



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Opracował: JAROSŁAW WINNICKI
Zreambulowali: JANUSZ BADURA, BOGUSŁAW PRZYBYLSKI, DARIUSZ CISZEK

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionalny — D. GAŁĄZKA

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Trzebnica (727)
(z 1 tab. i 2 tabl.)



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

WARSZAWA 2021

Autor: Jarosław Winnicki¹, 1990 r.

Autorzy reambulacji: Janusz Badura², Bogusław Przybylski², Dariusz Ciszek², 2013 r.

¹Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA,
ul. Kwidzyńska 71, 51-415 Wrocław

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski we Wrocławiu, ul. Jaworowa 19, 53–122 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Dorota OBAROWSKA

ISBN 978-83-66752-14-6

PIG-PIB, Warszawa 2021

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	11
A. Stratygrafia	11
1. Karbon	11
2. Perm	12
a. Perm dolny + środkowy	12
Czerwony spągowiec	12
b. Perm górny	13
Cechsztyń	13
3. Trias	14
a. Trias dolny	14
Pstry piaskowiec	14
Pstry piaskowiec dolny + środkowy	14
b. Trias środkowy	14
Pstry piaskowiec	14
Pstry piaskowiec górny	14
Wapień muszłowy	15
c. Trias górny	15
Kajper	15
Kajper dolny + górny	15
„Retyk”	16
4. Neogen	16
a. Miocen	16
Miocen środkowy	16
Miocen środkowy–górny	17
b. Miocen–pliocen	18
Miocen górny–pliocen	18
5. Czwartorzęd	19
a. Plejstocen	19
Zlodowacenia południowopolskie	21

Zlodowacenie Sanu 1	22
Zlodowacenie Sanu 2	23
Interglacjał wielki	24
Interglacjał mazowiecki	24
Zlodowacenia środkowopolskie	24
Zlodowacenie Odry	26
Interglacjał eemski?	30
Zlodowacenia północnopolskie	32
Zlodowacenie Wisły	32
b. Czwartorzęd nierozdzielony	36
c. Holocen	37
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	38
C. Rozwój budowy geologicznej	41
IV. Podsumowanie	49
Literatura	50

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Reambulacja arkusza Trzebnica (727) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) została wykonana w Oddziale Dolnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego–Państwowego Instytutu Badawczego. Opracowanie sporządzono na podstawie Projektu prac geologicznych dla reambulacji arkuszy SMGP: Trzebnica (727), Oleśnica (763) i Wrocław (764), zatwierdzonego przez ministra środowiska decyzją nr DgiKGgs-7/3811/sekr/10/JJ z 22.01.2010 r.

Pierwsza wersja arkusza Trzebnica została opracowana przez Jarosława Winnickiego w 1985 r. i opublikowana w 1986 r. Objasnienia tekstowe opracowane przez tego samego autora zostały opublikowane w 1990 r.

W trakcie prac reambulacyjnych opierano się na pierwotnym opracowaniu kartograficznym, wykorzystano materiały źródłowe – notatniki i mapy terenowe z opisem profili sond, wkopów i odsłoneń oraz opracowania badań litologiczno-stratygraficznych (Czerwonka, 1984) i palinologicznych (Sadowska, 1984). Analiza tych materiałów wraz z nowymi danymi dokumentacyjnymi pozwoliły na dokonanie reinterpretacji obrazu budowy geologicznej obszaru omawianego arkusza. Oprócz analizy profili wierceń uzupełniające prace dokumentacyjne obejmowały wykonanie 20 sondowań mechanicznych (100,0 m) i 200 sondowań ręcznych (400,0 m). Na potrzeby reambulacji zostały wykonane także prace geoelektryczne, obejmujące reinterpretację archiwalnych materiałów geofizycznych, i wykonanie 20 nowych SGE, rozmieszczonych na dwóch ciągach w rejonie Mienic i Pierwoszowa (Mżyk, 2012). Sondowania SGE rozmieszczono w odstępach co 100,0 m. Rozpoznanie metodą geoelektryczną sięgnęło głębokości 250,0 m, do rzędnych 70,0–100,0 m p.p.m.

Mapa dokumentacyjna, zestawienia archiwalnych profili otworów wiertniczych, dokumentacji geologicznych i geofizycznych oraz map geologicznych opracowane zostały w Przedsiębiorstwie Geologicznym PROXIMA SA. Łącznie na mapie dokumentacyjnej zestawiono 983 otwory wiertnicze, z czego na mapie geologicznej zamieszczono ich 112.

Obszar arkusza Trzebnica, o powierzchni 323,3 km², ograniczony jest następującymi współrzędnymi: 17°00'–17°15' długości geograficznej wschodniej oraz 51°10'–51°20' szerokości geograficznej północnej.

Pod względem administracyjnym teren arkusza należy w całości do województwa dolnośląskiego, obejmuje część obszarów powiatów: wrocławskiego, trzebnickiego, oleśnickiego i miejskiego Wrocławia. W obrębie powiatu wrocławskiego obszar arkusza obejmuje część gminy Długołęka, a w obrębie powiatu trzebnickiego fragmenty gmin: Wisznia Mała, Trzebnica – obszar wiejski, Trzebnica – miasto, Zawonia, Prusice – obszar wiejski i Oborniki Śląskie – obszar wiejski. Niewielki fragment w obrębie powiatu oleśnickiego, przy wschodniej granicy obszaru arkusza, należy do gminy Dobroszyce.

Poza obszarem Wrocławia i Trzebnicy przeważają tu rejony użytkowane rolniczo. Na południowych stokach Wzgórz Trzebnickich powstały duże sady drzew owocowych, głównie jabłoni. Większe kompleksy leśne występują w rejonie Trzebnicy, Długołęki, pomiędzy Siedlcem, Wiszną Małą i Ligotą Piękną oraz w północno-wschodniej części obszaru arkusza. W południowej części Wzgórz Trzebnickich znajduje się rezerwat Las Bukowy w Skarszynie, w którym chroniona jest naturalna szata leśna, typowa dla lessowej partii wzgórz. Obszar ten, na podstawie decyzji ówczesnego Ministerstwa Leśnictwa i Przemysłu Drzewnego z 15.12.1980 r., uznano za rezerwat częściowy. Celem ochrony jest starodrzew z domieszką dębu szypułkowego. Ochroną w ramach Natura 2000 (specjalny obszar ochrony) objęte są także – Stawy w Borowej oraz Kumaki Dobrej w dolinie Dobrej. Południowo-wschodnia część Wzgórz Trzebnickich z fragmentem ich przedpola jest objęta obszarem chronionego krajobrazu.

Największym ośrodkiem miejskim znajdującym się na obszarze arkusza Trzebnica jest Wrocław, a konkretnie jego północno-wschodnia część w obrębie dzielnicy Psie Pole. Trzebnica licząca obecnie około 13 tys. mieszkańców, położona w szczytowej partii Wzgórz Trzebnickich, jest obecnie ośrodkiem miejskim o charakterze usługowo-rzemieślniczym.

Pod względem regionalizacji geologicznej, w nawiązaniu do strukturalnej budowy podłoża podkenozoicznego, obszar arkusza Trzebnica SMGP w całości położony jest w obrębie monokliny przedsudeckiej. Prace badaczy niemieckich dotyczące wglębnej budowy geologicznej północnej części bloku przedsudeckiego i południowej monokliny przedsudeckiej ukazywały się już w pierwszej połowie XX w. Opracowania te dotyczyły głównie rejonów sąsiednich lub uwzględniały obszar położony na północ od Wrocławia i okolice Trzebnicy w aspekcie szerszych rozważań regionalnych (Tietze, 1910, 1915; Berger, 1932; Eisentraut, 1939). W późniejszym okresie zagadnienie budowy podłoża monokliny przedsudeckiej poruszały prace: Zwierzyckiego (1951), Wyżykowskiego (1961),

Sokołowskiego (1966a, b, 1967, 1974), Kłapcińskiego i innych (1975a, b), Kłapcińskiego (1978), Krawczyńskiej-Grocholskiej i Grocholskiego (1976), Oberca (1962, 1972, 1990), Wierzchowskiej-Kicułowej (1984, 1987), Żelichowskiego (1984), Kłapcińskiego i Muszera (1987), Parki i Ślusarczyka (1988) oraz Kłapcińskiego i Peryta (1996). Liczne prace dotyczą wykształcenia skał perm-skich – czerwonego spągowca i cechsztynu monokliny przedsudeckiej (Eisentraut, 1939; Tomaszewski, 1963, 1966; Kłapciński, 1964, 1971, 1991; Lorenc, 1975; Jerzykiewicz i in., 1976; Peryt, 1976, 1978, 1981, 1984, 1989; Nemeč i in., 1978; Peryt i in., 1978; Pokorski, 1978; Wagner, 1994; Oszczepalski, 2007). Problematykę utworów triasu monokliny przedsudeckiej poruszają prace Różyckiego (1957, 1968), Kłapcińskiego (1959, 1993) i Gajewskiej (1971).

Temat dotyczący tektoniki obszaru arkusza Trzebnica w ujęciu lokalnym lub na szerszym tle regionalnym poruszają między innymi prace: Oberca (1962, 1990), Tomaszewskiego (1963), Kasprzaka i Sokołowskiego (1964), Łyczewskiej (1964), Sokołowskiego (1967), Deczkowskiego i Gajewskiej (1977), Koblańskiego (1989), Dyjora (1993) oraz Grzempowskiego i innych (2009, 2012).

Zagadnienia dotyczące wykształcenia utworów paleogenu i neogenu Niziny Śląskiej i Wzgórz Trzebnickich odnaleźć można w pracach: Behra (1929), Dyjora (1970, 1986) oraz Dyjora i Sadowskiej (1977, 1986).

Prace poświęcone utworom czwartorzędu obszaru, na którym znajduje się arkusz Trzebnica, ukazują się już od ponad stu lat. Starsze opracowania badaczy niemieckich dotyczyły głównie zagadnień związanych z analizą przebiegu ciągów moren i ich powiązania z różnymi lądolodami plejstoceniowymi, jakie docierały na ten obszar (Tietze, 1910, 1917; Keilhack, 1919; Knothe, 1925; Woldstedt, 1926, 1932, 1954; Czajka, 1931; Berger, 1937). Analiza form i osadów była także głównym tematem późniejszych prac dotyczących utworów czwartorzędowych, w których zagadnienie to poruszono na szerszym obszarze, obejmującym także rejon arkusza Trzebnica (Klimaszewski, 1952; Pachucki, 1952; Szczepankiewicz, 1972; Dyjor, Kuszell, 1975; Baranowski, 1977; Dyjor, 1991; Czerwonka, Krzyszkowski, 1992; Czerwonka i in., 1997; Winnicki, 1997; Badura, Przybylski, 1998, 2002). W wielu pracach badacze rozpatrywali także zagadnienie pokryw lessowych Wzgórz Trzebnickich (Rokicki, 1952; Winnicki, 1994; Jary, Kida, 1993; Jary, 1996, 2007; Jary i in., 2002; Jary, Ciszek, 2004).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału na jednostki fizycznogeograficzne, przedstawionego przez Kondrackiego (2009), południowy rejon obszaru arkusza Trzebnica należy do Równiny Oleśnickiej, która jest częścią Niziny Śląskiej, a część północna leży w obrębie Wzgórz Trzebnickich, stanowiących część Wału

Trzebnickiego. Południowo-zachodnia część obszaru arkusza obejmuje niewielki fragment Pradoliny Wrocławskiej, wykorzystany przez doliny Odry i Widawy. Najwyższy punkt na obszarze arkusza – Winna Góra na Wzgórzach Trzebnickich wznosi się 255,3 m n.p.m., a najniżej położony obszar w dolinie Widawy, w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, występuje na poziomie około 110 m n.p.m.

Główne zarysy obecnej rzeźby na obszarze omawianego arkusza zostały ukształtowane w czasie zlodowaceń środkowopolskich. Prawdopodobnie już podczas transgresji lądolodu zlodowaceń południowopolskich doszło do wielkoskalowych deformacji glacitektonicznych na obszarze całego Wału Trzebnickiego (Wału Śląskiego), w tym także na Wzgórzach Trzebnickich. Powstała wówczas wyraźna elewacja zbudowana ze spiętrzonych utworów neogenu i czwartorzędu, która pierwotnie wznosiła się znacznie wyżej ponad zagłębienia glacitektonicznych depresji. Lądolód zlodowaceń środkowopolskich, który przekroczył powstały wcześniej wał, nie spowodował już zaburzeń o tak znacznej skali. Wcześniejsze moreny spiętrzone zostały tylko powierzchniowo zmodyfikowane przez kolejną fazę zaburzeń glacitektonicznych i poddane egzaracji.

Na południe od Wzgórz Trzebnickich, jak i na ich północnym zapleczu, podczas zlodowaceń środkowopolskich ukształtowały się obszary wysoczyzn morenowych płaskich. Najbardziej rozległe gliniaste wysoczyzny morenowe występują w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. W czasie recesji lądolodu zlodowaceń środkowopolskich powstały na tym obszarze także rozległe równiny wodnolodowcowe, i to zarówno na południe od Wzgórz Trzebnickich, gdzie piaszczysto-żwirowe osady uformowały wyraźne sandry, jak i na północ od ciągu wzniesień, gdzie pokrywy te mogły mieć miejscami charakter rozległych tarasów kemowych, ale przypisanie im takiej genezy ze względu na późniejsze silne erozyjne przekształcenie nie jest jednoznaczne (tabl. I). Niewielkie obszary występowania osadów zastoiskowych na powierzchni wysoczyzny moreny dennej i w obrębie sandrów, oznaczono jako równiny zastoiskowe. Utwory zastoiskowe wypełniły całkowicie niewielkie płytkie zbiorniki, jak np. na północ od Strzeszowa. Miejsca, w których ukazują się na powierzchni starsze osady zastoiskowe i wodnolodowcowe odsłonięte przez procesy erozyjne i denudacyjne przedstawiono jako równiny (powierzchnie denudacyjne).

Na południowym przedpolu Wzgórz Trzebnickich, na południe od Siedlca i Strzeszowa, zaznaczają się wyraźnie pozytywne wydłużone formy o wysokości kilku metrów. Wały te zbudowane są z glin zwałowych, a na ich szczytowych powierzchniach zachowały się pokrywy osadów piaszczysto-żwirowych o zróżnicowanej miąższości – od około 1 do około 3 m. Formy te stanowią prawdopodobnie ślad akumulacji utworów wodnolodowcowych w otwartych szczelinach i przetainach pomiędzy bryłami martwego lodu. Pierwotnie powstawały one prawdopodobnie w warunkach

subglacialnych, gdzie dochodziło do wyciskania glin zwałowych. W ogólnym ujęciu można uznać je za formy akumulacji szczelinowej.

Jako kemy zakwalifikowano natomiast wzniesienia zbudowane z osadów piaszczysto-żwirowych, o wysokości do około kilku metrów ponad płaską wysoczyznę morenową, występujące w południowej części obszaru arkusza. Wzniesienia te uległy, podobnie jak wzgórza morenowe, silnemu przekształceniu przez procesy denudacyjne.

O ile główne zarysy wałów i obniżeń w obrębie Wzgórz Trzebnickich mają genezę lodowcową, to mniejsze formy geomorfologiczne powstały w wyniku długotrwałej erozji i denudacji na omawianym obszarze. Analiza cyfrowego modelu terenu wskazuje na wyraźnie denudacyjny charakter rzeźby tego obszaru. Moreny spiętrzone były intensywnie niszczone zwłaszcza w czasie kolejnych okresów panowania warunków peryglacialnych. Miąższość osadów jeziornych i rzecznych zgromadzonych w depresjach na przedpolu, a zwłaszcza na północnym zapleczu Wału Trzebnickiego wskazuje, że pierwotna powierzchnia wzgórz obniżyła się nawet o kilkadziesiąt metrów tylko w czasie ostatniego okresu glacialnego, stąd cały obszar Wzgórz Trzebnickich można potraktować jako *wz g ó r z a m o r e n o w e p r e k s z t a ł c o n e*. Na obszarze wzgórz i w ich bezpośrednim sąsiedztwie nastąpiła w okresie zlodowaceń północnopolskich akumulacja eolicznych pokryw pyłowych, które nieco złagodziły pierwotnie bardziej erozyjny krajobraz. Na szkicu geomorfologicznym zaznaczono obszar występowania pokryw pyłowych i lessowych jako *r ó w n i n y l e s s o w e*, a formę wzgórz morenowych przekształconych oznaczono tylko tam, gdzie brak pokrywy utworów eolicznych. Jako wzgórza morenowe przekształcone zinterpretowano również wał wznoszący się do około 12 m ponad wysoczyznę morenową na południe od Kryniczna. W nieistniejących już odsłonięciach w obrębie tej formy obserwowane były zaburzenia glacitektoniczne (Winnicki, 1986, 1990a). Pierwotne formy Wzgórz Trzebnickich, uwarunkowane najczęściej przebiegiem struktur glacitektonicznych, są nadal dobrze widoczne, co odzwierciedla sytuacja na przekroju geologicznym A–B.

Po wytopieniu się lądolodu zlodowaceń środkowopolskich na obszarze Wzgórz Trzebnickich przeważała erozja. Procesy denudacyjne szczególnie silnie rozwinęły się w czasie ostatniego okresu zimnego, podczas zlodowaceń północnopolskich. Obszary niepokryte lessami, na których odsłonięte zostały starsze osady plejstoceńskie lub utwory neogenu, tworzą *r ó w n i n y (p o w i e r z c h n i e) d e n u d a c y j n e*, bądź przy większym nachyleniu w kierunku den dolinnych – *d ł u g i e s t o k i*. Na obszarze wzgórz powstały liczne rozcięcia formujące *d n a d o l i n r z e k i p o t o k ó w*. Z systemem dolin powiązane są licznie występujące tu *d o l i n k i d e n u d a c y j n e* przybierające często charakter wąwozów. U wylotu dolinek denudacyjnych na krawędzi Wzgórz Trzebnickich uformowane zostały niewielkie *s t o ż k i n a p ł y w o w e*, jak np. na zachód i wschód od Skarszyna.

Na międzyrzeczu dolin Odry i Widawy oraz w dolinie Widawy ponad poziom tarasu holocenijskiego (na wysokość 2,0–8,0 m) wznoszą się ostańce erozyjne zbudowane z glin zwałowych, najprawdopodobniej zlodowaceń południowopolskich. W kilkunastu miejscach na stromych krawędziach dolin i dolinek denudacyjnych w zachodniej części Wzgórz Trzebnickich zarejestrowano niewielkie osuwiska, których ze względu na skalę nie zaznaczono na szkicu geomorfologicznym.

Na powierzchni wysoczyzny polodowcowej w kilku miejscach występują drobne zagłębienia o różnej genezie. Formy te o poziomej rozciągłości rzędu 100,0–500,0 m i głębokości 1,0–2,0 m, mają obecnie dna wypełnione namułami, bądź są zatorfione. Ich genezę najprawdopodobniej należy wiązać z procesami peryglacjalnymi. Na południe od Wzgórz Trzebnickich powstały rozległe powierzchnie akumulacji rzecznej, które w części południowo-wschodniej uformowały dwa rozległe nadzalewowe tarasy akumulacyjne związane z przepływem Dobrej i jej dopływów. W dolinie Widawy fragment niższego tarasu nadzalewowego zachował się tylko na zachód od miejscowości Widawa, a całą szerokość doliny zajmuje zalewowy taras holocenijski. W jego obrębie zaznaczają się zagłębienia starorzeczy. W dolinie Odry, w nawiązaniu do interpretacji przedstawionej na reambulowanej wersji arkusza Wrocław SMGP (Badura, Ciszek, 2013), wyróżniono najniższy taras 2,0–4,0 m n.p. rzeki. Poziom ten powstał jeszcze najprawdopodobniej w schyłkowym okresie zlodowacenia Wisły, na jego powierzchni brak śladów meandrowania, a zaznaczają się zagłębienia przepływów rzeki roztokowej, co wskazuje na chłodny okres formowania się tego tarasu.

Pojedyncze wydmy występujące w północnej części obszaru arkusza stanowią południowe zakończenie rozległych obszarów przekształconych przez procesy eoliczne rozciągających się na tarasach rzecznych (stożkach aluwialnych) zlodowacenia Wisły i obszarach akumulacji wodnolodowcowej po północnej stronie wzgórz Trzebnickich. Wysokość form wydmy waha się od 3,0 do 8,0 m.

Nie została ciągle rozstrzygnięta geneza najbardziej ewidentnej formy geomorfologicznej jaką jest południowa krawędź Wzgórz Trzebnickich. Krawędź ta o wysokości od kilkunastu do około 30 m wydaje się być młodszą od łukowatego ciągu wzgórz uformowanego przez lądolód. Prace badaczy niemieckich sugerowały tektoniczną genezę Wzgórz Trzebnickich. Argumentem wskazującym na taką genezę miał być tzw. sudecki kierunek przebiegu osi wału (z północnego zachodu na południowy wschód), równoległy do morfotektonicznej krawędzi Sudetów (Tietze, 1910; Berg, 1913; Frech, 1915; Olbricht, 1925; Czajka, 1931; Meister, 1935a, b). Nie można obecnie wykluczyć, że występujące w podłożu tektoniczne bloki monokliny przedsudeckiej uaktywniały się pod ciężarem lądolodów (ruchy izostatyczne), co spowodowało ich przemieszczenie już po glacitektonicznym spiętrzeniu rzędu kilkudziesięciu metrów. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) południową krawędź oznaczono jako krawędź tektoniczną przekształconą przez procesy erozji

i denudacji. Należy jednak mieć na uwadze, że rozpoznanie deformacji podłoża podkenozoicznego na tym obszarze oparte jest jedynie na analizie profili 10 otworów wiertniczych, które sięgnęły utworów triasu i na ich podstawie nie można jednoznacznie stwierdzić czy istnieje strefa dyslokacyjna odpowiadająca południowej krawędzi wzgórz trzebnickich, której przebieg sugeruje tektoniczne założenia.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono jedynie te formy antropogeniczne, które ze względu na rozmiar można było zobrazować. Do form tych należą wyrobiska związane z eksploatacją kruszywa (piaskownie-żwirownie) w rejonie Pierwoszowa na północny zachód od Siedlca i iłów (glinianka) w północno-wschodniej części Trzebnicy. Pozostałe niewielkie wyrobiska zaznaczone jeszcze na mapie opracowanej przez Winnickiego (1986), są obecnie porzucone, częściowo zrehabilitowane lub zarośnięte. Do wyróżniających się form antropogenicznych należy również wznosząca się na wysokość 30,0 m ponad przyległy obszar hałda składowiska odpadów paleniskowych elektrociepłowni Wrocław, zlokalizowana w południowo-wschodniej części obszaru arkusza na wschód od Długołęki. Na szkicu geomorfologicznym oznaczono także głębsze przekopy, o głębokości 2,0–4,0 m, wzdłuż linii kolejowej z Wrocławia do Trzebnicy.

