnych. Stropowa część osadów wypełnienia rynny mogła także w tych miejscach zostać mocno rozszerzona w wyniku erozyjnego rozcięcia gliny lodowcowej. W zasięgu rynny w Łaznowskiej Woli (ok. 800 m na północ od stanowiska Teodorów) powstał także pagórek, który Turkowska i Wiczorkowska (1994) określiły jako oz.

Stanowisko Kotliny 2. Osady wypełnienia rynny (jednostka E). W profilu osadów wyróżniono dwa zespoły litofacialne E-K1 – dolny i E-K2 – górny (ryc. 8).



Ryc. 8. Stanowisko Kotliny 2: **A** – horyzontalnie warstwowane piaski i żwiry zespołu E-K2; **B** – piaski i żwiry z rynnowym warstwowaniem przekątnym górnej części zespołu E-K1; **C** – żwiry z rynnowym warstwowaniem przekątnym dolnej części zespołu E-K1; **D** – profil osadów glacialfluwialnych w odsłonięciu; **E** – orientacja struktur przekątnego warstwowania (wektor wypadkowy: $140,6^\circ$, siła wektora: 0,87)

Fig. 8. Kotliny 2 site: **A** – horizontally stratified sands and gravels of complex E-K2; **B** – sands and gravels with trough cross-stratification in the upper part of complex E-K1; **C** – gravels with trough cross-stratification in the lower part of complex E-K1; **D** – fluvio-glacial sediments in the outcrop; **E** – orientation of the cross-stratification (trend: $140,6^\circ$, mean length: 0.87)

Zespół E–K1 tworzą rynnowo warstwowane żwiry, piaski ze żwirem oraz piaski. Miejscami podścielają je masywne i horyzontalnie warstwowane mułki o zielonkawym zabarwieniu. Pojedyncze rynny erozyjne mają wypełnienie o miąższości od 10 do 40 cm. W dolnej części dominują żwiry (ryc. 8C), natomiast w środkowej oraz górnej podobny udział mają żwiry, piaski i piaski ze żwirem (ryc. 8B). Miejscami występują przekątnie oraz horyzontalnie warstwowane piaski i piaski ze żwirem. Litofacie o warstwowaniach przekątnych mają orientację w kierunku SE (ryc. 8E). Miąższość zespołu wynosi ok. 5 m.

Zespół E–K2 jest złożony z naprzemianległych warstw piasków i żwirów, głównie w litofacjach żwirowej, piasku żwirowego i piasku o warstwowaniu horyzontalnym oraz przekątnym płaskim. Ich miąższość waha się od 10 do 50 cm, rozciągłość zaś przekracza 20 m (ryc. 8A). W litofacjach żwirowych klasty są przeważnie dobrze upakowane i wysortowane, a ich średnice nie przekraczają 10 cm. Miąższość zespołu wynosi ok. 2 m.

Dolny zespół litofacji (E–K1) został osadzony w korytach rzeki roztokowej z migrującymi megariplomarkami o krętych krawędziach. Były to koryta o głębokości do 1 m. Przepływ wody odbywał się w warunkach subaeralnych w kierunku SE, czyli zgodnie z orientacją rynny. W trakcie akumulacji wyższego kompleksu osadów (E–K2) dochodziło do przepływów w warunkach górnego płaskiego dna. Świadczą o tym następstwo, pokrój i znaczna rozległość litofacji żwirowej, piaszczystej i piasku żwirowego o warstwowaniu horyzontalnym. Przepływy charakteryzowały się zmienną dynamiką, jednak w trakcie akumulacji górnej jednostki ich energia była wyższa. W dolnym zespole litofacji prędkość przepływu wód roztopowych wynosiła przeważnie $0,2\text{--}0,5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, natomiast w górnym zwiększała się okresowo do ok. $0,7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 9).

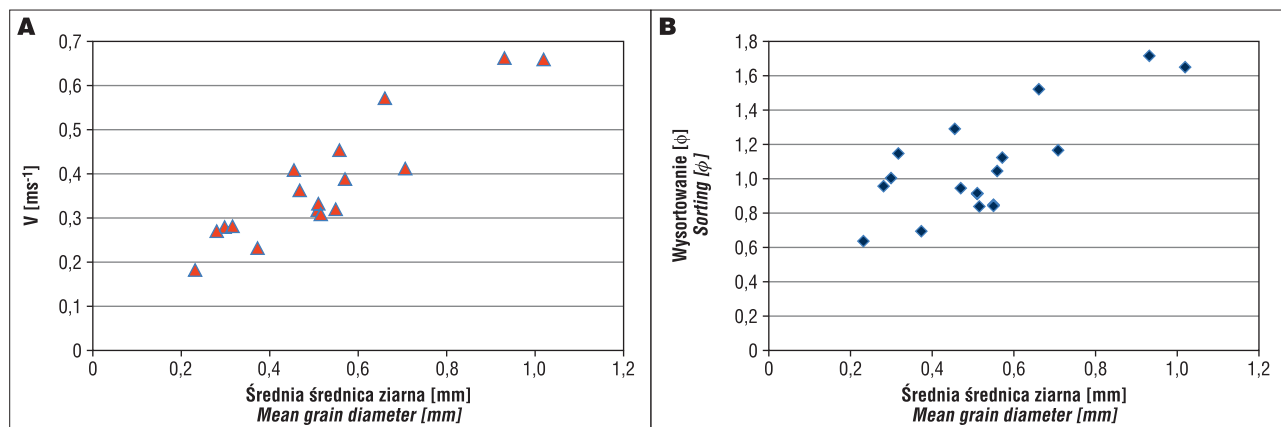
Stanowisko Łaznowska Wola. Osady wypełnienia rynny. W odsłonięciu udokumentowano profil osadów glacialfluwialnych stanowiący fragment jednostki E. Składa się on głównie z litofacji: St, SGt, Sr, Sh, SGh i Sp (ryc. 10). W dolnej części profilu dominują przekątnie rynnowo warstwowane piaski i piaski ze żwirem średniej skali. Wysortowanie osadów jest zmiennie – od umiarkowanego do słabego (ryc. 9). Osady te są rozdzielone przez litofacje piaszczyste z riplemarkowym warstwowaniem przekątnym oraz laminacją poziomą. Miąższość litofacji Sr wynosi 20 cm, występuje ona w sukcesji SGt – St – Sr. Litofacja Sp występuje jako niewielkie przewarstwienia. Jej miąższość waha się od 10 do 15 cm. W górnej części profilu dominują zestawy horyzontalnie warstwowanych piasków i piasków ze żwirem o słabym wysortowaniu. Miąższość zestawów waha się od 5 do 50 cm. Jako drugorzędne występują litofacje masywnych piasków oraz piasków warstwowanych przekątnie płasko. Miejscami pojawiają się rozmycia erozyjne wypełnione piaskiem lub żwirem (Se, SGe, Ge) o maksymalnej miąższości 60 cm.

