



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Magdalena KUCHARSKA

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz ORZECHÓW NOWY (715)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy
J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1981)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowała: Magdalena KUCHARSKA¹
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy
J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1981)

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu południowego Mazowsza i Wyżyny Lubelskiej: Marcin ŻARSKI

Redakcja merytoryczna: Anna GŁOWACKA

ISBN 978-83-67567-79-4

PIG-PIB, Warszawa 2023
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	11
III. Budowa geologiczna	18
A. Stratygrafia	18
1. Kambr	18
2. Ordowik	18
3. Sylur	19
4. Devon	19
a. Devon dolny	19
Żedyn–ems	19
b. Devon górny	20
Fran	20
5. Karbon	20
a. Karbon dolny	21
Wizen	21
b. Karbon górny	21
Namur	21
Namur A	21
Namur B	21
Namur C	22
Westfal	22
6. Jura	23
a. Jura środkowa	23
Baton + kelowej	23
b. Jura górna	23
Oksford	23
Oksford dolny	24
Oksford środkowy	24
Oksford górny	24
7. Kreda	24
a. Kreda dolna	24
Alb	24

b. Kreda górna	25
Cenoman	25
Turon	25
Koniak + santon	25
Kampan	26
Mastricht	26
8. Paleogen	27
a. Eocen	28
Eocen górny	28
b. Oligocen	29
9. Czwartorzęd	30
a. Plejstocen	31
Plejstocen dolny–interglacjał augustowski	31
Interglacjał augustowski	32
Zlodowacenia południowopolskie	34
Zlodowacenie Sanu 1	34
Zlodowacenie Sanu 2	37
Interglacjał wielki	40
Interglacjał mazowiecki	40
Zlodowacenia środkowopolskie	43
Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie	44
Zlodowacenia północnopolskie	44
Zlodowacenie Wisły	44
b. Czwartorzęd nierozdzielony	46
c. Holocen	48
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	52
C. Rozwój budowy geologicznej	54
Podsumowanie	63
Literatura	64

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

I. WSTĘP

Obszar arkusza Orzechów Nowy (715) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) zajmuje powierzchnię 322 m². Jego granice wyznaczają współrzędne geograficzne 51°20' i 51°30' szerokości geograficznej północnej oraz 23°00' i 23°15' długości geograficznej wschodniej. Zgodnie z obowiązującą Instrukcją opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. mapę podkładową do sporządzenia mapy geologicznej stanowi arkusz M-34-23-C mapy topograficznej Polski w skali 1:50 000 w układzie „1942”. Zgromadzone dane udostępniono w Państwowym Układzie Współrzędnych Geodezyjnych 1992 (PUWG 1992).

Arkusz Orzechów Nowy od północy graniczy z arkuszem Sosnowica (679), od południa z arkuszem Siedliszcze (751), od zachodu z arkuszem Ostrów Lubelski (714), a od wschodu z arkuszem Kołacze (716) (fig. 1).

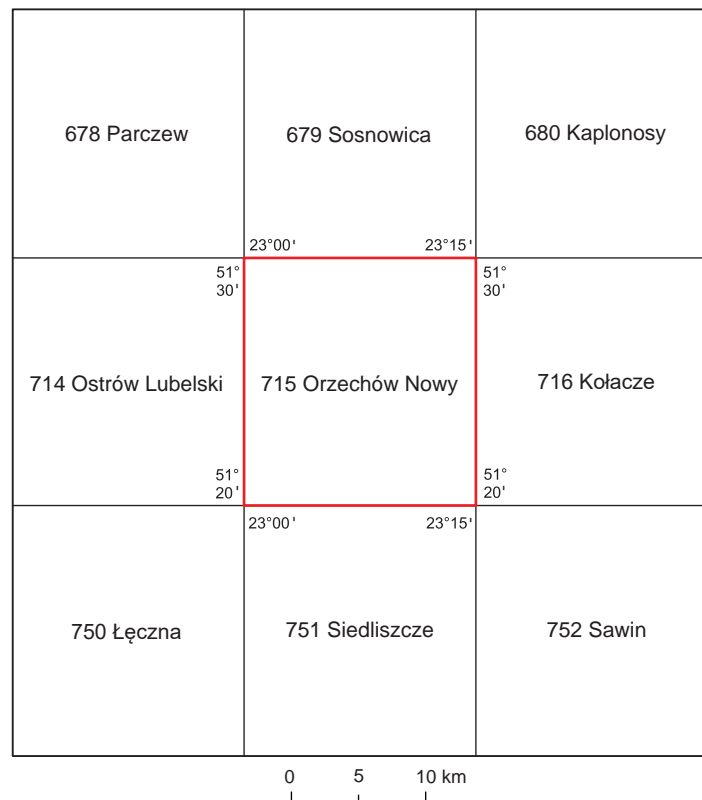
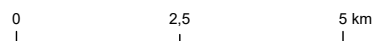
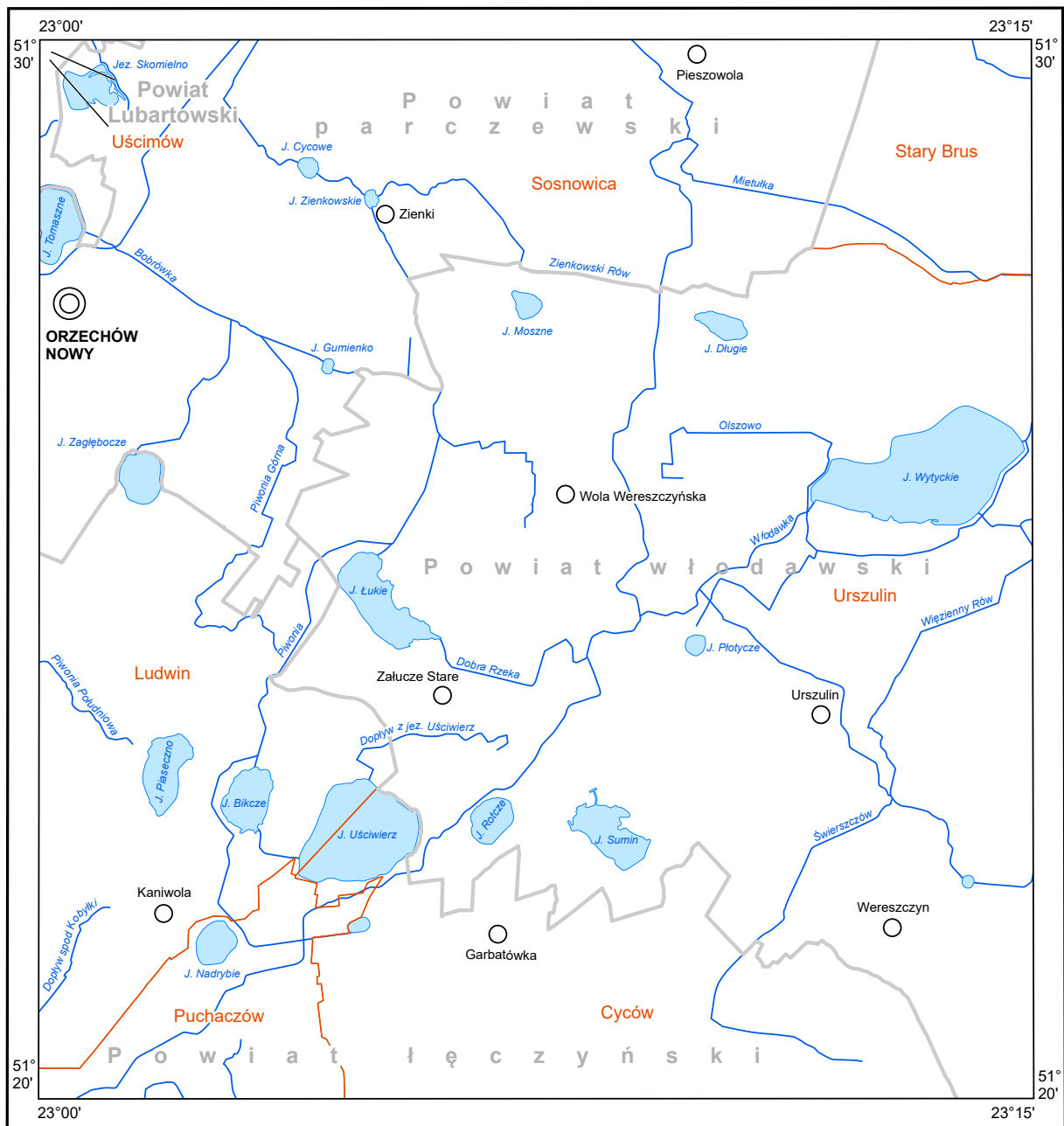


Fig. 1. Położenie arkusza Orzechów Nowy względem sąsiednich arkuszy SMGP



— granice powiatów — granice gmin

Fig. 2. Podział administracyjny obszaru arkusza SMGP Orzechów Nowy

Pod względem administracyjnym teren badań położony jest w województwie lubelskim, w powiatach: parczewskim (gmina wiejska Sosnowica), włodawskim (gminy wiejskie Urszulin i Stary Brus), łęczyńskim (gminy wiejskie Cyców, Puchaczów i Ludwin) oraz lubartowskim (gmina wiejska Uścimów) (fig. 2).

Obszar arkusza Orzechów Nowy położony jest na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim w dorzeczu Wisły, w obrębie zlewni jej dopływów – Wieprza i Bugu. Występuje tu kilkanaście jezior, z których największymi są: Jezioro Wytyckie, jezioro Uściwierz, jezioro Piaseczno, Jezioro Bikcze i Jezioro Domaszne (Jezioro Tomaszne). Jest to teren zagospodarowany głównie rolniczo, a w okolicach jezior także rekreacyjnie. W północnej i zachodniej części obszaru arkusza występują niewielkie kompleksy leśne, we wschodniej części znajduje się Poleski Park Narodowy o powierzchni 97,62 km². Poza jego granicami stosunkowo dużą powierzchnię stanowią nieużytki, co ma związek z płytkim występowaniem wód podziemnych. Największą miejscowością jest Urszulin położony we wschodniej części terenu arkusza (fig. 2). Orzechów Nowy położony jest w części północno-zachodniej. Przez obszar arkusza przebiega droga krajowa 82 z Lublina do Włodawy oraz drogi wojewódzkie 819 (na północy) i 820 (na zachodzie). Pozostałe drogi są drogami gminnymi.

Arkusz Orzechów Nowy został opracowany przez Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981b) i wydany metodą tradycyjną (offsetową) przez Instytut Geologiczny w 1981 r. Zdjęcie geologiczne zostało opracowane na podstawie badań tychże autorów oraz badań S. Skompskiego przeprowadzonych w latach 1971–1977. Objaśnienia do arkusza również wydano w 1981 r. (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

Niniejsze opracowanie zostało wykonane w latach 2018–2019 i stanowi uaktualnienie poprzedniej mapy o nowe dane geologiczne. Kartowanie geologiczne przeprowadzono w 2018 r. Podczas prac terenowych w roku 2018 wykonano 181 punkty dokumentacyjne. Na podstawie projektu robót geologicznych: „Projekt robót geologicznych wykonania 13 wierceń badawczych w ramach aktualizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusze: Wisznice (642), Sosnowica (679), Lubartów (713), Ostrów Lubelski (714), Orzechów Nowy (715), Kołaczce (716) i Łaskarzew (636)”, który został zatwierdzony decyzją z dnia 21.03.2023 r. przez ministra klimatu i środowiska. Wykonano jedną sondę mechaniczną (WH) (tab. 1), a z nawierconych osadów pobrano próbki do badań palinologicznych (Granoszewski, 2023). W celu udokumentowania wieku osadów wykonano pięć oznaczeń wieku bezwzględnego metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) (Palczewski, 2020). Analizie poddano treść map topograficznych w różnych skalach, łącznie z mapami w skali 1:10 000, a także numeryczny model terenu (NMT) wykonany metodą lotniczego skaningu laserowego w ramach projektu ISOK.

Zaktualizowaną mapę geologiczną opracowano w układzie współrzędnych PUWG 1992 i dostosowano do wymogów Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r.

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu dokumentacyjnego		Rodzaj punktu dokumentacyjnego	Lokalizacja punktu dokumentacyjnego	Rzędna punktu dokumentacyjnego [m n.p.m.]	Głębokość punktu dokumentacyjnego [m]	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	Pkt dok.1	sonda mechaniczna	Garbatówka	181,0	11,0	Bad. palinologiczne (interglacja mazowiecki)

Od czasu wydania pierwszej mapy SMGP Orzechów Nowy (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981b) na terenie arkusza i obszarach sąsiednich prowadzono liczne badania regionalne i szczegółowe. Do chwili obecnej na terenie arkusza Orzechów Nowy wykonano wiele opracowań geologiczno-inżynierskich, geofizycznych, w tym sejsmicznych i innych. W aktualizacji wykorzystano 296 profili otworów wiertniczych, z których 207 przebiło osady czwartorzędu, a 15 z nich stanowi wykonane w latach 70. ubiegłego wieku profile otworów kartograficznych: otw. 1 – Orzechów Kol-1, otw. 2 – Orzechów Stary-2, otw. 4 – Górki-3, otw. 5 – Janówka-4, otw. 7 – Pieszowola-22, otw. 10 – Jamniki-12, otw. 11 – Kolonia Łomnica-13, otw. 15 – Zagłębcze-5, otw. 16 – Lejno-6BIS, otw. 17 – Lejno-7BIS, otw. 22 – Wiązowiec-15, otw. 28 – Kaniowola-9, otw. 30 – Nadrybie-10, otw. 33 – Sumin-25, otw. 43 – Wólka Nadrybska-11. Wszystkie otwory kartograficzne zostały zakończone w skałach kredy. 90 otworów złożowych sięga utworów paleozoiku, głównie karbonu, a także dewonu (sześć otworów). Najgłębszy z otworów (wykonany w 2012 r. otwór badawczy Orz-Cyców-01 o głębokości 3027,7 m) dokumentuje skały do kambru i został opracowany pod kątem litostratygraficznym, chronostratygraficznym oraz geofizycznym.

Obszar arkusza Orzechów Nowy, ze względu na swoje położenie, znalazł się w zasięgu zainteresowań geologów wielu specjalności. Odkrycie złóż węgla kamiennego w latach 50. ubiegłego wieku i powstanie kopalni węgla „Lubelskie Zagłębie Węglowe” w 1975 r. zainicjowało rozwój badań w tym regionie oraz powstanie licznych publikacji dotyczących skał karbońskich, a także jurajskich i kredowych.

Warunki hydrogeologiczne zostały przedstawione na Mapie Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Orzechów Nowy wraz z objaśnieniami (Rysak, Zwoliński, 2004a, b, 2005; Rysak, Gil, 2007). Kolejne ważne opracowanie stanowiła Mapa Geośrodowiskowa Polski w skali 1:50 000 arkusz Orzechów Nowy (Marszałek, 2011; Ptak, 2011) z objaśnieniami (Ptak i in., 2011) oraz Mapa

Geośrodowiskowa Polski (II) w skali 1:50 000 arkusz Orzechów Nowy (Formowicz, Grędyś, 2017; Gałka, Wilk, 2017).

Budowę geologiczną obszaru arkusza Orzechów Nowy wraz z przylegającymi od wschodu terenami przedstawiły Kucharska i Danel (2010) w Mapie geologiczno-turystycznej Poleskiego Parku Narodowego w skali 1:30 000. W opracowaniu tym kompleksowo przedstawiono powierzchnię budowę geologiczną oraz geomorfologię terenu badań. Zestawiono także najnowsze poglądy i badania dotyczące osadów biogenicznych kompleksów jeziorno-bagiennych.

Regionalne badania dotyczące kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego oraz tektoniki prowadzili: Żelichowski i Kozłowski (1983), Porzycki (1988), Gurba i Zdanowski (1989) oraz Zdanowski (1999). Badania perspektywiczne występowania węglowodorów w rejonie lubelskim prowadzili Narkiewicz i Miłaczewski (1998) oraz Helcel-Weil i inni (2007). Szczegółowym rozpoznaniem złóż węgla i boksytów zajmowali się Zdanowski (1990, 1999, 2007, 2011) oraz Zdanowski i Shulga (2008), a zagadnieniami złóż bursztynu na Lubelszczyźnie – Kasiński (2016) oraz Słodkowska i Kasiński (2016).

Wiele spośród prowadzonych badań, w tym badań geofizycznych np. sejsmiki i grawimetrii, dotyczyło rozpoznania wglębnych, podpaleozoicznych struktur tektonicznych (w szczególności strefy krawędziowej platformy wschodnioeuropejskiej), a także struktur paleozoicznych (Żelichowski, 1972, 1974, 1983a, b, 1984; Żelichowski, Porzycki 1983; Henkiel, 1984; Porzycki, 1988; Pożaryski, Tomczyk, 1993; Pelc, 1999; Poprawa, Paczeńska, 2002; Dadlez, 2003; Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Krzywiec, 2007, 2009; Narkiewicz, 1999, 2002a, b, 2003; Narkiewicz i in., 1998a, b, 2007; Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017; Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Tektoniką skał mezozoicznych i jej wpływem na współczesną rzeźbę terenu zajmowali się Szydeł i Szydeł (1984), którzy opisali wpływ struktur nieciągłych na rozwój rynien dolnojurajskich. Dobrowolski (1995) z kolei opisywał drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych oraz analizował wpływ lądolodów na powstanie drobnych struktur deformacyjnych w okolicy Chełma (Dobrowolski, 2009).

Zagadnieniami z zakresu geomorfologii zajmowali się Buraczyński i Wojtanowicz (1974a, b), Buraczyński (1984), Dobrowolski (1998, 2006), Dobrowolski i Harasimiuk (2002), Mojski (2005) i Janiec (2014). Harasimiuk i Henkiel (1981) przygotowali obszerne opracowanie poświęcone kopalnym formom dolinnym w okolicy Łęcznej i na obszarze położonym na południowy zachód od terenu arkusza Orzechów Nowy. Przedstawili oni wiele profili osadów plejstoceńskich stwierdzonych w wyerodowanych w osadach kredowych formach dolinnych oraz koncepcję rozwoju dolin rzecznych.

Badania te, oparte w dużej mierze na materiałach zebranych podczas sporządzania arkuszy Lublin i Łęczna SMGP, obejmowały także analizę paleogeografii dorzecza Wieprza, w tym odtworzenie przebiegu doliny Prawieprza.

Problematyką stratygrafii paleogenu i neogenu zajmowali się Mojski i inni (1966) oraz Piwoczek i Ziemińska-Tworzydło (1995).

Duży nacisk kładziono na badania rozwoju jezior i torfowisk oraz badania zmian klimatycznych w regionie. Najważniejszym opracowaniem dotyczącym interglacjału ferdynandowskiego była praca Janczyk-Kopikowej (1984) opisująca stanowisko położone najbliżej terenu arkusza Orzechów Nowy, zlokalizowane w Sosnowicy, przy zachodniej krawędzi Garbu Włodawskiego. Badania osadów interglacjału mazowieckiego prowadzone były przez Brema (1953), Janczyk-Kopikową (1981, 1983, 1984, 1991), Pidek (2003) oraz Hrynowiecką i Pidek (2017) w stanowiskach zlokalizowanych na obszarze sąsiednich arkuszy SMGP. Dyakowska (1952) badała sukcesję roślinną interglacjału mazowieckiego w stanowisku w Nowinach Żukowskich (położonym poza obszarem arkusza Orzechów Nowy na południowy wschód od Lublina). Badania te powtórzyły Hrynowiecka-Czmielewska (2010) oraz Hrynowiecka i Winter (2016).

Kulczyński opisywał torfowiska Polesia już w latach 40. ubiegłego wieku (Kulczyński, 1939, 1940). Badania torfowisk i jezior w latach późniejszych prowadzili Paszewski i Fijałkowski (1970), Okruszko i inni (1971), Bałaga i inni (1981, 2002, 2006), Bałaga (1990, 2002, 2007a, b), Pietruczuk (2015, 2016), Kulesza i inni (2012) oraz Hrynowiecka i inni (2014).

Stratygrafią utworów plejstocenijskich we wschodniej Polsce zajął się Lisicki (2003), który zestawił badania poziomów glin zwałowych. Materiał do tych badań pobrano z profili otworów kartograficznych wykonanych w całym dorzeczu Wisły uwzględniając podział badanego terenu na obszary mniejszych dorzeczy. Opracowywany materiał obejmował m.in. profile osadów z dwóch otworów wiertniczych zlokalizowanych w Orzechowie Nowym. Badane osady Lisicki określił jako gliny zwałowe kilku zlodowaceń od zlodowaceń najstarszych do zlodowacenia Sanu 2 (Lisicki, 2003).

Problematyką badawczą osadów plejstocenijskich wschodniej Polski w ostatnich latach zajmowali się Żarski (2006), Czubla i inni (2013, 2019), Terpiłowski i inni (2013) oraz Marks i inni (2018). Ich prace przyczyniły się do zmiany dotychczasowych poglądów na zasięg lądolodu zlodowacenia Odry. Maksymalny zasięg czoła lądolodu znajdował się prawdopodobnie na północ i północny zachód od obszaru arkusza Orzechów Nowy, co wcześniej sygnalizował już m.in. Lisicki (2003). Opisane badania oraz nowe opracowania kartograficzne, spowodowały zmianę w podziale stratygraficznym osadów plejstocenu tego regionu. Nowy podział stratygraficzny uwzględniono m.in. na Mapie Geologicznej Polski 1:200 000 arkusz Łuków (Małek, 2011a, b), a także na Mapie Geologicznej Polski 1:200 000 arkusz Siedlce (Kucharska i in., 2020a, b; Żarski, Kucharska, 2020).

W niniejszym opracowaniu przyjęto, że łądolody zlodowaceń środkowopolskich nie objęły swoim zasięgiem badanego obszaru. Pociągnęło to za sobą zmiany w obrazie mapy powierzchniowej oraz w interpretacji budowy geologicznej wgłębszej. Przyjęto ponadto, że wielkie powierzchnie, dotychczas uznawane za pola sandrowe (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981b), zostały utworzone przez rzeki peryglacjalne w czasie zlodowaceń środkowopolskich oraz zlodowaceń północnopolskich. Wiele form rzeźby terenu wiązanych do tej pory z osadami glacialnymi zlodowacenia Odry uznano za młodsze lub tego samego wieku, lecz nie mające genezy lodowcowej (np. wyróżniony przez (Buraczyńskiego i Wojtanowicza, 1981b) kem w Garbatówce czy oz w Woli Wereszczyńskiej).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

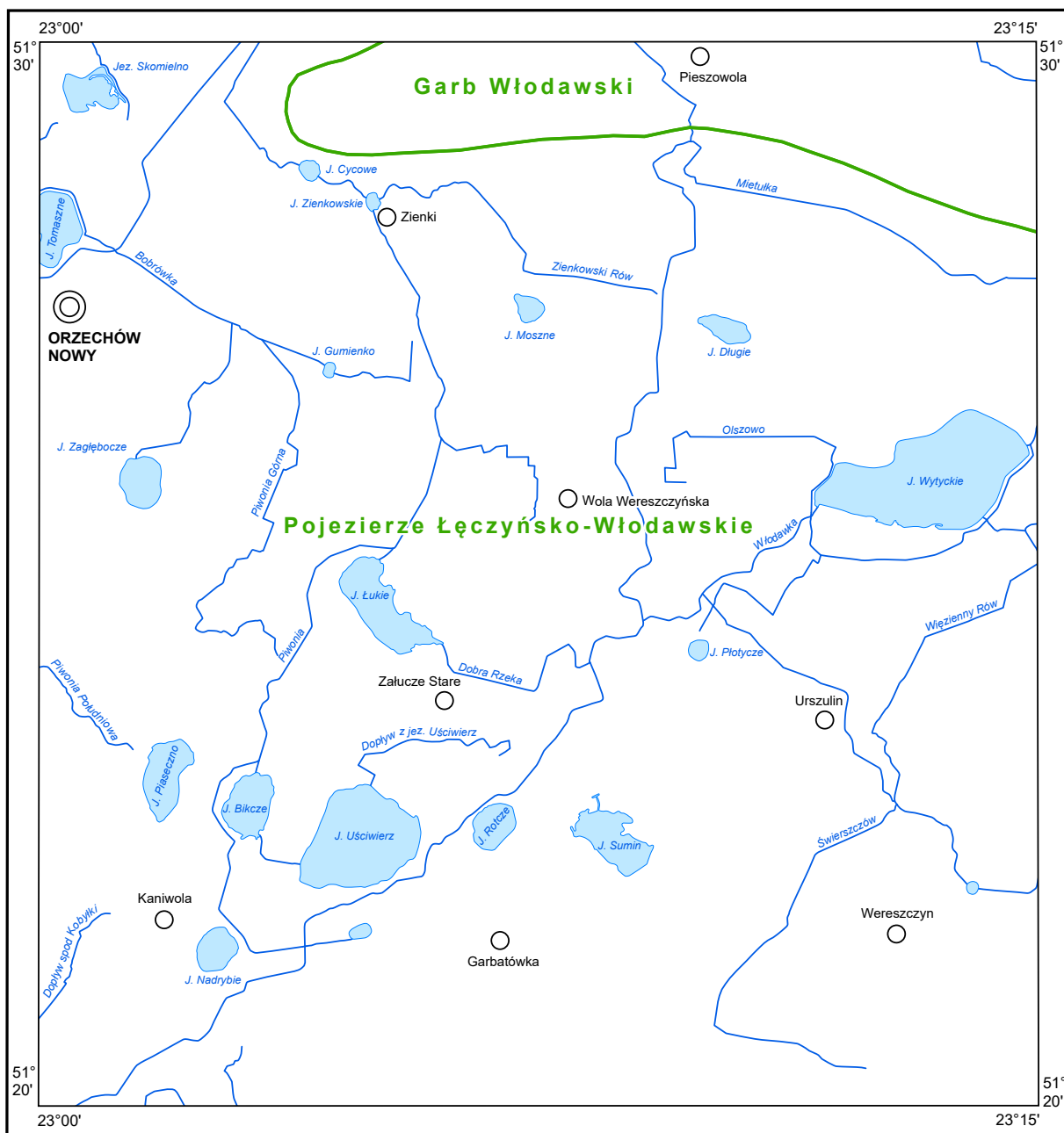
Pod względem fizycznogeograficznym obszar arkusza Orzechów Nowy znajduje się w prowincji Niż Wschodniobałtycko-Białoruski, podprowincji Polesie, makroregionie Polesie Zachodnie. Prawie całą część obszaru arkusza stanowi mezoregion Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, północno-wschodnią, niewielką część — Garb Włodawski (Solon i in., 2018) (fig. 3).