Na obszarze opisywanego arkusza największą rzeką jest Widawa oraz jej prawobrzeżny dopływ Dobra. W granicach terenu arkusza, w części południowo-zachodniej, znajduje się jedynie niewielki kilkukilometrowy odcinek Widawy. Dobra poprzez swoje północne dopływy odwadnia południowo-wschodnią część obszaru Wzgórz Trzebnickich. Część południowo-zachodnia odwadniana jest przez Ławę, uchodzącą bezpośrednio do Odry, kilka kilometrów na zachód od granicy obszaru arkusza. Północne zbocza Wzgórz Trzebnickich odwadniane są przez liczne potoki spływające w kierunku Kotliny Żmigrodzkiej, należące do zlewni Baryczy. Większe stawy hodowlane, o powierzchni do kilkunastu hektarów, założono w dolinie Dobrej i w dolinie jej dopływu Topóra. W nieczynnej części wyrobiska kruszywa w Pierwoszowie powstał zbiornik o charakterze rekreacyjnym, o powierzchni kilku hektarów.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Karbon

Najstarszymi skałami nawierconymi na obszarze arkusza Trzebnica są piaskowce, mułowce, zlepieńce i łupki karbonu. Seria utworów karbońskich składa się z morskich osadów powstałych w większości w facjach spływów grawitacyjnych, od spływów kohezyjnych do wysokoenergetycznych prądów turbidytowych. Strop utworów karbonu opada w kierunku północnego

wschodu, od rzędnej około 970 m p.p.m. do około 1600 m p.p.m. Występowanie ich (osadów karbonu górnego) stwierdzono w otworach 42, 65 i 82.

Osady karbonu stwierdzane w tej części monokliny przedsudeckiej mają w przewodzie barwę ciemnopopielatą, czasami brunatno-popielatą. Utwory te charakteryzują się występowaniem domieszki detrytusu roślinnego, często silnie rozdrobnionego i słabo zachowanego. Spoiwo skał okrucowych jest najczęściej ilasto-krzemionkowe lub ilasto-węglanowe, rzadziej ilasto-żelaziste (Wierzchowska-Kicułowa, 1984). Skały te występują w sekwencjach tektonicznie zaburzonych. W składzie petrograficznym okruców skalnych w zlepieńcach rozpoznano skały metamorficzne – kwarcyty, zieleńce, a także kwarce i lidyty. Interpretacje stratygrafii utworów karbonu wschodniej części monokliny przedsudeckiej w oparciu o oznaczenia paleofaunistyczne w opracowaniach różnych autorów nie są całkowicie jednoznaczne. Większość badaczy analizujących profile utworów karbonu na obszarach sąsiednich opowiada się za przynależnością głębszych partii tych utworów do karbonu dolnego – wizenu, a wyższe ogniwa korelowane są z namurem i westfalem (Żelichowski, 1964; Gajewska, 1973; Korejwo, Teller, 1973; Górecka, Parka, 1980; Parka, Ślusarczyk, 1988). Szczegółowe analizy przedstawione w pracach Góreckiej-Nowak (2007, 2008, 2009, 2010) wykazały, że spory gatunków charakterystycznych dla wizenu, namuru i westfalu w niektórych profilach występują naprzemiennie (starsze na młodszych), co związane jest z nasunięciami i zafałdowaniami karbońskiego kompleksu osadowego. Interpretacja taka została potwierdzona kompleksową analizą paleotektoniczną (Mazur i in., 2010).

2. Perm

a. Perm dolny + środkowy

Czerwony spągowiec

Na przefałdowanym karbońskim kompleksie osadowym zalegają piaskowce z przewarstwieniami iłowców i zlepieńców czerwonego spągowca, powstałe w warunkach lądowych. Miąższość utworów czerwonego spągowca waha się od 74,0 m w części południowo-zachodniej obszaru arkusza (otw. 82) do 181,0 m w części północnej (otw. 65). Osady czerwonego spągowca mają barwę czerwono-brunatną. Wśród utworów tych przeważają piaskowce drobnoziarniste i średnioziarniste o spoiwie ilasto-wapnistym lub ilasto-żelazistym. W otworze 89, w którym nawiercono skały czerwonego spągowca, w obrębie warstw piaskowców stwierdzono występowanie przewarstwień iłowców. Osady są przekątnie lub poziomo warstwowane.

Według dawnych podziałów stratygraficznych przyjmowanych dla obszaru Polski wydzielone piętro czerwonego spągowca było równoważne oddziałowi permu dolnego. Obecnie w nawiązaniu do nowej tabeli stratygraficznej (Wagner, red., 2008) grupa czerwonego spągowca rozciąga się od epoki–serii permu dolnego, przez perm środkowy aż po perm górny.

b. Perm górny

Cechsztyń

Ponad utworami czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej występują osady zaliczane do cechsztyń, wykształcone w postaci czterech cyklotemów powstałych w płytkim epikontynentalnym zbiorniku morskim. Na obszarze objętym granicami arkusza Trzebnica utwory cechsztyń wykształcone są jako dolomity, wapienie, anhydryty, łupki ilaste, miejscami piaskowce i zlepieńce. W tej części monokliny przedsudeckiej w osadach tych nie występują pokłady soli. W różnych częściach monokliny poszczególne cykle bywają nie w pełni wykształcone, a często w profilu brak niektórych cyklotemów.

Na obszarze arkusza Trzebnica występowanie osadów permu górnego związanych ze zbiornikiem morza cechsztyńskiego stwierdzono w profilach czterech otworów: 42, 65, 82 i 89. Miąższość utworów cechsztyń na obszarze całego arkusza jest stosunkowo wyrównana i waha się od 142,7 (otw. 82) do 194,0 m (otw. 89). Powierzchnia stropowa utworów cechsztyń opada konsekwentnie z nachyleniem monokliny przedsudeckiej od około 500 m p.p.m. w części południowo-zachodniej (755,4 m p.p.m. w otw. 82) do poziomu poniżej 1229 m p.p.m. w części północnej.

Największą miąższość, rzędu 50,0–90,0 m, mają utwory najstarszego cyklotemu – Werra (PZ1). W otworze 89 osady tego cyklotemu, o miąższości 51,4 m, zaczynają się od jasnoszarych drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie ilasto-wapnistym. Ich miąższość wynosi 2,0 m. Na nich zalega cienka warstwa ciemnych łupków ilastych, a ponad nimi warstwy dolomitów i wapieni dolomitycznych. Sekwencję wieńczy warstwa szarych anhydrytów o miąższości 27,5 m. Młodsze cyklotemy – Strassfurt (PZ2), Leine (PZ3) i Aller (PZ4) w większości profili nie są w pełni wykształcone. Wszystkie cztery cyklotemy cechsztyń wyróżniono w profilu otw. 42 w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Lokalnie w sekwencjach osadów cechsztyńskich występują poziomy zlepieńców powstałych z okruchów anhydrytów spojonych materiałem ilasto-dolomitycznym. W otworze 89 warstwa zlepieńców o miąższości 2,0 m występuje na głębokości 1310,0 m, a w otworze 82 – 5-metrowej miąższości zlepieńce stwierdzono od głębokości 887,2 m.

3. Trias

Utwory triasu przewiercono w czterech głębokich otworach wiertniczych (otw.: 42, 65, 82 i 89), a siedem otworów, w których dowiercono się do osadów triasu nie sięgnęło ich podłoża (otw.: 14, 66, 67, 72, 76, 92 i 112). W podłożu podkenozoicznym osady triasu reprezentowane są przez piaskowiec pstry, wapień muszlowy, kajper i retyk (Różycki, 1968; Koślacz, red., 1988). Osady te zapadają monoklinalnie pod niewielkimi kątami ku północnemu wschodowi.

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec dolny + środkowy

Utwory piaskowca pstrego dolnego i środkowego nierozdzielonego wykształcone są w postaci piaskowców z przewarstwieniami iłowców i łupków ilastych. Piaskowce w przewadze drobnoziarniste mają charakter arkozowy. Barwa osadów jest czerwono-brunatna, brunatnoszara, czasami różowa lub szaroróżowa. Osady są warstwowane skośnie lub poziomo. Miejscami w obrębie serii piaskowców występują iłowce i łupki ilaste. Łączna miąższość osadów piaskowca pstrego dolnego i środkowego jest we wszystkich otworach przewiercających tę serię osadową w miarę stała i wynosi od 435,3 do 461,0 m. Strop tych osadów, nachylony zgodnie z zapadaniem monokliny przedsudeckiej, w części południowej znajduje się na 298,3 m p.p.m. (otw. 82), a w części północnej na 843,4 m p.p.m. (otw. 14).

b. Trias środkowy

Pstry piaskowiec

Pstry piaskowiec górny

Osady pstrego piaskowca górnego (retu) są reprezentowane przez utwory morskie – anhydryty, wapień dolomityczny, dolomity, iłowce i piaskowce. Miąższość osadów retu na obszarze arkusza waha się od 70,0 m (otw. 82) do 161,0 m (otw. 14). Strop tych utworów opada również konsekwentnie ku północy, w części południowej występuje na poziomie 228,3 m p.p.m. (otw. 82), a w części północnej na 682,4 m p.p.m. (otw. 14). W obrębie utworów retu wyróżniają się dwa poziomy litologiczne. W dolnym poziomie, w obrębie jasnoszarych anhydrytów występują liczne przewarstwienia drobnoziarnistych piaskowców i iłowców. Powyżej leżą wapień dolomityczny i dolomity. Górny poziom tworzą ciemnoszare iłowce i jasnoszare anhydryty z przewarstwieniami iłowców wapnistych, dolomitów i wapieni dolomitycznych. W wapieniach

występują licznie skamieniałości ramienionogów i małży, nadając im charakter brekcji muszlowej. W południowo-wschodniej części obszaru arkusza utwory retu stanowią bezpośrednie podłoże osadów kenozoicznych.

Wapień muszlowy

Wapienie dolomityczne, margle i iłowce wapienia muszlowego w południowo-wschodniej części obszaru omawianego arkusza stanowią podłoże utworów kenozoicznych. Na powierzchni podkenozoicznej pas wychodni osadów wapienia muszlowego o szerokości rzędu kilku kilometrów przebiega w kierunku północny zachód–południowy wschód. W osadach tych przeważają szare i ciemnoszare wapień dolomityczne z przewarstwieniami iłowców i dolomitów. Rzadziej przybierają one barwy beżowoszare. Wśród utworów wapienia muszlowego licznie występują także warstwy margli wapnistych z przewarstwieniami dolomitów i iłowców marglistych z wkładkami wapieni. W otworze 72 w wapieniach stropowej części sekwencji wapienia muszlowego stwierdzono liczne małże i cienkie żyłki gipsów. Strop utworów wapienia muszlowego opada od 65,5 p.p.m. w części południowo-zachodniej (otw. 76) do 440,4 m p.p.m. w części północnej (otw. 14). Miąższość tych osadów konsekwentnie rośnie od południowo-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie brak jest utworów wapienia muszlowego, do 242,0 m w otworze 14 i 228,0 m w otworze 42.

c. Trias górny

Kajper

Kajper dolny + górny

Iłowce z wkładkami mułowców, wapień dolomityczne, anhydryty, dolomity i piaskowce kajpru występują pod utworami kenozoicznymi w pasie o szerokości około 10 km, przebiegającym przez centralną część obszaru arkusza w kierunku północny zachód–południowy wschód. Ich występowanie stwierdzono w siedmiu otworach wiertniczych. Sekwencja tych osadów charakteryzuje się wyraźną dwudzielnością. Część dolną tworzą iłowce, wapień dolomityczne, anhydryty, dolomity i lokalnie gipsy. W górnej części występują głównie iłowce z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców, gipsów i dolomitów. Iłowce mają barwy szare lub wiśniowe, czasami zielonoszare. Strop utworów kajpru najwyżej położony jest w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie występuje na rzędnej 15,0 m p.p.m. (otw. 112), a najniżej w części północnej, gdzie obniża się do 156,4 m p.p.m. (otw. 14). Maksymalną miąższość osadów kajpru – 355,5 m stwierdzono w otworze 42.

„Retyk”

Występowanie iłowców retyku stwierdzono tylko w północno-wschodniej części obszaru arkusza w otworze 14. Osady te osiągają w tym profilu 68,0 m miąższości, a ich strop znajduje się na 88,4 m p.p.m. Iłowce retyku mają barwy jasnobrązowe, szare i czerwone. Ich powstanie wiąże się z lądowymi środowiskami rzecznyymi i jeziornymi.

4. Neogen

Ukształtowanie kopalnej powierzchni pod osadami kenozoiku jest na obszarze omawianego arkusza stosunkowo wyrównane, jedynie w południowo-wschodnim narożniku strop podłoża podkenozoicznego wznosi się na 15,0 m p.p.m. (otw. 112). Na pozostałym obszarze utwory triasu stanowiące podłoże osadów kenozoicznych występują na rzędnych od 88,4 m p.p.m. (otw. 14) do 50,0 m p.p.m. (otw. 42). Różnice są więc mniejsze niż w przypadku względnych wysokości obecnej rzeźby terenu, które sięgają 145,0 m. Na obszarze arkusza nie stwierdzono utworów paleogenu. W tym okresie przeważały tu procesy denudacyjne. Łączna miąższość utworów neogenu na obszarze arkusza waha się od 119,5 m (otw. 112) do 209,5 m (otw. 42).

a. Miocen

Miocen środkowy

Najstarszymi skałami kenozoicznymi są osady związane z mioceniem środkowym. Utwory te wykształcone są jako iły, piaski i mułki z pokładami węgla brunatnego. Ich występowanie stwierdzono w kilkunastu otworach wiertniczych. Strop tych osadów występuje na rzędnych od 17,5 m p.p.m. (otw. 33) do 76,0 m n.p.m. (otw. 62), a miąższość waha się od 32,0 m (otw. 112) do 93,2 m (otw. 67). Wśród utworów zaliczonych do miocenu środkowego przeważają jasnoszare, czasami niebieskawe iły, przewarstwione drobnoziarnistymi piaskami i mułkami. Na różnych poziomach występują horyzonty ilów z brązowymi lub żółto-ceglastymi gniazdami. W kilku otworach stwierdzono występowanie żwirowców, złożonych z ziaren kwarcu spojonych ilami. Osady ilaste i mułkowe często są poziomo laminowane. Miąższość pokładów lub soczew węgla brunatnego występującego w tych osadach nie przekracza 1,0–2,0 m. Węgiel brunatny częściej spotykany jest w górnej części sekwencji utworów miocenu środkowego. Badania palinologiczne (Sadowska, 1984) próbki pobranej z niższego pokładu węgla brunatnego w otworze 67, z głębokości 259,0 m wykazały, że brak jest różnic w składzie wyróżnionych taksonów na tyle ewidentnych w stosunku do węgla ze stropowych części serii, aby móc je przyporządkować do różnych poziomów w podziałach Ciuka (1970), Dyjora (1986) oraz Piwockiego i Ziemińskiej Tworzydło (1997).

Na obecnym etapie rozpoznania można jedynie z pewnym przybliżeniem węgiel ten wiązać z okresem miocenu środkowego. Stwierdzono, że w dolnej warstwie węgla brunatnego zmniejsza się ilość sporomorf *Taxodiaceae–Cupressaceae*, zwłaszcza rodzaju *Sequoia* (Sadowska, 1984). Niższe wartości osiągają również *Alnus*, *Nyssa* i paprocie, przy wzroście udziału *Liquidambar*, *Palmae* oraz *Celtis*. W próbce z górnego poziomu węgla brunatnego z otworu 33 z głębokości 160,2–160,3 m najwyższe wartości osiągały następujące taksony: *Pinus silvestris*, *Pinus haploxylon*, *Taxodiaceae–Cupressaceae*, *Alnus*, *Liquidambar*, *Myrica*, *Engelhardtia*, *Nyssa*, *Quercus*, *Ulmus*, *Ilex*, *Rhus*. Liczne są *Polypodiaceae* i *Osmunda*. Ponadto występują: *Abies*, *Tsuga*, *Picea*, *Sciadopytys*, *Carpinus*, *Celtis*, *Carya* i *Pterocorya*.

W otworze 67 najwyższe zawartości w próbkach z głębokości 195,4–203,3 osiągają: *Taxodiaceae–Cupressaceae*, *Alnus*, *Pinus*, *Sequoia*, *Nyssa*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Ilex*, *Engelhardtia*, *Rhus*, *Sciadopytys*, *Tricolporopollenites edmundi* i *Tricolporopollenites librareniss*. Wysoki udział mają *Polypodiaceae* i *Osmunda*. Inne taksony występują w małych ilościach. Według Sadowskiej (1984) spektrum palinologiczne tych osadów charakterystyczne jest dla poziomu pokładu „Henryk” w podziale przyjętym przez Dyjora (1970), który w obecnym ujęciu wiązany jest z pierwszą środkowopolską grupą pokładów węgla brunatnego powstałą w miocenie środkowym (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Badania mineralogiczne przeprowadzone przez Czerwonkę (1984) wykazały, że w obrębie osadów miocenu można wyróżnić kilka serii o charakterystycznych asocjacjach minerałów ciężkich, często z wyraźną dominacją jednego składnika. W obrębie serii miocenu środkowego w otworze 67 w części dolnej wśród minerałów ciężkich najwięcej jest staurolitu (około 25%), przy dużym udziale turmalinów, epidotu, amfiboli i piroksenów. W stropowej części dominują natomiast cyrkon i turmaliny, stanowiąc łącznie ponad 40%. Podobna sytuacja występuje w otworze 33, gdzie w spągowej partii osadów miocenu środkowego udział staurolitu sięga 40%, przy znaczącym udziale epidotu i piroksenów, a w części stropowej wzrasta udział cyrkonu do ponad 20% składu przezroczystych minerałów ciężkich. Charakterystyczne jest również znacznie gorsze obtoczenie ziaren kwarcu w części spągowej serii osadów miocenu środkowego.

Miocen środkowy–górnym

Iły, mułki i piaski, lokalnie węgiel brunatny (formacji poznańskiej), miejscami zaburzone glacitektonicznie, tworzą na obszarze arkusza ciągłą pokrywę. Ich miąższość waha się przeważnie w przedziale 50,0–120,0 m, a na obszarze Wzgórz Trzebnickich w kilku otworach stwierdzono, że może ona przekraczać 150,0 m, a nie wykluczone, że miejscami

może dochodzić do 200,0 m. Spowodowane jest to głównie spiętrzeniem glacitektonicznym i nasunięciami w obrębie stropowej części tej formacji. Utwory formacji poznańskiej na obszarze arkusza pojawiają się w wielu miejscach na powierzchni terenu na Wzgórzach Trzebnickich oraz na północ od nich. Najprawdopodobniej we wszystkich przypadkach wystąpienia tych osadów na powierzchni należy wiązać ze strefą spiętrzeń glacitektonicznych.

Wśród osadów tworzących formację poznańską dominują zielononiebieskie ropy, miejscami z oliwkowymi plamami, przewarstwione mułkami i piaskami drobnoziarnistymi. W ropy często występują niewielkie konkracje węgla wapnia. W stropie tej serii często pojawiają się ropy płomieniste o charakterystycznym czerwono-zielonożółtym zabarwieniu, nie tworząc ciągłego poziomu.

Miejscami w obrębie osadów formacji poznańskiej występują cienkie soczewki węgla brunatnego. Spektrum pyłkowe próbek pobranych z głębokości 116,2–120,4 m w otworze 33 charakteryzuje zdecydowana przewaga *Taxodiaceae–Cupressaceae* i *Alnus*. Podwyższone wartości mają również *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Tsuga*, *Rhus* i *Ulmus*. Udział taksonów ciepłolubnych, licznych w poziomach niższych, jest tutaj znikomy (Sadowska, 1984).

Analizy mineralogiczne przeprowadzone przez Czerwonkę (1984) wykazały, że w otworach 33 i 67 w obrębie osadów formacji poznańskiej przeważają chloryty, stanowiące miejscami ponad 40% składu minerałów ciężkich, a w znaczących ilościach występują także granaty i amfibole.

b. Miocen–pliocen

Miocen górny–pliocen

Piaski, żwiry i gliny kaolinowe (formacji gozdnickiej), zaburzone glacitektonicznie pojawiają się na obszarze Wzgórz Trzebnickich, najczęściej w strukturach glacitektonicznych spiętrzeń. Występowanie tych osadów stwierdzono w rejonie Droszowa i Radłowa pod przykryciem niewielkiej miąższości utworów lodowcowych.