Analizowane osady wykazują znaczne podobieństwo cech litologicznych do utworów w stanowisku Kotliny 2. W profilu obserwuje się zmienność osadów pod względem zarówno uziarnienia, jak i różnorodności zapisanych form dna – od małych riplemarków po megariplomarki o krętych krawędziach i odsypy poprzeczne. Litofacje SGh i Sh powstawały w warunkach górnego płaskiego dna. Duża zmienność uziarnienia osadów świadczy o zróżnicowanej dynamice przepływu. Obecność rozmyć erozyjnych wskazuje na występowanie lokalnych, silniej erodujących, prądów. Miąższość warstw świadczy o dominacji niewielkich form dna, charakterystycznych dla płytkich przepływów roztokowych. Sukcesja SGt – St – Sr jest najprawdopodobniej zapisem opadania fali wezbraniowej. Wody roztopowe osiągały przeciętnie prędkość $0,2\text{--}0,4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Przepływy o większej energii zapisywały się w postaci form erozyjnych.

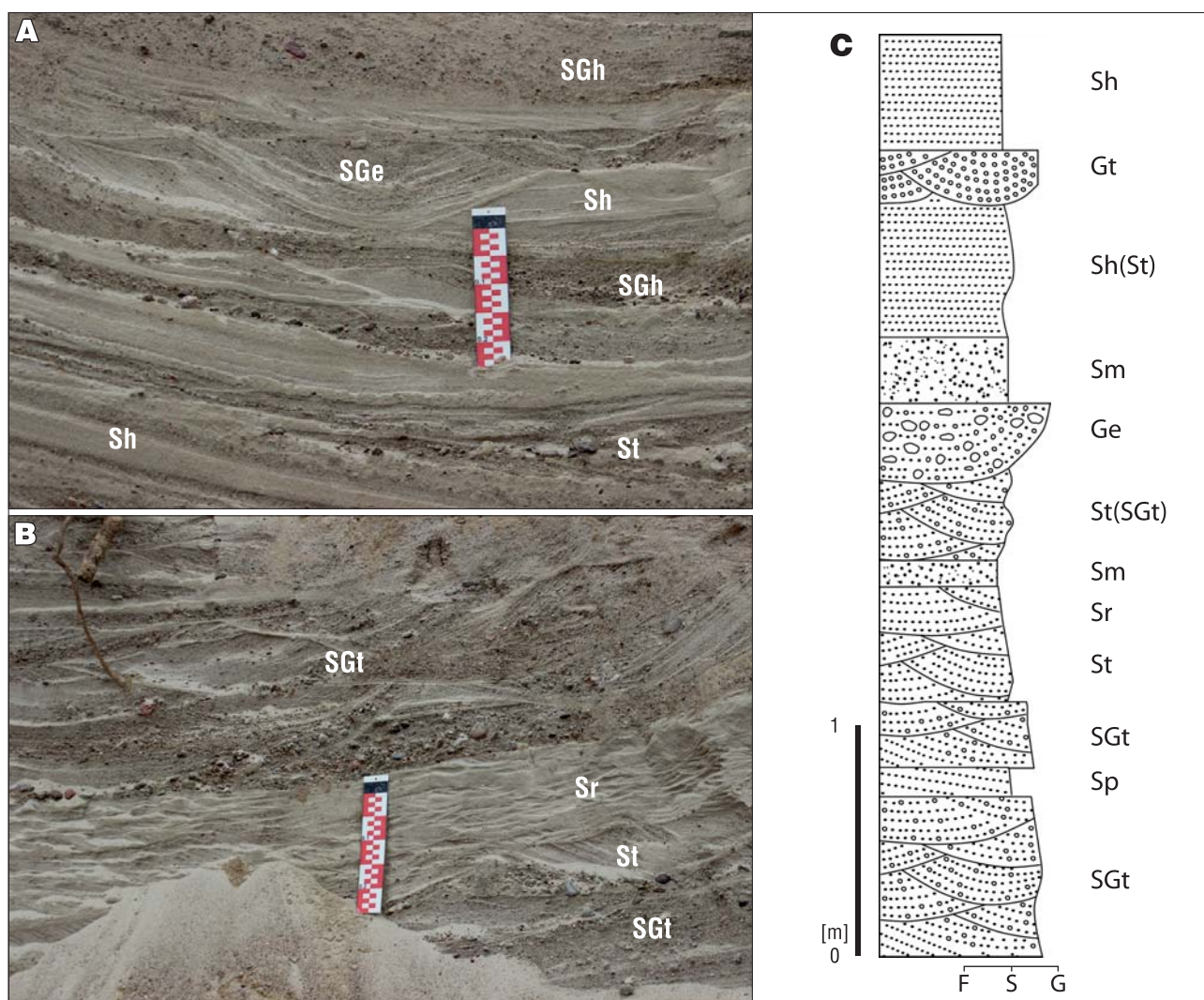
Analizowane osady wykazują znaczne podobieństwo cech litologicznych do utworów w stanowisku Kotliny 2. W profilu obserwuje się zmienność osadów pod względem zarówno uziarnienia, jak i różnorodności zapisanych form dna – od małych riplemarków po megariplomarki o krętych krawędziach i odsypy poprzeczne. Litofacje SGh i Sh powstawały w warunkach górnego płaskiego dna. Duża zmienność uziarnienia osadów świadczy o zróżnicowanej dynamice przepływu. Obecność rozmyć erozyjnych wskazuje na występowanie lokalnych, silniej erodujących, prądów. Miąższość warstw świadczy o dominacji niewielkich form dna, charakterystycznych dla płytkich przepływów roztokowych. Sukcesja SGt – St – Sr jest najprawdopodobniej zapisem opadania fali wezbraniowej. Wody roztopowe osiągały przeciętnie prędkość $0,2\text{--}0,4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Przepływy o większej energii zapisywały się w postaci form erozyjnych.

