PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

RAFAŁ ŻUK

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Polski północnej i północno-wschodniej — S. LISICKI

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Wizna (297)
(z 2 tab. i 3 tabl.)

Ministerstwo Środowiska

Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
za środki finansowe wypłacone przez
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2008

Autor: Rafał ŻUK

SANDR Firma Geologiczna Rafał Żuk

ul. Borowiecka 53c, 04–871 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Agnieszka PRZYGODA

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-403-1

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2008

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp 5

II. Ukształtowanie powierzchni terenu 8

III. Budowa geologiczna 14

A. Stratygrafia 14

1. Paleogen 14

a. Oligocen 14

2. Neogen 15

a. Miocen 15

b. Mio-pliocen 16

3. Czwartorzęd 17

a. Plejstocen 18

Zlodowacenia najstarsze 18

Zlodowacenie Narwi 18

Zlodowacenia południowopolskie 19

Zlodowacenie Nidy 19

Interglacjał małopolski 20

Zlodowacenie Sanu 1 20

Interglacjał ferdynandowski 22

Zlodowacenie Sanu 2 23

Interglacjał wielki 25

Interglacjał mazowiecki 25

Zlodowacenie Liwca 26

Zlodowacenia środkowopolskie 27

Zlodowacenie Odry 27

Stadiał dolny 27
Stadiał górny 28
Zlodowacenie Warty 29
Stadiał dolny 29
Stadiał środkowy 31
Interglacjał eemski 35
Zlodowacenia północnopolskie 36
Zlodowacenie Wisły 36
b. Czwartorzęd nierozdzielony 37
c. Holocen 38
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu 39
C. Rozwój budowy geologicznej 42
IV. Podsumowanie 49
Literatura 50

SPIS TABLIC

Tablica I — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

Tablica II — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Granice terenu arkusza Wizna Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 wyznaczają współrzędne geograficzne: 22°15'–22°30' długości geograficznej wschodniej i 53°10'–53°20' szerokości geograficznej północnej. Badany obszar znajduje się w województwie podlaskim, na terenie trzech powiatów: łomżyńskiego (gmin: Wizna, Jedwabne i Piątnica), zambrowskiego (gminy Rutki) i monieckiego (gminy Trzcianne). Według podziału fizycznogeograficznego Polski obszar arkusza znajduje się na styku południowo-wschodniej części Wysoczyzny Kolneńskiej i południowej części Kotliny Biebrzańskiej, należących do Niziny Północnopodlaskiej (Kondracki, 2002).

Tereny położone po wschodniej stronie rzeki Biebrzy należą do Biebrzańskiego Parku Narodowego. Został on ustanowiony w 1993 roku dla ochrony jednego z największych i najlepiej zachowanych w Europie obszarów podmokłych. Po południowo-wschodniej stronie rzeki Narwi rozległy obszar Bagna Wizny został zmeliorowany i przygotowany pod intensywną uprawę.

Badany teren ma typowo rolniczy charakter znajduje się tu jedynie niewielki ośrodek miejski w Jedwabnem. Dużą część obszaru arkusza stanowią użytki zielone, dlatego wiele gospodarstw nastawionych jest na produkcję mleka. Tereny leśne zajmują około 12% powierzchni badanego obszaru i nie tworzą większych zwartych kompleksów. Z surowców mineralnych występują jedynie piaski i żwiry, wykorzystywane na potrzeby lokalne, do budowy i napraw dróg oraz w budownictwie. Jedyna większa piaskownia-żwirownia istnieje w miejscowości Kaimy (dawniej Kajmy), przy szosie Łomża–Jedwabne. Znajduje się w niej zakład, w którym produkowane są elementy betonowe i kostka brukowa. Eksploatacja torfów została zakończona już w latach 50-tych.

Mapę geologiczną wykonano na podstawie projektu prac geologicznych zatwierdzonego w Ministerstwie Ochrony Środowiska i Zasobów Naturalnych decyzją KOK/6/96 z dnia 02.02.1996 roku.