Formację gozdnicką tworzyły na tym obszarze różnoziarniste piaski z domieszką żwirów i przewarstwieniami szarozielonych glin. W piaskach przeważają ostrokrawędziste ziarna kwarcu z domieszką białych skaleni i niewielką ilością ciemnych minerałów. Warstwy zapadają pod kątem 50°, co wskazuje na zaburzenie tych osadów w czasie deformacji glacitektonicznych. Badania mineralogiczne (Czerwonka, 1984) wykazały, że wśród minerałów ciężkich przeważają andaluzyt (27%), granaty (25%) i staurolit (15%), a znaczący udział mają także turmaliny i epidot.

Ze względu na to, że przestrzenny zasięg tych utworów nie jest obecnie możliwy do ustalenia, nie umieszczono ich na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II).

5. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Obszar Wzgórz Trzebnickich charakteryzuje się występowaniem intensywnych zaburzeń glacictektonicznych obejmujących zarówno utwory czwartorzędowe, jak i neogeńskie. W wielu miejscach odnotowano występowanie iłów, mułków i piasków, miejscami węgla brunatnego miocenu środkowego–górnego (formacji poznańskiej) jako kry i porwaki w obrębie utworów plejstocenijskich. Sytuację taką stwierdzono m.in. w profilach otworów: 28, 30, 32 i 33.

Dla zobrazowania litologicznego zróżnicowania utworów ukazujących się na powierzchni terenu i stwierdzonych w profilach otworów wiertniczych w strefie występowania zaburzeń glacictektonicznych wydzielono kolejno: piaski i żwiry wodnolodowcowe w strukturach glacictektonicznych, gliny zwałowe w strukturach glacictektonicznych, iły, mułki i piaski zastoiskowe w strukturach glacictektonicznych oraz piaski, żwiry i mułki rzeczne w strukturach glacictektonicznych. Na przeważającym obszarze stan rozpoznania budowy geologicznej nie pozwala na wydzielenie litologicznych odmian zaburzonych osadów, dlatego większość utworów czwartorzędowych występujących na obszarze Wzgórz Trzebnickich ujęto w jedno wydzielenie – utwory plejstocenu nierozdzielone w morenach spiętrzonych. Dokładne rozdzielanie zaburzonych osadów jest na obecnym etapie rozpoznania niemożliwe. Na znacznych obszarach Wzgórz Trzebnickich, bez odsłoneń i wkopów, nie można także jednoznacznie odróżnić osadów zaburzonych od zalegających na nich utworów młodszych pokryw glacialnych. Rozpoznanie takie wymagałoby bardzo szczegółowych kartograficznych prac geologicznych, których zakres musiałby przekroczyć nie tylko limit przewidziany dla reambulacji arkusza, ale nawet dla pełnego standardowego kartowania geologicznego z uwzględnieniem obszaru o największej złożoności budowy geologicznej.

Dokładny wiek powstania wielkoskalowych deformacji glacictektonicznych Wzgórz Trzebnickich, jak i całego Wału Śląskiego, ciągle pozostaje problemem dyskusyjnym, ze względu na brak jednoznacznych reperów stratygraficznych. Początkowo przyjmowano, że powstanie moren spiętrzonych na tym obszarze związane jest z lądolodem fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły (Keilhack, 1919; Woldstedt, 1926; Czajka, 1931). W późniejszych pracach wzniesienia te uważano za moreny czołowe wyznaczające maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Warty (Woldstedt, 1927, 1932, 1954; Meister, 1935a, b; Berger, 1937; Schwarzbach, 1942). Badacze polscy podtrzymywali pogląd o warciańskim wieku powstania moren, równocześnie podkreślając, że są one nałożone na starszą, zmutonizowaną formę, utworzoną przez lądolody zlodowaceń południowopolskich i zlodowacenia

Odry (Pachucki, 1952; Ciuk, 1955; Krygowski, 1961, 1962; Szponar, 1965; Rotnicki, 1967; Różycki, 1968; Dyjor, Kuszell, 1975; Brodzikowski, 1987, 1995; Krzyszkowski, 1992, 1993; Czerwonka i in., 1997).

Wiek starszych osadów lodowcowych, które zostały włączone w glacitektoniczne deformacje nie został dotąd sprecyzowany. Badura i Przybylski (2002) zakładają, że są to prawdopodobnie utwory związane ze zlodowaceniem Sanu 1, a główny etap zaburzeń autorzy ci wiążą ze zlodowaceniem Sanu 2. Obecnie, w nawiązaniu do wielkoskalowych zaburzeń z obszaru Brandenburgii, gdzie w struktury glacitektoniczne włączone zostały także utwory interglacjału wielkiego (Hannemann, 1995, Schulz i in., 2007), należy brać pod uwagę możliwość powstania tych deformacji w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry.

W kontekście obecnego stanu rozpoznania weryfikacji wymaga model plejstocenijskiej kopalnej doliny w rejonie Trzebnicy przedstawiony przez Winnickiego (1990a, 1991, 1992). Autor ten w oparciu o profile otworów wiertniczych z rejonu Trzebnicy zakładał istnienie głębokiej kopalnej doliny wciętej do poziomu poniżej 70 m n.p.m. W dniu tego rozcięcia według interpretacji Winnickiego (1990a) złożone miałyby być gliny stadiału dolnego zlodowaceń południowopolskich. Przy takiej interpretacji należałoby przyjąć, że zaburzenia glacitektoniczne osadów neogenu, w które wcięta miałyby być kopalna dolina powstały przed zlodowaczeniami południowopolskimi. Trudno założyć bowiem, że osady wypełniające formę erozyjną zachowały się w pierwotnym położeniu po procesach wielkoskalowych deformacji glacitektonicznych, które objęły cały Wał Trzebnicki. Należy raczej przypuszczać, że miąższe serie czwartorzędowe, w których można wyróżnić zarówno utwory lodowcowe, jak i rzeczne, w rejonie Trzebnicy są także włączone w wielkoskalowe zaburzenia glacitektoniczne. Obecny stan rozpoznania nie pozwala na jednoznaczne określenie wieku występujących w tej sekwencji osadów rzecznych, utożsamianych przez Winnickiego (1986, 1990a, 1991) z interstadią zlodowaceń południowopolskich. W piaszczystych osadach w rejonie Trzebnicy na głębokościach 50,0 i 86,0 m znajdowane były fragmenty drewna wiązu i topoli (Pyszyński i in., 1991), co jednak nie pozwala na określenie wieku tych osadów, oprócz stwierdzenia ich pochodzenia z okresu o w miarę ciepłym klimacie. W obrębie serii piaszczysto-mułkowych w otworze 53, na głębokości 46,2–48,2 m stwierdzono występowanie ciemnych mułków z zawartością materii organicznej. Badania palinologiczne (Kuszell, 1991) wykazały, że spektrum sporomorf, z dominacją sosny (*Pinus silvestris*) i brzozy (*Betula*), charakteryzuje okres chłodnego klimatu schyłku lub początku okresu interglacjalnego lub chłodny interstadią. W obrębie badanej sekwencji utworów zawierających materiał pyłkowy występują strefy wskazujące, że profil ten uległ zaburzeniom, co także mogłoby potwierdzać przypuszczenie, że osady te stanowią pakiet rzecznych utworów czwartorzędowych

w obrębie osadów zaburzonych glacitektonicznie. Za zaburzeniem sekwencji tych osadów uważanych za rzeczne przez Winnickiego (1986, 1990a) może przemawiać także ich opis przytoczony przez tego autora, który stwierdza, że w obrębie, piaszczysto-mułkowych osadów występują kilkumetrowej miąższości porwaki ilów neogenu, co w rzeczonym środowisku depozycyjnym jest niemożliwe.

Zreinterpretowano również koncepcję występowania kopalnej doliny, która wypełniona miałaby być osadami rzecznyymi z interstadiału zlodowaceń południowopolskich, jaką przedstawiono na pierwotnej wersji mapy (Winnicki, 1986, 1990a) w rejonie Suchej Wielkiej (otw. 33), po północnej stronie Wzgórz Trzebnickich. Uznano, że jeżeli strefa wielkoskalowych deformacji glacitektonicznych rozciąga się jeszcze na północ od granicy arkusza (Krzyszowski, 1992; Czerwonka i in., 1997; Krzyszowski, Kuszel, 2007; Winnicka, 2008a) utwory interpretowane jako rzeczne stwierdzone w profilu otworu kartograficznego 33 występują w pozycji zaburzonej. Poza tym, podobnie jak w rejonie Trzebnicy, należy rozważyć relację czasu powstania potencjalnego kopalnego rozcięcia do okresu, w jakim doszło do zaburzeń sekwencji osadów neogenu i czwartorzędu. Jeśli rozcięcie powstało w interstadiale zlodowaceń południowopolskich, to zaburzenia musiałyby być związane z pierwszym lądolodem południowopolskim, a wiele faktów wskazuje, że do wielkoskalowych zaburzeń w tej strefie dochodziło także później, a w świetle tego zachowanie się kopalnej doliny w stanie nienaruszonym wydaje się wątpliwe. W sąsiednich otworach stwierdzono nasunięcia lub kry osadów miocenu na utwory czwartorzędowe jak na przykład w profilu otworu 32, gdzie od głębokości 3 m stwierdzono występowanie ilów formacji poznańskiej o miąższości około 10 m, a pod nimi ponad 30 m piaszczysto-żwirowych osadów czwartorzędu rozdzielonych aż czterema poziomami glin zwałowych.

Zlodowacenia południowopolskie

Na Nizinie Śląskiej na południe od Wzgórz Trzebnickich poziomy utworów lodowcowych zlodowaceń południowopolskich zalegają generalnie w pozycji niezaburzonej. Wyróżnić można tu dwa poziomy glin zwałowych z tego okresu, które rozdzielone są osadami wodnolodowcowymi lub zastoisowymi albo zalegają bezpośrednio jeden na drugim. Dokładny wiek i ranga dwóch epizodów glacialnych nie została dokładnie ustalona. W nawiązaniu do podziału zlodowaceń południowopolskich przyjętego w obowiązującej Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (2004) gliny dolne przyporządkowano zlodowaceni Sanu 1, a górne zaliczono do zlodowacenia Sanu 2.

Zlodowacenie Sanu 1

Na południe od Wzgórz Trzebnickich gliny zwałowe związane z pierwszą transgresją lądolodu w zlodowaceniach południowopolskich stanowią stosunkowo zwarty poziom osadów. Poziom najstarszych glin zwałowych występuje na rzędnych od 75,0 m do 105,0 m n.p.m. Maksymalna stwierdzona miąższość tych glin wynosi 20,0 m. Gliny mają zwykle zabarwienie ciemnoszare. Miejscami zawierają fragmenty (porwaki) iłów mioceńskich. Badania petrograficzne frakcji żwirowej 5–10 mm przeprowadzone przez Czerwonkę (1984) wykazały, że współczynniki petrograficzne¹ wynoszą odpowiednio: O/K – 0,68; K/W – 1,79 i A/B – 0,54, co wskazuje przede wszystkim na bardzo wyraźną przewagę skał krystalicznych nad wapieniami. Średnia zawartość skał pochodzących z obszaru skandynawskiego wynosi 67,9%.

* *

*

W rejonie Pasikurowic (otw. 84 i 85) na najstarszych na tym obszarze glinach zwałowych zalega miąższa seria osadów zastoiskowych. W przyjętej interpretacji założono, że dolna ich część, w której dominują iły zastoiskowe, pochodzi ze zlodowaceń południowopolskich. Brak górnych glin ze zlodowaceń południowopolskich rozdzielających ten miąższy poziom nie pozwala jednak wykluczyć, że całość drobnofrakcyjnych osadów złożona była w jednym zbiorniku, który powstał tu dopiero w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry. W profilu otworu 85 osady tego typu występują od głębokości 41,6 m, a opisane zostały jako iły stalowe, żółto-smugowane. Utworów tych nie przewiercono. Podobnie wykształcone osady, o miąższości 19,5 m, występują ponad najstarszymi glinami zwałowymi w otworze 84. Opisano je także jako iły stalowe, smugowane iłami brązowymi, co wskazuje na warwowy charakter osadów. Brak jest informacji o wapnistości tych utworów.

W wielu otworach na obszarze Wzgórz Trzebnickich stwierdzono także występowanie osadów, których charakterystyka wskazuje, że powstały one w zbiornikach zastoiskowych, jednak duża zmienność litologii w sąsiednich profilach i ich położenie na różnych wysokościach wskazują na ich występowanie w strukturach glacitektonicznych. Nie można obecnie jednoznacznie określić pierwotnej pozycji stratygraficznej tych osadów. Utwory te opisywane są jako zwięzłe iły barwy szarej lub szaropopielatej, laminowane drobnoziarnistymi lub pyłowatymi piaskami, mułki i piaski drobnoziarniste.

¹ Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm uzyskanych z glin zwałowych charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe rozdzielające dwa poziomy glin zwałowych ze zlodowaceń południowopolskich osiągają niewielką miąższość, zwykle rzędu kilku metrów. Najczęściej jednak młodszy poziom glin zalega bezpośrednio na starszym, tak jak stwierdzono to w profilach otworów 98 i 99 uwzględnionych na przekroju geologicznym A–B. Utwory te opisywane są w profilach otworów archiwalnych jako różnoziarniste piaski barwy żółtej lub żółto-beżowej z domieszką żwirów. Brak obecnie dostatecznych dowodów na to, by stwierdzić czy są to osady z okresu recesji lądolodu, który pozostawił starsze gliny zwałowe, czy z transgresji kolejnego lodowca.

Zlodowacenie Sanu 2

Młodsze gliny zwałowe ze zlodowaceń południowopolskich występują powszechnie na południe od Wzgórz Trzebnickich, a ich miąższość przekracza niekiedy 30,0 m (otw. 99). Gliny te miejscami zostały rozcięte przez późniejszą erozję. Rozcięcia wypełnione są utworami zastoiskowymi, stąd trudno ustalić czy fazę erozji należałoby wiązać z okresem interglacjalnym, czy już z początkiem następnego okresu glacialnego, kiedy obniżaniu ulegał poziom światowych oceanów. W otworze kartograficznym 99, w którym stwierdzono występowanie 50,0 m glin zwałowych, na podstawie badań litologiczno-petrograficznych wyróżniono trzy zróżnicowane poziomy morenowe. Dolny i środkowy poziom glin wiązany jest ze zlodowaczeniami południowopolskimi, a poziom górny ze zlodowaczeniem Odry (Winnicki, 1986). Poziom środkowy o największej miąższości (33,0 m), na głębokości od 6,0 do 39,0 m, wiązany był ze stadią górnym zlodowaceń południowopolskich, a w obecnym ujęciu stratygraficznym należałoby przypisać mu wiek zlodowacenia Sanu 2. Gliny te są ciemnoszare lub szare z odcieniem brązowym. Zwykle są silnie piaszczyste, ale stosunkowo zwarte i zawierają dużo drobnych żwirów. W glinach tych stwierdzono częste występowanie porwaków iłów mioceńskich i węgla brunatnego. Średnie wartości wskaźników petrograficznych (Czerwona, 1984) wynoszą: O/K – 1,25, K/W – 0,89 i A/B – 1,05. W stosunku do starszego poziomu glin zwałowych w osadach tych wyższy jest udział skał pochodzących ze Skandynawii (87,8%). Charakterystyczne jest również występowanie okruchów piaskowców (1–4%), których brak było w dolnym poziomie morenowym. Udział węglanu wapnia w glinach górnych ze zlodowaceń południowopolskich waha się w przedziale 1,5–2,1%. Zbliżone proporcje skał wchodzących w skład frakcji żwirowej, jak w osadach morenowych z otworu 99 stwierdzono również w glinach występujących w otworze 33 położonym na północnym skłonie Wzgórz Trzebnickich, nawierconych na głębokości 52,5–55,0 m oraz w otworze 53 na głębokości 34,3–38,1 m. Oba te otwory wywiercono w strefie, która uległa zaburzeniom glacitektonicznym i najprawdopodobniej stwierdzone w nich gliny nie występują tam w swym pierwotnym położeniu.

Gliny zwałowe związane ze zlodowaceniem Sanu 2 ukazują się na powierzchni terenu w południowej części obszaru arkusza, gdzie zostały erozyjnie odsłonięte w krawędziach doliny Odry i Widawy. Gliny te występują na powierzchni ostańców erozyjnych w rejonie Widawy.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Czas pomiędzy zlodowaczeniami południowopolskimi a środkowopolskimi (interglacjał mazowiecki) na omawianym obszarze był przede wszystkim okresem intensywnej erozji i denudacji. Winnicki (1986, 1990a) z okresem tym wiązał utwory rezydualne w postaci bruków złożonych ze żwirów i głazów skał skandynawskich, które lokalnie zalegają na utworach miocenu na obszarze Wzgórz Trzebnickich. Średnica niektórych eratyków w tego typu utworach przekracza 1,0 m. Ponieważ utwory te spotykane są także w pozycji zaburzonej, a z drugiej strony część z nich związana jest z erozją i denudacją w młodszych okresach, nie ujęto ich w osobne wydzielenie związane z interglacjałem mazowieckim.

Dyskusyjna jest również pozycja stratygraficzna utworów piaszczystych wydzielonych przez Winnickiego (1986, 1990a) jako osady rzeczne z interglacjału mazowieckiego w profilu otworu 33 na głębokości 41,0–47,0 m. Są to jasnoszare średnioziarniste i drobnoziarniste piaski. O rzeczonym charakterze tych osadów świadczy stosunkowo dobre obtoczenie ziaren kwarcu ($R = 0,62$). W składzie minerałów ciężkich (Czerwonka, 1984) charakterystyczny jest wysoki udział staurolitu (18%). Wśród pozostałych minerałów znaczną część stanowią epidot (16,9%), amfibole (15,9%) i granaty (15,5%). Istotny jest także udział dystenu (10%), piroksenów (9,4%) i turmalinów (8%). Podwyższony udział minerałów odpornych na wietrzenie wskazuje na możliwość redepozycji z osadów neogenu. Ponieważ utwory te występują w strefie zaburzonej glacitektonicznie nie można jednoznacznie założyć, że ich pozycja pomiędzy seriami lodowcowymi jest pierwotna, stąd nie wydzielono ich osobno włączając w obręb nierozdzielonych utworów czwartorzędowych w strukturach glacitektonicznych. W utworach tych nie stwierdzono żadnych przewarstwień organicznych, brak jest zatem potwierdzenia biostratygraficznego ich pozycji, stąd obecnie nie można określić jednoznacznie ich wieku.

Zlodowacenia środkowopolskie

Jak wynika z przedstawionej powyżej dyskusji na temat braku jednoznacznych dowodów na istnienie na analizowanym obszarze osadów interglacjału mazowieckiego można przyjąć, że poziom utworów lodowcowych zlodowaceń środkowopolskich zalega bezpośrednio na starszych seriach glacialnych. Występowanie osadów lodowcowych zlodowacenia Odry na Wzgórzach Trzebnickich

i w ich otoczeniu oraz ich relacja z potencjalnie występującymi w tym rejonie glinami zwałowymi zlodowacenia Warty stanowią od wielu lat przedmiot dyskusji. W czasie zlodowaceń środkowopolskich na obszar arkusza dwukrotnie docierały lądolody skandynawskie. Według regionalnych rekonstrukcji paleogeograficznych starszy z nich pokrył cały analizowany obszar, sięgając na południe po Sudety, a młodszy zatrzymał się na linii Wału Trzebnickiego (Śląskiego). Odpowiednio do dawniej stosowanych podziałów stratygraficznych starszy z tych lądolodów związany był ze stadią (lub zlodowaceniem) Odry, a młodszy – ze stadią (lub zlodowaceniem) Warty. Stadia (lub zlodowacenia) oddzielać miał według stosowanych dawniej rekonstrukcji okres ciepły o randze interstadia lub interglacjału – tzw. interstadia lub interglacjału lubawski (lubelski). Podział kompleksu środkowopolskiego w nawiązaniu do najnowszych schematów stratygraficznych (Marks i in., 1995; Ber, 2005; Wagner, red., 2008) zakłada, że utwory związane z lądolodem Odry i Warty powstały w czasie tego samego piętra zimnego (OIS 6). Zatem okres rozdzielający epizody glacialne Odry i Warty nie ma rangi interglacialnej, a co najwyżej interstadialną. Winnicki (1990a) stwierdza, że w trakcie prac kartograficznych nie można było wyróżnić dwóch poziomów glin zlodowaceń środkowopolskich, a poziom najmłodszych glin na Wzgórzach Trzebnickich łączy się z tymi, które występują na powierzchni na północ oraz na południe od wzgórz i powstał w zlodowaceniach Odry. Inne stanowisko przedstawiono natomiast w pracach Czerwonki i innych (1997), Krzyszkowskiego i Kuszel (2007) oraz Krzyszkowskiego (2010), których autorzy zakładają, że gliny zwałowe zlodowacenia Warty stanowią najmłodszy poziom glacialny na obszarze Wzgórz Trzebnickich. Poziom ten zachowany jest jedynie lokalnie i zalega w niezaburzonej postaci na starszych spiętrzonych glacitektonicznie osadach. Na obszarze Wzgórz Trzebnickich gliny takie stwierdzone zostały w profilu w rejonie miejscowości Taczów i taką nazwę nadano litotypowi utożsamianemu ze zlodowaceniem Warty (Czerwonka i in., 1997). Według wymienionych wyżej autorów gliny zwałowe zlodowacenia Odry zostały, podobnie jak serie glacialne ze zlodowaceń południowopolskich, włączone w wielkoskalowe zaburzenia.

Na reambulowanej wersji mapy przedstawiono interpretację będącą pewnym kompromisem pomiędzy omówionymi powyżej rekonstrukcjami dotyczącymi zlodowaceń środkowopolskich na tym obszarze i wydzieleniami przedstawionymi na obszarach sąsiednich arkuszy (Bartczak, 2002a, b; Winnicka, 2008a, b). Nie można wykluczyć lokalnej dwudzielności glin zwałowych z tego okresu na Wzgórzach Trzebnickich i na północ od nich, przyjęto jednak, że to gliny zlodowacenia Odry leżą w formie niezaburzonej na spiętrzonych osadach neogenu i plejstocenu. Nie wyklucza to, że co najmniej część deformacji glacitektonicznych mogła powstać właśnie w czasie zlodowacenia Odry, a lądolód następnie przekroczył wał moren spiętrzonych.

