



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Monika PIELACH, Marta TOMASZCZYK

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz Okuniew (525)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Okuniew
J. Nowak (1978)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowały: Monika PIELACH¹, Marta TOMASZCZYK¹, 2020 r.
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Okuniew J. Nowak (1978)

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

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu Polska środkowa, północno-wschodnia i wschodnia: Stanisław LISICKI

Redakcja merytoryczna: Joanna BŁASZKIEWICZ

ISBN 978-83-68112-08-5

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Joanna BŁASZKIEWICZ, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	9
III. Budowa geologiczna	14
A. Stratygrafia	14
1. Kreda	18
a. Kreda górna	19
2. Paleogen	19
a. Paleocen	19
b. Oligocen	20
Oligocen dolny	20
3. Neogen	21
a. Miocen	21
Miocen dolny + środkowy	21
Miocen górny	22
4. Czwartorzęd	22
a. Plejstocen	22
Plejstocen dolny	23
Zlodowacenia najstarsze	23
Zlodowacenie Narwi	23
Interglacjał augustowski	24
Zlodowacenia południowopolskie	24
Zlodowacenie Nidy	24
Interglacjał małopolski	25
Zlodowacenie Sanu 1	25
Zlodowacenie Sanu 2	26
Interglacjał wielki	27
Interglacjał mazowiecki	27
Zlodowacenia środkowopolskie	27
Zlodowacenie Odry	27
Interglacjał lubawski?	29
Zlodowacenie Warty	30
Stadiał dolny	30

Zlodowacenia północnopolskie	31
Zlodowacenie Wisły	31
b. Czwartorzęd nierozdzielony	32
c. Holocen	33
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	34
C. Rozwój budowy geologicznej	37
IV. Podsumowanie	43
Literatura	44

SPIS TABLIC

- Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000
- Tablica II — Przekrój geologiczny C–D
- Tablica III — Przekrój geologiczny E–F
- Tablica IV — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

I. WSTĘP

Teren arkusza Okuniew (525) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) określają współrzędne układu 1942, transformowane do układu 1992. Obszar ten wyznaczają współrzędne geograficzne $52^{\circ}10'$ i $52^{\circ}20'$ szerokości geograficznej północnej oraz $21^{\circ}15'$ i $21^{\circ}30'$ długości geograficznej wschodniej układu współrzędnych prostokątnych płaskich 1942. Dane dla terenu opracowania są udostępniane w układzie PL-1992. Obszar arkusza, na północ od rzeki Mieni, należy do Równiny Wołomińskiej, a na południe od niej – do Równiny Garwolińskiej, natomiast niewielki fragment w jego części wschodniej zajmuje Wysoczyzna Kałuszyńska (Kondracki, 2013; Richling i in., 2021). Równiny wchodzi w skład makroregionu Nizina Środkowomazowiecka, a wysoczyzna leży w obrębie makroregionu Nizina Południowopodlaska. Administracyjnie obszar arkusza znajduje się w województwie mazowieckim i należy do powiatów: warszawskiego (gminy Warszawa i Sulejówek), wołomińskiego (gminy Wołomin, Poświętne i Zielonka), otwockiego (gmina Wiązowna) i mińskiego (gminy: Stanisławów, Dębe Wielkie, Halinów i Mińsk Mazowiecki). Podział terenu objętego zasięgiem arkusza na gminy zaprezentowano na [figurze 1](#).

Pierwsze wydanie arkusza Okuniew SMGP opracowała Nowak (1978a, b) na podstawie Instrukcji w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski z 1958 r. Zdjęcie geologiczne pod kierunkiem J. Nowak wykonano w latach 1970–1973.

W celu rozpoznania utworów czwartorzędu i określenia wysokości występowania podłoża czwartorzędu wykonano wówczas 11 otworów badawczych: Kolno (otw. 1), Turze (otw. 7), Helenów (otw. 8), Trzcinka (otw. 10), Zabraniec (otw. 11), Łęka (otw. 13), Michałów (otw. 24), Mrowiska (otw. 28), Halinów (otw. 45) i Izabela (otw. 62). Otwór 52 sięgnął utworów kredy górnej ([fig. 2](#)).

Po wydaniu arkusza Okuniew SMGP na obszarze ograniczonym jego granicami nie były prowadzone kolejne badania szczegółowe.

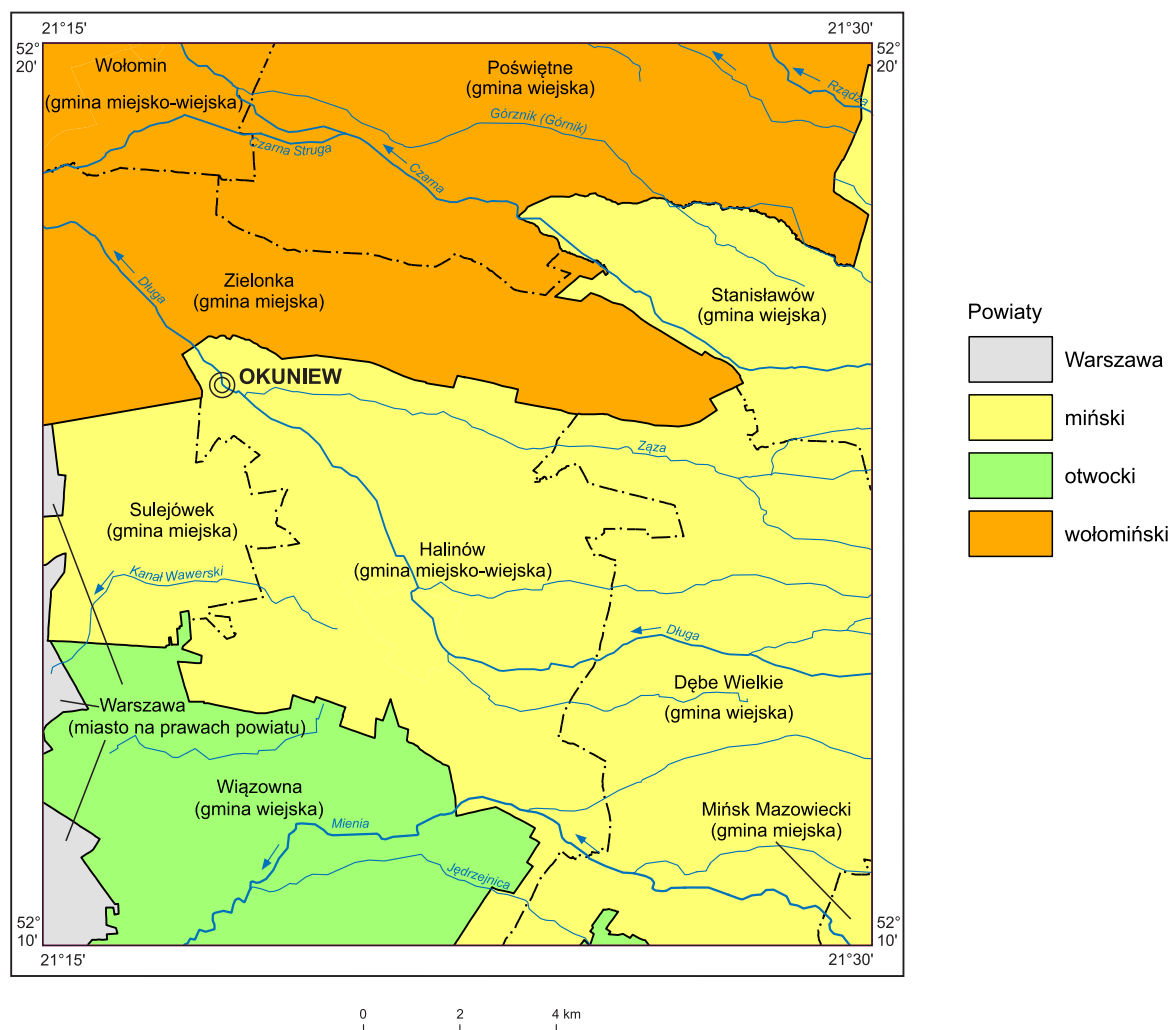


Fig. 1. Podział administracyjny obszaru arkusza

Prace nad aktualizacją arkusza rozpoczęto w kwietniu 2019 r., a zakończono we wrześniu 2020 r. Obejmowały one prace kameralne, w tym:

- zestawienie istniejących profili otworów wiertniczych, analizę ich lokalizacji i profili nowych otworów wiertniczych (190) sporządzonych po opracowaniu pierwszej edycji arkusza Okuniew SMGP;
- przegląd i analizę dokumentacji geologicznych, geologiczno-inżynierskich i geofizycznych, również wykonanych po opracowaniu pierwszej edycji arkusza Okuniew SMGP;
- kartowanie geologiczne na wybranych fragmentach terenu arkusza;
- zestawienie punktów dokumentacyjnych (tab. 1).

Poza materiałami dokumentacyjnymi i własnymi pracami zdjęciowymi do opracowania arkusza wykorzystano otwory wiertnicze oraz dokumentacje surowcowe, geofizyczne i geologiczno-inżynierskie pochodzące z archiwów: Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB w Warszawie, Mazowieckiego Urzędu Wojewódzkiego, urzędów gmin oraz Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych.

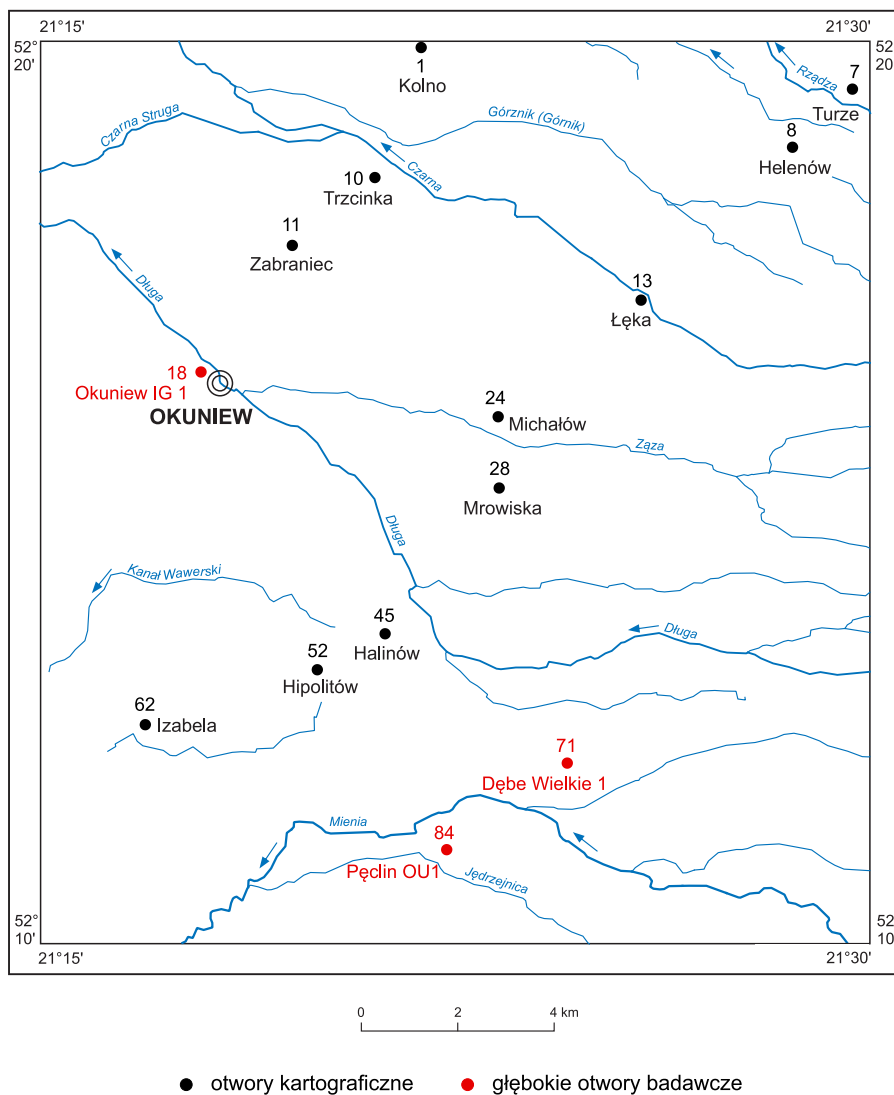


Fig. 2. Lokalizacja otworów kartograficznych i wybranych głębokich otworów badawczych na obszarze arkusza

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer punktu		Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym				
1	WH 13	Poświętne	110,3	14,0	wydzielenie 11
2	WH 14	Ostrowik	103,2	15,0	wydzielenie 6/15
3	WH 11	Ostrowik	103,4	15,0	wydzielenie 6
4	WH 10	Krubki-Górki	112,9	15,0	wydzielenie 4
5	WH 9	Pustelnik	127,5	13,0	wydzielenie 8/15
6	WH 8	Nowy Walercin	133,0	10,0	wydzielenie 6
7	WH 7	Nowy Walercin	139,3	15,0	wydzielenie 12/15
8	WH 6	Poręby	140,0	15,0	wydzielenie 12/15
9	WH 12	Kazimierów	112,4	15,0	wydzielenie 8
10	WH 15	Halinów	113,3	10,0	wydzielenie 2/33
11	WH 5	Hipolitów	118,6	13,0	przekrój geologiczny A-B wydzielenie 6/15
12	WH 4	Hipolitów	116,8	15,0	przekrój geologiczny A-B wydzielenie 15
13	WH 3	Nowy Konik	114,5	10,7	przekrój geologiczny A-B wydzielenie 6/9
14	WH 2	Michałówek	112,3	15,0	przekrój geologiczny A-B wydzielenie 6/15

Do opracowania wykorzystano arkusze SMGP: Warszawa Wschód (Sarnacka, 1980a, b; Nowacki, 2020), Mińsk Mazowiecki (Piotrowska i Kamiński, 2005a, b), Tłuszcz (Nowak, 1983, 1984) i Otwock (Baraniecka, 1975, 1976; Źarski, 2020) oraz arkusz Warszawa Wschód Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 wraz z Objaśnieniami (MGP) (Nowak, 1971a, b, 1972a), mapy geofizyczne (Graniczny i in., 1995; Królikowski i Petecki, 1995), a także arkusze Okuniew Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (Perek, 1997) oraz Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000 (Kapera i in., 2009; Kruk i Kapera, 2010; Hrybowicz, 2010).

Źródłem danych na temat litologii badanego obszaru były cyfrowe opracowania map leśnych (Mapa Gospodarczo-Przeładowa Siedlisk Leśnych 1:25 000 z terenów nadleśnictw Drewnica, Mińsk i Celestynów) oraz numeryczna Mapa glebowo-rolnicza 1:25 000 opracowana dla województwa mazowieckiego przez Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach.

Jedną z najnowszych publikacji o charakterze regionalnym jest arkusz Warszawa Wschód MGP (Morawski, 2011; Morawski i Pielach, 2011), której arkusz Okuniew SMGP jest częścią składową.

Opracowania dotyczące zastoiska warszawskiego oraz pradoliny warszawsko-berlińskiej dotyczyły kwestii wysokości, na której zatrzymały się wody zbiornika. Problematykę osadów zastoiskowych podejmowali m.in.: Różycki (1967), Baraniecka i Konecka-Betley (1987), Starkel (2001), Wiśniewski (2005) oraz Molewski (2014).

Według Wiśniewskiego (2005) wody zastoiska sięgały nie wyżej niż około 84 m n.p.m. Molewski (2014) przypuszczał, że graniczna była wysokość około 102 m n.p.m., a ruchy wypiętrzające związane z tektoniką solną po zlodowaceniu Wisły (vistulianie) w okolicach Łęczycy przebudowały dzisiejszą sieć rzeczną. Wysota i Molewski (2011), badając dorzecze Wisły, stwierdzili, że zasięg utworów stadiału leszczyńskiego był w tym rejonie mniej wysunięty na południe niż osadów stadiału poznańskiego, a tym samym sposób odprowadzania wód i stosunki wodne zastoiska warszawskiego musiały być inne niż wskazywał Wiśniewski (2005). Polemikę odnośnie stożków napływowych pokrywających według Nowak (1978a,b) stoki wysoczyzny podejmowali Kalińska i Wyszomierski (2007) oraz Kalińska-Nartiša i Nartišs (2017), określając je mianem form stożkopodobnych, deponowanych w warunkach środowiska eolicznego. Poligenetyczne pochodzenie osadów wydzielanych dotąd jako stożki, występujących na skłonie wysoczyzny polodowcowej od Żyrardowa do Tłuszcza, opisała Kobojeck (2012).

Do określenia stratygrafii oraz litologii utworów proterozoiku, paleozoiku i mezozoiku wykorzystano opracowane profile litologiczne i stratygraficzne głębokich otworów wiertniczych: 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) oraz 84 (Pęcclin OU 1) dostępne w cyfrowych zasobach Centralnej Bazy Danych Geologicznych. Uzupełniono je informacjami zawartymi w kartach otworów Dębe Wielkie 1 (Piwońska i in., 1971), Pęcclin OU 1 (Karwat i Piotrowski, 2019) oraz w opracowanym dla

otworu Okuniew IG 1 zeszycie Profili Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego (Areń, red., 1975).

Ze względu na brak nowych badań, osady paleogenu i neogenu, opisano przede wszystkim na podstawie opisu z pierwszego wydania tekstu Objśnień do arkusza Okuniew SMGP (Nowak, 1978a), w tym w szczególności opierając się na opracowaniu otworów badawczych Hipolitów (otw. 52; Nowak i Uberna, 1976) i Turze (otw. 7).

Budowa geologiczna podłoża kenozoiku na obszarze arkusza Okuniew nie była przedmiotem szczegółowych badań. Miał na to wpływ brak głębokich otworów wiertniczych, poza otworem 18, oraz badań geofizycznych, w szczególności sejsmicznych, poza pojedynczym profilem, którego końcowy fragment o długości 12 km znajduje się w północnej części terenu arkusza. Nowych danych dostarczyły dopiero badania prowadzone przez Orlen Upstream w ramach poszukiwań węglowodórów (Karwat i Piotrowski, 2019). W ramach tych prac wykonano otwór Pęcclin OU 1, który osiągnął utwory kambru. Wykonano także szereg profili sejsmicznych 2D, z których sześć w całości lub we fragmencie (łącznie ok. 50 km) znajduje się w granicach obszaru arkusza. Dane te zostały jednak udostępnione dopiero z końcem 2019 r. i nie zostały dotychczas syntetycznie opracowane. W niniejszym opracowaniu wykorzystano jedynie informacje zawarte w dokumentacji prac geologicznych (Karwat i Piotrowski, 2019) oraz sprawozdaniu końcowym z prac sejsmicznych (Borowska, red., 2014).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony (Richling i in., 2021) przeważająca część obszaru arkusza Okuniew znajduje się w obrębie makroregionu Nizina Środkowomazowiecka, a jedynie jego skrajny, wschodni fragment – należy do makroregionu Nizina Południowopodlaska. Na Nizinie Środkowomazowieckiej teren arkusza znajduje się w obrębie dwóch mezoregionów – Równiny Wołomińskiej w jej centralno-zachodniej i północnej części oraz Równiny Garwolińskiej na południu (fig. 3). Granicę pomiędzy tymi regionami wyznacza wzniesienie terenu, które występuje między miejscowościami Zakręt, Hipolitów i Dębe Wielkie. Rozdziela ono obszar zlewni rzeki Świder na południu i rzeki Narew na północy. Wschodnia część terenu arkusza należy do mezoregionu Wysoczyzny Kałuszyńskiej, wchodzącego w skład Niziny Południowopodlaskiej.