Najwyższym punktem obszaru arkusza jest wzgórze położone w jego południowo-wschodnim fragmencie, w Wielkopolu (miejscowość znajdująca się na południowy wschód od Wereszczyzna), w miejscu wyraźnego garbu zbudowanego ze skał kredy. Wysokość tego wzgórza wynosi 197,6 m n.p.m. Drugim najwyżej położonym obszarem są wzgórza związane z akumulacją lodowcową, zlokalizowane w obrębie Garbu Włodawskiego w północnej części obszaru arkusza. Największe wzniesienia w tym rejonie występują w okolicach Pieszowoli i wznoszą się na wysokość powyżej 190 m n.p.m. Najniżej położone tereny (poniżej 160 m n.p.m.) znajdują się w północno-zachodniej części omawianego terenu nad jeziorami Skomielno i Tomaszne (fig. 4).

Charakterystyczną cechą tej części obszaru arkusza, która znajduje się w obrębie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego jest występowanie dużej liczby jezior, z których największymi są Jezioro Wytyckie i Uściwierz. W większości są to płytkie jeziora o genezie krasowej, których okrągły kształt nawiązuje do kształtu lejów krasowych, a dna mis jeziornych zbudowane są z utworów kredowych.

Dużą część terenu arkusza stanowią torfowiska położone w najniższych jego częściach. Największymi torfowiskami są Durne Bagno i Krowie Bagno, a także torfowiska znajdujące się w otoczeniu jezior Uściwierz i Łukie.

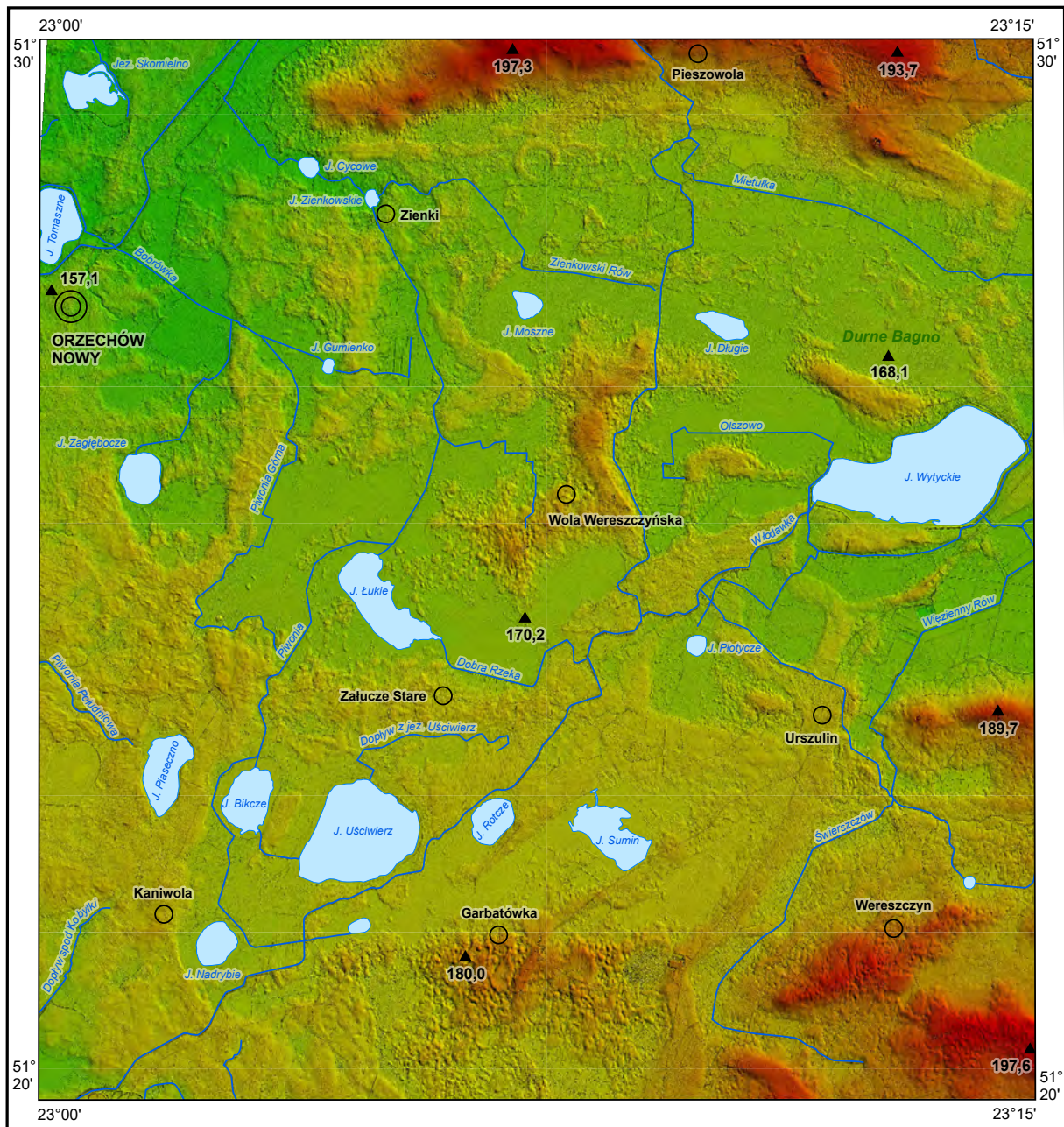
Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) scharakteryzowali rzeźbę omawianego obszaru w następujący sposób:



— granice mezoregionów

Fig. 3. Mezoregiony fizycznogeograficzne na obszarze arkusza Orzechów Nowy (wg Solon i in., 2018)

Rzeźba obszaru charakteryzuje się pewną monotonią; jest to teren równinny, a nawet na przeważającym obszarze płaski, o małych deniwelacjach rzędu kilku metrów i niewielkich spadkach – na znacznych obszarach nieosiągających nawet 2° . Są to cechy zewnętrzne rzeźby, które nie idą w parze z dużą różnorodnością genetyczną form, na co zwrócił uwagę T. Wilgat (1963). Fakt dużego zróżnicowania typologicznego form rzeźby obszaru dokumentuje szkic geomorfologiczny.



▲ wierzchołki w m n.p.m.
180,0

Fig. 4. Obszar arkusza Orzechów Nowy na tle numerycznego modelu terenu

Należy zwrócić uwagę na pewną rejonizację typów rzeźby. I tak, w części południowo-wschodniej występują powierzchnie zrównań na skałach węglanowych kredy górnej, tworzących tu garb podłoża. Rozwinął się tu także zespół form krasu powierzchniowego lub reprodukowanego typu kredy piśzącej. W zachodniej części arkusza występują równiny akumulacji rzeczno-peryglacjalnej i jeziornej, a środkową część zajmuje obszerna płaska równina akumulacji organicznej. Od północy wznoszą

się południowe peryferie Garbu Włodawskiego, będące pagórami morenowymi ze zlodowacenia środkowopolskiego. Z tej strefy akumulacji glacialnej rozchodzą się wąskie, jakby postrzępione pasma równin sandrowych. Formy akumulacji fluwioglacialnej, a częściowo i glacialnej (zredukowane) występują zresztą na całym obszarze i nakładają się na starsze powierzchnie zrównań lub przykryte są osadami młodszej akumulacji rzeczno-peryglacialnej i jeziornej, spod której wystają tylko najwyższe ich partie. Występują one lokalnie i nie tworzą zbyt wyraźnych form.

Formy lodowcowe na badanym obszarze reprezentowane są przez wysoczyznę morenową płaską oraz moreny czołowe. Występują one w północnej części obszaru arkusza, w obrębie Garbu Włodawskiego. Położone są na wysokościach od 172,5 do 197,5 m n.p.m. (wysokości względne wynoszą ponad 10 m). Południowa i zachodnia krawędź wysoczyzny jest zakończona wyraźnym, długim stokiem. Moreny czołowe występują w północnej części obszaru arkusza i układają się w linii WSW–ENE. Strefa ciągu moren kontynuuje się na zachodzie, na obszarze arkusza Ostrów Lubelski, gdzie znaleziono głazy wielkości do 2 m (Krawczyk, 2019).

Formy wodnolodowcowe. Spośród form o genezie wodnolodowcowej największy obszar zajmują równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności, znajdujące się głównie na północy badanego terenu. Tworzą one wyrównane, piaszczyste powierzchnie nachylone w kierunku południowym. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) opisywali te formy w następujący sposób:

Charakterystyczne jest wyspowe występowanie sandrów, o zarysach bardzo nieregularnych. Przestrzenny zasięg równin sandrowych i ich kształt nie są stanem pierwotnym, lecz wtórnym, reliktowym. W rzeźbie współczesnej zachowały się wyższe, niezatopione i niezerodowane fragmenty pierwotnej bardziej zwartej powierzchni.

Formy akumulacji szczelinowej wyróżniono w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Zaliczono do nich pagórki położone w Wielkim Łanie, na wschód od Pieszowoli. Pagórki mają orientację NW–SE i są prostopadłe do ciągu moren oraz Garbu Włodawskiego. W części zachodniej są eksploatowane. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) formy te uznali za moreny czołowe, czego nie potwierdzono w trakcie prac terenowych w 2018 r., podczas weryfikacji nowopowstałych, dużych odsłoneń.

Key na badanym obszarze reprezentowane są przez jedną formę występującą w miejscowości Wielkopole (południowo-wschodnia część badanego terenu). Forma ta ma przebieg NW–SE, długość około 700 m i szerokość około 250 m. Tworzy ona wyraźny pagórek zbudowany z drobnych piasków z pokrywą ablacyjną o miąższości około 0,5 m, zawierającą żwiry i drobne głazy.

Formy eoliczne. Na obszarze arkusza Orzechów Nowy stwierdzono występowanie równin piasków przewianych i wydmy. Wydmy występują w północnej i południowej części omawianego obszaru. Tworzą niewielkie wały o wysokości do 2 m i orientacji zbliżonej do równoleżnikowej.

Formy rzeczne to niewielkiej szerokości dna dolin rzecznych współczesnych rzek (Piwonii, Piwonii Górnej, Zienkowskiego Rowu i Włodawki), najczęściej wyraźnie wcięte, niekiedy wypełnione torfami. Znacznie większe obszary zajmują równiny rzeczno-peryglacjalne, których pola rozprzestrzenione są na terenie całego arkusza (równinę o największej powierzchni stwierdzono w zachodniej części badanego terenu). Tworzą one szerokie na kilka kilometrów formy dolinne o wyrównanym dnie. W części zachodniej są związane z przepływami wód o kierunku południkowym, w środkowej i południowej z przepływami o kierunku NW–SE, natomiast w części północnej (w obniżeniu występującym na południe od pasa wzgórz tworzących Garb Włodawski) z przepływami o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Na szczególną uwagę zasługują pozytywne formy rzeźby terenu o genezie rzeczno-peryglacjalnej – wały rzeczno-peryglacjalne. Są to znajdujące się w południowej części obszaru badań (okolice miejscowości Kolonia Świerszczów, Urszulin i Garbatówka) wydłużone, wypukłe formy o przebiegu zbliżonym do SSW–NNE oraz wały o orientacji zbliżonej do NNW–SSE zlokalizowane w okolicy wsi Wola Wereszczyńska i Jamniki. Wały rzeczno-peryglacjalne zbudowane są w przewadze z drobnoziarnistych piasków, a także drobnych żwirów, mułków, piasków humusowych, warstwowanych.

Formy denudacyjne zajmują duże powierzchnie badanego obszaru i najliczniej występują na terenach wyniesionych. Stwierdzono je głównie na północy obszaru arkusza (okolice Górek i Pieszowoli), w części środkowej (okolice Woli Wereszczyńskiej i Wólki Wytyckiej, między jeziorami Łukie na zachodzie i Wytyckim na wschodzie) oraz na południowym wschodzie (okolice Urszulina, Garbatówki i Wereszczyzna) (tabl. I).

Równiny denudacyjne zajmują wyrównane powierzchnie zbudowane w dużej mierze ze skał kredowych, położone na wysokości 170,0–187,0 m n.p.m. i opadające lekko ku północy. Towarzyszą im wzgórza morenowe przekształcone zbudowane z osadów pochodzenia lodowcowego. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) opisywali, że:

Utworki glacialne tych wzgórz (gliny morenowe) nakładają się na stare, pliocenские poziomy zrównań [powierzchnie zrównania – M.K.], wykształcone w utworach kredowych. Charakter omawianych wzgórz jest niewątpliwie poligeniczny. Poziomy zrównań i wzgórz morenowe opadają długimi stokami o nachyleniu do kilku stopni.

Ostańce występują w środkowej części obszaru arkusza, w obrębie „Guza Woli Wereszczyńskiej”. Są to formy neoplejstoceńskie. Początek ich rozwoju przypada na młodsze fazy zlodowaceń środkowopolskich (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a). Pozostałe ostańce, zbudowane z osadów o genezie rzeczno-peryglacjalnej, tworzą ciągi wydłużonych pagórków. Na południe od miejscowości Zienki, w Woli Wereszczyńskiej, oraz na północny zachód od Urszulina znajduje się ciąg pagórków o orientacji NW–SE. Drugi, o przebiegu SW–NE, tworzą pagórki w Garbatówce oraz od Kolonii Świerszczów do okolic Urszulina.

Kolejną grupą form są zagłębienia denudacyjne i termokrasowe, które są bardzo charakterystyczne dla obszaru Polesia Zachodniego. Występują zwłaszcza na obszarach nisko położonych w stosunku do otaczającego terenu, często towarzyszą torfowiskom, chociaż wykształcone są przeważnie w utworach mineralnych. Niejednokrotnie formy te, zwłaszcza o genezie termokrasowej, przybierają postać wielokątów, co jest typowe w warunkach klimatu zimnego i jest związane z wielokrotnym zamarzaniem i rozmarzaniem przypowierzchniowej warstwy skał, a także z występowaniem wieloletniej zmarzliny. Zagłębienia termokrasowe mogą być otoczone wałami o kształcie zbliżonym do koła (północna część obszaru arkusza) (tabl. I), które są najprawdopodobniej pozostałościami pagórków typu pingo. Do grupy form określonych jako zagłębienia denudacyjne i termokrasowe włączono niewielkich rozmiarów dolinki denudacyjne, które występują na skłonie wysoczyzny morenowej Garbu Włodawskiego, a powstały głównie w czasie zlodowaceń północnopolskich (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

Formy krasowe. W rejonie wzniesień podłoża zbudowanych ze skał kredy, które występują w środkowej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza, obserwuje się wyraźne leje krasowe. Są to formy o średnicy od kilkunastu do kilkuset metrów, często wypełnione wodą lub roślinnością bagienną i osadami biogenicznymi. Ze względu na niewielkie rozmiary wiele spośród opisywanych form nie zostało uwzględnionych na szkicu geomorfologicznym oraz na mapie.

Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) rzeźbę wychodni skał kredowych opisują jako kras kredy piszącej:

Na garbach podłoża podczwartorzędowego, zbudowanych ze skał węglanowych kredy górnej, rozwinęły się kras typu kredy piszącej (H. Maruszczak, 1966a). Formy powierzchniowe tego krasu na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim scharakteryzował T. Wilgat (1957, 1963). Na opracowywanym obszarze wyróżniono leje krasowe. Występują one zarówno na wychodniach skał kredowych, jak i w obrębie płytkich pokryw piaszczystych jako kras reprodukowany. W niektórych rejonach leje krasowe mają dość znaczne zagęszczenie. Są to płytkie zagłębienia o głębokości 1–2 m, wypełnione

utworami organogenicznymi o kształtach owalnych i średnicy 50–300 m lub wydłużonych o średnicy do 500 metrów .

Formy jeziorne to równiny jeziorne występujące w pasie od środka obszaru arkusza do jego południowej granicy oraz przy jego zachodnim skraju, które towarzyszą współczesnym jeziorom (tabl. I). Występują na wysokościach od około 165 m n.p.m. w okolicy jeziora Skomielno do około 172 m n.p.m. w rejonie jezior uściwierskich. Tworzą bardzo monotonną rzeźbę, urozmaiconą jedynie niewielkimi zagłębieniami. Równiny jeziorne przecinane są młodszymi, niżej położonymi równinami torfowymi należącymi do grupy **form utworzonych przez roślinność**. Buračzyński i Wojtanowicz (1981a) równiny torfowe opisywali w następujący sposób:

Około 40% powierzchni arkusza zajmują równiny torfowe holoceni. Powstały one przez wypełnienie torfami dawnych jezior i obniżeń dolinnych. Pod względem zajmowanej powierzchni równiny torfowe zdecydowanie dominują nad innymi formami i przez to nadają piętno rzeźbie całego obszaru.

Równiny jeziorne są najniżej położonymi obszarami na terenie arkusza Orzechów Nowy. Występują na wysokości od około 162 m n.p.m. w części północno-zachodniej do około 173 m n.p.m. w części południowo-wschodniej i tworzą powierzchnie obniżone w stosunku do wysoczyzn o około 2–3 m.

Formy antropogeniczne wyróżnione na obszarze arkusza to piaskownie, żwirownie i gliniarki oraz kanały i groble. Wyrobiska występują powszechnie na całym omawianym obszarze, tworząc zazwyczaj niewielkie formy. Wiele z nich pominięto ze względu na skalę mapy i szkicu geomorfologicznego. Największym kanałem jest Kanał Wieprz-Krzna, którego fragment przebiega w okolicach Orzechowa w północno-zachodniej części omawianego obszaru. Jego koryto jest z obu stron ograniczone groblami. Wiele spośród kanałów oraz wszystkie groble ze względu na skalę szkicu geomorfologicznego nie mogły zostać na nim umieszczone.

* *

*

Hydrografia. Obszar arkusza położony jest w dorzeczu Wisły i obejmuje zlewnie rzek Wieprz i Bug (dopływ Narwi). Dział wód powierzchniowych drugiego rzędu między dorzeczem Wieprza, skąd wody odpływają w kierunku północno-zachodnim i zachodnim, a dorzeczem Bugu, skąd wody odpływają w kierunku północno-wschodnim, przebiega mniej więcej południkowo. Dział ten znajduje się w środkowej części obszaru arkusza i biegnie od okolic Pieszowoli na północy, przez Wołę Wereszczyńską, Świerszczów do Wielkopola na południu. W obrębie tego działu wyróżnia się zlewnie trzeciego rzędu prawobrzeżnych dopływów Wieprza – Świnki oraz Tyśmienicy, zlewnię czwartego

rzędu – Piwonii (dopływ Tyśmienicy) oraz zlewnię trzeciego rzędu lewobrzeżnego dopływu Bugu – Włodawki (fig. 4).

Naturalne ciekły są zwykle przekształcone antropogenicznie. Wraz z licznymi rowami melioracyjnymi, kanałami i Kanałem Wieprz-Krzna tworzą stosunkowo gęstą sieć wodną. Kanał Wieprz-Krzna znajduje się w północno-zachodniej części obszaru arkusza w miejscowości Orzechów Nowy. Jest to kanał melioracyjny wybudowany w latach 1954–1961 o długości 140,0 km. Łączy on Wieprz w miejscowości Borowica (poniżej Krasnegostawu) z Krzną koło Międzyrzecza Podlaskiego. W obrębie obszaru arkusza jego długość to prawie 6 km. Wpływ budowy kanału na stosunki wodne oraz przyrodę jest bardzo duży i skutkuje m.in. ogromnym osuszeniem terenów, w tym murszeniem torfowisk.

Na obszarze arkusza Orzechów Nowy występują 23 jeziora. Są to niewielkie, przeważnie dość płytkie jeziora o głębokości do kilku metrów. Jedynie dwa z nich, położone w pasie zachodnim, mają znaczne głębokości: jezioro Zagłębocze o głębokości 25,0 m i jezioro Piaseczno o głębokości 38,8 m. Największym jeziorem jest Uściwierz o powierzchni 284,1 ha, długości 2,4 km, szerokości 1,8 km oraz maksymalnej głębokości 6,6 m. Jest ono największym jeziorem Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej. Największym akwenem jest Jezioro Wytyckie, które jest sztucznym zbiornikiem retencyjnym o powierzchni 487,0 ha.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Kambr

Skały kambry są najstarszymi udokumentowanymi skałami na obszarze arkusza Orzechów Nowy. Stwierdzono je w otworze 51 (Orz-Cyców 01), w którym nawiercono 40,7 m profilu tych utworów nie osiągnąwszy ich spągu. Reprezentują go piaskowce kwarcytowe różnoziarniste, jasnoszare i białe, twarde, zawierające jasne, przezroczyste ziarna kwarcu, również w postaci agregatów. Piaskowce zawierają przewarstwienia twardych, czarnych łupków dolomitycznych, twardych brązowoszarych i szarych, bezwapnistych mułowców oraz brązowoszarych i szarych iłowców. Strop osadów kambryjskich występuje na głębokości 2987,0 m.

2. Ordowik

Skały ordowiku zalegają na skałach kambry. Zostały nawiercone w otworze 51 (Orz-Cyców 01) na głębokości 2914,0 m, a ich miąższość wynosi 73,0 m. Udokumentowano utwory wszystkich pięter ordowiku. Wapień, łupki i mułowce ordowiku to w górnych piętrach – karadoku i aszgilu –

głównie białe i jasnoszare twarde wapienie, od mikrokryształicznych do drobnokryształicznych, a także szare łupki dolomityczne. W dolnych i środkowych piętrach – tremadoku, arenigu, lanwirnie i landeilu – stwierdzono głównie szare i ciemnoszare mułowce o spoiwie kwarcowym z przewarstwieniami ciemnozielonego chalcedonitu i niebieskozielonego glaukonitytu oraz białych i jasnoszarych drobnopiętrzystych piaskowców.

3. Sylur

Łupki sylurskie udokumentowano w otworze 51 (Orz-Cyców 01) nad osadami ordowiku. Strop skał syluru występuje na głębokości 2014,0 m, a miąższość wydzielenia wynosi 899,4 m. Są to łupki szaro-czarne, ciemnoszare, w górnych partiach profilu szare, od średnio twardych do twardych, w przydołu górnym średnio twarde do miękkich, dolomityczne, a także wapniste. Łupki są miejscowo laminowane, zawierają mikę, rzadziej kryształiczny kalcyt, widoczna jest w nich materia organiczna. W całym profilu występuje kilkanaście wkładek wapieni. Wapienie są jasnoszare do szarych, skrytokryształiczne, miękkie i kruche, a ich miąższość nie przekracza 0,5 m.

4. Dewon

Utwory dewonu zalegają zgodnie na skałach syluru. Nawiercono je w siedmiu otworach, spośród których sześć znalazło się na mapie. Utwory dewonu przewiercono jedynie w otworze 51 (Orz-Cyców 01), przy czym są to wyłącznie skały dewonu dolnego. Ich miąższość wynosi 633,6 m. W pozostałych otworach udokumentowano skały dewonu dolnego lub górnego o maksymalnej miąższości 49,2 m. Brakuje zapisu sedymentacji dewonu środkowego.

Strop skał dewońskich znajduje się na różnych wysokościach, często młodsze skały tego wydzielenia znajdują się na niższej rzędnej niż starsze. Najgłębiej położony strop skał dewonu (dewon górny) stwierdzono w profilu otworu 14 (Kolechowice 20) na głębokości 1464,2 m. Najpłycej zaś utwory dewonu (dewon dolny, ems) oznaczono w otworze 3 (Orzechów IG-1). Tak duże różnice położenia stropu skał dewońskich świadczą o silnych ruchach tektonicznych, które miały miejsce po górnodewońskiej, a przed dolnokarbońską sedymentacją, a także o silnej erozji na obszarach elewowanych (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

a. Dewon dolny

Żedyn–ems

Największą miąższość – 633,6 m – piaskowców, mułowców i ilowców dewonu dolnego stwierdzono w otworze 51 (Orz-Cyców 01). W otworze tym skały dewonu dolnego zalegają bezpośrednio nad skałami syluru, a ich strop stwierdzono na głębokości 1381,0 m. Na obszarze

arkusza występują osady trzech formacji dewonu dolnego: sycyńskiej i czarnoleskiej, które obejmują żedyn oraz zwoleńskiej, która obejmuje górny żedyn oraz zigen i ems. Do formacji sycyńskiej zaliczono serię zbudowaną głównie z iłowców, w spągu z łupków, z przewarstwieniami wapieni. Iłowce charakteryzują się barwą szarą, są wapniste, miejscami mułowcowe, zawierają faunę lub rozproszoną substancję organiczną. Wapienie są białe, rzadziej szare, pelitowe, lokalnie krystaliczne, a ich wkładki osiągają zazwyczaj miąższość kilkudziesięciu centymetrów. Formacja czarnoleska charakteryzuje się przewagą białych i jasnoszarych, drobnoziarnistych piaskowców oraz białych i szarych mułowców. W formacji zwoleńskiej rośnie udział mułowców, które mają barwę jasnobrązową lub jasnozieloną. Do skał tej formacji zalicza się także białe, miejscami brązowoczerwone, iłowce oraz w górnych partiach białe, miękkie i amorficzne margle. W pozostałych dwóch otworach (otw. 3 i 26), bezpośrednio pod wizenem, stwierdzono jedynie skały zigenu i emsu formacji zwoleńskiej.