Mimo tych kontrowersji podziału wydzielen zlodowaceń środkowopolskich dokonano zgodnie z obowiązującą Instrukcją opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (2004), chociaż należy mieć na uwadze, że przedstawione tam podziały uległy rewizji w najnowszych opracowaniach stratygrafii plejstocenu Polski.

Zlodowacenie Odry

Mułki, piaski i ły zastoiskowe powstałe w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry występują na południowym przedpolu Wzgórz Trzebnickich. W tym okresie istniał tu co najmniej jeden stosunkowo rozległy zbiornik o rozciągłości kilku kilometrów. Miąższe osady związane z tym zbiornikiem limnoglacialnym stwierdzono między innymi w otworach: 75 na południowy wschód od Wiszni Małej, 84 i 85 w rejonie Pasikurowic i 101 na północ od Prusowic. Miąższość osadów zastoiskowych w tych profilach wynosi od 21,5 m (otw. 75), 25,0 m (otw. 84), 21,6 (otw. 85) i do aż 38,0 m w otworze 101.

Nie można wykluczyć, że w tym ostatnim profilu dolna część utworów zastoiskowych jest starsza, albo jak wspomniano już wyżej, ciemnoszare smugowane ły zinterpretowane jako zastoiskowe ze zlodowaceń południowopolskich w profilach otworów 84 i 85 tworzą jedną serię z nadległymi drobnofrakcyjnymi utworami limnoglacialnymi i wówczas ich miąższość byłaby analogiczna jak w otworze 101. Seria utworów zastoiskowych stwierdzanych pod glinami zwałowymi zlodowacenia Odry w profilach otworów występuje na rzędnych od 100,0 do 130,0 m n.p.m. Nieco wyżej, do około 140 m, sięgają wychodnie utworów zastoiskowych, które zostały odsłonięte przez erozję i procesy denudacyjne na powierzchni terenu w rejonie Kryniczna, Szymanowa i Malina. Wychodnie utworów zastoiskowych na powierzchni terenu stwierdzono także w obrzeżeniu i na tarasach erozyjno-akumulacyjnych doliny Dobrej, koło Pawłowic, Szczodrego i Bąkowa.

Utwory zastoiskowe z okresu transgresji lądolodu zlodowacenia Odry wykształcone są najczęściej jako mułki ilaste, szare i ciemnoszare, czasami żółtobrunatne lub zielonkawe, przewarstwione piaskami drobnoziarnistymi i łąkami. Warstwowanie poziome rzadko zaznacza się wyraźnie. Często na powierzchniach sedymentacyjnych występuje koncentracja jasnych łuszczków, a czasami także redeponowanego z utworów miocenu drobnoziarnistego detrytusu węglowego. W rejonie Kryniczna osady zastoiskowe wykształcone są jako typowe ły i mułki warwowe z przewarstwieniami białych piasków drobnoziarnistych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) z okresu transgresji lądolodu zlodowacenia Odry nie tworzą pod glinami zwałowymi z tego okresu ciągłego horyzontu, ale ich występowanie stwierdzono w licznych profilach otworów, a także we wkopach i sondach badawczych, zarówno na

północ jak i na południe od Wzgórz Trzebnickich. Osady te ukazują się także lokalnie na powierzchni terenu, tam gdzie odsłonięte zostały przez erozję, głównie w północno-zachodniej części obszaru arkusza.

Miąższość ich jest zwykle niewielka i nie przekracza kilku metrów. Jedynie w rejonie Siedlca (otw. 77) stwierdzono aż 28,5 m osadów piaszczysto-żwirowych występujących do rzędnej 138,0 m n.p.m. W transgresywnych osadach wodnolodowcowych przeważają gruboziarniste piaski ze żwirami, a w spągu także z otoczakami. Partiami występują w tych utworach przewarstwienia osadów z domieszką frakcji ilastej o charakterze piasków gliniastych lub glin piaszczystych. Seria ta stanowi najprawdopodobniej ślad utworów wodnolodowcowych (sandru?) spływających w kierunku zbiornika zastoiskowego znajdującego się około 1 km na południe od opisanego powyżej.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry najszerszej rozprzestrzenione są na południe od Wzgórz Trzebnickich, zwłaszcza w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie tworzą zwarte rozległe pokrywy o miąższości od kilku do około 20 m. Na północ od Wzgórz Trzebnickich gliny te występują w postaci mniejszych płatów o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Gliny zwałowe zlodowacenia Odry są przeważnie piaszczyste, barwy brązowej i żółtobrązowej. W ich obrębie spotykane są przewarstwienia piasków. Meister (1935a, b) podaje, że w glinach tych w rejonie Ligoty Pięknej i Pasikurowic znaleziono fragmenty bursztynów. Wskaźniki petrograficzne glin występujących od powierzchni do głębokości 6,0 m w otworze 99 wynoszą: O/K – 0,91; K/W – 1,28 i A/B – 0,74 (Czerwonka, 1984). Podobne wartości wskaźników petrograficznych stwierdzono w glinach występujących w otworach 33 na głębokości 23,3–41,0 m, 53 na głębokości 6,9–34,3 m i 67 na głębokości 31,3–39,8 m.

Piaski, mułki i gliny zwałowe moren spiętrzonych wydzielono w obrębie wydłużonego w kierunku północny północny zachód–południowy południowy wschód wzniesienia na wschód od Kryniczna. Względna wysokość wału nie przekracza 15,0 m. Wzniesienie zbudowane jest z drobnoziarnistych piasków i mułków, których warstwy zostały zaburzone i występują w położeniu prawie pionowym (Winnicki, 1990a). Skłony wzniesienia pokrywają gliny lodowcowe. Drobnoziarniste utwory stanowiły najprawdopodobniej pierwotnie osady kemu limnoglacialnego, które przy kolejnym awansie lądolodu zostały wyciśnięte w formie diapiru, być może w sytuacji analogicznej jaka zinterpretowana została przez Urbańskiego i innych (2012) na przedpolu Wzgórz Dalkowskich, gdzie do deformacji i powstania spiętrzonej moreny międzylobowej doszło w czasie tzw. fazy chocianowskiej w zlodowaceniu Odry.

Piaski i mułki kemów to kilka wzniesień na obszarze polodowcowej wysoczyzny na południe od Pasikurowic i na zachód od Psarów. Kemy zbudowane są w przewodzie z żółtoszarych

piasków drobnoziarnistych z przewarstwieniami szarych i zielonkavo-szarych mułków. Czasami osady budujące wzniesienia kemów zawierają wkładki piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów. Osady te warstwowane są poziomo bądź ukośnie.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej. Analizując występowanie pokryw piaszczysto-żwirowych zalegających na glinach zwałowych na południe od Wzgórz Trzebnickich, można zauważyć, że oprócz nielicznych nieregularnych płatów osadów wodnolodowcowych zarysowują się wyraźnie ciągi występowania tego typu utworów, przebiegające od granic stożków sandrowych w kierunku południowo-zachodnim, a więc ku obniżeniu Pradoliny Wrocławskiej. Ich występowanie stwierdzono we wkopach i sondach badawczych realizowanych jeszcze w czasie opracowywania pierwszej wersji arkusza (Winnicki, 1986). Są to w przewadze piaski różnoziarniste, barwy szarej lub żółtoszarej, czasami rdzawej, poziomo lub skośnie warstwowane. Miejscami występują piaski żwirowate lub zawierające przewarstwienia żwirów. W obecnym ujęciu zreinterpretowano nieco rozprzestrzenienie tych utworów w oparciu o archiwalne punkty dokumentacyjne w nawiązaniu do ukształtowania powierzchni terenu. Czasami osady piaszczysto-żwirowe tworzą niewielkiej wysokości kulminacje, jak na południowy zachód od Ligoty Pięknej i od Siedlca, a czasami występują jako niewielkiej miąższości pokrywy w poziomie wyrównanym z gliniastą wysoczyzną morenową, bądź występują w szczytowej części wałów zbudowanych z glin zwałowych. Miąższość tych osadów waha się od 1,0 do około 5 m. Taki charakter występowania sugeruje, że osady te stanowią ślady przepływów wód spływających od lądolodu ku pradolinie, najprawdopodobniej przy zalegającej na przedpolu pokrywie martwych lodów. Piaski i żwiry po wytopieniu się lodu zachowały się w górnych partiach połączonych wydłużonych kulminacji. W tym sensie potwierdzałoby się częściowo założenie przedstawione przez Winnickiego o istnieniu martwego lodu na przedpolu Wzgórz Trzebnickich. Wskazuje to także na jedynie recesyjny charakter istnienia strefy marginalnej na linii wzgórz i brak okresu ciepłego oddzielającego zlodowacenie Odry od zlodowacenia Warty.

Mułki i ropy zastoisowe z okresu recesji lądolodu zlodowacenia Odry nie osiągają już tak znacznych miąższości i rozprzestrzenienia jak te z okresu transgresji. Ich występowanie stwierdzono jedynie lokalnie w pojedynczych wkopach badawczych i sondach, m.in. na południe od Piotrowiczek oraz na zachód od Rogóza. Są to w przewadze mułki ilaste, barwy szarej i ciemnoszarej.

Jak przedstawiono to już powyżej utwory wiązane ze zlodowaceniem Warty w obecnym ujęciu powinny być rozpatrywane raczej jako powstałe w etapie recesyjnym zlodowacenia Odry.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) powstałe w etapie recesyjnym zlodowacenia Odry tworzą rozległe pokrywy, zarówno na południowym przedpolu Wzgórz Trzebnickich, jak i na północnych skłonach wzniesień. Po stronie południowej najbardziej rozległym obszarem

występowania osadów akumulacji wodnolodowcowej jest tzw. sandr siedlecki rozciągający się pomiędzy Wisznią Małą, Pierwoszowem, Siedlcem i Malinem. Po raz pierwszy sandr ten został opisany w pracy Schwarzbacha (1942) i wiązany był ze strefą zasięgu lądolodu zlodowacenia Warty. Taką samą interpretację stratygraficzną przyjął Krzyszkowski (1993), przedstawiając w swej pracy szczegółowe badania sedymentologiczne i litologiczne osadów wodnolodowcowych sandru siedleckiego. Winnicki (1990a) ten obszar akumulacji osadów wodnolodowcowych interpretował jako rozległy kem powstały pomiędzy krawędzią Wzgórz Trzebnickich a martwym lodem, który zalegał na ich przedpolu. Taką interpretację należy jednak odrzucić przede wszystkim ze względu na to, że topniejący martwy lód nie mógł dostarczyć takiej ilości materiału jaka była potrzebna do uformowania sandru. Miąższość utworów piaszczysto-żwirowych budujących sandr siedlecki w jego górnej części miejscami przekracza 25,0 m i zmniejsza się do kilku metrów w części południowej. Łączna powierzchnia sandru wynosi ponad 10 km². Główna kulminacja i wylot stożka sandrowego z obszaru Wzgórz Trzebnickich znajduje się na północ od Pierwoszowa. Tam również, w rozległym wyrobisku eksploatującym kruszywo naturalne, najlepiej rozpoznana została wewnętrzna budowa sandru. Mniejsze odsłonięcia tych osadów opisane szczegółowo w pracy Krzyszkowskiego (1993) znajdowały się w rejonie Biedrzyc i Wiszni Małej. Drugi nieco mniejszy stożek sandrowy powstał pomiędzy Godziszową a Łoziną, a fragmenty kolejnych znajdują się przy zachodniej granicy obszaru arkusza pomiędzy Michałowicami a Bykowem i przy granicy wschodniej w rejonie Piotrowiczek. Górne części stożków sandrowych, a zwłaszcza sandru siedleckiego, przykrywa cienka warstwa pyłów eolicznych, stanowiąca kontynuację pokrywy lessowej Wzgórz Trzebnickich. Sandr siedlecki budują w głównej mierze gruboziarniste piaski ze zmienną domieszką żwirów. Warstwowanie jest poziome lub przekątne o niskim kącie nachylenia. Licznie występują tu warstwy wzbogacone w toceńce iłów mioceńskich uzbrojone żwirami z osadów wodnolodowcowych. Warstwowanie rynnowe występuje jedynie lokalnie, a kanały są stosunkowo niewielkie, rzędu 1–2 m szerokości i 0,5 m głębokości. Pomierzone kierunki struktur sedymentacyjnych wskazują wyraźnie na transport z północy na południe. W odsłonięciu osadów sandrowych w Biedzycach Krzyszkowski (1993) stwierdził występowanie uskoków przecinających całą serię osadów. Petrografia frakcji żwirowej osadów sandrowych jest typowa dla osadów lodowcowych. Zachowanie znacznego udziału wapieni paleozoicznych wskazuje, że osady lodowcowe są stosunkowo młode, ponieważ skały wapienne nie zostały wyługowane.

Na obszarze wysoczyzny pokrytej w głównej mierze glinami zwałowymi na południe od zasięgu sandru osady wodnolodowcowe występują w postaci izolowanych płatów o miąższości nieprzekraczającej kilku metrów, a najczęściej w postaci cienkich pokryw (poniżej 2,0 m).

Na północ od Wzgórz Trzebnickich osady wodnolodowcowe tworzą także rozległe powierzchnie akumulacyjne, zwłaszcza w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Ze względu na pozycję ich występowania można by je interpretować jako utwory akumulowane pomiędzy aktywnym lodem a północnymi skłonami glacitektonicznych wzniesień podczas recesji lądolodu, a więc akumulacja ta mogła mieć charakter tarasów kemowych. Silne rozcięcie erozyjne i przekształcenie pierwotnych powierzchni akumulacyjnych nie pozwala jednak jednoznacznie określić, czy taka interpretacja jest słuszna. Osady te wydzielono zatem generalnie jako wodnolodowcowe, nie rozdzielając ich od utworów sandrowych i wodnolodowcowych południowego przedpola Wzgórz Trzebnickich.

* *
*
*

Występowanie lessów starszych, związanych z okresem zlodowaceń środkowopolskich na obszarze Wzgórz Trzebnickich jak dotąd nie zostało jednoznacznie potwierdzone. Jary i inni (2002) nie wykluczają jednak, że część lessów mogła powstać jeszcze w zlodowaceniu Warty. Interpretacja ta oparta jest na analizie profili osadów pyłowych w Skarszynie i Zaprężynie, przy południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich. W dolnej części profilu pod przykryciem lessów o miąższości 4,0–5,0 m stwierdzono występowanie złożonego i częściowo zredukowanego kompleksu glebowego. Istotny element tego kompleksu stanowi zwłaszcza poziom iluwialny, interpretowany jako pozostałość gleby leśnej przykrytej redeponowanymi po stoku osadami z zawartością zwęglonych fragmentów drewna sosnowego (*Pinus silvestris*). Jary i Cizek (2004) wiążą ten kompleks glebowy z okresem interglacjału eemskiego i wczesnego glacjału. Podobne stanowisko zajmuje Śnieszko (1995), który uważa, że gleba ze stanowiska w Zaprężynie odpowiada tzw. kompleksowi glebowemu typu nietulisko, który powstawał w interglacjale eemskim. Ponieważ tak interpretowany kompleks glebowy wykształcił się w rejonie Skarszyna na podłożu stosunkowo cienkiej, około 1-metrowej warstwy osadów pyłowych i pyłowato-piaszczystych całkowicie przekształconych przez procesy pedogenezy, można zakładać, że jest to pozostałość lessów, które mogły powstawać na tym obszarze przed interglacjałem eemskim.

Interglacjał eemski?

Po recesji lądolodu zlodowaceń środkowopolskich wyniesiony obszar wzniesienia Wąw Trzebnickiego ulegał intensywnej denudacji. Według Rotnickiego (1966), który prowadził badania na obszarze Wzgórz Ostrzeszowskich, denudacja w warunkach peryglacjalnych w chłodnych okresach zlodowaceń północnopolskich mogła doprowadzić do redukcji nawet kilkudziesięciu metrów osadów, które z rejonu glacitektonicznie spiętrzonych wzniesień zostały przemieszczone i wypełniły baseny

sedymencyjne położone na południe i na północ od elewacji. Mięzsza seria osadów rzecznych powstała w interglacjale eemskim i zlodowaceniach północnopolskich stwierdzona została zwłaszcza po stronie północnej w Kotlinie Żmigrodzkiej, gdzie miąższość utworów z tego okresu sięga 40,0 m (Krzyszowski, Kuszell, 2007). Winnicki (1986, 1990a) wydzielił serię piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów, występujących w profilu otworu 33 na głębokości 6,0–23,3 m, jako serię osadów rzecznych z interglacjału eemskiego. Utwory te cechują się stosunkowo słabym obtoczeniem ziaren kwarcu ($R = 0,85$). Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole (43,9%), granaty (20,8%) i pirokseny (14,9%). Cechy te nie pozwalają jednoznacznie określić, czy jest to seria osadów związana z interglacjałem, czy może już z okresem zlodowaceń północnopolskich, zwłaszcza, że brak w nich szczątków materii organicznej.

Podobnie niejednoznaczna jest pozycja drobnoziarnistych piasków wapnistych z malakofauną opisanych po raz pierwszy przez Meistera (1935a, b). Utwory te odsłonięto w czasie budowy przekopu kolejowego na południe od Trzebnicy na wysokości Raszowa na głębokości 3,0–7,9 m pod przykryciem lessów. Według opisu zawierały liczne szczątki fauny, zwłaszcza muszli ślimaków, a także warstwę z okruchami trawertynu. Jak podaje Meister (1935a, b) wśród szczątków fauny udało się oznaczyć aż 40 gatunków, z których najważniejsze to: *Acme (Platyla) polita* (Hartmann), *Vertigo (Vertigo) parcedentata* (Sandberg), *Orcula (Sphyradium) doliolum* (Brugiere), *Acanthinula (Acanthinul) aculeata* (Müller), *Graciliaria (Ruthenia) filograna* (Rossmassler), *Clausilia (Clausilia) pumila* (C. Pfeiffer), *Laciniaria (Alinda) plicata* (Draparnaud), *Cochlodina laminata* (Montagu), *Discus (Discus) ruderatus* (Stud.), *Vitrea (Vitrea) contracta* (Westerlund), *Fruticicola (Fruticicola) fruticum* (Müller), *Zenobiella (Monachoides) incarnata* (Müller), *Helix (Helix) pomatia* (Linnaeus). Prawie wszystkie gatunki to lądowe ślimaki występujące w strefie umiarkowanej zasiedlające wilgotne zacienione środowiska. Wiele z nich, jak ślimak winniczek (*Helix pomatia*), znanych jest również z obecnego powszechnego występowania. Jedynie *Vertigo parcedentata* jest gatunkiem zimnolubnym. Winnicki i Skompski (1991) sugerują, że muszle tego gatunku mogły znaleźć się w obrębie serii piasków wapnistych na wtórnym złożu lub zostały źle oznaczone. Wśród wyróżnionych gatunków brak form, które jednoznacznie pozwoliłyby określić, że osady te należy wiązać z interglacjałem eemskim. W trakcie prac kartograficznych prowadzonych przez Winnickiego (1986, 1990a), ani w czasie uzupełniającego rozpoznania podczas reambulacji arkusza Trzebnica SMGP, nie udało się natrafić na osady z kopalną fauną opisane przez Meistera (1935a, b). Autor ten opisuje także kości czaszki i kończyn nosorożca włochatego *Rhinoceros tichorhinus* Fischer, które znaleziono we wcięciu drogi w rejonie Trzebnicy pod osadami lessowymi. Ponieważ

zwierzęta te mogły zasiedlać ten obszar także w chłodniejszych okresach plejstocenu pozycja tych osadów nie wskazuje na interglacjalne pochodzenie.

Dyskusyjna jest także pozycja poziomu bruku rezydualnego, stwierdzonego w cegielni w Trzebnicy, interpretowanego przez niektórych autorów jako rezydium z interglacjału mazowieckiego, w którym znaleziono artefakty interpretowane jako dolnopaleolityczne (Burdukiewicz, Winnicki, 1989; Burdukiewicz, 1990, 1991, 1993; Burdukiewicz, Mayer, 1991). Interpretacja ta nie została jednak poparta dowodami stratygraficznymi, a wiele przesłanek wskazuje na znacznie młodszy wiek bruku erozyjnego, niż zakładali to wymienieni wyżej autorzy. Bruk ten, zalegający miejscami bezpośrednio na utworach neogenu, a miejscami na glinach zwałowych, przykryty jest tylko utworami lessowymi i stokowymi. Brak dowodów na to, iż występuje on pomiędzy dwoma seriami glacialnymi. Oprócz artefaktów krzemiennych w obrębie warstwy bruku znaleziono także fragmenty kości konia (*Equus caballus*), nosorożca (*Rhinoceros* sp.) i ząb szczupaka (*Esox lucius*) (Winnicki, 1991). Znajdźiska te w żaden jednak sposób nie pozwalają na stwierdzenie, że poziom ten należy wiązać z interglacjałem mazowieckim, a przez analogię – do innych stanowisk na obszarze Dolnego Śląska, gdzie w obrębie poziomu bruku erozyjnego stwierdzono występowanie artefaktów i szczątków kostnych można z dużym prawdopodobieństwem założyć, że poziom rezydualny w Trzebnicy powstał dopiero w interglacjale eemskim lub nawet w okresie zlodowaceń północnopolskich (Wiśniewski i in., 2013).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski, miejscami żwiry, rzeczne tarasów nadzalewowych (wyższych) 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Dobrej) oraz 10,0 m n.p. rzeki (Odry) wydzielane były przez Winnickiego (1986, 1990a) jako piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe. Takim określeniem nazywa się zazwyczaj utwory pradolinne. Osady te tworzą na przedpolu Wzgórz Trzebnickich poziom akumulacyjny niższy o kilka metrów od sandrów powstałych w czasie stadiału Warty. Poziom ten ma charakter rozległej powierzchni akumulacji rzecznej wypełniającej zagłębienie pomiędzy Łoziną, Michałowicami, Szczodrem i Domaszczynem. Poziom akumulacji rzecznej utworzony został przez Dobrą i jej dopływy spływające z obszaru glacitektonicznej elewacji. Powierzchnia akumulacyjna opada od około 140 m przy krawędzi Wzgórz Trzebnickich do około 125 m w rejonie Szczodrego. Utwory budujące wyższy taras nadzalewowy to w przewadze piaski drobnoziarniste, warstwowe poziomo lub przekątnie, barwy szarozółtej lub szarej. Lokalnie w obrębie osadów budujących wyższy taras nadzalewowy występują piaski z domieszką żwirów. Grubszy materiał

spotykany jest zwłaszcza w dolnej części profilu osadów tarasowych. Miąższość osadów rzecznych tego poziomu akumulacyjnego wynosi 1,0–5,0 m. Brak reperów stratygraficznych nie pozwala jednoznacznie określić wieku tego poziomu akumulacji rzecznej. Nie można wykluczyć, że akumulacja ta mogła być zapoczątkowana zaraz po wycofaniu się lądolodu, jeszcze w schyłkowej fazie stadiału Warty, a rzeczne osady wypełniają zagłębienie po bryle martwego lodu. Bardziej prawdopodobne jednak wydaje się powiązanie tego tarasu z wyższym tarasem Odry w rejonie Wrocławia datowanym na około 50–60 tys. lat (Wiśniewski i in., 2013).