Na omawianym terenie Równinę Garwolińską i Równinę Wołomińską tworzy zdenudowana wysoczyzna polodowcowa, na której licznie występują wydmy i równiny eoliczne (tabl. I).

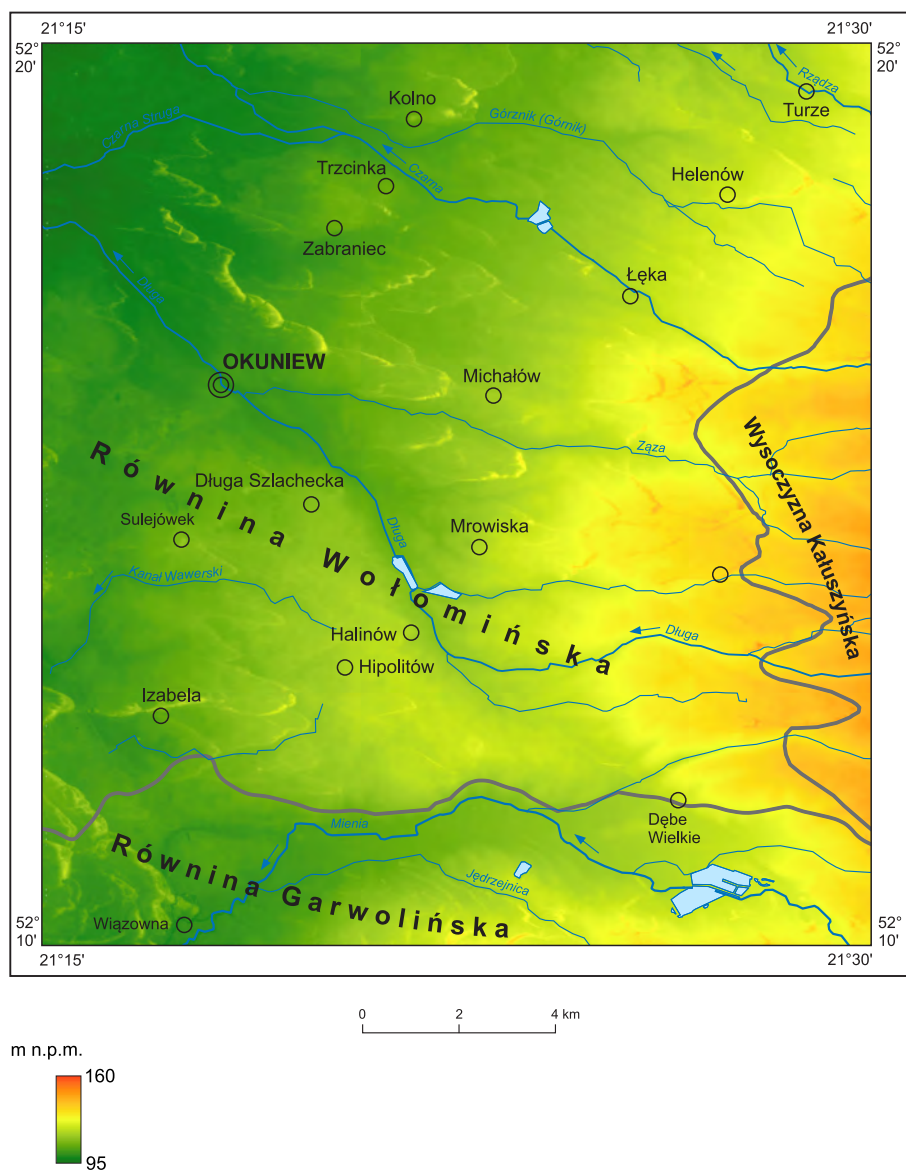


Fig. 3. Mapa hipsometryczna obszaru arkusza wraz z jego podziałem na mezoregiony (wg Richlinga i in., 2020)

Wydmom towarzyszą zagłębienia deflacyjne wypełnione piaskami torfiastymi lub mułkami z humusem. Fragment obszaru, który zajmuje Wysoczyzna Kałuszyńska, tworzy wyraźnie zaznaczająca się w morfologii wysoczyzna morenowa płaska. Na jej powierzchni również znajdują się wydmy i towarzyszące im równiny piasków przewianych. Względna różnica wysokości pomiędzy obszarem wysoczyzny zdenudowanej (zachodnia i środkowa część terenu arkusza) a wysoczyzną morenową (na wschodzie) wynosi od około 10 do około 15 m.

Największe wysokości bezwzględne (149,3 m n.p.m. w miejscowości Rysie) osiągają pagórki wydmy, które pokrywają wysoczyznę morenową w zachodniej części terenu badań, około 3 km na północny wschód od Dębów Wielkich. Najniżej położony obszar (94,5 m n.p.m.) znajduje się w rozlewiskach rzek Czarnej Strugi i Długiej w odległości 5,5 km na północny wschód od Okuniewa. Deniwelacje terenu wynoszą zatem 54,8 m. Nieliczne, zdenudowane formy akumulacji lodowcowej – moreny martwego lodu nie osiągają znaczących wysokości względnych (do ok. 3 m).

Poszczególne formy geomorfologiczne obszaru arkusza można prześledzić na szkicu geomorfologicznym (tabl. I). Poniżej scharakteryzowano wszystkie występujące tu formy.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska stanowi znaczną część opisywanego obszaru. Bez pokryw eolicznych czy wodnolodowcowych występuje na wschodzie terenu arkusza, obniżając się w kierunku zachodnim i północnym. Wznosi się ona do wysokości 140,0 m n.p.m., a poniżej wysokości 120,0 m n.p.m. jest w dużym stopniu zdenudowana. Według Nowak (1978a, b) można tu wydzielić poziom wyższy (115,0–120,0 m n.p.m.) i niższy (100,0–110,0 m n.p.m.). Poziom wyższy na którym licznie występują struktury peryglacjalne i pokrywy piasków eolicznych, powstał w czasie recesji lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Poziom niższy rozciąga się równolegle do poziomu wyższego. Licznie występują na nim zatorfione zagłębienia bezodpływowe oraz wydmy, a powstał podczas recesji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty. Denudacja częściowo zachodziła również w czasie zlodowacenia Wisły (wtedy wzmożyły się procesy peryglacjalne) i w holocenie.

Moreny martwego lodu na obszarze arkusza znajdują się w okolicach: Sulejówka, Długiej Szlacheckiej, Cięciwy i Zabrańca. Są to zwykle niewielkie formy o długości od 250 m do 1000 m i szerokości od 70 m do 400 m, których wysokości względne nie przekraczają 3 m. Największe pod względem powierzchni formy znajdują się w na południowy zachód i północny wschód od Sulejówka. W obrębie równiny wodnolodowcowej na wschód od Cięciwy występują cztery moreny martwego lodu o niewielkich powierzchniach i rozmytych granicach.

Formy wodnolodowcowe. Równiny wodnolodowcowe pokrywają nierównomiernie wysoczyznę morenową na całym terenie arkusza. Największą powierzchnię zajmują w jego wschodniej i północnej części. Na wschodzie omawianego obszaru występują na wysokości około 140 m n.p.m. i schodzą, wraz ze skłonem wysoczyzny, na wysokość około 110 m n.p.m. Na mniejszych wysokościach ścielą one dna młodszych dolin i dolinek rzecznych. Równiny wodnolodowcowe zajmują również najniżej położone obszary – nawet do wysokości około 100 m n.p.m.

Równiny zastoiskowe są obecne jedynie w szczątkowej formie w dnach dolin rzecznych w okolicach Wołomina, gdzie zwykle są nadbudowane osadami fluwialnymi lub eolicznymi.

Kemy jak wszystkie formy w okolicach Okuniewa są mało wyraziste i nie wyróżniają w otoczeniu. Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) zaznaczono jedynie dwie formy kemowe. Kem w Kącku ma wysokość względną 4,0 m, a w Poświętnym, gdzie jest znacznie rozmyty, osiąga wysokość zaledwie 1,0 m.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie występują na obszarze wysoczyzny tworząc płaskodenne obniżenia o różnych kształtach i wielkości. Średnica największych (okolice Poświętnego) nie przekracza 1 km.

Formy eoliczne. Wydmny paraboliczne i wałowe tworzą dominujące formy geomorfologiczne na badanym obszarze, zarówno pod względem wysokości, jak i zajmowanej powierzchni (Baraniecka, 1982). Największa wydma znajduje się w Cięciwie. Występuje ona wysoczyźnie polodowcowej i ma wysokość względną 10,0 m (wznosi się wys. 143,0 m n.p.m.), a jej długość przekracza 4 km. W okolicach Helenowa łuki wydm powstały na równinach wodnolodowcowych i osiągają wysokość 138,2 m n.p.m. Są one położone niżej (110,0 m n.p.m.) na zdenudowanej części wysoczyzny, ale nadal przeciętnie mają wysokość względną około 10 m (np. w okolicach Michałowa, Nowego Konika i Kolna). Na zachodnim skraju omawianego terenu wydmy występują na osadach rzecznych powstałych w czasie zlodowacenia Wisły. Znajdują się one na niższej wysokości – 104,0 m n.p.m. w pobliżu Wiązownej i 102,5 m n.p.m. w okolicach Okuniewa, a ich wysokość względną wynosi od kilku metrów do około 10 m.

Równiny piasków przewianych tworzą rozległe, mało wyraziste pola w bezpośrednim otoczeniu wydm, w sąsiedztwie dolin rzecznych i dolinek odprowadzających wody z wysoczyzny.

Zagłębienia deflacyjne, które powstały na skutek wywiewania materiału piaszczystego, są kolejnym elementem rzeźby terenu występującym łącznie z wydmami i równinami piasków przewianych. Na terenie arkusza znajdują się na południe i zachód od Zabrańca oraz w okolicach Cięciwy.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych wydzielono na całym obszarze arkusza. Na południu omawianego terenu występuje dolina rzeki Mieni, która w swoim wschodnim odcinku w okolicach Gamratki wcina się w wysoczyznę na głębokość około 8 m. Jej dno znajduje się na wysokości od 123,5 m n.p.m. na wschodzie do 101,3 m n.p.m. na zachodzie obszaru arkusza, w pobliżu Wiązowny. Dolina rzeki Zązy wcina się w wysoczyznę na głębokość około 2 m. Jej dno występuje na wysokości 125,5 m n.p.m. w środkowej części obszaru arkusza i na wysokości 102,3 m n.p.m. w miejscu połączenia z doliną rzeki Długiej. Na północy terenu badań rozległą dolinę tworzy rzeka Czarna – jej górny, najwęższy odcinek w okolicach Łęki leży na wysokości 120,0 m n.p.m., a najniższy, na południe od Wołomina – na 96,0 m n.p.m. Dolina rzeki Czarnej rozcina wysoczyznę na głębokość 5 m.

Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych (nadzalewowe) stanowią pozostałość po sedymentacji w dolinach marginalnych (rzeki Mieni) i dolinach rzek spływających z wysoczyzny w czasie zlodowacenia Wisły (Czarna, Długa i Ząza). Znajdują się one zwykle na wysokości 0,5–2,0 m n.p. rzeki. Miejscami na tych tarasach występują osady eoliczne.

Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone tworzą gęstą sieć, w przybliżeniu promieniście rozchodzącą się od skłonu wysoczyzny w kierunku zachodnim, północno-zachodnim i południowo-zachodnim. Są to płytkie (głęb. do ok. 3 m) dolinki o długości do 8 km i szerokości do 150 m, wypełnione osadami rzecznyymi lub deluwialnymi. Dna dolin często są suche lub płyną nimi niewielkie ciek.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe zajmują największą powierzchnię w północnej części terenu arkusza. Występują w dnach dolin rzecznych i w obrębie równin wodnolodowcowych oraz zagłębień powstałych po martwym lodzie.

Formy antropogeniczne. Nasypy w Sulejówku powstały w miejscu dawnych wyrobisk, gdzie w ramach rewitalizacji terenu obecnie utworzono park ze stawami. W Zawiesiuchach i na południe od Dębeo Wielkiego znajdują się stawy hodowlane. Na północ od Michałowa jest zlokalizowane wysypisko odpadów komunalnych.

Cały obszar arkusza Okuniew znajduje się w dorzeczu prawej strony Wisły. Przez omawiany teren przebiega granica zlewni dwóch rzek – Świdra na południu i Narwi na północy (fig. 4). Pokrywa się z ona granicą mezoregionów (fig. 3). Na południu wysoczyznę rozcina równoleżnikowo rzeka

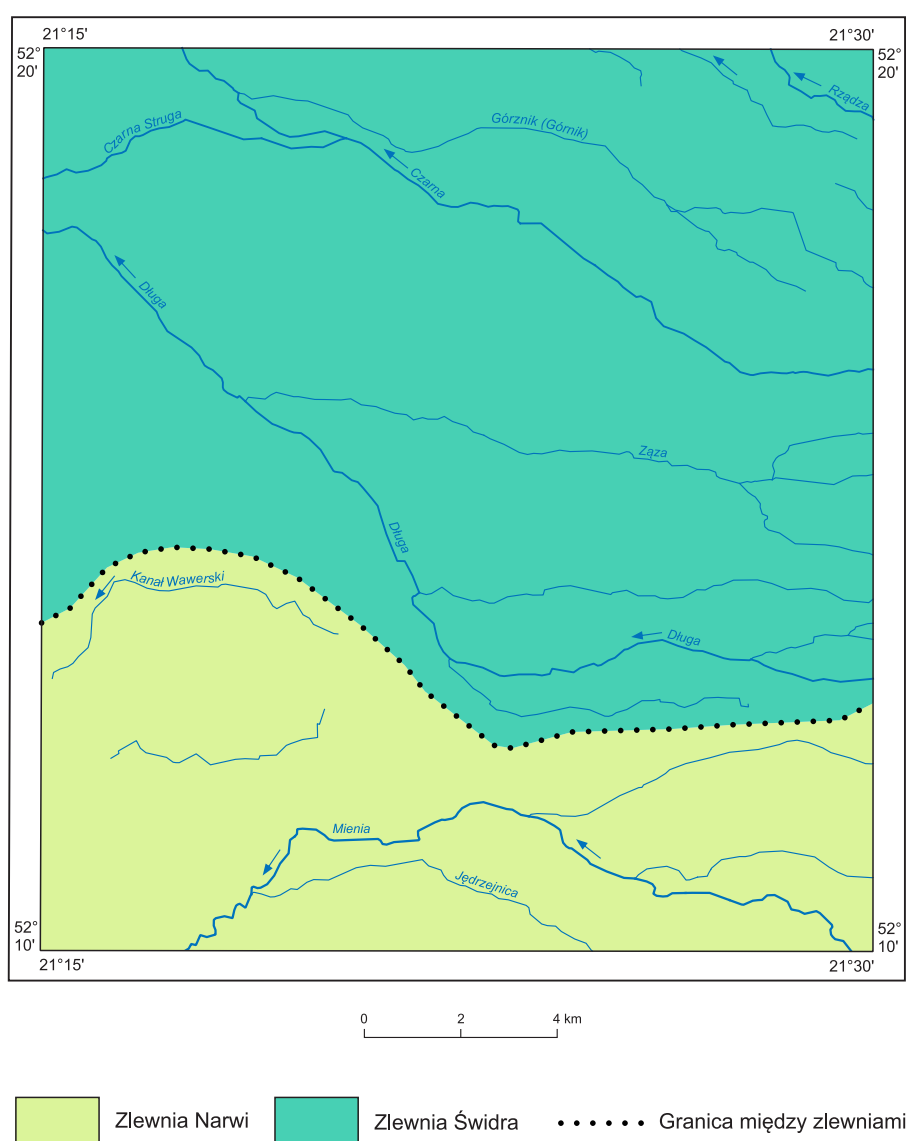


Fig. 4. Zlewnie sieci rzecznej na obszarze arkusza

Mienia, która wytworzyła tu, miejscami o szerokości 1,5 km, dolinę z tarasami nadzalewowymi. Mienia jest prawym dopływem rzeki Świder (fig. 4). Północna i środkowa część wysoczyzny jest rozcięta przez liczne cieki o dominującym kierunku dolin południowy wschód–północny zachód oraz wschód–zachód. Od zachodu są to rzeki: Długa, Ząza, Czarna, Górznik i Rządza (fig. 4). Rzeki odwadniające wysoczyznę spływają na zachód i północny zachód, zasilając w większości Narew.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Na obszarze arkusza Okuniew najstarsze skały stwierdzono w otworze 18 (Okuniew IG 1). Są to paleoproterozoiczne gnejsy biotytowe, które w górnej części profilu przechodzą w gnejsy hornblendowe i podrzędnie migmatyty (Areń, red., 1975). W gnejsach są obecne żyły pegmatytów grubo- i średniokrystalicznych, mikroklinowych, miejscami plagioklazowych. Ich strop znajduje się na wysokości 4138,1 m p.p.m. (fig. 5). Pełen profil omawianych utworów nie został rozpoznany, przewiercono jedynie jego fragment o miąższości 57,4 m.

Utwory kambru dolnego stanowią przede wszystkim piaskowce drobno- i średnioziarniste, podrzędnie różno- i gruboziarniste, a w nich, w zależności od poziomu w profilu w różnej ilości występują ziarna glaukonitu, skaleni i konkrecje fosforytowe. Piaskowce są przeławicone mułowcami i iłowcami, których udział wzrasta ku górze profilu. W górnej części profilu występuje żyła diabazowa. Utwory kambru dolnego rozpoznano jedynie w otworze 18 (Okuniew IG 1). W badanych próbkach rdzenia otworu Okuniew IG 1 stwierdzono liczne otwornice z rodzaju *Sabellidites*, *Platysolenites* i *Mobergella* (Areń, red., 1975), a w jego górnej części opisano trylobity z rodzaju *Holmia*, *Strenuaeva*, *Botsfordia* i *Protolenus* (op. cit.). Strop opisywanych skał znajduje się na wysokości 3784,2 m p.p.m., a ich miąższość wynosi 353,9 m.

Utwory kambru środkowego rozpoznano jedynie w otworze 18 (Okuniew IG 1), w którym ich miąższość wynosi około 250,1 m, a strop znajduje się na wysokości 3534,1 m p.p.m. Skały kambru środkowego tworzą miąższe pakiety szarych mułowców ilastych i iłowców przeławiconych piaskowcami. Udział piaskowców wzrasta w górnej części profilu. Są to białe i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste, kwarcytowe i silnie zdiagenezowane. Na powierzchni ławic występują liczne hieroglify mechaniczne i organiczne. W dolnej części profilu opisano trylobity z rodzajów: *Paradoxides*, *Ellipsochepalus*, *Solenopleura* i *Lingeulella* (Areń, red., 1975) oraz żyłę diabazową.