Osady klastyczne formacji zwoleńskiej powstały w wyniku wietrzenia i erozji na przedpolu orogenu kaledońskiego. Interpretowane są jako molasa, która tworzyła się w środowisku lądowym (przeważnie fluwialnym, ale także eolicznym i limnicznym) i zaliczane są do facji old redu.

b. Dewon górny

Fran

Największą miąższość wapieni i dolomitów franu (49,2 m) stwierdzono w otworze 9 (Orzechów IG-3). W otworze tym nie osiągnięto spągu wydzielenia. Najgłębiej osady dewonu dolnego, reprezentowanego przez wapienie koralowcowe i dolomity jamiste, nawiercono w otworze 14 (Kolechowice 20) (głębokość 1464,2 m). W pozostałych otworach (otw.: 9, 12 i 20) stwierdzono wapienie krystaliczne i dolomityczne, beżowoszare, zawierające nieliczną faunę, laminowane szarozieloną substancją ilastą i ciemnoszarą substancją marglistą.

5. Karbon

Utwory karbonu stanowią ciągłą pokrywę na całym obszarze objętym arkuszem Orzechów Nowy i zalegają niezgodnie na osadach dewonu. Skały karbonu nawiercono w kilkudziesięciu otworach wiertniczych, głównie w ramach poszukiwań związanych z rozpoznaniem złóż węgla kamiennego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym (LZW) i utworzeniem kopalni Lubelski Węgiel „Bogdanka” SA. Utwory te tworzą stosunkowo monotonna, nieznacznie nachyloną w kierunku południowo-zachodnim i zuskokowaną, serię od wizenu do westfalu, zalegającą pod nadkładem skał o miąższości od 520 do ponad 700 m. W obrębie osadów karbonu na badanym obszarze wyróżniono formację Huczwy (wizen), formację Terebina (namur A), formację Dęblina, w tym ogniwo bużańskie (namur B) i ogniwo kumowskie (namur C) oraz formację lubelską (westfal) (Zdanowski, 2007).

a. Karbon dolny

Wizen

Iłowce, mułowce, wapienie i piaskowce formacji Huczwy nawiercono w wielu otworach wiertniczych zlokalizowanych w obrębie badanego obszaru, z których sześć zamieszczono w niniejszym opracowaniu (otw.: 8, 9, 14, 20, 45 i 51). Największą miąższość tych utworów (158,3 m) stwierdzono w otworze 14 (Kolechowice 20). Głębokość występowania stropu wizenu jest zróżnicowana – najpłycej (głębokość 1017,2 m) został stwierdzony w profilu otworu 8 zlokalizowanym we wschodniej części obszaru arkusza, najgłębiej zaś w profilu otworu 45 w zachodniej części obszaru arkusza (głębokość 1355,0 m).

Iłowce, iłowce wapniste, zawierają niekiedy liczną faunę lub wkładki gleb stigmariowych. Mułowce mają barwę szarą i ciemnoszarą, lokalnie są jasnozielone, zapiaszczone z cienkimi wkładkami węgla. W opisywanym wydzieleniu stwierdzono również margle i iłowce margliste z fauną, jasnobrazowoszare i białe wapienie drobnokrystaliczne, pelityczne, twarde oraz piaskowce drobnoziarniste.

b. Karbon górny

Łączna, maksymalna miąższość utworów karbonu górnego (namur i westfal) wynosi ponad 800 m.

Namur

Namur A

Wydzielenie to tworzą mułowce, piaskowce i wapienie formacji Terebina. Mułowce mają ciemnoszarą barwę, są twarde, ilaste, z widoczną, rozproszoną substancją organiczną, pirytem oraz z wkładkami gleb stigmariowych. Piaskowce cechują się białą barwą, są drobno- i średnioziarniste, niekiedy wapniste. Pośród skał tej formacji stwierdzono także wapienie dolomityczne z fauną. Utwory formacji Terebina charakteryzują się występowaniem laminacji węglistej lub obecnością drobnych wkładek węgla. Największą miąższość (127,5 m) na obszarze arkusza Orzechów Nowy skały namuru A osiągają w profilu otworu 14 (Kolechowice 20).

Namur B

Namur B reprezentują iłowce, mułowce i piaskowce z wkładkami węgla kamiennego – formacja Dęblina (ogniwo bużańskie). Omawiane skały nawiercono w wielu otworach na badanym obszarze m.in.: 8, 9, 14, 21 i 39. Wykształcone są, jako jasnoszare iłowce z fauną i konkrecjami syderytowymi oraz jako gleby stigmariowe. Jasnoszare i szare mułowce zawierają faunę lub rozproszoną substancję organiczną, zawierają wkładki i konkrecje syderytowe.

Piaskowce mają barwę białą i jasnoszarą są drobnoziarniste, średnio twarde o spoiwie krzemionkowym. W całym profilu występuje węgiel kamienny barwy czarnej, średnio twardy i twardy, lokalnie spirytyzowany, humusowy o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Maksymalną miąższość ogniwa bużańskiego stwierdzono w otworze 21 (Łączna IG-6), w którym osiąga ona 84,0 m.

Namur C

Namur C reprezentują utwory formacji Dębłina (ogniwo kumowskie), które udokumentowano w wielu otworach wiertniczych na badanym obszarze m.in.: 8, 9, 14, 21, 31, 32, 37, 38, 39, 40, 44, 46, 47 i 50. Mułowce i iłowce z wkładkami węgla kamiennego i wkładkami piaskowców reprezentują fację lądową limniczną z fauną słodkowodną i liczną florą (Porzycki, 1976, 1978). Mułowce i iłowce zawierają liczną faunę i rozproszoną substancję organiczną, a także wkładki gleb stigmariowych oraz skrzypy rodzaju kalamitów i konkrecje syderytowe. Piaskowce są drobnoziarniste z soczewkami mułowców i pniami kalamitów. Wszystkie utwory namuru C cechują się dużym udziałem ziaren kwarcu. Węgiel kamienny nie tworzy miąższych warstw, najczęściej kilkanaście centymetrów. W otworze 40 (Łączna IG-7) utwory namuru C osiągnęły maksymalną miąższość, która wynosi 215,6 m.

Westfal

Na badanym obszarze stropową powierzchnię karbonu stanowią utwory westfalu, których górna część uległa erozji. Z tej przyczyny wszystkie profile utworów tego wydzielenia są niepełne, a powyżej nich niezgodnie zalegają osady jury środkowej.

Strop osadów karbonu jest nachylony w kierunku południowo-zachodnim. Najgłębiej stwierdzono go w otworze 37 (Lublin 3) (rzędna 535,8 m p.p.m.), a naj płycej w otworze 8 (Orzechów IG-5) (rzędna 535,8 m p.p.m.). Jego deniwelacja wynosi 182,0 m. Wzdłuż linii jezior Nadrybie, Uściwierz, Sumin i dalej w kierunku Jeziora Wytyckiego powierzchnię stropową karbonu charakteryzuje wydłużone zagłębienie o orientacji SW–NE. Zagłębienie to czytelne jest także w stropie skał kredy (tabl. II).

Mułowce i iłowce z pokładami węgla kamiennego i wkładkami piaskowców należące do formacji lubelskiej zostały nawiercone w wielu otworach na badanym obszarze, a w wielu z nich także przewiercone. Występują m.in. w otworach: 6, 8, 9, 14, 20, 21, 31, 32, 37, 38, 39, 40, 44, 46, 47, 50 i 51. W otworze 38 (Lublin 20) (Narybie, południowo-wschodnie naroże obszaru arkusza) osiągnęły maksymalną miąższość, która wynosi 379,4 m. Najmniejszą miąższość tych utworów stwierdzono w otworze 51 (Orz-Cyców 01) (Świerszczów, południowo-zachodnie naroże obszaru arkusza). Są to utwory klastyczne głównie mułowcowo-iłowcowe, jasnoszare

i szare, wapniste, zawierające piryt i syderyt, przeławiczone drobnoziarnistymi piaskowcami barwy białej, rzadziej jasnoszarej. W całym profilu występują pokłady węgla kamiennego, reprezentującego różne odmiany, których średnia miąższość wynosi od 1,0 do 1,5 m. Jest to podstawowa seria węgla produktywnego LZW (Porzycki, 1978).

6. Jura

Utwory jury zalegają niezgodnie na skałach karbonu górnego (westfalu) na całym obszarze objętym opracowaniem. Na badanym terenie nie stwierdzono obecności skał permu, triasu i jury dolnej. W granicach obszaru arkusza Orzechów Nowy wyróżniono utwory jury środkowej i górnej o łącznej, maksymalnej miąższości 162,9 m (otw. 42; Łączna IG-16). Strop osadów jury najpłycej występuje w otworze 8 (Orzechów IG-5), gdzie jest położony na wysokości 261,2 m p.p.m., a najgłębiej w otworze 37 (Lublin 3) – na wysokości 414,5 m p.p.m.

a. Jura środkowa

Baton + kelowej

P i a s k o w c e i w a p i e n i e, których wiek określono na wyższą część jury środkowej, reprezentują utwory morskie o niewielkiej miąższości (średnio 10 m). Największą, wynoszącą 29,4 m, miąższość stwierdzono w profilu otworu 20 (Michałów IG-1). Piaskowce charakteryzują się barwą od ciemno- do jasnopopielatej i są drobnoziarniste. W spągu są jasnoszare i wapniste, bardziej mułowcowe, niekiedy nawet stwierdzano mułowce. Piaskowce i mułowce miejscami zawierają niewyraźną, nieregularną laminację lub smugowanie rozartym detrytem węglowym, bardzo rzadko szczątki zwęglonych pni i konarów, rozproszoną substancję organiczną, a także soczewki lignitu. W stropowych partiach piaskowce przeważnie są ciemnopopielate, drobnoziarniste, dolomityczne lub wapniste. Zawierają wkładki wapieni krystalicznych lub wapieni oolitowych. W partiach dolomitycznych zawierają dużą ilość fauny.

Strop utworów jury środkowej, tak jak wszystkich skał paleozoiku i mezozoziku, nachylony jest w kierunku południowo-zachodnim. Najpłycej powierzchnia stropowa zalega na głębokości 520,0 m (otw. 20), a najgłębiej na głębokości 656,5 m (otw. 45; Łączna IG-9).

b. Jura górna

Oksford

Na badanym obszarze zachowały się jedynie osady najniższej części jury górnej – oksfordu. Są to wapienie organodetrytyczne barwy jasnoszarej, złożone ze szczątków przekryształizowanej

fauny ślimaków, licznych kolców jeżowców, małży i brachiopodów, igieł gąbek oraz krynoidów. Bardzo liczne są wapienie oolitowe, barwy białej, bądź wapienie pelityczne, a także jasnoszare wapienie margliste z widocznymi stylolitami. Utwory oksfordu rozdzielono wyłącznie w profilu otworu 45, w pozostałych otworach wiertniczych oksford jest nierozdzielony. Największą miąższość skały oksfordu osiągają w otworze 45 (Łączna IG-9) – 105,5 m.

Oksford dolny

Wapienie oksfordu dolnego tworzą warstwę o miąższości 9,0 m, która została opisana przez A. Feldman-Olszewską w profilu otworu 45 (Otwory wiertnicze. Łączna IG-9).

Oksford środkowy

Wapienie oksfordu środkowego zalegają zgodnie na utworach oksfordu dolnego. Ich miąższość wynosi 23,5 m. Wapienie są zbrekcjonowane, silnie spękane, zawierają liczną faunę. Stwierdzono także wapienie i muszlowce mułowcowe z liczną fauną, głównie brachiopodów.

Oksford górny

Powyżej utworów oksfordu środkowego w profilu otworu 45 (Łączna IG-9) opisano wapienie z wkładkami dolomitów i mułowców oksfordu górnego. To najbardziej miąższa, bo aż 73-metrowa, część profilu oksfordu. Są to wapienie, wapienie z fauną, muszlowce i wapienie oolitowe z liczną fauną, a także wapienie dolomityczne i wapienie jamiste. W profilu opisywanego wydzielenia stwierdzono wkładki dolomitów i mułowców wapnistych.

7. Kreda

Utwory kredy na obszarze arkusza Orzechów Nowy zalegają wszędzie na zerodowanej powierzchni jury górnej. Ich średnia miąższość wynosi około 500 m i rośnie w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim. Największą miąższość – 539,0 m – dokumentuje otwór 46 (Lublin 130).

a. Kreda dolna

Alb

Piaskowce glaukonitowe z fosforytami zalegają na osadach oksfordu i zostały udokumentowane w wielu otworach. Tworzą one bardzo charakterystyczną, bezwapnistą warstwę o niewielkiej miąższości. Najczęściej miąższość utworów albu sięga około 2 m, maksymalnie wynosi 7,4 m (otw. 14; Kolechowice 20). Wykształcone są jako piaskowce drobnoziarniste, glaukonitowe,

szarozielone i zielone, a także zlepieńce fosforytowe. Niekiedy są słabo zwarte, a nawet rozsypliwie, zawierają liczne konkrecje fosforytów.

b. Kreda górna

Cenoman

Wapienie piaszczyste z fosforytami stanowią kontynuację cyklu sedimentacyjnego albu. Są to wapienie inoceramowe, szare i białoszare, w spągu zapiaszczone, z licznymi konkrecjami fosforytowymi. Największą miąższość cenomanu, która wynosi 14,0 m, dokumentuje profil otworu 20 (Michałów IG-1).

Turon

Wapienie i wapienie margliste z czertami stwierdzono w otworach wiertniczych: 20, 21, 35, 39, 40 i 45. Wykształcone są jako białe wapienie pelitowe, miejscami kreda pisząca, wapienie margliste i margle jasnoszare, a także margle z licznymi przerostami kredy piszącej, z czertami i krzemieniami. Maksymalną miąższość – 142,1 m – utwory turonu osiągają w profilu otworu 21 (Łęczna IG-6). Powierzchnia stropowa tego wydzielenia najgłębiej zalega w profilu otworu 39 (Łęczna IG-15) (głębokość 440,0 m).

Koniak + santon

Najbardziej kompletny opis utworów koniaku i santonu wykonano dla profili otworów 35 i 45 (odpowiednio: Ostrówek IG-2 i Łęczna IG-9) (Otwory wiertnicze. Łęczna IG-9, Ostrówek IG-2.). Głębokość zalegania stropu opisywanych utworów jest różna w wymienionych otworach. W profilu otworu 35 powierzchnia stropowa znajduje się na głębokości 268,0 m, a w profilu otworu 45 – na głębokości 321,5 m. Może to świadczyć o istnieniu stref nieciągłości w utworach kredy.

Największą miąższość margli, kredy piszącej i wapieni koniaku i santonu, wynoszącą 89,0 m, udokumentowano w profilu otworu wiertniczego 35. Są to margle kredopodobne, a także margle z licznymi przerostami kredy piszącej i szaropopielate margle ilaste, biała kreda pisząca z wkładkami margli, kreda marglista oraz białe i jasnoszare wapienie margliste i wapienie laminowane marglami lub z wtórnymi wypełnieniami ilastymi, twarde o regularnej oddzielności i nieregularnym przełamie oraz białej rysie.

Kampan

Wapienie margliste i margle kampanu zalegają powyżej osadów koniakku i santonu, a pod osadami mastrychtu. Utwory te stwierdzono w profilach otworów wiertniczych: 35, 45 i 48. Największą miąższość skał kampanu stwierdzono w profilu otworu 45 (Łączna IG-9), gdzie wynosi ona 100,5 m. Zaleganie stropu opisywanego wydzielenia stwierdzono najgłębiej (221,0 m) w otworze 45, a najpłycej (180,0 m) w otworze 48 (Ostrówek IG-1).

Osady kampanu wykształcone są jako jasnoszare i białe wapienie margliste, zawierające piryt ziemisty w postaci cętek, smugowane szarymi, zielonkawymi ıłami. Niekiedy mogą zawierać konkrecje fosforytowe, krzemienie i glaukonit. Zawierają kilkumilimetrowej miąższości przewarstwienia ıłami marglistymi o barwie szarozielonej. Margle są jasnoszare, wapniste, smugowane ıłem szarym i zielonym, zawierają piryt ziemisty, a także pojedyncze ziarna kwarcu wielkości 0,02–0,05 mm. W wapieniach oznaczono otwornice oraz igły gąbek.

Mastrycht

Skały mastrychtu stanowią najwyższą i najbardziej miąższą część profilu kredy. Ich wychodnie stwierdzono w wielu miejscach na terenie arkusza Orzechów Nowy, przeważnie jednak przykryte są osadami czwartorzędu o bardzo zróżnicowanej miąższości. Największe wychodnie utworów mastrychtu znajdują się w południowo-wschodniej części badanego terenu, na wysoko położonych terenach (powyżej rzędnej 175–180 m n.p.m., a nawet powyżej 190 m n.p.m.) na południe od Urszulina (w Wereszczynie i w Wielkopolu), w okolicach Garbatówki i w środkowej części omawianego obszaru (okolice Woli Wereszczyńskiej). W wielu miejscach białe okruchy skał kredy są widoczne na polach. W przekopie drogi w okolicach Garbatówki odsłaniają się zwietrzałe margle.

Margle, kreda pisząca, opoki i wapienie margliste. Skały mastrychtu są wykształcone jako margle szare i jasnoszare, wapniste, laminowane, smugowane zielonym glaukonitem, a także kreda pisząca biała i jasnoszara, miejscami marglista, zawierająca śladowe ilości terygenicznej krzemionki i pirytu oraz liczną mikrofaunę (otwornice, igły gąbek i jeżowce), a także czerty. Miejscami zawiera wkładki i okruchy margli. Opoki są białe i jasnoszare, twarde. Wapienie margliste mają barwę białą i jasnoszarą, stwierdzono w nich faunę oraz konkrecje fosforytowe.

Miąższość osadów mastrychtu, jak wszystkich skał paleozoiku i mezozoiku, rośnie w kierunku południowo-zachodnim obszaru arkusza. Największą miąższość stwierdzono w profilu otworu 45 – 211,0 m – a najmniejszą w profilu otworu 20 – 121,0 m. Średnia miąższość wynosi prawie 170 m. Na badanym obszarze stopowa część profilu mastrychtu reprezentowana jest przez skały mastrychtu górnego, które zostały dobrze udokumentowane m.in. w profilu otworu wiertniczego Krowie Bagno

IG-1 (otwór zlokalizowany na wschód od obszaru arkusza Orzechów Nowy w miejscowości Pieszowola). Miąższość masyfytu górnego szacuje się na 120,0–130,0 m, jednak brak precyzyjnych danych z profili otworów wiertniczych uniemożliwia wyodrębnienie tego podpiętra.

Utwory masyfytu stanowią wraz z niżejleżącymi osadami kredy i jury monotony kompleks skał o podobnej, niewielkiej miąższości i nieznacznym nachyleniu w kierunku południowo-zachodnim. Powierzchnia stropowa masyfytu jest urozmaicona na skutek długotrwałej ekspozycji na czynniki wietrzenia. Ślady wietrzenia są bardzo dobrze widoczne w profilu pionowym tych utworów, gdzie przypowierzchniowa warstwa jest wyraźnie zmieniona, zwietrzała i różna od osadów znajdujących się niżej. Szczególnie istotnym czynnikiem, który ukształtował powierzchnię stropową masyfytu był kras. Charakterystyczny dla badanego obszaru jest tzw. kras kredy pisaćcej. Kreda pisaćca jest skałą niezwykle miękką i łatwo ulega krasowieniu, w wyniku czego powstaje słabo przepuszczalna zwietrzelina ilasta, na której powstały charakterystyczne dla obszaru Polesia Zachodniego płytkie jeziora oraz zagłębienia krasowe wypełnione wodą, osadami organogenicznymi i mineralno-organogenicznymi (tzw. wertoby). Miąższość warstwy zwietrzalej jest bardzo zróżnicowana. W wielu miejscach przekracza ona kilkanaście metrów, niekiedy natomiast niezwiertzałe lub słabo zwietrzałe skały kredy występują na powierzchni terenu.

W stropowych partiach profilu utworów masyfytu widoczny jest system dolin erozyjnych różnego pochodzenia, wielokrotnie pogłębianych, stanowiących zapis przepływu wód na badanym obszarze.

Wielokrotnie nieciągłości (strefy uskokowe, spękania) stwierdzone w skałach masyfytu odzwierciedlają układ głębokich uskoków tnących skały podłoża, które kilkakrotnie ulegały odmłodzeniu. Największe ruchy nastąpiły w miocenie, a następne w plejstocenie, w czasie zlodowaceń południowopolskich, zwłaszcza w końcowej fazie tych zlodowaceń, a także po nich, w wyniku ruchów glaciostatycznych.

8. Paleogen

Skały paleogenu stwierdza się na omawianym obszarze w kilku miejscach. Zachowały się w niewielkim stopniu, co świadczy o bardzo silnej erozji, która nastąpiła po ich depozycji. Najprawdopodobniej okresem wzmożonej erozji był plejstocen dolny (preglacjał), a także późniejsze, zwłaszcza ciepłe okresy. Skały paleogenu na obszarze arkusza zachowały się głównie na terenach położonych wysoko, na wierzchołkach, co dowodzi, że do niszczenia dochodziło na skutek erozji rzecznej.

System dolin zapisany w powierzchni podczwartorzędowej świadczy o erozji liniowej. Na północ od obszaru badań, na obszarze arkusza Sosnowica, stwierdzono rozcięcie erozyjne. Stanowi ono

kontynuację doliny, która znajduje się w zachodniej części obszaru arkusza Orzechów Nowy biegnącej z południa w kierunku północnym (Dolecki i in., 1987). Autorzy arkusza Sosnowica, na podstawie datowania bezwzględnych osadów, określili, że utworzenie doliny i włączenie jej do sieci hydrograficznej nastąpiło najpóźniej z początkiem zlodowaceń południowopolskich (Dolecki i in., 1990). Na południowym zachodzie, na obszarze arkusza Łęczna, również opisano system dolin erozyjnych związanych z przepływem wód. Niewykluczone, że doliny te mają różną genezę, a zapewne różny wiek (najwcześniej neogen) (Harasimiuk, Henkiel, 1980a).

a. Eocen

Eocen górny

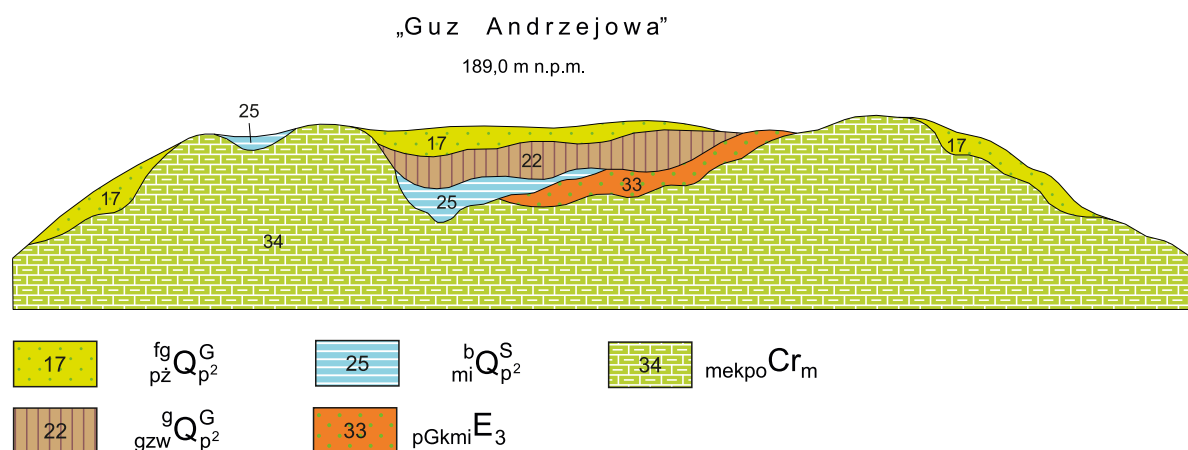
Piaski glaukonitowe, mułki i iły z konkrecjami żelazistymi stwierdzono w profilu otworu 5 (Janówka-4), gdzie ich miąższość sięga 4,4 m. Do osadów eocenu górnego zaliczono również występujące w Andrzejowie (południowo-wschodnia część obszaru arkusza) mułki piaszczyste i mułki ilaste z glaukonitem.

W ramach realizacji SMGP w latach 1975–1979 przeprowadzono obserwacje terenowe i badania profili wierceń kartograficznych, które pozwoliły na scharakteryzowanie osadów eocenijskich na tym terenie:

Jest to il szaro-brunatny bezwęglanowy z rdzawymi konkrecjami, w którym, pomijając metrową stropową warstwę zwietrzałą, występuje do 72,2% iłu koloidalnego, a udział frakcji pylastych wynosi od 17,0 do 50,7%. Średnia wielkość ziarna określona wskaźnikiem M_z wynosi 5,81–7,33. Jest to utwór w całości słabo i bardzo słabo wysortowany, podobnie jak i osady górnego eocenu w Luszawie nad Wieprzem (J.E. Mojski, J. Rzechowski, E. Woźny, 1966).