Omawiany teren nie posiada bogatej dokumentacji badawczej. Większość prac, które dotychczas wykonano dotyczyło głównie zagadnień geomorfologicznych, a w szczególności przebiegu deglacjacji na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej (Bogacki, Musiał, 1975; Kondracki, Pietkiewicz, 1967; Musiał, 1983, 1986; Wołk-Musiał, 1980) i Kotliny Biebrzańskiej (Banaszuk, 1980, 2004; Dąbkowska, 1939;

Żurek, 1976, 1991). W czasie prac prowadzonych na omawianym terenie wykorzystano również badania wykonane na obszarach sąsiednich arkuszy, dotyczące zbiorników eemskich (Bałuk, Krupiński, 2000; Bińka i in., 1988; Janczyk-Kopikowa, 1999; Musiał i in., 1982), znaczenia form kemowych w arealnym typie deglacjacji (Baraniecka, 1969; Mojski, 1967, 1969), procesów glacitektonicznych (Ber, 2000; Ruszczyńska-Szenajch, 1973), linijnych form strukturalnych (Bażyński, Daniel-Danielska, 1982; Graniczny i in., 1995) oraz rozwoju koryt rzecznych (Falkowski, 1971).

Pierwszym kompleksowym opracowaniem kartograficznym był arkusz Łomża Mapy geologicznej Polski 1:200 000 (Bałuk, 1973a–c). W latach późniejszych, między innymi na bazie materiałów zebranych do tej mapy, powstało szereg prac Bałuk (1975, 1982, 1991, 1995), w tym opracowanie regionalne dotyczące dorzecza dolnej Narwi (Bałuk, 1991). Teren arkusza Wizna stanowi północno-wschodnią część dorzecza. Dalszy rozwój prac kartograficznych związany jest z opracowywaniem kolejnych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Dotychczas opracowywano prawie wszystkie arkusze sąsiadujące z badanym terenem: Rutki — od południa (Maksiak, 2003a, b, Zawady — od południowego wschodu (Żuk, 2003), Łomża — od zachodu (Bałuk, 2004), Radziłów — od północy (Lichwa, 2004a, b) i Stawiski — od północnego zachodu (Kozłowski, 2003, 2004).

W 2000 roku dla potrzeb „Planu ochrony Biebrzańskiego Parku Narodowego" przygotowano „Operat ochrony przyrody nieożywionej i gleb", w ramach którego wykonano mapę glebową (Banaszuk, 2000). Na podstawie materiałów zebranych do tego Planu powstało opracowanie Banaszuka (2004), w którym oprócz zagadnień geomorfologicznych dotyczących Kotliny Biebrzańskiej, przedstawiono również koncepcje o znacznie dalszym zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły, w oparciu o wyniki badań termoluminescencyjnych (TL).

W 2003 roku została opracowana Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wizna (Rudzińska-Zapaśnik, 2004). Na potrzeby tej mapy wykonano cztery ciągi sondowań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004) poprowadzonych prostopadle do przekroju geologicznego A–B.

Zdjęcie geologiczne badanego obszaru zostało wykonane w latach 2003–2005 na podkładzie mapy topograficznej w skali 1:25 000, w układzie „1965". W sumie opisano 1501 punktów obserwacyjnych: 975 sond ręcznych o łącznym metrażu 2269,8 m (średnia głębokość 2,3 m), 236 odsłonięć oraz 290 sond mechanicznych o głębokości 4–12 m (o łącznym metrażu 1440 m), całość udokumentowano również 2780 zdjęciami. Analizę tego materiału uzupełniono 187 archiwalnymi profilami sond pochodzących z dokumentacji surowcowych i inżynierskich oraz 875 zaczerpniętymi z dokumentacji dotyczących torfów, większość z nich została wykonana na niewielkim obszarze obejmującym złoża w Jedwabnem oraz położone na terenie Bagna Wizna. Ponadto wykorzystano 27 archiwalnych profili otworów studziennych o głębokości od 15,0 do 133,0 m oraz dwóch otworów rozpoznawczych o głębokości 115,0 m i 166,0 m. Dodatkowo uwzględniono 64 profile wykonane dla mapy glebowej z niedostępnego, bagnistego terenu Biebrzańskiego Parku Narodowego. Średnia liczba punktów dokumentacyjnych przypadających na 1 km^2 na całym obszarze arkusza wynosi około 5,8 (tab. 1).