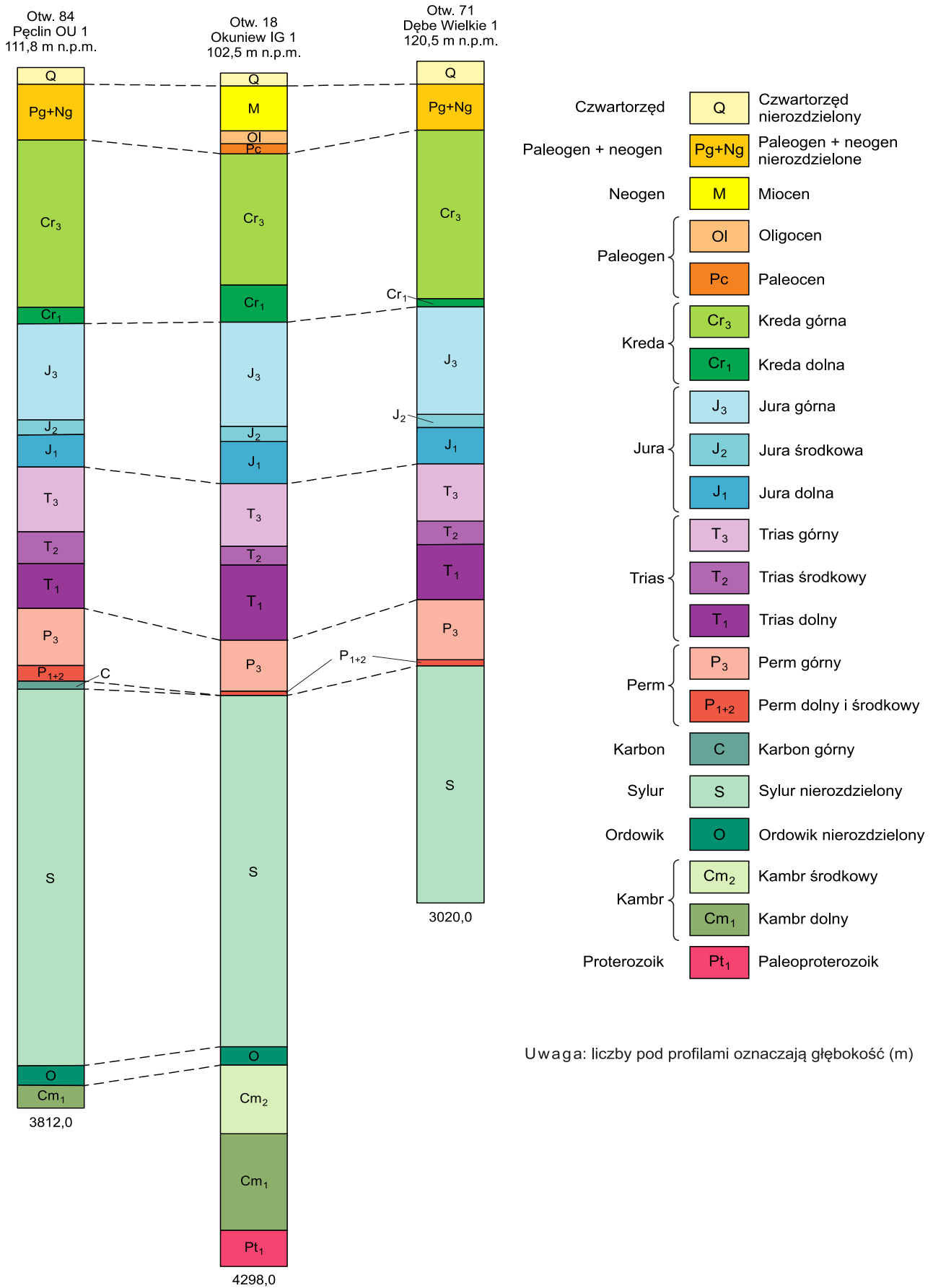


Fig. 5. Zestawienie profili głębokich otworów badawczych (>500 m)

Na obszarze arkusza nie stwierdzono utworów kambru górnego. Powyżej skał kambru środkowego w profilu znajdują się utwory ordowiku dolnego, środkowego i górnego. Profil utworów ordowiku dolnego tworzą dolomity i wapienie dolomityczne z glaukonitem w spągu. W tej części profilu opisano faunę przewodnią trylobitów z gatunku *Symphysurus angustatus* (Areń, red., 1975). Utwory ordowiku dolnego stwierdzono w otworach 18 (Okuniew IG 1) i 84 (Pęcłin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 21,7 m w otworze 84, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 3529,1 m p.p.m. w otworze 18.

Profil skał ordowiku środkowego rozpoczyna się wapieniami z odcieniem czerwonym, złożonymi niemal wyłącznie z okruchów pancerzy szkarłupni i trylobitów. Z fauny w tej części profilu oznaczono trylobity z gatunków: *Asaphus rainiceps* Dalman i *Nileus armadillo* Dalman oraz rodzaju *Acrotreta* (Areń, red., 1975). Powyżej w profilu występują słabo udokumentowane wapienie organodetryczne z warstwami szarozielonych margli. Omawiane skały rozpoznano w otworach 18 (Okuniew IG 1) i 84 (Pęcłin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 27,0 m w otworze 84, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 3510,3 m p.p.m. w otworze 18.

Skały ordowiku górnego reprezentują szare i szarozielone wapienie z przewarstwieniami margli, nad którymi znajduje się kompleks ilasto-marglisty z charakterystycznymi poziomami czarnych iłowców. W iłowcach tych opisano graptolity z rodzajów: *Dicranograptus*, *Diplograptus* i *Climacograptus* (Areń, red., 1975). Profil utworów ordowiku kończą ciemnoszare wapienie margliste z domieszką wapieni i margli. W marglach stwierdzono liczną faunę ramienionogów oraz przewodnie trylobity z rodzaju *Dalmanitina* (Areń, red., 1975). Ich maksymalna miąższość wynosi 43,8 m, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 3465,5 m p.p.m. w otworze 18 (Okuniew IG 1).

Profil utworów syluru (landoweru, wenloku i ludlowu) tworzy monotonicznie wykształcona seria iłowców i łupków o ciemnej, szarej i czarnej barwie. W górnej części profilu iłowce przechodzą w iłowce wapniste. Omawiane skały stwierdzono w otworach: 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcłin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 1375,6 m w otworze 84, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 3465,5 m p.p.m. w otworze 71.

Skały karbonu górnego stwierdzono jedynie w otworze 84 (Pęcłin OU 1). Utwory te reprezentują słabo zwięzłe, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste. Ich miąższość wynosi 31,5 m, a strop znajduje się na wysokości 2131,0 m p.p.m.

Na terenie arkusza stwierdzono skały permu dolnego, środkowego i górnego. Utwory permu dolnego i środkowego tworzą czerwone piaskowce różnoziarniste, kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe oraz ciemnoszare mułowce. Rozpoznano je w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcłin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 57,0 m, a strop znajduje się na wysokości 2015,5 m p.p.m. w otworze 71.

Profil utworów permu górnego rozpoczynają łupki wapienno-ilaste oraz wapienie i dolomity. Następnie naprzemiennie występują powstałe w trzech cyklach ewaporacyjnych (cyklotemach) anhydryty, sole kamienne, miejscami dolomity i wapienie. Anhydryty są zwykle szare lub białe, z przerozami dolomitów i iłowców. Sole kamienne są białe, różowe, grubo- i drobnokrystaliczne. Profil utworów permu górnego kończy pakiet mułowców oraz iłowców szarych i czerwonych, miejscami przeławiconych piaskowcami drobnoziarnistymi. Na obszarze arkusza utwory permu występują w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcclin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 210,0 m w otworze 84, a strop najwyższej znajduje się na wysokości 1806,0 m p.p.m w otworze 71.

Na terenie arkusza rozpoznano skały triasu dolnego, środkowego i górnego. Utwory triasu dolnego reprezentują piaskowce drobno- i średnioziarniste, szare i czerwone z otoczakami i laminami brunatnych i zielonych iłowców. W obrębie piaskowców występują liczne przewarstwienia mułowców i iłowców, szarych, szarozielonych i brunatnych z wkładkami wapieni, często wapieni oolitowych. W całym profilu są obecne ripplemarki i hieroglify mechaniczne, miejscami również szczeliny z wysychania (w środkowej części profilu). Udział mułowców i iłowców jest największy w stropowej części profilu, a w otworze 18 (Okuniew IG 1) stwierdzono małżoraczka *Cytherissinella crista*, charakterystycznego dla górnej części profilu osadów triasu dolnego. Na obszarze arkusza opisywane utwory występują w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcclin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 274,9 m w otworze 18, a strop najwyższej znajduje się na wysokości 1607,5 m p.p.m. w otworze 71.

Skały triasu środkowego są wykształcone jako wapienie i wapienie margliste szare i ciemnoszare, miejscami białe, ze szczątkami zębów i łusek ryb oraz ramienionogów z rodzaju *Lingula* (otw. 18). Wapienie są przeławicone iłowcami i mułowcami czerwonymi i szarymi, miejscami dolomitami. W profilu występują nieliczne skupienia anhydrytów. Na terenie arkusza utwory triasu środkowego odnotowano w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcclin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 119,0 m w otworze 84, a strop najwyższej znajduje się na wysokości 1527,0 m p.p.m. w otworze 71.

W dolnej części profilu utworów triasu dolnego dominują pakiety iłowców i mułowców szarych i jasnoszarych, wapnistych, z przeławiczeniami piaskowców. W górnej części wzrasta udział iłowców szarych i czerwonych, miejscami o charakterze iłowców gruzłowych lub zlepieńców ilastych. Występują też przeławiczenia piaskowców drobnoziarnistych i zlepieńców, które tworzą otoczaki wapieni i mułowców. Na obszarze badań opisywane skały rozpoznano w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcclin OU 1). Maksymalna miąższość utworów triasu górnego wynosi 231,0 m w otworze 84, a strop najwyższej znajduje się na wysokości 1320,5 m p.p.m. w otworze 71.

Na terenie arkusza rozpoznano utwory jury dolnej, środkowej i górnej. Skały jury dolnej tworzą szare i szarozielone iłowce i mułowce, miejscami piaszczyste oraz piaskowce drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, rzadziej różnoziarniste, białe i jasnoszare, gdzieniegdzie o spoiwie wapnistym. Opiswane utwory stwierdzono w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcłin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 15,6 m w otworze 18, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 1179,5 m p.p.m. w otworze 71.

Profil utworów jury środkowej rozpoczynają piaskowce drobnoziarniste, beżowoszare, luźne, które przechodzą w ciemnoszare oraz szarozielone iłowce i mułowce, miejscami przeławiczone wapieniami. Powyżej znajduje się warstwa zlepieńców, którą tworzą skały węglanowe, piaskowce, kongrecje limonitowe, syderyty, żwiry kwarcowe oraz szczątki małży spojone piaszczysto-ilastym lub piaszczysto-węglanowym spoiwem. Powyżej w profilu występuje warstwa wapieni piaszczystych, porowatych z domieszką limonitu, która przechodzi w rdzawe piaskowce wapniste, a nad nią znajdują się wapień, dolomity piaszczyste i piaskowce dolomityczne. Profil skał jury środkowej kończy warstwa zlepieńców wapienno-żwirowatych, nad którymi występują wapień piaszczyste z oolitami i pizolitami limonitowymi (warstwa bulasta). W profilu otworu 18 (Okuniew IG 1) opisano mikrofaunę otwornicową z rodzajów: *Lenticullina*, *Astacolus*, *Spirillina* i *Trocholina*. Na terenie arkusza omawiane skały stwierdzono w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcłin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 56,0 m w otworze 18, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 1149,5 m p.p.m. w otworze 71.

Profil osadów jury górnej rozpoczynają białe bioklastyczne wapień gąbkowe i oolityczne, miejscami organogeniczne. W jego środkowej części występują kremowe i białe wapień pelitowe, podrzędnie oolitowe, miejscami silnie margliste. W górnej części profilu dominują ciemnoszare margle i margle ilaste oraz jasnoszare, zwięzłe, wapień margliste. Gdzieniegdzie w tej części profilu stwierdzono również niewielkie (ok. 1-metrowe) przewarstwienia wapieni ziarnistych, ooidowo-intraklastycznych ze źle zachowanymi szczątkami małży (*Trigonia* cf. *bicostata* d'Orbigny, *Nanogyra* sp., *Exogyra* sp. i *Terebratula* sp.), brachiopodów i członów krynoidów. Na terenie arkusza utwory jury górnej odnotowano w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcłin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi około 389 m, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 760,5 m p.p.m. w otworze 71.

1. KREDA

Profil skał kredy dolnej rozpoczynają utwory mułowcowo-piaszczyste, w których są obecne przewarstwienia węglanowo-syderytyczne. W środkowej części profilu wzrasta udział iłowców, a kończą go jasnoszare piaskowce od drobno- do średnioziarnistych, które przechodzą w piaski i osady

marglisto-piaszczyste z licznymi konkrecjami fosforytowymi. Na obszarze arkusza utwory kredy dolnej stwierdzono w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcclin OU 1). Ich maksymalna miąższość wynosi 140,0 m, a strop najwyżej znajduje się na wysokości 669,5 m p.p.m. w otworze 18.

a. Kreda górna

Wapienie margliste. Osady kredy górnej są wykształcone jako wapienie, wapienie margliste oraz wapienie pelitowe. W ich obrębie często są obecne krzemienie. W środkowej części profilu występuje kilka miąższych (ok. 30-, 130-, 162-metrowych) pakietów kredy piszącej z krzemieniami i cienkimi, kilkucentymetrowymi przewarstwieniami margli. Profil skał kredy górnej kończą białe i szare margle bogate w substancję ilastą, a podrzędnie – wapienie margliste. W omawianych utworach stwierdzono zespoły otwornic z rodzajów: *Stensioeina*, *Globotruncana*, *Gavalinella*, *Morrey* i *Cibicides*. Na terenie arkusza przewiercono utwory kredy w otworach 18 (Okuniew IG 1), 71 (Dębe Wielkie 1) i 84 (Pęcclin OU 1) oraz nawiercono w otworze 52 (Hipolitów). Ich maksymalna miąższość wynosi około 618,5 m, a strop znajduje się na wysokości 122,5 m p.p.m. w otworze 71.

* *

*

Utwory paleogenu i neogenu zostały szczegółowo przebadane i opisane w pierwszej wersji arkusza Okuniew SMGP (Nowak, 1978a), gdzie rozpoznano je w pięciu otworach kartograficznych – Turze (otw. 7), Trzcinka (otw. 10), Zabraniec (otw. 11), Michałów (otw. 24) oraz Hipolitów (otw. 52). Z rdzeni tych otworów pobrano próbki osadów do badań sedymentologicznych (Uberna, 1974a, b), mikropaleontologicznych i paleontologicznych (Odrzywolska-Bieńkowska, 1973; Giel, 1973), granulometrycznych oraz analizy składu minerałów ciężkich (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974). Do momentu aktualizacji niniejszego arkusza na obszarze badań utwory paleogenu i neogenu zostały nawiercone lub przewiercone w 55 otworach wiertniczych.

2. PALEOGEN

a. Paleocen

Gezy, opoki, margle i czerty. Utwory paleocenu stwierdzono w trzech otworach 18 (Okuniew IG 1) i 52 (Hipolitów). W wymienionych otworach ich miąższość wynosi odpowiednio 31,0 m i 22,3 m. Badania utworów paleocenu wykonano na próbkach osadów pobranych z otworu 52 (Nowak, 1978a). Profil utworów paleocenu rozpoczynają gezy piaszczyste, zwięzłe, z czarnymi ziarnami fosforytów, które wypełniają kanały (Nowak, 1978a). W obrębie gez występują przeławienia margli glaukonitowych z mikrofauną otwornic, w tym z gatunku *Cibicides lectus* Vassilenko (Giel,

1973). Powyżej gezy rozpoznano opoki zwięzłe, a następnie szare margle oraz szare, słabo zwięzłe gezy wapniste z przewarstwieniami opok i czertów. Nad nimi leżą kruche margle i gezy z glaukonitem i fosforytami, w których stwierdzono małże oraz zespół mikrofauny. Wyżej kolejno występują szare opoki wapniste z warstwą wapieni, przechodzące w szare margle miękkie. Tworzą je otwornice, w których ponownie rozpoznano gatunek *Cibicides lectus* Vassilenko (Giel, 1973). W stropie profilu utworów paleocenu margle przechodzą w ciemnoszare ily margliste z konkrecjami syderytów ilastych. Stwierdzono tam też obecność igieł jeżowców oraz otwornice z rodzaju *Patellina* (Nowak, 1978a). Badania mineralogiczno-petrograficzne próbek sypkich osadów z profilu osadów paleocenu wykazały ich zmienne uziarnienie i dominację utworów słabo wysortowanych (Nowak, 1978a). Odnotowano także liczne fragmenty skorup małży, zęby ryb oraz ości. Zawartość fauny maleje ku górze profilu, jednocześnie wzrasta zawartość glaukonitu.

b. Oligocen

Oligocen dolny

Mułki i piaski z glaukonitem, miejscami węgiel brunatny. Dolna część profilu osadów oligocenu dolnego, o miąższości około 40 m, była wcześniej zaliczana do utworów eocenu (Nowak, 1978a; Nowak i Uberna, 1976). Ze względu na brak jednoznacznych przesłanek oraz współczesne koncepcje paleogeograficzne osady te włączono jednak do oligocenu. Ich profil rozpoczynają piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, bardzo twarde, kawerniste, o spoiwie krzemionkowo-syderytycznym (Nowak, 1978a; Nowak i Uberna, 1976). W kawernach występuje charakterystyczna pokrywa wapienna o zielonej barwie. W obrębie piaskowców jest obecna ławica syderytów o miąższości 30 cm. Powyżej piaskowców występują piaski kwarcowo-glaukonitowe oraz mułki z fosforytami. W dolnej części tego fragmentu profilu dominują piaski drobnoziarniste, bardzo słabo wysortowane, dobrze oraz częściowo obtoczone. Stwierdzono także obecność sfosforyzowanych szczątków zębów i ości ryb, a powyżej – piaski kwarcowe, w składzie których, poza dominującym kwarcem, odnotowano domieszkę skaleni (labradoru) oraz okruchy pirytu, syderytów i glaukonitu zwiertzałego w części stropowej (Nowak, 1978a). Nad piaskami kwarcowymi występują osady mułkowato-piaszczyste z wysoką zawartością niezwiertzałego glaukonitu o intensywnie zielonej barwie. Profil osadów paleocenu kończą utwory piaszczyste o wyraźnie grubszym uziarnieniu. Udział szczątków fauny maleje ku górze profilu.

Na podstawie wyników badań mineralogiczno-petrograficznych wykonanych na próbkach osadów z otworu 52 (Hipolitów) wykazano dwudzielność profilu utworów oligocenu. Dolną część profilu stanowią piaski, które charakteryzuje zróżnicowane uziarnienie, w tym wysoki udział frakcji żwirowej (3,5–8,6%) i piaskowo-żwirowej (6,8–12,5%) oraz znaczna zawartość frakcji poniżej

0,05 mm. Ziarna są dobrze obtoczone, matowe i półmatowe. Wśród minerałów ciężkich dominuje zespół turmalinowo-cyrkonowy z domieszką staurolitu i epidotu. Udział granatów jest nieznaczny. W składzie mineralogicznym występują ziarna pirytu. Górną część profilu charakteryzuje przewaga piasków drobnoziarnistych z domieszką piasków średnio- i gruboziarnistych oraz wysoki udział mułków (15,8–21,7%). Osady są słabo wysortowane, przeważają ziarna częściowo obtoczone i obtoczone. Wśród minerałów ciężkich dominuje cyrkon oraz granat przy mniejszym udziale turmalinu i staurolitu. W stropowej części profilu są obecne szaroczarne piaski i mułki z fragmentami węgla brunatnego i szczątkami roślin oraz czarne ropy ze szczątkami roślin.

