



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

Krzysztof URBAŃSKI, Adam IHNATOWICZ

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 200 000

Arkusz GUBIN (43)

Redaktor naukowy — prof. dr hab. Leszek MARKS

Koordinator główny — Dariusz GAŁĄZKA

Koordinator regionalny — Dariusz GAŁĄZKA, Leszek MARKS



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**



WARSZAWA 2020

Autorzy: Krzysztof URBAŃSKI, Adam IHNATOWICZ
Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

ISBN 978-83-66593-51-0

PIG-PIB, Warszawa 2020

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

Wstęp (<i>K. Urbański, A. Ihnatowicz</i>)	5
Geomorfologia (<i>K. Urbański</i>)	8
Stratygrafia	10
Dewon–karbon – D–C (<i>A. Ihnatowicz</i>)	10
Karbon – C (<i>A. Ihnatowicz</i>)	10
Karbon górny – C ₂	10
Perm – P (<i>A. Ihnatowicz</i>)	10
Perm dolny–środkowy – P ₁₋₂	11
Perm górny – P ₃	11
Trias – T (<i>A. Ihnatowicz</i>)	11
Trias dolny – T ₁	11
Trias środkowy – T ₂	11
Trias górny – T ₃	11
Kreda – K (<i>A. Ihnatowicz</i>)	12
Kreda górna – K ₂	12
Paleogen – Pg (<i>K. Urbański</i>)	12
Eocen – E	12
Eocen górny – E ₃	12
Oligocen – Ol	12
Oligocen dolny – Ol ₁	12
Oligocen górny – Ol ₂	13
Neogen – Ng (<i>K. Urbański</i>)	13
Miocen – M	13
Miocen dolny – M ₁	13
Miocen dolny–środkowy – M ₁₋₂	14
Miocen środkowy – M ₂	15
Miocen–pliocen – M–Pl	15
Miocen dolny–pliocen – M ₁ –Pl	15
Miocen środkowy–pliocen – M ₂ –Pl	15
Pliocen – Pl	16
Czwartorzęd – Q (<i>K. Urbański</i>)	16
Plejstocen – Pt	16
Plejstocen środkowy – Pt ₂	17
Kompleks południowopolski – Pd	17
Złodowacenie Nidy i Sanu 1 – N + S1	17
Złodowacenie Sanu 1 – S1	17
Złodowacenie Sanu 2 – S2	18
Kompleks środkowopolski – Ś	19
Interglacjał mazowiecki – Ma	19

Złodowacenie Odry – Od	19
Plejstocen górny – Pt ₃	22
Kompleks północnopolski – Pn	22
Interglacjał eemski – Ee	22
Złodowacenie Wisły – W	22
Holocen – H	24
Podłoże czwartorzędu (<i>A. Ihnatowicz, K. Urbański</i>)	25
Tektonika (<i>A. Ihnatowicz</i>)	27
Glacitektonika (<i>K. Urbański</i>)	28
Paleogeografia (<i>K. Urbański, A. Ihnatowicz</i>)	29
Podsumowanie (<i>K. Urbański, A. Ihnatowicz</i>)	32
Literatura	34

SPIS TABLIC

Tablica I — Korelacja jednostek stratygraficznych czwartorzędu stosowanych na poszczególnych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 według kolejno obowiązujących instrukcji oraz zastosowanych w Instrukcji reambulacji Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (wydanie drugie, uzupełnione)

WSTĘP

Arkusz Gubin (43) Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 wyznaczają współrzędne geograficzne: 14°–15° długości geograficznej wschodniej i 51°20'–52°00' szerokości geograficznej północnej. Pod względem administracyjnym obszar arkusza należy w całości do województwa lubuskiego.

Badany obszar charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą powierzchni terenu. Na południu występują równiny o wysokości od 140 do 165 m n.p.m. należące do mezoregionu Bory Dolnośląskie (fig. 1). Jest to teren synchronicznego zazębienia się osadów stożków rzecznych i utworów pradoliny wrocławsko-magdeburgskiej utworzonych u schyłku zlodowacenia Odry. Granicę zachodnią badanego obszaru stanowi dolina Nysy Łużyckiej, której dno leży tu na wysokości od 112 do 155 m n.p.m. W środkowej części badanego terenu występuje mezoregion – Wzniesienia Żarskie. Dalej w kierunku północnym jednostka ta leży w obrębie glacitektonicznej struktury Wzgórz Żarskich (Ciuk, 1955) i osiąga wysokość około 160 m n.p.m. Wzniesienia Żarskie graniczą na zachodzie z Wałem Mużakowskim, mezoregionem, który jest bardzo dobrze zachowaną strukturą glacitektoniczną o wysokości dochodzącą do 167 m n.p.m. rozciągającą się w formie łuku kontynuującym się na obszar południowej Brandenburgii. W części północnej badanego obszaru występuje obniżenie morfologiczne zwane Kotliną Zasi Ecką, a dalej na północ znajdują się Wzniesienia Gubińskie – obszar ukierunkowanych łukowato wzniesień osiągających wysokość do 115 m n.p.m. Część z nich ma charakter moren spiętrzonych.

Podstawą wykonania mapy geologicznej w skali 1:200 000 były opracowane arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP): Gubin (571), Kaniów (572) (Chmal, 2001, 2002a, b); Zasi eki (608), Lubsko (609) (Bartczak, 2001a, b, c); Łęknica (645), Trzebiel (646) (Bartczak, Gancarz, 2001a, b); Przewóz, Ruszów (Koźma, Przybylski, 1995; Przybylski, 1996) oraz opracowania specjalne (badania petrograficzne frakcji żwirowych, stratygraficzne i geofizyczne). W ramach prac nad arkuszem opracowano jednolity schemat stratygraficzny dla całego omawianego rejonu. Uwzględnione zostały nowe dane geologiczne, które zebrano od czasu ukończenia prac na poszczególnych arkuszach: między innymi zestawiono nowe otwory wiertnicze, uwzględniono dane geofizyczne i wyniki badań prowadzonych przy opracowaniu arkuszy polsko-niemieckich powierzchniowej mapy geologicznej. Wykorzystano ponadto najnowsze opracowania

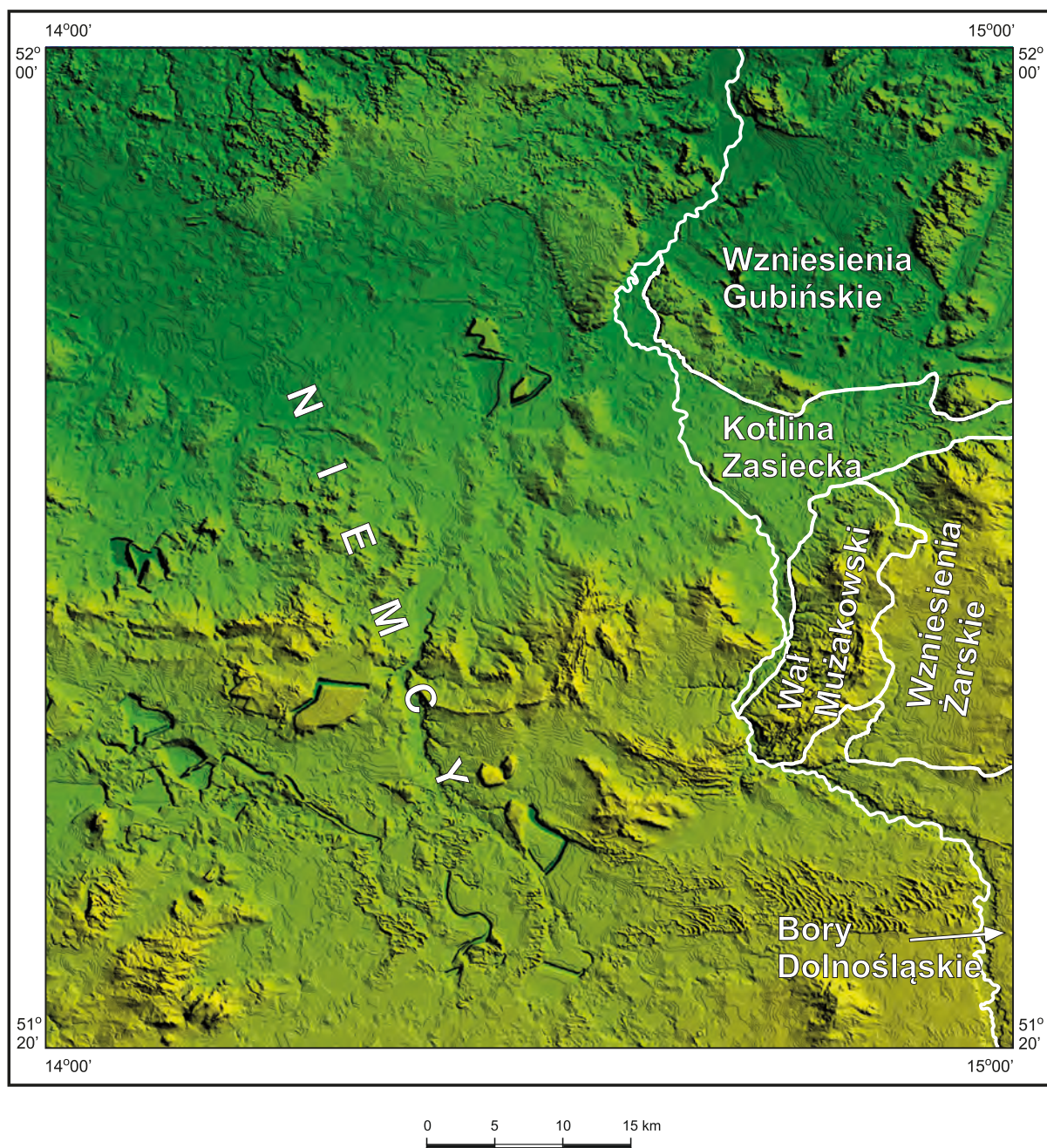


Fig. 1. Jednostki fizycznogeograficzne wg Kondrackiego (2002)

naukowe na omawianym obszarze. Wyniki badań geologicznych uzyskane podczas realizacji arkuszy SMGP zostały powtórnie zinterpretowane w celu uzyskania spójnego modelu budowy geologicznej.

Do rozpoznania budowy geologicznej wykorzystano 2618 otworów wiertniczych w tym 19 otworów kartograficznych wykonanych w ramach opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Do analizy geomorfologii terenu i rozpoznania budowy geologicznej czwartorzędu był wykorzystany numeryczny model cyfrowy terenu (DTED), dzięki któremu uzyskano mapy hipsometryczne i mapy cieniowanego reliefu. Dane z otworów wiertniczych oraz szkice odkryte arkuszy SMGP posłużyły do wykonania mapy stropu neogenu i analizy budowy wglębnej obszaru badań oraz opracowania mapy podłoża podczwartorzędowego.

Zagadnienia budowy geologicznej omawianego obszaru były poruszane w wielu opracowaniach oraz publikacjach naukowych. Tektonikę i budowę geologiczną obszaru przedsudeckiego przedstawił Sokołowski (1966a, b, 1967). Utwory podpermskie monokliny przedsudeckiej były szeroko omówione przez Wierzchowską-Kicułową (1984). Skąły mezozoiku scharakteryzowała m.in. Gajewska (1978; Drozdowski, Gajewska, 1979). Z okazji 71. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (2000) opublikowano materiały (Biernacka, Skoczylas, red., 2000) dotyczące stanu rozpoznania geologicznego regionu wielkopolskiego, gdzie budowę podłoża podpermskiego przedstawili Głazek i inni (2000), czerwonego spągowca Protas i inni (2000), najstarszego cechsztynu Protas i inni (2000). Sejsmiczne modele skorupy ziemskiej przechodzące m.in. przez obszar arkusza Gubin przedstawili Guterch i Grad (2000).

Litologię, faunę, stratygrafię i paleogeografię permu monokliny przedsudeckiej opracowali: Kłapciński (1971); Milewicz (1971a, b); Milewicz i Wroński (1975). Budowę przedkenozoiczną omawiali: Czekalska (1961), Grocholski (1975, 1991); rozwój permu-mezozoicznych basenów sedymentacyjnych – Karnkowski i inni (1991). Stratygrafię jury (liasu) opracował Dadlez (1969). Utwory karbonu przedstawili: Górecka i inni (1977), Krawczyńska-Grocholska (1978), natomiast skały dewonu omówiła Chorowska (1978). Utworami permu w zakresie poszukiwań rud miedzi zajmowali się: Wyżykowski (1961, 1964), Marek i Pajchłowa (1997), Narkiewicz (1998).

Utwory paleogenu i neogenu opisywali: Dyjor (1970, 1974, 1975, 1978), Dyjor i Sadowska (1977), Dyjor i Wróbel (1978), Walkiewicz (1984), Walkiewicz i Skoczylas (1988), Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995), Piwocki i inni (2004). Prace wiertnicze związane z poszukiwaniem i dokumentowaniem złóż węgla brunatnego (Ciuk, 1961, 1985) pozwoliły dobrze rozpoznać osady neogeńskie, a w szczególności osady miocenu. Szczegółowe badania oligocenu prowadził Dyjor (1974), wykorzystując opracowania stratygraficzne Woźnego (1962) i Wolańskiej (1962). Wydzielił on na obszarze Ziemi Lubuskiej oligoceńską serię lubuską. Autor ten zaproponował także podział litostratygraficzny neogenu na serie: żarską, śląsko-łużycką, mużakowską, poznańską i gozdnicką (Dyjor, 1978). W pracy Dyjora i Chlebowskiego (1973) przedstawiono schemat litostratygraficzny utworów kenozoicznych w obrębie łuku Mużakowa. Stratygrafia neogenu we wschodniej Brandenburgii przedstawili: Alexovsky i inni (1989) oraz Standtke (1996).

Wpływ tektoniki blokowej na rozwój sedymentacji morskich osadów oligocenu wykazali Ludwig i Schwab (1995). Nowy podział litostratygraficzny rzecznych osadów preglacialnych na przedpolu Sudetów opracowali Czerwonka i Krzyszkowski (2001).

Problematyka czwartorzędu poruszana była w pracach: Czajki (1931), Dammera (1931), Krygowskiego (1962), Cepka (1965, 1967), Bartkowskiego (1967, 1968, 1969, 1972), Żyndy (1967), Stanisławczyka (1975), Nowaczyka (1976, 1991), Dyjora i Wróbla (1978), Dyjora (1978), Hellwiga i Schuberta (1979), Skompskiego (1981, 1976, 1980), Kasprzaka (1989), Kozarskiego (1991), Kasprzaka i Kozarskiego (1992), Urbańskiego

(2002, 2005). Szczegółowe badania kenozoiku w rejonie Wzniesień Żarskich prowadzili Milewicz i Wroński (1975). Budową geologiczną pradoliny warszawsko-berlińskiej zajmowali się Stanisławczyk (1975) i Nowaczyk (1991). Utwory czwartorzędowe południowej części badanego obszaru opracowali m.in.: Milewicz i Wroński (1975), Brodzikowski (1975), Urbański (1999), Markiewicz (1999).

Z prac dotyczących deformacji glaciektonicznych należy wymienić opracowania: Wolfa (1927), Friessa (1933), Herbsta (1953), Ciuka (1955, 1985), Viete (1964), Dyjora i Chlebowskiego (1973), Dyjora (1978); Kraińskiego (1989), Hanemanna (1995), Urbańskiego (1998, 2002, 2005), Winnickiego (2004). Dużą rolę w rozpoznaniu budowy geologicznej łuku Mużakowa odegrały badania Kupetza (1996, 1997, 2001, 2003).