Lessy Wzgórz Trzebnickich są najbardziej na północ wysuniętym zwartym obszarem występowania pokrywy pyłów eolicznych w Polsce zachodniej. Lessy okrywają prawie całkowicie zwartą pokrywą wierzchowinę wzgórz, a także zalegają na osadach na północ i południe od glacitektonicznej elewacji. Lessy tego obszaru mają zabarwienie żółtawe i żółtobrunatne. W większości odsłonięć nie wykazują one warstwowania, oprócz partii spągowych, gdzie dodatkowo występują soczewki piasków pyłowatych. W spągu pokryw eolicznych często stwierdza się warstwę bruku deflacyjnego. Niektóre otoczaki mają charakter graniaków wiatrowych. Część glin pyłowatych z zaznaczonymi teksturami kierunkowymi i domieszką drobnych żwirów wiąże się z procesami deluwialnej redepozycji materiału pylastego (Winnicki, 1990a, 1994; Jary, Chodak, Krzyszkowski, 1990). Tego rodzaju utwory rozpowszechnione są zwłaszcza przy południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich. W profilach lessów notowane były pseudomorfozy po klinach lodowych o pionowej rozciągłości od kilkadziesiąt centymetrów do około 3 m (Winnicki, 1991; Burdukiewicz, Goździk, 1993; Jary, 1996).

Miąższość lessów tego obszaru zwykle nie przekracza 10,0 m. Winnicki (1986, 1990a) zinterpretował na podstawie osadów nawierconych w otworze 50 w rejonie Raszowa, że lessy na obszarze Wzgórz Trzebnickich mogą osiągać miąższość 25,0 m. Na tej podstawie taka maksymalna miąższość lessów na tym obszarze była przyjmowana także w innych pracach. Analizując opis profilu otworu 50 można jednak mieć wątpliwości co do takiej interpretacji. Typowe lessy występują w tym profilu do głębokości 5,0 m. Poniżej osady mają charakter piasków pyłowatych, jasnoszaro-żółtych, szarych i jasnoszarych z wyraźnie zaznaczającym się warstwowaniem pod kątem 10–15°, z przewarstwieniami piasków gruboziarnistych, a miejscami z pojedynczymi żwirkami, co wskazuje raczej na depozycję w środowisku wód płynących. Serię osadów poniżej lessów w tym profilu należałoby więc interpretować bądź jako rzeczną lub, co jest bardziej prawdopodobne, jako osady delty limnoglacialnej w sekwencji osadów zaburzonych glacitektonicznie. Na tę drugą interpretację mogłyby wskazywać opisane w profilu otworu zapady struktur sedymentacyjnych pod kątem 45°.

Geneza i wiek lessów na obszarze Wzgórz Trzebnickich dyskutowane były w wielu pracach (Czajka, 1931; Meister, 1935a, b; Rokicki, 1952; Pachucki, 1952; Jary, Chodak, Krzyszkowski, 1990;

Winnicki, 1991, 1994; Śnieszko, Burdukiewicz, 1993, Jary, 1996, 2007, Jary i in., 2002). Powstanie pokrywy osadów pyłowych na obszarze Wzgórz Trzebnickich związane jest z ostatnim zlodowaczeniem. Jak wspomniano powyżej niektórzy badacze nie wykluczają, że część lessów mogła powstać jeszcze w zlodowaczeniu Warty (Jary i in., 2002). Nie wyjaśniono jak dotąd w sposób dostateczny przyczyny powstania rozległych pokryw pyłów eolicznych akurat na Wzgórzach Trzebnickich, przy ich jednoczesnym braku na sąsiednich ciągach glacitektonicznych elewacji, takich jak Wzgórze Dalkowskie, Ostrzeszowskie i Twardogórskie. Meister (1935a, b) zauważył, że miąższość lessów na zachodnich zboczach dolin jest większa niż na wschodnich i na podstawie tych obserwacji wysunął hipotezę o kierunku transportu eolicznego z zachodu i północnego zachodu i osadzaniu pyłów na stokach zawietrznych. Czajka (1931) uważał, że lessy Wzgórz Trzebnickich nawiane zostały z obszaru Kotliny Żmigrodzkiej. Często podkreślano, że oprócz lessów „typowych” występują tu utwory pyłowe wzbogacone we frakcję piaszczystą i pojedyncze żwirki, z zaznaczającym się poziomym warstwowaniem. Rokicki (1952) uważał, że tego rodzaju glinki pyłowe zajmują najwyższe powierzchnie na Wzgórzach Trzebnickich i nie wykluczał ich powstania przy współdziałaniu wód topniejącego lodowca. Utwory pyłowe widoczne w profilu cegielni w Trzebnicy Śnieszko uważa także za osady limnoglacialne (Śnieszko, Burdukiewicz, 1993). Jary (1991) i Winnicki (1994) powstanie większości lessów Wzgórz Trzebnickich wiąże głównie z procesami eolicznymi, przy bliskim transporcie osadów.

Autorzy interpretujący poziomy glebowe występujące w profilu lessów w Trzebnicy różnie interpretowali ich wiek. Winnicki (1991) uważał, że górne gleby mogły być związane z interglacjalem eemskim lub interstadiem Pilicy, co jednak w żaden sposób nie zostało poparte datowaniami lub innymi dowodami stratygraficznymi. Jary i Kida (1993) uważają natomiast, że gleby te są znacznie młodsze i nie można wykluczyć, że jest to poziom powstały w holocenie i przykryty młodymi osadami deluwialnymi. Nie ustalono także jednoznacznie wieku dwudzielnego poziomu gleb występujących w spągu profilu lessów w stanowisku w Zaprężynie (Jary, Ciszek, 2004). Scharakteryzowano je ogólnie jako gleby z okresu interstadijalnego.

Na obszarze Wzgórz Trzebnickich próby datowania wieku pokryw pyłowych podjęto w profilach lessów odsłaniających się w cegielni w Trzebnicy (Jary, Kida, 1993, Jary, 1996) i w Zaprężynie (Jary, 1996; Jary i in., 2002). W Trzebnicy datowania wykonane metodą TL wskazały, że pokrywa lessowa o miąższości kilku metrów, przykryta warstwą osadów stokowych, jest stosunkowo młoda i powstała w okresie od około 28 tys. lat do około 19 tys. lat temu (Jary, 1996). Przykrywające lessy utwory stokowe powstawały od schyłku zlodowacenia Wisły aż po okres historyczny. Fragmenty cegieł znajdowane były w osadach deluwialnych w rejonie Trzebnicy do głębokości około 2 m

(Traczyk, 1993). Datowania TL wykonane dla profilu lessów w Zaprężynie o miąższości około 5 m nie są niestety ułożone konsekwentnie, ale można stwierdzić, że wśród jedenastu oznaczeń większość grupuje się w przedziale od około 60 do 45 tys. lat (Jary i in., 2002). Prawdopodobnie jednak osady lessowe występujące w tym profilu są młodsze, na co wskazują testowe datowania węgielków drzewnych metodą ^{14}C potwierdzające, że lessy te podobnie jak eoliczne pokrywy pyłowe w rejonie Trzebnicy powstawały w okresie od 26 do około 20 tys. lat BP (Jary, 2002).

Piaski i żwiry tarasów nadzalewowych (średnich) 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Odry) i 1,5–3,0 m n.p. rzeki (Widawy) i jej dopływów tworzą stosunkowo rozległe powierzchnie akumulacji rzecznej w południowo-wschodniej części obszaru arkusza w rejonie Bykowa i Długołęki. Ich rozprzestrzenienie w tym rejonie wskazuje, że na pewnym etapie odbywał się przepływ od doliny Topóra do doliny Dobrej o kierunku wschód–zachód. Krawędź oddzielająca ten poziom akumulacji rzecznej od wyższego tarasu nadzalewowego została silnie zdegradowana i bardzo słabo zaznacza się w rzeźbie terenu. W rejonie Domaszczyna różnica wysokości pomiędzy tarasami nadzalewowymi wyższymi i średnimi sięga tylko około 2–3 m. Fragment tarasu nadzalewowego zachował się również w obrzeżeniu ostańca erozyjnego w dolinie Widawy, a niewielkie półki poziomu nadzalewowego można wyróżnić także w dolinie Ławy w rejonie Strzeszowa.

Różnoziarniste piaski tworzące średnie tarasy nadzalewowe mają zwykle barwę jasnoszarą lub szarozółtą. Udział żwirów w tych osadach jest zróżnicowany, lokalnie najczęściej nie przekracza 10–15%. Żwiry są w przewadze dobrze obtoczone, a ich średnica rzadko przekracza 2,0 cm. Miąższość osadów piaszczysto-żwirowych osadów średnich tarasów nadzalewowych waha się zwykle w przedziale 0,5–3,0 m, rzadko przekraczając wartość 5,0 m.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (niższych) 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Odry) wydzielono tylko w dolinie Odry w nawiązaniu do sytuacji na sąsiednim arkuszu Wrocław (Badura, Cizek, 2013). Utwory te wykształcone są jako piaski różnoziarniste, horyzontalnie warstwowane. Często zawierają one znaczną domieszkę frakcji żwirowej. W obrębie tego poziomu tarasowego zachowały się dawne przepływy rzek warkoczowych (roztokowych). Tworzą one charakterystyczny wzór równoległych długich dolin, a czasami przeplatających się koryt. Granica tego tarasu z holoceniską doliną Odry przebiega około 1 km na południe od obszaru arkusza Trzebnica. Widoczne są tam wyraźne podcięcia tarasu ukształtowanego u schyłku zlodowacenia Wisły przez szerokopromienne meandry, co dokumentuje zmianę charakteru przepływu Odry na przełomie plejstocenu i holocenu. Należy zaznaczyć, że mimo zakwalifikowania tego poziomu dolinnego do tarasów nadzalewowych w czasie ekstremalnie wysokich stanów powodziowych, takich jak w latach 1903 i 1997, jest on także częściowo zalewany.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gliny i piaski deluwialne występują powszechnie w dolnych częściach stoków, a szczególnie w licznych dolinkach denudacyjnych i wąwozach rozcinających Wzgórza Trzebnickie. Lokalnie pokrywa utworów deluwialnych występuje również przy krawędziach rozcięć dolinnych i w suchych dolinkach na Wysoczyźnie Kaliskiej. Litologia utworów deluwialnych jest zależna od materiału źródłowego, który ulegał niszczeniu i przemieszczaniu. Przeważnie są to pyłowate lub piaszczyste gliny albo słabo wysortowane, zaglinione, różnoziarniste piaski, barwy brunatnej i szaro-brunatnej, czasami żółtobrazowej. Osady deluwialne często cechują się wyraźnym warstwowaniem lub laminacją zgodnymi z nachyleniem stoków. Większość pokryw deluwialnych powstała w warunkach peryglacialnych, ale procesy stokowe zachodziły także w okresie historycznym zwłaszcza po intensywnym wylesianiu w okresie średniowiecza. Miąższość deluwii zawierających fragmenty cegieł w rejonie Trzebnicy dochodzi do 2,0 m (Traczyk, 1993). W obrębie pokryw stokowych występują powszechnie struktury zaburzeń związane z klimatem w warunkach peryglacialnych, powstałe w wyniku działania procesów krioturbacyjnych i soliflukcji (Jary, Kida, 1993; Jary, 1996, 2007). Miąższość utworów deluwialnych nie przekracza zazwyczaj 2,0–3,0 m, a lokalnie może sięgać do około 5 m.

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach występują tylko w nielicznych miejscach w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Źródłem osadów eolicznych są rozległe powierzchnie akumulacji rzecznej i wodnolodowcowej w położonej na północ od granic arkusza Kotlinie Żmigrodzkiej. Liczne wydmy powstałe na tamtym obszarze były najczęściej ukształtowane przez wiatry wiejące z kierunku północno-zachodniego. Podobnie ukierunkowane są nieliczne formy eoliczne w północno-wschodniej części obszaru arkusza Trzebnica, występujące na podłożu osadów wodnolodowcowych. W osadach eolicznych dominują dobrze wysortowane jasnożółte piaski drobnoziarniste lub średnioziarniste, czasami z domieszką frakcji pyłowej. Utwory te są warstwowane horyzontalnie lub krzyżowo. Ziarna kwarcu cechują się dobrym obtoczeniem i zmatowieniem powierzchni. W obrębie form wydmy na obszarze arkusza nie stwierdzono poziomów gleb kopalnych, które pozwoliłyby na datowanie osadów eolicznych. W nawiązaniu do badań z terenów sąsiednich (Tobolski, 1966; Rotnicki, 1970) można zakładać, że główna faza wydmytwórcza miała miejsce w późnym glacialu, ale ożywienie procesów wydmytwórczych następowało jeszcze na przełomie plejstocenu i holocenu, a lokalnie także nawet po optimum klimatycznym holocenu.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki tworzą taras holoceni w dolinie Widawy i Odry. Oprócz obszaru w południowo-zachodniej części arkusza i wąskiej strefy przy samym korycie rzeki na całej szerokości doliny osady te przykrywa warstwa utworów facji powodziowej. Holoceni poziom doliny budują jasnoszare i szarozółte różnoziarniste piaski z domieszką żwirów. Osady te są warstwowane przekątnie i krzyżowo. Miąższość holoceni utworów rzecznych we fragmentach dolin Widawy i Odry znajdujących się w granicach terenu arkusza waha się zwykle w przedziale 2,0–5,0 m.

Piaski i żwiry rzeczne den dolinnych występują w dolinach na całym obszarze arkusza. Osady te szeroko rozprzestrzenione są szczególnie w dolinie Dobrej. W wielu miejscach utwory te występują pod przykryciem namulów. Miąższość tych osadów waha się zwykle w przedziale od 1,0 do 3,0 m, a maksymalnie może przekraczać 6,0 m, jak w dolinie potoku Ława w rejonie Strzeszowa.

Iły i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki to w przeważającej mierze namuły ilaste z przewarstwieniami drobnoziarnistych piasków, zawierające duże ilości humusu i nierozłożonych części roślinnych – gałęzi i korzeni. Barwa mad jest szara do ciemnoszarej, czasami brunatnoszara, a w stanie oglejonym zielonkawa lub stalowoniebieska. Miąższość pokrywy utworów facji powodziowej waha się od 0,5 do 3,0 m.

Namuły den dolinnych wypełniają większość dolin rzecznych na obszarze wzgórz Trzebnickich i ich bezpośrednim południowym i północnym przedpolu, a także na obszarze gliniastych równin polodowcowych w części południowo-zachodniej obszaru omawianego arkusza. Źródłem tych osadów były przede wszystkim degradowane pokrywy lessów. Miąższość ich może dochodzić do 5,0 m, jednak w dnach dolin cieków przepływających przez polodowcowe wysoczyzny zwykle nie przekracza 2,0 m.

Namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych wypełniają stosunkowo niewielkie zagłębienia o średnicach rzędu od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, o różnej genezie, występujące zarówno na powierzchni zdenudowanych wysoczyzn polodowcowych, jak i na wyższych tarasach. Są to osady gliniaste bądź mułkowo-ilaste, barwy szarobrunatnej, ciemnoszaro-stalowej do czarnej, zawierające często liczne zbutwiałe szczątki roślinne. Miąższość tych utworów rzadko przekracza 2,0 m.

Torfy i namuły organiczne. Niewielkie wystąpienia torfów stwierdzono jedynie koło Pasikurowic i w dolinie Ławy na wschód od Wiszni Małej. Meister (1935a, b) stwierdził, że są to torfy typu niskiego, w najniższej części składające się ze szczątków roślin wodnych, wyżej – roślin

trawiastych, a w stropie – drzewiastych. Torfy zalegają na piaskach i żwirach den dolinnych, ich maksymalna miąższość to około 2 m. Namuły organiczne zostały stwierdzone w niewielkich zagłębieniach w rejonie Brochocina i w Trzebnicy, gdzie występują pod utworami antropogenicznymi. Miąższość tych osadów jest niewielka i rzadko przekracza 1,0 m. Są to przeważnie zapiaszczone, czarne namuły, ze zmiennym udziałem słabo rozłożonych szczątków roślin.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Trzebnica w całości położony jest na monoklinie przedsudeckiej. W podłożu podkenozoicznym występują serie osadów triasu, od piaskowca pstrego, przez wapień muszlowy, kajper do retyku, których warstwy zapadają konsekwentnie ku północnemu wschodowi, zgodnie z nachyleniem monokliny przedsudeckiej rzędu kilku stopni. Starsze jednostki tektoniczne zaznaczające się pod miąższą pokrywą skał permsko-mezozoicznych ukształtowane zostały w orogenezie waryscyjskiej. Stanowią one platformową pokrywę sfałdowanego karbońskiego fliszowego podłoża, które interpretowane jest jako wielkopolskie pasmo fałdowo-nasuwcze (Żelaźniewicz, red., 2011).

Elementy głębszego, metamorficznego podłoża stwierdzone zostały w dwóch otworach wiertniczych, położonych około 2 i 4 km poza wschodnią granicą obszaru arkusza Trzebnica, a są to Łuczyna 2 i Dobrzeń 1 (Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Bartczak, 2002a, b). W otworze Łuczyna 2 od rzędnej 1493,7 m p.p.m. stwierdzono występowanie zieleńców, a w otworze Dobrzeń 1 od rzędnej 1446,5 m p.p.m. – łupków amfibolowych. Według Kłapcińskiego i innych (1975a, b) wiek tych skał krystalicznych należy określić jako proterozoiczny. Żelaźniewicz (red., 2011) uważa, że główna faza deformacji i przeobrażeń skał metamorficznych podłoża monokliny przedsudeckiej, datowana na około 340 Ma, wskazuje na ich przynależność do orogenu waryscyjskiego. Powierzchnia pod kompleksem osadów permsko-mezozoicznych opada od około 700 m p.p.m. w części południowo-zachodniej obszaru arkusza do 1600,0 m p.p.m. w części północnej. Skały karbonu dolnego i górnego są sfałdowane, ale nie zostały zmetamorfizowane. Według Wierzchowskiej-Kicułowej (1984) tektoniczne struktury w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej powstawały już w fazie sudeckiej pod koniec wizenu, ale na północ od strefy dyslokacyjnej Odry miały one tylko charakter dysjunktywny. Dopiero w fazie kruszcogórskiej powstały zafałdowania warstw osadów wizenu i namuru. Ruchy tektoniczne w fazie kimeryjskiej i laramijskiej spowodowały odmłodzenie starszych elementów strukturalnych w podłożu, głównie o kierunkach zachodni północny zachód–wschodni południowy wschód i doprowadziły do przemieszczeń blokowych w południowej części monokliny przedsudeckiej (Sokołowski, 1974).

Brak dostatecznego rozpoznania metodami geofizycznymi tej części monokliny przedsudeckiej powoduje, że nie został ustalony jednoznaczny przebieg dyslokacji w podłożu, a różni autorzy w bardzo zróżnicowany sposób przedstawiają przebiegi uskoków (Sokołowski, 1967, 1974; Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Znosko, red., 1998). Nie wiadomo również czy i jak te potencjalne dyslokacje w głębokim podłożu kontynuują się w obrębie pokrywy skał permsko-triasowych. Z obecnego rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej wynika, że na obszarze arkusza brak ewidentnych stref dyslokacyjnych, które przejawiałyby się na powierzchni podkenozoicznej. Znajdujące się w pobliżu walne strefy dyslokacyjne środkowej Odry i Poznań–Oleśnica przebiegają poza granicami obszaru arkusza.

Brak lub istnienie, co najwyżej niewielkich, podrzędnych stref dyslokacyjnych w podłożu podkenozoicznym sprzeczne jest z teoriami zakładającymi tektoniczną genezę Wzgórz Trzebnickich. W dawnych pracach badaczy niemieckich uważano, że główną przyczyną powstania wysokiego wału wzgórz na północ od Wrocławia były młodomiocenyjskie ruchy górotwórcze. Frech (1901, 1915) dopatrywał się nawet związku pomiędzy kierunkiem Wzgórz Trzebnickich a przebiegiem uskoku sudeckiego brzeżnego. Według tego autora tak wysoki wał nie mógł powstać poprzez spiętrzenie przed czołem lądolodu. Podobne stanowisko zajmowali Tieze (1915), Olbricht (1925) i Czajka (1931). Meister (1935b), Walczak (1951) i Klimaszewski (1952) lądolodowi przypisywali tylko wtórne zaburzenia na krawędzi już istniejącego wału.