Wśród minerałów ciężkich badanych osadów przeważają zdecydowanie nieprzezroczyste, które stanowią około 89–97% ogólnego składu. Zespół minerałów przezroczystych można określić, jako chloryto-granato-epidotowy. Charakterystyczny jest bardzo wysoki, z wyjątkiem partii stropowej udział chlorytu, wynoszący 32,2–40,5% [Buraczyński i Wojtanowicz, 1981a].

W obrębie omawianych osadów w południowo-wschodniej części terenu, na wzniesieniu w Andrzejowie (tzw. Guz Andrzejowa), znajdowane są bardzo charakterystyczne okruchy i otoczaki piaskowców. Mojski i Trembaczowski (1975) uważali, że znalezione na stokach okruchy piaskowców kwarcowych frakcji zwirowej charakteryzujące się wydłużonym kształtem, o rozmiarach od kilku do kilkunastu centymetrów (pojedyncze do kilkudziesięciu cm), są morskimi utworami miocenu (sarmat). Buraczyński i Wojtanowicz (1981b) okruchy te uznali za zwietrzelinę *in situ* i przedstawili



U w a g a: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Fig. 5. Schemat występowania osadów w rejonie „Guza Andrzejowa”

na mapie jako wychodnie sarmatu. Podczas kartowania w 2018 r. rozpoznano dokładniej położenie tych okruców. Występują one w wielu miejscach na stoku i na szczycie garbu. Na powierzchni terenu znajdują się bezpośrednio na utworach mastrychtu, gdzieśgdzie przykryte są glinami zwałowymi lub występują w ich obrębie. Miejscami towarzyszą zielonym piaskom gliniastym i mułkom eocenu oraz piaskom gliniastym i okrucem krzemieni. Zbiorczy profil osadów „Guza Andrzejowa” przedstawia figura 5. Prawdopodobne jest, że okrucy piaskowców wraz z młodszymi osadami były rozmywane, przenoszone i akumulowane od neogenu do końca preglacjału. W czasie plejstocenu, podczas nasuwania lądolodu i późniejszego rozmywania osadów na skutek deglacjacji, otoczaki te zostały wymieszane z okrucami osadów starszych i młodszymi, a następnie przemieszczone. Na przemieszczenie wskazuje również to, że otoczaki pochodzą najprawdopodobniej z południa (morskie osady strefy przybrzeżnej powstałe w miocenie) i mogły być przetransportowane z obszarów niedalekich wychodni piaskowców miocenu występujących m.in. w pobliżu Pagórów Chełmskich lub z przedpola Karpat czy z Rostocza.

W pozostałych miejscach do eocenu zaliczono również piaski glaukonitowe i mułki. Wśród nich, w niedalekiej odległości od obszaru arkusza Orzechów Nowy, znajdowane są bursztyny, co jednoznacznie świadczy o wieku tych osadów (Kasiński, 2016; Słodkowska, Kasiński, 2016).

b. Oligocen

Piaski glaukonitowe stwierdzono w profilach trzech otworów wiertniczych: 5, 8 i 15. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, szare o zielonym zabarwieniu lub piaski zielonoszare, lokalnie zawierają drobne okrucy margli i drobne okrucy skał kredy frakcji żwirowej.

W profilu otworu wiertniczego 15, wykonanego w ramach realizacji SMGP w 1975 roku, odwiercono 14,5 m osadów oligocenu, co stanowi maksymalną miąższość oligocenu na terenie arkusza. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) wykonali analizę granulometryczno-mineralogiczną osadów, na podstawie której opisali osady oligocenu w następujący sposób:

Są one lekko lub średnio węglanowe; zawartość CaCO_3 , wynosi od 0,1 do 20,4%. Piaski są w przeważnie słabo wysortowane, przy czym obserwuje się wzrost stopnia wysortowania ku górze. Są to piaski średnio obrobione, o bardzo niskim wskaźniku niejednorodności obróbki Nm. Zespół minerałów ciężkich różni się wyraźnie od utworów czwartorzędowych i charakteryzuje się przewagą odpornych i średniopornych, przy niewielkim stosunkowo udziale minerałów nieodpornych; uderza na przykład mała zawartość amfiboli (4,4–8,4%). Pomiędzy profilami występują duże różnice mineralogiczne.

Wyniki analiz granulometryczno-mineralogicznych upoważniają do wyciągnięcia następującego wniosku. Piaski powstały w jednorodnym środowisku (morskim) w strefie przybrzeżnej, przy stosunkowo szybkiej, krótkotrwałej sedymentacji. Duży wpływ ma materiał dostarczony z ładu, co powoduje lokalne zróżnicowanie cech osadu”.

9. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędu zajmują około 90% powierzchni obszaru arkusza. Miejsca, w których zostały zredukowane lub całkiem usunięte przez erozję, to najwyżej wyniesione fragmenty garbów kredowych (tzw. Guz Garbatówki na południowym wschodzie, na wschód od niego – obszar Pagórów Chełmskich – oraz „Guz Woli Wereszczyńskiej” położony w środkowej części obszaru arkusza). Średnia miąższość skał czwartorzędu szacowana jest na 36,0 m, maksymalna zaś na 76,0 m (otw. 14 i 28, odpowiednio: Kolechowice 20 i Kaniowola-9) przy zachodniej granicy obszaru objętego opracowaniem) (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

W trakcie realizacji arkusza Orzechów Nowy SMGP w latach 1975–1977 wykonano 22 otwory kartograficzne o łącznej głębokości 778,8 m, w 20 z nich przewiercono osady czwartorzędu. Z rdzeni pobrano 547 próbek, dla których wykonano badania laboratoryjne, w tym granulometryczne, mineralogiczne i petrograficzne (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

Czwartorzęd na badanym obszarze reprezentowany jest przez osady plejstocenu i holocenu. Wyodróżniono tu osady plejstocenu dolnego–interglacjału augustowskiego (nierozdzielone osady wieku od preglacjału do interglacjału augustowskiego), osady interglacjału augustowskiego, osady lodowcowe zlodowaceń południowopolskich i rozdzielające je utwory jeziorne interglacjału ferdynandowskiego,

osady peryglacjalne z okresu zlodowaceń środkowopolskich, osady rzeczne i jeziorne z okresu interglacjału mazowieckiego. Na powierzchni terenu występują głównie osady rzeczne i rozlewiskowe zlodowaceń północnopolskich i holocenu oraz utwory czwartorzędu, nierozdzielone. Granica między osadami paleogenu (i być może neogenu) i plejstocenu jest trudna do określenia, gdyż utwory tego wieku charakteryzują się podobnym wykształceniem – w obu przypadkach są to skały mineralne, klastyczne i słabo zwięzłe.

Według Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981a) na erozyjno-denudacyjnej powierzchni utworzonej w paleogenie i neogenie, charakteryzującej się występowaniem rozcięć erozyjnych i znacznymi deniwelacjami, osadziły się zróżnicowane litologicznie i genetycznie piaski oraz mułki i ropy wieku od preglacjału do holocenu, głównie. Przeważają typowe dla tego obszaru osady jeziorne (Wilgat, 1963; Mojski, Trembaczowski, 1975) oraz występujące w powierzchniowych utworach holoceničkih osady organogeniczne (torfy i piaski torfiaste) (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981a).

Profil utworów czwartorzędowych cechuje się dużą zmiennością litologiczną i genetyczną. Przeważają utwory poligeniczne i silnie przekształcone przez różne czynniki, w tym wietrzenie. Jest to szczególnie charakterystyczne dla utworów starszego czwartorzędu (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

a. Plejstocen

Plejstocen dolny–interglacjał augustowski

Gliny, piaski i żwiry rzeczno-deluwialne to osady powstałe w okresie od preglacjału do interglacjału augustowskiego. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) ich wiek określili na preglacjał i scharakteryzowali w następujący sposób:

Gliny ilaste, piaski i żwiry deluwialne – ^dQ_{pp}. Są one jednym z najbardziej mięszszych (o miąższości od 5 do 13,5 m) i najpowszechniej występujących utworów czwartorzędowych na badanym obszarze. Stwierdzono je między innymi w otworach: 15 [otw. **11**]¹ (na głębokości 15,0–19,7 m), 16 [otw. **13**] (na głębokości 16,8–24,2 m), 27 (na głębokości 8,6–22,0 m), 29 [otw. **22**] (na głębokości 22,0–29,0 m) i 40 [otw. **33**] (na głębokości 15,0–21,0 m).

Zalegają one zawsze na kredzie górnej, a stratygraficznie występują pod glinami zwałowymi zlodowacenia południowopolskiego. Dokumentuje to przekrój geologiczny A–B i profil stratygraficzny. Są to gliny ilasto-margliste lub ropy margliste, szaro-białe z okruchami kredy i margli, z obtoczonymi żwirkami kredowymi oraz z mniejszą lub większą domieszką żwirów krystalicznych o ϕ 1–5 cm.

¹ Przy numerach otworów z pierwszego opracowania w cytowanej partii tekstu w nawiasach i wyróżnionych pogrubioną czerwonką podano numerację otworów zastosowaną na zaktualizowanej mapie geologicznej

W niektórych poziomach obserwuje się zwiększoną zawartość żwirów, występujących wraz z piaskiem gruboziarnistym. Omawiane osady są węglanowe, o zawartości CaCO_3 , 42,5–94,5%, rozkład zawartości węglanów w profilu pionowym jest bezładny. Udział materiału krystalicznego w osadach wynosi od około 9 do 43%, a żwirów wapiennych od 18 do 77%. Oprócz tych dwu grup występują także żwiry trzeciorzędowe – najwięcej jest kwarców oligoceńskich oraz pojedyncze ziarna krzemieni, rogowców i fosforytów.

Wyniki badań granulometryczno-mineralogiczno-petrograficznych, gdzie stwierdzono bardzo dużą zmienność wszystkich wskaźników, dowiodły redepozycji osadów. Omawiane osady są zwykle słabo lub bardzo słabo wysortowane, wykazują dużą niejednorodność obróbki; wskaźnik niejednorodności obróbki (Nm), zróżnicowany w przedziale wartości 2,6–9,7, jest wyższy niż w podległych utworach kredowych. Za redepozycją tych osadów może świadczyć fakt dużego zróżnicowania udziału poszczególnych typów obróbki, na przykład udział ziarn o pośredniej obróbce waha się od 1,5 do 64,0%. Wśród minerałów ciężkich na ogół duży udział mają minerały nieprzezroczyste (22,1–99,8%). Udział minerałów przezroczystych wynosi od 0,2 do 77,1% i jest znacznie wyższy niż w kredzie. Udział granatu jest bardzo zróżnicowany, od 0,0 do 43,6% – średnio kilkanaście procent. W pewnych poziomach niektórych profili znaczące udziały mają minerały z grupy odpornych, na przykład turmalin (maksymalnie 18,2%), staurolit (maksymalnie 12,1%). Cechą charakterystyczną składu mineralogicznego omawianych osadów jest bardzo duże zróżnicowanie w profilach pionowych i znaczne zróżnicowanie między profilami. Analiza mineralogiczna prowadzi do wniosku, że omawiana seria osadów bardziej upodabnia się do nadległych młodszych osadów czwartorzędowych niż do podległych osadów węglanowych kredy górnej [Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a].

Omawiane osady niewątpliwie należy uznać za rzeczne. Mogły one ulec kilkukrotnej redepozycji w czasie od neogenu, przez plejstocen dolny, do interglacjału augustowskiego. Ich rozdzielenie jest obecnie niemożliwe z uwagi na zniszczenie większości tych utworów, spowodowane silną erozją oraz powstaniem w ich obrębie systemu głębokich rozcięć. Wydaje się również bardzo prawdopodobne, że do powstania tych utworów przyczyniła się w wielu miejscach erozja zboczowa, o czym świadczy stosunkowo duży udział w składzie petrograficznym okruchów margli i wapieni wieku kredowego.

Interglacjał augustowski

Piaski i żwiry rzeczne interglacjału augustowskiego w następujący sposób zostały opisane przez Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981a):

Osady tego wieku rozpoznano w otworze 19 [otw. 16], gdzie występują grubą ponad 15 m serią bezpośrednio na ilastej zwietrzelinie kredy. Są to piaski luźne, barwy biało-żółtej, w dolnej części

średnio- i gruboziarniste, z drobnymi nielicznymi żwirkami ($M_z = 1,30$), zaś w górnej części, bardziej miąższej (o miąższości około 10 m) – piaski średnioziarniste ($M_z = 1,50$). Można tu mówić o pewnym cyklu sedymentacyjnym.

Wysortowanie, nie wykazujące w całym profilu większej zmienności, jest średnie, na granicy z klasą słabego wysortowania. Jeśli chodzi o obróbkę ziarn kwarcu, jest ona ogólnie dobra, a stopień obróbki wzrasta ku stropowi, wraz ze wzrostem wskaźnika niejednorodności obróbki N_m . W składzie mineralogicznym zaznacza się wzrost ku górze minerałów przezroczystych, wyraźny zaś spadek w tym kierunku ilości amfiboli, epidotu i glaukonitu. W całym profilu przeważają zdecydowanie granaty (36-49%), a poza tym wysoki jest udział minerałów odpornych: turmalinu, staurolitu i cyrkonu. Są to osady bardzo słabo węglanowe; średnia zawartość $CaCO_3$, wynosi około 1,5%. Interesującą charakterystyką jest fakt bardzo wysokiej (zasadowej) wartości pH wynoszącej 8,9–9,15, co jest znamienne dla staroczwartorzędowych osadów wypełniających pradoliny. Przeprowadzone badania dokumentują rzeczny wczesnoczwartorzędowy charakter osadu, akumulowanego w zmieniających się warunkach; energia rzeki, jej zdolność transportowa i szybkość akumulacji największe były w początkowej fazie akumulacji i malały ku stropowi. Pod koniec akumulacji rzeka przerabiała własne aluwia.

Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) wiek opisywanych osadów określili na interglacjał podlaski.

Osady interglacjału augustowskiego Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) rozpoznali również w głębokiej rymnie erozyjnej znajdującej się w zachodniej części obszaru arkusza, na wysokości około 90 m n.p.m (tabl. II; przekrój geologiczny A–B, profil otw. 3, Orzechów Stary). Osady opisywanej rymny erozyjnej poddano datowaniu termoluminescencyjnemu (TL) (Dolecki i in., 1990). Próbkę pobrano na obszarze arkusza Sosnowica, nad Jeziorem Bialskim. Wiek badanych utworów określono na starszy lub równy początkowi zlodowaceń południowopolskich (Dolecki i in., 1990). W niniejszym opracowaniu osadom tym przypisano wiek interglacjału augustowskiego, niewykluczone jednak, że powstały one w preglacjale. Za starszym wiekiem przemawia przyjęta ogólna koncepcja powstania systemu rynien erozyjnych, utworzonych i rozpoznanych (wierceniami i badaniami geoelektrycznymi) w powierzchni osadów mastrychtu. Potwierdza to także preglacjalny wiek osadów wypełniających dna tych rynien (np. dna dolin w okolicy Łęcznej (Harasimiuk, Henkiel, 1980a, b, 1981)).

Iły i mułki jeziorno-rzeczne występują w kilku miejscach na badanym obszarze, zawsze pod przykryciem osadów młodszych. W zachodniej części terenu utwory te są udokumentowane w otworze 1 (Orzechów Kol-1) w Orzechowie Starym i przedstawione na przekroju geologicznym A–B. Zalegają bezpośrednio na utworach kredy lub na preglacjalnych osadach deluwialnych (np. otw. 22; Wiązowiec) i kontynuują się na zachód, na obszarze arkusza Ostrów Lubelski (Krawczyk, 2019).

W profilu otworu 1 (Orzechów Kol-1) ility stwierdzono na głębokości 24,1–30,1 m pod serią piasków wodnolodowcowych. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) opisali te utwory jako należące do pliocenu, podkreślili jednak, że brak jest na to jakichkolwiek dowodów.

Omawiane osady są wykształcone, jako ility szare i ciemnoszare, warstwowane, pyłowate, zawierające drobne okruchy skał krystalicznych frakcji żwirowej. Ily przewarstwione są drobnoziarnistymi piaskami szarymi, a w spągu ility marglistymi z okruchami margli. Stropowa część profilu reprezentowana jest przez piaski drobno- i średnioziarniste, pyłowate.

Badania próbek pobranych z profilu otworu 1 wykazały:

[...] zawartość CaCO_3 wynosi od 1,5 do 10,0%, przy czym w otworze 1 część dolna serii jest bardziej węglanowa niż górna. [...] charakteryzują się przewagą frakcji pylistych (około 35–77%), przy znacznym jednak udziale frakcji ilastej, sięgającej maksymalnie do 61,3%; wskaźnik mediany M_z waha się w przedziale 3,94–6,69. Są to osady słabo i bardzo słabo wysortowane. W składzie minerałów ciężkich dominuje grupa minerałów odpornych na wietrzenie, a więc turmalin, staurolit, cyrkon, rutil; udział granatu wynosi 28,4–35,0%. Górna część (2,5-metrowa) serii ility plioceńskich charakteryzuje się wybitnym wzbogaceniem w minerały nieprzezroczyste (około 87%), co dowodzi znacznego zwietrzenia osadu [Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a].

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 1

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) zalegają pod najstarszymi glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1. Osiągają dużą miąższość, tworząc wypełnienia szerokich dolin o przebiegu zbliżonym do południkowego (tabl. II). W zachodniej części terenu arkusza osady te udokumentowane są wierceniami (m.in. otw. 3 (Orzechów IG-1) i 28 (Kaniowola-9)) oraz badaniami geofizycznymi. Na przekroju geologicznym A–B opisywane utwory widoczne są w profilu otworu 3, gdzie występują na głębokości od 32,0 do 69,0 m i zostały opisane jako piaski i żwiry z rumoszem skalnym i otoczkami do 3 cm średnicy. W środkowej części obszaru arkusza omawiane osady występują w rejonie „Guza Woli Wereszczyńskiej” i stanowią wypełnienie doliny wciętej w utwory mastrychtu (tabl. II).

W Kolonii Łomnica utwory wodnolodowcowe tworzą cienką (0,5 m) warstwę, stwierdzoną w profilu otworu 11 (Kolonia Łomnica-13), która z uwagi na niewielką miąższość nie została zilustrowana na przekroju geologicznym). Badania utworów z tego rdzenia pozwoliły na szczegółowe scharakteryzowanie osadów:

Są to piaski w wysokim stopniu węglanowe (CaCO_3 – 25%) i nawiązują w tym do leżących wyżej osadów glacialnych. Z dużą węglanowością wiąże się wysoka wartość pH (= 8,15).

Omawiane piaski zawierają około 37% ziarn we frakcji powyżej 1 mm ($M_z = 0,91$), są bardzo słabo wysortowane, mają wysoki wskaźnik niejednorodności obróbki ($N_m = 5,6$) i przewagę ziarn nieobrobionych (50%). Wśród minerałów ciężkich przeważa grupa przezroczystych, a wśród nich granat (40%) i amfibole (17%). Te charakterystyki można uznać za typowe dla piasków fluwioglacjalnych [Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a].

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 są najstarszymi glinami zwałowymi, które udokumentowano na obszarze arkusza Orzechów Nowy. Osadów tych nie stwierdzono na powierzchni. Rozpoznano je jedynie w wierceniach usytuowanych w środkowej części terenu badań. Gliny te miejscami są dwudzielne (np. profil otw. 10).

Omawiane gliny cechują się szarą barwą, niekiedy z odcieniem zielonkawym, są wysokowęglanowe (od 4,3 do 65,6%), bardzo słabo wysortowane, w stropowych częściach silnie zwietrzałe. Wśród minerałów ciężkich przeważają grupy minerałów przezroczystych (34,0–87,0%), stwierdzono także duży udział amfiboli (od 14,0 do 43,0%).

Współczynniki petrograficzne glin zwałowych uzyskane z badań prowadzonych w ramach realizacji mapy w latach 70. ubiegłego wieku, a następnie syntetycznie opracowane w pracy regionalnej Lisickiego (2003) przedstawia [tabela 2](#). W ogólnym ujęciu potwierdzają one wiek tych glin, określony na zlodowacenie Sanu 1. Wyjątek może stanowić profil otworu 10, w którym stwierdzono występowanie wyraźnie dwudzielnych glin zwałowych. Współczynniki petrograficzne² wyznaczone dla dolnej części tych glin mogą wskazywać na ich powstanie podczas zlodowacenia Narwi ([tab. 2](#)).

Tabela 2

WSPÓŁCZYNNIKI PETROGRAFICZNE GLIN ZWAŁOWYCH (WARTOŚCI ŚREDNIE)
Z PRÓBEK POBRANYCH Z KARTOGRAFICZNYCH OTWORÓW WIERTNICZYCH (LISICKI, 2003)

Współczynniki	Otw. 5	Otw. 10	Otw. 11	Otw. 28	Otw. 33
O/K	0,8	1,0	0,9	0,9	1,0
K/W	1,5	1,1	1,2	1,4	1,1
A/B	0,6	0,8	0,8	0,7	0,8

² Współczynniki petrograficzne dla żwirów o średnicy 5–10 mm uzyskanych z glin zwałowych charakteryzują zależność między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie.

Na zlodowacenie Narwi mogą wskazywać także uśrednione wartości współczynników petrograficznych wykonanych dla glin z profilu otworu 28 (Lisicki, 2003) (tab. 2)

Mułki i ropy zastoiskowe występują nad najstarszymi glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1. W profilu otworu wiertniczego w Wiązowcu (otw. 22) stwierdzono je powyżej serii osadów interglacjału augustowskiego, a poniżej serii glin zwałowych o miąższości 1,6 m, których wiek określono na zlodowacenie Sanu 2 (patrz Przekrój geologiczny A–B). W spągu występują mułki z przewarstwieniami ilastymi i pojedynczymi żwirkami, słabo burzące z HCl, w stropie natomiast ciemnoszare, plastyczne ropy. We wschodniej części obszaru arkusza, w rejonie Andrzejowa, osady zastoiskowe zalegają bezpośrednio na utworach mastrychtu (na powierzchni lub pod cienką, około 1–2 m miąższości, pokrywą osadów plejstoceniowych), bądź na preglacialnych osadach rzecznych (fig. 5). W profilu otworu 11 w Kolonii Łomnica, utwory zastoiskowe mają na tyle małą miąższość (1,2 m), że nie zostały zamieszczone na przekroju geologicznym. Osady zastoiskowe przebadano pod kątem petrograficznym:

Zalegają one bezpośrednio na dolnym (najniższym) poziomie gliny zwałowej, warstwą o miąższości 1,2 m w otworze 15 [otw. 11]. Wykształcone jako piaski ilaste szare w stropie i piaski w dolnej części. Jest to utwór słabo węglanowy ($\text{CaCO}_3 = 13\%$), a w stropie nawet bardzo słabo wysortowany. Pod względem obróbki seria ta wykazuje ścisły związek z podległą gliną zwałową, reprezentując typ pośredniej obróbki, a różni się w sposób zasadniczy od nadległego poziomu wodnolodowcowego. Wśród minerałów ciężkich dominują nieprzezroczyste (52–88%), a wśród przezroczystych granaty (38–46%); duży udział mają też amfibole (18–25%). Seria ta podlegała wietrzeniu wraz z występującą pod nią gliną zwałową [Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a].

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) nie występują na powierzchni terenu, znane są natomiast z wielu wierceń. Zalegają często pod najmłodszą na tym obszarze serią glin zwałowych (zlodowacenie Sanu 2), a w ich spągu znajdują się najczęściej gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1. Osady wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 1 wykształcone są jako piaski średnioziarniste z niewielką domieszką drobnych żwirów. Utwory nawiercone w otworze 1 (Orzechów Kol-1) zostały przebadane i opisane w następujący sposób:

[...] piaski różnoziarniste, luźne, szare ze żwirkami i pojedynczymi gładzikami krystalicznymi (φ 10 cm). Są to piaski węglanowe o zawartości CaCO_3 12% w górnej części i 23% w dolnej. Piaski te są bardzo słabo wysortowane i charakteryzują się wysokim stopniem niejednorodności obróbki ($N_m = 6,7$). W składzie minerałów ciężkich przeważają zdecydowanie minerały przezroczyste, a wśród nich granaty (około 40%) i amfibole (około 20%) [Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a].

Zlodowacenie Sanu 2

Mułki i ły zastoiskowe występują w północnej części omawianego terenu. Udokumentowano je w profilu otworu wiertniczego 10 w Jamnikach (Jamniki-12), gdzie występują nad glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 1 na głębokości od 6,2 do 15,4 m oraz w profilu otworu 6 (przekrój geologiczny A–B). W okolicach Górek występują albo na powierzchni terenu, albo płytko pod przykryciem glin zwałowych lub utworów wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 2. Są to mułki barwy jasnobrązowoszarej, prawie białej, laminowane jasnoszare mułki ilaste z pojedynczymi, drobnymi żwirami oraz tocząciami ilastymi, zawierające rozproszoną substancję organiczną, a także jasnoszare mułki z domieszką drobnoziarnistych piasków. ły mają barwę czarną, są tłuste, miejscami lekko zapiaszczone, ponadto stwierdzono ły, również czarne, które zawierają ciemnobrązowe smugi lub cienkie przewarstwienia piasków pyłowatych.