Osady oligocenu stwierdzono w siedmiu otworach (otw.: 15, 16, 18, 26, 49, 52 i 76). Najlepiej utwory oligocenu rozpoznano w dwóch otworach kartograficznych wykonanych podczas opracowywania pierwszej wersji arkusza Okuniew SMGP (Nowak, 1978b) – 52 (Hipolitów) oraz 7 (Turze). Ich miąższość wynosi w tych otworach odpowiednio 70,4 m i 12,5 m. Przynależność tych osadów do oligocenu określono na podstawie wyników badań palinologicznych szczątków fauny. W osadach dominują pyłki roślin nagonasiennych: *Inaparturopollenites dubius*, *Inaparturopollenites hiatus*, *Pityosporites*, *Sciadopityspollenites*, *Sequoiapollenites*, *Tsugaepollenites* i *Podocarpidites*. Ponadto stwierdzono obecność pyłku roślin okrytonasiennych: *Myricipites*, *Gupuliferoidae pollenites pusillus*, *Cyrtaceae pollenites brühlensis* i *Nyssa pollenites*.

3. NEOGEN

a. Miocen

Miocen dolny + środkowy

Piaski i mułki, miejscami węgiel brunatny. W otworach 52 (Hipolitów) oraz 7 (Turze) rozpoznano utwory miocenu dolnego i środkowego, odpowiednio o miąższości 37,6 m i 33,6 m. Ponadto zostały one nawiercone w otworach 1 (Kolno), 11 (Zabraniec) i 24 (Michałów). Tworzą je piaski bardzo drobno- i drobnoziarniste, szare i szaroczarne z substancją węglistą i przewarstwieniami węgla brunatnego oraz szare mułki z muskowitem. Przynależność stratygraficzną osadów określono na podstawie wyników badań palinologicznych (Grabowska, 1975). W próbie ropy węglistych z otworu 52 z głębokości 148,7–148,9 m odnotowano głównie pyłek roślin nagonasiennych: *Inaparturopollenites dubius*, *Pityosporites*, *Sequoiapollenites* i *Sciadopityspollenites* oraz niewielki udział pyłku roślin okrytonasiennych, głównie *Myricipites*. Na podstawie proporcji poszczególnych pyłku oraz nieznacznego udziału roślin okrytonasiennych omawiane osady zaliczono do miocenu dolnego. W próbie węgla brunatnego z wyższej części profilu (z głęb. 143,9–144,0 m) wzrasta przewaga pyłku roślin okrytonasiennych. Ze względu na duży udział pyłku roślin *Quercoidites henrici* i *Myricipites* zaliczono ją do miocenu środkowego. W składzie mineralogiczno-petrograficznym obok kwarcu

występują okruchy skał krzemionkowych, skamieniałych roślin oraz osady organiczne, mniejszy jest natomiast udział skaleni. Środkową i górną część profilu tworzą piaski bardzo drobnoziarniste ze znaczną domieszką pirytu (do 50% we frakcji 0,5–1,0 mm). Na podstawie wyników badań minerałów ciężkich wykazano dwudzielność tego fragmentu profilu – dolny (granatowo-cyrkonowy) i górny (dystenowy). Minerale ciężkie kompleksu górnego są dobrze obtoczone. Górna część profilu osadów miocenu w otworze 52 jest zaburzona glacitektonicznie.

Miocen górny

Iły, mułki i piaski. Osady miocenu górnego rozpoznano w wielu otworach na obszarze arkusza (m.in. w otw. 62 – tabl. II). Ich miąższość jest zróżnicowana i wynosi od około 20 do ponad 100 m, co jest wynikiem m.in. zaobserwowanych w tych utworach zaburzeń glacitektonicznych. Rzeczywista, pierwotna miąższość jest trudna do określenia. Szczegółowe badania utworów miocenu górnego wykonano na próbkach osadów z otworu 52. Na podstawie wyników badań sedimentologicznych oraz analizy minerałów ciężkich w dolnej i środkowej części profilu wydzielono trzy kompleksy. Kompleks dolny, cyrkonowo-dystenowy, stanowią piaski i mułki, miejscami mułki ze znaczną domieszką materii organicznej. Kompleks środkowy, cyrkonowo-turmalinowy, zwykle tworzą iły czerwone, pomarańczowe i szare (iły pstre) z przewarstwieniami mułków, gdzieniegdzie piasków. W kompleksie górnym (rzadziej również w środkowym i dolnym) osady miocenu górnego są zaburzone glacitektonicznie, o czym świadczą m.in. liczne lustra tektoniczne w rdzeniach dziewięciu otworów kartograficznych (fig. 5).

4. CZWARTORZĘD

Podział stratygraficzny czwartorzędu w obecnym wydaniu SMGP oparty jest na aktualnej Instrukcji... (2004). Największą miąższość utworów czwartorzędowych stwierdzono w okolicach Dębego Wielkiego i wynosi ona 130,0 m (otw. 59).

a. Plejstocen

Badania petrograficzne glin zwałowych pozwoliły na wydzielenie ich sześciu poziomów z trzech zlodowaceń. Dwa poziomy piaszczyste mogą być korelowane z okresami interglacjalnymi.

Współczynniki petrograficzne, na podstawie których dokonano podziału osadów i skorelowano profile otworów kartograficznych (fig. 5), są obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych. Charakteryzują one zależności pomiędzy 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.

Plejstocen dolny

Piaski i mułki, miejscami żwirry, rzeczne rozpoznano w otworze Łęka (otw. 13) na głębokości 63,5 m (wys. 55,5 m n.p.m.). Warstwa piasków i mułków o miąższości 9,6 m zawiera 46–24,3% granatów, 15,4–21,2% turmalinu oraz stały udział chlorytu. W spągu warstwy występują żwirki szarych kwarców oraz ostrokrawędziste lidyty i menility. Charakterystyczne białe skalenie i okruchy kwarcowo-skaleniowe stanowią 4,5–5,7% (przeważa frakcja 0,5–0,1 mm), a wysortowanie osadów jest słabe i bardzo słabe (Kosmowska-Ceramowicz i in., 1974). Utwory piaszczyste i mułkowane, które leżą powyżej w profilu, również wykazują cechy osadów preglacjalnych, jednak występują w nich utwory zarówno neogenu, jak i plejstocenu. Według Nowak (1978a) jest to związane z zaburzeniami glacitektonicznymi całego pakietu. Porwaki piaszczysto-pyłowate o cechach osadów preglacjalnych występują także w otworach: 7 (Turze), gdzie nie przekraczają 0,5 m oraz 45 (Halinów) i 52 (Hipolitów), w których tworzą pozaskalowe przemazy i ławice (Nowak i Uberna, 1976).

* *
*

Iły i mułki miocenu górnego oraz gliny lodowcowe czwartorzędu jako kry w utworach plejstocenijskich. Omawiane utwory były inkorporowane i przenoszone na południe podczas kolejnych nasunięć lądolodów skandynawskich. W obrębie utworów lodowcowych zarówno skały podłoża czwartorzędu, jak i kolejne osady, składane już w czwartorzędzie, tworzą soczewy lub przemazy.

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Gliny lodowcowe występują w otworach 28 (Mrowiska), 62 (Izabela – [tabl. II](#)) i 10 (Trzcinka – [tabl. III](#)). Gliny w otworze 10 z głębokości 57,6–60,8 m, o współczynnikach petrograficznych O/K – 1,24; K/W – 0,89 i A/B – 1,04, koreluje się z litotypami glin lodowcowych stadiału dolnego zlodowacenia Narwi wydzielanymi w tym regionie przez Lisickiego (2000, 2003). W otworach 28 i 62 występują gliny zbliżone do litotypu stadiału górnego zlodowacenia Narwi. Współczynniki petrograficzne glin w otworze 28 (głęb. 70,3–73,5 m) wynoszą O/K – 1,00; K/W – 1,08 i A/B – 0,87, a w otworze 62 (głęb. 49,7–54,3 m) – O/K – 1,08; K/W – 1,00 i A/B – 0,93. Omawiane osady są brązowobrunatne lub ciemnoszare, miejscami silnie ilaste z przemazami iłow pstrych. Największą miąższość (4,6 m) osiągają w otworze 62.

Ze względu na występowanie przewierconych glin lodowcowych na dużej głębokości (101,0 m) w otworze w Dębem Wielkim (otw. 54) zaliczono je do zlodowacenia Narwi.

Interglacjał augustowski

Piaski, mułki i żwiry rzeczne. W otworze 1 (Kolno) osady leżą na wysokości 8,4–55,7 m n.p.m. Miąższość nawierconych utworów rzecznych w Kolnie wynosi 47,3 m. Osady trzech cykli sedimentacyjnych rozpoczynają brunatne żwiry, które przechodzą w piaski różnoziarniste. Mułki z ostatniego cyklu są szarzielonkawe, przeławicone piaskami drobnoziarnistymi.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Gliny lodowcowe są przemieszane z krami ilastymi i piaszczystymi utworów neogenu, porwakami piaszczystymi osadów paleogenu oraz piaskami plejstocenu dolnego. Stwierdzono je w otworze 10 (Trzcinka) na głębokości 48,0–57,6 m oraz w otworze 62 (Izabela) na głębokości 45,2–47,2 m. Ich współczynniki petrograficzne (otw. 10 – O/K – 1,47; K/W – 0,78 i A/B – 1,14; otw. 62 – O/K – 1,68; K/W – 0,67 i A/B – 1,30) wskazują na litotyp stadiału górnego zlodowacenia Nidy (fig. 5; Lisicki, 2003). Są to gliny ilaste, które zawierają 46–80% frakcji pyłowej i są bogate w żwiry skał węglanowych – 42,5–55,0%. Udział granatów i amfiboli waha się w przedziale 41,4–76,9%, a epidot, cyrkony i turmalin stanowią 12,6–47,9% (Więckowski i Jacynicz, 1974). Opisywane gliny są silnie zaburzone glacitektonicznie – w otworze 62 leży nad nimi miąższy pakiet (ok. 14 m) ilów pstrych miocenu górnego (Nowak, 1978). W otworze 28 (Mrowiska) gliny osiągają miąższość 15,3 m – ich strop występuje na wysokości 60,0 m n.p.m. Reprezentują je brunatnobrązowe gliny ilaste z przemazami ilów pstrych i porwaków piasków z glaukonitem. Odpowiadają one litotypowi stadiału górnego zlodowacenia Nidy (Lisicki, 2003) (O/K – 1,42; K/W – 0,79 i A/B – 1,15). Na głębokości 65,0 m są widoczne zlustrowania i zaburzenia. Udział skał węglanowych we frakcji żwirowej waha się w przedziale 55,0–43,1%, przy czym zawartość okruchów skał paleogenu wynosi maksymalnie 20%. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty i amfibole (51,3–72,5%), natomiast epidot, cyrkony i turmalin stanowią 19,0–39,4% (Więckowski i Jacynicz, 1974).

Gliny w Kolnie (otw. 1) z głębokości 33,6–52,0 m są ciemnoszare. Wśród frakcji żwirowej dominują skały węglanowe, których zawartość wzrasta w kierunku spągu od 56,1 do 71,0%, a udział paleogeńskich gez, margli i mułowców wynosi 27,2%. Zawartość granatów i amfiboli waha się w granicach 56,5–68,7%, a epidotu, cyrkonów i turmalinu – 32,7–23,6%. Współczynniki petrograficzne glin (O/K – 1,88; K/W – 0,60 i A/B – 1,61) odpowiadają litotypowi stadiału dolnego zlodowacenia

Nidy (Lisicki, 2003). Ten sam litotyp występuje w otworze 52, jest to jednak prawdopodobnie porwak glin lodowcowych zlodowacenia Nidy w obrębie osadów zlodowacenia Warty.

Interglacjał małopolski

Żwiry i piaski, miejscami mułki, rzeczne. Na wysokości 42,0 m n.p.m. w otworze 24 (Michałów) występują żwiry z piaskami, które w sposób cykliczny przechodzą w piaski różnoziarniste z niewielkimi ławicami zielonkawych mułków. Na podstawie wyników badań geofizycznych (elektrooporowych) wykazano obecność przegłębionej doliny z niskooporowym wypełnieniem o miąższości ponad 40 m. W spągowej części profilu tych osadów stwierdzono ostrokrawędziste ziarna lidytów i menilitów, które pochodzą z rozmywania utworów plejstocenu dolnego. Nowak (1978a) wyróżniła trzy cykle sedymentacyjne, które rozpoczyna warstwa żwirów przechodząca w piaski różnoziarniste ze żwirami, a kończą mułki. Pierwszy cykl ma miąższość około 4–8 m, drugi – około 14–16 m, a trzeci – około 9–12 m.

W otworach 58 (Dębe Wielkie) i 59 (Dębe Wielkie) prawdopodobnie również występują żwiry i piaski rzeczne interglacjału małopolskiego. W otworze 58 stwierdzono 1-metrowej miąższości porwak ilów pstrych z wtrąceniami węgla brunatnego, który może świadczyć o zsuwaniu się po skłonie pakietów utworów podłoża czwartorzędu lub zaburzonych glacitektonicznie.

Zlodowacenie Sanu 1

Piaski wodnolodowcowe występują w otworze 1 (Kolno), gdzie prawdopodobnie nie przekraczają miąższości 7,0 m. Są to odwapnione piaski drobnoziarniste, słabo obtoczone, które leżą bezpośrednio na glinach lodowcowych zlodowacenia Nidy, a są przykryte glinami lodowcowymi zlodowacenia Sanu 1.

Gliny lodowcowe występują w otworach: 1 (Kolno), 7 (Turze), 28 (Mrowiska; [fig. 5](#)) i 62 (Izabela). Największą miąższość zarejestrowano w otworze 7 (7,2 m), gdzie w ciemnoszarych glinach zwałowych występuje kra odwapnionych piasków i ilów z detrytusem roślinnym. Zauważalny jest wysoki udział kredowych margli i gez wapnistych. Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole i granaty, których zawartość waha się w przedziale 66,7–76,2%. Udział cyrkonów, turmalinu i epidotu określono na 16,6–26,7% (Więckowski i Jacynicz, 1974). Współczynniki petrograficzne omawianych osadów wynoszą O/K – 0,88; K/W – 1,38 i A/B – 0,70. W otworze 28 na wysokości 67,0 m n.p.m. w brunatnobrązowych glinach ilość żwirów skał węglanowych waha się w granicach 32,6–54,2%. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty i amfibole (52,7–68,7%), a udział epidotu, cyrkonów i turmalinu zmienia się w zakresie 19,9–33,7%. Zawartość węglanowych wapnia jest stosunkowo

niska – 0,23–2,67% (Więckowski i Jacynicz, 1974). Współczynniki petrograficzne glin z otworu 28 wynoszą O/K – 0,95; K/W – 1,31 i A/B – 0,69.

Zlodowacenie Sanu 2

Mułki i ropy oraz piaski pyłowate zastoiskowe odnotowano w południowo-wschodniej części badanego obszaru. Są one szare lub szarobeżowe, zwykle widocznie pyłowate o wyraźnym warstwowaniu. W otworze 86 (Gamratka) mułki występują na wysokości 115,7 m n.p.m., a ich miąższość wynosi 2,0 m, natomiast w otworze 61 (Dębe Wielkie) – na wysokości 98,8 m n.p.m. i mają miąższość 4,0 m. W obu otworach leżą one na glinach lodowcowych zlodowacenia Sanu 1. Na zbliżonej wysokości (99,3 m n.p.m.) występują osady pyłowate o miąższości 3,0 m w otworze 45 (Halinów). Poniżej znajduje się 10-metrowa warstwa piasków drobnoziarnistych ze żwirkami, którą również zaliczono do osadów zastoiskowych, nie jest jednak wykluczone, że są to utwory interstadialne. Podobnie niepewna sytuacja występuje w otworze 87 (Wiązowna – [tabl. II](#)), gdzie osady drobno-piaszczyste rozdzielają gliny lodowcowe zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2.

Gliny lodowcowe występują powszechnie w okolicach Okuniewa. Są to szare lub brunatne gliny zwarte z dużą ilością żwirów, miejscami odwapnione i zorsztynizowane na powierzchni (Nowak, 1978). Ich miąższość waha się od 8,1 m w Mrowiskach (otw. 28) do 20,4 m w Trzcinie (otw. 10). Ich strop występuje na wysokości 75,7–84,4 m n.p.m.

Gliny lodowcowe w otworze 10 są ciemnobrunatne, ilaste, o zawartości węglanów wapnia 7,34–7,43%, a frakcji pyłowej i ropy – 70,3–59,4%. Ilość okruchów skał węglanowych wyraźnie maleje w stropie profilu. Skład minerałów ciężkich jest zmienny, dominują granaty i amfibole, które występują w ilości 67,9–54,7%, natomiast zawartość epidotu, cyrkonów i turmalinu wynosi 17,6–27,7%. Według Więckowskiego i Jacynicza (1974) gliny otworze 10 wykazują największe zróżnicowanie mineralne, jednak analiza zespołu występujących w nich składników pozwala zaliczyć je do jednego zlodowacenia.

W otworze 28 gliny lodowcowe zlodowacenia Sanu 2 są szarobrunatne, ilaste, a udział frakcji pyłowej i ropy obniża się w kierunku spągu warstwy (72,1–67,0%). Zawartość skał węglanowych we frakcji żwirowej jest zmienna i waha się w przedziale 60,1–43,6%. Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole i granaty 79,4–56,9%. Udział epidotu, cyrkonów i turmalinu wzrasta w kierunku spągu profilu od 15,6 do 33,1%. Zauważalne jest zwiększenie zawartości cyrkonów (do 15%) i turmalinu (do 10,6%), co świadczy o obecności domieszek materiału skalnego z neogenu. W stropie profilu występuje diamikton, który wykazuje cechy osadów redeponowanych przez soliflukcję lub spływ po stoku (Więckowski i Jacynicz, 1974). Współczynniki petrograficzne omawianych glin wynoszą: O/K – 1,57; K/W – 0,78 i A/B – 1,13.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Piaski, żwiry i mułki rzeczne wypełniają doliny miejscami głęboko wcinające się w starsze utwory. Osady najgłębszej doliny, której dno występuje na wysokości 42,3 m n.p.m., rozpoznano w otworze 24 (Michałów). Ich miąższość dochodzi do 60,0 m. W profilu można wydzielić utwory trzech cykli akumulacyjnych – od piasków różnoziarnistych ze żwirami do niewielkiej miąższości (zwykle 1,5 m) szarzielonych mułków w typie madów. Miejscami warstwy mułków zawierają szczątki organiczne, jednak nie zostały one przebadane palinologicznie. W obrazie geofizycznym okolic Okuniewa jest widoczna dolina wypełniona piaskami, której dno znajduje się na wysokości około 35 m n.p.m.