Struktura pagórka w Łaznowskiej Woli na tle wypełnienia rynny

W ramach obserwacji drugorzędnych form morfologicznych występujących na obszarze rynny Miazgi–Wolbórki przeanalizowano osady pagórka w Łaznowskiej Woli, który Turkowska i Wieczorkowska (1994) oznaczyły na mapie geologicznej jako oz. Forma ta ma 650 m długości i ok. 5 m wysokości (ryc. 11A i B). Na podstawie prac terenowych, danych LiDAR i zdjęć lotniczych stwierdzono, że w latach 2017–2019 blisko połowa tego wzniesienia nosiła ślady robót górniczych, sięgających 15–30 m poniżej dawnej powierzchni terenu. Z powodu złego zachowania ścian odsłonięcia prześledzenie osadów było możliwe jedynie na pewnych odcinkach. Kompleks glacialfluwialny osiąga tu do 20 m miąższości i wykazuje podobieństwo do



Ryc. 9. Wybrane cechy teksturalne osadów rynny Miazgi–Wolbórki: **A** – stosunek średniej średnicy ziaren wg Folka i Warda (1957) do prędkości przepływu (Williams, 1983); **B** – stosunek średniej średnicy ziaren do wskaźnika wysortowania wg Folka i Warda (1957)
Fig. 9. Selected texture features of the Miazga–Wolbórka tunnel valley infill: **A** – ratio of mean grain diameter according to Folk and Ward (1957) to flow velocity (Williams, 1983); **B** – ratio of mean grain diameter to sorting index according to Folk and Ward (1957)



Ryc. 10. Stanowisko Łaznowska Wola: **A** – piaski i piaski ze żwirem warstwowane horyzontalnie oraz z rynnowym warstwowaniem przekątnym w małej skali; **B** – piaski i żwiry z rynnowym warstwowaniem przekątnym; **C** – profil osadów fluwioglacjalnych w odsłonięciu
Fig. 10. Łaznowska Wola site: **A** – sands with gravels, horizontally stratified with small-scale trough cross-stratification; **B** – sands and gravel with trough cross-stratification; **C** – fluvioglacial sediments in the outcrop

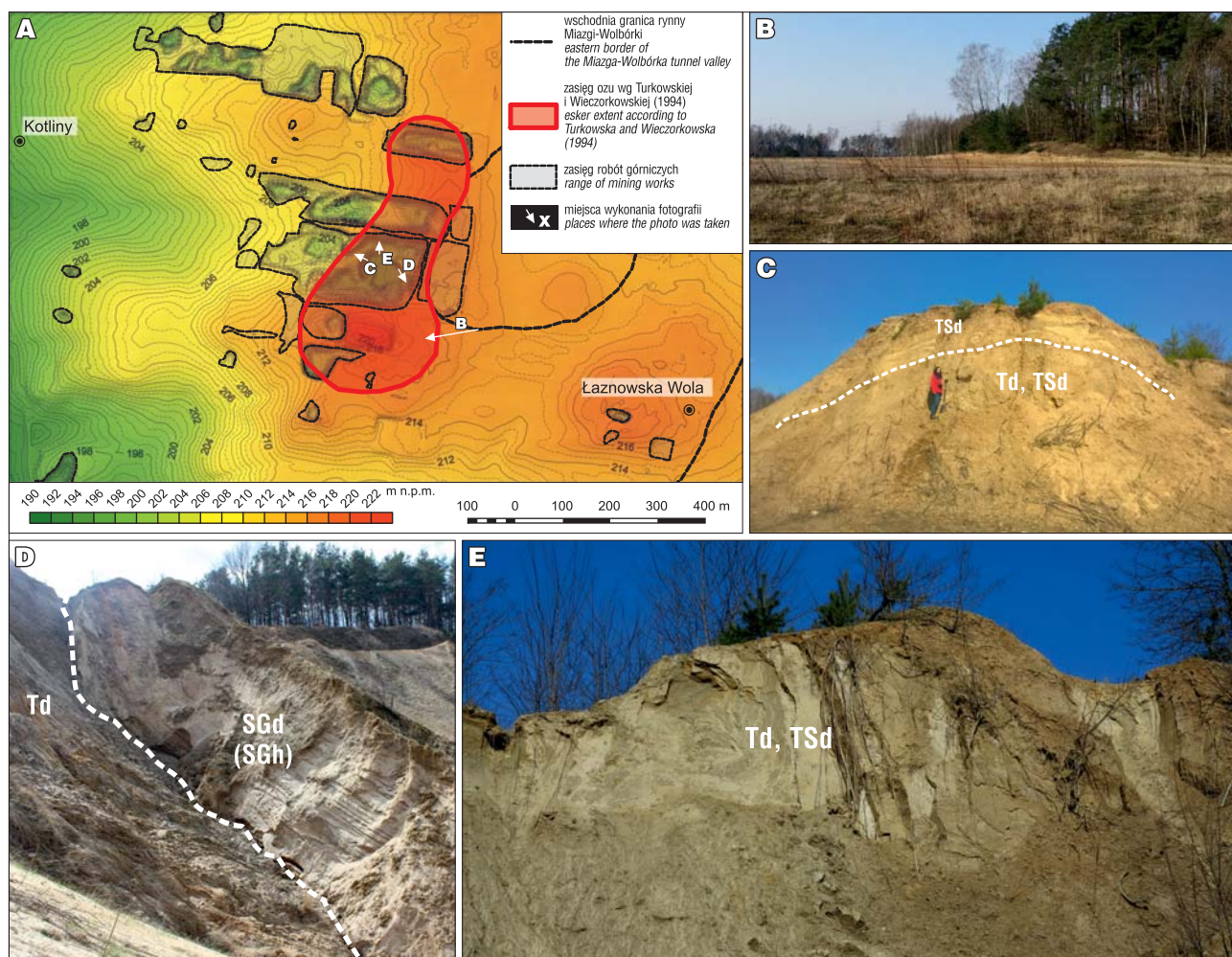
osadów górnej części zespołu litofacji w stanowisku Łaznowska Wola. Tworzą go głównie warstwowane horyzontalnie piaski i piaski ze żwirem (Sh, SGh) w wielkiej skali. Podrzędnie występują litofacje piasków oraz piasków ze żwirem miąższości do 30 cm o warstwowaniu riplemarkowym i przekątnym rynnowym. Ich udział zmniejsza się w górę profilu. Odnotowano obecność sukcesji osadowej SGt – St – Sr. Miejscami występują również przewarstwienia mułkowe o miąższości od 5 do 15 cm. Utwory te są powszechnie zdeformowane, choć w różnym stopniu. Występują w nich struktury typu diapirowego i dajki klastyczne ze strefami mniejszych zaburzeń w ich otoczeniu.

Na zachodnim obrzeżeniu pagórka oraz w jego środkowej części występują diapiry mułków z udziałem piasków i pojedynczych klastów o średnicy do 15 cm, niemal pionowo równomiernie wyciśnięte z podłoża serii wypełniającej rynnę i całkowicie przebijające osady glacialfluwalne (ryc. 11B i D). Również osady we wschodniej części pagórka ujawniają znaczne deformacje na kontakcie z dużym diapirem (ryc. 11C).

W miarę oddalania się od diapirów skala odkształceń osadów staje się coraz mniejsza. Ławice osadów piaszczysto-żwirowych są nachylone pod kątem 50–80°. Można

sądzić, że jest to strefa tzw. aureoli diapiru o mniejszych amplitudach deformacji.