GEOMORFOLOGIA

Obszar arkusza Gubin charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą powierzchni terenu. W południowej części znajdują się równiny położone na wysokości od 140 do 165 m n.p.m. Występuje tu stożek rzeczny Pransy Łużyckiej, który zazębia się z utworami pradoliny wrocławsko-magdenburgskiej (Przybylski, Koźma, 1995; Urbański, 1999). W dolinie Nysy Łużyckiej w rejonie Przewozu wyróżnić można najwyższe tarasy nadzalewowe o wysokości 12,0–13,5 m n.p. rzeki, które można wiązać ze zlodowaceniem Wisły. Niżej występują tarasy nadzalewowe o wysokości 4,0–8,0 m n.p. rzeki, które są ograniczone wyraźnymi zakolami meandrowymi. W tej części doliny wyróżniono dwa tarasy zalewowe, które znajdują się na wysokości 0,5–4,0 i 1,5–6,0 m n.p. rzeki (Przybylski, Koźma, 1995).

W środkowej części badanego obszaru wyraźnie są widoczne w morfologii terenu glaciektoniczne megastruktury wchodzące w skład wału śląskiego (*sensu* Ciuk, 1955) – Wzniesienia Żarskie oraz Wał Mużakowski (termin używany jako jednostka fizycznogeograficzna). Łuk Mużakowa (termin używany w literaturze naukowej dotyczącej glaciektoniki – Ciuk, 1955) jest dobrze zaznaczającym się w morfologii terenu łukiem moreny czołowej, rozcięty doliną Nysy Łużyckiej. Nie jest to forma szczególnie wysoka, ale dobrze zachowany jej kształt jest modelowym przykładem łuku moreny spiętrzonej. Maksymalna bezwzględna jej wysokość dochodzi do 178,8 m n.p.m., na północny wschód od Żarek Wielkich i 182,8 m n.p.m. na północ od Nowych Czapli.

Rzeźba terenu w obrębie łuku Mużakowa jest bardzo urozmaicona. Najbardziej widoczną cechą reliefu są tu równoległe do siebie ułożone obniżenia i grzbiety. Wąskie na 10–200 m dolinki o różnej głębokości (2–20 m) najczęściej występują równoległe względem siebie. Rozdzielone są one wąskimi grzbiętami, które często spełniają rolę lokalnych działów wodnych. Kierunek tych form jest zgodny z przebiegiem całej struktury. W polskiej części łuku Mużakowa wymienione wyżej formy rozciągają się w kierunku SW–NE w rejonie Łęknicy, aby w rejonie Tuplic, zmienić swoją orientację na południkową.

W obrębie łuku Mużakowa występują młode, dobrze zaznaczające się w rzeźbie terenu drobniejsze formy morfologiczne tzw. gizery. Są to wąskie, kilku-, kilkunastometrowej szerokości zagłębienia o długości kilkuset metrów. Powstały one w wyniku powolnego utleniania się odsłaniającego się na powierzchni terenu pokładu węgla brunatnego. Warunkiem zachodzenia tego procesu jest niski poziom wód gruntowych. W jego efekcie doszło do powstania form podkreślających przebieg wychodni pokładu głównego węgla brunatnego.

Maksymalne wzniesienia w obrębie łuku Mużakowa zbudowane są z piaszczysto-żwirowych osadów lodowcowych, serii piaszczysto-żwirowych formacji gozdnickiej oraz piasków formacji ścinawskiej, które wchodzi w skład struktur glaciektonicznych i ich przebieg dopasowany jest do kierunku rozciągnięcia zaburzonych pokładów węgla brunatnego. Wzniesienia i obniżenia rozciągające się generalnie w kierunku przebiegu całego łuku Mużakowa odzwierciedlają jego budowę wewnętrzną.

Drugim typem form rzeźby terenu są wzniesienia rozciągające się niezgodnie z przebiegiem struktur glaciektonicznych. Są to wzniesienia w formie łuków biegnącym od kierunku południkowego i zmieniając go na wschodni. Są to formy akumulacyjne, które wyznaczają etapy wycofywania się lądolodu w młodszym zlodowaceniu, w czasie gdy moreny spiętrzone łuku Mużakowa były już ukształtowane. Zostały one nałożone na formy starsze, co bardzo dobrze jest widoczne na modelu rzeźby omawianego terenu.

Na zapleczu łuku Mużakowa, w Kotlinie Zasięckiej, teren opada do wysokości 95 m n.p.m. Jest to obszar równinny z licznymi drobnymi ciekami i stawami. Większą część kotliny zajmuje rozległy stożek napływowy Nysy Łużyckiej z licznymi wydmami i polami piasków eolicznych. Wysokość wydm na tym obszarze na ogół nie przekracza 10 m.

Między łukiem Mużakowa a Wzniesieniami Żarskimi występują równiny sandrowe związane z deglacją lądolodu zlodowacenia Warty. Na tym obszarze teren opada w kierunku południowym na wysokość od 140 do 155 m n.p.m. Na południu Wału Mużakowskiego w obrębie stożków sandrowych teren obniża się do wysokości od 125 do 140 m n.p.m. na odcinku kilkunastu kilometrów. Dalej w kierunku południowym stożki sandrowe zazębiają się już z osadami pradolinowymi. Na poziomie tarasów pradoliny wrocławsko-magdenburskiej występują wydmy i ostańce erozyjne.

Wzniesienia Żarskie to na ogół płaska wysoczyzna łagodnie opadająca w kierunku pradoliny głogowsko-baruckiej. W rejonie Lubka dochodzi do znacznego zróżnicowania w obrazie geomorfologicznym terenu. Występuje tu szereg łukowato wygiętych wzgórz zwanych ostańcami lubsko-bobrowickimi (Bartkowski, 1961), które oddzielone są rozciągającymi się w tych samych kierunkach obniżeniami. W rejonie Dąbrowy Łużyckiej wzgórze osiąga wysokość względną do 40 m (100 m n.p.m.). Innymi formami morfologicznymi są południkowe, wachlarzowato rozchodzące się doliny erozyjne na przedpolu rozciągniętego w kierunku NWW–EES wału morenowego w północnej części Wzniesień Gubińskich. W północnej części terenu występuje fragment tarasów nadzalewowych pradoliny warszawsko-berlińskiej.

Z form o genezie antropogenicznej należy wymienić liczne żwirownie i gliniarki. Największe wyrobisko znajduje się na poziomie sandrowym w rejonie miejscowości Przewoźnik. Inne występują w północnym obrzeżeniu łuku Mużakowa. Hałdy i wyrobiska kopalniane, które powstały po eksploatacji węgla brunatnego, zajmują znaczne fragmenty łuku Mużakowa. Hałdy zrekułtywowane i częściowo pokryte roślinnością są charakterystycznymi dla tego obszaru formami krajobrazu. W ich sąsiedztwie znajdują się nieczynne, przeważnie zalane wodą i zasypane, wyrobiska kopalniane.

STRATYGRAFIA

Wgłębną budowa geologiczna została rozpoznana wieloma otworami wiertniczymi, które osiągnęły podłoże podkenozoiczne (171 otworów). Najgłębszym wykonanym na obszarze arkusza otworem wiertniczym jest otwór Brzozów 1 (otw. 24, o głębokości 3000,4 m), który nawiercił utwory karbonu. Poza nim, osady karbonu zostały nawiercone w otworze Gubin 1 (otw. 8, głęb. 2104,5 m), Nowa Rola P-9 (otw. 36, głęb. 1466,0 m), Przewóz 1 (otw. 55, głęb. 2245,0 m).

DEWON–KARBON – D–C

Fyllity, łupki ilaste, piaskowce i kwarcyty ($_{\text{lit}}$ D–C) nawiercono w otworach: Brzozów 1 (otw. 24) i Przewóz 1 (otw. 55) na głębokościach odpowiednio 2095 i 2044 m (Milewicz, 1992), ale nie osiągnięto ich spągu. Miąższość przekracza 900 m.

KARBON – C

Karbon górny – C₂

Zlepieńce, piaskowce, mułowce, iłowce, ryolity, trachybazalty i granity ($_{\text{zpc}}$ C₂). Granity barwy różowej nawiercono na głębokości 1466 m w Przyborowicach (otw. 14), natomiast w otworze Brzozów 1 (otw. 24) nawiercono na głębokości 2095 m skały osadowe. W rejonie Nowej Roli na głębokości 1444,8–1466,0 stwierdzono czerwono-brunatne piaskowce, zlepieńce i iłowce, a poniżej brunatne ryolity i trachybazalty. Miąższość utworów karbonu górnego wynosi około 17 m.

PERM – P

Osady permu (d. czerwonego spągowca i cechsztynu) występują w podłożu depresji północnosudeckiej, bloku przedsudeckiego, jak i monokliny przedsudeckiej. Nawiercono je w wielu otworach badawczo-poszukiwawczych. Osady permu stopniowo zapadają ku północy.

Perm dolny–środkowy – P₁₋₂

Utwory permu dolnego (d. czerwonego spągowca) i środkowego reprezentują piaskowce, zlepieńce, iłowce, mułowce, diabazy, dacyty, ryolity, brekcje wulkaniczne i tufy (_{pczc}P₁₋₂). W części niższej kompleksu przeważają mułowce i piaskowce drobnoziarniste, w górnej dominują zlepieńce i piaskowce. Skały wulkaniczne występujące w dolnej części profilu tworzą pokrywy lawowo-tufowe (Milewicz, 1992). Stwierdzona całkowita miąższość utworów waha się od 52,5 do 500,0 m.

Perm górny – P₃

Osady permu górnego (d. cechsztynu) wykształcone są w postaci czterech cyklotemów wydzielonych na Nizu Polskim: werra, stassfurt, leine i aller. W ich obrębie występują dolomity, wapienie, mułowce, iłowce, anhydryty, sole kamienne i potasowe (_{dow}P₃). Miąższości soli kamiennych dochodzi do 389,0 m (otw. 21 – Nowa Wioska 1), natomiast miąższość całej serii wynosi od 100,0 do 717,0 m i wzrasta ku północy.

TRIAS – T

Trias dolny – T₁

Wapienie, margle, dolomity, piaskowce, mułowce, iłowce i anhydryty (_{wme}T₁). W dolnej części profilu występują czerwono-brunatne piaskowce, mułowce i iłowce facji lądowej, a w części górnej wapienie, margle, dolomity i anhydryty. Miąższość utworów triasu dolnego osiąga 933,0 m. Utwory te zalegają zgodnie na utworach permu górnego.

Trias środkowy – T₂

Osady triasu środkowego (d. wapienia muszlowego) reprezentowane są przez szare i szaro-beżowe wapienie, dolomity, margle, mułowce, iłowce, anhydryty i gipsy (_{wdo}T₂). Łączna stwierdzona miąższość osadów triasu środkowego wynosi 114–278 m.

Trias górny – T₃

Utwory triasu górnego (d. kajpru) są reprezentowane przez piaskowce, mułowce, iłowce, margle, anhydryty i gipsy (_{pcmc}T₃) i mają zróżnicowaną miąższość od 7,5 do 310,0 m (Milewicz, 1992 – otw. 55 – Przewóz 1). Wykazują one wyraźną dwudzielność. Część dolną tworzą mułowce, iłowce pstre, szare piaskowce ze detrytusem roślinnym zakończone iłowcami ciemnoszarymi z wkładkami anhydrytów. Górną część stanowią gipsy oraz piaskowiec trzciniowy (szare piaskowce i mułowce ze szczątkami kopalnych roślin).

KREDA – K

Kreda górna – K₂

Margle, wapienie, piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce ($_{mew}K_2$). Utwory kredy górnej występują w południowej (synklinorium północnosudeckie) i zachodniej (basen wschodnio-brandenburski) części obszaru. Ich całkowita miąższość waha się od 366 do 1200 m.

W dolnej części profilu (cenoman) zbudowane są z drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych i zlepieńców drobnokruchowych, kwarcowo-glaukonitowych z otoczkami wapieni i dolomitów, w części górnej z wapieni marglistych (miejscami dolomitycznych) i margli ilastych. Ich miąższość na obszarze arkusza wynosi od 10–60 m. Wyżej leżące utwory turonu to w części dolnej wapienie margliste, niekiedy dolomityczne i margle, a w wyższej części profilu margle ilaste. W utworach tych występuje obficie fauna – małże i ślimaki, rzadziej głowonogi. Miąższość osadów turonu wynosi 145–400 m. Koniak reprezentują margle ilaste o miąższości 50–470 m oraz piaskowce kwarcowe (rozpoznane w południowej części obszaru arkusza). Osady santonu wykształcone są jako mułowce margliste i ciemnoszare iłowce na południu, a w obrębie basenu wschodniobrandenburskiego (w zachodniej części) margle ilaste i mułowcowe. Miąższość serii santonńskiej wynosi 35–270 m.

PALEOGEN – Pg

Eocen – E

Eocen górny – E₃

Piaski i piaskowce – formacja jermanowska ($_{ppc}E_3$). Do najstarszych utworów paleogeńskich na omawianym obszarze należą piaskowce wapniste i piaski kwarcowo-glaukonitowe z otwornicami, występujące na północ od Lubka (Odrzywolska-Bieńkova, 1990). Utwory tej formacji można korelować z formacją pomorską.

Oligocen – Ol

Oligocen dolny – Ol₁

Mułki – formacja czempińska ($_mOl_1$). Najstarszym ogniwem oligocenu na obszarze arkusza jest pakiet ciemnoszarych mułków, występujący tylko lokalnie, którego miąższość osiąga 30 m. Tworzyły się w płytkim zbiorniku morskim. Cały obszar depresji północnoniemiecko-polskiej ulegał subsydencji, co umożliwiło transgresję morską w rupelu (Ludwig, Schwab, 1995).

Oligocen górny – Ol₂

Piaski i mułki – formacja leszczyńska ($_{pm}Ol_2$). Najczęściej profil paleogenu rozpoczynają drobnoziarniste piaski kwarcowe barwy jasnoszarej i mułki ze znaczną domieszką muskowitu; w dolnej części profilu występują pojedyncze ziarna glaukonitu. Miąższość tych osadów osiąga 70 m. Leżą one niezgodnie na podłożu mezozoicznym (lokalnie na utworach formacji czempińskiej). Formacji leszczyńskiej na Łużycach odpowiada dwudzielna formacja z Cottbus (Cottbuser Folge), w której obrębie wyróżnia się część dolną (piaski glaukonitowe) i górną (piaski łuszczkowe) (Piwocki i in., 1999). Utwory te powstały w środowisku brackim i płytkomorskim (Standke, 1996).

NEOGEN – Ng

Miocen – M

Utwory miocenu występują na całym obszarze arkusza. Ich miąższość waha się od 100 do 150 m, a w spiętrzeniach glacitektonicznych wynosi nawet 200–230 m.

Miocen dolny – M₁

Piaski, mułki, mułowce, żwiry, iłowce i węgiel brunatny – formacja rawicka ($_{pm}M_1$). Najstarszą jednostką w profilu miocenu jest dwudzielna formacja rawicka, w której obrębie wyróżnia się ogniwo dąbrowskie i ogniwo żarskie, a która dalej ku północy przechodzi w formację gorzowską. Na Łużycach formacji rawickiej odpowiada trójdzielna formacja ze Spremberg. Utwory formacji rawickiej powstały przeważnie w środowisku lądowym jako osady fluwialne i limnofluwialne, choć obecność glaukonitu i fitoplanktonu morskiego (Dinoflagellata z rodziny Hystrichosphaeridae), które stwierdzono w zachodniej części obszaru występowania tej formacji, w rejonie Kostrzyna, Cybinki i Słubic, świadczą o okresowych wpływach morskich na północ od omawianego obszaru (Kasiński, 2005).