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych (sond mechanicznych)

Numer punktu		Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym				
1	213	Orlikowo	192,1	10,0	przekrój geologiczny A–B
2	212	Orlikowo	195,2	10,0	przekrój geologiczny A–B
3	211	Orlikowo	167,0	10,0	przekrój geologiczny A–B
4	208	Orlikowo	163,5	10,0	przekrój geologiczny A–B
5	207	Orlikowo	168,6	10,0	przekrój geologiczny A–B
6	206	Biczki	164,7	10,0	przekrój geologiczny A–B
7	204	Kossaki	135,3	18,0	orzeczenie palinologiczne (Winter, 2006)
8	205	Biczki	161,2	10,0	przekrój geologiczny A–B
9	203	Biczki	159,5	10,0	przekrój geologiczny A–B
10	202	Jedwabne	169,8	10,0	przekrój geologiczny A–B
11	201	Jedwabne	172,6	10,0	przekrój geologiczny A–B
12	200	Jedwabne	167,8	10,0	przekrój geologiczny A–B
13	199	Jedwabne	168,5	10,0	przekrój geologiczny A–B
14	197	Jedwabne	149,7	10,0	przekrój geologiczny A–B
15	196	Rostki	157,1	10,0	przekrój geologiczny A–B
16	198	Jedwabne	157,8	10,0	przekrój geologiczny A–B
17	194	Kotowo-Plac	159,0	10,0	przekrój geologiczny A–B
18	195	Rostki	151,0	10,0	przekrój geologiczny A–B
19	190	Grądy Małe	148,5	10,0	osady organiczne (interglacjał eemski?)
20	193	Kotowo-Plac	156,8	10,0	przekrój geologiczny A–B
21	192	Kotowo-Plac	148,6	10,0	przekrój geologiczny A–B
22	186	Boguszki	152,4	10,0	przekrój geologiczny A–B
23	185	Boguszki	152,5	10,0	przekrój geologiczny A–B
24	184	Boguszki	154,5	12,0	przekrój geologiczny A–B
25	183	Męczki	139,8	10,0	przekrój geologiczny A–B
26	176	Męczki	131,2	10,0	przekrój geologiczny A–B
27	175	Kolonia Wizna	132,4	10,0	przekrój geologiczny A–B
28	174	Kolonia Wizna	139,5	12,0	przekrój geologiczny A–B
29	173	Wizna	145,2	10,0	przekrój geologiczny A–B
30	172	Wizna	127,5	12,0	przekrój geologiczny A–B
31	171	Wizna	121,1	12,0	przekrój geologiczny A–B
32	177	Maliszewo-Perkusy	102,8	12,0	przekrój geologiczny A–B
33	178	Maliszewo-Perkusy	104,9	10,0	przekrój geologiczny A–B
34	180	Maliszewo-Perkusy	114,5	12,0	przekrój geologiczny A–B
35	179	Maliszewo-Perkusy	119,0	10,0	przekrój geologiczny A–B

Dotychczas osady podłoża czwartorzędu zostały nawiercone w dwóch otworach archiwalnych (18 i 20). W ramach prac geologicznych prowadzonych na terenie arkusza wykonano trzy otwory ba-

dawcze (kartograficzne) o łącznym metrażu 458,5 m: Biczki BIC-1 (otw. 1, gł. 164,0 m), zakończony w osadach miocenu środkowego (Słodkowska, 2005b); Męczki MEC-2 (otw. 13, gł. 180,5 m), zakończony w osadach oligocenu dolnego (Słodkowska, 2005b); oraz Włochówka WŁO-3 (otw. 26, gł. 114,0 m), zakończony w osadach miocenu środkowego. Z otworów tych w pełni rdzeniowanych, pobrano próbki do badań laboratoryjnych. Do badań litologicznych wytypowano 91 próbek a do petrograficznych 79 (otw. 1 — 49 próbek, 13 — 71 i 26 — 50) (Fert, Makarewicz, 2005). Profile otworów kartograficznych oraz współczynniki petrograficzne poszczególnych poziomów glin zwałowych przedstawiono w „Zestawieniu otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)" (tabl. I). Z osadów paleogenu i neogenu pobrano 21 próbek i wykonano oznaczenia palinologiczne (Słodkowska, 2005a). Dodatkowo badaniom palinologicznym poddano 8 próbek osadów czwartorzędowych (Winter, 2005, 2006). Przed odwierceniem otworów kartograficznych, wzdłuż linii przekroju geologicznego A–B, wykonano ciąg sondowań elektrooporowych (110 SGE) o łącznej długości 19,5 km (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). Uzyskane wyniki, łącznie z wynikami otrzymanymi z czterech ciągów sondowań elektrooporowych (108 SGE) wykonanych w czasie prac nad Mapą hydrogeologiczną Polski 1:50 000, arkusz Wizna (Rudzińska-Zapaśnik, 2004), wykorzystano do konstrukcji przekroju geologicznego A–B i analizy budowy geologicznej. Granicę pomiędzy utworami czwartorzędu oraz neogenu i paleogenu wyznaczono głównie na podstawie przekroju geoelektrycznego (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). Mapę geologiczną wynikową wykonano w skali 1:25 000, w układzie „1942".