Tektoniczna geneza wału Wzgórz Trzebnickich i Ostrzeszowskich przyjęta jest także w pracach Gołąba (1951) i Łyczewskiej (1964). Dla Czajki (1931) dowodem na to, iż już w miocenie Wzgórz Trzebnickie były wyniesione był brak na ich obszarze pokładów węgla, które miały się tworzyć tylko w przyległych do nich, od południa i północy, obniżeniach. Berger (1937) stwierdził, że na większych głębokościach pod obszarem wzgórz w rejonie Głogowa zalega niezaburzony pokład węgla brunatnego. Stało się to podstawą do sformułowania przez niego teorii, że za powstanie strefy wielkoskalowych zaburzeń odpowiedzialne są tylko czynniki egzogeniczne, a konkretnie nacisk transgredującego lądolodu. Brak zaburzeń głębszego podłoża pod obszarem Wzgórz Ostrzeszowskich stwierdza również Rotnicki (1967), opierając się na analizie sejsmicznych profili refleksyjnych. Model spiętrzenia glacitektonicznego przed czołem lądolodu został przyjęty przez wielu badaczy (Schwarzbach, 1942; Woldstedt, 1955; Różycki, 1957, 1968; Rotnicki, 1960, 1966, 1967, 1976; Krygowski, 1972; Dyjor, 1993). Różycki (1968) przyjmował powstanie wcześniejszych niewielkich zaburzeń w fazie przedwarciańskiej na przedpolu Wzgórz Trzebnickich, co miało stanowić w stadiale mazowiecko-podlaskim masę oporową głównego spiętrzenia.

Odmienny model powstania deformacji glacitektonicznych zaproponowany został przez Bartkowskiego (1968) i Brodzikowskiego (1987). Autorzy ci uważają, że wielkoskalowe glacitektoniczne zaburzenia powstawały pod lądolodem, w miejscu gdzie miąższość pokrywy lodowej była dostatecznie duża aby móc wywierać ciśnienie powodujące głębokie deformacje podłoża. Model statycznego wyciskania subglacialnego przyjęty został także przez Winnickiego (1990a) jako główna przyczyna powstania zaburzeń Wzgórz Trzebnickich. Według Krzyszkowskiego (1992) deformacje te mają charakter ciągły z dającymi się wyróżnić synklinami i antyklinami o długości fali 100–600 m i amplitudzie 50–100 m. Autor ten nie wyklucza jednak istnienia wielkoskalowych nasunięć, które były sugerowane dla obszaru Wzgórz Trzebnickich m.in. w pracach Pachuckiego (1952) oraz Dyjora i Kuszell (1975). Model wielkoskalowych nasunięć przyjęty został obecnie jako najlepiej wyjaśniający charakter deformacji glacitektonicznych Wału Trzebnickiego. Rozwiązanie to zastosowano także do zobrazowania modelu budowy geologicznej w niniejszym opracowaniu.

Odrębnym zagadnieniem jest wiek powstania deformacji glacitektonicznych tego obszaru. Na wstępnym etapie autorzy przyjmujący glacitektoniczną genezę wzniesień zakładali, że Wzgórz Trzebnickie są fragmentem wału moreny spiętrzonej lądolodu stadiału Warty (Schwarzbach, 1942; Czyżewski, 1948; Pachucki, 1952; Woldstedt, 1955; Różycki 1957, 1968; Połtowicz, 1961; Rotnicki, 1967). Coraz częściej pojawiały się jednak poglądy, że główne zaburzenia powstały w okresie starszych zlodowaceń, a lądolód warciański co najwyżej oparł się o wcześniej wypiętrzony garb, nadbudowując go utworami morenowymi o niewielkiej miąższości. (Krygowski, 1972; Dyjor, Kuszell, 1975; Winnicki, 1990a; Dyjor, 1993). Brak jednoznacznych reperów stratygraficznych w postaci osadów plejstocenijskich o ściśle zdefiniowanym wieku, które zostały zdeformowane lub zalegają dyskordantnie na zaburzonych utworach uniemożliwia obecnie rozstrzygnięcie tego zagadnienia. Niezależnie od określenia wieku zaburzeń w wielu opracowaniach podkreśla się wieloetapowość deformacji glacitektonicznych, wskazując przy tym, że skala deformacji była największa w najstarszym etapie (Połtowicz, 1961; Badura, Przybylski, 2002).

Na podstawie obecnego stanu rozpoznania nie można wykluczyć, że najbardziej intensywne deformacje powstały w zlodowaceniu Odry. Pogląd taki przedstawiony został w pracach Czerwonki i innych (1997) oraz Krzyszkowskiego i Kuszell (2007). Brak jednoznacznych reperów stratygraficznych w postaci osadów plejstocenijskich o ściśle zdefiniowanym wieku, które zostały zdeformowane lub zalegają dyskordantnie na zaburzonych utworach uniemożliwia obecnie rozstrzygnięcie tego zagadnienia.

Ciągle nierozwiązanym zagadnieniem pozostaje wyraźna, prostolinijna, południowa krawędź Wzgórz Trzebnickich, widoczna na odcinku około 10 km pomiędzy Januszowicami i Mienicami. Na

mapach reliefu opartych na cyfrowych modelach terenu rejonu Wzgórz Trzebnickich i Ostrzeszowskich uwidaczniają się wyraźne zarysy typowych glacitektonicznych, lekko łukowatych wałów. Krawędź obcinająca łuk trzebnicki od południa jest tak bardzo wyraźna, że wydaje się być formą wtórną w stosunku do spiętrzonego wału. Nie można wytłumaczyć powstania tak ewidentnej, prostoliniowej formy podcięciem przez rzekę, bo żadna większa rzeka o takim kierunku nie płynie i nie płynęła u samego podnóża wzgórz. Sugestie o młodym, tektonicznym pochodzeniu tej krawędzi wysuwali już Olbricht (1925), Czajka (1931) i Meister (1935b). Również Dyjor i Kuszell (1975) zakładali możliwość odnowienia się ruchów tektonicznych o niewielkiej amplitudzie już po zaniku lądolodu.

Podłoże podkenozoiczne zgodnie z rozpoznaniem w profilach głębokich otworów jest na obszarze arkusza stosunkowo wyrównane i opada nieznacznie w kierunku północno-zachodnim. W takiej sytuacji najbardziej prawdopodobne wydaje się, iż blok podłoża pod wzgórzami został wychylny i podniesieniu uległa jego południowa część. Nawet niewielkie, ale stałe przemieszczanie na odmłodzonym uskoku mogło spowodować ustalenie się liniowej tendencji procesów denudacyjnych i erozyjnych. Przeprowadzone dla potrzeb reambulacji badania geoelektryczne potwierdziły możliwość istnienia uskoku w podłożu podkenozoicznym na linii południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich (tabl. II) (Mżyk, 2012). Na ciągu nr II przebiegającym około 1 km na zachód od linii przekroju geologicznego, w pozycji odpowiadającej lokalizacji otw. 66, na poziomie 10 m p.p.m. zinterpretowano zrzut podłoża podkenozoicznego, charakteryzującego się podwyższonymi wartościami oporu elektrycznego o około 30 m. Na ciągu nr I poprowadzonym przy zachodniej granicy obszaru arkusza w rejonie Mienic, poprzecznie do krawędzi Wzgórz Trzebnickich, także zanotowano sytuację, która może odpowiadać zrzutowi tektonicznemu o około 20 m. Na podstawie przeprowadzonych badań można ocenić, że skrzydło północne zostało podniesione o około 20–30 m. Pomiar geodezyjne przeprowadzone na ciągu niwelacji precyzyjnej na odcinku Wrocław–Trzebnica wykazały, że rejon Wzgórz Trzebnickich wykazuje współczesną względną tendencję wznoszącą w stosunku do obniżonego basenu wrocławskiego (Grzempowski i in., 2009, 2012).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarsze skały stwierdzone dotychczas w profilach otworów wiertniczych na terenie arkusza Trzebnica powstały w karbonie (karbonie dolnym) (tab. 1). Na obszarze tym istniał wówczas zbiornik morski, w którym powstawały serie osadów związane z przemieszczaniem się po nachylonym dnie prądów zawiesinowych, co doprowadziło do powstania miąższych serii normalnych i dystalnych turbidyków, wykształconych jako naprzemienne warstwy piaskowców szarogłazowych, mułowców, zlepieńców i łupków. Sedymentacja w basenie morskim trwała na tym obszarze jeszcze w

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Torfy i namuły organiczne — $_{tn}Q_h$	Akumulacja osadów mineralnych i organicznych w lokalnych zagłębieniach i dnach dolin rzecznych	
				Namuły zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_nQ_h$	Akumulacja osadów rzecznych	
					Namuły den dolinnych — $_n^fQ_h$	Akumulacja osadów rzecznych
					Piaski i żwiry den dolinnych — $_{pż}^fQ_h$	Akumulacja osadów rzecznych facji powodziowej
				Iły i mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki — $_{ma}^fQ_h^{(I)}$	Akumulacja osadów rzecznych facji korytowej	
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m n.p. rzeki — $_{pż}^fQ_h^{(I)}$	Erozja rzeczna	
				Piaski eoliczne w wydmach — $_p^eQ^{(w)}$	Procesy eoliczne	
				Piaski eoliczne — $_p^eQ$	Wietrzenie i denudacja	
				Gliny i piaski deluwialne — $_{gp}^dQ$	Rozwój pokryw osadów deluwialnych	
P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c i e W i s t y		Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (niższych) 2,0–4,0 m n.p. rzeki (Odry) — $_{pż}^fQ_{p^4}^{B(III)}$	Akumulacja osadów rzecznych	
				Erozja rzeczna		
					Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (średnich) 4,0–6,0 m n.p. rzeki (Odry) i 1,5–3,0 m n.p. rzeki (Widawy) i jej dopływów — $_{pż}^fQ_{p^4}^{B(III)}$	Akumulacja osadów rzecznych
				Lessy — $_l^eQ_{p^4}^B$	Erozja rzeczna	
				Piaski, miejscami żwiry, rzeczne tarasów nadzalewowych (wyższych) 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Dobrej) oraz 10,0 m n.p. rzeki (Odry) — $_{pż}^fQ_{p^4}^{B(II)}$	Akumulacja pokryw pyłów eolicznych	
					Akumulacja osadów rzecznych	
		Interglacjał eemski ?		Brak rezydualny — $_{bk}^rQ_{p^{3-4}}$	Procesy erozji i denudacji	
				Piaski wapienste z malakofauną — $_{pw}Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja osadów wzbogaconych w węglan wapnia w niewielkich zbiornikach	
				Piaski z domieszką żwirów — $_p^fQ_{p^{3-4}}$	Akumulacja osadów rzecznych	

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a ś r o d k o w o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e O d r y	Lessy — ${}^e_1 Q_{p^3}$	Akumulacja pokryw pyłów eolicznych
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — ${}^{fg}_{pz2} Q_{p^3}^O$	Regresja lądolodu
				Mułki i ropy zastoiskowe — ${}^b_{mi} Q_{p^3}^O$	Akumulacja osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych na przedpolu regredującego lądolodu
				Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — ${}^{gs}_{pz} Q_{p^3}^O$	Akumulacja przez wody lodowcowe w szczelinach lodowcowych
				Piaski i mułki kemów — ${}^k_{pm} Q_{p^3}^O$	Akumulacja lodowcowa między bryłami martwego lodu
				Piaski, mułki i gliny zwałowe moren spiętrzonych — ${}^{gw}_{pm} Q_{p^3}^O$	Rozwój deformacji glacitektonicznych
				Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_{p^3}^O$	Akumulacja osadów lodowcowych
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — ${}^{fg}_{pz1} Q_{p^3}^O$	Akumulacja osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych na przedpolu transgredującego lądolodu
				Mułki, piaski i ropy zastoiskowe — ${}^b_{mpi} Q_{p^3}^O$	
				Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_{p^2}^G$	Akumulacja osadów lodowcowych		
		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz} Q_{p^2}$	Akumulacja osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych		
		Iły zastoiskowe — ${}^b_i Q_{p^2}$			
	Zlodowacenie Sanu 1	Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_{p^2}^S$	Akumulacja osadów lodowcowych		
		<p>Utwały plejstocenu nierozdzielone w morenach spiętrzonych — ${}^{gw}_p Q_p$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki rzeczne w strukturach glacitektonicznych — ${}^{gw}_{pzm} Q_p$</p> <p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe w strukturach glacitektonicznych — ${}^{gw}_{imp} Q_p$</p> <p>Gliny zwałowe w strukturach glacitektonicznych — ${}^{gw}_{gzw} Q_p$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe w strukturach glacitektonicznych — ${}^{gw}_{pz} Q_p$</p> <p>Iły, mułki i piaski, miejscami węgiel brunatny, miocenu środkowego-górnego (formacji poznańskiej) jako kry i porwaki w obrębie utworów plejstoceńskich — ${}_M Q_p$</p>	Powstanie wielkoskalowych deformacji glacitektonicznych (zlodowacenia południowopolskie i/lub środkowopolskie)		

Neogen	Miocen–pliocen	Miocen górny–pliocen		Piaski, żwiry i gliny kaolinowe (formacji gozdnickiej), zaburzone glacitektonicznie — $p_z M_3-P1$	Akumulacja osadów rzecznych przemieszczonych w plejstocenie w strukturach glacitektonicznych
	Miocen	Miocen środkowy–górny		Iły, mułki i piaski, lokalnie węgiel brunatny (formacji poznańskiej), miejscami zaburzone glacitektonicznie — $imp M_{2-3}$	Akumulacja osadów rzecznych i zbiorników lądowych
		Miocen środkowy		Iły, piaski i mułki z pokładami węgla brunatnego — $ipm M_2$	Akumulacja osadów lądowych w środowisku rzeczonym, jeziornym i bagiennym. Powstanie pokładów węgla brunatnego
Jura–paleogen					Dominujące procesy erozji i denudacji na wyniesionym obszarze lądowym
Trias	Trias górny	Kajper	„Retyk”	Iłowce — $ic T_{re}$	Akumulacja osadów lądowych i brakicznych
			Kajper dolny + górny	Iłowce z wkładkami mułowców, wapienie dolomityczne, anhydryty, dolomity i piaskowce — $ic T_{k1+3}$	Sedymentacja osadów w facji płytkiego zbiornika morskiego
	Trias środkowy	Wapień muszlowy		Wapienie dolomityczne, margle i iłowce — $wdo T_w$	Sedymentacja osadów węglanowych i klastycznych w zbiorniku morskim
		Pstry piaskowiec	Pstry piaskowiec górny	Anhydryty, wapienie dolomityczne, dolomity, iłowce i piaskowce — $ah T_{p3}$	Transgresja morska, sedymentacja osadów w facji płytkiego zbiornika
	Trias dolny		Pstry piaskowiec dolny + środkowy	Piaskowce z przewarstwieniami iłowców i łupków ilastych — $pc T_{p1+2}$	Akumulacja osadów w środowisku lądowym
Perm	Perm górny	Cechszyn		Dolomity, wapienie, anhydryty, łupki ilaste, miejscami piaskowce i zlepieńce — $dow PZ$	Sedymentacja osadów morskich w zbiorniku o zmieniającej się okresowo głębokości
	Perm dolny + środkowy	Czerwony spągowiec		Piaskowce z przewarstwieniami iłowców i zlepieńców — $pc P_{cs}$	Akumulacja osadów w środowisku lądowym
Karbon–perm					Dominujące procesy erozji i denudacji na wyniesionym obszarze lądowym
Karbon				Piaskowce, mułowce, zlepieńce i łupki — $pcmc C$	Spiętrzenia i deformacje serii osadowych w orogenezie waryscyjskiej

karbonie górnym aż po westfal. W najmłodszym karbonie morze wycofało się, a miększe osady wypełniające basen sedymentacyjny uległy deformacjom w czasie orogenezy waryscyjskiej. Na przełomie karbonu i permu analizowany obszar podlegał procesom erozji i denudacji. Na zaburzonych i zdenudowanych utworach karbonu zalega miększa seria osadów tworząca permsko-mezozoiczny kompleks monokliny przedsudeckiej. Najstarsze zachowane osady tego kompleksu związane są z permem dolnym i środkowym (czerwonym spągowcem). Piaszczysto-żwirowe osady powstawały w środowisku rzeczonym i częściowo eolicznym, w suchym i ciepłym klimacie. Przepływające przez ten obszar rzeki transportowały materiał w kierunku północnym, ku zaznaczającej się depresji basenu polskiego (bruzdy śródpolskiej), której oś przebiegała pomiędzy Szczecinem a Łodzią.

W permie górnym (cechsztynie) analizowany obszar znalazł się w zasięgu zbiornika morskiego o okresowo zmieniającym się zasięgu i głębokości. W suchym i gorącym klimacie w basenie tym tworzyły się serie ewaporatów wykształcone głównie w postaci dolomitów, wapieni, anhydrytów, łupków ilastych i mułowców, które powstawały w czterech wyraźnych cyklach sedymentacyjnych (PZ1–PZ4).

W triasie dolnym morze wycofało się prawie całkowicie z obszaru objętego granicami arkusza. W warunkach lądowych, związanych głównie z akumulacją rzeczną, powstawały piaskowce z przewarstwieniami iłowców, łupków ilastych, a także mułowców.

W triasie środkowym cały obszar omawianego arkusza objęty został zasięgiem zbiornika morskiego. W wapieniu muszlowym w warunkach płytkiego szelfu powstawały głównie wapień i margle. Natomiast w basenie z okresowymi zalewami płytkiego morza powstały warstwy zawierające iłowce z wkładkami mułowców, wapień dolomityczne, anhydryty, dolomity i piaskowce. Następnie, w tzw. piaskowcu trzciniowym, powstawały w środowiskach rzecznych i deltowych iłowce z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców. W kajprze górnym po raz kolejny zaznaczyły się wpływy płytkiego zbiornika morskiego, w którym powstawały iłowce i piaskowce tzw. „górných warstw gipsowych” z przewarstwieniami gipsów i anhydrytów znaczących akumulację w warunkach lagunowych. W najmłodszej części triasu górnego, w retyku, w lądowych środowiskach rzecznych i jeziornych powstawały warstwy głównie iłowców, a także mułowców, piaskowców i zlepieńców.

Na utworach triasu zalegają bezpośrednio osady miocenu. Luka stratygraficzna obejmuje całą jurę, kredę i paleogen. Zakłada się, że na obszarze tym mogły istnieć pokrywy osadów kredy i jury, ale w czasie intensywnych procesów denudacyjnych, które zachodziły głównie w paleogenie, zostały całkowicie zredukowane. W miocenie środkowym, a być może począwszy już od miocenu dolnego na analizowanym obszarze następowała akumulacja osadów w lądowych basenach sedymentacyjnych związanych ze środowiskiem rzeczonym i bagiennym. Akumulacja w rozległych dolinach

rzecznych utworów piaszczystych, mułkowych i ilastych, a lokalnie także żwirowych, przerywana była w okresach zwilgotnienia klimatu rozwojem obszarów bagiennych, na których następowała akumulacja materii roślinnej. Od miocenu środkowego po początek pliocenu na analizowanym obszarze następowała akumulacja osadów z przewagą utworów ilastych i mułkowych. Utwory te osadzone były w basenie sedymentacyjnym, który miał charakter okresowego zbiornika lądowego, powstającego na okresowo zalewanych, rozległych równinach aluwialnych. Rzeki spływające do płytkiego, okresowo wysychającego zbiornika dostarczały głównie drobnoziarnisty materiał, niesiony w postaci zawiesiny, który pochodził z wietrzejących w ciepłym klimacie obszarów lądowych. Od pliocenu prawdopodobnie aż po okres preglacjalny plejstocenu materiał piaszczysto-żwirowy naniesiony przez rzeki spływające z obszaru wynoszonych Sudetów osadzany był na rozległych stożkach aluwialnych. Oprócz przyczyn tektonicznych w ewidentnej zmianie charakteru sedymentacji na bardziej grubokruchową udział miało ochłodzenie i osuszenie klimatu wraz z pojawianiem się okresowych gwałtownych opadów i wywołanych nimi wezbrań.

W plejstocenie w czasie zlodowaceń południowopolskich na obszar Niziny Śląskiej dwukrotnie docierały lądolody skandynawskie. Po ich pobycie na obszarze Niziny Śląskiej pozostały dwa stosunkowo miększe poziomy glin zwałowych, rozdzielonych lokalnie osadami zastoisk i utworami akumulacji wodnolodowcowej. Brak jest udokumentowanych serii interglacjalnych czy interstadialnych z tego okresu.

W czasie zlodowaceń południowopolskich doszło także do uformowania Wału Trzebnickiego, jako wielkoskalowej moreny spiętrzonej. Występujące najwyżej w neogeńskim basenie sedymentacyjnym osady formacji poznańskiej i gozdnickiej zostały włączone w wielkoskalowe struktury zaburzeń glacitektonicznych Wału Trzebnickiego. Utwory te zostały przemieszczone z rejonu obecnej Kotliny Żmigrodzkiej (na północ od obszaru arkusza), gdzie uformowane zostało rozległe zagłębienie o charakterze depresji glacitektonicznej. Wraz z utworami neogeńskimi w zaburzenia glacitektoniczne włączone zostały także gliny zwałowe, osady wodnolodowcowe i zastoiskowe, a także serie rzeczne. Intensywne deformacje, sięgające głębokości 150,0 m, są jeszcze stosunkowo słabo rozpoznane, co utrudnia jednoznaczne określenie wieku osadów plejstocenijskich włączonych w strefę zaburzeń. Pierwszy etap deformacji nastąpił prawdopodobnie już w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 1. W wyniku wypiętrzenia w strukturach glacitektonicznych i późniejszego erozyjnego odpreparowania spod młodszej warstwy osadowej utwory formacji poznańskiej oraz zaburzone wraz z nimi utwory plejstocenu ukazują się obecnie lokalnie na powierzchni na obszarze Wzgórz Trzebnickich. W czasie transgresji kolejnych lądolodów strefy zaburzone ulegały dalszym glacitektonicznym deformacjom.