Ogniwo dąbrowskie jest wykształcone w dolnej części w postaci średnioziarnistych piasków kwarcowych, lokalnie przeławiconych warstwą szarobrunatnych mułków, w spągu przechodzących w cienki pokład węgla brunatnego, który miejscami rozpada się na dwie ławy. W wyższej części ogniwa wśród piasków i mułków spotykane są sporadycznie kolejne jedna lub dwie ławy węgla brunatnego. Węgiel brunatny występujący w obrębie ogniwa dąbrowskiego reprezentuje IV pokład dąbrowski. Sumaryczna jego miąższość wynosi średnio 5,3 m, maksymalnie może osiągać 15,0 m.

Ogniwo żarskie jest reprezentowane przez jasnoszare i białe piaski, mułki i mułowce z wkładkami żwirów. W profilu tego ogniwa występują dwa wyraźne poziomy piasków średnioziarnistych, przedzielonych serią białych/jasnoszarych mułowców, mułków i iłowców. W wyższej części spotyka się wkładki mułków węglistych i cienkie warstwy węgla brunatnego, zwykle zailonego. Strop ogniwa żarskiego ma charakter

erozyjny. Utwory formacji rawickiej pod względem składu minerałów ciężkich, złożone są głównie z andaluzytu z niewielką domieszką epidotu, turmalinów i granatów.

Miocen dolny–środkowy – M_{1-2}

Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny – formacje: adamowska, pawłowska i ścinawska ($_{pm}M_{1-2}$) zostały wydzielone zbiorczo na obszarach, gdzie ze względu na brak szczegółowych danych nie można ich rozdzielić (mapa, wydanie B).

Mułki, piaski, iły i węgiel brunatny – formacja ścinawska ($_{mp}M_{1-2}$). Powyżej osadów formacji rawickiej leżą utwory formacji ścinawskiej, której na Łużycach odpowiada formacja z Brieske (Kasiński, 2005). W spągu formacji ścinawskiej lokalnie występuje III ścinawski pokład węgla brunatnego, a w stropie II łuzycy pokład węgla brunatnego. Poniżej spągowej powierzchni II pokładu łuzycy w wielu profilach stwierdzono występowanie kolejnego pokładu węgla brunatnego, zwanego dolnym pokładem towarzyszącym.

W dolnej części profilu formacji ścinawskiej występuje lokalnie poziom piasków średnio- i gruboziarnistych z drobnymi żwirikami kwarcowymi, zdeponowanymi na powierzchni erozyjnej. Wyżej leży gruby kompleks drobnoziarnistych piasków mułkowatych, mułków piaszczystych i mułków barwy szarobrunatnej o charakterystycznej laminacji horyzontalnej i obfitą domieszką muskowitu. Miąższość tego kompleksu waha się od 30 do 40 m. W osadach tych stwierdzono wiele struktur sedymentacyjnych, obserwowanych w przeszłości w licznych odkrywkowych wyrobiskach górniczych na obszarze łuku Mużakowa oraz liczne ślady działalności życiowej fauny dennej: w okolicach Łęknicy są to zespoły ichnofauny brakiczno-morskiej (Osijuk, 1970). W mułkach węglistych II łuzycy pokładu węgla brunatnego w okolicy Gubina i Łęknicy stwierdzono występowanie nielicznych ziaren glaukonitu i obecność skamieniałości śladowych należących zapewne do *Ophiomorpha nodosa* Lundgren (Piwocki i in., 2004).

III ścinawski pokład węgla brunatnego w dolnej części formacji ścinawskiej jest wykształcony w postaci serii cienkich soczewek o miąższości rzadko przekraczającej 3 m. Leżący w stropie formacji II pokład łuzycy o miąższości od 8 do 15 m (średnio około 10 m) rozciąga się na całym omawianym obszarze, a w jego części południowo-wschodniej dzieli się na dwie ławy. Węgiel brunatny II pokładu łuzycy był w przeszłości na obszarze łuku Mużakowa przedmiotem intensywnej eksploatacji w licznych kopalniach podziemnych i odkrywkowych.

W części zachodniej, w rejonie Gubina, utwory piaszczyste formacji ścinawskiej składają się z andaluzytu (do 25,0%), granatów (23,0%), turmalinów (1,5–22,0%) i dystenu (1,3–17,0%), a w części środkowej zawierają więcej epidotu (13,0–22,0%) i piroksenów (12,0–15,0%), mniej dystenu (do 6,0%) i turmalinów (do 3,0%) (Dobosz i in., 1986).

Miocen środkowy – M₂

Mułki, piaski, iły i węgiel brunatny – formacje: adamowska i pawłowicka (_{mp}M₂). Ponad formacją ścinawską zalegają utwory formacji pawłowickiej i adamowskiej. Formacje te na badanym obszarze zazębiają się wzajemnie i nie udało się ich na podstawie dostępnych danych geologicznych rozdzielić. Na omawianym obszarze osady te występują powszechnie i zostały udokumentowane palinostratygraficznie w odsłonięciach w rejonie Łęknicy, Nowych Czapli i Tuplic. Są one dwudzielne i ich miąższość wynosi około 40 m. W części dolnej profilu ponad II łużyckim pokładem węgla brunatnego występują czarnobrunatne mułki i iły węgliste, często laminowane horyzontalnie, a na nich – kwarcowo-muskowitowe piaski drobnoziarniste, mułkowate, z licznymi skamieniałościami śladowymi. W osadach stwierdzono struktury sedymentacyjne (riplemarki oscylacyjne) wskazujące na okresowe wpływy morskie. Niższą część profilu kończy IIA lubiński pokład węgla brunatnego, rozdzielony na dwie ławy o średniej miąższości około 1 m (maksymalnie do 4 m) każda. Część górna profilu formacji jest wykształcona w postaci drobnoziarnistych piasków kwarcowych, mułkowatych, przechodzących ku górze w mułki piaszczyste, zawierające pojedyncze ziarna glaukonitu, igły gąbek, ułamki skorup mięczaków i zniszczone otwornice (Dyjor, Chlebowski, 1973). W kompleksie mułkowym występują wkładki mułków ilastych, miejscami zawęglonych.

Skład mineralny tej serii w części południowej obszaru charakteryzuje się dużym udziałem minerałów blaszkowych (chloryty, biotyt). Nie stwierdzono w nich obecności węgla wapnia. Obserwuje się tu dużą zmienność składu mineralnego. W niektórych otworach dominuje zespół andaluzyt–epidot–granaty, w innych przeważają granaty i turmaliny, a niekiedy obserwowano większą ilość sylimanitu i dystenu (Bartczak, 2001b).

Miocen–pliocen – M–Pl

Miocen dolny–pliocen – M₁–Pl

Mułki, piaski, iły i węgiel brunatny – formacje: poznańska, adamowska, pawłowicka i ścinawska (_{mp}M₁–Pl). W związku z tym, że na niektórych obszarach nie można tych utworów rozdzielić litostratygraficznie ze względu na mało dokładne opisy litologiczne w otworach wiertniczych, na mapie B zastosowano wydzielenia zbiorcze.

Miocen środkowy–pliocen – M₂–Pl

Mułki i iły – formacja poznańska (_{mi}M₂–Pl) powstały w warunkach rzeczno-jeziornych i są zachowane tylko fragmentarycznie (Dyjor, Chlebowski, 1973).

W profilach otworów wiertniczych oraz istniejących wyrobiskach, zaznacza się trójdzielność serii poznańskiej Dyjor (1968). W spągu występują szarobrunatne iły, lokalnie zawierają soczewki piasków i węglistych mułków. Jest to tzw. poziom ilów szarych, który zdaniem Dyjora i Sadowskiej (1986) powstawał jeszcze

w okresie miocenu środkowego. Powyżej zalegają zielone i niebieskie ropy, tworzące tzw. poziom ropy zielonych. Obserwuje się je w wyrobiskach w rejonie Lubska i Drzeniowa. W osadach tych stwierdzono występowanie glaukonitu oraz mikrofauny morskiej (Dyjor, Chlebowski, 1973). Najwyższa część serii poznańskiej na omawianym obszarze tworzy tzw. poziom ropy płomienistych. Są to szare i zielone ropy z czerwonymi, wiśniowymi żółto-brunatnymi plamami. Odslaniają się one w obrębie łuku Mużakowa i na jego przedpolu w rejonie Dąbrowy Łużyckiej oraz w rejonie Lubska. Utwory te do lat 80. XX w. eksploatowane były w rejonie Lubska, Drzeniowa oraz w obrębie łuku Mużakowa. Stanowiły one podstawową bazę surowcową dla przemysłu ceramicznego na tym terenie. Miąższość serii poznańskiej na obszarze arkusza wynosi przeciętnie 20–30 m, maksymalnie zaś dochodzi do 40 m w rejonie Lubska.

Pliocen – Pl

Żwiry, piaski i gliny kaolinowe – formacja gozdnicka (_{zp}Pl). Osady formacji gozdnickiej na badanym obszarze są zaliczane do pliocenu. Utwory tej formacji zachowane w formie izolowanych płytów są wykształcone w postaci białych żwirów kwarcowych, glin kaolinowych z wkładkami piasków kwarcowych, miejscami scementowanych spoiwem krzemionkowo-ilastym (Dyjor, Chlebowski, 1973). Są to osady rzeki anastomozującej, płynącej generalnie w kierunku SE–NW, słabo obtoczone i źle wysortowane. Przeważa w nich warstwowanie przekątne rynnowe w małej skali. Duże rozprzestrzenienie wychodni tych utworów występuje w rejonie Lubska, na północnym obrzeżeniu Wzniesień Żarskich. W tym rejonie wydzielono dwa ogniwa charakteryzujące się odmiennym składem mineralnym: dolne ogniwo andaluzytowo-amfibolowe i górne andaluzytowo-staurolitowe. Z innych minerałów w mniejszej ilości występują: granaty, cyrkon, tytanit. Natomiast w obu ogniwach najwięcej jest amfiboli (Dobosz i in., 1986).

Czerwotka i Krzyszkowski (2001) wydzielili te utwory jako najwyższe ogniwo IV grupy żiębickiej. Pod względem petrograficznym określono je jako żwiry i piaski kwarcowe (kwarc i lidyty stanowią do 90% całej frakcji żwirowej) z małą domieszką skaleni i agregatów kwarcowo-skaleniowych oraz łupków metamorficznych. Maksymalna miąższość utworów formacji gozdnickiej dochodzi do 40 m (Dyjor, Wróbel, 1978).

CZwartorzęd – Q

Osady czwartorzędowe pokrywają niemal całą powierzchnię obszaru arkusza Gubin.

Plejstocen – Pt

Utwory neogenu osłaniają się na powierzchni terenu głównie na obszarach zaburzonych glacitektonicznie. Zastosowano wydzielenie zbiorcze: piaski, mułki, ropy i węgiel brunatny neogenu jako kry w utworach plejstoceńskich i w odkłucjach glacitektonicznych (_{Ng}Pt).

Plejstocen środkowy – Pt₂
Kompleks południowopolski – Pd
Zlodowacenie Nidy i Sanu 1 – N + S1

Na badanym obszarze występują gliny zwałowe (${}_{gzw}^gN + S1$), które można wiązać ze zlodowaceniem Nidy oraz Sanu 1. Na podstawie współczynników petrograficznych wyróżniono różne typy litopetrograficzne, które związane są z poziomami glin zwałowych, a także zmianami właściwości petrograficznych w obrębie tego samego okresu glacialnego. Z uwagi na brak możliwości rozdzielenia glin zwałowych obu zlodowaceń są przedstawione łącznie.

Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy można korelować z glinami typu Grońsko i Pietrzykowice (Czerwonka, Krzyszkowski, 1992, 1994; Urbański, 2007). Charakteryzują się one przewagą skał krystalicznych nad wapieniami paleozoicznymi, małą zawartością dolomitów, dużym udziałem skał lokalnych we frakcji żwirowej 5–10 mm. Wartości współczynników petrograficznych wynoszą: K/W — 2,1–2,4; O/K — 0,5–0,7; A/B — 0,4–0,5. Gliny te zawierają niewiele dolomitów (do 1,5%). Współczynnik Dp/Wp osiąga wartość do 0,02. Stwierdzono w nich dużą ilość skał lokalnych – od 35,0 do 43,0%, wśród których dominują głównie ziarna węgla brunatnego (1,5–23,8%). Zawartość CaCO₃ jest mała i waha się od 4 do 8% (Urbański, 2007). Obserwuje się również zmienną zawartość kwarcu (1,9–22,4%). W mniejszych ilościach występują krzemienie (do 9,6%) i piaskowce (do 6,8%) (Urbański, 2007). Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy są ciemnoszare i ciemnobrązowe. Mają duży udział frakcji żwirowej. Zawierają znaczną ilość okruchów ksyliitów. Zalegają najczęściej na podłożu neogeńskim lub w dnie głębokich form erozyjnych: rynien lodowcowych i dolin kopalnych. Ich miąższość dochodzi do 20 m (rejon Gubina), na ogół do 5 m, co spowodowane jest erozją podczas kolejnych nasunięć lądolodów.

Drugim typem litopetrograficznym glin zwałowych są gliny typu Krzesinki (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994), które należą do zlodowacenia Sanu 1. Są barwy szarej, szarobrązowej, brunatnej. Charakteryzują się wyrównaną zawartością skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych w składzie petrograficznym frakcji żwirowej. Współczynniki petrograficzne są następujące: K/W — 0,8–1,2; O/K — 0,9–1,3; A/B — 0,7–1,0 (Urbański, 2007). W stosunku do glin zwałowych z okresu zlodowacenia Nidy, charakteryzują się podwyższoną zawartością dolomitów (0,3–4,1%). Współczynnik Dp/Wp wynosi 0,01–0,15. Zawartość CaCO₃ dochodzi do 13% (Urbański, 2007). Udział składników lokalnych jest duży (30–40%). Wśród nich dominują: kwarc i krzemienie. Miąższość glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1 wynosi około 10 m.

Zlodowacenie Sanu 1 – S1

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (${}_{pż}^fS1$) przewiercono w partiach synklinalnych struktur glacitektonicznych, gdzie osiągają miąższość kilkunastu metrów. Stwierdzono je w północnej części

badanego obszaru, w obniżeniach pod glinami zwałowymi i osadami jeziorno-lodowcowymi z okresu zlodowacenia Sanu 2, najczęściej na podłożu neogeńskim. Są to szare, szarozółte piaski średnioziarniste z domieszką żwirów. Ich miąższość dochodzi do 20 m.

Piaski i mułki jeziorno-lodowcowe ($_{pm}^{jg}S1$) występują pod glinami zwałowymi z okresu zlodowacenia Sanu 2 i często leżą na podłożu neogeńskim. Są to mułki laminowane, jasnoszare, brunatne pyłowe i piaszczyste. W ich obrębie występują przewarstwienia laminowanych piasków drobnoziarnistych i ilastych. Stwierdzano je tylko w otworach wiertniczych (otw. 15). Ich miąższość lokalnie dochodzi do 50 m (Bartczak, Ganczarz, 2001).