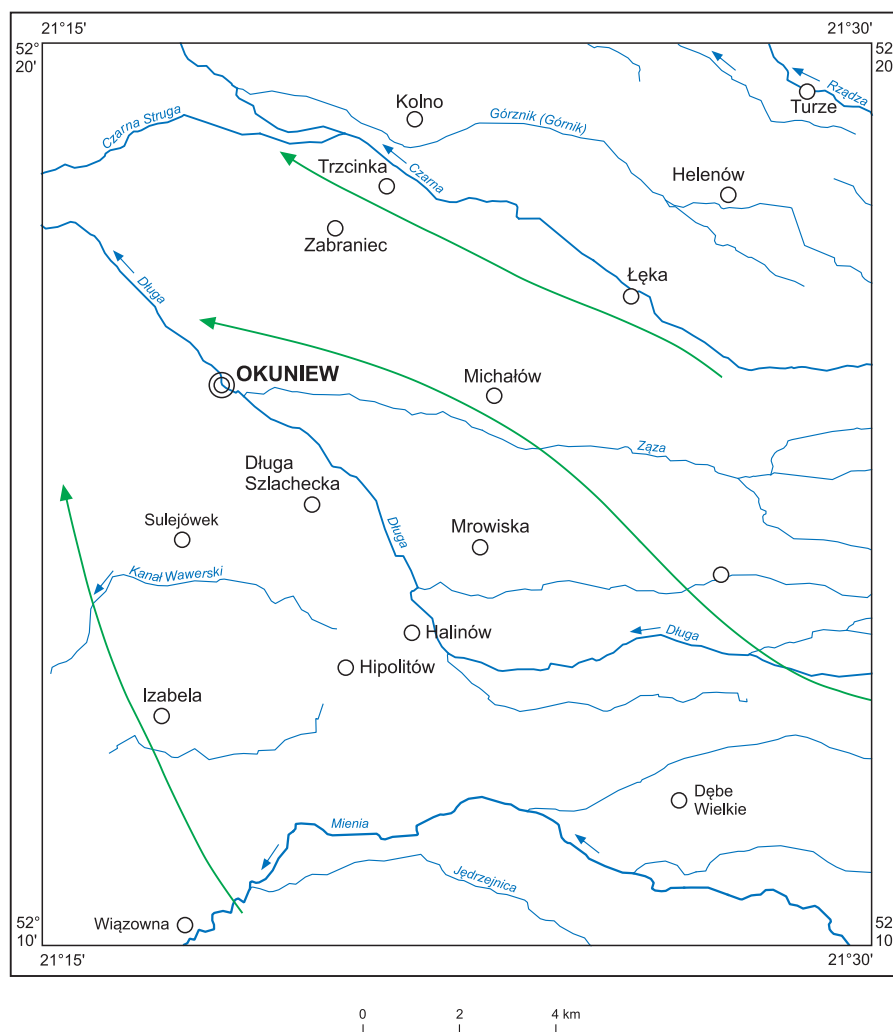
Za osady interglacjału mazowieckiego uznano także serie piaszczyste w otworach 1 (Kolno) i 13 (Łęka). W otworze 13 strop osadów występuje na wysokości 112,7 m n.p.m. Omawiane utwory tworzą głównie pyły piaszczyste, miejscami przewarstwione piaskami różnoziarnistymi ze żwirkami o miąższości ponad 50 m. Najmniejszą miąższość (7,0 m) mają osady w otworze 1. Leżą one na wysokości 92,0 m n.p.m. Prawdopodobnie, doliny rzeczne są skierowane z południowego wschodu ku północnemu zachodowi (fig. 6).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. W Trzcinie (otw. 10) na wysokości 92,0 m n.p.m. występują piaski, zwykle drobnoziarniste, o miąższości 4,9 m, jedynie w stropowej części zawierające nieliczne drobne żwiry. W Zabzańcu w otworze 11 (tabl. III) strop tych utworów leży na wysokości 99,6 m n.p.m., a profil rozpoczynają żwirki z piaskami średnioziarnistymi, które przechodzą w piaski średnioziarniste z licznymi żwirkami. Podobny profil osadów zaobserwowano w otworze 24 (Michałów) na wysokości 108,0 m n.p.m., gdzie seria fluwioglacjalna ma miąższość 6,0 m. W otworze 7 (Turze) miąższość piasków drobnoziarnistych dochodzi do 8,0 m. Ciągłą się one prawdopodobnie na zachód od Helenowa, gdzie w obrazie geofizycznym (badania geoelektryczne) wykazują znaczne deniwelacje.

W otworze 61 (Dębe Wielkie) na głębokości 28,0 m występują piaski różnoziarniste o miąższości 2,0 m, które także można korelować z osadami wodnolodowcowymi z Trzciniki. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza natrafiono na osady piaszczysto-żwirowate o pstrej barwie. Występują one pomiędzy osadami zastoiskowymi zlodowacenia Odry i glinami lodowcowymi zlodowacenia Sanu 2 (punkty dok. 11 i 12), miejscami na piaskach interglacjału mazowieckiego (otw. 68 i 69 oraz punkty dok. 12 i 13).



← Prawdopodobny przebieg dolin rzecznych interglacjału mazowieckiego

Fig. 6. Doliny rzeczne interglacjału mazowieckiego na obszarze arkusza

Mułki, ły i piaski pyłowate zastoiskowe odnotowano m.in. w okolicach Izabeli. Piaski drobnoziarniste, które, jak wynika z badań elektrooporowych, prawdopodobnie wypełniają zbiornik rozciągający się w kierunku południowo-zachodnim, przechodzą w mułki, a następnie ły. Na wschód oraz na północ od Izabeli (otw. 14 i 57 – tabl. II i III), na podobnej wysokości rozpoznano te same mułki pod glinami lodowcowymi zlodowacenia Odry. Na wschód oraz na północ od Izabeli (otw. 14 i 57), na podobnej wysokości stwierdzono te same mułki pod glinami lodowcowymi zlodowacenia Odry. Osady zastoiskowe zwykle występują w stropie utworów interglacjału mazowieckiego lub piasków wodnolodowcowych zlodowacenia Odry.

Gliny lodowcowe tworzą niemal ciągłą warstwę na całym obszarze arkusza. Reprezentują je szarobrazowe lub szare, piaszczyste, zwarte gliny o miąższości od 2,0 (otw. 13) do 12,5 m (otw. 10). Większą miąższość, do około 20 m, prawdopodobnie osiągają między Łęką a Helenowem (sondowania geoelektryczne). W otworze 28 (Mrowiska) gliny lodowcowe mają miąższość 4,9 m i wykazują wyraźne zróżnicowanie frakcji w profilu pionowym (Więckowski i Jacynicz, 1974; Nowak, 1978a).

Udział frakcji pyłowej i iłowej wzrasta w kierunku stropu profilu od 46,5 do 61,8%. Wśród żwirów dominują okruchy węglanowe – głównie wapienie pochodzenia skandynawskiego. Ich zawartość waha się w granicach 43,2–54,0% z wyjątkiem części spągowej, gdzie osiąga jedynie 10,4%. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty i amfibole, których łączny udział wynosi 62,3–73,1%. Zawartość epidotu, turmalinu i cyrkonów mieści się w granicach 19,4–27,6%. W Izabeli (otw. 62 – [tabl. II](#)) na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych (Więckowski i Jacynicz, 1974) wykazano zmienny udział frakcji pyłowej i iłowej (54,7–63,0%). Wśród żwirów przeważają skały węglanowe (46,6–58,2%). Wśród minerałów ciężkich dominują granaty i amfibole (69,5–51,0%), natomiast zawartość epidotu, turmalinu i cyrkonów wynosi 38,5–26,5%. Współczynniki petrograficzne glin z otworu 62 wynoszą O/K – 1,55; K/W – 0,65 i A/B – 1,33. W Hipolitowie w glinach lodowcowych zlodowacenia Odry stwierdzono porwak glin lodowcowych zlodowacenia Nidy, a w Michałowie – zlodowacenia Sanu 2.

Piaski wodnolodowcowe występują w otworze 37 (Sulejówek – [tabl. II](#)), gdzie ich miąższość wynosi około 5 m oraz w otworach 68 (Zagórze) i 69 (Zagórze), w których tworzą warstwę o miąższości około 1 m. Opisywane osady są wykształcone w postaci beżowych piasków drobnoziarnistych, które rozdzielają gliny lodowcowe zlodowaceń Odry i Warty. Ziarna piasków wykazują słaby stopień obtoczenia. W otworze 76 (Duchnow) piaski przykrywa jedynie cienka warstwa glin lodowcowych zlodowacenia Warty.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe są to osady związane z recesją lądolodu zlodowacenia Odry. W otworze 28 (Mrowiska) tworzą je ciemnoszare iły, zwykle mułkowate, z jasnoszarymi mułkami w stropie profilu, ze słabo zaznaczonym warstwowaniem, o miąższości ponad 4 m. 1,5-metrową warstwę ciemnoszarych iłów warwowych, przechodzących w piaski drobnoziarniste stwierdzono także w otworze 1 (Kolno – [tabl. III](#)), a na wschód od Halinowa (punkt dok. 9) ich miąższość nie przekracza 5 m. W Sulejówku do lat 70. XX wieku funkcjonowała kopalnia brązowych iłów wydobywanych spod niewielkiego nadkładu glin lodowcowych. Na zachód od Dębeo Wielkiego (otw. 65) pod niewielkim przykryciem piasków wodnolodowcowych występuje 10-metrowa warstwa mułków ilastych, natomiast w dolinie Mieni (w pobliżu Boryszewa) ich cienka warstwa leży bezpośrednio pod glinami lodowcowymi zlodowacenia Warty.

Interglacja lubawska?

Piaski i żwiry, miejscami piaski pyłowate, rzeczne. Osady powstałe prawdopodobnie podczas interglacjału lubawskiego stwierdzono w okolicach Sulejówka (otw. 30 i 35 – [tabl. III](#)) na wysokości 100,0 m n.p.m. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, które przechodzą w piaski

średnioziarniste rozdzielające gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich. W otworze 1 (Kolno) piaski są słabo obtoczone, drobnoziarniste, a ich miąższość osiąga 3,5 m.

Zlodowacenie Warty

Stadiał dolny

Gliny lodowcowe występują na całej powierzchni badanego terenu, poza obszarami, z których zostały wyerodowane przez rzeki. Tworzą je brązowe gliny piaszczyste, często odwapnione w stropie profilu. Miejscami stwierdzono jedynie rezydua tych glin, jednak ich przeciętna miąższość wynosi około 4 m. W otworze 68 (Zagórze) miąższość tych osadów przekracza 6 m, a w punkcie dokumentacyjnym 12 – 7 m. Na podstawie sondowań geoelektrycznych na południe od Mrowisk można przypuszczać, że gliny lodowcowe mogą osiągać miąższość około 9 m. W Kolnie (otw. 1), Trzcince (otw. 10) i Michałowie (otw. 24) omawiane utwory są zwykle zwietrzałe, a ich miąższość nie przekracza 2 m. Współczynniki petrograficzne glin lodowcowych w otworze 10 wynoszą: O/K – 1,40; K/W – 0,77 i A/B – 1,26.

Piaski i pyły ze żwirami lodowcowe zwykle towarzyszą morenom, jedynie w okolicach Starego Konika i Chrośli leżą na glinach lodowcowych zlodowacenia Warty. Osady te tworzą zwykle silnie pyłowate piaski z głazami, a w profilu pionowym występują przeławicenia przemytych piasków średnio- i drobnoziarnistych. Miąższość tych osadów jedynie miejscami przekracza 4 m, najczęściej dochodzi do około 2 m.

Piaski i żwiry moren martwego lodu występują sporadycznie na badanym terenie, głównie na poziomach erozyjno-denudacyjnych, dlatego nie zachowały się jako wyraziste formy, a tworzący je materiał został w części zniszczony i rozwleczony (Nowak, 1978b). Największą miąższość osadów morenowych (4,0 m) stwierdzono na południe od Sulejówka, w pozostałych miejscach nie przekracza ona 2,0 m.

Piaski wodnolodowcowe występują na znacznej części obszaru arkusza, tworząc pokrywy na glinach lodowcowych zlodowacenia Warty lub towarzysząc morenom martwego lodu. W wielu miejscach są nadbudowane przez piaski eoliczne. Reprezentują je piaski drobno- i średnioziarniste, gdzieśgdzie ze zwiększonym udziałem grubszej frakcji. Ich miąższość zwykle nie przekracza 3,0 m, średnio wynosi 1,5–2,5 m. Akumulacja omawianych osadów prawdopodobnie odbywała się od recesji lądolodu stadiału dolnego (Rogowca) do stadiału środkowego (Wkry) zlodowacenia Warty.

Piaski i mułki ze żwirami w spływach kemów. Jeden z dwóch kemów występujących na obszarze arkusza znajduje się w Kącku, na południe od doliny Mieni. Wysokość tej formy dochodzi do 121,5 m n.p.m., a ponad młodsze osady rzeczne wznosi się na wysokość 5,0 m. Kem tworzą warstwowe mułki, piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, w których stropie często występują

żwiru, miejscami głązy. Drugi z kemów jest położony na północy terenu arkusza, w okolicach Poświętnego i nie tworzy zbyt wyraźnego pagórka. Ma on wysokość względną około 2 m. Tworzą go mułki, które przykryte są piaskami gliniastymi o niewielkiej miąższości.

* *

*

Łądociel stadiału środkowego zlodowacenia Warty nie wkroczył na badany obszar (Nowak, 1978a; Maruszczak, 1993; Morawski, 2011), jednak jego czoło znajdowało się kilkanaście kilometrów na północ od Okuniewa. Przez teren arkusza płynęły wody, które pochodziły z topnienia łądocielu, powodując niszczenie pierwotnej powierzchni terenu i doprowadzając do powstania poziomu denudacyjnego. Prawdopodobnie, część osadów piaszczystych na obszarze wyższego poziomu powstała właśnie tym okresie.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

W warunkach zbliżającego się łądocielu zlodowacenia Wisły w zagłębieniach (często międzywydmowych) tworzyły się niewielkie, zarastające zbiorniki.

Torfy stwierdzono w otworze 68 (Zagórze) pod osadami wydmowymi, bezpośrednio na glinach lodowcowych zlodowacenia Warty. Na wschód od Otwocka (w Skorupach – na południe od obszaru badań) w podobnej pozycji występują torfy, gytie i piaski, które zostały wydatowane na około 28 ka (Konecka-Bentley, 1977). Na podstawie przeprowadzonych badań palinologicznych wykazano natomiast obecność pyłku wskazującego na chłodny okres końca interstadiału Brørup (Janczyk-Kopikowa, 1978).

Podczas zlodowacenia Wisły czoło łądocielu znajdowało się daleko na północ od omawianego obszaru, dlatego miały tu miejsce procesy peryglacjalne, typowe dla strefy przedpoła łądocielu. Dochodziło do niszczenia wcześniej akumulowanych utworów, a także sedymentacji osadów rzecznych ówczesnych odpływów z wysoczyzny.

Mułki i łąy, miejscami piaski, zastoiskowe. Obecność stagnującego łądocielu zlodowacenia Wisły stworzyła warunki do powstania na dalekim przedpolu osadów zastoiskowych. W otworze 66 (tabl. II) miąższość łąów pyłowatych wynosi 1,9 m. Pod niewielkim przykryciem piasków eolicznych lub humusowych omawiane utwory występują w zachodniej części obszaru badań na wysokości od około 94 m n.p.m. (w dolinie Pramieni) do około 119 m n.p.m. (w obniżeniach dopływów doliny Pramieni). łąy z północno-zachodniej części terenu arkusza leżą pod osadami piaszczysto-pyłowato-żwirowatymi uznawanymi dotąd za eluwialne. Prawdopodobnie są to jednak osady powstałe w wyniku spłynięcia wód zbiornika zastoiskowego i zdeponowania osadów na stoku i u jego podnóży.

Piaski, miejscami żwirry lub mułki, rzeczne tworzą rozległe powierzchnie pokrywające się z przebiegiem współczesnych cieków o kierunku południowy wschód– północny zachód. Są wykształcone w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych, ze sporadycznie pojawiającymi się soczewkami żwirów. Miejscami na powierzchni są one bogate w szczątki roślinne i wówczas poniżej tej warstwy występują zorsztynizowane rdzawe strefy i drobne konkracje rud darniowych. W środkowej części dawnych dolin miąższość tych piasków zwykle przekracza 4,0 m, w brzeżnych – dochodzi do 2,0 m. W wielu miejscach (zwłaszcza na skłonie wysoczyzny) trudno rozróżnić je od osadów wodnolodowcowych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i pyły ze żwirami zwietrzelinowe (eluwialne), miejscami piaski gliniaste peryglacialne występują powszechnie na glinach lodowcowych zlodowacenia Warty jako produkt wietrzenia skały macierzystej. Ich miąższość waha się w przedziale 0,7–2,5 m. Opisywane utwory są to piaszczysto-pyłowate osady z głazami, miejscami ze żwirami. Na głębokości 0,6–1,0 m mogą w nich występować strefy bardziej zbitych i zorsztynizowanych osadów. W kilku miejscach na krawędziach denudacyjnych stwierdzono również utwory o strukturach soliflukcyjno-kongeliflukcyjnych, wyraźnie odmienne od eluwiów. Materiał pyłowato-piaszczysty charakteryzuje się dużym rozdrobnieniem związanym ze spływaniem po stoku. W obniżeniach na stoku pod omawianymi osadami Nowak (1978a) zaobserwowała także niewielkie zagłębienia wypełnione osadami lessopodobnymi. Badaczka uznała je za osady eoliczne, których akumulacja odbywała się w środowisku wodnym. W wielu miejscach osady zwietrzelinowe są trudne do odróżnienia od utworów powstałych wskutek spłynięcia osadów zbiornika zastoiskowego w czasie zlodowacenia Wisły.

Piaski eoliczne zwykle towarzyszą osadom wydmowym, ale zajmują także samodzielnie rozległe powierzchnie na wysoczyźnie. Nie tworzą one pagórków o wyraźnych kształtach, a jedynie urozmaicone morfologicznie pokrywy, zwykle nieprzekraczające grubości 2,0 m. Podobnie jak wydmy tworzą je jasnożółte piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami z domieszką piasków gruboziarnistych.