Dominujący udział w strukturze pagórka osadów wypełnienia rynny (jednostki F), w postaci głęboko (>25 m) zakorzenionych struktur deformacyjnych oraz duże wychylenie warstw od pierwotnego układu sprawiają, że nie można opisywanej formy uznać za oz ani strukturę pokrewną ozowi. W pagórku tym nie występują litofacje charakterystyczne dla ozów (m.in. Michalska, 1971; Brenand, 1994). W osadach wypełnienia rynny (jednostce E) dominują litofacje Sh, SGh, SGt i St – typowe dla zalewów warstwowych oraz przepływów o zmiennej energii w korytach roztokowych. Okresowo dochodziło również do zamierania przepływu i akumulacji mułków. Biorąc pod uwagę rozprzestrzenienie i układ warstw osadów, należy uznać, że jest to pagórek o genezie deformacyjnej. Powstał on w wyniku wyciśnięcia w postaci diapirów i dajek klastycznych osadów o przewadze frakcji pylastej, pierwotnie występujących na dnie rynny Miazgi–Wolbórki lub podścielających ją. Proces ten zachodził w warunkach przesylenia wodą osadów glacialfluwalnych złożonych w rynnie. Czynnikiem sprzyjającym wytworzeniu tych deformacji był odwrócony gradient gęstości materiału. Najlepsze



Ryc. 11. Pagórek w Łaznowskiej Woli: **A** – lokalizacja na tle rzeźby terenu i zasięgu robót górniczych; **B** – widok na część południową od zachodu; **C** – diapir mułowy na zachodnim stoku pagórka (widok na NW); **D** – wschodni stok pagórka – widok na SW, na kontakt diapiru piaszczysto-mułowego (po lewej stronie) z poddartymi (50–80°) warstwami glaciofluwialnego stożka napływowego; **E** – osiowa część diapiru mułowo-piaszczystego w środkowej części pagórka

Fig. 11. Hill in Łaznowska Wola: **A** – location on the background of the relief and the range of mining works; **B** – view of the southern part from the W; **C** – mud diapir on the western slope of the hill (view to the NW); **D** – eastern slope of the hill; view to the SW on the contact of the sandy-silt diapir (on the left) with upturned (50–80°) layers of a glaciofluvial fan; **E** – axial part of a muddy-sandy diapir in the central part of the hill

warunki do nasiąknięcia wodą osadów rynny nastąpiły wówczas, kiedy kończyła się w niej akumulacja, a przy tym w jej zlewni było jeszcze dużo nieaktywnego lodu, który mógł stanowić obfite źródło wody roztopowej. Wielkie płyty lodu dzieliły się wtedy, obłamywały i lokalnie pogażały, co wywołało skomplikowane układy naprężeń, lecz o dominacji siły składowej pionowej. Można także rozważyć znaczenie przemarzania osadów wypełnienia rynny. Tego typu zjawiska mogą wytłumaczyć pojawienie się dajki klastycznej w Teodorowie. Jednakże nie znaleziono żadnych struktur szczelinowych, wskaźnikowych dla rozwoju wieloletniej zmarzliny – choćby wyspowej (por. Goździk, 1973).

DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Rozmiary rynny i jej geneza

Rezultaty ostatnich badań rynny Miazgi–Wolbórki świadczą o znacznie większych rozmiarach tej kopalnej formy, niż zarejestrowały to Turkowska i Wieczorkowska

(1994). Jednakże na niektórych odcinkach dokładne ustalenie jej parametrów wymaga dalszych badań. Na przykład w miejscach, gdzie na wysoczyznach sąsiadujących z rynną glina warciańska nie występuje w położeniu przypowierzchniowym, trudno rozdzielić osady glaciofluwialne należące do rynny od osadów leżących na glinie warstwą grubości kilku lub kilkunastu metrów. Są także trudności z określeniem głębokości rozcięć erozyjnych.

Analizując głębokość północnego odcinka rynny autorzy przyjęli na podstawie danych z wiercenia w Bedoniu Przykościelnym, że dno rynny może sięgać najgłębiej do rzędnej 103 m p.p.t. Według Trzmiela i Nowackiego (1987) poziom ten to granica wcięcia osadów rzecznych w czasie interglacjalnego mazowieckiego, które miało sięgać wówczas w dolinie Miazgi 50 m, a w dolinie Pilicy k. Sulejowa nie przekraczało 20 m. Wyjaśnieniem tych różnic mogłyby być ruchy pionowe w czasie neotektonicznej fazy mazowieckiej, wyróżnionej przez Baraniecką (1975). Według Trzmiela i Nowackiego (1987) miały one szczególne natężenie w zasięgu antykliny Justynowa, w północnej części zlewni Miazgi. Ta domniemana aktywność nie znajduje

potwierdzenia w ułożeniu różnych ogniw plejstocenu na tym obszarze.

Warto przypomnieć, że dyskusja nad różnicami rozcięć fluwialnych i znaczeniem ruchów neotektonicznych w różnych etapach neogenu i plejstocenu była prowadzona w różnych regionach Polski. Na przykład na Wyżynie Woźnicko-Wieluńskiej, gdzie przeanalizowano metodami geostatystycznymi bogatą bazę wierceń, udokumentowano duże różnice wcięć rynien subglacjalnych, podważając fluwialną genezę najgłębszych rozcięć erozyjnych i skalę ruchów neotektonicznych (Szubert, 2012). Autorzy widzą w badanym przypadku rynny wiele analogii do uwarunkowań rynien subglacjalnych pochodzących ze zlodowacenia odry, m.in. z okolic Częstochowy.

Mimo niepełnych danych o szczegółach geometrii analizowanej formy należy odnotować charakterystyczną dla wielu rynien zmienną szerokość zarysu formy, znaczną zmienność miąższości jej wypełnienia, odcinki dna rynny z przegłębieniami oraz udział nachylenia przeciwnego do kierunku odpływu wód w kanale subglacjalnym. Cechy te mogą oznaczać występowanie fazy przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym w okresie największego rozcinania osadów podłoża (ryc. 12A), co jest uznawane za powszechną cechę rynien subglacjalnych (m.in. Nye, 1976; Huuse, Lykke-Andersen, 2000; Stumm, 2010). Alexowsky (1996) określa taką genezę przegłębień w dnach rynien jako subglacjalno-hydrodynamiczną.

Powstanie rynny subglacjalnej o tak dużych rozmiarach jest związane z występowaniem wysokoenergetycznych przepływów, często o oddziaływaniu katastrofalnym (Piotrowski, 1994). Faza powiększania się tunelu i tworzenia przegłębienia wynikała z obfitej dostawy wód roztopowych. Znaczną zmienność głębokości rozcięć subglacjalnych można także tłumaczyć multiplikowaniem się rynien subglacjalnych na jednej linii, ale pochodzących z różnych nasunięć. Takiej sytuacji nie można wykluczyć ani w północnej części badanej rynny (por. Trzmiel, Nowacki, 1985), ani w południowej (por. Nowacki, 1991).