Zlodowacenie Sanu 2 – S2

Piaski, żwiry, mułki i gliny zwałowe rynien lodowcowych ($_{pz}^{rs}S2$). Najgłębszą rynię lodowcową stwierdzono na północ od Ciekлина, która kontynuuje się w kierunku NE–SE, po czym zmienia swą orientację na SSW (rejon Gubina) łącząc się z systemem rynien wschodniej Brandenburgii, biegnących w kierunku Cottbus (Stackebrandt, 2001).

Kolejne rynny rozciągają się między Gubinem w kierunku SSE do Grodziszczka i przecinają wał brodzki w kierunku południkowym. Głębokość rynien przekracza na omawianym obszarze 100 m. Cechą charakterystyczną tych form jest duże zróżnicowanie ich głębokości w profilu podłużnym oraz zmienność lateralna osadów wypełniających. Rynny lodowcowe wypełnione są głównie piaskami drobnoziarnistymi, mułkami oraz piaskami różnoziarnistymi ze żwirami. Niekiedy występują również przewarstwienia glin sływowych o miąższości kilku metrów. W obrębie rynien lodowcowych obserwowano także allochtoniczne pakiety osadów neogenu jako porwaki i obrywy z ich krawędzi. Ich powstanie wiąże się z okresem zlodowacenia Sanu 2.

Gliny zwałowe ($_{gzw}^{g}S2$) charakteryzują się niewielką przewagą wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi. Współczynniki petrograficzne są następujące: K/W — 0,74–0,98; O/K — 1,09–1,47; A/B — 1,04–1,36 (Urbański, 2007). Zawartość dolomitów jest podwyższona w stosunku do innych typów glin zwałowych wydzielanych na badanym obszarze. Gliny zwałowe w rejonie Gubina zawierają dużo $CaCO_3$ – do 16%. Udział skał lokalnych wynosi od 12,0 do 37,7%. Ze skał lokalnych we frakcji żwirowej stwierdzono: kwarc (5,7–22,1%), krzemienie (0,7–7,9%), wapień mezozoiczny (do 8,8%), piaskowce i kwarcyty (1,3–8,7%). Występuje też zmienna zawartość okruchów węgla brunatnego (do 16,3%) (Urbański, 2007).

Piaski, żwiry, gliny zwałowe i mułki moren spiętrzonych ($_{pz}^{gw}S2$) stwierdzono w obrębie glacitektonicznej struktury łuku Mużakowa i Wzgórz Żarskich. Między zdeformowanymi glacitektonicznie utworami plejstocenu należącemu do kompleksu południowopolskiego odsłaniają się seryjnie występujące pokłady węgla brunatnego, pakiety formacji ścinawskiej, adamowskiej i poznańskiej, które stanowią łuski i kry glacitektoniczne w obrębie tej struktury. Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe wraz z glinami

zwałowymi występujące w obrębie moren spiętrzonych są silnie zaburzone glacitektonicznie. Określenie ich wzajemnej pozycji litostratygraficznej jest tu praktycznie niemożliwe. Gliny zwałowe są ciemnoszare, czarne, zwięzłe. Zawierają znaczne ilości okruchów węgla brunatnego. Ich miąższość jest niewielka, przeciętnie 1,0–3,0 m, maksymalnie 16,7 m. Między nimi występują szarozółte piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe oraz laminowane mułki jeziorno-lodowcowe. Miąższość tych utworów dochodzi do 140 m.

Nad glinami zwałowymi zakwalifikowanymi do zlodowacenia Sanu 2 leży seria żwirów i piasków rzeczno-lodowcowych (${}_{zp}^{fg}S2$) o miąższości dochodzącej do 20 m. Są to szare żwiry z domieszką piasków różnoziarnistych.

Kompleks środkowopolski – Ś

Interglacjał mazowiecki – Ma

Piaski i żwiry rzeczne (${}_{pz}^fMa$). Dobrze udokumentowane stanowiska interglacjału mazowieckiego znajdują się na północ od badanego obszaru w Boczowie i Gajcu. Można je wiązać ze stanowiskami interglacjału holsztyńskiego we wschodniej Brandenburgii na podstawie podobieństwa fauny oraz zespołów roślinnych (Skompski, 1981; Winter, Urbański, 2007).

W rejonie Gubina opisywano otwory wiertnicze zawierające malakofaunę (Chmal, 2001a). Niestety nie wykonano w tym rejonie badań stratygraficznych. Podobna pozycja geologiczna tych utworów może wskazywać jednak na to, że jest to kontynuacja utworów holsztyńskich na obszar zachodniej Polski.

Utworami, które można wiązać z interglacjałem mazowieckim są piaski i żwiry rzeczne z Horlitz-Berg niedaleko Reuthen występujące w zachodniej części łuku Mużakowa (Kupetz, 1997). Utwory te zaliczono do serii Tranitzer Fluviatil, którą koreluje się z kompleksem holsztyńskim (*sensu* Lippstreu, 1999). Seria ta tworzyła się w okresie poprzedzającym transgresję lądolodu zlodowaceń środkowopolskich. Odpowiednikiem tej serii są odsłaniające się na obszarze przedpola Sudetów pokrywy stożków napływowych (Urbański, 1999). Na badanym obszarze piaski i żwiry rzeczne występują w postaci kopalnej (otw. 1, 3, 4) i osiągają miąższość 30 m.

Zlodowacenie Odry – Od

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (dolne) (${}_{pzl}^{fg}Od$) podścielają gliny zwałowe i osady jeziorno-lodowcowe zlodowacenia Odry. Są to piaski i żwiry kwarcowe kilkunastometrowej miąższości. Nad nimi leżą mułki, piaski i iły jeziorno-lodowcowe (${}_{mp}^{jg}Od$). Maksymalna ich miąższość dochodzi do 30 m w części północnej badanego obszaru, gdzie stwierdzono je w otworach: 40–42, 44 i 46. Na powierzchni terenu odsłaniają się natomiast w rejonie Boruszyna na obszarze Wzniesień Żarskich.

Gliny zwałowe (${}_{gzw}^g$ Od). Badania prowadzone po stronie polskiej wykazały istnienie jednego poziomu glacialnego, który można wiązać z okresem zlodowacenia Odry (Bartczak, 2001b; Bartczak, Garncarz, 2001b). Są one szare i szarobrazowe, piaszczyste i piaszczysto-pyłowate, miejscami żwirowato-piaszczyste. Miąższość ich waha się od 1 do 45 m. Występują w obrębie Wzniesień Żarskich, łuku Mużakowa i w rejonie Lubuska. W glinach zwałowych skały krystaliczne wyraźnie przeważają nad wapieniami paleozoicznymi. Współczynniki petrograficzne są następujące: K/W — 1,14–1,64, O/K — 0,47–1,01, A/B — 0,57–0,81 (Urbański, 2007). Udział dolomitów jest niewielki (do 1,6%), co objawia się niską wartością współczynnika Dp/Wp — 0,00–0,13. Zawartość CaCO₃ wynosi od 5,0 do 14,4%. Udział skał lokalnych jest zróżnicowany – 11,9–34,6%. Dominuje kwarc (2,1–29,3%), krzemienie (0,7–12,2%), piaskowce i kwarcyty (1,0–8,4%). Zawartość okruchów węgla brunatnego jest na ogół niewielka (do 5,0%) (Urbański, 2007).

Miąższość glin zwałowych w obniżeniach dochodzi do 32 m. Na obszarze łuku Mużakowa jest znacznie mniejsza, na ogół nie przekracza 5 m. W strefie tej leżą one na zaburzonym cokole złożonym głównie z osadów neogenu, starszych glin zwałowych oraz osadach rzeczno-lodowcowych. Gliny zwałowe leżą horyzontalnie, oddzielone są od serii zaburzonych wyraźną powierzchnią erozyjną z brukiem erozyjnym. Niewielkie pokrywy tych glin zwałowych występują również w obrębie moreny spiętrzonej strefy żarskiej.

Piaski i żwiry lodowcowe (${}_{pz}^g$ Od) tworzą niewielkie płyty na glinach zwałowych w obrębie Wzgórz Żarskich i łuku Mużakowa, gdzie osiągają miąższość do 5 m.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren spiętrzonych (${}_{pz}^{gw}$ Od). Pod spięzonymi utworami Wzgórz Gubińskich stwierdzono występowanie rynny lodowcowej z okresu zlodowacenia Sanu 1, co może wskazywać na młodszy wiek tej struktury niż strefy zaburzeń glacitektonicznych występujące na południu badanego obszaru. Moreny spięzzone w czasie zlodowacenia Odry tworzyły się na zapleczu starszych stref zaburzeń, gdy lądolód napotykał na swej drodze wzniesienia morfologiczne. Istnienie dwóch generacji stref zaburzeń potwierdzają badania prowadzone na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej i przyległego obszaru we wschodniej Brandenburgii (Hannemann, 1995; Urbański, 2005). W strukturach glacitektonicznych poza glinami zwałowymi występują pakiety piasków i żwirów rzeczno-lodowcowych oraz utwory neogenu w postaci kier glacitektonicznych. Miąższość utworów zaburzonych glacitektonicznie w rejonie Gubina dochodzi do 90 m.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren czołowych (${}_{pz}^{gc}$ Od). Na obszarze południowo-zachodniej Polski dobrze widoczne są linie moren czołowych, które wyznaczają kolejne etapy wycofywania się lądolodu kompleksu środkowopolskiego z obszaru jego maksymalnego zasięgu. Najlepiej widoczne są łuki morenowe na wysoczyznach, w obniżeniach morfologicznych. Formy te często uległy rozmyciu erozyjnemu. Powstało wówczas szereg form charakterystycznych dla strefy marginalnej: stożki sandrowe, kemy, wyloty

rynien lodowcowych. W tym czasie wody roztopowe płynęły na południe do pradoliny wrocławsko-magdeburgskiej.

Podobna sytuacja jest po stronie niemieckiej. Moreny na linii wzgórz Fläming i Fürstenwalde wyznaczają recesyjne etapy wycofywania się lądolodu w czasie zlodowacenia Saale. Linie moren czołowych, określaną przez geologów niemieckich jako Lausitz Kaltzeit (SIII) można wiązać z maksymalnym zasięgiem stadiału Warty w Polsce. Południowa krawędź moren tzw. Niederlausitzer Grenzwall aż do samego łuku Mużakowa byłaby granicą zasięgu stadiału Warty.

Na omawianym obszarze lądolód w czasie stadiału Warty oparł się o maksymalne kulminacje w obrębie łuku Mużakowa na linii Łęknica–Nowe Czaple–Niwica. Na południe od tych moren odbywała się akumulacja sandrowa. W kierunku wschodnim zasięg stadiału Warty wyznaczają moreny w rejonie Jędrzychowiczka i Boruszyna.

Poza moreną końcową stadiału Warty występuje szereg moren czołowych z różnych etapów recesyjnych. Układają się one w łukowato. Wyróżnić można zasadniczo trzy wyraźne ciągi moren recesyjnych na obszarze łuku Mużakowa: moreny na linii Bronowice–Nowe Czaple, Chwaliszów–Żarki Wielkie, które po stronie niemieckiej przechodzą w morenę czołową Järischke–Olszyna–Trzebiel.

Moreny czołowe zbudowane są na ogół z piasków bezstrukturalnych, często zaglinionych. Występują w ich obrębie przewarstwienia żwirów oraz nagromadzenia otoczków i głazików. Miąższość tych osadów jest zróżnicowana. Przeważnie waha się od 2 do 5 m. Wysokość względna moren osiąga wartość kilkunastu metrów.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (górne) ($_{pZ}^{fg}$ Od) pokrywają na znacznych obszarach osady lodowcowe i jeziorno-lodowcowe ze zlodowacenia Odry. Są to twory położone na zewnątrz strefy czołowomorenowej z okresu stadiału Warty. Odslaniają się na w obrębie Wzniesień Żarskich i na obrzeżeniu łuku Mużakowa. Pod względem litologicznym są to szare piaski zawierające domieszkę żwirów. Ich miąższość dochodzi do 30 m. W składzie minerałów ciężkich występują głównie; granaty, amfibole oraz biotyty.

Piaski i żwiry rzeczne (pradolinne) ($_{pZ}^f$ Od) stwierdzono w południowej części obszaru między Sobolicami a Przewoźnikami, gdzie tworzą tarasy o szerokości około 6 km. Są to głównie piaski drobnoziarniste z domieszką drobnookruchowych żwirów o miąższości do 20 m.

Piaski i żwiry stożków napływowych ($_{pZ}^s$ Od) związane są z Nysą Łużycką, która po przekroczeniu odcinka przelomowego na podniesionym bloku tektonicznym, zrzuciła niesiony materiał do spokojniej płynących wód pradoliny wrocławsko-magdeburgskiej, gdzie tworzyły się rozległe stożki napływowe (Urbański, 1999). Zazębienie się tych dwóch typów akumulacji potwierdzone zostało po drugiej stronie Nysy Łużyckiej przez Cepka (1965). Miąższość osadów osiąga 35 m.

Na badanym obszarze utwory te zostały wydzielone w oparciu o analizę geomorfologiczną, którą przeprowadzono bazując na modelu cyfrowym powierzchni terenu. Utwory te składają się głównie z kwarcu (66–77%), agregatów kwarcowo-skaleniowych (5–10%), granitoidów szarych, skaleni, skał krzemionkowych i piaskowców. Udział materiału skandynawskiego nie przekracza 1%.

Pleystocen górny – Pt₃

Kompleks północnopolski – Pn

Interglacjał eemski – Ee

Piaski rzeczne (f_pEe). Na badanym obszarze brak jest datowanych stratygraficznie osadów eemskich. Istnieją jednak przesłanki geologiczne do ich wydzielenia. W rejonie Suchodołu, nawiercono warstwę piasków o miąższości 16 m, zawierającą dużo szczątków zbutwiałego drewna. Biorąc pod uwagę pozycję geologiczną tych utworów – zaleganie pod osadami zlodowacenia Wisły oraz 25-metrową głębokość rozcięcia erozyjnego, w którym doszło do ich akumulacji, można uznać je za osady interglacjału eemskiego. We frakcji minerałów ciężkich dominują: granaty, andaluzyt i amfibole charakterystyczne dla osadów rzecznych.

W rejonie Wełmic nawiercono 11 m piasków ciemnoszarych z detrytusem roślinnym. Nadkład stanowią osady holocenijskie i rzeczno-lodowcowe z okresu zlodowacenia Wisły, natomiast w spągu występują gliny zwałowe szare, z warstwą bruku morenowego z okresu stadiału Warty. Kompleks piasków interglacjałnych wyróżnia się wśród innych osadów czwartorzędowych małą zawartością amfiboli (9,5–12,0%) i zwiększonym udziałem minerałów odpornych na wietrzenie: turmaliny, staurolit, granaty. Nadmiar składników odpornych jest wskaźnikiem wietrzenia chemicznego w warunkach stosunkowo ciepłego i wilgotnego klimatu, ponieważ w wyniku tego procesu doszło w znacznym stopniu do rozpadu i usunięcia z osadu minerałów nieodpornych.

W kilku otworach w rynnice Łowiguzza pod piaskami rzeczno-lodowcowymi z okresu zlodowacenia Wisły, na głębokości 4,7–6,0 m, nawiercono piaski różnoziarniste i mułki z sieczką roślinną i drobnymi kawałkami drewna.