Z mułków i łów zastoiskowych pobrano próbki do badań palinologicznych, nie udało się jednak jednoznacznie określić wieku tych utworów. Na podstawie pozycji tych osadów w profilu oraz korelacji względem sąsiednich obszarów interpretuje się, że powstały one podczas zlodowacenia Sanu 2. Nie można wykluczyć jednak, że powstały w okresie ciepłym, podczas interglacjału ferdynandowskiego. W wierceniu w Sosnowicy, zlokalizowanym w obszarze arkusza Sosnowica (fig. 1), natrafiono na serię analogicznych osadów. Utwory te przebadano pod kątem palinologicznym, poddano je także oznaczeniu wieku bezwzględnego metodą TL. Badania TL wskazały, że osady te mają wiek $537,0 \pm 80,0$ ka. Uzyskane wyniki odpowiadają wiekowi osadów uzyskanych ze stratotypowego profilu tego interglacjału w Ferdynandowie (532,0 ka). Spektra pyłkowe osadów z głębokości od około 13 do około 18 m są bardzo charakterystyczne i diagnostyczne dla interglacjału ferdynandowskiego (Janczyk-Kopikowa, 1984).

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 występują na powierzchni terenu lub pod nakładem osadów młodszych. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) interpretowali je jako gliny zwałowe dwóch różnowiekowych poziomów: zlodowacenia Sanu 2 oraz zlodowaceń środkowopolskich. W świetle najnowszych badań oraz doniesień literaturowych (Lisicki, 2003; Marks i in., 2018; Hrynowiecka i in., 2019; Kucharska i in., 2020a, b) zasadnym wydaje się uznanie, że łądolód zlodowaceń środkowopolskich nie występował na badanym obszarze, tym samym wiek najmłodszych osadów lodowcowych należy określić na zlodowacenia południowopolskie. Potwierdzają to także wyniki badań petrograficznych (tab. 3).

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 są piaszczyste lub pyłowate, szare w spągu, przechodzące w brązowe w partiach stropowych, niekiedy w całym profilu gliny te charakteryzują się barwą szarą lub szarobrązową. Miejscami są silnie zwietrzałe, zawierają okruchy skał północnych. W wielu

Tabela 3

WSPÓLCZYNNIKI PETROGRAFICZNE GLIN ZWAŁOWYCH (WARTOŚCI ŚREDNIE)
Z PRÓBEK POBRANYCH Z KARTOGRAFICZNYCH OTWORÓW WIERTNICZYCH (LISICKI, 2003)

Współczynniki	Otw. 1	Otw. 2	Otw. 7	Otw. 11
O/K	1,4	1,1	1,2	1,5
K/W	0,9	1,0	0,9	0,7
A/B	1,1	0,9	1,0	1,2

miejscach na skutek erozji gliny te są bardzo zredukowane i tworzą kilkudziesięciocentymetrowy horyzont piasków gliniastych ze żwirami i gładzami.

Próbki glin pobranych z profili kilku otworów kartograficznych zostały przebadane i opisane w następujący sposób:

Głównym ich miejscem występowania na powierzchni terenu są przede wszystkim wyniosłości – garby, a więc Garb Włodawski na północy arkusza i Garb Garbatówki na południu. Występują tu w zasadzie na powierzchni lub przykryte są cienkim płaszczem utworów pokrywowych. Strop glin przekracza wysokość 190 m n.p.m., na przykład w okolicy Wielkopola, a miąższość dochodzi do 15 m (otwór 6) [okolice Górek – M.K.]. Gliny występują także dość głęboko w kopalnych obniżeniach dolinnych; przykładem może być profil otworu 20 [otw. 17]. Położony jest on na wysokości 169,5 m n.p.m., a glina, wykazująca cechy daleko idącego przeobrażenia i przemycia, w całości odwapniona, występuje na głębokości 25,0–26,8 metrów.

[...] W dwu większych płatach w okolicy Wereszczyna i w kilku drobnych płatach koło Woli Wereszczyńskiej występują gliny zwałowe na marglach kredy górnej. Są to cienkie, silnie zwietrzałe pokrywy, zbudowane z glin piaszczystych z gładzami eratycznymi skał północnych [Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a].

Piaski, żwiry i piaski pyłowe lodowcowe pochodzą z fazy deglacjacji lądolodu i występują powyżej glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2. Stwierdzono je zarówno na powierzchni, jak i pod pokrywą osadów młodszych. Opisywane utwory występują głównie na północy terenu arkusza, w strefie Garbu Włodawskiego, gdzie towarzyszą glinom zwałowym zlodowacenia Sanu 2. Spotykane są także w środkowej części obszaru arkusza, w okolicach Woli Wereszczyńskiej i na północ od Jeziora Wytyckiego. We wszystkich lokalizacjach piaski i żwiry lodowcowe znajdują się wysoko i górują nad otaczającymi je młodszymi zagłębieniami wypełnionymi rzeczno-jeziornymi osadami. Dominują piaski grubo- i średnioziarniste z okruchami skał krystalicznych frakcji żwirowej,

lokalnie z okruchami skał kredy. Miąższość tego wydzielenia wynosi od 5,0 do 10,0 m (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

Piaski, żwiry, głązy i piaski pyłowate moren czołowych występują w północnej części obszaru arkusza. Tworzą izolowane pagórki o wysokości względnej 5,0–10,0 m. Średnica głązów dochodzi do 1 m. Występowanie ich nie ogranicza się tylko do Garbu Włodawskiego. Pojedyncze głązy spotyka się również w południowej części obszaru arkusza. Osady moren czołowych charakteryzują się bezładnym ułożeniem oraz dużą zmiennością litologiczną w profilu pionowym. Utwory budujące te formy różnią się także pomiędzy sobą w zależności od lokalizacji na badanym obszarze (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

Piaski, piaski pyłowate i żwiry akumulacji szczelinowej stanowią ciąg wydłużonych pagórków o orientacji NW–SE występujących na południowy zachód od Wołoskowoli, w północno-wschodniej części omawianego obszaru. Ich profil jest doskonale widoczny w żwirowni w Wielkim Łanie, w której osady te można obserwować na wielu ścianach i w różnej ekspozycji względem stron świata. Są to utwory piaszczysto-żwirowe o wyraźnym warstwowaniu równoległym i skośnym. Budowa wewnętrzna poszczególnych pagórów jest zróżnicowana. W ich środkowej części obserwuje się żwiry, głązy oraz piaski różnoziarniste, zaburzone, warstwowane, nachylone pod kątem od około 30 do około 40°, często zuskokowane. Wśród tych osadów spotykane są białe toczące ilaste. W zewnętrznych częściach pagórów występują piaski drobnoziarniste i piaski średnioziarniste z drobnymi żwirami, bardzo dobrze przemyte, jasnobrązowoszare, warstwowane równoległe, a także piaski pyłowate jasnobrązowoszare, masywne, miejscami mułki piaszczyste. W piaskach pyłowatych oraz mułkach spotyka się pojedyncze żwiry. W piaskach i żwirach obserwuje się zespoły komplementarnych uskoków normalnych. W stropie tych osadów znajduje się niezgodnie zalegająca, około półmetrowa warstwa piasków różnoziarnistych i żwirów masywnych.

Dotychczas wzgórza w Wielkim Łanie były interpretowane jako moreny czołowe oraz osady lodowcowe (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981b). W świetle najnowszych badań, zarówno wykonanych w terenie, jak i analiz numerycznego modelu terenu jest to mało prawdopodobne. Nowe odsłonięcia pozwoliły na obserwację tych form w profilu pionowym i reinterpretację budowy geologicznej. Wzgórza moren na Garbie Włodawskim układają się prostopadle do opisywanych form szczelinowych, czyli w osi SW–NE.

Piaski i mułki kemów występują w jednej lokalizacji (Wielkopole, południowo-wschodnia część obszaru arkusza). Budują je jasnobrązowe i szare piaski drobnoziarniste, pyłowate oraz mułki warstwowane o miąższości od jednego do kilku metrów.

Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) wyróżnili kem w okolicach Garbatówki, na południu obszaru arkusza. W niniejszym opracowaniu uznano tę formę za znacznie młodszą, zbudowaną z osadów rzeczno-peryglacialnych zlodowacenia Wisły, powstałą w wyniku selektywnej erozji, a w jej następstwie inwersji rzeźby. Potwierdzeniem tego są wyniki datowania wieku bezwzględnego osadów wykonanego metodą OSL – $13,8 \pm 2,7$ ka (Palczewski, 2020).

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe powstały podczas deglacjacji w czasie zlodowacenia Sanu 2. Występują na powierzchni terenu w północnej, środkowej i zachodniej części obszaru arkusza. Budują fragmenty dawniej rozległych, obecnie bardzo ograniczonych powierzchni o charakterze wyrównanych pokryw, zalegających na glinach zwałowych, osadach jeziornych lub starszych osadach wodnolodowcowych. Są to piaski średnioziarniste z domieszką piasków drobnoziarnistych oraz niewielką zawartością żwirów, a także piaski średnio- i różnoziarniste ze żwirami. Nieczęsto spotyka się wśród tych osadów drobne głazy. Osady te są warstwowane, dobrze przemyte o barwie jasnobrązowożółtej. Miejscami ich miąższość jest niewielka – poniżej 1 m.

Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) przebadali osady pochodzące z otworów kartograficznych 13 (próbka z głębokości 11,7–14,0 m) i 43 (próbka z głębokości 10,6–14,0 m):

Są to piaski słabo węglanowe (1,2–2,9%), grubo- i średnioziarniste ze żwirkami krystalicznymi i kredowymi o ϕ 0,2–3,0 cm, słabo i średnio wysortowane o średniej obróbce. W składzie minerałów ciężkich przeważają przezroczyste (67–83%), wśród przezroczystych granaty (36–53%), epidoty (7–22%) i amfibole (5–12%).

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Osady tego ciepłego okresu powstały w wyniku erozji oraz akumulacji rzecznej i jeziornej. Piaski, żwiry i mułki rzeczne interglacjału mazowieckiego nie występują na powierzchni terenu – znane są z wierceń. Wypełniają rozległe, kopalne doliny rzeczne, gdzie zalegają na starszych osadach klastycznych pochodzących z kolejnych etapów akumulacji rzecznej lub wodnolodowcowej. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, szare i szarozółte, przewarstwione drobnymi żwirami, a także jasnoszarymi piaskami pyłowatymi i szarymi mułkami. Charakterystyczną cechą tych osadów jest występowanie kilku poziomów uziarnienia frakcjonalnego, odpowiadających cyklom sedymentacyjnym, które opisywane były również w osadach dokumentowanych na obszarach sąsiednich arkuszy SMGP (Harasimiuk, Henkiel, 1980a; Dolecki i in., 1990; Krawczyk, 2019).

Interglacjał mazowiecki zapisał się w omawianym regionie utworzeniem nowych lub pogłębieniem starszych dolin rzecznych i akumulacją osadów w tych dolinach. Sieć dolin istniała najprawdo-

podobniej już od neogenu, a na pewno od preglacjału. Stanowi ona zapis wielokrotnego odpływu wód z południa ku północy, trwającego przez prawie cały plejstocen, a w niektórych przypadkach także holocen. Sieć dolin rzecznych charakteryzuje nie tylko współczesny obraz rzeźby badanego terenu, jest także czytelna w ukształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej (tabl. II).

Jedną z dolin wypełnionych częściowo osadami klastycznymi interglacjału mazowieckiego dokumentuje otwór 3 (przekrój geologiczny A–B). Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) określili te osady jako wodnolodowcowe zlodowacenia Odry. W świetle przyjętej koncepcji, w myśl której lądolód zlodowacenia Odry nie objął swoim zasięgiem badanego obszaru, utwory te uznano za rzeczne, a ich wiek określono na interglacjał mazowiecki. Ten sam wiek przyjęto dla części osadów wypełniających kopalną dolinę występującą w środkowej części obszaru arkusza (tabl. II; przekrój geologiczny A–B). Dolina ta ma przebieg WSW–ENE (od Jeziora Wytyckiego do jeziora Uściwierz) i zagłębia się poniżej 130 m n.p.m. Jej powstanie jest znacznie wcześniejsze, takie jak całego systemu sieci wąskich dolin rzecznych występujących w tym regionie, i jest związane z okresem od neogenu do preglacjału i początku zlodowaceń południowopolskich (Harasimiuk, Henkiel, 1981). W dnie tej doliny pod serią osadów rzecznych interglacjału mazowieckiego występują osady wodnolodowcowe ze zlodowacenia Sanu 1.

Według badań przeprowadzonych przez Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981a) najpełniejszą serię opisywanych osadów charakteryzuje profil otworu wiertniczego 28:

[...] wykształcona jest ona w postaci piasków szarych drobno- i średnioziarnistych, z lokalną domieszką drobnych żwirków skał krystalicznych i kredowych, przewarstwionych mułkami i iłami organicznymi, w których znajdują się szczątki roślin (detrytus roślinny, zwęglone szczątki drzew). Seria kończy się cienką (5 cm) warstwą sprasowanego torfu.

[...] W otworze 43, gdzie seria jest najbardziej pełna pod względem chronostratygraficznym, stwierdza się w górnej, 5-metrowej warstwie wyraźne pogorszenie warunków wysortowania.

Jeśli w miąższej części serii wskaźnik wysortowania (σ_T) jest stosunkowo mało zmienny (1,0–1,9) i zamyka się w klasie słabego wysortowania, to we wspomnianej warstwie górnej przyjmuje wartości 1,96–3,23, a więc wysortowanie jest bardzo słabe.

Znacznie gorsze wysortowanie górnej warstwy jest rezultatem dostawy grubszego materiału, a szczególnie żwirków. Zaznacza się w ten sposób zasypywanie jeziora przez osady wodnolodowcowe zlodowacenia środkowopolskiego [w niniejszym opracowaniu przyjęto, że doliny te zasypane były młodszym materiałem genezy rzeczno-teryglacialnej i rzeczno-jeziornej – M.K.].

[...] W większości profilów rośnie ku stropowi udział minerałów nieprzezroczystych i granatów.

Osady interglacjału mazowieckiego są w większości węglanowe. Najbardziej węglanowa jest seria w Kaniwoli (otwór 43), gdzie zawartość CaCO₃ wynosi 9–29%; 1,5-metrowa warstwa stropowa jest odwapniona.

Iły, torfy, gytie i mułki jeziorne interglacjału mazowieckiego najlepiej udokumentowano w Garbatówce w profilu otworu wiertniczego wykonanego sondą mechaniczną (tab. 1, pkt. dok. 1) i w ścianie cegielni oraz w Wiązowcu w profilu otworu wiertniczego 22. Osady z wiercenia w Garbatówce zostały poddane badaniom palinologicznym (Granoszewski, 2023). Osadów pochodzących z pozostałych lokalizacji (Garbatówka – ściana cegielni, Wiązowiec – profil otw. 22) nie przebadano pod kątem palinologicznym (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a). Osady jeziorne interglacjału mazowieckiego wykształcone są jako ily szare z przewarstwieniami łu szarocznego, z dużą zawartością organiki, niekiedy zawierające drobne okruchy skał krystalicznych frakcji żwirowej, a także jako mułki ilaste ciemnoszare i mułki z dużą zawartością materiału organicznego, czarne torfy oraz gytie detrytusowe, bezwapienne.

Osady zbiornika jeziornego w Garbatówce (pkt. dok. 1) zalegają na głębokości 3,5 m. Profil tych utworów rozpoczynają piaski drobnoziarniste, miejscami pyłowate, w spągu torfiaste znajdujące się na głębokości od 9,5 do 11,0 m. Na głębokości 7,5–9,5 m stwierdzono brązowoczarne torfy, przechodzące w spągu w piaski torfiaste. Powyżej znajdują się ciemnoszare piaski pyłowate z humusem oraz czarne mułki piaszczyste z rozproszoną substancją organiczną. Serię kończą czarne, lekko zapiaszczone ily, zawierające rozproszoną substancję organiczną. Przebadano próbki z głębokości 7,25, 7,50, 7,70, 8,50, 8,70, 9,00, 9,30, 9,50 m, które dokumentują trzy etapy rozwoju zbiorowisk leśnych (Granoszewski, 2023). Dwa młodsze etapy są charakterystyczne dla okresu III i IV sukcesji pyłkowej interglacjału mazowieckiego (Granoszewski, 2023).

W cegielni w Garbatówce seria interglacjałna znajduje się na głębokości od 3,5 do 9,1 m. Profil osadów rozpoczyna się gytiami, następnie stwierdzono mułki z materiałem organicznym w stropie, a wyżej torfy. Nad nimi zalegają osady ilasto-pyłowate zawierające konkrecje żelaziste. Według Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1974a) utwory te można porównać z osadami interglacjału mazowieckiego udokumentowanymi w stanowisku znajdującym się na południowy zachód od Lublina, w Nowinach Żukowskich (Dyakowska, 1952; Hrynowiecka-Czmielewska, 2010). Profil w Garbatówce stanowi zapis spływania i zaniku kopalnego zagłębienia jeziornego (Buraczyński, Wojtanowicz, 1974a).

Zarówno w profilu w cegielni, jak i w profilu otworu wiertniczego wykonanego w Garbatówce powyżej osadów interglacjału mazowieckiego znajdują się osady zlodowacenia Wisły – jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe), a nad nimi osady rzeczno-peryglacjałne, które na powierzchni terenu tworzą wały.

W Wiązowcu utwory interglacjalne znajdują się na głębokości od 7,3 do 10,4 m i są przykryte osadami rzeczno-peryglacjalnymi. W ich spągu znajdują się gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2.

Jednym z najważniejszych profili dokumentujących osady interglacjału mazowieckiego jest przebadany palinologicznie przez Janczyk-Kopikową (1981, 1991) profil otworu wiertniczego w Krępcu (ark. Łączna). Stanowiska utworów interglacjału mazowieckiego stwierdzono także w innych lokalizacjach na obszarze sąsiednich arkuszy SMGP: arkusz Łączna – Ciechanki Krzesimowskie (Brem, 1953), arkusz Kołacze – Brus (Pidek, 2003), arkusz Lubartów – Syrniki (Sobolewska, 1956) i Rokitno (Janczyk-Kopikowa, 1983).

Zlodowacenia środkowopolskie

Osady powstałe w czasie zlodowaceń środkowopolskich związane są z działalnością wód, a ich akumulacja odbywała się co najmniej dwuetapowo, o czym świadczy zróżnicowanie litologiczne oraz przesłanki morfologiczne. Mimo to rozgraniczenie osadów zlodowaceń środkowopolskich oraz utworów młodszych – zlodowacenia Wisły – jest bardzo trudne. Przyczyną tego jest występowanie wszystkich wymienionych utworów w bezpośrednim następstwie, bez występowania między nimi osadów o diametralnie innych cechach litologicznych.

Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacjalne zajmują duże powierzchnie na badanym obszarze. Największe na północy – peryferia skłonu wysoczyzny Garbu Włodawskiego – i na zachodzie, gdzie ograniczone są od strony wschodniej zagłębieniami wypełnionymi osadami organogeniczno-mineralnymi otoczenia jezior uściwierskich.

Omawiane osady wykształcone są jako jasnobrązowe lub jasnobrązowoszare piaski średnio-ziarniste, zawierające drobne okruchy skał krystalicznych. Piaski charakteryzują się warstwowaniem równoległym i są bardzo dobrze przemyte. Wyróżniono także drobne żwiry, które mogą być przewarstwione mułkami piaszczystymi barwy jasnobrązowej. Miąższość tych utworów wynosi od kilku do kilkunastu metrów.

W środkowej części obszaru arkusza, w Woli Wereszczyńskiej, na wysoko położonym obszarze (ponad 170 m n.p.m.) stanowiącym garb kredowy przykryty osadami plejstoceniowymi o niewielkiej miąższości, pobrano próbki osadów plejstoceniowych do badań wieku bezwzględnego. Datowanie wykonane metodą OSL (Palczewski, 2020) wykazało, że badane osady mają wiek równy zlodowaceniowi Odry – $210,0 \pm 50,0$ ka. Ponieważ w tym miejscu występuje wyraźny wał o orientacji NNW–SSE wznoszący się na wysokość 1,0–2,0 m nad poziom otaczającego terenu, Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) określali tę formę jako oz (oz Woli Wereszczyńskiej). W świetle najnowszych interpretacji lądolody zlodowaceń środkowopolskich nie objęły swym zasięgiem obszaru arkusza, choć nie

wyklucza się, że maksymalny zasięg czoła lądolodu znajdował się kilkanaście, a raczej kilkadziesiąt kilometrów na północ od tego miejsca. W związku z powyższym przyjęto, że wał budują osady rzeczne z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Forma wału jest obecnie odwróconym paleokanałem, którego powstanie związane jest z selektywną erozją, która spowodowała inwersję rzeźby terenu. Drugą przesłanką, która pozwala wątpić, że opisywane formy to ozy, to ich budowa wewnętrzna – w większości drobnoziarniste i średnioziarniste osady piaszczyste, charakteryzujące się warstwowaniem równoległym, w spągu zawierające liczne toczne ilasto-pylaste, w całej swej rozciągłości zawierające jedynie sporadycznie większe żwiry.

Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie

Piaski, mułki i ły rzeczno-jeziorne obejmują znaczne powierzchnie obszaru objętego arkuszem Orzechów Nowy. Głównie występują w północno-zachodniej, zachodniej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Utwory te w stosunku do starszych osadów klastycznych, znajdują się nieco niżej, często oddzielone są od nich krawędziami erozyjnymi. Są to jasnobrązowe, warstwowane piaski drobnoziarniste z domieszką piasków średnioziarnistych, niekiedy drobnych żwirów oraz mułki jasnoszare laminowane, a także jasnoszare i szare ły pyłowate. Warstwy następują po sobie naprzemianległe, jednak zdecydowanie największy jest udział piasków.

Większa część tych osadów, zwłaszcza w górnej części profilu powstała bez wątpienia podczas zlodowacenia Wisły, co potwierdzają badania wieku oraz sytuacja geomorfologiczna i budowa geologiczna. Nie można jednak wykluczyć, że powstawały one także w czasie zlodowaceń środkowopolskich. Według Harasimiuka i innych (2004), podczas odwadniania lądolodu zlodowaceń środkowopolskich (stadiał mazowiecko-podlaski (Warty)), funkcjonował proglacyjny trakt wodny Piwonia–Włodawka, wzdłuż którego następowała akumulacja serii osadów. W późniejszym czasie osady te zostały w dużej mierze wyerodowane. Nie ma pewności jaka była skala tych procesów (zarówno akumulacji, jak i erozji). Z tego powodu w niniejszym opracowaniu przyjęto, że piaski, mułki i ły rzeczno-jeziorne powstawały w czasie od zlodowaceń środkowopolskich do zlodowaceń północnopolskich. Miąższość tych utworów wynosi kilka, niekiedy do kilkunastu metrów.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski, mułki i ły jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe) występują na powierzchni terenu w północno-zachodniej części obszaru arkusza (dolina, którą przepływa Kanał Wieprz-Krzna), w środkowej i południowej części obszaru arkusza (otoczenie jezior oraz równin

torfowiskowych) oraz w południowo-zachodniej części obszaru arkusza (zagłębienia związane z odpływem w kierunku zachodnim, do doliny Tyśmienicy (poza obszarem ark. Orzechów Nowy)).

Mięszkość osadów najczęściej wynosi 1,0–4,0 m, nie przekracza 10,0 m. Są to piaski drobnoziarniste, jasnoszare i jasnobrązowe, piaski średnioziarniste z drobnymi żwirkami, piaski przewarstwione mułkami oraz szare mułki i ropy.

Osady te, wykształcone jako piaski drobno- i średnioziarniste z drobnymi żwirkami, a także z przewarstwieniami piasków pyłowatych powstały jako osad jeziorny – jezior przepływowych, przekształcony przez procesy peryglacjalne (mrozowe, eoliczne) oraz przez procesy wietrzeniowe i współczesne procesy glebowe.

Parametry granulometryczne charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem. Wskaźnik mediany M_z zmienia się od 1,84 do 3,94, a współczynnik wysortowania (σ_1) od 0,93 do 2,46 i wskazuje na wysortowanie słabe i bardzo słabe. Obróbka tych piasków, również zróżnicowana, jest na ogół dobra.

W zespole minerałów ciężkich przeważają minerały przezroczyste, a udział granatów jest wysoki, chociaż o dużych wahaniami zawartości, i wynosi 32–50% [Buraczyński i Wojtanowicz, 1981a].

Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacjalne występują w południowej i środkowej części terenu arkusza, tworząc charakterystyczne dla całego regionu wały o generalnej orientacji SSW–NNE, które ciągną się na długości wielu kilometrów i kontynuują się na obszar arkuszy sąsiednich. W wielu miejscach są one rozmyte, miejscami przykryte młodszymi osadami. Geneza piaszczystych wałów w różnych opracowaniach jest odmienna. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) na obszarze arkusza Orzechów Nowy w trzech lokalizacjach stwierdzili podobne formy, którym przypisali różną genezę: dolina rzeczna z okresu stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty), kem i oz (z okresu zlodowacenia Odry). Przy obecnym stanie wiedzy wydaje się zasadnym uznanie tych form za młodsze – najprawdopodobniej z okresu ostatniego zlodowacenia. W większości przypadków utwory te zalegają w miejscu liniowych zagłębień erozyjnych wypełnionych różnymi osadami plejstoceńskimi (fig. 6). Może to świadczyć o zapoczątkowanym już w neogenie i powtarzającym się w historii tego regionu, cyklicznym odpływie wód tymi samymi (lub zbliżonymi) szlakami. Podobne formy opisywano w literaturze światowej, jako paleokoryta czy odwrócone kanały strumieni rzecznych (USA, Oman, Chile), a także korelowano z analogicznymi formami występującymi na Marsie (Williams i in., 2009; Jacobsen, Burr, 2017; Hayden i in., 2019).