Piaski eoliczne w wydmach występują powszechnie zarówno w dolinach rzek, około 1–2 m n.p. rzeki, jak i na wysoczyźnie, jednak ich obecność jest związana głównie ze starszymi powierzchniami akumulacji rzecznej. Omawiane osady były przewiewane na wysoczyznę zwykle z obszarów dolin rzecznych (Baraniecka, 1982). Dominują w nich piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami z domieszką piasków gruboziarnistych. Początek akumulacji piasków wydmowych przypadł na czas od późnego glacjału aż do holocenu. W profilu osadów wydmy w Cięciwie przebadano

zespoły gleby kopalnej (Konecka-Betley, 1977, 1982). W odsłonięciu, które Konecka-Betley (1977, 1982) uznała za stratotyp dla gleb kopalnych okolic Warszawy, występują trzy rodzaje gleb. Ich wiek określono na podstawie datowania metodą radiowęglową (^{14}C):

– najstarsza – słabo wykształcona gleba bielkowa z interstadiału Allerød, powstała z piasków starszego dryasu – 11 150 lat BP (Lod-30¹);

– młodsza – gleba rdzawa ze zniszczonym poziomem A1 (pierwszym podpoziomem poziomu próchniczego gleby), powstała z piasków młodszy dryasu na przełomie okresu borealnego i preborealnego – 7150 lat BP (Lod-47),

— najmłodsza – bielica żelazisto-próchniczna lub bielica próchniczna, miejscami przykryta zmurszałymi torfami, powstała z przewiewanych piasków najmłodszy dryasu lub piasków wydmywych drugiej fazy okresu preborealnego. Początek jej tworzenia można odnieść do okresu borealnego lub początku fazy atlantyckiej – 6150 lat BP (Lod-31). Badania palinologiczne próbek torfów tej gleby wskazują także na młodszy część holocenu, natomiast obecność pyłku roślin uprawnych oznacza początek okresu działalności człowieka (Baraniecka i Konecka-Betley, 1987).

c. Holocen

Piaski i mułki (mady) rzeczne wypełniają doliny zarówno niewielkich rzek (Ząza i Rządza), jak i tych większych (Mienia, Długa i Czarna). Zwykle tworzą część zalewową tych dolin. Sedymentacja osadów rozpoczęła się pod koniec zlodowacenia Wisły, jednak jej główna część odbywała się w holocenie. Zaczynając od spągu profilu omawiane osady reprezentują zwykle piaski grubo-, średnio- lub drobnoziarniste, z nielicznymi ławicami piasków z humusem. W stropie profilu często występują mułki z substancją organiczną, która nadaje im brunatną lub szarą barwę. Seria piaszczysta ma miąższość 4,0 m, natomiast mułkowata nie przekracza 1,5 m.

Torfy i piaski torfiaste są to osady organiczne o różnym stopniu rozłożenia, głównie mszyste, rzadziej turzycowe, o brunatnej lub czarnej barwie. Występują w przegłębieniach na brzegach dolin Mieni, Czarnej i Długiej, a także w zagłębieniach deflacyjnych między wydmyami. Ich miąższość jest zwykle niewielka i waha się w granicach 0,8–1,5 m.

Piaski humusowe i mułki. Opisywane utwory są wykształcone jako bezstrukturalne jasnoszare lub szare osady pyłowato-piaszczyste o miąższości 0,8–1,8 m. Miejscami zawierają one wtrącenia substancji organicznej. Często występują na glinach zwałowych zlodowacenia Warty, na utworach zastoiskowych i w nieckach deflacyjnych.

¹ – nr laboratoryjny próbki

Piaski i mułki dolin okresowo przepływowych i zagłębień bezodpływowych. Omawiane utwory reprezentują brązowoszare i szare piaski różnoziarniste z domieszką piasków drobnoziarnistych, miejscami żwirków i mułków piaszczystych, często zawierają humus. Ich miąższość rzadko przekracza 1,0 m. Wypełniają one dna licznych dopływów rzek Mieni, Czarnej i Długiej.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na obszarze arkusza Okuniew można wyróżnić trzy główne piętra strukturalno-tektoniczne: prekambryjsko-staropaleozoiczne (obejmuje utwory podłoża krystalicznego wraz z jego proterozoiczną pokrywą osadową oraz dolnopaleozoicznymi utworami kambru, ordowiku i syluru), waryscyjskie (z utworami dewonu i karbonu) oraz mezozoiczno-kenozoiczne.

Piętro prekambryjsko-staropaleozoiczne ma budowę blokową, w której bloki generalnie obniżają się w kierunku południowego zachodu. Większa część uskoków jest związana z fazą ardeńską (sylur górny) oraz późniejszą fazą bretońską, która przypadła na przełom dewonu i karbonu.

Piętro waryscyjskie ukształtowało się w czasie fazy bretońskiej, a przede wszystkim górno-karbońskiej fazy asturyjskiej. Został wówczas przebudowany cały kompleks dewońsko-karboński, z całkowitym usunięciem utworów dewonu oraz częściowo karbonu. Mogła zostać wtedy odmłodzona także część dyslokacji o starszych założeniach – zwłaszcza tych o kierunku północny zachód–południowy wschód.

Osady piętra mezozoiczno-kenozoicznego nie wykazują silnych zaburzeń tektonicznych. Tektonika blokowa podłoża nie dosięgła skał triasu i jury. Jedyne miejscami występują uskoki związane z halotektoniką soli cechsztyńskich oraz są widoczne efekty aktywności uskoków przesuwczych w głębokim podłożu. Utwory kredy zalegają niemal poziomo i nie są zdeformowane fałdowo ani dysjunktywnie. Zasadniczą cechą górotworu na omawianym terenie jest zapadanie podłoża krystalicznego wraz z warstwami staropaleozoicznymi ku południowemu zachodowi, w związku z obniżaniem się krawędziowej części platformy wschodnioeuropejskiej w kierunku osi bruzdy środkowopolskiej.

Obszar arkusza leży na przedłużeniu wygaszającej się ku północnemu zachodowi strefy tektonicznej Kocka oraz w bezpośrednim północno-zachodnim sąsiedztwie regionalnego uskoku Grójca, (głównie przesuwczy). Uskok ten przebiega wzdłuż kierunku południowy zachód–północny wschód i ma założenia w utworach głębokiego podłoża, a w osadach mezozoiku miejscami tworzy zaburzenia typu struktur kwiatowych. Wpływ strefy tektonicznej Kocka nie został dotychczas zbadany, dlatego założono, że kończy się ona na uskoku Grójca. Kierunki tektoniczne mogą się tutaj nakładać i powodować znaczne zaburzenia tektoniczne.

Dodatkowy wpływ na budowę geologiczną piętra permo-mezozoicznego ma tektonika solna, związana z obecnymi na omawianym obszarze solami kamiennymi cechsztynu.

Na terenie arkusza podłoże czwartorzędu (jak przedstawiono na szkicu geologicznym odkrytym – [tabl. IV](#)) tworzą utwory miocenu górnego. Ukształtowanie stropu tego podłoża zinterpretowano na podstawie danych z 49 otworów wiertniczych, w których przewiercono spąg osadów czwartorzędu, oraz wykorzystanych jedynie pomocniczo wyników badań geofizycznych (profilowań elektrooporowych).

Powierzchnię stropu utworów podłoża czwartorzędu charakteryzują liczne deniwelacje ([fig. 7](#)). Najwyżej strop utworów miocenu znajduje się w północno-wschodniej części obszaru arkusza, w lokalnej elewacji pomiędzy miejscowościami Helenów i Turze – powyżej 110 m n.p.m. (otw. 8). Nieznacznie niższa elewacja (wys. powyżej 100 m n.p.m.) występuje w południowej części terenu arkusza pomiędzy Góraszka i Dębem Wielkim (otw. 56 i 65). Kolejne wyniesienia, o wysokości około 80–90 m n.p.m., znajdują się głównie w zachodniej części obszaru badań w okolicach Zabrańca (otw. 11), Okuniewa (otw. 16 i 17) i Nowego Konika (otw. 51). Elewacje są związane ze strefami zaburzeń glacitektonicznych, prawdopodobnie z czołowymi strefami lokalnych nasunięć. Najgłębsza depresja podłoża czwartorzędu jest zlokalizowana w północno-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie strop utworów miocenu znajduje się na wysokości poniżej 20 m p.p.m. Obniżenie jest związane z obecnością doliny erozyjnej o przebiegu WSW–ENE. Kolejne zagłębienie, o wysokości około 0–10 m p.p.m., występuje w południowo-wschodniej części omawianego terenu między miejscowościami Dębe Wielkie i Cięciwa. Jest ono również związane z obecnością doliny erozyjnej o zbliżonym do tej północnej, równoleżnikowym przebiegu.

Zaburzenia glacitektoniczne są obecne na całym terenie arkusza, jednak największe deformacje podłoża występują w pasie od Zabrańca do Okuniewa i dalej na wschód aż do linii Łęka–Helenów (obszar o powierzchni 50 km²) oraz od Długiej Szlacheckiej do Góraszki i dalej pasem na wschód, gdzie zanikają na wysokości Dębe Wielkiego (obszar o powierzchni 64 km²). Lokalne zaburzenie (o powierzchni 1,5 km²) stwierdzono na wschód od Dębe Wielkiego, przy samej granicy terenu arkusza. Geometria poszczególnych struktur w obrębie stref zaburzeń glacitektonicznych nie została szczegółowo rozpoznana. Wynika to z braku wystarczającej liczby danych z otworów wiertniczych, które przebijają spąg utworów czwartorzędu oraz ich niejednorodnego rozmieszczenia na omawianym obszarze. Innym powodem jest ograniczona ilość danych geofizycznych, które pozwoliłyby na uzyskanie obrazu 2D wgłębnej budowy geologicznej, oraz ich niedostateczna jakość, wynikająca z ograniczeń technologicznych w okresie ich wykonywania (lata 60.–80. XX w.). Na podstawie obecnego stanu wiedzy można przypuszczać, że struktury glacitektoniczne są złożone z szeregu łusek oddzielonych od siebie strefami nasunięć. W obrębie łusek występują fałdy, które w rzeźbie

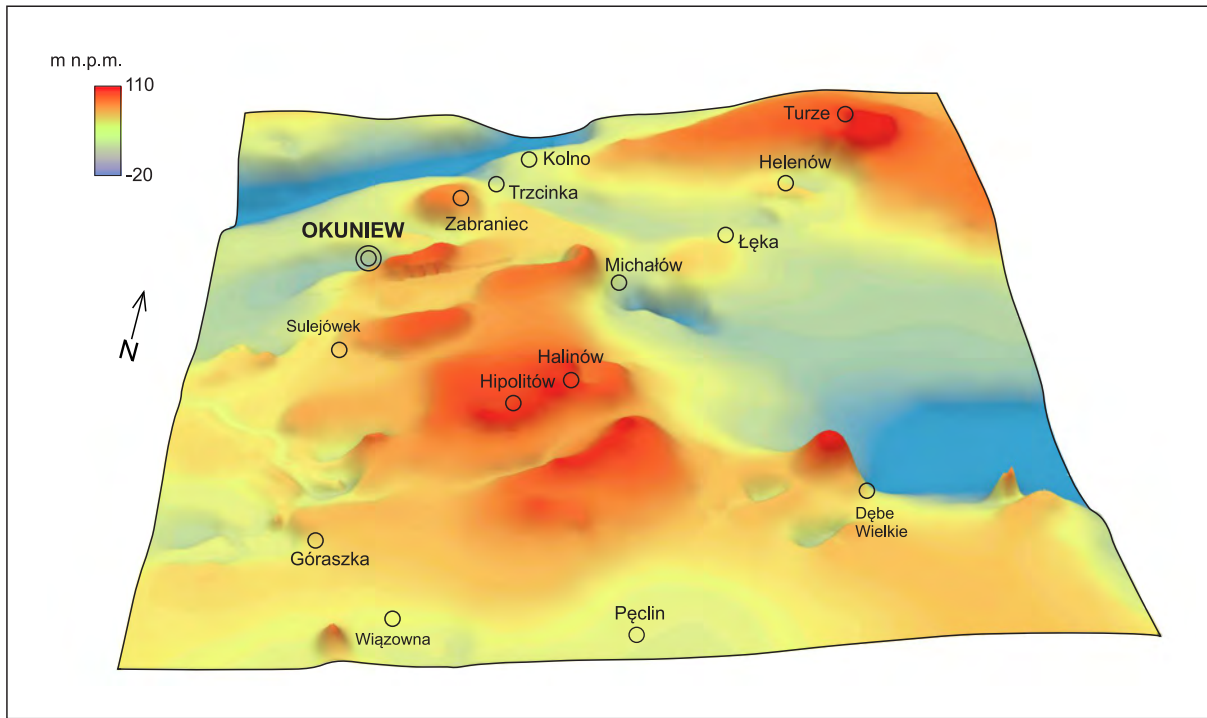


Fig. 7. Wizualizacja ukształtowania stropu powierzchni podczwartorzędowej na obszarze arkusza

podłoża czwartorzędu zaznaczają się lokalnymi elewacjami i obniżeniami powierzchni, przy czym elewacje występują w czołowych strefach nasunięć.

Kolejną grupą form paleomorfologicznych na terenie arkusza są doliny erozyjne. Na obszarze badań występują dwa zespoły dolin o odmiennym przebiegu, podkreślone obecnością wyraźnych krawędzi erozyjnych. W północno-zachodniej części omawianego terenu znajduje się szeroka do 3 km dolina o przebiegu WSW–ENE. Jest to najgłębsza dolina na obszarze arkusza, a spąg utworów czwartorzędu znajduje się w jej wschodnim krańcu na wysokości poniżej 20 m p.p.m. Różnica wysokości w strefach krawędziowych tej doliny wynosi od ponad 20 m w obrębie południowej, wyraźniejszej krawędzi, do około 10 m wzdłuż krawędzi północnej. W środkowej części omawianego terenu znajdują się kulisowo ułożone odcinki dolin, które biegną od jego północno-zachodniej do południowo-wschodniej granicy. Tutaj różnice wysokości w strefach krawędziowych wahają się od około 10 do 20 m. Najbardziej wyraźna krawędź znajduje się w pobliżu Michałowa.

Ze względu na stopień przekształcenia rzeźby stropu utworów miocenu w czwartorzędzie jej pierwotny charakter jest niemożliwy do odtworzenia. Pozornie, najmniej zaburzeń glacitektonicznych znajduje się w północnej i środkowo-wschodniej części terenu arkusza, ale są to obszary najgorzej rozpoznane. Tam, gdzie zagęszczenie otworów wiertniczych jest duże, wyraźnie widać skalę zaburzenia powierzchni podczwartorzędowej. W przypadku bardziej szczegółowych badań obraz geometrii podłoża czwartorzędu na tym obszarze może ulec zmianie.

Geneza dolin rozcinających miejscami strop utworów miocenu jest również zróżnicowana. Dolina w okolicach Michałowa jest najprawdopodobniej związana z odpływem wód sprzed cofającego się czoła lądolodu w okresie poprzedzającym interglacjał małopolski. Dolina w pobliżu Łęki ma orientację zbliżoną do omówionej powyżej i jest związana z procesami erozji już od plejstocenu dolnego. W obu dolinach odbywała się erozja rzeczna, a następnie akumulacja osadów podczas interglacjału mazowieckiego. Na podstawie różnic miąższości osadów zlodowacenia Odry można przypuszczać, że także część osadów interglacjału mazowieckiego została przebudowana w wyniku zaburzeń glacitektonicznych.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na obszarze arkusza Okuniew nie były prowadzone szczegółowe badania nad środowiskiem sedymentacji oraz warunkami klimatycznymi panującymi w czasie depozycji osadów. Można o nich wnioskować jedynie pośrednio na podstawie wyników badań regionalnych.

Najstarsze skały pokrywy osadowej pochodzą z późnoneoproterozoicznej fazy ryftowej i związanej z nią klasycznym wypełnieniem półrowów tektonicznych (tab. 2) (Poprawa i Pacześna, 2002; Pacześna, 2006). Nadległe skały kambru zostały częściowo usunięte w wyniku wypiętrzania i erozji w późnym kambrze (Poprawa, 2006a). Od ordowiku do późnego dewonu na omawianym obszarze odbywała się niemal ciągła sedymentacja morska. Sedymentacja utworów ordowiku i syluru jest związana z przedgórskim zapadliskiem kaledońskiej strefy kolizyjnej (Poprawa i Pacześna, 2002; Poprawa, 2006b). W wyniku wzmożonej subsydencji tektonicznej powstała seria ilasto-mułowcowych utworów syluru o miąższości do kilku kilometrów. We wczesnym dewonie tempo subsydencji tektonicznej zmniejszyło się, powstały pokolizyjne molasowe osady facji old-red (Narkiewicz, 2007). W środkowym dewonie subsydencja tektoniczna nadal spowalniała (Narkiewicz i in., 1998). W późnym dewonie nastąpił kolejny puls intensywnego obniżania, w wyniku którego osadziło się do 1500 m utworów dewonu górnego (Narkiewicz i in., 1998; Narkiewicz, 2007). W późnym famenie doszło do inwersji basenu lubelskiego, co doprowadziło do częściowej nierównomiernej erozji utworów dewonu. Skala erozji wzrasta w kierunku północno-zachodnim. Skały dewonu są niezgodnie przykryte przez utwory karbonu, których sedymentacja trwała od środkowego wizenu do późnego westfalu i została zakończona kompresyjną inwersją basenu lubelskiego. W wyniku inwersji skały, głównie młodszego paleozoiku, zostały sfałdowane i pocięte system uskokuw nasuwczych. Największe deformacje tektoniczne występują wzdłuż strefy uskokuwej Kocka (Tomaszczyk i Jarosiński, 2017). W permie na speneplenizowanej powierzchni rozpoczęła się sedymentacja lądowa, a następnie morska utworów, których miąższość dochodziła do 300 m. Utwory triasu, jury i kredy osiągają miąższość około 2000 m. Są one słabo zaburzone tektonicznie.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o o r z ę d	H o l o c e n			Piaski i mułki dolin okresowo przepływowych i zagłębień bezodpływowych — $pm Q_h$	Akumulacja organiczno-mineralna	
				Piaski humusowe i mułki — $phm Q_h$	Sedentacja w zbiorniku bezodpływowym	
				Torfy i piaski torfiaste — $i Q_h$	Akumulacja rzeczna	
				Piaski i mułki (mady) rzeczne — $pm^f Q_h$		
					Piaski eoliczne w wydmach — $p^e Q^{(w)}$	Akumulacja eoliczna
					Piaski eoliczne — $p^e Q$	Wietrzenie, pozostawienie reziduum
	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły		Piaski, miejscami żwiry lub mułki, rzeczne — $f_p^B Q_{p^4}$	Akumulacja i erozja rzeczna
					Mułki i ropy, miejscami piaski, zastoiskowe — $b_{mi}^B Q_{p^4}$	Akumulacja w zbiornikach na przedpolu lądolodu
					Torfy — $i Q_{p^4}^B$	Sedentacja w zbiorniku bezodpływowym
Zlodowacenia środkowopolskie		Zlodowacenie Warty	Stadiał doliny		Piaski i mułki ze żwirami w spływach kemów — $pm^k Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja przez wody roztopowe w przetainach
					Piaski wodnolodowcowe — $fg_p Q_{p^3}^{W1}$	Erozja i akumulacja na przedpolu lądolodu przez wody roztopowe
					Piaski i żwiry moren martwego lodu — $pm^h Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja lodowcowa, spływy grawitacyjne przy krawędzi i w przetainach lądolodu
					Piaski i pyły ze żwirami lodowcowe — $pppy_g Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja wodnolodowcowa i spływy grawitacyjne z krawędzi lodowych
				Gliny lodowcowe — $gzw_g Q_{p^3}^{W1}$	Egzaracja, akumulacja lodowcowa, transgresja lądolodu na cały obszar arkusza, procesy glacitektoniczne	
	Interglacjał lubawski?			Piaski i żwiry, miejscami piaski pyłowate, rzeczne — $f_p^L Q_{p^3}$	Erozja i akumulacja rzeczna	
	Zlodowacenie Odry			Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $im Q_{p^3}^O$	Akumulacja w zbiornikach na przedpolu lądolodu	
Piaski wodnolodowcowe — $fg_p Q_{p^3}^O$				Erozja i akumulacja na przedpolu lądolodu przez wody roztopowe		
Gliny lodowcowe — $gzw_g Q_{p^3}^O$				Egzaracja, akumulacja lodowcowa, transgresja lądolodu na cały obszar arkusza, procesy glacitektoniczne		
				Mułki, ropy i piaski pyłowate zastoiskowe — $b_{mi}^O Q_{p^3}$	Akumulacja w zbiornikach na przedpolu lądolodu	
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_p Q_{p^3}^O$	Erozja i akumulacja na przedpolu lądolodu przez wody roztopowe	
Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki			Piaski, żwiry i mułki rzeczne — $f_p^M Q_{p^{2-3}}$	Akumulacja i erozja rzeczna	