Zlodowacenie Wisły – W

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (dolne) (${}^f_{pzi}W$) występują w północnej części badanego obszaru w rejonie wału brodzkiego, pod najmłodszymi glinami zwałowymi. Przeważnie są to piaski różnoziarniste z domieszką żwirów warstwowane równolegle i przekątnie. Miejscami występują przewarstwienia piasków pyłowatych z łyszczykami. Seria ta osiąga miąższość do 30 m.

Mułki, piaski i łył jeziorno-lodowcowe (${}^jg_{pm}W$) występują w północnej części badanego obszaru w obrębie Wzniesień Gubińskich, gdzie tworzą ciągły horyzont (między otworami 16–23, 25–26), osiągając miąższość do 50 m. Odslaniają się również w rejonie Węglin po północnej stronie wału brodzkiego.

Powstały w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły w związku ze spiętrzeniem wód roztopowych na jego przedpolu.

Gliny zwałowe (${}_{gzw}^gW$) odsłaniają się na północ od wału brodzkiego i Wzniesień Żarskich w strefach wysoczyzn morenowych. Ich miąższość waha się od 1 do 12 m. Są to mało zwięzłe gliny, silnie piaszczyste, barwy brązowej, w stropie zwietrzałe. W miejscach obniżen terenu występują poziomy bruku morenowego.

Piaski i żwiry lodowcowe (${}_{pz}^gW$) stwierdzono na wysoczyznach morenowych w północnej części badanego obszaru między Gubinem a Czeklinem. Są to piaski i żwiry bezstrukturalne, zaglinione, barwy rdzawobrazowej. Miąższość ich najczęściej nie przekracza 2 m. W lokalnych obniżeniach terenu może osiągać 6 m. Utwory te stanowią pokrywę ablacyjną zalegającą na glinach zwałowych. Niewykluczone jest również, że część z tych osadów mogła się tworzyć w warunkach rozmywania osadów glacialnych w strefie marginalnej lądolodu.

Piaski i żwiry moren czołowych (${}_{pz}^{gc}W$) występują w obrębie wału brodzkiego i Wzgórz Gubińskich, osiągając długość do 3,4 km i wysokość względną do 15 m. Wzgórze morenowe zbudowane są z piasków różnoziarnistych ze żwirami, pyłowatych, zaglinionych, rdzawożółtych i rdzawobrazowych. Występują w nich również przewarstwienia silnie piaszczystych glin zwałowych. Obecne są także gładziki. Strefy moren czołowych zostały utworzone przez różne loby lodowcowe funkcjonujące na tym obszarze w czasie recesji lądolodu Wisły w fazie leszczyńskiej (Kozarski, 1990).

Żwiry i piaski ozów (${}_{zp}^oW$) występują w rejonie Tymienic w obrębie Wzgórz Gubińskich. Ich długość dochodzi do 2 km, a wysokość względną do 5 m. Przebiegają w kierunku WNW–ESE. Formy te stwierdzono wzdłuż rynien lodowcowych powstałych w okresie zlodowacenia Wisły.

Piaski, żwiry i mułki kemów (${}_{pz}^kW$) występują głównie na wysoczyznach morenowych w obrębie Wzgórz Gubińskich. Ich długość dochodzi do 2,5 km, a wysokość względną do 15 m. Większość z nich ma charakter piaszczysty, ale niektóre zawierają przewarstwienia żwirów i wkładki mułków.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowych (górne) (${}_{pz}^{fg}W$) związane są z recesją zlodowacenia Wisły. Na badanym obszarze tworzą one różne poziomy stożków sandrowych na południe od Wzgórz Gubińskich. Pokrywa górnych osadów rzeczno-lodowcowych występuje również na wysoczyźnie morenowej. Osady te osiągają maksymalną miąższość do 12 m.

Piaski i żwiry rzeczne (pradolinne) (${}_{pz}^fW$). Na badanym obszarze stwierdzono dwie pradoliny z okresu zlodowacenia Wisły – pradolina głogowsko-barucka, która płynęła od miejscowości Lubsko kilkanaście kilometrów w kierunku północno-zachodnim na południe od Wzgórz Gubińskich. Niewielki fragment pradoliny warszawsko-berlińskiej znajduje się na północ od glaciotektonicznych spiętrzeń Wzgórz Gubińskich. Utwory te zbudowane są z drobnoziarnistych piasków oraz żwirów o miąższości dochodzącej do 10 m.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych i stożków rzecznych (${}_{pz}^fW^{(t)}$). W czasie zlodowacenia Wisły tworzyły się tarasy akumulacyjne w dolinie Nysy Łużyckiej. Bartzak i Garnarcz (2001a) wyróżnili dwa tarasy z tego okresu: tarasy o wysokości 9,0–16,0 m n.p.rz. i 4,0–7,0 m n.p.rz. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej dominuje kwarc z domieszką kwarcytów, skał krzemionkowych, przy małym udziale materiału skandynawskiego (poniżej 1%).

W obniżeniu terenu na północ od Olszyny, tam gdzie teren obniża się do wysokości poniżej 95 m n.p.m., występują utwory rzeczno-stożka napływowego Nysy Łużyckiej. Utwory te zazębiają się na północy z osadami pradoliny głogowsko-baruckiej. Ich miąższość dochodzi do 20 m. Charakteryzują się dużym udziałem granatów i piroksenów we frakcji minerałów ciężkich.

Osadami tworzącymi się u schyłku kompleksu północnopolskiego są osady eoliczne: wydmy (${}_{p}^eW^{(w)}$) i pola piasków eolicznych (${}_{p}^eW$). Większe rozprzestrzenienie tych utworów stwierdzono w rejonie Strzeszowic, na osadach rzeczno-lodowcowych związanych ze stadiem Warty. Największe pole wydymowe występują w obrębie pradoliny głogowsko-baruckiej, w rejonie Nowej Roli. Wydmy tam osiągają wysokość do 15 m.

Wydmom towarzyszą pola piasków eolicznych. Piaski eoliczne są drobno- i średnioziarniste z domieszką piasków gruboziarnistych. Utwory te są dobrze wysortowane.

Holocen – H

Na stokach i u wylotu dolin denudacyjnych w obrębie wysoczyzn morenowych i moren spiętrzonych występują pokrywy piasków deluwialnych (${}_{p}^dH$), które powstały w wyniku redepozycji materiału piaszczystego z denudowanych obszarów. Utwory te wypełniają również obniżenia wytopiskowe w obrębie wysoczyzny morenowej. Wykształcone są jako zaglinione popielatoszare piaski różnoziarniste.

Piaski jeziorne (${}_{p}^jH$) wypełniają rynny lodowcowe położone na równinie sandrowej na południe od Wzniesień Gubińskich, a także niewielkie zagłębienia wytopiskowe na obszarze wysoczyzny morenowej. Miąższość tych utworów przekracza 5 m.

Namuły, mułki i ropy zagłębien bezodpływowych (${}_{nm}H$) stwierdzono w rejonie łuku Mużakowa na powierzchniach sandrowych z okresu zlodowacenia Wisły.

Do holocenu zaliczono piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych (${}_{pz}^fH^{(t)}$) Nysy Łużyckiej (1,5–3,0 m n.p.rz.) oraz utwory leżące w obrębie dna doliny. Występują one również wzdłuż mniejszych rzek: Zielonki, Lubszy, Młynnej, Zworzec. Są to głównie piaski różnoziarniste i pyłowate z przewarstwieniami drobnookruchowych żwirów z rozproszonym detrytusem roślinnym. Miąższość tych osadów dochodzi do 14 m.

Piaski, namuły, iły i żwiry den dolinnych ($_{pn}^fH$) występują w dolinach mniejszych cieków. Tworzą je piaski przewarstwione namułami gliniasto-piaszczystymi. W ich obrębie niekiedy występują przewarstwienia żwirów. W utworach tych występują w niewielkim stopniu rozłożone szczątki roślinne. Miąższość tych utworów dochodzi do 3 m.

Gytie ($_{gy}H$) odsłaniają się w obniżeniach terenu w obrębie tarasów pradolinnych w rejonie Lubka i Gubina. Są one ciemnoszare i zawierają szczątki roślin i domieszkę drobnoziarnistych piasków. Ich miąższość dochodzi do 4 m.

Torfy ($_tH$) stwierdzono na znacznym obszarze tarasów pradolinnych między Lubkiem a Brodami, a także na północ od Gubina. Wypełniają również rynny lodowcowe na obszarze Wzgórz Gubińskich. Są to torfy niskie, średnio lub dobrze rozłożone, barwy czarnej. Miąższość torfów dochodzi do 5 m. Pod względem gatunkowym dominują tu torfy turzycowe, trzcinowe, turzycowo-trzcinowe, rzadziej mszyste i mszysto-turzycowe o różnym stopniu rozkładu (Bartczak, 2001b). Torfy na ogół podścielone są gytiami.

Iły, mułki, piaski i gliny (mady) rzeczne ($_{ma}^fH$) występują w obrębie doliny Nysy Łużyckiej. Leżą na tarasach zalewowych, a ich miąższość dochodzi do 2,5 m. Są to wzajemnie przewarstwiające się brązowe iły i gliny aluwialne, piaski drobnoziarniste, żyłone, mułki popielate, a także piaski różnoziarniste.

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Gubin znajduje się głównie w obrębie perykliny Żar, wypełnionej osadami triasu i permu. Południowa część terenu leży w obrębie skrajnej części synklinorium północnosudeckiego, zachodnia należy do basenu wschodniobrandenburskiego (osady kredy), natomiast północna do monokliny przedsudeckiej. Podkenozoiczne podłoże obszaru arkusza Gubin tworzą utwory reprezentujące mezozoik (trias, kreda), paleozoik (dewon, karbon, perm). Formacje paleozoiku i mezozoiku łagodnie zapadają ku NE, pod kątem około 5°. Są one pocięte nielicznymi uskokami. W wyniku ruchów laramijskich doszło do podziału podłoża podkenozoicznego na szereg struktur blokowych.

Mapa podłoża czwartorzędu została wykonana na podstawie opracowanych w różnych latach arkuszy map geologicznych w skali 1:50 000 oraz danych z otworów złożowych, badawczych i hydrogeologicznych. Powierzchnię podczwartorzędową budują utwory od oligocenu górnego do pliocenu oraz niewielkie wystąpienia utworów triasu środkowego (w północnej części obszaru). Na badanym obszarze spąg czwartorzędu przewiercono w około 1600 otworach. Na podstawie uzyskanych danych wyznaczono przebieg izohips spągu czwartorzędu dla całego obszaru arkusza Gubin. Równocześnie usunięto niezgodności występujące pomiędzy arkuszami map SMGP, wynikających z tego, że były one wykonywane w różnych okresach, w sytuacji zmieniających się koncepcji ogólnego rozwoju geologicznego obszaru badań.

Na mapie wyróżniono sześć obszarów występowania intensywnych zaburzeń glacitektonicznych. Obejmują one około 20% powierzchni terenu. Są to przemieszane i zaburzone utwory czwartorzędu i neogenu. Największa strefa zaburzeń glacitektonicznych związana ze złożoną strukturą łuku Mużakowa, która przebiega między Łęknicą a Czerną w kierunku SW–NE. Łączy się ona na północy ze strukturą Wzgórz Żarskich (rejon Drzeniów–Bronice), będących częścią wału śląskiego. Inna strefa deformacji glacitektonicznych o kierunku południowym przebiega między Lubskiem (Raszynem) a Grochowem. Kolejne strefy zaburzeń występują w rejonie Gubina, na południowy zachód od Gubina (rejon Węgliny–Późna–Sękowice) oraz w południowej części terenu, w rejonie Dobrochowa.

W obrębie wyznaczonych obszarów glacitektonicznych stwierdzono wychodnie utworów neogenu oderwane od podłoża występujące jako kry i łuski glacitektoniczne, które zostały zakwalifikowane do czwartorzędu.

Dane z otworów wiertniczych wskazują, że spąg osadów czwartorzędowych zalega na większości obszaru arkusza na wysokości od 60 m p.p.m. do 120 m n.p.m. W strefach spiętrzeń glacitektonicznych utwory neogenu są wypiętrzone aż na wysokość 155 m n.p.m., ale nie jest możliwe przedstawienie morfologii tej powierzchni z uwagi na znaczne jej zdeformowanie. Część z pakietów utworów neogenu może być oderwana od podłoża i mieć charakter łusek glaciotektonicznych oraz kier glacitektonicznych.

Na północny zachód od strefy glacitektonicznej łuku Mużakowa zaznacza się wyraźne obniżenie spągu czwartorzędu na głębokość do 160 m (60 m p.p.m.). Zdaniem autorów jest to depresja glacitektoniczna (Ruszczyńska-Szenajch, 1976) występująca na zapleczu strefy wypiętrzonej glacitektonicznie (Urbański, 2002, 2005).

Przebieg izohips pokazuje wyraźne wcięcia erozyjne o charakterze liniowym. Na badanym obszarze zaznacza się w podłożu kilka głębokich struktur erozyjnych. W rejonie Zawady przebiega wygięta łukowato struktura na wysokości 60 m p.p.m. Między łukiem Mużakowa a Wzgórzami Gubińskimi stwierdzono szereg rozcięć erozyjnych o przebiegu NE–SW osiągających wysokości od 80 do 130 m p.p.m.

Na podstawie orientacji, morfologii spągu i wypełnienia tych form można stwierdzić, że są to rynny lodowcowe z okresu zlodowacenia Sanu 2, głęboko wcinające się w utwory neogenu, a miejscami w utwory oligocenu. Na przylegającym do omawianego terenu obszarze wschodniej Brandenburgii najgłębsze rynny dochodzą do rejonu Cottbus (Garetsky i in., 2000).

Spośród osadów neogenu i paleogenu na mapie wyróżniono: formację leszczyńską (oligocen górny), formację rawicką (miocen dolny), formację ścinawską (miocen dolny–środkowy), adamowską i pawłowicką (miocen środkowy), formację poznańską (miocen środkowy–pliocen) oraz formację gozdnicką (pliocen). Trudności w rozdzieleniu obszarów występowania poszczególnych formacji wynikające z dużych różnic w interpretacji charakteru osadów przez autorów poszczególnych map geologicznych w skali 1:50 000 zdecy-

dowały, że utwory te przedstawiono na mapie także łącznie. Dotyczy to formacji ścinawskiej oraz adamowskiej i pawłowickiej w centralnej części obszaru oraz formacji ścinawskiej, adamowskiej, pawłowickiej i poznańskiej na obszarze łuku Mużakowa na południu.

TEKTONIKA

Arkusze Gubin jest położony na obszarze czterech głównych jednostek tektonicznych powstałych w wyniku fałdowań alpejskich. Są to: zachodnia część synklinorium północnosudeckiego (na południu), wschodnia część perykliny Żar położonej na zachód od bloku przedsudeckiego, niewielkiego fragmentu basenu wschodniobrandenburskiego oraz fragmentu monokliny przedsudeckiej (na północny) (Żelaźniewicz i in., 2011).

Synklinorium północnosudeckie (niecka, depresja) powstało na zdenudowanych w okresie karbonu skałach metamorficznych struktury kaczawskiej. Wypełniają ją leżące prawie poziomo utwory od karbonu górnego po kredę. Lokalnie są sfałdowane. Ruchy fazy laramijskiej (orogeneza alpejska) spowodowały rozbitcie tej struktury na wiele bloków tektonicznych.