Brak udokumentowanych osadów z interglacjału mazowieckiego pozwala jedynie przypuszczać, że zarówno wypiętrzone glacitektonicznie Wzgórza Trzebnickie, jak i obszar Niziny Śląskiej, były rejonami, gdzie dominowały procesy erozji i denudacji. Łądolód zlodowacenia Odry sięgnął aż po Sudety. W czasie transgresji łądolód ten, napotykając przeszkodę w postaci Wału Trzebnickiego, powodował swym naciskiem kolejne intensywne deformacje glacitektoniczne. W czasie stagnacji tego łądolodu na linii Wzgórz Trzebnickich, na ich południowym przedpolu powstało rozległe zastoisko, do którego spływały wody formujące sandry. Po przekroczeniu linii Wzgórz Trzebnickich łądolód zlodowacenia Odry pozostawił poziom glin zwałowych. W czasie recesji strefa okresowej stagnacji czoła łądolodu ponownie nastąpiła na linii Wzgórz Trzebnickich, a na południowym ich przedpolu powstały stożki sandrowe. Na południe od wzgórz zalegały w tym czasie jeszcze pokrywy martwego lodu, a wody spływające od czoła łądolodu do Pradoliny Wrocławskiej wykorzystywały przetainy i osadzały w nich piaszczysto-żwirowy, a miejscami piaszczysto-mułkowy, materiał budujący kemy i formy akumulacji szczelinowej.

Dyskusyjna nadal pozostaje ranga zlodowacenia Warty. Na obszarze Niziny Śląskiej i Wzgórz Trzebnickich brak ewidentnych dowodów na to, że mógł być to osobny epizod glacialny o randze zlodowacenia, czy nawet stadiału. W takim ujęciu osady utożsamiane dotąd ze zlodowaceniem Warty, należałoby wiązać raczej z fazą recesyjną zlodowacenia Odry. Należy także zaznaczyć, że oprócz stożków sandrowych uformowanych w tej fazie na przedpolu Wzgórz Trzebnickich brak innych ewidentnych śladów strefy marginalnej. Na obszarze Wzgórz Trzebnickich na podstawie obecnego rozpoznania trudno odróżnić potencjalne młodsze formy morenowe od denudacyjnie odpreparowanych grzbietów zbudowanych ze spiętrzonych starszych serii glacialnych.

Po całkowitym ustąpieniu łądolodu w obrębie dolin założonych w polodowcowych depresjach akumulowany był materiał klastyczny, przeważnie piaszczysty i piaszczysto-żwirowy, pochodzący z niszczenia obszarów elewowanych. U schyłku zlodowaceń środkowopolskich powstały na obszarze Wzgórz Trzebnickich pokrywy lessowe, które na skutek późniejszych intensywnych procesów denudacyjnych zostały prawie całkowicie usunięte, zachowując się jedynie lokalnie w szczątkowej formie. Procesy niszczenia i akumulacji nie były ciągłe, ale przebiegały etapami już od schyłku zlodowaceń środkowopolskich.

W znacznym stopniu usunięte zostały także osady rzeczne i jeziorne powstałe na analizowanym obszarze w czasie interglacjału eemskiego. Brak jest poza tym jednoznacznych dowodów na interglacialny charakter osadów wiązanych dotąd z interglacjałem eemskim. Nie można wykluczyć, że zarówno osady rzeczne, jak i lokalnych zbiorników jeziornych, powstały w okresie zlodowaceń północnopolskich.

W czasie zlodowaceń północnopolskich doszło do szczególnie intensywnych procesów erozji i denudacji Wzgórz Trzebnickich, zwłaszcza w kilkakrotnie powtarzających się epizodach w warunkach klimatycznych strefy peryglacjalnej. Brak zwartej pokrywy roślinnej ułatwiał wietrzenie. Na stokach, nawet o niewielkim nachyleniu, następowały procesy soliflukcji. Przemieszczany na dno dolin materiał był następnie transportowany przez potoki i rzeki poza obszar Wzgórz Trzebnickich. Siła transportowa tych rzek musiała być okresowo znaczna, o czym świadczy rozległość obszarów, na których akumulowany był materiał wynoszony ze wzgórz, zarówno na południe w kierunku zlewni Widawy, jak i na północ ku Kotlinie Żmigrodzkiej. O intensywnych przepływach świadczy także stosunkowo gruboklastyczny materiał żwirowo-piaszczysty spotykany lokalnie w obrębie tych serii rzecznych. Naprzemienne procesy erozji i akumulacji rzecznej spowodowały, że od interglacjału eemskiego po przełom zlodowacenia Wisły i holocenu powstały co najmniej dwa wyraźne poziomy tarasowe na obszarze dorzecza Widawy i trzy poziomy w dolinie Odry. Taras najwyższy w dorzeczu Widawy uformowany został jeszcze przed stadiąłem głównym zlodowacenia, a jego wiek można korelować z poziomem tarasów Odry 10,0–15,0 m n. p. rzeki, rozpoznanych w południowej części Wrocławia i datowanych na 60–50 lat BP. Po uformowaniu tego poziomu nastąpił etap erozji rzędu 3–5 m. Taras średni został uformowany ostatecznie już w czasie stadiału głównego. Po powstaniu tego poziomu w dolinie Odry zaznaczył się kolejny etap erozji rzędu 3–5 m, a u schyłku zlodowacenia Wisły powstał jeszcze najniższy taras formowany przez rzekę roztokową.

W czasie zlodowacenia Wisły na obszarze Wzgórz Trzebnickich osadziły się eoliczne osady pyłowate. Nie zostały określone jednoznacznie obszary alimentacyjne lessów Wzgórz Trzebnickich. Mogły być to zarówno pozbawione roślinności pokrywy osadów rzecznych tarasów w dolinie Odry, jak i obszary akumulacji wodnolodowcowej i rzecznej w rejonie Kotliny Żmigrodzkiej. Nie zostało wyjaśnione także zagadnienie, dlaczego rozległa i w miarę zwarta pokrywa lessów występuje tylko na Wzgórzach Trzebnickich, a brak jej na sąsiednich wzniesieniach Wału Trzebnickiego. U schyłku zlodowacenia Wisły i we wczesnym holocenie na piaszczystych powierzchniach akumulacji wodnolodowcowej w północnej części obszaru arkusza powstały wydmy i pola piasków przewianych. Najstarsza i prawdopodobnie główna faza wydmotwórcza miała miejsce w starszym dryasie, ale do przewiewania wydym dochodziło jeszcze w okresie borealnym holocenu. Głównym obszarem alimentacyjnym były powierzchnie tarasów w Kotlinie Żmigrodzkiej, skąd wiatry przewiewały materiał w kierunku południowo-zachodnim.

Na początku holocenu zmienił się charakter przepływu rzek z roztokowego na meandrujący. W pierwszym etapie meandry były wyraźnie większe, co zaznaczyło się szczególnie w dolinie Odry. Granica zasięgu doliny holocenijskiej Odry, wyznaczonej przez podcięcia tych wielkoprzemiennych

meandrów przebiega już na południe od obszaru arkusza. W dolinie Widawy i jej dopływów to zróżnicowanie nie jest tak wyraźnie widoczne. Odra na początku holocenu rozcięła poziom najniższego tarasu plejstoceniowego na głębokość około 5 m. Późniejsza akumulacja kilkumetrowej warstwy osadów, zarówno korytowych, jak i facji powodziowej (mad) spowodowała, że w wielu miejscach poziomy holoceniowy i plejstoceniowy zrównały się ze sobą i różnią się jedynie śladami po przepływach – meandrowych bądź roztokowych. W holocenie kontynuowane były procesy stokowe prowadzące do powstawania deluwiów wypełniających liczne suche dolinki na Wzgórzach Trzebnickich. Niszczone były zwłaszcza pokrywy lessowe. Na obszarze zdenudowanych wysoczyzn polodowcowych Niziny Śląskiej w niewielkich zagłębieniach o prawdopodobnej genezie peryglacialnej akumulowane były namuły mineralno-organiczne i następowała sedymentacja torfów.

IV. PODSUMOWANIE

Reambulacja arkusza Trzebnica SMGP pozwoliła na przedstawienie zweryfikowanego obrazu budowy geologicznej obszaru w stosunku do pierwotnej wersji mapy, opracowanej przez Winnickiego w 1986 r. Skorygowane zostały zasięgi wydzieleni litologicznych, a geneza, tak jak i stratygrafia wielu z nich, zostały zreinterpretowane. Do nowego opracowania arkusza sporządzone zostały także nowe objaśnienia tekstowe wraz ze szkicami – geomorfologicznym i geologicznym odkrytym. Szkice te zamieszczone zostały wprawdzie także w objaśnieniach do pierwotnej wersji mapy (Winnicki, 1990a), ale w obecnym opracowaniu przedstawiono je w odmiennej wersji.

Wydzielenia na reambulowanej mapie zostały dopasowane do obrazu budowy geologicznej przedstawionej na sąsiednich arkuszach SMGP. Jediną niezgodnością jest interpretacja osadów piaszczysto-żwirowych w północno-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie zaznaczono osady wodnolodowcowe, podczas gdy na sąsiednich arkuszach, Oleśnica i Czeszów (Bartczak, 2002a; Winnicka, 2008a), zaznaczono utwory form szczelinowych (akumulacji szczelinowej). Taką interpretację należy skorygować, ponieważ rozległość form określonych jako szczelinowe jest tak duża, że szczeliny musiałyby mieć kilka kilometrów szerokości, co jest raczej mało prawdopodobne przy szacowanej miąższości lądolodu rzędu 1,5 km w czasie maksimum zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry i znacznie mniejszej w czasie recesji i stagnacji na linii Wzgórz Trzebnickich.

Od czasu zakończenia poprzedniej edycji mapy najwięcej nowych otworów geologicznych odwiercono w południowej części obszaru arkusza na Równinie Oleśnickiej. Na podstawie analizy archiwalnych profili na tym obszarze zreinterpretowano obraz ukształtowania powierzchni pod osadami czwartorzędu przedstawiony na szkicu geologicznym odkrytym. Ciągłe jednak zbyt słabo

rozpoznana jest wewnętrzna budowa Wzgórz Trzebnickich, na których, oprócz rejonu Trzebnicy, odwiercono jedynie pojedyncze głębsze otwory. Na licznych obszarach o powierzchni wielu kilometrów kwadratowych oprócz sond badawczych w ogóle brak głębszych wierceń. Obraz przedstawiony na przekroju geologicznym należy traktować jako pewien schemat oparty na modelu wielkoskalowych spiętrzeń glacitektonicznych wypracowany w innych częściach Wału Trzebnickiego (Śląskiego), jak Wzgórz Dalkowskie czy Łuk Mużakowa. Przy skomplikowanej budowie geologicznej stref spiętrzonych glacitektonicznie najlepszą metodą, pozwalającą rozpoznać ich wewnętrzną strukturę, są obecnie badania z użyciem płytkiej sejsmiki refleksyjnej. Koszty takich badań przekraczały jednak możliwość ich sfinansowania ze środków, jakie można byłoby na nie przeznaczyć w ramach reambulacji arkusza. Problem ten powinien zostać w przyszłości rozwiązany w ramach odrębnego programu badawczego obejmującego zarówno zbadanie charakteru struktur glacitektonicznych, jak i określenie genezy prostoliniowej południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich. Istotne byłoby również znalezienie dobrze udokumentowanych reperów stratygraficznych, które pozwoliłyby jednoznacznie ustalić wiek powstania zaburzeń glacitektonicznych.

Ważnym zagadnieniem, czekającym jeszcze na lepiej udokumentowane potwierdzenie, jest istnienie na obszarze Wzgórz Trzebnickich pokryw lessowych starszych od interglacjału eemskiego. W kontekście szerszych regionalnych badań należałoby podjąć próbę wyjaśnienia powstania rozległych pokryw pyłowych na Wzgórzach Trzebnickich przy ich braku na innych wzniesieniach Wału Śląskiego. Istotne byłoby również odnalezienie stanowiska występowania malakofauny lądowej związanej z interglacjałem eemskim, opisanego przez Meistera (1935a, b), którego w czasie reambulacji niestety nie udało się odnaleźć.

Wrocław, 2013 r.

LITERATURA

- Badura J., Ciszek D., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wrocław (764) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Badura J., Przybylski B., 1998 — Zasięg lądolodów plejstocénskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 9–28.
- Badura J., Przybylski B., 2002 — Stadiał Warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 402: 5–2.
- Baranowski J.E., 1977 — Czwartorzęd Niziny Południowowielkopolskiej i północnych zboczy Wału Trzebnickiego. *Kwart. Geol.*, 21, 4: 922–923.
- Bartczak E., 2002a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Oleśnica (728). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Bartczak E., 2002b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Oleśnica (728). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Bartkowski T., 1968 — O istocie glacictektoniki. *Prz. Geol.*, **16**, 10: 455–460.
- Behr J., 1929 — Die Entwicklung des Tertiärs und Diluvium im Grenzgebiet von Niederund Oberschlesien. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 4: 153–158. Berlin.
- Ber A., 2005 — Polish Pleistocene stratigraphy – A review of interglacial stratotypes. *Geologie en Mijnbouw*, **84**, 2: 61–76.
- Berg G., 1913 — Die Braunkohlenlagerstätten Schlesiens. Śląskie złoża węgla brunatnego. W: *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.*, Neue Folge, 72: 89–141, Berlin.
- Berger F., 1932 — Zur Geologie des tieferen Untergrundes der Umgebung von Breslau. *Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult.*, **105**: 193–203.
- Berger F., 1937 — Die Anlage der schlesischen Stauchmoränen. Układ śląskich moren spiętrzonych. *Zbl. Miner. Beil.-Bd. B*: 417–434, 481–497.
- Brodzikowski K., 1987 — Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacictektonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 934. *Stud. Geogr.*, 43.
- Brodzikowski K., 1995 — Pre-vestulian glaciotectionic features in southwestern Poland. W: *Glacial Deposits in North–East Europe* (Ehlers J., Kozarski S., Gibbard P.L., red.): 339–359. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Burdukiewicz J.M., Winnicki J., 1989 — Nowe materiały paleolitu dolnego z Trzebnicy, woj. wrocław. *Silesia Antiqua*, 31: 9–18.
- Burdukiewicz J.M., 1990 — Wyniki badań stanowiska dolnopaleolitycznego Trzebnica 2. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 31: 7–24.
- Burdukiewicz J.M., 1991 — Badania osadnictwa dolnopaleolitycznego w Trzebnicy. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 32: 7–20.
- Burdukiewicz J.M., 1993 — Badania wykopaliskowe stanowiska dolnopaleolitycznego na Winnej Górze w Trzebnicy. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 34: 7–19.
- Burdukiewicz J.M., Goździk J.S., 1993 — Badania struktur szczelinowych w Trzebnicy. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 34: 29–41.
- Burdukiewicz J.M., Meyer K.D., 1991 — The analysis of eratics from glacial deposits in Trzebnica (Silesia). *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 32: 29–42.
- Ciuk E., 1955 — O zjawiskach glacictektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. W: *Z badań czwartorzędu*. **6**. *Biul. Inst. Geol.*, 70.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- Czajka W., 1931 — Das Schlesische Lndrücken, eine Landeskunde Nordschlesiens. Wzgórza trzebnickie. Geografia północnej części Śląska. *Veröff. Schles. Ges. Erdk. E. V.*, 11.
- Czerwonka J.A., 1984 — Badania litostratygraficzne osadów kenozoicznych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wrocław, Trzebnica. Opracowanie specjalne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Czerwonka J.A., Dobosz T., Krzyszkowski D., 1997 — Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland). *Kwart. Geol.*, **41**, 2: 209–242.
- Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 1992 — Pleistocene Stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, southwestern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **40**, 3: 203–233.
- Czyżewski J., 1948 — Krajobraz Niżu Śląskiego. Oblicze Ziem Odzyskanych. **1**. Wrocław–Warszawa.

- Deczkowski Z., Gajewska I., 1977 — Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 467–482.
- Dyjur S., 1970 — Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–835.
- Dyjur S., 1986 — Evolution of Sedimentation and Paleogeography of Nearfrontier Areas of the Silesian part of Paratethys and the Tertiary Polish-German Basin. *Kwart. AGH Geologia*, **12**, 3: 7–23.
- Dyjur S., 1991 — Wpływ ewolucji paleogeograficznej na rozwój zlodowaceń w Polsce Zachodniej. *UAM Ser. Geogr.*, **50**: 419–433.
- Dyjur S., 1993 — Wybrane problemy zlodowacenia Warty w niżowej części Dolnego Śląska. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**: 35–47.
- Dyjur S., Kuszeł T., 1975 — Budowa geologiczna pradoliny Baryczy. *Acta Univ. Wratisl.*, **247**. *Prace Geol.–Mineral.*, **4**: 115–163.
- Dyjur S., Sadowska A., 1977 — Problem wieku i korelacji górnioceńskich pokładów węgla brunatnych w Polsce zachodniej. *Geol. Sudetica*, **12**, 1: 121–134.
- Dyjur S., Sadowska A., 1986 — Próba wydzielenia stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, **34**, 7: 380–386.
- Eisentraut O., 1939 — Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. Cechsztyń dolnośląski i jego złoża miedzi. *Arch. Lagerst.–Forsch.* Berlin, **71**: 1–116.
- Frech F., 1901 — Über glaziale Druck- und Faltungerscheinungen im Oder-gebiet. O lodowcowym nacisku i fałdowaniu w basenie Odry. *Z. Ges. Erdk.* Berl., **36**: 219–221.
- Frech F., 1915 — Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. Profil geologiczny trzeciorzędu i czwartorzędu w Śląskim Pogórzu. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.*, **14**, Stuttgart: 417–419.
- Gajewska I., 1971 — Wapień muszlowy w zachodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, **15**, 1: 77–86.
- Gajewska I., 1973 — Charakterystyka osadów piaskowca trzcinowego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **17**, 3: 507–515.
- Gołąb J., 1951 — Geologia wzgórz ostrzeszowskich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **7**: 113–144.
- Górecka T., Parka Z., 1980 — Wyniki badań palinologicznych permokarbonu na północny wschód od Wrocławia. W: Niektóre problemy badań podstawowych formacji węglonośnych. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWrocł.*, **35**. *Monogr.*, **16**: 3–35.
- Górecka-Nowak A., 2007 — Palynological constraints on the age of the Carboniferous clastic succession of SW Poland (Fore-Sudetic area) based on miospore data. *Geol. Quart.*, **51**, 1: 39–56.
- Górecka-Nowak A., 2008 — New interpretations of the Carboniferous stratigraphy of SW Poland based on miospore data. *Bull. Geosc.*, **83**, 1: 101–116.
- Górecka-Nowak A., 2009 — Palynological data from the Siciny IG 1 and Marcinki IG 1 bore holes and their significance to the interpretation of the Carboniferous succession of SW Poland. *Geol. Quart.*, **53**, 2: 167–187.
- Górecka-Nowak A., 2010 — Complementary data on the palynostratigraphy of the Carboniferous succession of SW Poland. *Geol. Quart.*, **54**, 3: 337–356.
- Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Przybylski B., 2009 — Recent vertical movements in the Wrocław section of the Middle Odra Fault Zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **6**, 3 (155), Prague: 339–349.
- Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Kapłon J., Rohm W., Przybylski B., 2012 — Geodynamics of south-eastern part of the Central European Subsidence Zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **9**, 3 (167), Prague: 359–369.

- Hannemann M., 1995 — Über Intensität und Verbreitung glazibener Lagerungsstörungen im tieferen Quartär und im Tertiär Brandenburgs. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **2**, Kleinmachnow: 51–59.
- Jary Z., 1991 — Profil utworów lessowych w Trzebnicy koło Wrocławia. W: Podstawowe profile lessów w Polsce (Maruszczak H., red.). UMCS Lublin, B: 196–200.
- Jary Z., 1996 — Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Stud. Geogr.*, 63. *Wyd. UWrocł.*: 103 ss.
- Jary Z., 2007 — Zapis zmian klimatu w górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. *Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. i Rozw. Region. UWrocł.*, 1.
- Jary Z., Chodak T., Krzyszkowski D., 1990 — Utwory pyłowe na stanowisku archeologicznym Trzebnica 2. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 31: 31–49.
- Jary Z., Ciszek D., 2004 — Odslonięcie lessów w Zaprężynie na Wzgórzach Trzebnickich. W: Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych (Jary Z., red.). 4. Sem. Lessowe. Strzelin, 13–14 października 2004 r. Inst. Geogr. i Rozw. Region. UWrocł.: 108–112.
- Jary Z., Kida J., 1993 — Prezentacja stanowisk lessowych: Trzebnica. W: Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich (Kida J., red.). Przew. 2. Sem. Lessowego, Wrocław–Jakubowice, 21–23 X 1993 r.: 31–39.
- Jary Z., Kida J., Snihur M., 2002 — Lessy i osady lessopochodne w południowo-zachodniej Polsce. *Czas. Geogr.*, **73**, 1–2: 63–100.
- Jerzykiewicz T., Kijewski P., Mroczkowski J., Teisseyre A.K., 1976 — Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **11**, 1: 57–89.
- Kasprzak T., Sokołowski J., 1964 — Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. *Geofiz. i Geol. Naft.*, 3–5.
- Keilhack K., 1919 — Endmoränen in Niederschlesien. Moreny czołowe Dolnego Śląska. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **39**, 1: 41–57.
- Klimaszewski M., 1952 — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 137–268.
- Kłapciński J., 1959 — Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 4: 361–408.
- Kłapciński J., 1964 — Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 34: 551–557.
- Kłapciński J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, 5: 1–135.
- Kłapciński J., 1978 — Budowa geologiczna podłoża podpermskiego wschodniej części monokliny przedsudeckiej. W: Utwory skalne podłoża permu wschodniej części monokliny przedsudeckiej (Górecka T. i in., red.). *Pr. Nauk. Inst. Gór. PWrocł.*, **25. Monogr.**, 11: 100–117.
- Kłapciński J., 1991 — Zechstein anhydrites in western Poland. *Zbl. Geol. Palaon. Tell*, 1/4: 1171–1188.
- Kłapciński J., 1993 — Litostratygrafia profili głębokich otworów wiertniczych Wrocławia i obszarów przyległych. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Mineral.*, **61**, 97.
- Kłapciński J., Muszer J., 1987 — Wiek utworów podpermskich z wybranych otworów wiertniczych wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, 22: 91–100.
- Kłapciński J., Peryt T. M., 1996 — Budowa geologiczna monokliny przedsudeckiej. W: Monografia KGHM Polska Miedź SA, CBPM „Cuprum” Sp. z o.o. (Piestrzyński A. i in., red.), Wrocław: 75–88.
- Kłapciński J., Górecka T., Juroszek C., Lorenc S., Sachanbiński M., Grodzicki A., Mierzejewski M., Ślusarczyk S., Templin W., Parka S., 1975a — Litologia, petrografia, geochemia, minerały ciężkie, stratygrafia i tektonika podłoża podpermskiego wschodniej części monokliny przedsudeckiej. *Arch. UWrocł.*, Wrocław.