Wypełnienie rynny i jego geneza

Wypełnianie rynny rozpoczęło się najprawdopodobniej na etapie kanału subglacjalnego, kiedy transport materiału odbywał się pod ciśnieniem hydrostatycznym – na pewnych odcinkach pod górę (Shreve, 1972). Akumulacja zachodziła na odcinkach o największej głębokości, gdzie energia przepływu mogła być mniejsza z powodu większego pola przekroju kanału (Brennand, 1994). Jednak utwory piaszczysto-żwirowe obniżen erozyjnych są znane jedynie z wierceń, więc ustalenie ich dokładnej genezy jest problematyczne. W odkrywkach odsłania się jedynie wypełnienie wyższych części rynny, składające się głównie z piasków glacyfluwialnych i piasków żwirowych rzek roztopowych. Ich akumulacja odbywała się w podłużnej, śródlodowej rozpadlinie pod ciśnieniem atmosferycznym (ryc. 12C). Charakterystyczna zmienność tych osadów wynika z okresowego występowania w trakcie ich sedymentacji zalewów warstwowych o przeciętnej i niskiej energii oraz warunków przepływów w korytach roztopów, w których rozwijały się megariplemarki typu 2D i 3D. Mniejszy udział mają w nich żwiry, diamiktony oraz mułki – występujące głównie w przystropowych partiach wypełnienia rynny. W porównaniu do utworów innych rynien subglacjalnych

z Nizu Polskiego profile osadów wypełniających rynnę Miazgi–Wolbórki wyróżniają się stosunkowo małym udziałem żwirów (por. Salamon, 2009; Pisarska-Jamroży, Zieliński, 2012). W profilach tych osadów w dostępnych odsłonięciach nie stwierdzono zapisu przepływów bardzo wysokoenergetycznych, charakterystycznych dla gwałtownych wezbrań udokumentowanych w niektórych rynnach obszaru staroglacjalnego (por. Jaksa, Rdzany, 2002; Salamon, 2009; Frydrych, 2016; Frydrych, Rdzany, 2016).

Chociaż można przyjąć, że dno rynny zostało uformowane w wyniku erozji wód płynących w rynnie subglacjalnej w strefie brzeżnej żywego lądolodu, dynamika wód w trakcie wypełniania rynny była głównie na średnim i niskim poziomie, a tylko niekiedy na wysokim. Akumulacja serii glacyfluwialnej o znacznej objętości wskazuje na obfitą dostawę materiału morenowego, intensywne jego przemywanie i redepozycję, a także odwadnianie rozległej zlewni w obrębie lobu lodowcowego.

Pogląd Turkowskiej (1984a, b), jakoby rynna mogła powstać w obszarze między lobem Widawki i Rawki w warunkach interlobalnych, należy poddać korekcie. Zdaniem autorów rynna wypełniała się w warunkach przepływu w kanale subglacjalnym i otwartego szlaku glacyfluwialnego, który był ograniczony w różnym stopniu ścianami lodu. Przy tym był to szlak rozwinięty wewnątrz lodu. Zgodnie z koncepcją przedstawioną przez Rdzanego (2009) była to zachodnia część tzw. lobu południowomazowieckiego. W czasie deglacjacji arealnej, która zachodziła na badanym obszarze, zachodnia część Wzniesień Łódzkich była pokryta mocno spiętrzoną pokrywą lodową, a znaczną dynamikę lądolodu potwierdza tam szeroki pas deformacji glacytektonicznych, opisanych m.in. przez Klatkową (1972). Wody ablacyjne, wydostające się z lodu lodowcowego o znacznej miąższości, w okolicach dzisiejszej Łodzi dostawały się do podlodowego a potem śródlodowego szlaku Miazgi–Wolbórki, niezależnie od zasilania z pokrywy lodowej, leżącej na Wysoczyźnie Piotrkowskiej i Bełchatowskiej. Znaczna część litofacji wypełnienia rynny (St, SGt, Sh, SGh) powstała już w warunkach braku stropu lodowego, a więc w dolinie płaskodennej i szerokiej zwykle na kilkaset metrów, z rozszerzeniami do ponad 2 km. System rzeczny tworzyły głównie płaskodenne roztopki, szybko agradujące na równinie roztopkowej, a jednocześnie poszerzające erozyjnie swoje dno. Przepływy były płytkie (do 1 m) i o zmiennej dynamice. Dochodziło również do krótkotrwałych epizodów blokowania wód i akumulacji zbiornikowej. Akumulacja osadów glacyfluwialnych trwała zasadniczo do poziomu wysoczyzny, zrównując się często ze stropem glacyfluwialnej. Lokalnie, w miarę zaniku lodu, wody roztopowe nanosiły osady na powierzchnię gliny. W tym czasie w większym oddaleniu od rynny, np. w okolicach Romanowa czy Tychowa, powstały niewielkie moreny martwego lodu, a w pobliżu Srocka i Pałczewa uformowały się niewielkie kemy (Turkowska, Wieczorkowska, 1999). Na tej podstawie przyjęto pogląd, że rynna Miazgi–Wolbórki w zaawansowanej fazie wypełniania funkcjonowała w strefie brzeżnej lądolodu o szerokości rzędu co najmniej 40–45 km, objętej w całości deglacjacją arealną. Na możliwość obfitego zasilania wodami roztopowymi z okolic Łodzi wskazują pośrednio m.in. występujące tam liczne ślady glacytektoniki i nagromadzenie form glacymarginalnych, świadczące o wyjątkowych w regionie spiętrzeniach lodu

(m.in. Klatkowska, 1972; Trzmiel, Nowacki, 1985; Goździk, Wieczorkowska, 2002). Część lądolodu, w okolicach Łodzi wznosząca się stosunkowo wysoko względem obszaru na południu, stanowiła duży rezerwuuar wód roztopowych, które odpływały konsekwentnie ku obniżeniu doliny Pilicy, kształtowały głównie rynnę Miazgi–Wolbórki oraz zapewne i inne mniejsze szlaki odpływu.

Osady wypełniające rynnę przypominają utwory dystalnych i pośrednich sandrów (Zieliński, van Loon, 2002). Bliżej im jednak do osadów równin sandrowych, charakterystycznych dla Niżu Polskiego, niż np. współczesnych stożków sandrowych na przedpolu islandzkich czap lodowych (por. Zieliński, van Loon, 2002; Zieliński, 2014). Istnieje także znaczne podobieństwo do glacialfluwialnych osadów kemów na obszarze Wzniesień Łódzkich (Klajnert, 1978; Rdzany, 1997, 2009) i dorzecza środkowej Warty (Krzemiński, 1997; Jaksza, 2006). Analogie do kemów są nieco liczniejsze niż do struktur w sandrach ze względu na występowanie rozległych deformacji typu diapirowego w kemach (np. Rdzany, 2006), których nie spotyka się w sandrach proglacialnych Niżu Polskiego. Znalaziono je wprawdzie w utworach proglacialnych na innych obszarach zlodowaceń plejstoceny, co odnotowali m.in. Mc Carroll i Rijdsdijk (2003).