Peryklina Żar graniczy od południowego zachodu z blokiem sudeckim, od wschodu z blokiem przedsudeckim, a od północy z monokliną przedsudecką i tworzy szerokie obniżenie tektoniczne. Została uformowana w okresie ruchów kimeryjskich (Cincio, 2001). Wypełniają ją osady permu i triasu.

Monoklina przedsudecka jest jednostką występującą na północ od bloku przedsudeckiego. Budują ją monoklinalnie zapadające ku NE osady karbonu, permu i triasu. Na jej obecną budowę miały wpływ ruchy laramijskie w wyniku których powstały uskoki o kierunku NW–SE i NNE–SSW (Gajewska, 1978) formujących szereg bloków tektonicznych.

Podłoże podpermskie zanurza się ku NE i jest pocięte systemem uskoków tworząc szereg nierównomierne wydzwigniętych bloków (Wierzchowska-Kicułowa, 1984).

Przez obszar arkusza Gubin, w starszym podłożu, przebiegają dwie znaczące strefy uskokowe o kierunku SE–NW. Jest to przedłużenie sudeckiego uskoku brzeżnego (południowa część terenu) oraz strefa uskoku środkowej Odry przecinająca peryklinę Żar (część północna).

W północnej części obszaru charakter powierzchni podczwartorzędowej pozwala na wyznaczenie prawdopodobnego przebiegu rynien erozyjnych. Największa z nich rozciąga się na południe od Gubina w formie łuku o przebiegu W–NE druga o kierunku południkowym od Gubina po Koło i Grodziszczce oraz dalej na wschód od miejscowości Jezioro Wyżnie po Olszynę. Kolejna, słabo zaznaczająca się o przebiegu NNW–SSE występuje pomiędzy miejscowościami Czeklin i Przychów w północno-wschodniej części obszaru.

GLACITEKTONIKA

Na Ziemi Lubuskiej rozpoznano szereg stref zaburzeń glacitektonicznych. Zlokalizowano struktury widoczne na powierzchni terenu (moreny spiętrzone) oraz formy kopalne (glacielewacje przykryte osadami niezaburzonymi i depresje glacitektoniczne) (Kotowski, Kraiński, 1989). W rejonie Tucholi Żarskiej, Lubska, Jasienia i Guzowa izolowane wały, uważane za formy erozyjne, wyraźnie układają się w łuki, które nawiązują kierunkiem przebiegu do zachodniego fragmentu Wału Zielonogórskiego. Są to rozmyte resztki moren spiętrzonych będących przedłużeniem Wału Zielonogórskiego (Urbański, 2005). Zostało to potwierdzone analizą profili wiertniczych i występowaniem na powierzchni terenu zdeformowanych osadów neogenu.

Do tego systemu łuków nie pasuje położone bardziej na północ wzniesienie Dąbrowy, które przebiega w kierunku NNE–SSW. Forma ta mogła tworzyć się w zewnętrznej części lobu, w której wyciskanie osadów odbywało się w kierunku równoległym do transportu glacialnego. Kolejną strefą glacitektoniczną są przebiegające równolegle Wzniesienia Żarskie o przebiegu ESE–WNW łączące się ze Wzgórzami Dalkowskimi wchodzącymi w skład wału śląskiego, glacitektonicznej struktury ciągnącej się aż do Wzgórz Trzebnickich leżących na wschodzie obszaru Dolnego Śląska.

Analiza danych geologicznych pozwala na stwierdzenie, że Wzgórze Żarskie i Wzgórze Dalkowskie powstały w wyniku uruchomienia nasunięć i powstania nakładających się na siebie łusek glacitektonicznych. Zostało to potwierdzone przez Badurę i Przybylskiego (2002). Łuskową koncepcję budowy strukturalnej łuku Mużakowa przedstawił natomiast Kupetz (1997).

Łuk Mużakowa jest wyraźnie zaznaczającą się w morfologii terenu megastrukturą glacitektoniczną, która rozciąga się po polskiej stronie od Łęknicy na południu po Tuplice. Na mapie spągu czwartorzędu forma ta jest dobrze widoczna tam, gdzie strop neogenu podnosi się powyżej 130 m n.p.m. Na północ od Tuplic do łuku Mużakowa przylega głębokie obniżenie, w którym strop neogenu schodzi do wysokości poniżej 0 m n.p.m. Forma ta leżąca na zapleczu łuku Mużakowa zdaniem autora jest depresją glacitektoniczną, o czym może świadczyć jej kształt i wpasowanie w strefę przylegających moren spiętrzonych. Powstała ona w czasie głównego etapu deformacji glacitektonicznych w tym rejonie. Po stronie niemieckiej występuje jej odpowiednik – struktura „Bahrener Becken”.

Analiza przekrojów geologicznych wykazała, że deformacje w obrębie łuku Mużakowa zachodziły do głębokości około 250 m (około 0 m n.p.m.) (Urbański, 2005). Powierzchniami predysponowanymi do inicjacji odkłuc były pokłady węgla brunatnego i towarzyszące im ropy węgliste miocenu środkowego. Powtarzalność stref wychodni węgla brunatnego na mapach geologicznych oraz liniowe rozciągnięcie kulminacji morfologicznych jest efektem seryjnego występowania mezostruktur glacitektonicznych. Nacisk lądolodu spowodował powstanie powierzchni nieciągłości na granicy pokładów węgla brunatnego lub ropy węglistych

i nasuwanie się na siebie w formie łusek kolejnych pakietów skalnych. II pokład łuzycycki węgla brunatnego uległ redepozycji z normalnego położenia około 0 m n.p.m. do wysokości ponad 180 m n.p.m.

W kopalni Freya II, w rejonie Kromlau na terenie Niemiec, znajduje się jeden z najlepiej udokumentowanych obszarów o regularnej budowie łuskowej (Kupetz, 1997). Na podstawie danych górniczych dokonano tu rekonstrukcji zjawisk glacitektonicznych i opracowano model łusek rotacyjnych (Kupetz, 1997). Diapiry i fałdy charakteryzują się natomiast stromym zapadem warstw i symetrycznością budowy geologicznej. Najlepiej zostały rozpoznane te struktury w kopalni Felix. W jednym z otworów przewiercono pokład węgla brunatnego, którego pozorna miąższość wyniosła 81 m (Kupetz, 1997). Spotykane są również strefy, gdzie pokład ten uległ rozerwaniu. Diapiry dobrze rozpoznano na modelu cyfrowym terenu. W polskiej części łuku Mużakowa taka struktura występuje w rejonie Trzebieli. Diapiry tworzyły się w wyniku silnego uplastycznienia węgla brunatnego i towarzyszącym im warstwom iłów w sąsiedztwie mniej plastycznych osadów pod wpływem nacisku lądolodu.

W obrębie łuku Mużakowa powszechne są również fałdy wąskopromienne ściśle związane z przebiegiem nasunięć. Zmienny jest zarówno przebieg osi tych struktur, jak i kierunek ich zapadu. Zdaniem Kupetza (1997) w obrębie łuku Mużakowa struktury fałdowe występują strefowo. Wyróżnił on strefę deformacji nieciągłych powstających w strefie marginalnej na przedpolu oddziaływującego lądolodu oraz strefę deformacji plastycznych, która znajdowała się pod lądolodem w dalszej odległości od jego czoła.

Styl zaburzeń łuku Mużakowa zdaniem autorów niniejszego opracowania pozwala na zastosowanie tu modelu ścięć cylindrycznych zaproponowanego przez Rotnickiego (1976), a zmodyfikowanego przez Jaroszewskiego (1994). Podobne modele deformacji glacitektonicznych przedstawili Aber i inni (1989) oraz Kupetz (2001).

Innym ważnym problemem jest wiek zaburzeń glacitektonicznych. Kupetz (1997) przyjmował, że łuk Mużakowa powstał w czasie zlodowaceń południowopolskich. Dyjor i Chlebowski (1973), Dyjor (1978) oraz Urbański (2002) opowiadali się za dwuetapowym rozwojem najważniejszych stref zaburzeń w tym rejonie. Główna faza zaburzeń powstała w czasie zlodowaceń południowopolskich, a w czasie zlodowacenia Odry doszło do powtórnego, słabszego już etapu deformacji.

PALEOGEOGRAFIA

Formowanie synklinorium północnosudeckie rozpoczęło się po orogenezie waryscyjskiej. Najstarsze osady kontynentalne były akumulowane w okresie permu dolnego (czerwonego spągowca) i towarzyszył im okresowy wulkanizm. W okresie ruchów wznoszących fazy saalskiej osady te zostały częściowo zerodowane (Urbański, 1996). W permie górnym (cechsztynie) w morskich warunkach sedymentacyjnych osadzały się

utwory klastyczne i ewaporaty. W okresie triasu dolnego (pstry piaskowiec dolny i środkowy) ponownie tworzyły się miąższe osady lądowe, natomiast w najwyższym pstrym piaskowcu (ret) w wyniku transgresji morza epikontynentalnego trwającej aż do wapienia muszlowego (trias środkowy) tworzyły się osady węglanowe. Po okresie erozji, w kredzie górnej (cenomanie) nastąpiła ponowna transgresja, która doprowadziła do powstania piaskowców oraz wapieni i margli. Na początku ruchów laramijskich (santon) nastąpiła regresja morza i ponowna depozycja osadów facji lądowych.

Peryklina Żar, położona na zachód od bloku przedsudeckiego, wypełniona jest osadami permu i triasu zdeponowanymi na starszych osadach paleozoicznych. Ruchy tektoniczne okresu laramijskiego (przełom kredy i neogenu) spowodowały oddzielenie się perykliny Żar od synklinorium północnosudeckiego wzdłuż systemu powstałych uskoku (tzw. strefa uskokuwa Dobern) i wyniesienie bloku przedsudeckiego wraz z perykliną Żar.

Podłoże monokliny przedsudeckiej zostało uformowane w czasie fazy waryscyjskiej. Prawdopodobnie w okresie karbonu dolnego obszar przedsudecki był zalany morzem (Sokołowski, 1967). Osady powstałe w tym czasie zostały w trakcie fazy sudeckiej sfałdowane i wypiętrzone. W permie dolnym obszar monokliny wypełniły osady klastyczne lądowe oraz wulkanity. W permie górnym wkroczyło płytkie morze, w wyniku tego miała miejsce sedymentacja ewaporatów oraz zwiększyło się tempo subsydencji (Wagner, 1997). Pod koniec permu nastąpiła recesja morza, żeby w triasie dolnym ponownie odbywała się sedymentacja osadów lądowych. Wokół wysp i rozlewisk wodnych rzeki akumulowały żwiry i piaski, natomiast w częściach środkowych zbiorników osady drobnoziarniste – mułowce, iłowce (Grocholski, 1991). Od triasu środkowego do górnego ponownie powstał płytki, brakiczny zbiornik morski (Grocholski, 1991; Urbański, 1998). W recie (pstry piaskowiec górny) nastąpiła kolejna transgresja morska, która doprowadziła do osadzenia osadów facji lagunowych (Grocholski, 1991), a następnie miała miejsce sedymentacja utworów morskich, ale również osadziły się utwory klastyczne lądowe z podrzędnymi wkładkami skał węglanowych, wskazującymi na lokalne ingresje morskie (Grocholski, 1991).

Obszar sedymentacji utworów kredy związany był z basenem szczecińsko-miechowskim, a maksymalna transgresja morska miała miejsce w kredzie górnej. Na początku kredy górnej (cenoman) morze sięgnęło po obszar Sudetów na południu. Utwory kredy górnej podległy silnej erozji związanej z ruchami tektonicznymi fazy laramijskiej (Grocholski, 1991).

Po okresie intensywnej erozji w paleogenie dolnym i środkowym wkroczyło płytkie morze. W najwyższym oligocenie zbiornik uległ wypłyceniu i akumulowane były brakiczne utwory formacji leszczyńskiej. Po okresie erozji na przełomie oligocenu i miocenu dolnego i miocenie dolnym, w południowej części badanego obszaru, były sypane stożki rzeczne formacji rawickiej. W miocenie dolnym i środkowym na rozległych równinach aluwialnych osadziły się utwory serii ścinawskiej z pokładami węgla brunatnego. Utwory formacji

ścinawskiej na omawianym obszarze utworzyły się w cyklu transgresywno-regresywnym na obszarze pływowym w warunkach płytkomorskich, brakicznych i lagunowych oraz bagien i torfowisk nadbrzeżnych.

W miocenie środkowym akumulowane były drobnoziarniste, rzeczne osady serii adamowskiej. Utwory formacji pawłowskiej powstały w środowisku litoralnym, pływowym i brakicznym oraz w strefie bagnisk paralicznych. Intensywne wpływy morskie udokumentowane zostały ichnofauną (*Ophiomorpha nodosa* Lundgren, *Teredo navalis* Linné). Występują one w osadach poniżej I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego odpowiadającemu I pokładowi łuzycykiem w Saksonii i Brandenburgii.

W miocenie środkowym–pliocenie, w środowisku rzecznych równin zalewowych oraz płytkich zbiorników jeziornych, tworzyły się utwory ilaste formacji poznańskiej, którym na Łużycach odpowiada formacja z Rauno (Standke, 1996). Na omawianym obszarze utwory te udokumentowano palinostratygraficznie w odsłonięciach w rejonie Łęknicy i Nowych Czapli (Bartczak, Gancarz, 2001b).

Sedymentację neogeńską kończą w pliocenie żwiry, piaski, gliny kaolinowe formacji gozdnickiej (Dyjor, Chlebowski, 1973). Utwory te w południowej części badanego obszaru stanowią resztki plioceńskich stożków rzecznych Pranyś Łuzycykiej, Prakwisy i Prabobru (Dyjor, Chlebowski, 1973; Urbański, 1999). Część z utworów zakwalifikowanych do formacji gozdnickiej mogła tworzyć się również w preglacjale. Nie ma jednak na to wystarczających dowodów, aby przypisać im ten wiek.

Na podstawie współczynników litopetrograficznych glin zwałowych przyjęto, że na badanym obszarze doszło do transgresji lądolodu w czasie zlodowacenia Nidy. Podczas zlodowacenia Sanu 2, doszło tu do spiętrzeń glacitektonicznych Wzgórz Żarskich i łuku Mużakowa. Na zapleczu tych struktur utworzyły się depresje glacitektoniczne. W czasie tego zlodowacenia utworzyły się głębokie rozcięcia lodowcowe w północnej części badanego obszaru, w obrębie których tworzyły się zbiorniki zastoiskowe.

W czasie zlodowaceń południowopolskich (kompleks południowopolski) doszło do ukształtowania zasadniczych rysów współczesnego krajobrazu badanego obszaru. Powstała glacitektoniczna strefa rozciągających się południkowo Wzniesień Żarskich będących zachodnim fragmentem wału śląskiego. Do nich przylegała najbardziej znana w tym rejonie glacitektoniczna struktura łuku Mużakowa. W części północnej przebiegają natomiast łukowato wygięte wzgórza o genezie glacitektonicznej w rejonie Lubuska i Dąbrowy. Podczas zlodowaceń południowopolskich doszło również do powstania najgłębszych rynien lodowcowych (Markiewicz, 1999). Procesy geologiczne w kolejnych okresach młodszego plejstocenu dostosowały się geometrycznie do tak uformowanej paleorzeźby postglacitektonicznej (Urbański, 2005).

W interglacjalne mazowieckim trwała akumulacja stożków napływowych w strefie przedgórskiej, która mogła kontynuować się również w okresie poprzedzającym transgresję zlodowacenia Odry (Urbański, 1999).