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Teren arkusza należy do dwóch regionów: Kotliny Biebrzańskiej i Wysoczyzny Kolneńskiej. Najwyżej położny fragment (203,2 m n.p.m.) znajduje się w obrębie tarasu kemowego, w północno-zachodnim narożu obszaru arkusza, w okolicy miejscowości Orlikowo. Taras ten występuje pomiędzy niewielkim fragmentem wysoczyzny morenowej płaskiej, a mocno rozczłonkowanym wytopiskiem z licznymi pagórkami kemów. Ten rejon arkusza jest najbardziej urozmaicony morfologicznie, deniwelacje dochodzą do 55 m. Od tej strefy, w kierunku południowym i wschodnim, powierzchnia wysoczyzny stopniowo obniża się do 107,4 m n.p.m., na południe od Wizny. Najniżej położony fragment omawianego terenu (101,6 m n.p.m.) znajduje się w pobliżu południowego odcinka Narwi. Deniwelacja przekracza więc 100 m.

Rzeźba terenu Wysoczyzny Kolneńskiej jest bardzo urozmaicona (tabl. II). Powstała w wyniku deglacjacji arealnej w strefie stagnujących i martwych lodów. Później w znacznej mierze została przekształcona w wyniku procesów denudacyjnych. Odmienna sytuacja występuje w Kotlinie Biebrzańskiej, gdzie powierzchnia terenu jest stosunkowo płaska. Powstała w wyniku procesów rzecznych i agradacji

roślinnej, później została tylko nieznacznie przekształcona w wyniku procesów eolicznych. Przy takiej powierzchni terenu znaczący wpływ ma również działalność człowieka, który w istotny sposób zmienił krajobraz. Szczególnie widoczne jest to w południowo-wschodniej części Kotliny, gdzie występują liczne wały i nasypy.

Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m i nachylenie do 2º) występuje jedynie na dwóch niewielkich obszarach. Jeden z nich znajduje się w północno-zachodnim narożu badanego terenu i jest najwyżej położonym (powyżej 190 m n.p.m.) fragmentem całej wysoczyzny, ograniczonym, od wschodu tarasem kemowym i wytopiskiem, a od południa doliną wód roztopowych. Drugi obszar znajduje się na północ od Wizny, na wysokości od około 125 do 135 m n.p.m. i jest łagodnie nachylony (ok. 1,3%) ku wschodowi.

Wysoczyzna morenowa falista zajmuje największy obszar w granicach badanego terenu jest jakby tłem dla licznych, zarówno pozytywnych (w większości kemów), jak i negatywnych form rzeźby, różnego pochodzenia i wielkości. Najwyższy jej fragment znajduje się w północno-zachodniej części obszaru arkusza na wysokości do 181 m n.p.m. Zarówno w kierunku południowym, jak i wschodnim, powierzchnia wysoczyzny stopniowo obniża się. W części północnej badanego terenu wysokości względne są większe, dochodzą do kilkunastu metrów (maksymalnie 21 m), niż w południowej, gdzie z reguły nie przekraczają 10 m.

Moreny czołowe występują jedynie przy północnej granicy badanego terenu. Są to niewielkie fragmenty form rozpoznanych na obszarze sąsiedniego arkusza Radziłów (Lichwa, 2004b).

Moreny martwego lodu są to niewielkie pagórki występujące na obrzeżach wytopisk, o wysokości względnej przeważnie do 3–4 m. Największa morena, o wysokości 8,7 m (punkt dok. 15), znajduje się na południe od Jedwabnego. Gdy formy te sąsiadują z kemami usytuowane są zdecydowanie poniżej nich.

Zagłębienia wytopiskowe są bardzo liczne na obszarze wysoczyzny i występują na różnych wysokościach. Ich dna są płaskie i rozległe, a głębokość dochodzi do kilku metrów. Największe zagłębienia występują na południe od Jedwabnego (tabl. II). Wiele z nich zostało rozciętych przez wody roztopowe a w późniejszych okresach również przekształconych w wyniku procesów denudacyjnych. Mniejsze pojedyncze zagłębienia oznaczono jako zagłębienia po martwym lodzie.