Pod koniec deglacjacji zaczął się proces przekształceń rzeźby w warunkach zmian klimatycznych – od klimatu umiarkowanego do arktycznego – trwający do dziś. Do najbardziej aktywnych procesów morfogenetycznych należały na tym obszarze procesy fluwialne, stokowe oraz eoliczne. Przekształcenia te zyskały szczególne nasświetlenie w pracach Turkowskiej (m.in. 1988b, 2006).

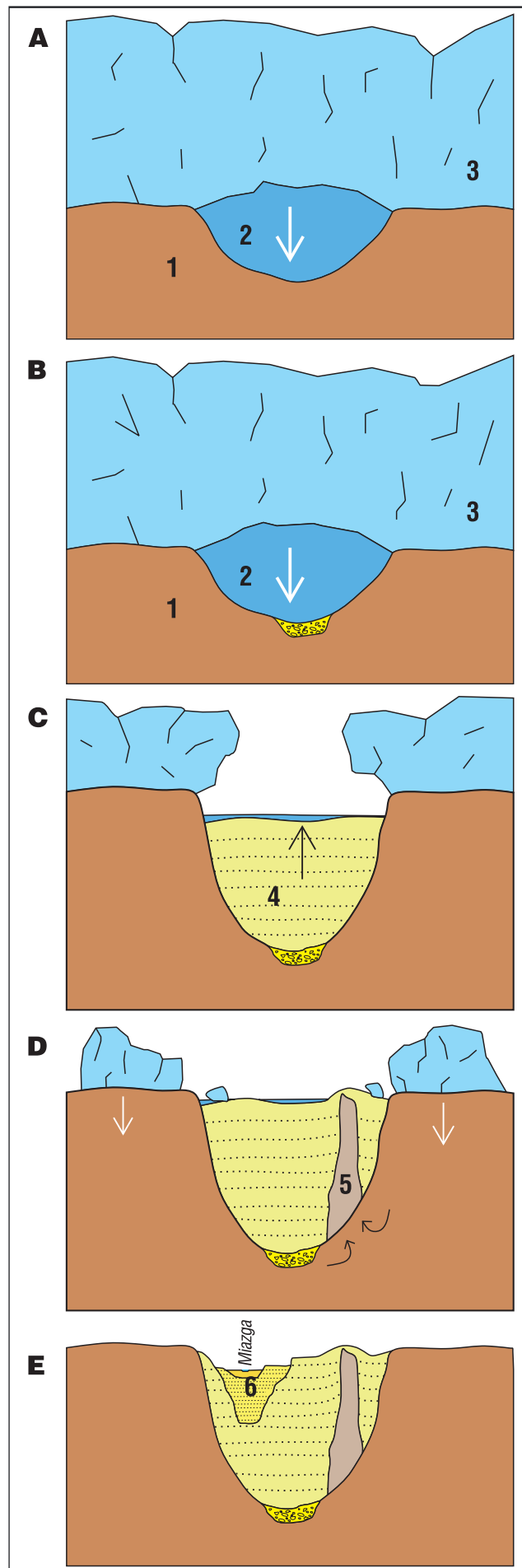
Geneza i rola zaburzeń w wypełnieniu rynny i pagórka w Łaznowskiej Woli

W osadach glacialfluwialnych wypełniających rynnę Miazgi–Wolbórki dość powszechnie występują drobne zaburzenia dysjunktywne, rzadziej fleksuralne lub w postaci małych fałdów. Są one powszechne w kemach, ozach,

→

Ryc. 12. Etapy powstawania rynny subglacialnej Miazgi–Wolbórki: **A** – rozwój kanału typu N z głęboką erozją subglacialną i fazą przepływu pod ciśnieniem hydrostatycznym; **B** – inicjalna akumulacja osadów glacialfluwialnych pod ciśnieniem hydrostatycznym; **C** – etap zapewniania rynny do zrównania z powierzchnią wysoczyzny w warunkach rozpadliny lodowej (deglacja arealna); **D** – wyciśnięcia osadów w postaci diapirow i dajek klastycznych i inne deformacje w warunkach deglacjacji arealnej; **E** – stan obecny; **1** – osady podłoża lądolodu; **2** – wody roztopowe; **3** – lód lodowcowy; **4** – osady glacialfluwialne wypełnienia rynny; **5** – deformacje osadów wypełnienia rynny; **6** – osady fluwialne i stokowe wistulianu i holocenu

Fig. 12. Stages of the formation of the Miazga–Wolbórka subglacial tunnel valley: **A** – development of the N-type tunnel with deep subglacial erosion and flow phase under hydrostatic pressure; **B** – initial accumulation of glaciofluvial sediments under hydrostatic pressure; **C** – stage of filling the tunnel to level it with the surface of the plateau under ice depression (areal deglaciation); **D** – diapirization and other deformations under conditions of areal deglaciation; **E** – current status; **1** – glacial bed sediments; **2** – meltwater; **3** – glacier ice; **4** – glaciofluvial sediments of the tunnel fill; **5** – deformations of the tunnel fill; **6** – Weichselian and Holocene fluvial and slope sediments



sandrach i innych formach glacyfluwalnych na obszarze staroglacjalnym Niżu Polskiego (m.in. Michalska, 1971; Klatkowa, 1972; Klajnert, 1978; Mojski, 2005; Godlewska, 2014). Oprócz nich w analizowanej rynnicy występują koncentracje struktur deformacyjnych, obejmujące cały profil widoczny w odkrywkach, stwierdzone w odsłonięciach kopalń w Łaznowskiej Woli i Teodorowie. W strefach tych zaburzeń wyróżniono duże intruzje neptuniczne o cechach diapirów, przekraczające w pionie zasięg odsłoneń (25–30 m). Czynnikiem sprzyjającym powstawaniu deformacji diapirowych, dajek i mniejszych struktur tego typu, np. struktur ucieczkowych, było silne przepojenie osadów wodą. Mogło się ono utrzymywać przez cały czas zasypywania rynnicy – aż do końca deglacjacji. Ważnym czynnikiem, który sprzyjał deformowaniu osadów, był odwrócony gradient gęstości, stwierdzany w miejscach dużych zaburzeń osadów (np. piaski żwirowe na mięjszych osadach mułkowych dolnej części rynnicy lub podłoża rynnicy). Istotnym czynnikiem spustowym, być może najważniejszym, mogły być nierównomierne naciski lodu – zjawiska nagłego pogrążania się większych i mniejszych płytów martwego lodu w czasie deglacjacji arealnej (ryc. 12D). Obłamywanie się lodu, zmienność naprężeń w czasie tych nacisków i lokalne pogrążanie się płytów lodu w płynnej masie nawodnionego osadu prowadziło do powstawania struktur deformacyjnych, które wyraźnie wskazują na dominację siły składowej pionowej, odpowiedzialnej za zaburzenia. Do tego typu deformacji dochodziło dopiero w końcowym etapie zasypywania rynnicy, być może dlatego, że wcześniej w warunkach lodu żywego bardziej równomierny rozkład naprężeń na podłożu lodolodu nie sprzyjał powstawaniu wspomnianych deformacji. Można także przypuszczać, że jeśli dochodziło np. do lokalnych wyciśnięć osadów, ich efekty były szybko niszczone wskutek erozji i depozycji osadów na równinie roztokowej rynnicy przez wody roztopowe.