Osady budujące najwyższe partie wałów powstały w warunkach peryglacjalnych w czasie ostatniego zlodowacenia. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane, jasnobrązowe, niekiedy z domieszką piasków gruboziarnistych i z cienkimi przewarstwieniami drobnych okruchów

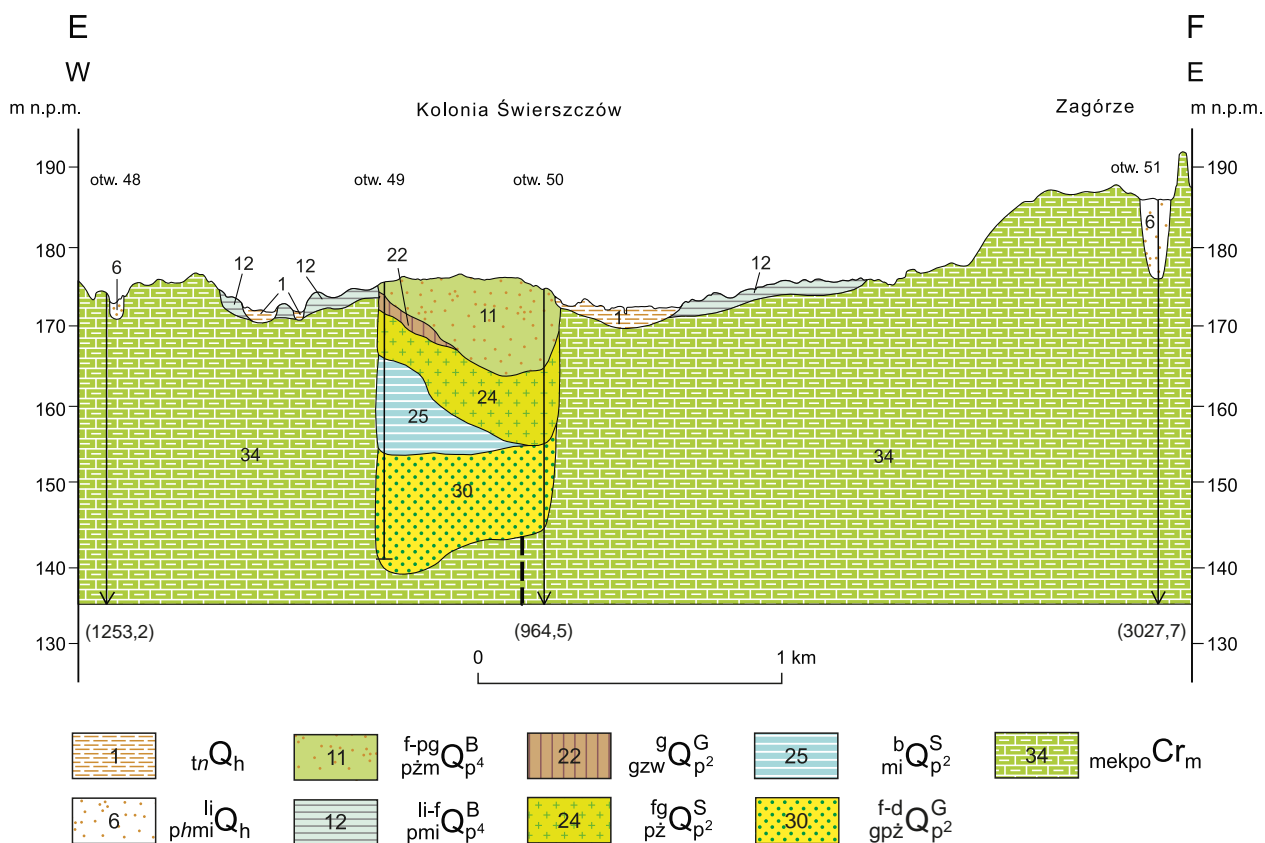


Fig. 6. Przekrój geologiczny E–F

skał północnych. W osadach tych stwierdzono także jasnobrązowoszare piaski drobnoziarniste z domieszką piasków średnioziarnistych, warstwowane przekątnie, zawierające otoczaki margli kredowych o wydłużonych kształtach. W wielu miejscach wśród osadów piaszczystych znajdują się przewarstwienia bardzo drobnych mułków lub mułków ilastych brązowoszarych.

Wykonano datowanie osadów budujących omawiane formy. Jedna z próbek pochodzi z osadów budujących wał piaszczysty w miejscowości Sumin (w okolicy Garbatówki, na południe od jeziora Sumin), druga – z osadów położonych na wale piaszczystym, na północ od Kolonii Świerszczów. Wyniki wskazują, że badane utwory powstały podczas zlodowacenia Wisły – dla próbki z miejscowości Sumin uzyskano wiek $13,8 \pm 2,7$ ka, dla próbki z okolic Kolonii Świerszczów $91,0 \pm 14,0$ ka.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i żwiry rezydualne zalegają na marglach, wapieniach marglistych, opokach i kredzie piszącej. Występują w środkowej części terenu arkusza Orzechów Nowy, w okolicach „Guza Woli Wereszczyńskiej”. Tworzą cienką, nieprzekraczającą 2 m miąższości, pokrywę skał kredy. Są to

piaski różnoziarniste, niekiedy pyłowate oraz okruchy skał krystalicznych, północnych. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) pisali:

Geneza tych osadów nie jest znana. Mogą pochodzić ze zniszczenia, przemycia i redepozycji glin zwałowych oraz piasków i żwirów lodowcowych. Do przekształcenia pierwotnych osadów przyczynić się mogły także aktywne tu zjawiska krasowe.

Gytie nie występują na powierzchni terenu, ale udokumentowano je w kilku miejscach na obszarze arkusza Orzechów Nowy. Zostały szczegółowo opisane przez Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981a):

Leżą one pod torfami i wykazują dość szerokie rozprzestrzenienie oraz znaczną miąższość. Zarówno zasięgiem, jak i miąższością tych osadów wyróżnia się rejon jezior uściwierskich, gdzie gytia ma miąższość 6–8 m (maksymalnie 12,8 m) i występuje pod torfami na różnej głębokości, najpłycej już na głębokości 0,5 m (H. Okruszko, T. Churski, J. Karpińska, 1971). Gytia występuje także w obszarze Krowiego Bagna, w którym maksymalna jej miąższość dochodzi do 4,5 m, a w części zachodniej bagna, w obrębie arkusza do 0,55 m (Praca zbiorowa, 1955; Praca zbiorowa, 1975). Stwierdzono jej obecność w spągu serii organicznej Durnego Bagna, gdzie osiąga miąższość 2,35 m (A. Paszewski, D. Fijałkowski, 1970).

Gytie wykazują duże zróżnicowanie w zawartości części organicznych (25–90%) i mineralnych (30–60%; średnio 40%). Występują w różnych odmianach. Najczęściej są to gytie brunatno-szare i czarno-szare, niskopielne, detrytyczne i wtedy są zasobne w azot (1–2%, maksymalnie do 3,7%). W Durnym Bagnie gytia jest koloru zielonkawożółtego.

Przy dużej zawartości węglanu wapnia (20–30%; maksymalnie do 38%) gytia o białawej barwie ma charakter detrytyczno-wapienny. W spągu gytia jest zwykle zailona lub zapiaszczona, zawiera 85–95% części mineralnych. Pod gytia w rejonie jezior uściwierskich stwierdzono występowanie w niektórych miejscach, na przykład pod dnem jezior Sumin i Nadrybie, warstwy 0,5–1,0 m torfu mszystego (H. Okruszko, T. Churski, J. Karpińska, 1971). Na fakt występowania torfów pod gytia na Polesiu zwracał uwagę S. Kulczyński (1939–1940). Określenie wieku tego torfu byłoby niezwykle istotne dla określenia wieku nie tylko gytii, ale dla rozwoju jezior łączyńsko-włodawskich. Torfowisko Durne Bagno posiada analizę palinologiczną i trzy daty bezwzględne (A. Paszewski, D. Fijałkowski, 1970). W okresie tworzenia się gytii najważniejszą rolę w pyłkach odgrywa sosna i brzoza.

Według K. Bałagi z Zakładu Geografii Fizycznej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, która dla tego opracowania dokonała reinterpretacji diagramu pyłkowego (informacja ustna), górną część gytii z głębokości około 4,4–5,3 m można datować na okres preborealny, a sam strop na okres borealny.

Dolna część gytii przypadałaby już na okres zlodowacenia północnopolskiego. Daty bezwzględne pochodzą z nadległych torfów; najstarsza data 6185 ± 90 pochodzi z głębokości około 3,1 m, z warstwy torfu turzycowo-torfowcowego. Najmłodsza data, ze stropu (torfu torfowcowego), wyniosła 1120 ± 65 .

Dużą miąższość tych osadów stwierdzono w okolicy Lejna, na wschód od Orzechowa Nowego, gdzie występują pod torfami powstałymi w wyniku zarośnięcia jeziora (Kucharska, Danel, 2010). Gytie znajdujące się pod przykryciem kilkumetrowej warstwy torfów, mają miąższość sięgającą kilku metrów (maksymalnie około 12 m w południowej części zagłębienia powstałego wokół Jeziora Karaśne). Osady torfowiska Durne Bagno i otoczenia Jeziora Karaśne były szczegółowo badane przez Bałagę (2007a, b) oraz Bałagę i innych (2002, 2006). Badania te wykazały, że sedymentacja gytii rozpoczęła się już w okresie schyłkowym zlodowacenia Wisły (starszy dryas) i trwała do środkowego holocenu.

Piaski eoliczne, miejscami w wydmach występują w kilku miejscach: na północnym wschodzie, w części środkowej oraz na południu obszaru arkusza. Bardzo drobne formy spotyka się również w innych miejscach, lecz z uwagi na ich niewielkie rozmiary i skalę opracowania nie uwzględniono ich na mapie. Tworzą one niewielkie, wydłużone pagórki o wysokości od 0,5 do 1,5 m zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych. Powstały najprawdopodobniej głównie podczas zlodowacenia Wisły, jednak w późniejszym czasie były przemodelowane w procesach eolicznych oraz w wyniku wietrzenia, w tym również przy udziale erozji spowodowanej przepływem najmłodszych wód, o której świadczy obecność w wydmach krawędzi erozyjnych. Ze względu na złożoną genezę tych osadów oraz form które tworzą, ich wiek określono jako czwartorzęd nierozdzielony.

c. Holocen

Kreda jeziorna została stwierdzona w trzech miejscach w rejonie jezior uściwierskich: na wschód od Kaniwoli i na południe od Załucza Nowego. Miąższość tych osadów wynosi maksymalnie 2 m.

Piaski humusowe, mułki i łył zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują na całym terenie arkusza. Są to osady mineralno-organiczne, wypełniające drobne zagłębienia o różnej genezie (krasowe, wytopiskowe, pojeziorne i inne), obejmujące większe obszary w pobliżu równin torfowiskowych, w obniżeniach dawnych dolin oraz jezior. Wykształcone są jako drobnoziarniste piaski, piaski pyłowate, mułki oraz łył. Przewarstwione są

drobnoziarnistymi piaskami humusowymi lub silnie zapiaszczonymi torfami, a także mułkami i iłami zawierającymi znaczne ilości substancji organicznej. Miąższość tych osadów jest zróżnicowana, zwykle wynosi około 2 m, miejscami poniżej 1 lub 2 m. Maksymalnie miąższość tych osadów może wynosić kilka metrów (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a).

Piaski humusowe i mułki rzeczno-deluwialne występują w wielu miejscach omawianego terenu, tworząc niewielkie pola zlokalizowane na stokach, bądź w suchych dolinach. Są to piaski jasnoszare o różnej granulacji, humusowe, zawierające wkładki z zawartością substancji organicznej, mułki szarobrzęzowe oraz wkładki i cienkie przewarstwienia iłów szarobrzęzowych. Miąższość tych osadów wynosi zazwyczaj około 2 m.

Piaski, mułki, ły i żwiry rzeczne (dolinne i rozlewiskowe) wypełniają doliny rzek i drobnych cieków lub zajmują nisko położone powierzchnie, które w przeszłości były zalewane podczas wyższych stanów wód. Są to drobnoziarniste piaski jasnoszare z domieszką piasków średnioziarnistych, miejscami żwirów, a także mułki i ły. Osady te występują naprzemianlegle, najczęściej w postaci cienkich, kilkumilimetrowych warstw. Miąższość tych utworów jest zróżnicowana i wynosi od 1,0 do 4,0 m.

Torfy wysokie, torfy przejściowe i torfy niskie występują w wielu miejscach na badanym obszarze, zajmując bardzo rozległe powierzchnie i tworząc bardzo charakterystyczny krajobraz. Ich miąższość jest zróżnicowana i waha się najczęściej od około 1 do 4 m, maksymalnie osiągając około 10 m. Miąższość uzależniona jest od tego, w której części dawnego zbiornika torfy występują oraz od ich podłoża. W opracowaniu z 1981 r. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a) opisali je w następujący sposób:

Torfy niskie są najpowszechniejszym typem wśród torfowisk badanego obszaru; osady te zajmują największe powierzchnie. Występują między innymi wokół jezior uściwierskich, na torfowisku Krowie Bagno i innych. Są to torfy eutroficzne, związane z przepływem wód rzecznych i zasilaniem podziemnym.

Torfowiska niskie pokrywa roślinność mało zróżnicowana. Tworzy ona łąki turzycowo-trawiaste, w których skład najczęściej wchodzi trzęślica modra (*Molina coerulea*) oraz liczne turzyce, najczęściej *Carex panicea* i *Carex lava*, których udział dochodzi do 20% ogółu roślin. Znaczne obszary torfowisk niskich pokryte są zaroślami.

Torfowiska niskie zbudowane są z torfów turzycowych, trzcinowych i olesowych. Występują dwa rodzaje pokładów: zbudowane wyłącznie z torfu oraz zbudowane z torfu i gytii. Pokłady zbudowane wyłącznie z torfów osiągają miąższość najczęściej 2 m, a głębsze do 4 metrów. Składają się z torfów

trzciniowo-turzycowych, przy czym w warstwach stropowych dominują szczątki turzyc, w spągowych przeważają szczątki trzciny. Typowy może być tu profil z zachodniej części torfowiska Krowie Bagno:

0,00–0,17 m mursz

0,17–0,50 m torf turzycowy właściwy, rozkład 35%

0,50–0,75 m torf trzciniowo-turzycowy, rozkład 45%

0,75–4,00 m torf trzciniowy, rozkład 40–70%.

Odczyn pH do głębokości 2,5 m – 5,5; poniżej 2,5 m – 4,5.

W obrębie jezior uściwierskich torfy niskie powszechnie podścielone są gytią. Jest to gytia brunatnoszara lub czarnoszara (gytia detrytusowa), węglanowa. W partiach spągowych gytia jest zailona, a pod nią – na kontakcie z podłożem, lokalnie występuje jeszcze cienka (ok. 0,5 m) warstewka torfu (H. Okruszko, T. Churski, J. Karpińska, 1971). Miąższość całej serii organicznej wynosi 6–9 metrów. Torfy nad gytią są torfami turzycowo-mszystymi o stopniu rozkładu 20–30%.

W zachodniej i północnej części arkusza, koło Nadrybia, Grabniaka, jez. Zagłębcze, na północ od Woli Wytyckiej, koło Zienek i Pieszowoli występują torfy niskie na piaskach, mułkach i iłach rzeczno-rozlewiskowych. Natomiast na garbach kredowych, koło Andrzejowa i Woli Wereszczyńskiej spotyka się torfy niskie na marglach kredy górnej. Miąższość ich nie przekracza 2 metrów.

Torfy przejściowe są torfami mezotroficznymi, na ogół silnie zakwaszonymi. Zajmują znaczne przestrzenie wśród torfowisk obszaru. Szczególnie duże i zwarte powierzchnie torfów przejściowych występują w północno-wschodniej części arkusza. Występują tam w dwu jakby pasach: jeden z nich ciągnie się na północny zachód od Jez. Wytyckiego, wokół jezior Długie i Moszne, a drugi na północny zachód od Durnego Bagna. Duże płyty torfów przejściowych stwierdzono jeszcze pomiędzy Orzechowem Nowym a Lejnem, pomiędzy Łomnicą a Wolą Wereszczyńską – wokół Jez. Karaśne oraz pomiędzy jez. Uściwierz i Nadrybie i wokół tego ostatniego jeziora.

Miąższość torfów przejściowych waha się na badanym obszarze od 0,5 do 3,5 metrów. Torfy przejściowe tworzą najczęściej zespoły mszysto-turzycowe o stopniu rozkładu około 20% z *Carex* (30–50%), *Bryales* (15–45%) i *Eriophorum angustifolium* (około 10%) i innymi (około 10%). Torfy przejściowe zalegają najczęściej na gytii o mniejszej lub większej (od 25 do 40%) zawartości szczątków roślinnych, głównie torfu mszystego, który stanowić też może bezpośredni podkład torfów przejściowych. Przy większych miąższościach serii organicznej (6–9 m) torf mszysty, warstwą ok. 0,5–0,8 m, podściela gytie. Niekiedy, jak na przykład na północnym obrzeżeniu jez. Piaseczno, występują torfy przejściowe na piaskach i mułkach rzeczno-peryglacjalnych. Miąższość ich jest wtedy niewielka (około 1,5–2,0 m).

Torfy wysokie. Typowym przykładem torfowiska wysokiego jest torfowisko Durne Bagno, położone w odległości około 1 km na północ od Jez. Wytyckiego. Znajduje się ono w strefie działu wodnego pomiędzy dorzeczem Włodawki (dopływ Bugu) i Piwonii (dopływ Wieprza). Jest to torfowisko typu oligotroficznego, silnie zakwaszone ($\text{pH} = 3,5$) i podmokłe; głębokość wody gruntowej w części centralnej ustala się średnio na 50 cm od powierzchni. Podłożem torfowiska są piaski średnio- i gruboziarniste wodnolodowcowe. Od strony północno-wschodniej torfowisko Durne Bagno łączy się z torfowiskami przejściowymi i niskimi. Budowę torfowiska przedstawili A. Paszewski i D. Fijałkowski (1970), którzy dali także jego charakterystykę florystyczną i palinologiczną. Według cytowanego opracowania maksymalna miąższość serii organicznej, składającej się z gytii w spągu i nadległego torfu, przekracza 7 metrów. Typowy profil torfowiska przedstawia się następująco:

0,00–0,25 m mchy torfowcowe

0,25–0,65 m torf mszysty torfowcowy, brunatny, rozkład 25%

0,65–3,30, m torf torfowcowy z turzycami, słomkowożółty, o strukturze kłaczkowatej,
rozkład 10%

3,30–4,20 m torf mszysto-turzycowy z domieszką kłączy *Phragmites communis* i *Meryanthes trifoliata*, jasnobrunatny, rozkład 20%, mała domieszka gytii glonowej

4,20–5,80 m wodnista gytia jeziorna, zielonkawo-żółta z udziałem kłączy *Phragmites communis*

5,80–6,30 m gytia ilasta

poniżej 6,30 m piasek gruboziarnisty

Stwierdzono, że w okresie jeziornym, w czasie tworzenia się gytii, następowało bardzo silne wahanie zawartości substancji organicznej (od 26 do 90%), co może świadczyć o dużych zmianach warunków bytowania uwarunkowanych klimatycznie. W okresie tworzenia się gytii najważniejszą rolę we florze pyłków odgrywała sosna i brzoza. Analiza opublikowanego w pracy A. Paszewskiego i D. Fijałkowskiego (1970) diagramu pyłkowego pozwala datować gytie na schyłek plejstocenu i pierwszą połowę okresu preborealnego, a torf od drugiej połowy okresu borealnego do subatlantyckiego włącznie (interpretacja diagramu K. Bałaga, informacja ustna). Profil palinologiczny zaopatrzonej jest w trzy daty absolutne (analiza ^{14}C w laboratorium Sveriges Geologiska Undersokning): 6185 ± 90 (z głębokości około 3,10 m), 2925 ± 100 (z głębokości około 1,65 m) i 1120 ± 65 (z powierzchni torfowiska).

Więcej danych dotyczących właściwości torfów zamieszczono w objaśnieniach do SMGP wydanych w 1981 r. w rozdziale pt. „Charakterystyka surowców mineralnych” (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a). Nowsze badania torfów opublikowali Bałaga (2007a, b) oraz Bałaga i inni (2002, 2006). Powyższe badania potwierdzają holoceniński wiek torfów.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Orzechów Nowy położony jest w południowo-zachodniej części prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. W obrębie platformy na obszarze arkusza już przed dewonem (podczas orogenezy kaledońskiej) zaznaczyły się obszary wyniesione i obniżone, oddzielone od siebie strefami nieciągłości o głębokich założeniach. Obszar arkusza Orzechów Nowy znajduje się prawie w całości w obrębie zapadliska włodawskiego, a jego północno-zachodni skraj na zrębie łukowskim (fig. 7). Oba te bloki oddzielone są od siebie uskokiem Hanny o przebiegu zbliżonym do SW–NE, którego zrzut szacowany jest na około 1000 m. Od południowego zachodu bloki te są ograniczone uskokiem Kocka o orientacji NW–SE. W fazie bretońskiej orogenezy waryscyjskiej obszar badań uległ dalszej przebudowie, w wyniku czego znalazł się w całości na podniesionej części platformy – tzw. elewacji hrubieszowskiej. Strefa uskoku Kocka oddziela elewację hrubieszowską od znajdującego się na południowym zachodzie rowu lubelskiego. Zarówno rów lubelski, jak i strefa uskoku Kocka znajdują się poza obszarem arkusza Orzechów Nowy.

Skały budujące elewację hrubieszowską są niezaburzone. Zaznaczają się jedynie uskoki normalne o zrzutach rzędu kilkudziesięciu metrów. Wszystkie utwory paleozoiku są nieznacznie nachylone w kierunku południowo-zachodnim – w kierunku strefy uskoku Kocka (przekrój geologiczny C–D). Powierzchnia stropowa utworów paleozoiku stanowi powierzchnię erozyjną – na osadach karbonu górnego zalegają niezgodnie utwory jury środkowej, jury górnej i kredy (przekrój geologiczny C–D).

Nieciągłości na badanym obszarze przyjmują dwa kierunki – główny NW–SE i prostopadły do niego SW–NE. Kierunek NW–SE najpełniej wyraża się w strefie uskoku Kocka. System uskoku ulegał kilkukrotnemu odmłodzeniu w kolejnych fazach ruchów tektonicznych. Niektóre spośród omawianych uskoku uaktywniły się jeszcze w paleogenie i neogenie (zwłaszcza w miocenie) (Dobrowolski, 1995).

W plejstocenie na skutek ruchów neotektonicznych powstały drobne uskoki założone na planie systemu uskoku tnących skały podczwartorzędowe. Na liniach stref uskoku powstało wiele głębokich dolin erozyjnych.

Powierzchnia podczwartorzędowa jest silnie urozmaicona (tabl. II). Ma to w dużej mierze związek z erozją miękkich skał kredy górnej w paleogenie, neogenie i plejstocenie. Doliny erozyjne, w tym największa o przebiegu południkowym, biegnąca w zachodniej części obszaru arkusza, powstały najprawdopodobniej już w neogenie, a część z nich ma założenia tektoniczne. Wiele rynien usytuowanych jest na planie jurajskich dolin erozyjnych (Szydeł, Szydeł, 1984), które kontynuują się w starszych skałach. Wartości zrzutów uskoku stwierdzonych w skałach dewonu dochodzą do



Fig. 7. Jednostki tektoniczne w planie kaledońsko-waryscyjskim

kilkuset metrów. W fazie asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej uskoki te zostały odmłodzone, a ich zrzuty stwierdzone w skałach karbonu nie przekraczają 100 m. W skałach pokrywy mezozoicznej zrzuty uskoków są najmniejsze – wynoszą maksymalnie kilkanaście metrów. Pomimo niewielkich wartości zrzutu w skałach mezozoicznych, obecność uskoków pozostaje nie bez wpływu na utwory młodsze, w tym na rozmieszczenie linii rozluźnień i rozwój erozji liniowej.

Oprócz głównej doliny o przebiegu południkowym, występującej w zachodniej części obszaru arkusza, która kontynuuje się na północ, istnieje kilka mniejszych dolin wyciętych w utworach kredy. Dwie z nich, występujące na południu, mają szerokość od około stu do kilkuset metrów i znaczną głębokość, która dochodzi do 30 m. Osady wypełniające te doliny świadczą o akumulacji rzecznej i niedużej energii przepływu.

Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej, w tym garby występujące w podłożu osadów czwartorzędowych, znajduje odzwierciedlenie w ukształtowaniu powierzchni terenu. Najwyższe położenie utworów podłoża odnotowano w części północno-wschodniej obszaru arkusza, w rejonie Garbu Włodawskiego, w części południowo-wschodniej stanowiącej północne peryferie Wału Uhurskiego oraz w części środkowej obszaru arkusza, w okolicach Woli Wereszczyńskiej.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Budowę geologiczną obszaru arkusza Orzechów Nowy dokumentują utwory od kambru do holocenu. Na badanym obszarze stwierdzono kilka luk stratygraficznych. Brakuje utworów dewonu środkowego, najniższego karbonu dolnego i najwyższego karbonu górnego, permu, triasu, jury dolnej, skał przełomu jury i kredy oraz wielu sekwencji osadów paleogenu i neogenu. Najpełniej reprezentowane są utwory karbonu, górnej kredy i czwartorzędu (tab. 4). W najgłębszym otworze wiertniczym (otw. 51), sięgającym skał kambru, przewiercono ponad 3000 m osadów. Z danych z pobliskich wierceń oraz z badań sejsmicznych wynika, że miąższość pokrywy osadowej zalegającej na skałach platformowych może mieć w tym rejonie ponad 5000 m.

We wczesnym kambrze w basenie lubelsko-podlaskim nastąpił zanik procesów ryftowych i obszar ten znalazł się w środowisku morskim, początkowo w strefie litoralnej, a następnie ulegał stopniowemu pogłębieniu (tab. 4). W takich warunkach mogły osadzać się skały klastyczne, drobnoziarniste, charakteryzujące się niskokątowym warstwowaniem, świadczącym o niskoenergetycznym środowisku sedymentacji.