Równiny wodnolodowcowe związane są z ostatnim etapem odpływu wód roztopowych. Na wysoczyźnie występują w dnach rozcięć erozyjnych, bądź tak jak na zachód od Wizny, w rozległym wytopisku. Są to jednak niewielkie obszary. W kilku miejscach, między innymi na południowy zachód od miejscowości Burzyn, towarzyszą im równiny erozyjne usytuowane na podobnych wysokościach. W Kotlinie Biebrzańskiej, w południowo-wschodniej części terenu arkusza Wizna, na wysokości 104–105 m n.p.m, znajduje się niewielki fragment równiny wodnolodowcowej, znacznie bardziej rozprzestrzenionej na terenie sąsiedniego arkusza Nowa Wieś.

F o r m y a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j i o z y . Na obszarze arkusza tego typu formy występują tylko w dwóch miejscach. W północno-wschodniej części terenu badań znajduje się wał piaszczysty o długości około 2 km, szerokości do 250 m i wysokości względnej do 2–3 m. Powstał on zapewne w wąskiej szczelinie lodowej. Na zachód od Jedwabnego występuje natomiast ciąg pagórków, łukowato wygięty pomiędzy dwoma wytopiskami. Ciąg ten ma podobną długość i szerokość, co wyżej opisany wał, poszczególne pagórki są jednak znacznie wyższe, ich wysokość dochodzi do 8–9 m. Można uznać go za oz, przemawia za tym zarówno rozmieszczenie pagórków, ich budowa wewnętrzna, jak i fakt, że w wielu miejscach przykryte są glinami zwałowymi.

K e m y i p l a t e a u k e m o w e są najpowszechniej występującymi na terenie badań formami polodowcowymi. Cechuje je duża różnorodność morfologiczna od pojedynczych owalnych pagórków, ciągów połączonych ze sobą wzniesień, wałów kemowych do dużych kemów przetainowych o płaskich powierzchniach (plateau kemowe). Wysokość tych form jest również zróżnicowana, wynosi od kilku do kilkunastu, maksymalnie dwudziestu kilku metrów, na zachód od Wizny. Przeważają kemy typu fluwioglacjalnego, choć pojedyncze z nich można uznać za limnoglacjalne. Na południe od miejscowości Bożejewo Stare (tabl. I) występuje plateau kemowe, które zajmuje obszar około 2,5 km^2, jego powierzchnia wznosi się do 8 m ponad otaczającą wysoczyznę. Na formę tą składa się szereg płaskich wzniesień, które zapewne ukształtowane zostały w wyniku późniejszych procesów denudacyjnych. Plateau kemowe występuje również na południe od Starego Zanklewa (fragment wsi Zanklewo). W centralnej części formy znajduje się duża piaskownia-żwirownia.

T a r a s y k e m o w e występują w wielu miejscach przy krawędzi wysoczyzny morenowej w pobliżu wytopisk lub tak jak najdłuższy taras, wzdłuż krawędzi z doliną Narwi i Biebrzy. Na odcinku od Wizny do Burzyna taras utworzony jest z szeregu płaskich wzniesień, o szerokości od kilkudziesięciu do siedmiuset metrów, położonych na wysokości około 120–125 m n.p.m., poprzecinanych młodymi rozcięciami erozyjnymi. Na północ od miejscowości Burzyn taras ten zmienia kierunek z NNE–SSW na NNW–SSE i ulega znacznemu rozszerzeniu do około 2 km, jego powierzchnia znajduje się na tej samej wysokości. Drugi duży taras występuje pomiędzy najwyższym fragmentem wysoczyzny, leżącym powyżej 190 m n.p.m., a wytopiskiem. Ma kształt palczasto rozwidlających się pagórków skierowanych ku wytopisku. Jeden z nich osiąga najwyższą wysokość na badanym terenie — 203,2 m n.p.m. Na północ od Jedwabnego występuje taras, którego powierzchnia znajduje się na wysokości 170–172 m n.p.m. Sąsiaduje on ze zdecydowanie wyższym kemem, którego kulminacja znajduje się powyżej 180 m n.p.m. Na obszarze arkusza występuje jeszcze kilka mniejszych tarasów związanych z wytopiskami. Ich powierzchnie w części północnej badanego terenu znajdują się na wysokości około 146–158 m n.p.m., a w południowej od około 117 m n.p.m.