Duża strefa deformacji obejmuje większą część pagórka w Łaznowskiej Woli. Wydzielenie na mapie geologicznej i szkicu geomorfologicznym ozu w postaci pagórka kilkumetrowej wysokości nie ma uzasadnienia w sytuacji braku cech litofacjalnych typowych dla ozów oraz stwierdzenia w jego obrębie opisanych silnych deformacji diapirowych. Nie ma podstaw także przypisywanie mu genezy kemowej. Znane są wprawdzie kemy diapirowe, lecz deformacje w ich obrębie stanowią zwykle niewielką część ich struktury, a tutaj mamy do czynienia z dominacją deformacji w objętości całej formy. Jest to zatem pagórek o genezie deformacyjnej, który powstał głównie w wyniku wyciskania osadów w formie diapirów. Analiza danych LiDAR pozwala wyróżnić podobne pagórki i elipsoidalne nabrzmienia na linii opisywanej rynnicy, lecz potwierdzenie ich genezy wymaga dalszych badań. Szczegóły wykształcenia rozległych deformacji diapirowych i dajek przebijających osady rynnicy są przedmiotem odrębnych analiz.

WNIOSKI

Wyniki badań rynnicy Miazgi–Wolbórki wskazują na istotną rolę tego typu form w odwodnieniu obszaru i transzycję osadów glacyfluwalnych w trakcie recesji ostatniego lodolodu ze staroglacjalnego obszaru Niżu Polskiego. Funkcjonowanie rynnicy istotnie kształtowało elementy

mało urozmaiconej rzeźby w zasięgu zlewni Miazgi i Wolbórki.

Cechy morfologiczne i sedimentologiczne rynnicy oraz sąsiednich form wysoczyznowych wskazują na arealny przebieg deglacjacji, która zakończyła się uformowaniem łagodnej rzeźby wysoczyznowo-dolinnej pogranicza Wzniesień Łódzkich, Równiny Piotrkowskiej i Wysoczyzny Bełchatowskiej. Niewielkie nachylenie podłoża lodolodu na południe i dobrze rozwinięty drenaż subglacjalny nie sprzyjały powstaniu zespołów kemów.

Stwierdzono znaczne strukturalne podobieństwo osadów wypełniających rynnę do dystalnych sandrów i charakterystyczne znaczne rozprzestrzenienie dużych struktur deformacyjnych, głównie diapirów. Diapiry te powstawały w warunkach przepojenia osadów wodą, odwróconego gradientu gęstości, zmieniających się nacisków brył martwego lodu lodowcowego oraz prawdopodobnie częściowego przemarzania osadów. Procesy te zachodziły w końcowym etapie deglacjacji obszaru badań.

Na podstawie wyników badań struktury małego pagórka w Łaznowskiej Woli, do tej pory uznawanego za oz, dowiedziono, że powstał on na skutek procesu diapiryzacji w czasie deglacjacji obszaru. Przykład ten wskazuje, że warunki hydrogeologiczne panujące w rynnach mogły sprzyjać powstawaniu wielkoskalowych deformacji, które mogą być mylone z przejawami glacytektoniki.

Autorzy pragną serdecznie podziękować za wnikliwe i bardzo konstruktywne uwagi dr. Bogusławowi Przybylskiemu oraz anonimowemu Recenzentowi. Niniejsza praca naukowa została sfinansowana ze środków statutowych Katedry Geografii Fizycznej Uniwersytetu Łódzkiego (umowa B 181170000075.01 z 2018 r.) i subwencji z 2019 r. (B191170000075.01).

LITERATURA

- ALEXOWSKY W. 1996 – Czwartorzędowy system rynnicy na Łużykach i jego geneza. *Prz. Geol.*, 44 (12): 1229–1231.
- BARANIECKA M.D. 1975 – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. IG*, 288, Z badań czwartorzędów w Polsce, 16: 5–97.
- BER A., LINDNER L., MARKS L. 2007 – Proposal of a stratigraphic subdivision of the Quaternary of Poland. *Prz. Geol.*, 55 (2): 115–118.
- BRENNAND T.A. 1994 – Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedim. Geol.*, 91, 1–4: 9–55.
- BRZEZIŃSKI H. 1991 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, ark. Sulejów. Państw. Inst. Geol.
- BRZEZIŃSKI H. 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, ark. Sulejów. Państw. Inst. Geol.
- DYLIKOWA A. 1973 – Geografia Polski. Krainy geograficzne. PZWS, Warszawa.
- FOLK R.L., WARD W. 1957 – Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, 27: 3–26.
- FRYDRYCH M. 2016 – Structural and textural response to dynamics of fluvio-glacial processes of the Rzymosko esker sediments, Central Poland. *Geol. Geoph. Environ.*, 42 (4): 411–428.
- FRYDRYCH M., RDZANY Z. 2016 – Tunnel valleys of old glacial land-system in Poland. *Acta Geobalc.*, 2 (2): 77–84.
- GODLEWSKA A. 2014 – Dynamika lodolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzyny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej. *Wyd. Uniw. M. Curie-Skłodowskiej*, Lublin.
- GOŹDZIK J.S. 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 1–117.
- GOŹDZIK J.S. 1975 – Okolice Rzgowa i trasa do Tomaszowa Mazowieckiego. Przewodnik wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Łódź: 130–134.
- GOŹDZIK J., WIECZORKOWSKA J. 2002 – Plansza VIII: Rzeźba terenu. [W:] Liszewski S. (red.), *Atlas miasta Łodzi*, cz. 1. Urząd Miasta Łodzi, Łódzkie Towarzystwo Naukowe.