Obszar badań, znajdujący się w obrębie basenu lubelsko-podlaskiego, stanowił pasywny brzeg kontynentalny kratonu wschodnioeuropejskiego. W ordowiku i sylurze skłon basenu lubelsko-podlaskiego podlegał subsydencji, która narastała w kierunku południowo-zachodniej krawędzi kratonu (Poprawa, Paczeńska, 2002). W tym czasie miała miejsce akumulacja morska w strefie nerytycznej. Pod koniec syluru, w czasie ruchów tektonicznych orogenezy kaledońskiej oraz w wyniku subsydencji, w obrębie basenu uaktywniły się synsedymencyjne uskoki normalne, w tym uskok Kocka. Ruchy orogenezy kaledońskiej trwały do wczesnego dewonu (tab. 4).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy niskie — $_{tn} Q_h$	Akumulacja osadów w dolinach i obniżeniach Akumulacja rzeczna osadów mineralno-organicznych w dnach dolin i na tarasach zalewowych Akumulacja rzeczna osadów mineralno-organicznych w dnach dolin, wietrzenie, splukiwanie, erozja dolinna, akumulacja na stokach i u ich podnóży Akumulacja mineralno-organiczna w zagłębieniach bezodpływowych i okresowo przepływowych Akumulacja mineralna w dnach jezior	
				Torfy przejściowe — $_{tpz} Q_h$		
				Torfy wysokie — $_{tw} Q_h$		
				Piaski, mułki, ły i żwiry rzeczne (dolinne i rozlewiskowe) — $_{pm}^f Q_h$		
				Piaski humusowe i mułki rzeczno-deluwialne — $_{p/hm}^{f-d} Q_h$		
				Piaski humusowe, mułki i łył zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_{p/hmi}^{li} Q_h$		
				Kreda jeziorna — $_{kj} Q_h$		
				Piaski eoliczne, miejscami w wydmach — $_p^e Q$		Akumulacja eoliczna, eolizacja pokryw wodnolodowcowych i rzecznych
				Gytie — $_{gy} Q$		Akumulacja organiczno-mineralna w dnach jezior
				Piaski i żwiry rezydualne — $_{pż}^r Q$		Wietrzenie, wyplukiwanie frakcji ilastej, wietrzenie w strefie peryglacialnej, wietrzenie mrozowe na obszarze wysoczyzny lodowcowej
P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły		Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacialne — $_{pzm}^{f-pg} Q_{p^4}^B$	Erozja i akumulacja rzeczna w warunkach peryglacialnych	
				Piaski, mułki i łył jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe) — $_{pmi}^{li-f} Q_{p^4}^B$	Akumulacja mineralna jeziorno-rzeczna w zagłębieniach i szerokich dolinach w czasie wysokich stanów wód	
	Zlodowacenia środkowopolskie + północnopolskie			Piaski, mułki i łył rzeczno-jeziorne — $_{pmi}^{f-li} Q_{p^3+p^4}$	Erozja i akumulacja rzeczna oraz jeziorna w rozlewiskach w warunkach peryglacialnych	
	Interglacjał eemski				Denudacja, erozja rzeczna	
Zlodowacenia środkowopolskie				Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacialne — $_{pzm}^{f-pg} Q_{p^3}$	Erozja i akumulacja rzeczna w warunkach peryglacialnych	

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Interglacjał wielki		Iły, torfy, gytie i mułki jeziorne — $li_{itgy} Q_{p^{2-3}}^M$	Akumulacja jeziorna	
		Interglacjał mazowiecki		Piaski, żwiry i mułki rzeczne — $p_{zm}^f Q_{p^{2-3}}^M$	Erozja i akumulacja rzeczna	
		Z l o d o w a c e n i a p o ł u d n i o w o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e S a n u 2		Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $p_{p^2}^{fg} Q_{p^2}^G$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa, powstanie rynien
					Piaski i mułki kemów — $pm^k Q_{p^2}^G$	Akumulacja w przetainach lodowych
					Piaski, piaski pyłowate i żwiry akumulacji szczelinowej — $pppy^{gs} Q_{p^2}^G$	Akumulacja w poszerzających się szczelinach lodowych podczas wytapiania lodu
					Piaski, żwiry, głązy i piaski pyłowate moren czołowych — $p_{zgl}^{gc} Q_{p^2}^G$	Postój łądolodu, akumulacja lodowcowa
					Piaski, żwiry i piaski pyłowate lodowcowe — $p_z^g Q_{p^2}^G$	Akumulacja lodowcowa podczas wytapiania się łądolodu
					Gliny zwałowe — $g_{zw}^g Q_{p^2}^G$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa – nasunięcie i późniejsze wytopienie się łądolodu
		Z l o d o w a c e n i e S a n u 1			Mułki i łąy zastoiskowe — $mi^b Q_{p^2}^G$	Akumulacja zastoiskowa
					Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $p_{z2}^{fg} Q_{p^2}^S$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa, powstanie rynien
			Mułki i łąy zastoiskowe — $mi^b Q_{p^2}^S$	Akumulacja zastoiskowa		
			Gliny zwałowe — $g_{zw}^g Q_{p^2}^S$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa – nasunięcie i późniejsze wytopienie się łądolodu		
			Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $p_{z1}^{fg} Q_{p^2}^S$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa, powstanie rynien		
I n t e r g l a c j a ł a u g u s t o w s k i			Iły i mułki jeziorno-rzeczne — $li-f_{im} Q_{p^{1-2}}$	Akumulacja jeziorno-rzeczna		
			Piaski i żwiry rzeczne — $p_z^f Q_{p^{1-2}}$	Erozja i akumulacja rzeczna		
	Plejstocen dolny – interglacjał augustowski		Gliny, piaski i żwiry rzeczno-deluwialne — $f-d_{gpz} Q_{p^0-p^{1-2}}$	Erozja rzeczna, denudacja, transport produktów wietrzenia w niższe partie terenu		
Neogen				Regresja morska, młodoalpejskie ruchy tektoniczne, reaktywacja stref uskokowych, wyniesienie obszaru, denudacja, procesy krasowe, akumulacja rzeczna		
P a l e o c e n	Oligocen			Piaski glaukonitowe — $p_{Gk} OI$	Akumulacja morska w strefie litoralnej z udziałem materiału terygenicznego	
	Eocen	Eocen górny		Piaski glaukonitowe, mułki i łąy z kongrecjami żelazistymi — $p_{Gkmi} E_3$	Transgresja morska, akumulacja morska w strefie litoralnej	
		Eocen dolny + środkowy			Denudacja, procesy krasowe, erozja rzeczna	
	Paleocen				Ruchy tektoniczne fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej, wyniesienie obszaru, zanik zbiornika morskiego	

K r e d a	Kreda górna	Mastricht		Margle, kreda piszcząca, opoki i wapień margliste — mekpo C_{r_m}	Pogłębianie zbiornika morskiego, a następnie stabilizacja warunków sedimentacji, akumulacja skał węglanowych
		Kampan		Wapień margliste i margle — wmemc $C_{r_{ep}}$	
		Koniak + santon		Margle, kreda piszcząca i wapień — mekpw $C_{r_{cn+st}}$	
		Turon		Wapień i wapień margliste z czertami — wwme C_{r_t}	
		Cenoman		Wapień piaszczyste z fosforytami — wp C_{r_c}	
	Kreda dolna	Alb		Piaszkowce glaukonitowe z fosforytami — pcGk $C_{r_{al}}$	Transgresja morska, akumulacja w płytkim zbiorniku morskim, w strefie litoralnej i sublitoralnej
		Riazań–apt			Ruchy młodokimeryjskie orogenezy alpejskiej, denudacja, miejscami procesy krasowe
J u r a	Jura górna	Kimeryd–wołg			Akumulacja morska, płytkowodna w strefach litoralnej i sublitoralnej
		Oksford	Oksford górny	Wapień z wkładkami dolomitów i mułowców — w J_{o3}	
			Oksford środkowy	Wapień — w J_{o2}	
	Oksford dolny	Wapień — w J_{o1}			
	Jura środkowa	Baton + kelowej		Piaszkowce i wapień — pcw J_{bt+cl}	Transgresja morska, akumulacja płytkomorska z okresowym dopływem materiału terygenicznego
Jura dolna				Warunki lądowe, ruchy tektoniczne fazy kimeryjskiej orogenezy alpejskiej, denudacja i zrównanie rzeźby terenu	
Trias					
Perm					
K a r b o n	Karbon górny	Westfal		Mułowce, iłowce z węglem kamiennym i wkładkami piaszkowców – formacja lubelska — mcie C_w	Transgresja morska, następnie regresja, akumulacja lądowa (jeziorna, bagienna, rzeczna), ruchy tektoniczne fazy asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej, wyniesienie obszaru i denudacja
		Namur	Namur C	Mułowce i iłowce z wkładkami węgla kamiennego i wkładkami piaszkowców (ogniwo kumowskie) — formacja Dęblina — mcie C_{nC}	Akumulacja lądowa (jeziorna, rzeczno-jeziorna i rzeczna), krótkotrwałe ingresje morskie
			Namur B	Iłowce, mułowce i piaszkowce z wkładkami węgla kamiennego (ogniwo bużańskie) – formacja Dęblina — icmc C_{nB}	
			Namur A	Mułowce, piaszkowce i wapień – formacja Terebina — mcpc C_{nA}	Stopniowe zanikanie zbiornika morskiego, akumulacja płytkomorska i lądowa (przejście facji lagunowych w lądowe)

Karbon	Karbon dolny	Wizen		Iłowce, mułowce, wapień i piaskowce – formacja Huczwy — $icmc C_v$	Denudacja, akumulacja morska z udziałem materiału terygenicznego, spływanie zbiornika, wulkanizm
D e w o n	Dewon górny	Fran		Wapień i dolomity — $wdo D_{fr}$	Denudacja, akumulacja morska w strefie szelfu, ruchy tektoniczne fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej, powstanie elewacji hrubieszowskiej
	Dewon środkowy				Akumulacja morska w strefie nerytycznej, ruchy tektoniczne orogenezy waryscyjskiej
	Dewon dolny	Żedyn–ems		Piaskowce, mułowce i iłowce — $pcmc D_{gd-em}$	Denudacja, akumulacja płytkomorska, stopniowe spływanie zbiornika, akumulacja facji old redu w środowisku lądowym, ruchy tektoniczne orogenezy kaledońskiej
Sylur				Łupki — $l S$	Subsydencja, akumulacja morska w strefie nerytycznej, ruchy tektoniczne orogenezy kaledońskiej
Ordowik				Wapień, łupki i mułowce — $wlmc O$	Subsydencja, akumulacja morska w strefie nerytycznej
Kambr				Piaskowce kwarcytowe — $pckw Cm$	Zanik procesów ryftowych, akumulacja morska w stopniowo pogłębiającym się zbiorniku

W dewonie omawiany obszar znajdował się nadal w strefie krawędziowej basenu, gdzie miała miejsce akumulacja coraz bardziej płytkomorska. Pod koniec wczesnego dewonu część badanego obszaru znajdowała się poza zasięgiem morza. W tym czasie miała miejsce akumulacja lądowych skał facji old redu. W środkowym dewonie nastąpiła transgresja morska. Osady tworzyły się w warunkach płytkiego morza, w strefie nerytycznej (Liszkowski, 1979, Narkiewicz, 2011). Utworów będących zapisem środkowodewońskich warunków sedymentacyjnych nie stwierdzono na badanym obszarze. Pod koniec dewonu, w czasie trwania ruchów tektonicznych fazy bretońskiej orogenezy waryscyjskiej, obszar położony na południowy zachód od strefy uskokowej Kocka obniżył się, natomiast obszar położony na północny wschód od tej strefy (w tym obszar arkusza Orzechów Nowy), został wyniesiony, tworząc tym samym elewację hrubieszowską (tab. 4).

W latach 70. ubiegłego wieku istniała koncepcja rowu tektonicznego – rowu lubelskiego – który powstał w późnym karbonie w wyniku ruchów blokowych, a ograniczające go uskoki mają zrzuty przekraczające 2000 m (Miłaczewski, Żelichowski, 1970; Żelichowski, 1972; Żelichowski, Kozłowski, 1983). W najnowszych opracowaniach neguje się istnienie rowu tektonicznego. Wielu autorów jest zwolennikami teorii o istnieniu depocentrum basenu lubelskiego, które utworzyło się w późnym dewonie i karbonie (Kotański, Miłaczewski, 1977; Porzycki, 1988; Pożaryski, 1986,

Požaryski, Tomczyk, 1993; Narkiewicz i in., 1998a, b; Narkiewicz, 2003). Antonowicz i inni (2003) uważają, że centralny obszar basenu lubelskiego, mający charakter synkliny, w wyniku tektonicznego spiętrzenia utworów wewnątrz basenu, utworzył pasywną synklinę ograniczoną zespołami łusek. Nieco inny pogląd, poparty najnowszymi badaniami sejsmicznymi, przedstawiają Tomaszczyk (2015) oraz Tomaszczyk i Jarosiński (2017). W późnym dewonie, w warunkach poprzecznej do rozciągłości basenu kompresji, powstała szerokopromienna synklina. Obszary peryferyjne, w tym elewacja hrubieszowska, zostały wówczas podniesione, następnie doszło do znacznego wyerodowania utworów górnego dewonu. W kolejnym etapie, pod wpływem dalszej kompresji, nastąpiła inwersja basenu i dalsze podnoszenie pozostałości skrzydeł synkliny oraz nasunięcie w kierunku północno-wschodnim osadów znajdujących się w rowie lubelskim. W końcowym etapie, w karbonie, miała miejsce erozja wysoko wyniesionych utworów. We wczesnym karbonie w związku ze zmianą reżimu tektonicznego z transpresyjnego na ekstensyjny (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017) i rozluźnieniem skał wzdłuż powierzchni uskoków, nastąpił rozwój procesów wulkanicznych: migracja magmy i wylewy skał bazaltowych.

Sedymentacja w karbonie (wizen) rozpoczęła się w zbiorniku morskim, który ulegał stopniowemu spłycaaniu (tab. 4). Dominowała sedymentacja węglanowa z udziałem materiału terygenicznego. W namurze A zbiornik ten zaczął zanikać, co zapisało się stopniowym przejściem facji lagunowych w facje lądowe. W namurze B i C wpływ warunków morskich był minimalny. Przeważała akumulacja jeziorna, przerywana krótkotrwałymi ingresjami morskimi. Poza osadami jeziornymi osadzały się także utwory rzeczno-rozlewiskowe i rzeczne.

W westfalu nastąpiła ostatnia transgresja morska z bardzo charakterystycznym, korelacyjnym poziomem iłowców zawierających małże *Dunbarella*. Poziom ten wyznacza początek sedymentacji głównej serii węglonośnej – warstw formacji lubelskiej. Po etapie zalewu morskiego nieprzerwanie do końca karbonu sedymentacja odbywała się w warunkach śródlądowych (tab. 4). Powstały wówczas osady jeziorne, bagienne i częściowo rzeczne, utworzyły się także pokłady węgla kamiennego.

W późnym karbonie w wyniku ruchów tektonicznych fazy asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej badany obszar został wydźwignięty, a następnie uległ denudacji (tab. 4). Zapisem tych procesów jest luka stratygraficzna, obejmująca najwyższy późny karbon. Miąższość wyerodowanych skał karbonu górnego szacuje się na kilkaset metrów.

Po karbonie badany obszar pozostawał poza zasięgiem morza. Warunki lądowe panowały przez większość permu, triasu i jury dolnej. Po ruchach tektonicznych fazy kimeryjskiej orogenezy alpejskiej obszar ten był silnie zdenudowany, w wyniku czego nastąpiło zrównanie rzeźby terenu (tab. 4).

W batonie nastąpiła transgresja morska. Rozpoczęła się sedymentacja w płytkim morzu o umiarkowanej dynamice wód, z okresowym dopływem materiału terygenicznego. Sedymentacja w obrębie płytkiego zbiornika morskiego trwała do późnego oksfordu.

Od oksfordu do albu zapisała się kolejna duża luka stratygraficzna. Luka ta powstała w związku z ruchami młodokimeryjskimi orogenezy alpejskiej, silną erozją i denudacją na wynurzonej lądzie (tab. 4). Miejscami rozwijał się kras.

W późnym albie na badany obszar ponownie wkroczyło morze. Początkowo sedymentacja odbywała się w płytkim zbiorniku. W późnej kredzie doszło do jego pogłębienia i nastąpiła długotrwała, trwająca aż do mastrychtu, stabilizacja warunków sedymentacji. W wyniku tego powstała około 500 m pokrywa skał węglanowych, lokalnie z domieszką osadów terygenicznych.

We wczesnym paleocenie doszło do zaniku morza na tym terenie, spowodowanego wznoszącymi ruchami tektonicznymi fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej (tab. 4). We wczesnym i środkowym eocenie na badanym obszarze panowały warunki lądowe. W gorącym klimacie rozwinęły się procesy krasowe prowadzące do niszczenia skał węglanowych oraz denudacji. W tym czasie nastąpił rozwój koryt rzecznych, którymi transportowany był materiał pochodzący z niszczenia niżejleżących skał. Kolejna transgresja morska nastąpiła w późnym eocenie. Obszar badań był zanurzony do wczesnego oligocenu. W tym czasie w strefie litoralnej osadzały się piaski glaukonitowe, mułki i ropy. Po tym etapie nastąpiło całkowite wycofanie się morza. Etap lądowy trwa do dzisiaj. Ruchy tektoniczne fazy styryjskiej w miocenie doprowadziły do uaktywnienia i odmłodzenia uskoku tnących skały podłoża przedpaleogeńskiego. W fazie walachijskiej obszar został wyniesiony, co spowodowało silną denudację, powstanie powierzchni zrównań typu pedymetowego, a także dalszy rozwój procesów krasowych.

We wczesnym plejstocenie (być może jeszcze wcześniej, w neogenie) intensywne procesy erozyjne przeważały nad akumulacją. Powstawały wówczas osady zboczowe, nastąpił także silny rozwój dolin rzecznych, które wcinają się w podłoże kredowe oraz paleogeńsko-neogeńskie i transportowały materiał klastyczny charakteryzujący się brakiem krystalicznych skał północnych. Osady te wypełniają najniższe partie paleodolin. W tym czasie na wierzchołkach w dalszym ciągu powstawały powierzchnie zrównań. Po chłodnym okresie wczesnego plejstocenu nastąpiło znaczne ocieplenie klimatu, określane jako interglacjał augustowski. Nastąpił rozwój akumulacji jeziornej i rzecznej (tab. 4).

Okres zlodowaceń południowopolskich rozpoczął się wkroczeniem na badany teren lądolodu zlodowacenia Sanu 1. Z tego okresu zachowały się dwa poziomy osadów wodnolodowcowych rozdzielone glinami zwałowymi. W obniżeniach terenu powstawały zastoiska, w których następowała

akumulacja mineralna. Transgredujący lądolód niszczył skały podłoża (tab. 4). Powstałe wcześniej zagłębienia dolinne mogły być wykorzystywane przez wody lodowcowe, tworząc tym samym rynny, w których był akumulowany materiał skalny.

Kolejne wkroczenie na ten teren lądolodu zostało poprzedzone ociepleniem klimatu w interglacjale ferdynandowskim, jednak na badanym terenie osady tego wieku nie zachowały się. Podczas zlodowacenia Sanu 2 osadziła się najbardziej miększa i najbardziej rozprzestrzeniona na badanym obszarze seria glin zwałowych oraz kilka poziomów osadów wodnolodowcowych. Z tego okresu pozostały również osady lodowcowe tworzące formy, które zachowały się we współczesnej rzeźbie terenu, mimo późniejszych procesów erozyjnych obejmujących omawiany obszar. Są to nieliczne moreny czołowe, kemy i formy akumulacji szczelinowej (tab. 4). Postępująca erozja spowodowała wcinanie się w miękkie podłoże kredowe wód lodowcowych i tworzenie wąskich, głębokich rynien, często wykorzystujących stare ciągi dolinne.

Nacisk, a w późniejszym etapie odstąpienie lądolodu, spowodowały odmłodzenie starych uskoków, w tym uskoków w strefie dyslokacyjnej Hanny. Procesy neotektoniczne zapisały się również w miękkich skałach kredy górnej (Dobrowolski, 2009).

Po ustąpieniu lądolodu zlodowacenia Sanu 2 nastąpił okres ocieplenia – interglacjał mazowiecki. W tym czasie na obszarze wysoczyzn nastąpiła silna denudacja, a także procesy krasowe. W zagłębieniach i dolinach rzecznych miała miejsce erozja wgłębna oraz akumulacja kilku serii osadów mineralnych i osadów biogenicznych. Przepływ w dolinach miał charakter niskoenergetyczny, czego dowodzi materiał drobnoklastyczny. Rzeki płynęły w szerokich korytach, a w okresach obniżonego poziomu wód, przepływ w niektórych odcinkach dolin rzecznych zanikał, tworząc warunki do akumulacji bagiennie-rozlewiskowej.

Następne ochłodzenie klimatu nastąpiło podczas zlodowaceń środkowopolskich, w czasie gdy czoło lądolodu w swym maksymalnym zasięgu było zlokalizowane kilkadziesiąt kilometrów na północ i północny zachód od granic obszaru arkusza (Żarski, 2006; Czubla i in., 2013, 2019; Terpiłowski i in., 2013; Marks i in., 2018). Panujące w tym czasie warunki peryglacjalne przyczyniły się do dalszej akumulacji osadów mineralnych. Na omawianym obszarze utworzyła się wieczna zmarzlina, co zapoczątkowało rozwój procesów termokrasowych w osadach mineralnych. W kolejnym ociepleniu, które zapanowało z początkiem deglacjacji lądolodu środkowopolskiego stadiału Odry, na północy obszaru arkusza najprawdopodobniej przeważała erozja, w tym erozja rzeczna. Kolejne ochłodzenie związane ze zlodowaceniem środkowopolskim stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) spowodowało rozwój procesów charakterystycznych dla warunków peryglacjalnych (tab. 4). W ich wyniku powstały kliny mrozowe, struktury szczelinowe, bruk denudacyjny, obserwowano liczne

graniaki, a osady zostały wzbogacone w tlenki żelaza. W następnym etapie zmian klimatu, podczas deglacjacji lądolodu stadiału Warty, odpływ wód spowodował silną erozję rzeczną, a tym samym rozwój dolin o generalnej orientacji na wschód i północny wschód w kierunku doliny Bugu (Harasimiuk i in., 2004). Na obszarze arkusza Orzechów Nowy i w najbliższym jego sąsiedztwie odpływ wód odbywał się rzeką Włodawką w kierunku północno-wschodnim, Piwonią w kierunku południowo-wschodnim i Tyśmienicą (poza zachodnią granicą arkusza) w kierunku południowym z odchyleniem na wschód (Harasimiuk i in., 2004).

Okres interglacjału eemskiego nie zapisał się obecnością osadów (tab. 4). Ma to związek z przewagą erozji na tym terenie w czasie trwania ocieplenia, a także późniejszych procesów erozji, które spowodowały całkowite zniszczenie osadzonych wcześniej skał. Podczas interglacjału eemskiego miała miejsce erozja rzeczna, a także procesy krasowe.

W czasie zlodowaceń północnopolskich, w warunkach klimatu peryglacjalnego, płynące z południa wody akumulowały drobnoklastyczny materiał w szerokich dolinach i rozlewiskach (tab. 4). W obniżeniach bezodpływowych zaczęły powstawać gytie, stanowiące obecnie podłoże obniżeń jeziornych wypełnionych torfami (Bałaga, 2007a, b).

Odpływ wód w czasie całego plejstocenu przebiegał najczęściej tymi samymi szlakami, wcinając się w starsze osady i wypełniając koryta osadami coraz młodszymi. W ostatnim etapie odpływu wód i formowania dolin rzeki płynące podczas zlodowaceń północnopolskich osadziły klikumetrowej miąższości serie osadów, które w znacznym stopniu pokrywają teren arkusza Orzechów Nowy lub stanowią bezpośrednie podłoże dla utworów holocenów. U schyłku plejstocenu na obszarach osuszonych zaczęły powstawać osady eoliczne, które tworzą cienkie wały o przebiegu równoleżnikowym.

W wyniku spłukiwania i erozji powierzchni kredowej zbudowanej z miękkich margli doszło do inwersji rzeźby terenu. Utworzyły się pozytywne, wydłużone formy rzeźby terenu (wały rzeczno-peryglacjalne) o orientacji zbliżonej do południkowej, mogące ciągnąć się na długości nawet kilkudziesięciu kilometrów. Formy te wypełnione są osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi, a na ich szczytach znajdują się piaski eoliczne, stanowiące zapis etapu przewiewania, który nastąpił po osuszeniu badanego terenu. Geneza tych form nie jest do końca jasna i budzi wiele wątpliwości. Krawczyk (2019) sugeruje, że wały te powstawały na obszarze objętym wieczną zmarzliną z wód płynących w obrębie zamarzającego i rozmarzającego rozlewiska. W wyniku późniejszego wytapiania lodu z obszarów przyległych do rynien rzecznych, materiał aluwialny mógł pozostać w miejscu złożenia, tworząc wyniesione i wydłużone formy geomorfologiczne.