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^2}^G$ Mułki i ropy oraz piaski pyłowate zastoiskowe — ${}_{mi}^b Q_{p^2}^G$	Egzaracja, akumulacja lodowcowa, transgresja lądolodu na cały obszar arkusza, procesy glacitektoniczne Akumulacja w zbiornikach na przedpolu lądolodu	
			Zlodowacenie Sanu 1	Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^2}^S$ Piaski wodnolodowcowe — ${}_{p}^{fg} Q_{p^2}^S$	Egzaracja, akumulacja lodowcowa, transgresja lądolodu na cały obszar arkusza, procesy glacitektoniczne Erozja i akumulacja na przedpolu lądolodu przez wody roztopowe	
			Interglacjał małopolski	Żwiry i piaski, miejscami mułki, rzeczne — ${}_{zp}^f Q_{p^2}^K$	Erozja i akumulacja rzeczna	
			Zlodowacenie Nidy	Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^2}^N$	Egzaracja, akumulacja lodowcowa, transgresja lądolodu na cały obszar arkusza, procesy glacitektoniczne	
		Interglacjał augustowski		Piaski, mułki i żwiry rzeczne — ${}_{pm}^f Q_{p^{1-2}}$	Erozja i akumulacja rzeczna	
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi	Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^1}^A$	Egzaracja, akumulacja lodowcowa, transgresja lądolodu na cały obszar arkusza, procesy glacitektoniczne	
				Iły i mułki miocenu górnego oraz gliny lodowcowe czwartorzędu jako kry w utworach plejstoceńskich — $M_{3+Q} Q_p$	Procesy glacitektoniczne	
		Plejstocen dolny		Piaski i mułki, miejscami żwiry, rzeczne — ${}_{pmz}^f Q_{p^0}$	Erozja i akumulacja rzeczna	
		Neogen	Miocen	Miocen górny	Iły, mułki i piaski — ${}_{imp} M_3$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych
				Miocen dolny + środkowy	Piaski i mułki, miejscami węgiel brunatny — ${}_{pmwbr} M_{1+2}$	Akumulacja rzeczna, deltowa, jeziorna i bagienna, aktywność tektoniczna
Paleogen	Oligocen		Mułki i piaski z glaukonitem, miejscami węgiel brunatny — ${}_{mpGk} OI$	Akumulacja morska w strefie przybrzeżnej, wypływanie zbiornika morskiego		
	Eocen			Akumulacja lądowa, erozja rzeczna, denudacja		
	Paleocen		Gezy, opoki, margle i czerty — ${}_{geome} P_c$	Akumulacja morska w strefie przybrzeżnej, wypływanie zbiornika morskiego		
Kreda	Kreda górna		Wapnienie margliste — ${}_{wme} Cr_3$	Akumulacja w warunkach pogłębiającego się zbiornika morskiego, warunki epikontynentalne i głębokomorskie		
	Kreda dolna			Akumulacja morska w zbiorniku epikontynentalnym		
Jura	Jura górna			Akumulacja morska		
	Jura środkowa			Akumulacja morska w warunkach zmieniającego się poziomu morza, warunki płytkomorskie i głębokomorskie		
	Jura dolna			Akumulacja w środowisku przybrzeżnym i płytkowodnym zbiorniku morskim		

Trias	Trias górny				Akumulacja rzeczna w obrębie równi aluwialnej
	Trias środkowy				Akumulacja morska w strefie przybrzeżnej
	Trias dolny				Akumulacja lądowa, akumulacja w strefie przybrzeżnej i w warunkach płytkomorskich
Perm	Perm górny				Akumulacja morska w płytkim zbiorniku epikontynentalnym, ewaporacja
	Perm dolny i środkowy				Akumulacja lądowa rzeczna i eoliczna, penepłenizacja
Karbon	Karbon górny				Akumulacja lądowa, fałdowanie, aktywność tektoniczna
Dewon					Subsydencja tektoniczna, akumulacja morska
Sylur					Akumulacja głębokomorska, subsydencja tektoniczna
Ordowik	Ordowik górny				Akumulacja morska
	Ordowik środkowy				
	Ordowik dolny				
Kambr	Kambr górny				Wypiętrzanie i erozja
	Kambr środkowy				Akumulacja morska i intruzje magmowe
	Kambr dolny				
Proterozoik	Paleoproterozoik				Procesy metamorficzne

W paleocenie (dolnym) teren arkusza znajdował się w obrębie zbiornika morskiego, który głęboką zatoką wchodził na obszar platformy Niżu Polskiego. Utwory paleocenu są rozwinięte w fałdach regresywnych w postaci piasków, piaskowców z fosforytami i gaz piaszczystych. Ich spągowa powierzchnia ma charakter erozyjny i jest interpretowana jako twarde dno (Machalski, 1989; Żarski i in., 1998; Słodkowska, 2002, 2004). Podobny typ sedymentacji panował w środkowym paleocenie. W późnym paleocenie nastąpiło znaczne spłylenie morza, wiele obszarów uległo wynurzeniu, pojawiły płycizny i wyspy, a miejscami na platformie zachowały się węgliste osady lądowe utworzone w niewielkich izolowanych depresjach (Piwocki i Peryt, red., 2004). Na obszarze platformowym

Niżu Polskiego nie odnotowano skał z pogranicza paleocenu i eocenu oraz utworów najniższego eocenu. Obszar platformy był wówczas zajęty przez ląd, na którym dominowały procesy erozji i denudacji (Słodkowska i Kasiński, 2016). Na wczesny eocen przypadło globalne optimum klimatyczne, po którym nastąpiło ochłodzenie. Osady eocenu środkowego i górnego są obecne w tej części Polski, jednak nie stwierdzono ich jednoznacznie na terenie badań. Na obszarze arkusza nie występują utwory wyższego oligocenu dolnego i oligocenu górnego, a u schyłku oligocenu morze ostatecznie wycofało się z Niżu Polskiego.

Miocen to okres panowania facji lądowych. Występują tu osady miocenu dolnego i środkowego, które odpowiadają kilku cyklom węglotwórczym. W warunkach wysokiej wilgotności i temperatury tworzyły się rozległe bagniska porośnięte bujną roślinnością ciepłolubną, z których utworzyły się pokłady węgla brunatnego II, IIA i IA, przedzielone osadami rzek niosących materiał terygeniczny do zbiorników śródlądowych (Słodkowska i Kasiński, 2016). Zjawiska wzmożonej węglotwórczości wygasły u schyłku miocenu środkowego, co ma związek ze zmianami geotektonicznymi i wypiętrzeniem łuku Karpat na skutek ruchów fazy styryjskiej orogenezy alpejskiej (Słodkowska i Kasiński, 2016). Klimat późnego miocenu uległ znacznemu ochłodzeniu, co skutkowało m.in. rozrzedzeniem pokrywy leśnej. Ta zmiana klimatyczna zaznaczyła się w osadach miocenu górnego – powstały wówczas ropy, mułki, gdzieś tam piaski, a miejscami ropy węgliste. Przeważała spokojna akumulacja w okresowo wysychających zbiornikach o niskiej dynamice wód, a obecność przewarstwień piaszczystych świadczy o wzroście dynamiki środowiska sedymentacji. Okresowe osuszenia powodowały utlenianie związków żelaza, co objawiało się pstrym zabarwieniem ropy (Słodkowska i Kasiński, 2016).

W słabo urozmaicony obszar, które tworzyły osady górnomiocenne, z południa i południowego wschodu wcinęły się rzeki plejstocenu dolnego. Niosły one charakterystyczny materiał pozbawiony skał pochodzenia skandynawskiego, a zawierający jasnoszare skałki tworzące masyw wołyńsko-ukraiński (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1974).

Łądolód zlodowacenia Narwi, który wkroczył na teren arkusza od północy, spowodował przebudowanie krajobrazu, częściowo zaburzył osady leżące niżej i pozostawił osady glacialne. W okresie ocieplenia wzmożyły się procesy erozji, a następnie akumulacji rzecznej. Głębokość dolin z interglacjału augustowskiego przekracza 45 m. Podczas zlodowaceń południowopolskich można doszło trzech nasunięć łądolodów zlodowaceń – Nidy, Sanu 1 i Sanu 2. Wyniki badań petrograficznych wskazują na obecność łądolodów dwóch stadiów w obrębie zlodowacenia Nidy – dolnego (otw. 1 i 52) i górnego (otw. 10 i 62). Kry, porwaki i zlustrowania, które występują w obrębie łądolodów wskazują na obecność intensywnych procesów glacialitektonicznych.

Doliny z interglacjału małopolskiego osiągają głębokość 40 m, a w ich osadach zapisało się kilka cykli sedymentacyjnych. W czasie transgresji łądolodu zlodowacenia Sanu 1 na jego przedpolu

odbywała się akumulacja miąższej serii osadów wodnolodowcowych, która następnie została przebudowana i pokryta glinami lodowcowymi. Po ustąpieniu lądolodu ponownie rozwinęła się interstadialna/interglacialna sieć rzeczna, jednak na badanym obszarze nie są czytelne w rzeźbie terenu doliny z tego okresu. W czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 utworzyły się zastoiska, głównie w obniżeniach po wcześniejszych przepływach rzecznych, jeszcze zanim lądolód ostatecznie pokrył teren w okolicach Okuniewa.

Wzmoczona erozja rzeczna w interglacjale mazowieckim doprowadziła do usunięcia starszych osadów, a główne doliny sieci rzecznej uformowały się powtarzając przebieg dolin z interglacjału małopolskiego. Było to wymuszone obecnością wyniesienia glacitektonicznego (pochodzącego ze starszych zlodowaceń), które rzeki omijały kierując się na północny zachód. Prawdopodobne trzy cykle sedymentacji osadów rzecznych nie są wszędzie wyraźnie widoczne.

Zlodowacenia środkowopolskie zaznaczyły się dwoma nasunięciami lądolodu, które można wiązać z piętrami izotopowymi tlenu MIS 8 i 6 (tab. 2). Utwory lodowcowe starszego zimnego piętra (wg Instrukcji SMGP... z 2004 r. – zlodowacenia Odry) są oddzielone od młodszej serii glacialnej (zlodowacenia Warty) osadami piaszczysto-żwirowatymi interglacjału lubawskiego (prawdopodobnie MIS 7e). Podczas ocieplenia zachodziła intensywna erozja rzeczna, która doprowadziła do rozmycia starszych osadów, natomiast wraz z zaostrzeniem się klimatu doliny były wypełniane osadami.

W czasie recesji lądolodu zlodowacenia Warty w okolicach Długiej Szlacheckiej powstały moreny martwego lodu, jak również najstarsze osady wodnolodowcowe i lodowcowe, które występujące na powierzchni terenu arkusza. Gdy czoło lądolodu przesuwało się na północ od badanego obszaru, powstały tu pokrywy fluwioglacialne.

Interglacjał eemski zaznaczył się wzmoczoną erozją rzeczną. Jej efektem są wcięcia rzeki Mieni i prawdopodobnie Czarnej i Długiej, które następnie zostały wypełnione osadami podczas zlodowaceń północnopolskich. Na obszarze wysoczyzny, na północ od Poświętnego, występowały liczne zagłębienia po martwym lodzie wypełnione torfami i osadami jeziornymi, następnie przykryte pyłami deluwialnymi (Wrotek, 2011, 2012).

Na okres zlodowaceń północnopolskich przypadło powstanie poziomu erozyjnego Wisły – tarasu radzyńskiego, którego niewielki fragment występuje w północno-zachodniej części terenu arkusza. Po okresowym ustabilizowaniu się czoła lądolodu zaczął powstawać zbiornik zastoiskowy. Jego wody sięgały do wysokości co najmniej 120 m n.p.m. Zbiornik szybko wypełnił się wodą, które następnie szybko spłynęły, rozmywając m.in. osady moren martwego lodu i kemów. W warunkach peryglacialnych u schyłku zlodowacenia Wisły postępowała degradacja powierzchni gliniastych, powstawały eluwia i osady soliflukcyjno-kongeliflukcyjne.

W suchym i zimnym klimacie zachodziły intensywne procesy eoliczne – powstają wydmy i pokrywy eoliczne. Wody rzeki Mieni zostały przechwycone przez rzekę Świder i nie płyną już w kierunku północnym, ale południowo-zachodnim. W wilgotniejszych okresach (Allerød, faza atlantycka) wykształciła się gleba, a miejscami w niewielkich obniżeniach bagiennych tworzą się torfy. Od końca zlodowacenia Wisły i na początku holocenu ponownie dynamicznie wykształcił się odpływ powierzchniowy. Wody rzek wcinają się w osady aluwialne powstałych wcześniej tarasów nadzalewowych, ale w okresach wezbrań powodziowych, wkraczają na te tarasy zostawiając pyłowate mady. W zagłębieniach bezodpływowych tworzą się torfy, piaski torfiaste i torfy piaszczyste.

IV. PODSUMOWANIE

Prace nad aktualizacją arkusza Okuniew SMGP wymagały zestawienia profili otworów wiertniczych, analizę ich lokalizacji, analizę profili otworów wiertniczych wykonanych po wydaniu pierwszej wersji tego arkusza, przegląd i analizę dokumentacji geologicznych, geologiczno-inżynierskich i geofizycznych oraz kartowanie geologiczne na wybranych fragmentach terenu arkusza. Cały obszar arkusza nie był jednak dostępny, ponieważ np. należał do wojska. Zagęszczenie prywatnych działek spowodowało, że nadal pozostaje nierozwiązana kwestia genezy osadów piaszczystych i żwirowatych w okolicach Sulejówka.

Obszar arkusza sześciokrotnie przykryły lądolody. Osady, które występują na powierzchni terenu należą do zlodowacenia Warty.

Mimo że na potrzeby niniejszego opracowania osady zlodowaceń zostały rozdzielone, to wiele zagadnień nadal ma niejasną pozycję stratygraficzną. Do najważniejszych kwestii, które wymagają rozwiązania należą:

- przynależność osadów zastoiskowych w dolinie Pramieni, ponieważ występują one w kilku sytuacjach – pod przykryciem piasków eolicznych, utworów rzecznych zlodowacenia Wisły lub osadów gliniastych o niepewnym pochodzeniu;
- przynależność osadów rzecznych w okolicach Okuniewa (brak przebadanych palinologicznie stanowisk interglacjalnych zwłaszcza interglacjałów mazowieckiego i lubawskiego);
- niepewna pozycja stratygraficzna osadów zakwalifikowanych do interglacjału lubawskiego oraz interglacjału augustowskiego;
- bardzo miękkie osady piaszczyste, które występują zarówno na zachodzie, jak i na wschodzie badanego terenu (przekrój geol. A–B) wymagają dokładnego przebadania;
- określenie pierwotnego położenia powierzchni neogeńskiej oraz dokładny zasięg i wiek zaburzeń glacitektonicznych.

Warszawa, 2020 r.

LITERATURA

- Areń B. (red.), 1975 — Okuniew IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **29**.
- Baraniecka M.D., 1975 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Otwock (561). Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1976 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Otwock (561). Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1982 — Sytuacja geologiczna i rozmieszczenie wydym okolic Warszawy. *Roczniki Gleboznawcze*, **33**, 3–4.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987 — Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin. *W: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Issue.*, **4**: 151–167.
- Borowska L. (red.), 2014 — Sprawozdanie końcowe. Prace sejsmiczne 2D w obrębie bloku koncesyjnego Wołomin. Temat: Okuniew. Etap III – Interpretacja bieżących i archiwalnych danych sejsmicznych 2D oraz archiwalnych danych otworowych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Giel D., 1973 — Wyniki badań mikropaleontologicznych próbek z otworu Hipolitów. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grabowska I., 1975 — Wyniki analizy palinologicznej 5 prób z otworów Hipolitów i Turze. *W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Okuniew (525) – objaśnienia, materiały terenowe i dokumentacyjne.* Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Hrybowicz G., 2010 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Okuniew (525), plansza B. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Janczyk-Kopikowa Z., 1978 — Opracowanie palinologiczne osadów ze stanowiska Skorupy. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kalińska E., Wyszomierski M., 2007 — Charakterystyka geomorfologiczna i petrograficzna osadów strefy stożków napływowych południowego obrzeżenia Niziny Środkowomazowieckiej. *Prz. Geol.*, **55**, 4: 291–292.
- Kalińska-Nartiša E., Nartišs M., 2017 — Heavy-mineral derived provenance study of Quaternary sediments of the Mazovian Lowland, Central Poland. *Baltica*, **30**: 1–14.
- Kapera H., Kruk L., Hrybowicz G., Kwecko P., Tomassi-Morawiec H., 2009 — Objąsnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Okuniew (525). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Karwat M., Piotrowski R., 2019 — Dokumentacja prac geologicznych niekończących się udokumentowaniem złoża kopaliny wykonanych na obszarze koncesji Wołomin. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Koboжек E., 2012 — Ewolucja poglądów na genezę „wielkich stożków napływowych” na Równinie Łowicko-Błońskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, **100**: 135–146.
- Kondracki J., 2013 — Geografia Polski — mezoregiony fizyczno-geograficzne. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Konecka-Betley K., 1977 — Soils of dune areas of central Poland in Late Glacial and Holocene. *Folia Quater.*, **49**: 42–61.
- Konecka-Betley K., 1982 — Gleby kopalne i reliktowe wydym okolic Warszawy. *Roczniki Gleboznawcze*, **33**, 3–4: 81–108.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Kociszewska-Musiał G., Musiał T., 1974 — Skład litogenetyczny oraz litogeneza i wskaźniki porównawcze osadów okrucowych z wierceń okolic Okuniewa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kruk L., Kapera H., 2010 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Okuniew (525), plansza B. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Królikowski C., Petecki Z., 1995 — Atlas grawimetryczny Polski 1:500 000 i 1:750 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Lisicki S., 2000 — Kryteria stosowania litotypów stratygraficznych glin lodowcowych w badaniach czwartorzędu. *Prz. Geol.*, **48**, 4.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**: 1–105.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005 — A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**.
- Machalski M., 1989 — Life position of the oyster *Deltoideum delta* (Smith) from the Kimmeridgian of Poland and its environmental significance. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **10**: 603–614.
- Maruszczak H., 1993 — The thermoluminescence chronostratigraphy of glacial deposits of the Maximum and Wkra (=1 postmaximum) Stadials of the Warta Glaciation in southeastern Poland. *Geol. Quart.*, **37**, 1: 81–96.
- Molewski P., 2014 — Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiału głównego zlodowacenia wisły. *Landform Analysis*, **25**: 105–114.
- Morawski W., 2011 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Warszawa Wschód. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Morawski W., Pielach M., 2011 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Wschód, wyd. A. PIG-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Narkiewicz M., 2007 — Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, **51**, 3: 231–256.
- Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998 — Paleogeographic and tectonic setting and the Devonian-Carboniferous subsidence development of the Pomerania and Radom-Lublin areas (TESZ, Poland) (in Polish with English summary). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 31–46.
- Nowacki Ł., 2020 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warszawa Wschód (524) wraz z Objasnieniami – aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Nowak J., 1971a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Wschód, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1971b — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Warszawa Wschód. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1972a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Warszawa Wschód, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1978a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Okuniew (525). Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1978b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Okuniew (525). Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1983 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tłuszcz (489). Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 1984 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tłuszcz (489). Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., Uberna T., 1976 — Trzeciorząd i rzeźba podłoża czwartorzędowego rejonu Okuniewa w świetle profilu Hipolitów. *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 343–361.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., 1973 — Orzeczenie mikropaleontologiczne dotyczące próbek z wiercenia Hipolitów. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Paczeńska J., 2006 — Evolution of late Neoproterozoic rift depocentres and facies in the Lublin-Podlasie sedimentary basin (in Polish with English summary). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 9–38.
- Perek M., 1997 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Okuniew (525). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowska K., Kamiński M., 2005a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Mińsk Mazowiecki (526). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