- HUUSE M., LYKKE-ANDERSEN H. 2000 – Overdeepened Quaternary Valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quater. Sci. Rev.*, 19: 1233–1253.
- JAKSA A. 2006 – Środowiska sedymentacyjne kemów regionu łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 92: 1–95.
- JAKSA A., RDZANY Z. 2002 – Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XXXII – Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, 109: 169–181.
- KLAJNERT Z. 1978 – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38: 1–149.
- KLATKOWA H. 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: 1–220.
- KRZEMIŃSKI T. 1997 – Cechy rozwoju i zaniku łądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.* 1: 47–65. <http://hdl.handle.net/11089/2878>
- MARKS L., BER A., GOGOŁEK W., PIOTROWSKA K. 2006 – Mapa geologiczna Polski w skali 1: 500 000. Państw. Inst. Geol.
- MCCARROLL D., RIJSDIJK K.F. 2003 – Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments. *J. Quater. Sci.*, 18: 473–489; DOI: 10.1002/jqs.780
- MIALL A.D. 1977 – A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13: 1–62.
- MICHALSKA Z. 1971 – Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski środkowej. *Stud. Geol. Pol.*, 36, Plejstocen Polski, 7. Wyd. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*. Państw. Inst. Geol.
- NALEWAJKO J. 1982 – Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 44: 1–159.
- NOWACKI K. 1991 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Popielawy (d. Ujazd).
- NYE J. 1976 – Water flow in glaciers: jökulhlups, tunnels and veins. *J. Glaciol.*, 17: 181–207; <https://doi.org/10.1017/S002214300001354X>
- PIOTROWSKI J.A. 1994 – Tunnel-valley formation in northwest Germany geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bomhöved tunnel valley. *Sed. Geol.*, 89, 107–141.
- PISARSKA-JAMROŻY M., ZIELIŃSKI T. 2012 – Specific erosional and depositional processes in a Pleistocene subglacial tunnel in the Wielkopolska region, Poland. *Geografiska Ann.*; Series A, *Physical Geography*, 94: 429–443; DOI:10.1111/j.1468-0459.2012.00466.x
- RDZANY Z. 1997 – Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku łądolodu warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 73: 1–146; <http://hdl.handle.net/11089/1136>
- RDZANY Z. 2006 – Osady deglacji zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego. *Prz. Geol.*, 54 (4): 343–351.
- RDZANY Z. 2009 – Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. *Wyd. UŁ.*
- RDZANY Z., FRYDRYCH M., SZMIDT A., SZUBERT M. 2018 – Morfogeneza rynien subglacjalnych i ozów na przykładach z obszarów staroglacjalnych. [W:] *Kostrzewski A., Stach A., Majewski M. (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. VII, IGIG UAM, Poznań: 165–169; DOI: <http://hdl.handle.net/11089/26199>
- RÓŻYCKI S.Z. 1967 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- SALAMON T. 2009 – Subglacjalne pochodzenie przełomowych dolin zachodniej części progu środkowotriasowego i ciągu pagórów okolic Gogolina. *Prz. Geol.* 57 (3): 243–251.
- SHREVE R.L. 1972 – The movement of water in glaciers. *J. Glaciol.*, 11: 205–214.
- SOŁON J., BORZYSZKOWSKI J., BIDŁASIAK M., RICHLING A., BADORA K., BALON J., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., CHAŁUBIŃSKI Ł., DOBROWOLSKI R., GRZEGORCZYK M., KISTOWSKI M., KOT R., KRAŹ P., LECHNIO J., MACIAS A., MAJCHROWSKA A., MALINOWSKA E., MIGOŃ P., MYGA-PIĄTEK U., NITA J., PAPIŃSKA E., RODZIK J., STRZYŻ M., TERPIŁOWSKI S., ZIAJA W. 2018 – Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, 91 (2): 143–170.
- SZMIDT A. 2015 – Ocena przydatności archiwalnych materiałów kartograficznych dla analiz paleopowierzchni wykonywanych w technikach GIS na obszarze Polski środkowej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geographica Physica*, 14: 63–68; <http://dx.doi.org/10.18778/1427-9711.15.06>
- SZMIDT A., TURKOWSKA K. 2014 – Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego w skali 1:200 000 – koncepcja mapy analogowej i próba jej cyfrowej adaptacji. [W:] *X Zjazd Geomorfologów Polskich Toruń, 16–19 września 2014 r. Krajobrazy młodoglacjalne ich morfogeneza, teraźniejszość, przeszłość*. Univ. M. Kopernika w Toruniu: 116–117.
- SZUBERT M. 2012 – Plejstocenska morfogeneza Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej związana ze stadiem maksymalnym zlodowacenia odry w świetle geostatystycznej rekonstrukcji powierzchni podplejstocenskiej. *Wyd. Nauk. Univ. Pedagog., Kraków*.
- STUMM D. 2010 – Deep glacial erosion. Review with focus on tunnel valleys in northern Europe. *Arbeitsbericht NAB, Wettingen, Switzerland*.
- TRZMIEL B. 1988 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tomaszów Mazowiecki. Państw. Inst. Geol.
- TRZMIEL B. 1990 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tomaszów Mazowiecki. Państw. Inst. Geol.
- TRZMIEL B. 1994 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Brzeziny. Państw. Inst. Geol.
- TRZMIEL B., NOWACKI K. 1985 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łódź Wschód. Państw. Inst. Geol.
- TRZMIEL B., NOWACKI K. 1987 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Łódź Wschód. Państw. Inst. Geol.
- TURKOWSKA K. 1984a – Zróżnicowanie rzeźby dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej a ich rozwój w późnym plejstocenie i holocenie (na wybranych przykładach). *Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie*. Konferencja robocza 9–12.10.1984 r., Łódź: 12–24.
- TURKOWSKA K. 1984b – Łaznowska Wola. Pozostałości rzeźby glacialnej w dolinie Miazgi. [W:] *Przewodnik konferencji: Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie*. *Wyd. Univ. Łódź.*: 93–101.
- TURKOWSKA K. 1988a – Uwagi o zasięgu lodowca warty na południowy wschód od Łodzi. *Acta Univ. Lodz., Folia Geographica*, 9: 73–82.
- TURKOWSKA K. 1988b – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 1–157.
- TURKOWSKA K. 1992 – Zasięg łądolodu warciańskiego na południowy wschód od Łodzi w świetle wyników szczegółowego kartowania geologicznego. [W:] *Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce środkowej*. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 81–94.
- TURKOWSKA K. 2006 – Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego. [W:] *Turkowska K., Geomorfologia regionu łódzkiego*. *Wyd. Univ. Łódź*.
- TURKOWSKA K., WIECZORKOWSKA J. 1994 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Tuszyn. Państw. Inst. Geol.
- TURKOWSKA K., WIECZORKOWSKA J. 1999 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Tuszyn. Państw. Inst. Geol.
- WILLIAMS G.P. 1983 – Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. I. Cobble and boulder deposits. *Geograf. Ann.*, 65A: 227–243.
- WOLDSTEDT P. 1935 – Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1: 1 500 000. *Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin*.
- WOLDSTEDT P. 1955 – Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 2. Aufl. K.F. Koehler Verlag, Stuttgart.
- ZIELIŃSKI T. 2014 – Sedymentologia. *Osady rzek i jezior*. Adam Mickiewicz Univ. Press, Poznań.
- ZIELIŃSKI T., VAN LOON A.J. 2002 – Present-day sandurs are not representative of the geological record. *Sedim. Geol.*, 152: 1–5.
- ZIOMEK J. 1985 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piotrków Trybunalski. Państw. Inst. Geol.

Praca wpłynęła do redakcji 12.12.2019 r.
Akceptowano do druku 12.03.2020 r.