W czasie zlodowacenia Odry doszło w rejonie Gubina do utworzenia strefy zaburzeń glacitektonicznych. W czasie recesji lądolodu w zlodowaceniu Odry były akumulowane osady rzeczno-lodowcowe i lodowcowe, które wyrównały rzeźbę postglacitektoniczną.

W górnym stadiale zlodowacenia Odry utworzyła się pradolina wrocławsko-berlińska. Rozpoznana przez Knothego (1925) w latach 70. XX wieku forma odpływu marginalnego zaczęła być kwestionowana (Brodzickowski, 1975). Głównym argumentem przeciwko istnieniu pradoliny było występowanie w rejonie Chocianowa starej wysoczyzny morenowej, gdzie teren podnosi się do 170 m n.p.m., w której obrębie stwierdzano wychodnie utworów neogeńskich. W kolejnych latach część autorów map zaczęła podważać istnienie zlodowacenia Warty, kwestionując interglacjał Pilicy. Ostatnie prace Badury i Przybylskiego (2002) wykazały istnienie na tym terenie wyraźnej strefy marginalnej z zaznaczającymi się ciągami moren czołowych i sandrów. Zdaniem tych autorów lądolód przebywając na tym terenie, był wyraźnym czynnikiem modelującym krajobraz. W zlodowaceniu Warty następowały oscylacje lądolodu i tworzyły się wyraźne formy glacialne. Zdaniem autora, szerokie obniżenie zajmujące Bory Dolnośląskie wykorzystywane było przez wody roztopowe oraz zasilane od południa wodami rzecznyymi (Urbański, 1999). W interglacjale eemskim w obniżeniach terenu dochodziło do akumulacji osadów rzecznych. W czasie fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły tworzyły się ciągi moren czołowych, a na ich przedpolu formowały się różne poziomy stożków sandrowych. Mechanizm tego procesu został szczegółowo opisany przez Kasprzaka i Kozarskiego (1992) dla rejonu zachodniej Wielkopolski. Z materiału akumulowanego w lokalnych zbiornikach zastoiskowych powstały kemy, a osady powstałe z wytapiania wałów lodowomorenowych utworzyły moreny martwego lodu.

W czasie fazy leszczyńskiej funkcjonowała pradolina warszawsko-berlińska i pradolina głogowsko-barrucka (Kozarski, 1990). W peryglacjale strefy największych spiętrzeń glacitektonicznych ulegała intensywnej denudacji. U schyłku zlodowacenia Wisły i w początkach holocenu na obszarach równin sandrowych i pradolin tworzyły się wydmy. W holocenie dochodziło do akumulacji osadów jeziornych na obszarach morenowych. W zanikających jeziorach akumulowane były torfy i namuły. W dolinie Nysy Łużyckiej powstały tarasy rzeczne, a w okresie średniowiecza, gdy dochodziło do masowego wyrębu lasów, tworzyły się mady.

PODSUMOWANIE

Mapa odkryta arkusza Gubin przedstawia ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej oraz obszary występowania poszczególnych formacji stratygraficznych neogenu pod nakładem utworów czwartorzędowych. Powstała ona na podstawie analizy danych uzyskanych w ostatnich latach w ramach realizacji arkuszy SMGP, które uzupełniono informacjami z opracowań dokumentacyjnych (złożowych i innych) oraz z opublikowanej literatury dotyczącej omawianego obszaru. W północnej części terenu, na wschód o Gubina, przebie-

ga rymna erozyjna o kierunku W–E, w której spągu występują utwory triasu środkowego. Utwory starsze od neogenu są rozpoznane głównie na podstawie profili litostratygraficznych uzyskanych z głębokich otworów poszukiwawczo-badawczych.

Charakterystyczne dla geologii obszaru arkusza jest występowanie rozległych stref zaburzeń glacictektonicznych. Strefy te pod względem wewnętrznej budowy i rozprzestrzenienia powinny być dodatkowo zbadane w przyszłości. Jedną z najważniejszych i najlepiej rozpoznanych jest rejon tzw. łuku Mużakowa w południowo-zachodniej części terenu.

Wykonana geologiczna mapa powierzchniowa jest syntezą wiedzy o budowie geologicznej kenozoiku w tym rejonie. Do przedstawienia stratygrafii paleogenu i neogenu zastosowano podział na formalne jednostki litostratygraficzne zaproponowany przez Piwockiego i Ziemińską-Tworzydło (1995). Utwory neogenu na południu badanego obszaru występują w pozycji *in situ* i budują cokoły wysoczyzn i ostańców erozyjnych. W środkowej i północnej części ich wychodnie związane są ze strefami spiętrzeń glacictektonicznych. Charakterystykę litologiczną i petrograficzną utworów, podano na podstawie wyników zamieszczonych w opracowaniach specjalnych wykonanych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000.

Przedstawiono cechy petrograficzne glin zwałowych występujących na badanym obszarze. Przeprowadzono korelacje poszczególnych ich poziomów, dowiązując się do opracowań regionalnych. Dało to podstawę do wydzielenia nieformalnych jednostek litostratygraficznych plejstocenu w tym rejonie. Analiza wyników badań mineralogicznych serii rzecznych, jeziornych i rzeczno-lodowcowych, a przede wszystkim przeanalizowanie wykonanych na tym obszarze wyników badań palinologicznych umożliwiło rozpozniomowanie stratygraficzne osadów plejstocenu.

Analiza danych wiertniczych i geofizycznych, a także danych kartograficznych pozwoliła na rozpoznanie stref zaburzeń glacictektonicznych, zarówno moren spiętrzonych odsłaniających się na powierzchni terenu, jak i form kopalnych. Część obniżeń uważanych dotąd za fragmenty dolin kopalnych jest depresjami glacictektonicznymi. Zasięg stref zaburzonych zdaniem autorów jest znacznie szerszy niż wynika to z wcześniejszych badań. Największe zaburzenia można wiązać ze zlodowaceniem Sanu 2, a w mniejszym stopniu ze zlodowaceniem Odry. Odrębnym problemem było rozpoznanie rynien lodowcowych. Najgłębsze z nich powstały w czasie zlodowacenia Sanu 2. Płytsze tworzyły się również później.

W opracowaniu wydzielono serie rzeczne tworzące się w chłodnych okresach poprzedzających transgresje lądolodu w zlodowaceniu Odry. Stożki rzeczne sypane były na obszar przedpola Sudetów. W czasie zlodowacenia Odry cały badany obszar pokryty został lądolodem.

Na podstawie analizy form morfologicznych i występowania osadów glacialnych wyznaczono maksymalny zasięg zlodowacenia Wisły. Odtworzono również proces jego deglacjacji, wyznaczając zasięgi stożków sandrowych, przepływy pradolinne oraz tarasy i stożki napływowe rzeczne.

Wiele problemów geologicznych na omawianym obszarze pozostało wciąż nierozwiązanych. Interesującym zagadnieniem wymagającym weryfikacji są wpływy morskie w czasie miocenu. Dużą trudność stanowiło rozdzielanie formacji miocenijskich. Nieznana jest również historia regionu w okresie preglacjalnym. Być może górne ogniwa formacji gozdnickiej reprezentują ten okres.

Trudnym zagadnieniem, wymagającym dalszych badań jest rozpoznanie stref zaburzeń glacytektonicznych oraz stylu deformacji w rejonach słabszego rozpoznania geologicznego. Należy również dokładniej ustalić przebieg rynien lodowcowych, co może mieć istotne znaczenie dla hydrogeologii tego obszaru.

Nie został jednoznacznie rozwiązany problem okresu warciańskiego. Nie ma przekonywujących dowodów na rangę stratygraficzną tego okresu. Zdaniem autorów na omawianym terenie po stadiale maksymalnym zlodowacenia Odry musiał się przynajmniej zaznaczyć długi okres postoju lądolodu, o czym może świadczyć cały zespół form morfologicznych typowych dla stref marginalnych. Wyniki badań litopetrograficznych wskazują na istnienie dwóch poziomów środkowopolskich glin zwałowych.

Wrocław, 2018 r.

LITERATURA

- ABER J., CROOT D., FENTON M., 1989 — Glacitectonic landforms and structures. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht/Boston/London.
- ALEXOWSKY W., STANDKE G., SUHR P., 1989 — Beitrag zur weiteren lithostratigraphischen Untergliederung des Tertiärprofils in der Niederlausitz. *Geoprofil*, **1**, 3: 57–63.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002 — Stadiał Warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 402: 5–26.
- BARTCZAK E., 2001a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zasieki (608). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- BARTCZAK E., 2001b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zasieki (608) i Lubsko (609). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- BARTCZAK E., 2001c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubsko (609). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- BARTCZAK E., GANCARZ A., 2001a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łęknica (645), Trzebiel (646). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- BARTCZAK E., GANCARZ A., 2001b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łęknica (645), Trzebiel (646). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- BARTKOWSKI T., 1962 — O granicy zlodowacenia bałtyckiego w okolicy Lubka (północna krawędź Wysoczyzny Żarskiej). *Spraw. PTPN*, I, II kwartał: 102–107.
- BARTKOWSKI T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wyzd. Mat.-Przyr. PTPN*, **7**, 1.
- BARTKOWSKI T., 1968 — Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, 21: 7–77.

- BARTKOWSKI T., 1969 — Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski Zachodniej i Północnej). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., Ser. A*, 23: 7–34.
- BARTKOWSKI T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niżu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, 13, 1: 27–66.
- BIERNACKA J., SKOCZYLAS J. (red.), 2000 — Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski. Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań.
- BRODZIKOWSKI K., 1975 — Zagadnienie odpływu wód lodowcowych i rzecznych na obszarze Borów Dolnośląskich. Przew. Sesji Nauk. „Rzeźba i czwartorzęd Polski Południowo-Zachodniej”, referaty i komunikaty. Wrocław, 25–27.09.1975 r.: 43–46.
- CEPEK A.G., 1965 — Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. *Geologie*, 14, 5/6: 625–657.
- CEPEK A., 1967 — Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. *Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss.*, 12, 3–4: 375–404.
- CHMAL R., 2001 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gubin (571) i Kaniów (572). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa [dokument elektroniczny]
- CHMAL R., 2002a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gubin (571). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- CHMAL R., 2002b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kaniów (572). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- CHOROWSKA M., 1978 — Devon zachodniej części obszaru przedsudeckiego. *W: Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra*: 108–113.
- CINCIO Z., 2001 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żary. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- CIUK E., 1955 — O zjawiskach glacictonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70: 107–131.
- CIUK E., 1985 — Zarys budowy geologicznej i rozwoju deformacji glacialnych utworów trzeciorzędowych rejonu Sieniawy Lubuskiej i jego otoczenia. *Symposium Naukowe Glacitektoniki. Zielona Góra*: 23–54.
- CZAJKA W., 1931 — Der Schlesische Landrücken, eine Landeskunde Nordschlesiens. *Veröff. Schles. Ges. Erdk. E. V.*, 11: 26–57.
- CZEKALSKA A., 1961 — Budowa geologiczna Niziny Wielkopolskiej. Formacje przedtrzeciorzędowe. *Pr. Wydz. Biol. i Nauk. O Ziemi UAM. Ser. Geol.*, 1.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 1994 — Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland, western Poland. *Fol. Quatern.*, 65: 7–71.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 2001 — Preglacial (Pliocene–Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. *W: Late Cainozoic Stratigraphy and Paleogeography of the Sudetic Foreland (D. Krzyszkowski, red.)*. Wyd. Wind, Wrocław: 147–195.
- DADLEZ R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, 57.
- DAMMER B., 1931 — Erläuterung zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete 1:100 000. Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- DOBOSZ T., MAJEROWICZ A., SADOWSKA A., 1986 — Badania litostratygraficzne i palinologiczne osadów kenozoicznych – opracowanie specjalne dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 arkusze: Gubin, Kaniów, Zasieki, Lubsko, Łęknica, Trzebiel. Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.

- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., 1979 — Budowa geologiczna podłoża retyku obszaru monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **23**, 1:161–172.
- DOBOSZ T., MAJEROWICZ A., SADOWSKA A., 1986 — Badania litostratygraficzne i palinologiczne osadów kenozoicznych – opracowanie specjalne dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusze: Gubin, Kaniów, Zasieki, Lubsko, Łęknica, Trzebiel, Żary. Arch. PIG, Warszawa.
- DYJOR S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–833.
- DYJOR S., 1974 — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 119–134.
- DYJOR S., 1975 — Zaburzenia glacitektoniczne w Polsce Zachodniej. Mat. 1. Krajowego Symp.: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”. Wyd. Geol., Warszawa: 219–229.
- DYJOR S., 1978 — Trzeciorząd. W: Surowce mineralne Ziemi Lubuskiej (S. Kozłowski, red.). Wyd. Geol., Warszawa: 37–43.
- DYJOR S., CHLEBOWSKI Z., 1973 — Budowa geologiczna polskiej części łuku Mużakowa. *Acta Univ. Wratisl.*, 192, *Pr. Geol.-Miner.*, 3: 3–37.
- DYJOR S., SADOWSKA A., 1977 — Problem wieku i korelacja górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnych w Polsce Zachodniej. *Geol. Sudet.*, **12**, 1: 133–134.
- DYJOR S., SADOWSKA A., 1986 — Próba wydzielenia stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Nizy Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, **34**, 7.
- DYJOR S., WRÓBEL I., 1978 — Rozwój formacji trzeciorzędowej i czwartorzędowej oraz surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. W: Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 66–92.
- FRIESS F., 1933 — Tertiär und Diluvium in Grünberger Hohenrücken, Dessau.
- GAJEWSKA I., 1978 — Stratygrafia, wykształcenie i tektonika mezozoiku Ziemi Lubuskiej. W: Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 156–162.
- GARETSKY R.G., AIZBERG R.Y., KARABANOV A.K., KOCKEL F., LUDWIG A.O., LYKKE-ANDERSEN H., OSTAFICZUK S., PALIJENKO V.P., SIM L.S., SLIAUPA A., STACKEBRANDT W., 2000 — The neogeodynamic state of the Baltic Sea depression and adjacent areas – some conclusions from the IGCP-Project 346: Neogeodynamica Baltica. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 1: 43–47.
- GŁAZEK J., DYJACZYŃSKI K., PROTAS A., 2000 — Budowa podłoża podkenozoicznego północno-zachodniej Polski. W: Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 25–32.
- GÓRECKA T., JUROSZEK C., KARWOWSKI L., KŁAPCIŃSKI J., LORENC S., MIERZEJEWSKI M., SACHANBIŃSKI M., ŚLUSARCZYK S., 1977 — Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Gór. PWr.*, 22, *Monografie*, 9.
- GŁAZEK J., DYJACZYŃSKI K., PROTAS A., 2000 — Budowa podłoża podpermicznego północno-zachodniej Polski. Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 25–32.
- GROCHOLSKI W., 1975 — Waryscydy południowej Polski. *Prz. Geol.*, **23**, 4: 171–175.
- GROCHOLSKI W., 1991 — Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. W: Przew. 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 7–18.
- GUTERCH A., GRAD M., 2000 — Nowe sejsmiczne modele skorupy ziemskiej transeuropejskiego szwu w zachodniej Polsce. W: Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 7–24.
- HANNEMANN M., 1995 — Über Intensität und Verbreitung glazigener Lagerungsstörungen im tieferen Quartär und im Tertiär Brandenburgs. *Brandenburg. Geowiss. Beitr.*, **2**, 1: 51–59.
- HERBST G., 1953 — Der Muskauer Faltenbogen in seiner Entstehung und seinem Aufbau – Diplomarbeit Bergakademie Freiberg.