Doliny wód roztopowych wykorzystywane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone. Największa z nich, którą dziś płynie rzeka Łojewek, jest bardzo wyraźna w morfologii. Rozcina wysoczyznę w południowo-zachodniej części terenu badań. Została utworzona przez wody roztopowe płynące z obszarów położonych na zachód od terenu arkusza. W rejonie Wyłudzin–Olszyny łączą się trzy mniejsze odgałęzienia i od tego miejsca dolina zmienia kierunek na NW–SE. Wysokość krawędzi doliny wyraźnie wzrasta na tym odcinku, nawet do 35 m w okolicy miejscowości Nowe Bożejewo, przy czym daje się zaobserwować ich asymetryczne ułożenie. Krawędzie położone po północno-wschodniej stronie są znacznie bardziej strome. Trzeba zaznaczyć, że prawie wszystkie dzisiejsze doliny występujące na wysoczyźnie powstały w miejscu dawniej istniejących dolin wód roztopowych, które w wyniku późniejszych procesów denudacyjnych zostały znacznie przekształcone. Ze względu na skalę i czytelność szkicu ich nie zaznaczono.

Równiny erozyjne wód roztopowych w większości związane są z ostatnim etapem kształtowania się odpływów wodnolodowcowych i towarzyszą równinom wodnolodowcowym występującym w obniżeniach wysoczyzny. Ich powierzchnie znajdują się na wysokości od około 105 do 125 m n.p.m.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie powszechnie występują na terenie wysoczyzny, jak również w obrębie wytopisk. Zagłębienia te mają zbocza złagodzone przez procesy denudacyjne a dna płaskie, akumulacyjne. Niektóre z nich włączone są w sieć odpływu powierzchniowego.

Wydmy występują jedynie w Kotlinie Biebrzańskiej na powierzchni tarasów nadzalewowych. W większości są to niewielkie formy o wysokości do 2–3 m, największa z nich wznosi się 7,5 m nad powierzchnię otaczającej równiny torfowej.

Obszary piasków przewianych sąsiadują z wydmami. Na ich powierzchni występują pojedyncze zagłębienia deflacyjne, deniwelacja wynosi 0,5–1,5 m. Aktualnie wszystkie obszary piasków przewianych są utrwalone przez roślinność.

Dna dolin rzecznych związane są ze współcześnie płynącymi rzekami i ciekami. Dolina Narwi w miejscu ujścia Biebrzy zmienia swój kierunek z równoleżnikowego na NNE–SSW, przyjmując kierunek doliny Biebrzy. Na terenie arkusza obydwie doliny charakteryzują się bardzo małym spadkiem, rzędu 0,07‰. Na przestrzeni 21 km ich dno obniża się zaledwie o 1,5 m (od 103,5 do 102,0 m n.p.m.), a i to nie jest spadek równomierny. Najmniejszy dolina Biebrzy wykazuje na odcinku Rutkowskie–Sieburczyn, gdzie występują liczne starorzecza i dolina jest prawie całkowicie zabagniona. Szerokość wspomnianych dolin z reguły nie przekracza 1,5 km, jedynie w miejscu ujścia Biebrzy wzrasta do około 3 km. Doliny występujące na wysoczyźnie są stosunkowo wąskie, ich szerokość nie przekracza kilkudziesięciu metrów.

Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych. Tarasy nadzalewowe (I) związane są z dalekimi odpływami w warunkach peryglacjalnych w czasie zlodowacenia Wisły. Odpływy te zapewne miały charakter rzek roztokowych, okresowo tamowanych. Gdy przepływ był

utrudniony tworzyły się rozległe jeziorzyska. Obecnie powierzchnia tarasów nadzalewowych znajduje się na wysokości od 2,5 do 5,0 m n.p. rzeki. Została ona przekształcona przez procesy eoliczne. Tarasy zalewowe wyższe (II) występują jedynie w rejonie ujścia Biebrzy. Ich powierzchnia często bywa nierówna, ze śladami odsypów korytowych. Znajduje się ona na wysokości od 2,0 do 4,0 m n.p. rzeki. Tarasy te nie tworzą zwartej pokrywy i w wielu miejscach widoczne są w formie ostańców w obrębie tarasów zalewowych niższych.