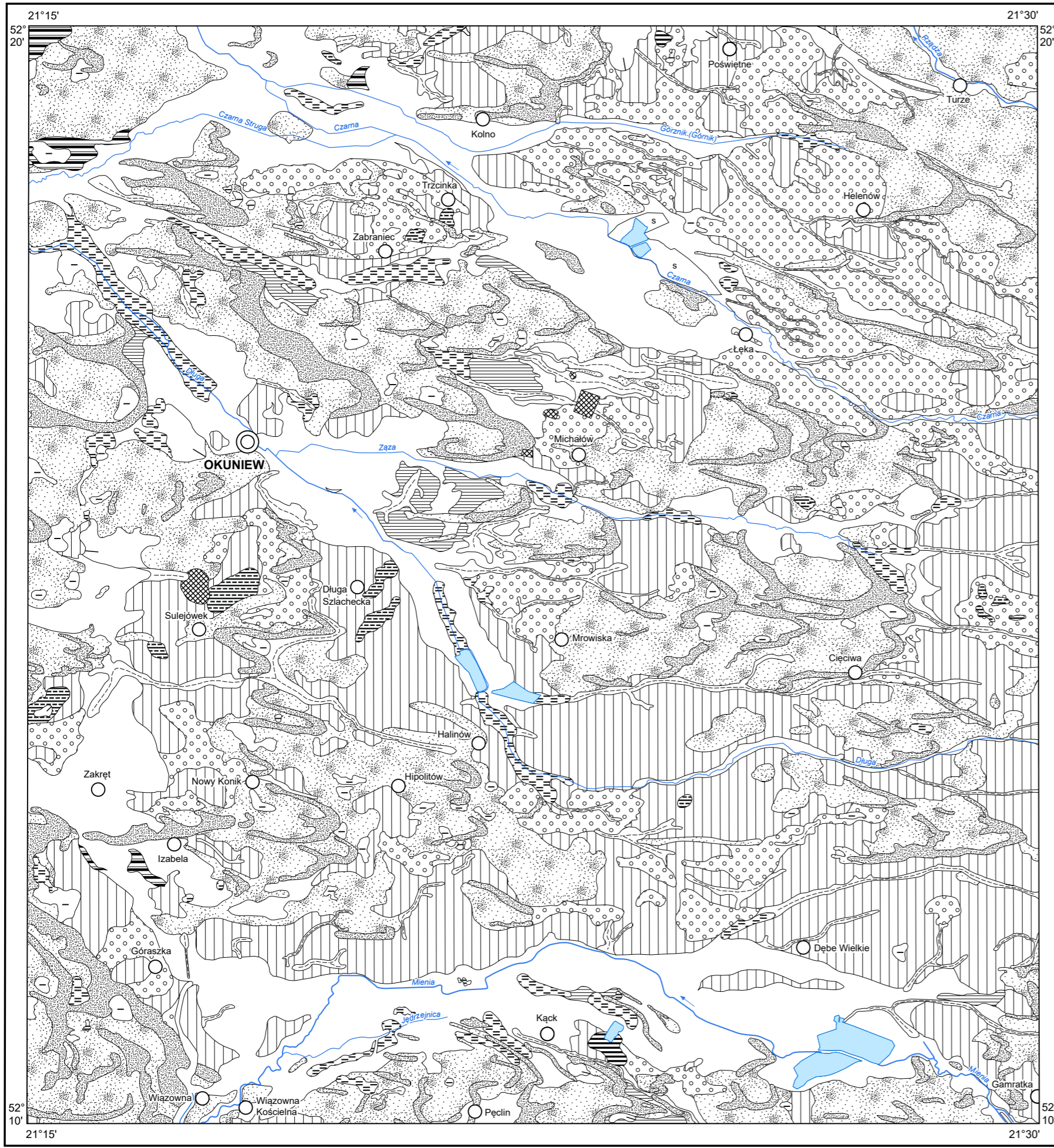
- Piotrowska K., Kamiński M., 2005b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mińsk Mazowiecki (526). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piwocki M., Peryt T. (red.), 2004 — Kenozoik: Paleogen i neogen. *W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia.* 3. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwońska J., Kowalska-Łącka M., Mościbrodzka E., Żytkowski A., 1971 — Dokumentacja wynikowa otworu geologiczno-strukturalnego Dębe Wielkie 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Poprawa P., 2006a — Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii – zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 165–188.
- Poprawa P., 2006b — Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **186**: 189–214.
- Poprawa P., Paczeńska J., 2002 — Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Prz. Geol.*, **50**, 1: 49–63.
- Richling A., Solon J., Macias A., Balon J., Borzyszkowski J., Kistowski M. (red.), 2021 — Regionalna geografia fizyczna Polski. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Różycki S.Z., 1967 — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Sarnacka Z., 1980a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Warszawa Wschód (524). Inst. Geol., Warszawa.
- Sarnacka Z., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warszawa Wschód (524). Inst. Geol., Warszawa.
- Sarnacka Z., 1982 — Age revision of the Warsaw proglacial lake in the Warsaw region. *Biul. Inst. Geol.*, 343.
- Słodkowska B., 2002 — Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej w środkowej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 261–262.
- Słodkowska B., 2004 — Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland area (NW Poland). *Polish Geol. Inst. Spec. Papers*, **14**: 1–116.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016 — Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1, 15–25.
- Starkel L., 2001 — Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Pol. Akad. Nauk. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagospodarow. Monografie. **2**.
- Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017 — The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). *Geol. Quart.*, **61**, 4: 908–925.
- Uberna T., 1974a — Osady z pogranicza kredy i trzeciorzędu w wybranych otworach wiertniczych z rejonu Warszawy, Iławy, Kwidzyna i Malborka. *Kwart. Geol.*, **18**, 4: 879–880.
- Uberna T., 1974b — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niżu Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 93–105.
- Więckowski R., Jacynicz D., 1974 — Litogeneza osadów glacialnych z profilów wierceń okolic Okuniewa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Wiśniewski E., 2005 — Problem drogi odpływu wód z jeziora zaporowego w kotlinie warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. *Ślupskie Pr. Geogr.*, **2**: 131–143.
- Wrotek K., 2011 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jadów (490). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wrotek K., 2012 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jadów (490). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Wysota W., Molewski P., 2011 — Chronologia i zasięgi nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia. *Prz. Geol.*, **59**, 3: 214–225.
- Żarski M., 2020 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Otwock (561) wraz z Objasńnieniami – aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Żarski M., Jakubowski G., Gawor-Biedowa E., 1998 — The first Polish find of a Lower Paleocene crocodile *Thoracosaurus* Leidy, 1852: geological and palaeontological description. *Kwart. Geol.*, **42**, 3: 141–160.



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Okuniew (525)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY



Skala 1:75 000







Formy lodowcowe

-  Wysoczyzna morenowa płaska
-  Moreny martwego lodu




Formy antropogeniczne

-  Nasypy
-  Dna stawów




Formy wodnolodowcowe

-  Równiny wodnolodowcowe
-  Równiny zastoiskowe
-  Kemy
-  Zagłębienia powstałe po martwym lodzie


Formy eoliczne

-  Wydmy
-  Równiny piasków przewianych
-  Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

-  Dna dolin rzecznych
-  Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
-  Dolinki i młode rozcięcia erozyjne

Formy utworzone przez roślinność

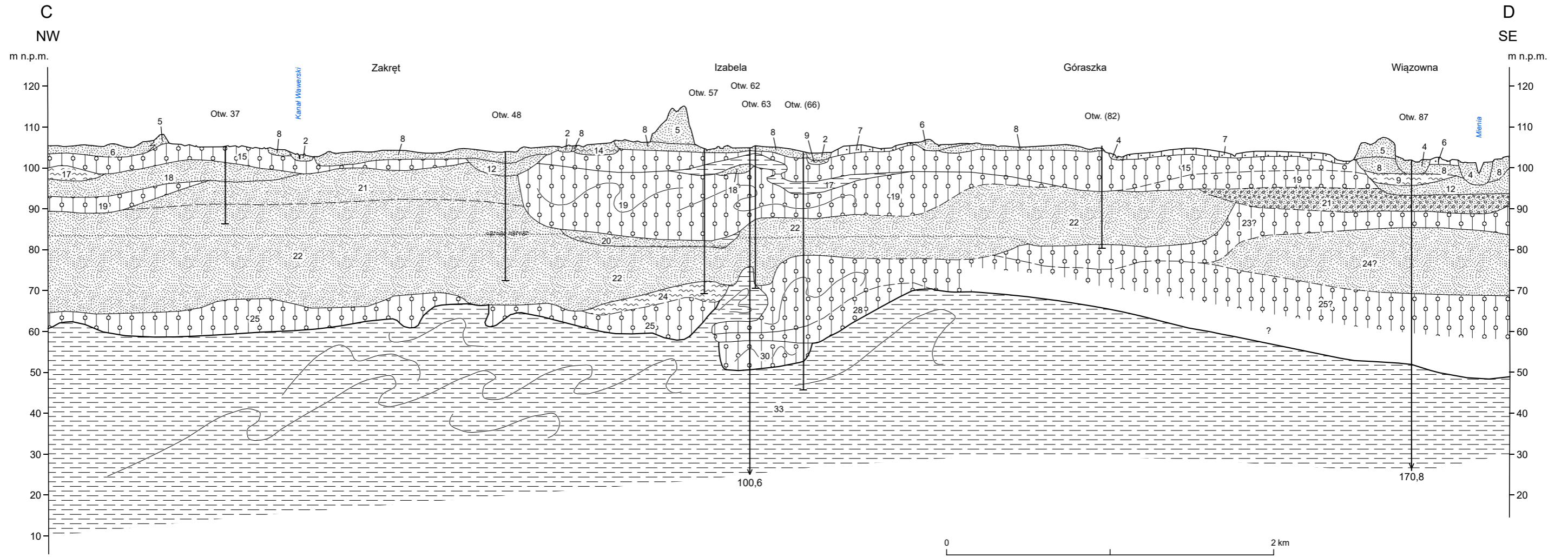
-  Równiny torfowe



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Okuniew (525)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala pionowa 1:1000



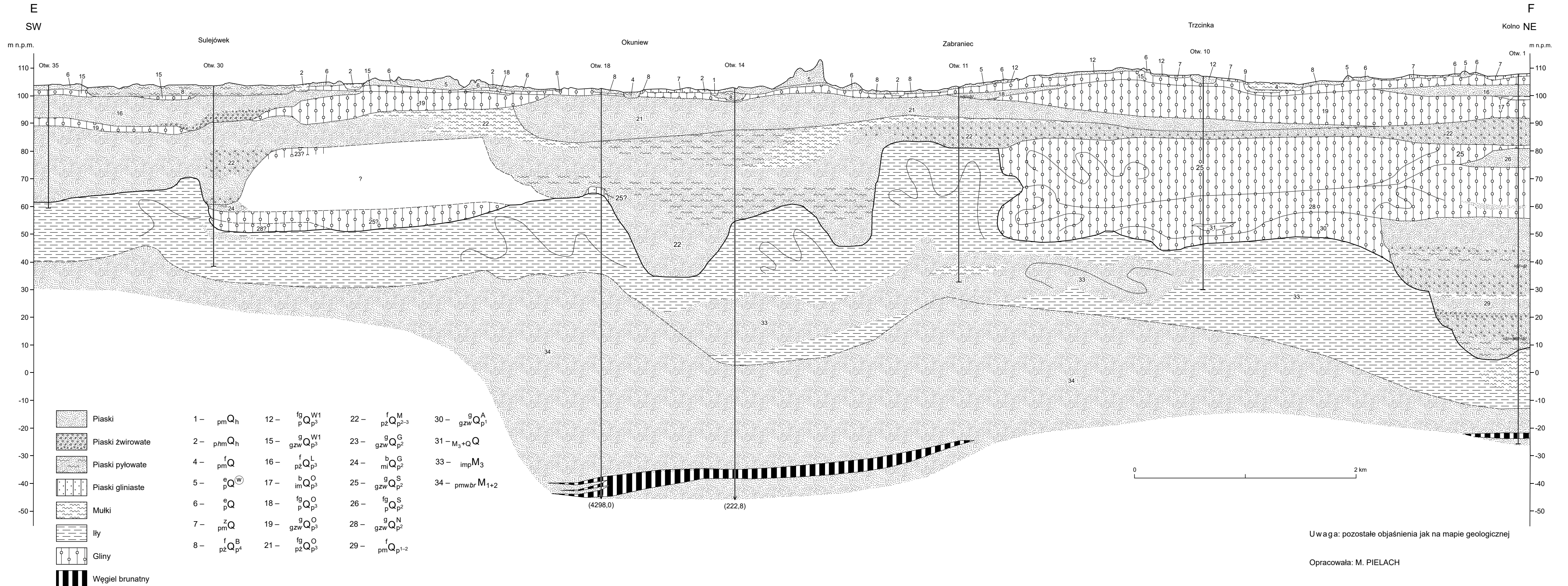
	Żwiry	2 - p/hmQ _h	9 - miQ _{p4} ^B	19 - gzwQ _{p3} ^O	25 - gzwQ _{p2} ^S
	Piaski	4 - p _m Q ^f	12 - fg _p Q _{p3} ^{W1}	20 - miQ _{p3} ^O	28 - gzwQ _{p2} ^N
	Piaski pyłowate	5 - p ^e Q ^(W)	14 - g _{p_m} Q _{p3} ^{W1}	21 - fg _{p_z} Q _{p3} ^O	30 - gzwQ _{p1} ^A
	Piaski gliniaste	6 - p ^e Q	15 - gzw _{p_z} Q _{p2-3} ^{W1}	22 - p _z Q _{p2-3} ^M	33 - impM ₃
	Mułki	7 - p _m Q ^z	17 - imQ _{p3} ^O	23 - gzwQ _{p2} ^G	
	Iły	8 - p _z Q _{p4} ^B	18 - fg _p Q _{p3} ^O	24 - miQ _{p2} ^G	
	Gliny				

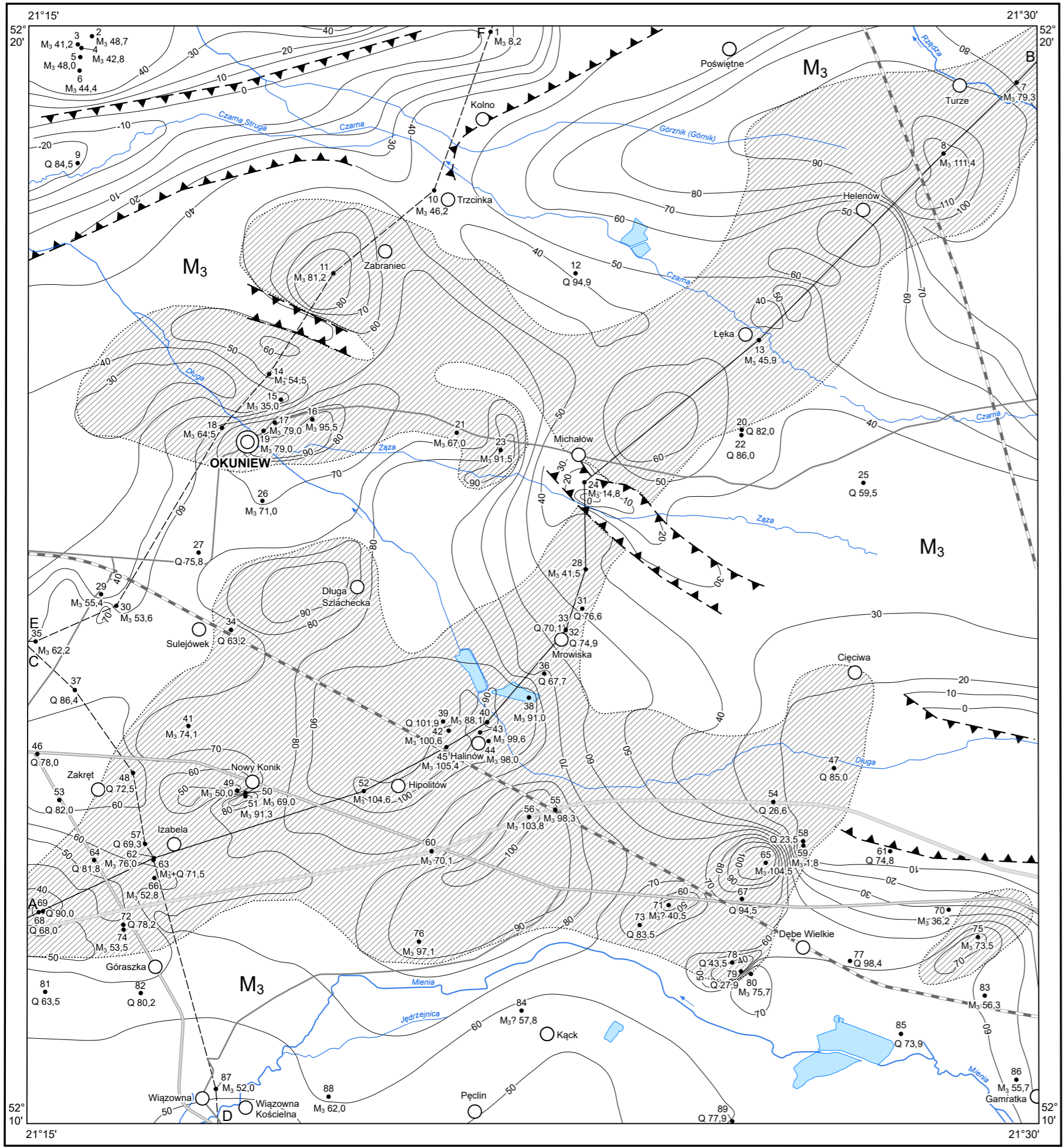
U w a g a: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracowała: M. PIELACH

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY E-F

Skala pionowa 1:1000





Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Okuniew (525)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

- NEOGEN MIOCEN M₃ Iły, mulki i piaski MIOCEN GÓRNY
- 60 — Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Strefa zaburzeń glacytektonicznych
- Krawędzie erozyjne
- 88
M₃ 62,0 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M₃ – miocen górny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędów lub rzędna zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C — D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