- HELLWIG D., SCHUBERT G., 1979 — Lithofazieskarte Quartär 1:50 000, Blatt Weißwaser 2470. Zentrales Geologisches Institut der DDR. Berlin.
- JAROSZEWSKI W., 1994 — Glacitektonika. *W*: Tektonika (R. Dadlez, W. Jaroszewski, red.). PWN, Warszawa.
- KARNKOWSKI P., SOLAK M., ŻOŁNIERCZUK T., 1991 — Rozwój basenów ropo- i gazonośnych Wielkopolski. *W*: Przew. 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 24–32
- KASIŃSKI J.R., 2005 — Zapis sedymentacyjny wpływów morskich w mioceńskiej asocjacji brunatnowęglowej w rejonie łuku Mużakowa. *W*: 28. Symp.: Geologia formacji węglonośnych Polski (I. Lipiański, red.). Wyd. Akad. Gór.-Hutn., Kraków: 39–46.
- KASPRZAK L., 1989 — Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *Dok. Geogr.*, 5–6.
- KASPRZAK L., KOZARSKI S., 1992 — Vistulian maximum ice-marginal formation. International symposium. Last Ice Sheet Dynamics and Deglaciation in the North European Plain. Poznań/Berlin.
- KŁAPCZIŃSKI J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, 5: 77–126.
- KNOTHE H., 1925 — Die Niederschlesisch–Lausitzer Heide. *W*: Beitr. Z. schles. Landesk. Hrsg. v. M. Friederichsen, Breslau: 115–160.
- KOTOWSKI J., KRAIŃSKI A., 1989 — Zaburzenia glacitektoniczne wzdłuż doliny Nysy Łużyckiej i Odry na odcinku Sanice–Kostrzyn. Glacitectonics Symposium. 05.1989. Zielona Góra.
- KOZARSKI S., 1990 — Osady ablacyjne ostatniego zlodowacenia w Polsce środkowozachodniej: identyfikacja i paleogeograficzne implikacje. *Pr. Inst. Geogr., Ser. A 4*.
- KOZARSKI S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. *W*: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Zesz. Nauk. UAM Ser. Geogr.*, 50: 471–496.
- KOŹMA J., PRZYBYLSKI J., 1995 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Przewóz i Ruszów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRAIŃSKI A., 1989 — Zaburzenia glacitektoniczne w zachodniej części Ziemi Lubuskiej. *W*: 6. Sympozjum Naukowe Glacitektoniki. Zielona Góra: 175–191.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., 1978 — Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *W*: Przew. 50. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 113–118.
- KRYGOWSKI B., 1962 — Rola glacitektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej. *Czas. Geogr.*, **33**, 3: 313–325.
- KUPETZ M., 1996 — Der Muskauer Faltenbogen – ein Geotop von europäischer Bedeutung. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.* **3**, 1:125–136.
- KUPETZ M., 1997 — Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **4**, 2.
- KUPETZ M., 2001 — Glaciale tectonik. *Naturwissenschaftliche Rundschau*, **54**, 9: 457–464.
- KUPETZ M., 2003 — Die geomorphologie des Muskauer Faltenbogens im hochauflösenden digitalen Geländemodell. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **10**, 1–2: 19–28.
- LIPPSTREU L., 1999 — Die Gliederung des Pleistozäns in Brandenburg (Stand 1999). *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **6**, 2.
- LUDWIG A., SCHWAB G., 1995 — Deutsche Beiträge zur Charakterisierung der vertikalen Bewegungen seit des Rupelian (Unteroligocen) bzw. Seit Ende der Holsten-Zeit. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **2**, 2: 47–57.
- MAREK S., PAJCHLOWA M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.

- MARKIEWICZ A., 1999 — Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Polska) *Prz. Geol.*, **47**, 9: 825–830.
- MILEWICZ J., 1971a — Cechsztyń w rejonie Gubina. *Kwart. Geol.*, **15**, 3: 605–621.
- MILEWICZ J., 1971 — Kreda północnosudecka a wschodniobrandenburska. *Kwart. Geol.*, **15**, 1: 122–134.
- MILEWICZ J., 1992 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Gubin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MILEWICZ J., WRÓŃSKI J., 1975 — Budowa geologiczna obszaru między Gubinem, Lubskiem a Przewozem. *Biul. Inst. Geol.*, 287: 201–229.
- NOWACZYK B., 1976 — Geneza i rozwój wydm śródlądowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wyzd. Mat.-Przyr. PTPN*, 16.
- NOWACZYK B., 1991 — Wiek i warunki sedymentacji stożków napływowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej. *UAM Ser. Geogr.*, 50: 153–178.
- OBERC J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. *W: Budowa geologiczna Polski*, 4, Tektonika, 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E., 1990 — Biostratygrafia osadów młodszego paleogenu z otworu wiertniczego Nowa Wieś (peryklina Żar). *Geol. Quart.*, **34**, 1: 157–158.
- OSIJUK D., 1970 — Cechy sedymentacji mioceńskich osadów węglonośnych na podstawie wybranych przykładów z zachodniej i środkowej Polski. Rozprawa doktorska. Arch. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- PIWOCKI M., BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski*, 1. Stratygrafia, 3a (T. Peryt, M. Piwocki, red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIWOCKI M., DYLAĞ J.K., KASIŃSKI J.R., SATERNUS A., 1999 — Osady węglonośne trzeciorzędu – korelacja wyników badań na obszarze południowo-zachodniej Polski i południowo-wschodnich Niemiec. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- PROTAS A., 2000 — Najstarszy cechsztyń podłoża Wielkopolski. *W: Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Poznań: 47–57.
- PROTAS A., KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., MIKOŁAJEWSKI Z., 2000 — Czerwony spągowiec podłoża Wielkopolski. *W: Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Poznań: 33–45.
- PRZYBYLSKI B., 1996 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przewóz. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ROTNICKI K., 1976 — The Theoretical Basis for and a Model of Origin of Glaciotectonic Deformations. *Quest. Geogr.*, 3: 103–138.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 1976 — Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Stud. Geol. Pol.*, 50.
- SKOMPSKI S., 1976 — Stratygrafia osadów plejstoceńskich w zachodniej Polsce między Krosnem a Kostrzynem. *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 421–422.
- SKOMPSKI S., 1980 — Nowe stanowiska mięczaków z osadów interglacjalnych w zachodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 322: 5–29.
- SKOMPSKI S., 1981 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 321: 151–163.
- SOKOŁOWSKI J., 1966a — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (część I). *Prz. Geol.*, **14**, 5: 205–211.
- SOKOŁOWSKI J., 1966b — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (część II). *Prz. Geol.*, **14**, 6.

- SOKOŁOWSKI J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, 3: 297–367.
- STACKEBRANDT W., 2001 — Subglacial channels in Northern Germany – a brief review. *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **160**, 3: 203–210.
- STANISŁAWCZYK J., 1975 — Budowa geologiczna pradoliny warszawsko-berlińskiej w obrębie województwa zielonogórskiego. *Zesz. Nauk. Wyż. Szkoły Inż. w Zielonej Górze*, **29**, 6.
- STANDKE G., 1996 — Stratygrafia i facje dolnołużyckiej serii trzeciorzędowej. *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1223–1228.
- URBAŃSKI K., 1996 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. ark. Świętoszów (684). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- URBAŃSKI K., 1998 — Glaciotectonic disturbances in the region of Zielona Góra and their impact on the extent of the Leszno phase. *W: Areal versus deglaciation of the vistulian ice sheet*. UAM, Poznań: 90–93.
- URBAŃSKI K., 1999 — Tunnel valleys and alluvial fans in the western Sudetic Foreland (southwestern Poland): the lithostratigraphy of Quaternary deposits. *Geol. Sudet.*, **32**, 2: 147–161.
- URBAŃSKI K., 2002 — Deformacje glacitektoniczne na Ziemi Lubuskiej. *Zesz. Nauk. UZ*, **129**, 37: 169–172.
- URBAŃSKI K., 2005 — Deformacje glacitektoniczne i ich wpływ na rozwój paleogeografii środkowozachodniej Polski (rejon Zielonej Góry). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 417: 169–208.
- URBAŃSKI K., 2007 — Litostratygrafia glin zwałowych na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej (Polska Zachodnia. *Pr. Geol.-Miner.*, 76: 55–79.
- WAGNER R., 1997 — Perm górny (cechsztyn). *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- WALKIEWICZ Z., 1984 — Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *UAM Ser. Geol.*, 10.
- WALKIEWICZ Z., SKOCZYLAŚ J., 1988 — Zróżnicowanie litofacjalne osadów miocenu w Wielkopolsce. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, 38: 165–177.
- WIERZCHOWSKA-KICUŁOWA K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermских monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–141.
- WINTER H., URBAŃSKI K., 2007 — Nowe stanowisko interglacjału mazowieckiego w Gajcu – Pojezierze Łagowskie (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, **55**, 4.
- WINNICKI J., 2004 — Wpływ środkowoplejstoczeńskich struktur glacitektonicznych i rynien subglacialnych na rzeźbę w północnej części Pojezierza Lubuskiego (zachodnia Polska). *Prz. Geol.*, **52**, 12: 1144–1150.
- WOLAŃSKA H., 1962 — Stratygrafia mikropaleontologiczna oligocenu Polski Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **6**, 1.
- WOLF W., 1927 — Einige glazialmorphologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. *Zeitschr. D. Deutsch. Geol. Ges. B.*, 79.
- WOŹNY E., 1962 — Stratygrafia oligocenu Polski zachodniej na podstawie makrofauny. *Kwart. Geol.*, **6**, 1: 134–148.
- WYŻYKOWSKI J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystaliniku bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. *Prz. Geol.*, **9**, 4: 182–186.
- WYŻYKOWSKI J., 1964 — Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. *Prz. Geol.*, **12**, 7/8: 319–323.
- VIETE G., 1964 — Über Lagerungsstörungen von Kohle und Deckgebirge im Lausitzer Braunkohlenrevier. *Freiberger Forschungshefte*, A 311: 5–33.
- ŻELAŹNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. KNG PAN, Wrocław.
- ŻYNDĄ S., 1967 — Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, **8**, 1.

KORELACJA JEDNOSTEK STRATYGRAFICZNYCH CZWARTORZĘDU STOSOWANYCH NA POSZCZEGÓLNYCH ARKUSZACH SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1:50 000 WEDŁUG KOLEJNO OBOWIĄZUJĄCYCH INSTRUKCJI ORAZ ZASTOSOWANYCH W INSTRUKCJI REAMBULACJI MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1:200 000 (WYDANIE DRUGIE, UZUPEŁNIONE)

Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym (1991)					Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (1996)				Instrukcja reambulacji Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 Wydanie drugie, uzupełnione (2009)				
system	pod- oddział	nadpiętro*	piętro**	podpiętro***	oddział	pododdział	piętro	podpiętro	oddział	pod- oddział	nadpiętro	piętro	
CZWARTORZĘD	HOLOCEN		Neoholocen	Subatlantycki Subborealny	HOLOCEN				HOLOCEN				
			Mezoholocen	Atlantycki									
			Eoholocen	Borealny Preborealny									
	PLEJSTOCEN	ZŁODOWACENIA PÓLNOCPOLSKIE		ZŁODOWACENIE BAŁTYCKIE	Stadiał pomorsko-leszczyński Interstadiał Grudziądza Stadiał Świecia	ZŁODOWACENIA PÓLNOCPOLSKIE		ZŁODOWACENIE WISŁY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał środkowy Interstadiał Stadiał dolny	PLEJSTOCEN GÓRNY	KOMPLEKS PÓLNOCPOLSKI		ZŁODOWACENIE WISŁY
				INTERGLACJAŁ KRASZCZYŃSKI									
				ZŁODOWACENIE TORUŃSKIE									
			INTERGLACJAŁ EEMSKI	INTERGLACJAŁ TYCHNOWSKI OKRES CHŁODNY OKRES CIEPŁY SZTUMSKI		INTERGLACJAŁ EEMSKI							INTERGLACJAŁ EEMSKI
		ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIE		ZŁODOWACENIE WARTY	Stadiał Mławy Interstadiał regimiński Stadiał Wkry Interstadiał bużański Stadiał Rogowca	ZŁODOWACENIA ŚRODKOWO- POLSKIE		ZŁODOWACENIE WARTY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał środkowy Interstadiał Stadiał dolny	PLEJSTOCEN ŚRODKOWY	KOMPLEKS ŚRODKOWOPOLSKI		ZŁODOWACENIE ODRY
				INTERGLACJAŁ LUBELSKI (PILICY)				INTERGLACJAŁ LUBELSKI					
				ZŁODOWACENIE ODRY	Stadiał maksymalny Interstadiał Stadiał przedmaksymalny			ZŁODOWACENIE ODRY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał środkowy Interstadiał Stadiał dolny				
		INTERGLACJAŁ WIELKI		INTERGLACJAŁ ZBÓJNA		INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI (WIELKI)				PLEJSTOCEN DOLNY	KOMPLEKS PÓLNOCPOLSKI		
				ZŁODOWACENIE LIWCA									
				INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI									
		ZŁODOWACENIA POŁUDNIOWO- POLSKIE		ZŁODOWACENIE WILGI		ZŁODOWACENIA POŁUDNIOWO- POLSKIE		ZŁODOWACENIE WILGI		KOMPLEKS POŁUDNIOWOPOLSKI		ZŁODOWACENIE SANU 2	
				INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI				INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI			INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI		
				ZŁODOWACENIE SANU (I+II)	Stadiał górny (Ciechanowa) Interstadiał Dęblina Stadiał dolny (Kocka)			ZŁODOWACENIE SANU	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny		ZŁODOWACENIE SANU 1		
				INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI (PRZASNYSKI)				INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI			INTERGLACJAŁ		
			ZŁODOWACENIE NIDY (I+II)			ZŁODOWACENIE NIDY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIE NIDY					
		INTERGLACJAŁ PODLASKI	INTERGLACJAŁ KIJEWICKI		INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI (PODLASKI)							INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI	
		ZŁODOWACENIA NAJSTARSZE	ZŁODOWACENIE NARWI (I+II)		ZŁODOWACENIA NAJSTARSZE	ZŁODOWACENIE NARWI	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIE NARWI					
		PREGLACJAŁ	OKRES CIEPŁY CELESTYNÓW OKRES ZIMNY OTWOCK OKRES CIEPŁY PONURZYCA OKRES CHŁODNY RÓŻCE			PREGLACJAŁ				KOMPLEKS PREGLACJALNY		CELESTYNÓW OTWOCK	
									PONURZYCA				
									RÓŻCE				

* Zespoły zlodowaceń i interglacjalów (megaglacjalny i megainterglacjalny). Nazwy podane w rubrykach zachowano z uwagi na porównywalność wydzieleni stratygraficznych między starymi i nowymi mapami tej samej serii.

** Niektóre piętra wydzielone regionalnie i na różnych podstawach nie mają dotychczas szerszych korelacji.

*** i jednostki mniejsze (stadiał i interstadiał). W przypadku, gdy brak jest podstawy do podziału nadpiętra na wyżej wymienione piętra, można stosować dotychczasowy podział zlodowacenia środkowopolskiego wg Instrukcji, 1977 (dotyczy to również innych zlodowaceń).

Uwaga: W niniejszym zestawieniu pominięto jednostki niższego rzędu – fazy itp., które są uwzględnione w Instrukcji z 1991 r.