T a r a s y e r o z y j n e stanowią fragment tarasów nadzalewowych. Występują po zachodniej stronie Biebrzy, w północno-wschodniej części badanego obszaru. Ich powierzchnia znajduje się na wysokości 104–105 m n.p.m., odsłaniają się na niej gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Na powierzchni tarasów występują skupiska dużych głazów narzutowych o średnicy niejednokrotnie przekraczającej 2,0 m.

S t a r o r z e c z a licznie występują w dnach dolin Biebrzy i Narwi. W większości wypełnione są jeszcze wolnostojącą wodą, lecz szybko postępuje proces ich zarastania i wypełniania osadami pyłowato-organicznymi. Niejednokrotnie starorzecza zaznaczone na mapach jako starorzecza z wodą dziś są już zupełnie zarośnięte.

K r a w ę d z i e występujące pomiędzy tarasami przeważnie są dość czytelne w morfologii, ich wysokość wynosi od 0,5 do 1,5 m. Krawędź pomiędzy Kotliną Biebrzańską a Wysoczyzną Kolneńską na południe od Burzyna jest stroma, jej wysokość dochodzi do kilkunastu metrów, maksymalnie około 21 m. Forma ta, mimo że przekształcana przez procesy fluwialne i denudacyjne, na początku była prawdopodobnie krawędzią kontaktu lodowego (Banaszuk, 1980, 2004). Na północ od Burzyna, w miejscu gdzie taras kemowy zmienia kierunek, wysokość krawędzi wyraźnie zmniejsza się do 4–6 m.

D o l i n k i , p a r o w y , m ł o d e r o z c i ę c i a e r o z y j n e l u b d o l i n k i w o g ó l n o ś c i n i e r o z d z i e l o n e są liczne na obszarze wysoczyzny morenowej oraz w pobliżu jej krawędzi. Ich intensywny rozwój nastąpił w czasie zlodowaceń północnopolskich.

O s t a ń c e to fragmenty wysoczyzny morenowej rozcięte przez wody roztopowe. W Kotlinie Biebrzańskiej występują dwie takie formy. Jedną z nich jest Góra Strękowa znajdująca się w pobliżu koryta Narwi. Jej budowa jest asymetryczna, od północnej i zachodniej strony występuje stroma krawędź o wysokości do 24,7 m, natomiast w kierunku południowo-wschodnim jej powierzchnia łagodnie obniża się. Jest to niewątpliwie ostaniec formy kemowej. Drugą, większą formą jest ostaniec położony w rejonie Maliszewa-Łynki i Maliszewa-Perkusy (forma Maliszewa). Na badanym terenie występuje jedynie niewielki zachodni fragment tej formy. Jego płaska powierzchnia znajduje się na wysokości do 16 m powyżej równiny wodnolodowcowej. Na Wysoczyźnie Kolneńskiej pozostałe na północny wschód od miejscowości Kucze Małe, znajduje się fragment wysoczyzny z wyraźnym kemem. Powierzchnia wysoczyzny jest płaska i znajduje się do kilkunastu metrów wyżej niż tereny ota-

czające. Takie ukształtowanie tego fragmentu wysoczyzny można wiązać z wieloetapowością procesów deglacjacji arealnej w tym rejonie. Innym wytłumaczeniem, może być uznanie tej formy, za duże stoliwo kemowe ze znacznej miąższości pokrywą ablacyjną po stronie północno-wschodniej i wtedy nie byłby to ostaniec.

W wielu miejscach u wylotu małych dolinek do dolin rzecznych lub wytopisk występują nieduże stożki napływowe. Na terenie arkusza (w dolinie Biebrzy) znajduje się również kilka stożków usypanych przez rzekę w czasie powodzi.

Długie stoki ograniczają od wschodu i północnego-wschodu fragment wysoczyzny morenowej. Ich długość nieprzekracza 1 km a wysokość 20 m. Towarzyszą im bardzo liczne skupiska dużych głazów narzutowych.