W holocenie, w warunkach ocieplającego się klimatu, doszło do obniżenia się poziomu wód i zaczęła dominować erozja rzeczna. W miejscach, gdzie w skałach podczwartorzędowych istniały szczeliny genezy tektonicznej lub krasowej, w wyniku obniżenia bazy erozyjnej rzek, nastąpiła erozja wgłębna. Znajduje to potwierdzenie w głębokości niektórych jezior: Jezioro Zagłębocze 23,3 m, jezioro Piaseczno 38,8 m. Silna migracja wód roztopowych, a w późniejszym czasie również działalność wód opadowych, spowodowały rozwój procesów krasowych, następnie termokrasowych, a także utworzenie jezior (zapoczątkowane już w starszym dryasie).

W holocenie nastąpił rozwój akumulacji mineralnej i organicznej, w tym rozwój torfowisk w szerokich obniżeniach dolinnych i jeziornych (tab. 4).

IV. PODSUMOWANIE

Niniejsze opracowanie stanowi aktualizację arkusza Orzechów Nowy SMGP autorstwa Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981a, b). W czasie 40 lat od pierwszego wydania arkusza powstały: nowa dokumentacja geologiczna, nowe otwory wiertnicze, opracowania naukowe i geologiczno-kartograficzne dotyczące badanego obszaru. Materiały te oraz wyniki badań opublikowanych po roku 1981 poddano analizie, co w połączeniu z obserwacjami terenowymi prowadzonymi podczas inwentaryzacji nowych odsłoneń pozwoliło wprowadzić następujące zmiany na aktualizowanym arkuszu:

1. Do opracowania włączono najnowsze profile wierceń, dokumentujące skały od kambru do karbonu i na ich podstawie opisano najstarsze utwory na obszarze arkusza.
2. Z utworów kredy górnej wyodrębniono osady koniak i santonu (nierozdzielone) oraz kampanu.
3. Wydatowano klastyczne osady plejstocénskie.
4. Zmieniono przynależność stratygraficzną osadów na podstawie wyników badań wieku bezwzględnego oraz najnowszych badań prowadzonych przez różnych autorów w regionie. Ustalono także poziomy glin zwałowych występujące na badanym obszarze.
5. Dostosowano granice wydzieleni do rzeczywistych form rzeźby terenu poprzez dokładną lokalizację w terenie za pomocą odbiornika GPS oraz wykorzystanie NMT o wysokiej rozdzielczości.
6. Zmieniono klasyfikację niektórych form rzeźby terenu, w tym ozów i kemów interpretowanych dotychczas jako formy lodowcowe z okresu zlodowaceń środkowopolskich.
7. Na aktualizowanym arkuszu nie wyróżniono osadów interglacjału eemskiego. Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b) wprawdzie opisali osady tego wieku w profilach trzech wierceń kartograficznych (otw. 16, 29, 30), jednak żaden z wymienionych otworów nie znalazł się w linii przekroju

geologicznego, a autorzy opracowania sami podkreślili, że przynależność stratygraficzną tych osadów określili wyłącznie na podstawie superpozycji. Autorka aktualizacji uznała, że argumenty przytoczone przez Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981a, b) nie stanowią wystarczającej podstawy, aby omawianym osadom przypisać rangę interglacjału eemskiego.

8. Na aktualizowanym arkuszu nie wyróżniono lessów. W pierwszej wersji opracowania występują one w dwóch niewielkich płatach w południowej części terenu badań, w okolicy Garbatówki i Ostrówka, choć sami autorzy opisują je jako „utwór pyłowaty lessopodobny” (Buraczyński, Wojtanowicz, 1981a, b). Podczas prac terenowych w 2018 r. nie stwierdzono na badanym obszarze obecności lessów, a osady opisywane przez Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981a, b) jako lessy, uznano za utwory jeziorno-rzeczne (rozlewiskowe) powstałe podczas zlodowacenia Wisły. Z opisu profilu w cegielni Garbatówka wynika, że opisywane osady występują pod nakładem miąższości ponad 1 m, zawierającym gliny piaszczyste z okruchami skał krystalicznych z brukiem denudacyjnym w stropie, a to wyklucza wiek młodszy niż zlodowacenia północnopolskie. Poziom określony mianem lessopodobnego jest opisany w tym odsłonięciu jako „utwór pylasto-ilasty niewarstwowany (lessopodobny) barwy sinoszarej” (Buraczyński, Wojtanowicz, 1974a).

Warszawa, 2021 r.

LITERATURA

- Aleksandrowski P., Buła Z., 2017 — Struktury późnoplejstoceny (waryscyjskie) 1:5 000 000 W: Atlas Geologiczny Polski (Nawrocki J., Becker A., red.). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Aleksandrowski M., Mazur S., 2017 — O nowych rozwiązaniach tektonicznych w Atlasie geologicznym Polski. *Prz. Geol.*, **65**, 12.
- Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, **51**, 4.
- Antonowicz L., Iwanowska E., 2004 — Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. *Prz. Geol.*, **52**, 2.
- Bałağa K., 1990 — The development of Lake Łukcze and changes in the plant cover of the south-western part of the Łęczna-Włodawa Lake District in the last 13 000 years. *Acta Palaeobot.*, **30**, 1.
- Bałağa K., 2003 — Hydrological changes in the Lublin Polesie during the late glacial and Holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments. *Stud. Quatern.*, **19**.
- Bałağa K., 2007a — Changes in the natural environment recorded in the sediments of the Karaśne Lake-mire complex (Lublin Polesie, E Poland). *Geochronometria*, **29**.
- Bałağa K., 2007b — Transformation of lake ecosystem into peat bog and vegetation history based on Durne Bagno mire (Lublin Polesie, E Poland). *Geochronometria*, **29**.
- Bałağa K., Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981 — Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie). *Ann. UMCS, Sect. B*, **35–36**, 4.

- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2002 — Lithostratigraphic record of the development of Lake Karaśne (Lublin Polesie, E Poland) in Late Glacial and Holocene. *Limn. Rev.*, 2.
- Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J., 2006 — Późnoplejstocenska i holocenska ewolucja torfowiska Durne Bagno (Polesie Lubelskie). *Prz. Geol.*, 54, 1.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1974a — Stosunki geomorfologiczne okolic Garbatówki na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. W: Przew. 12. Ogólnop. Zjazdu Pol. Tow. Geogr., 2. Lublin, 28–31.08.1974 r.: 79–84.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1974b — Charakterystyka morfologiczno-hydrograficzna grupy jezior Uściwierz. W: Przew. 12. Ogólnop. Zjazdu Pol. Tow. Geogr., 2. Lublin, 28–31.08.1974 r.: 84–88.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Inst. Geol., Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Inst. Geol., Warszawa.
- Brem M., 1953 — Flora interglacialna z Ciechanek Krzesimowskich. *Acta Geol. Pol.* 3, 3.
- Buraczyński J., 1984 — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS Sect. B*, 39, 3.
- Czubla P., Godlewska A., Terpiłowski S., Zieliński T., Zieliński P., Kusiak J., Pidek I.A., Małek M., 2013 — Glacial till petrography of the South Podlasie Lowland (E Poland) and stratigraphy of the Middle Pleistocene Complex (MIS 11-6). W: Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. Wilno-Troki, 25–30.06.2013.
- Czubla P., Terpiłowski S., Orłowska A., Zieliński P., Zieliński T., Pidek I. A., 2019 — Petrographic features of tills as a tool in solving stratigraphical and paleogeographical problems – a case study from Central-Eastern Poland. *Quat. Inter.*, 501.
- Dadlez R., 2003 — Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich – dyskusja. *Prz. Geol.*, 51, 9.
- Dobrowolski R., 1995 — Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 65, 1–4.
- Dobrowolski R., 1998 — Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., 2006 — Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., 2009 — Glaciotectionic deformations of the Upper Cretaceous rocks: evidence from the chalk quarry in Chełm (Lublin region, Eastern Poland). *Geologija*, 51, 3–4.
- Dobrowolski R., Harasimiuk M., 2002 — Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Polesia. *Acta Agrophys.*, 66
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Inst. Geol., Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1990 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica (679). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dyakowska J., 1952 — Roślinność plejstocenska w Nowinach Żukowskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67.
- Formowicz R., Grędyś A., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) Polski w skali 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715), plansza A. PIG-PIB Warszawa. [dokument elektroniczny]

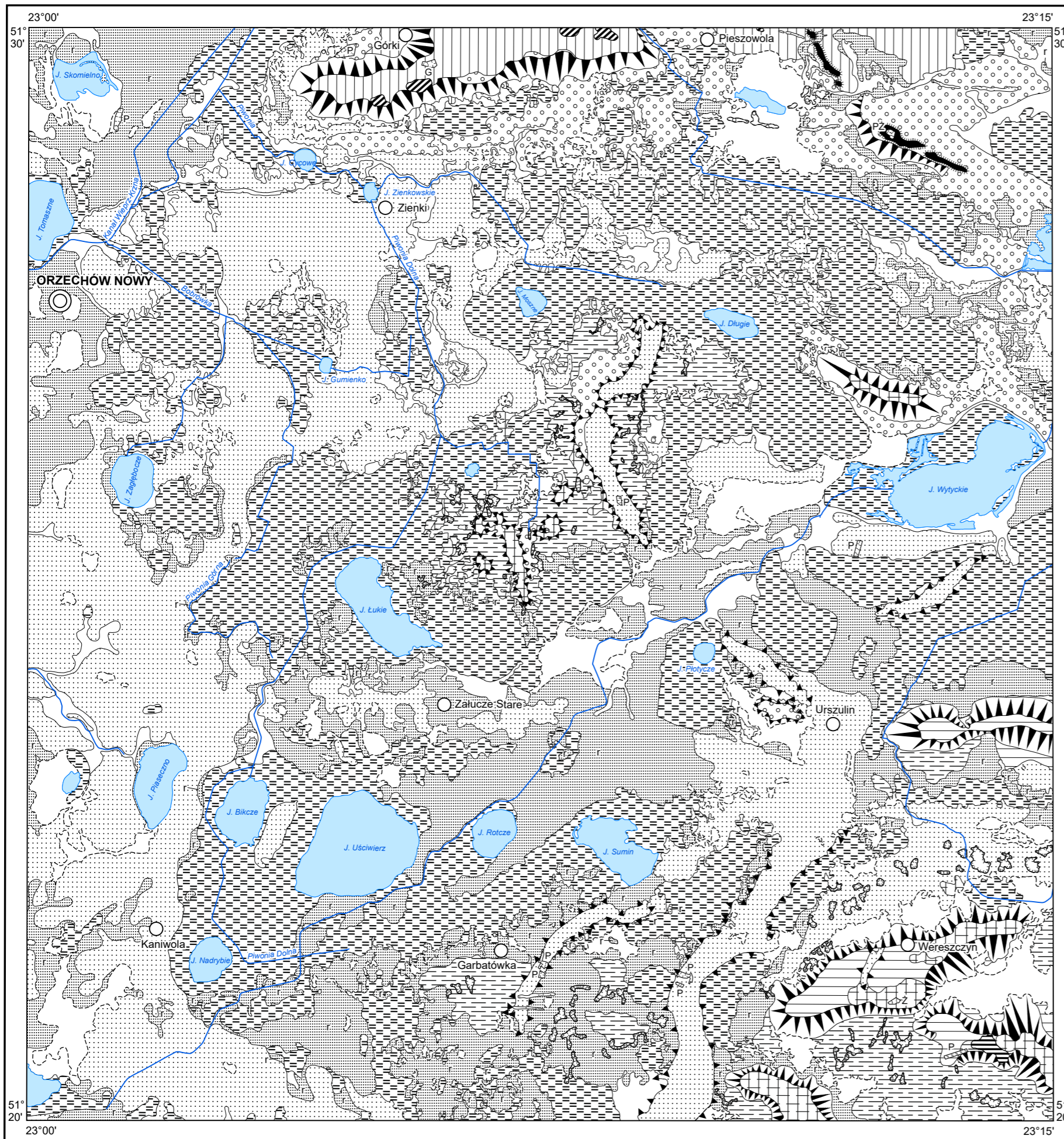
- Gałka M., Wilk S., 2017 — Mapa Geośrodowiskowa Polski (II) Polski w skali 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715), plansza B. PIG-PIB Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Granoszewski W., 2023 — Wyniki badań analizy pyłkowej osadów organicznych z Garbatówki, Rozkopaczewa i Wincentowa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Gurba L., Zdanowski A. (red.), 1989 — Opracowanie map geologicznych i złożowych Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1980a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łączna (750). Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łączna (750). Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1981 — Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwart. Geol.*, **25**, 1.
- Harasimiuk M., Sz wajgier W., Terpiłowski S., 2004 — Wpływ lądolodu zlodowacenia Warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej. W: Zlodowacenie Warty w Polsce (M. Harasimiuk, S. Terpiłowski, red.). Wyd. UMCS, Lublin.
- Hayden A.T., Lamb M.P., Fischer W.W., Ewing R.C., McElroy B.J., Williams R.M.E., 2019 — Formation of sinuous ridges by inversion of river-channel belts in Utah, USA, with implications for Mars. *Icarus*, 332.
- Helcel-Weil M., Dzięgielowski J., Florek R., Maksym A., Słyś M., 2007 — Wyniki złożowe dotychczasowych prac poszukiwawczych w basenie lubelskim w aspekcie nowych możliwości poszukiwań złóż węglowodorów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Henkiel A., 1984 — Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego. *Ann. UMCS Sect. B*, **39**, 2.
- Hrynowiecka-Czmielewska A., 2010 — History of vegetation and climate of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial and the Liviecian (Saalian) Glaciation on the basis of pollen analysis of palaeolake sediments from Nowiny Żukowskie, SE Poland. *Acta Palaeobot.*, **50**, 1.
- Hrynowiecka A., Pidek I.A., 2017 — Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 4.
- Hrynowiecka A., Winter H., 2016 — Palaeoclimatic changes in the Holsteinian Interglacial (Middle Pleistocene) on the basis of indicator-species method – Palynological and macrofossils remains from Nowiny Żukowskie site (SE Poland). *Quatern. Internat.*, 409.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Winter H., 2014 — Vegetation and stratigraphic interpretation of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial profile from Dobropol and other new sites in the West Polesie region (SE Poland). *Stud. Quatern.*, **31**, 1.
- Hrynowiecka A., Żarski M., Drzewicki W., 2019 — The rank of climatic oscillations during MIS 11c (OHO and YHO) and post-interglacial cooling during MIS 11b and MIS 11a in eastern Poland. *Geol. Quart.*, **63**, 2.
- Jacobsen R.E., Burr D.M., 2017 — Dichotomies in the fluvial and alluvial fan deposits of the Aeolis Dorsa, Mars: Implications for weathered sediment and paleoclimate. *Geosphere*, **13**, 6.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1981 — Analiza pyłkowa plejstocenijskich osadów z Kaznowa i Krępcza. *Biul. Inst. Geol.*, 321.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1983 — Analiza pyłkowa osadów z Rokitna nad Wieprzem. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Janczyk-Kopikowa Z., 1984 — Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Sosnowica, ark. Sosnowica 1:50 000, ark. Parczew 1:100 000. Opracowanie specjalne dla arkusza Sosnowica (679). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1991 — Problemy palinostratygrafii glacialnej plejstocenu Polski z uwzględnieniem wyników analizy pyłkowej osadów interglacialnych z Besiekierza, Środkowa Polska. *Ann. UMCS Sect. B*, **46**.
- Janiec B., 2014 — Geneza mis jeziornych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego: hipotezy a rzeczywistość rozwoju krasu węglanowego. *Prz. Geol.*, **62**, 5.
- Kasiński J.R., 2016 — Złoża bursztynu północnej Lubelszczyzny: historia poznania, budowa geologiczna, perspektywy. W: Lubelski bursztyn – znaleziska, geologia, złoża, perspektywy. Wyd. Stellarium, Kraków.
- Kotański Z., Miłaczewski L., 1977 — Rozwój paleotektoniczny dewońskiej struktury Zwolenia. *Biul. Inst. Geol.*, 303.
- Krawczyk M., 2019 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714) (wraz z Objasnieniami) — aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Krzywiec P., 2007 — Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Krzywiec P., 2009 — Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, 475.
- Kucharska M., Danel W., 2010 — Poleski Park Narodowy. Mapa Geologiczno-Turystyczna 1:30 000. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Kucharska M., Żarski M., Przasnyska J., Tekielska A., 2020a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark Siedlce, wyd A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kucharska M., Żarski M., Przasnyska J., Tekielska A., 2020b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark Siedlce, wyd B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kulczyński S., 1939 — Torfowiska Polesia. 1, Kraków.
- Kulczyński S., 1940 — Torfowiska Polesia. 2, Kraków.
- Kulesza P., Suchora M., Pidek I.A., Dobrowolski R., Alexandrowicz W.P., 2012 — The Holocene palaeoenvironmental changes reflected in the multi-proxy studies of Lake Słone sediments (SE Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 363–364.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Liszkowski J., 1979 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrów Lubelski (714). Inst. Geol., Warszawa.
- Małek M., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Małek M., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łuków, wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Krzywicki T., Majecka A., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Hradunova A., Hrychaniuk M., Mamchyk S., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2018 — Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quatern. Internat.*, 478.
- Marszałek S., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715), plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. W: Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 3–5 września.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., Rzechowski J., Woźny E., 1966 — Górny eocen w Luszawie nad Wieprzem koło Lubartowa. *Prz. Geol.* **14**, 12.
- Mojski J.E., Trembaczowski J., 1975 — Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego. *Biul. Inst. Geol.* 290.
- Narkiewicz M., 1999 — Variscan structure and history of the TESH in south-eastern Poland. *Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, **65**.
- Narkiewicz M., 2002a — Middle Devonian epicontinental basin development in SE Poland: a role of crustal discontinuities. Proceedings, International Symposium Geology of the Devonian System. Syktywkar, 9–12.07.2020.
- Narkiewicz M., 2002b — Przedpole orogenu waryscyjskiego w południowej Polsce — etapy tektonicznego rozwoju basenów w dewonie i karbonie. *Prz. Geol.*, **50**, 12.
- Narkiewicz M., 2003 — Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon–karbon). *Prz. Geol.*, **51**, 9.
- Narkiewicz M., 2011 — Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**.
- Narkiewicz M., Jarosiński P., Krzywiec P., Waksmundzka M., 2007 — Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji rowu lubelskiego w dewonie i karbonie. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 422.
- Narkiewicz M., Miłaczewski L., 1998 — Perspektywy występowania złóż węglowodorów na obszarze pomorskim i radomsko-lubelskim basenu dewońskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Narkiewicz M., Miłaczewski L., Krzywiec P., Szewczyk J., 1998a — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998b — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- Okruszko H., Churski T., Karpińska J., 1971 — Torfowiska i gytiowiska w rejonie jezior krasowych Uściwierz na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 107.
- Otwory wiertnicze. Łączna IG-9. <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/118590> (dostęp 11.05.2023 r.)
- Otwory wiertnicze. Ostrówek IG-2. <https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/118552> (dostęp 12.06.2023 r.)
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla ark. Ostrów Lubelski SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Paszewski A., Fijałkowski D., 1970 — Badania botaniczne rezerwatu Durne Bagno koło Włodawy. *Ann. UMCS. Sect. C*, **25**, 18.
- Pelc T., 1999 — Dewońsko-karboński diapiryzm sylurskich osadów ilastych basenu lubelskiego. 5. Konf. Nauk.-Techn. Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska. Kraków, 23 czerwca.
- Pidek I.A. 2003 — Mesopleistocene vegetation history in the northern foreland of the Lublin Upland based on palaeobotanical studies of the profiles from Zdany and Brus sites. Wyd. UMCS, Lublin.
- Pietruczuk J., 2015 — Paleomorfologia i biogeniczna sukcesja osadowa alkalicznego kompleksu torfowiskowego Bagno Bubnów (Poleski Park Narodowy, Polesie Lubelskie) w świetle analiz przestrzennych. *Stud. Lim. Tel.*, **9**, 1.
- Pietruczuk J., 2016 — Budowa geologiczna i ewolucja torfowiska węglanowego Bagno Staw w Poleskim Parku Narodowym. *Acta Geogr. Lodz.*, 105.

- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 43, 11.
- Poprawa P., Paczeńska J., 2002 — Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Prz. Geol.*, 50, 1.
- Porzycki J., 1976 — Budowa geologiczna Centralnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu, Węglowym. *Prz. Geol.* 24, 7.
- Porzycki J., 1978 — Obecny stan rozpoznania Lubelskiego Zagłębia Węglowego i perspektywy dalszych poszukiwań złóż węgla kamiennych. *Prz. Geol.*, 26, 9.
- Porzycki J., 1988 — Pozycja geologiczna i strukturalna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Z. Dembowski, J. Porzycki, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 122.
- Pożaryski W., 1986 — Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. *Prz. Geol.*, 34, 3.
- Pożaryski W., Tomczyk H., 1993 — Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Prz. Geol.*, 41, 10.
- Ptak B., 2011 — Mapa Geośrodowiskowa Polski w skali 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715), plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Ptak B., Bojakowska I., Kwecko P., Miecznik J., Marszałek S., 2011 — Objąsnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rysak A., Gil R., 2007 — Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Pierwszy poziom wodonośny, wrażliwość na zanieczyszczenie. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rysak A., Zwoliński Z., 2004a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rysak A., Zwoliński Z., 2004b — Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rysak A., Zwoliński Z., 2005 — Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Orzechów Nowy (715). Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Uwarunkowania klimatyczne i środowiskowe powstawania bursztynu bałtyckiego. W: Lubelski bursztyn – znaleziska, geologia, złoża, perspektywy. Wyd. Stellarium, Kraków.
- Sobolewska M., 1956 — Roślinność plejstoceńska z Syrnika nad Wieprzem. *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Kręż 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.
- Szydeł Z., Szydeł R., 1984 — Tektoniczne założenia rynien dolnojurajskich i ich rozprzestrzenienie w północnej części Centralnego Rejonu Węglowego LZW. *Prz. Geol.*, 32, 6.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Czubla P., Pidek I.A., Kusiak J., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., Mroczek P., Hrynowiecka A., 2013 — Klimatyczne cykle kompleksu

- środkowopolskiego w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (wschodnia Polska). W: Mat. 20. Konf. Stratygrafii Plejstocenu Polski: Plejstocen Przedpola Sudetów Środkowych. Lasocin, 2–6 września.
- Tomaszczyk M., 2015 — Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Rozprawa doktorska. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017 — The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 4
- Wilgat T. (red.), 1963 — Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. W: Mat. z Sesji Nauk. Pol. Tow. Geol.: Polesie Lubelskie. Lublin.
- Williams R.M.E., Irwin III R.P., Zimbelman J.R., 2009 — Evaluation of paleohydrologic models for terrestrial inverted channels: Implications for application to martian sinuous ridges. *Geomorphology*, **107**.
- Zdanowski A. (red.), 1990 — Opracowanie lito i biostratygrafii oraz petrografii utworów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Górnośląski, Sosnowiec.
- Zdanowski A. (red.), 1999 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Zdanowski A., 2007 — Rozpoznanie złóż węgla kamiennego i boksytów w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 422.
- Zdanowski A., 2011 — Zasoby węgla kamiennego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Gór.*, **67**, 7–8.
- Zdanowski A., Shulga V.F., 2008 — Złoża węgla kamiennego w strefie przygranicznej Polski i Ukrainy. 1. Polski Kongres Geologiczny. Abstrakty. Kraków, 26–28 czerwca.
- Żarski M., 2006 — Problem zasięgu zlodowacenia Odry na Nizinie Południowopodlaskiej. W: Mat. konf. 13. Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża (W. Morawski, red.). Maróz, 4–8.09.2006 r.
- Żarski M., Kucharska M., 2020 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark Siedlce. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa [dokument elektroniczny]
- Żelichowski A.M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Z badań tektonicznych w Polsce. **3. Biul. Inst. Geol.**, 263.
- Żelichowski A.M., 1974 — Struktury epok tektonicznych, bajkalskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Część południowa. W: Budowa Geologiczna Polski. **4. Tektonika**. 1. Niż Polski (W. Pożaryski, red.). Wyd. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1983a — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od dewonu. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (A.M. Żelichowski, S. Kozłowski, red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1983b — Mapa tektoniczna 1:300 000. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (A.M. Żelichowski, S. Kozłowski, red.). Inst. Geol., Warszawa.
- Żelichowski A.M., 1984 — Tektonika lubelskiego zagłębia węglowego. W: Przew. 56. zjazdu Pol. Tow. Geol. Lublin, 6–8 września.
- Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983 — Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol., Warszawa
- Żelichowski A.M., Porzycki J., 1983 — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu. W: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (A.M. Żelichowski, S. Kozłowski, red.). Inst. Geol., Warszawa.



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Orzechów Nowy (715)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000

Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Równiny rzeczno-peryglacjalne
- Wały rzeczno-peryglacjalne

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Wzgórza morenowe przekształcone
- Powierzchnie zrównania
- Ostańce
- Zagłębienia denudacyjne i termokrasowe
- Leje krasowe
- Długie stoki

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe



Formy antropogeniczne

- Żwirownie (Z), piaskownie (P), piaskownie-żwirownie (PZ)

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Orzechów Nowy (715)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

- | | | | | |
|----------|-------------|-----------------|--|-------------|
| PALEOGEN | OLIGOCEN | OI | Piaski glaukonitowe | |
| | EOCEN | E ₃ | Piaski glaukonitowe, mułki i iły z kongrecjami żelazistymi | EOCEN GÓRNY |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Cr _m | Margle, kreda pisząca, opoki i wapienie margliste | MASTRYCHT |
- Wychodnie utworów starszych od czwartorzędu
-  Piasków glaukonitowych, mułków i iłów z kongrecjami żelazistymi
 -  Margli, kredy piszącej, opoki i wapieni marglistych
- Granice geologiczne
- - - - - Uskoki przypuszczalne
- 60— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- 22
Cr 141,0 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- E — F Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