- Kłapciński J., Juroszek C., Sachanbiński M., 1975b — Nowe dane o geologii fundamentu krystalicznego przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **10**, 2: 7–46.
- Knothe H., 1925 — Die Niederschlesisch — Lausitzer Heide. Bory Dolnosląsko-łużyckie. Przyczynek do geografii Śląska. W: Beitr. z. schles. Landesk. hrsg. v. M. Friederichsen. Breslau, 8: 115–160.
- Koblański A., 1989 — Elementy tektoniki podłoża skonsolidowanego południowej części monokliny przedsudeckiej w świetle badań magnetycznych. *Zesz. Nauk. AGH, 1302. Geof. Stosowana*, **5**: 92–93.
- Kondracki J., 2009 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Korejwo K., Teller L., 1973 — Stratygrafia serii karbonu. W: Marcinki IG 1 (Gajewska I., red.). *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, 8: 35–37.
- Koślacz R. (red.), 1988 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędu, trzeciorzęd, kredy i triasu regionu kredy opolskiej. Arch. Przeds. Geol. Proxima, Wrocław.
- Krawczyńska-Grocholska H., Grocholski W., 1976 — Głębsze podłoże geologiczne okolicy Poznania w świetle badań z lat 1973–1975. *Prz. Geol.*, **24**, 9: 520–525.
- Krygowski B., 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. 1. Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Wyd. Mat.-Przyr. Kom. Fizjogr.
- Krygowski B., 1962 — Rola glacitektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej. *Czas. Geogr.*, **33**, 3: 313–325.
- Krygowski B., 1972 — Nizina Wielkopolska. W: Geomorfologia Polski (Galon R., red.). **2**. PWN, Warszawa: 186–223.
- Krzyszowski D., 1992 — Pleistocene stratigraphy near Trzebnica, Silesian Rampart, Southwestern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **40**, 3: 235–249.
- Krzyszowski D., 1993 — The Wartanian Siedlec Sandur (Ziedlitzer Sander) southwards the Trzebnica Hills, Silesian Lowland, Southwestern Poland: re-examination after fifty years. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **43**: 53–66.
- Krzyszowski D., 2010 — The first record of red till lithotype in western Poland and its implication for glacial stratigraphy and palaeogeography. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 80: 53–67.
- Krzyszowski D., Kuszeł T., 2007 — Middle and Upper Weichselian Pleniglacial fluvial erosion and sedimentation phases in Southwestern Poland, and their relationship to Scandinavian ice sheet build-up and retreat. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 77: 17–38.
- Kuszeł T., 1991 — Wyniki badań palinologicznych profilu TB-1 w Trzebnicy. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 31, 53–61.
- Lorenc S., 1975 — Petrografia i różnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **10**, 1: 59–104.
- Łyczewska J., 1964 — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski Środkowej i Zachodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**: 115–149.
- Marks L., Lindner L., Nitychoruk J., 1995 — New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 135–146.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Krzemiński L., Mastalerz K., Górecka-Nowak A., Kurowski L., Krzywiec P., Żelaźniewicz A., Fanning M.C., 2010 — Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. *Internat. J. Earth Sc.*, **99**, 1: 47–64.
- Meister E., 1935a — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 281, Blatt Wise, no 2767: 51 ss. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.

- Meister E., 1935b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern im M. 1:25 000 – Wiese (Wisznia Mała). *Jb. Preuss. Geol., Landesanst.*, Berlin.
- Mżyk S., 2012 — Opracowanie wyników badań geofizycznych wykonanych w rejonie Mienic i Pierwoszowa. *Narod. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol-PIB, Oddział we Wrocławiu*.
- Nemec H., Nemec W., Porębski S., 1978 — Weissliegendes Sandstones: a Transition from Fluvial-Aeolian to Shallow-Marine Sedimentation (Permian of the Fore-Sudetic Monocline), 3. Interpretation in Light of Heavy-Mineral data. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 1: 73–97.
- Oberc J., 1962 — Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. *Prz. Geol.*, **10**, 11: 57–575.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 2. Wyd. Geol., Warszawa: 307 ss.
- Oberc J., 1990 — Monoklina przedsudecka i jej tło geologiczne. W: Materiały konferencji Problemy tektoniki Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. Lubin: 7–14.
- Olbricht K., 1925 — Die Eiszeit und die Landschaftsformen des Schlesischen Flachlandes. *Schles. Monatshefte.*, 1: 108–113.
- Oszczepalski S., 2007 — Paleogeografia basenu cechsztyńskiego. W: Monografia KGHM Polska Miedź S.A. (Piestrzyński A., Banaszak A., Zaleska-Kuśmierczyk M., red.). Wyd. KGHM Cuprum sp. z o.o. CBR, Wrocław: 77–82.
- Pachucki C., 1952 — Badania geologiczne na arkuszach 1:100 000 Trzebnica i Syców. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66. W: Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 2: 355–394.
- Parka Z., Ślusarczyk S., 1988 — Stratygrafia osadów karbońskich podłoża monokliny przesudeckiej. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PW*, **43**. Monografie, Wrocław: 1–47.
- Peryt T.M., 1976 — Ingresja morza turyńskiego (górnym perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol. Pol.*, **46**: 455–465.
- Peryt T.M., 1978 — Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Stud. Geol. Pol.*, **54**: 1–88.
- Peryt T.M., 1981 — Cechsztyń w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **25**: 75–91.
- Peryt T.M., 1984 — Sedymentacja i wczesna diagenaza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **109**: 1–80.
- Peryt T.M., 1989 — Basal Zechstein in southwestern Poland: sedimentation, diagenesis and gas accumulations. *Geol. Ass. Can. Spec. Paper*, **36**: 601–625.
- Peryt T.M., Piątkowski T.S., Wagner R., 1978 — Mapa paleogeograficzna wapienia cechsztyńskiego (Cal). W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen–spore zones. *Kwart. Geol.*, **41**, 1: 21–40.
- Pokorski J., 1978 — Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Nizżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 686–694.
- Połowicz S., 1961 — Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4: 391–442.
- Pyszyński W., Winnicki J., Brański S., 1991 — Mezoplejstocenijskie szczątki drewna *Ulmus* i *Populus* w Trzebnicy. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 32: 43–52.
- Rokicki J., 1952 — Lessy i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 479–512.
- Rotnicki K., 1960 — Uwagi o genezie Wzgórz Ostrzeszowskich w świetle nowych danych geologicznych i geofizycznych. *Zesz. Nauk. Uniw. A. Mickiewicza. Geografia*, 3: 105–124.

- Rotnicki K., 1966 — Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **5**, 2: 258 ss.
- Rotnicki K., 1967 — Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **19**: 93–153.
- Rotnicki K., 1970 — Główne problemy wydym śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **11**.
- Rotnicki K., 1976 — The Theoretical Basis for and a Model of the Origin of Glacitectonic Deformations. *Quaestiones Geogr.*, **3**: 103–139.
- Różycki M., 1957 — Przekrój geologiczny z południowo-zachodniej części Wzgórz Trzebnickich. *Prz. Geol.*, **6**: 477–478.
- Różycki M., 1968 — Budowa geologiczna okolic Wrocławia. *Biul. Inst. Geol.*, **214**: 181–218.
- Sadowska A., 1984 — Badania palinologiczne prób z otworów na arkuszu Wrocław i Trzebnica. *Arch. Przeds. Geol., Wrocław*.
- Schulz R., Piotrowski A., Urbański K., 2007 — Geologische Karte des Landes Brandenburg 1:50 000. Karte der an der Oberfläche anstehenden Bildungen. L 3752 Frankfurt (Oder)/Ślubice. Mapa geologiczna kraju związkowego Brandenburgii 1:50 000. Mapa utworów powierzchniowych. Państw. Inst. Geol., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit der Landesvermaessung und Geobasisinformation Brandenburg.
- Schwarzbach M., 1942 — Das Diluvium Schlesiens. Plejstocen Śląska. *Neues Jb. Miner. Beil.-Bd B*, **86**: 189–215.
- Sokołowski J., 1966a — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego. 1. *Prz. Geol.*, **14**, 5: 205–211.
- Sokołowski J., 1966b — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego. 2. *Prz. Geol.*, **14**, 6: 258–263.
- Sokołowski L., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudetica*, **3**: 297–367.
- Sokołowski J., 1974 — Obszar przedsudecki. W: Budowa Geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 375–393.
- Szczepankiewicz S., 1972 — Nizina Śląska. W: Geomorfologia Polski (Galon R., red.). **2**. Niż Polski. PWN, Warszawa: 224–239.
- Szponar A., 1965 — Etapy deglacji na przedpolu moren stadiału warciańskiego. *Czas. Geogr.*, **36**, 3: 245–260.
- Śnieszko Z., 1995 — Geologiczne tło stanowiska dolnopaleolitycznego w Trzebnicy. *Śląskie Sprawozdania Archeologiczne*, **36**: 19–34.
- Śnieszko Z., Burdukiewicz J.M., 1993 — Wyniki badań osadów plejstocenijskich ściany południowej dolnopaleolitycznego stanowiska Trzebnica 2. W: Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich (Jary Z., Kida J., red.). Przew. 2. Sem. Lessowego. Wrocław–Jakubowice, 21–23 X 1993 r.: 19–25.
- Tietze O., 1910 — Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Stosunku geologiczne okolic Wrocławia. *Jb. Preus. Geol. Landesanst.*, **31**, 1: 258–298.
- Tietze O., 1915 — Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. Nowe obserwacje geologiczne z okolic Wrocławia. *Jb. Preus. Geol. Landesanst.*, **36**, 1: 498–507.
- Tietze O., 1917 — Die äussersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. Moreny końcowe najmłodszego zlodowacenia Niemiec północnych. *Geol. Rdsch.*, **7**: 110–122.
- Tobolski K., 1966 — Późnoglacialna i holocenijska historia roślinności na obszarze wydymowym w dolinie środkowej Prosy. PTPN. *Pr. Komis. Biol.*, **32**, 1: 1–69.

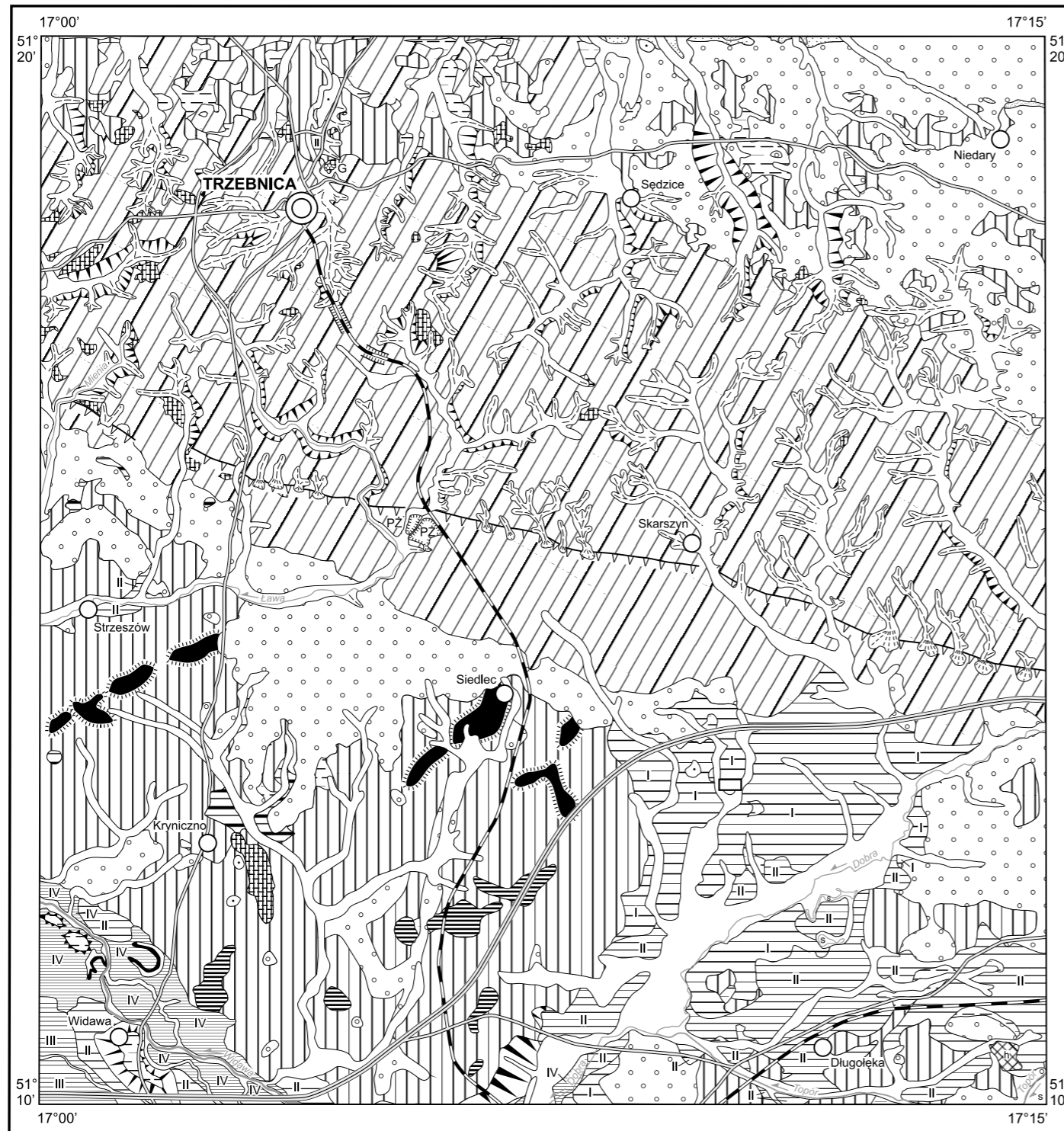
- Tomaszewski J.B., 1963 — Tektonika brzeżnej części monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Met. Nieżel.*, **8**, 6: 207–210.
- Tomaszewski J.B., 1966 — Charakterystyka litofacjalna utworów cechsztynu w brzeżnej części monokliny przedsudeckiej. W: *Z geologii Ziemi Zachodnich*. PWN, Wrocław: 265–276.
- Traczyk A., 1993 — Wykształcenie i wiek osadów stokowych w rejonie stanowiska archeologicznego w Trzebnicy. W: *Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich* (Kida J., red.). Przew. 2. Sem. Lessowego. Wrocław–Jakubowice, 21–23 X 1993 r.: 15–17.
- Urbański K., Badura J., Ciszek D., Przybylski B., Różański P., 2012 — Moreny czołowe i międzyłobowe w strefie marginalnej lądolodu fazy choćnianowskiej zlodowacenia Odry. W: *XIX Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski „Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry”*. Cedyňa, 3–7.09.2012 r.: 106–109.
- Wagner R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–70.
- Wagner R. (red.), 2008 — Tabela Stratygraficzna Polski: Polska pozakarpacka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Walczak W., 1951 — Sprawozdanie z badań nad stratygrafią i morfologią utworów plejstocenijskich w okolicy Trzebnicy. *Czas. Geogr.*, 21/22: 434–438.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **19**, 1: 121–139.
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1987 — Charakterystyka geologiczna podłoża permu obszaru przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **31**, 4: 557–568.
- Winnicka G., 2008a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czeszów (691). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Winnicka G., 2008b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czeszów (691). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Winnicki J., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Trzebnica (727). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winnicki J., 1990a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Trzebnica (727). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winnicki J., 1990b — Budowa geologiczna północnej ściany cegielni w Trzebnicy – stanowisko Trzebnica 2. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 31, 25–30.
- Winnicki J., 1991 — Wstępne wyniki badań geologicznych osadów czwartorzędowych w rejonie Trzebnicy. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 32: 21–28.
- Winnicki J., 1992 — Wyniki badań laboratoryjnych osadów plejstocenijskich w Trzebnicy. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 33: 17–24.
- Winnicki J., 1994 — Utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich. *Śląskie Spraw. Archeolog.*, 35: 27–38.
- Winnicki J., 1997 — Geneza zaburzeń i stratygrafia osadów Wzgórz Trzebnickich i Ostrzeszowskich. W: *Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej*. Przew. 4. Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, Wrocław.
- Winnicki J., Skompski S., 1991 — Sytuacja geologiczna stanowisk fauny czwartorzędowej z okolic Trzebnicy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 365: 73–94.
- Wiśniewski A., Adamiec G., Badura J., Bluszcz A., Kowalska A., Kufel-Diakowska B., Mikołajczyk A., Murczkiewicz M., Musil R., Przybylski B., Skrzypek G.,

- Stefaniak K., Zych J., 2013 — Occupation dynamics north of the Carpathians and Sudetes during the Weichselian (MIS5d-3): The Lower Silesia (SW Poland) case study. *Quatern. Intern.*, 294: 20–40.
- Woldstedt P., 1926 — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. Główne ciągi moren czołowych w Niemczech północnych. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 77: 172–184.
- Woldstedt P., 1927 — Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. Und über die Sitzungsber. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 2: 115–119. Berlin.
- Woldstedt P., 1932 — Über Endmoränen und Oser der Saale (= Riss) – Vereisung in Schlesien. O morenach czołowych i ozach zlodowacenia Saali (=Riss) na Śląsku. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 84: 78–84.
- Woldstedt P., 1954 — Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Nordeutschland. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 4–5: 34–38.
- Woldstedt P., 1955 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Epoka lodowcowa w Niemczech północnych i terenach sąsiednich. Stuttgart: 464 ss.
- Wyżykowski J., 1961 — Północno-zachodni zasięg krystaliniku bloku przedsudeckiego i możliwości poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w tym rejonie. *Prz. Geol.*, 9, 4: 182–186.
- Znosko J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zwierzycki J., 1951 — Sole potasowe na północ od Wrocławia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 7: 257–259.
- Żelaźniewicz A. (red.), 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komis. Nauk Geol. PAN*, Wrocław.
- Żelichowski A.M., 1964 — Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, 12, 5: 224–227.
- Żelichowski A.M., 1984 — Charakterystyka utworów karbońskich, Przedpole Sudetów. W: Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich (Pożaryski W., Dembowski Z., red.). Część tekstowa: 1–8.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Trzebnica (727)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

Wysoczyzna morenowa płaska

Formy wodnolodowcowe

Równiny wodnolodowcowe
 Równiny zastoiskowe
 Formy akumulacji szczelinowej
 Kemy

Formy rzeczne

Dna dolin rzek i potoków
 Tarasy akumulacyjne rzeczne
 Starorzecza

Formy denudacyjne

Równiny (powierzchnie denudacyjne)
 Wzgórza morenowe (moren czołowych spiętrzonych) przekształcone
 Dolinki denudacyjne
 Długie stoki
 Krawędzie tektoniczne przekształcone
 Ostańce erozyjne
 Stożki napływowe
 Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy eoliczne

Wydmy
 Równiny piasków przewianych
 Równiny lessowe

Formy antropogeniczne

Hałdy (h)
 Piaskownie - żwirownie (PŻ), glinianki (G)
 Przekopy linii kolejowej
 Grodzisko

Opracowali: B. PRZYBYLSKI, J. BADURA



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Trzebnica (727)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

NEOGEN

MIOCEN

M₂₋₃

Iły, mułki i piaski, lokalnie węgiel brunatny (formacji poznańskiej), miejscami zaburzone glacitektonicznie

MIOCEN ŚRODKOWY-GÓRNY

..... Granice wychodni utworów starszych od czwartorzędu na powierzchni terenu

— 100 — Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych, w m n.p.m.

- - - 150 - - - Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w strefie występowania wielkoskalowych zaburzeń glacitektonicznych, w m n.p.m.

— 50 — Kontakty glacitektoniczne z rzędną położenia powierzchni odklucia wielkoskalowych nasunięć glacitektonicznych w strefie przekroju geologicznego A—B, w m n.p.m.

- - - Uskoki przypuszczalne

■ Kry utworów miocenu środkowego-górnego w obrębie utworów plejstoceńskich

⊖ Granice strefy występowania intensywnych zaburzeń glacitektonicznych

● Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q – czwartorzęd, M₂₋₃ – miocen środkowy-górny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

* Rzędna kry nawierconej w otworze wiertniczym, w m n.p.m.

** Rzędna kry, w której został zakończony otwór wiertniczy, w m.n.p.m.

A-----B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracowali: J. BADURA, B. PRZYBYLSKI