Równiny torfowe zajmują duże obszary w Kotlinie Biebrzańskiej. Na wschód od Biebrzy znajduje się rozległy teren podmokły zwany Bagnem Ławki. Obszar arkusza obejmuje jedynie zachodni fragment tego terenu. Powierzchnia torfowiska, które utworzyło się w tym rejonie znajduje się na wysokości 102,4–103,2 m n.p.m. Całość objęta jest ochroną Biebrzańskiego Parku Narodowego. Równiny torfowe występują również na terenie Bagna Wizny, na południe i wschód od Narwi. W granicach badanego obszaru znajduje się tylko niewielka, północna część tego torfowiska, które obecnie jest już zmeliorowane i osuszone. Jego powierzchnia znajduje się wysokości 101,5–103,5 m n.p.m. Małe torfowisko występuje również na wysoczyźnie, na południe od miejscowości Bronaki-Pietraszcze, na wysokości około 147 m n.p.m.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. II) przedstawiono szereg form antropogenicznych: nasypy drogowe, wały przeciwpowodziowe, wybrane większe piaskownie-żwirownie, oraz dawne grodziska, jedno z nich znajduje się w Wiźnie a drugie przy ujściu Biebrzy.

Przez omawiany teren przepływają dwie duże rzeki: Narew i Biebrza oraz dwie małe: Łojewek i Jedwabnianka, będące prawymi dopływami Narwi. Długość Biebrzy na badanym obszarze wynosi 14 km, na tym odcinku średnia wysokość lustra wody obniża się o 1,3 m (101,5–100,2 m n.p.m.) i nie jest to spadek równomierny. W okresie wiosennych roztopów, w kwietniu i maju, większa część doliny znajduje się pod wodą. Również Narew ma nieduży spadek, na długości 11,5 km średnia wysokość lustra wody obniża się o 1,4 m (101,4–100 m n.p.m.). W latach 70-tych na odcinku od Góry Strękowej do Wizny przekopano nowe koryto Narwi, co spowodowało spadek średniorocznego stanu wód o około 0,5 m (Banaszuk, 2004), a usypane wały przeciwpowodziowe zawężenie wiosennych rozlewisk. Na Łojewku i Jedwabniance, które odwadniają południową część wysoczyzny, w kilku miejscach pozostały fragmenty małych tam, obecnie już nie wykorzystywanych. Dziś lokalnie woda spiętrzana jest w zbiornikach rekreacyjnych położonych pomiędzy miejscowością Olszyny i Wyłudzin oraz przez małe tamy budowane przez bobry. Cały badany obszar należy do zlewni Narwi.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Poniższe opracowanie dotyczy głównie utworów czwartorzędowych, a w mniejszym stopniu osadów paleogenu i neogenu, dla których podstawą stratygrafii były wyniki badań palinologicznych (Słodkowska, 2005a, b). Utwory czwartorzędowe korelowano w oparciu o wyniki badań petrograficzno-litologicznych (Fert, Makarewicz, 2000; Kenig, 1997; Lisicki, 2003), wsparte wynikami badań geofizycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004) oraz palinologicznych (Bałuk, Krupiński, 2000; Borówko-Dłużakowa, 1975; Winter, 2005, 2006). Podstawowych informacji dostarczyły otwory badawcze (kartograficzne) wykonane w Biczkach (otw. 1), Męczkach (otw. 13) i Włochówce (otw. 26) oraz otwór 12 (IG 110814[1]) wykonany dla Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Łomża, w miejscowości Kotowo-Plac (Bałuk, 1973a–c, 1991).

1. Paleogen

Na terenie arkusza Wizna spośród osadów paleogenu wyróżniono jedynie utwory oligocenu (otw. 1 i 13). Osadów paleocenu i eocenu nie stwierdzono w żadnym z wykonanych otworów.

a. Oligocen

Osady oligocenu *(„in situ")* nawiercono w otworze 13 na głębokości 174,8 m (33,5–27,8 m p.p.m.), a w obrębie kier lodowcowych w otworze 1 na głębokości 49,0 m (56,3–111,5 m n.p.m.).

Piaski i mułki glaukonitowe oraz piaski, mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego. W miejscowości Męczki (otw. 13) miąższość osadów oligocenu wynosi 5,7 m. W spągu tych utworów występuje 3,5-metrowa seria mułków piaszczystych i piasków drobnoziarnistych, kwarcowych, z licznymi smugami ciemnobrunatnymi z pyłem węglistym, a poniżej iły węgliste, czarne z 5-centymetrową wkładką węgla brunatnego. W próbce, pobranej z tej wkładki, stwierdzono obecność wskaźnikowego gatunku *Cupanieidites eucalyptoides* oraz brak morskiego fitoplanktonu, wiek tych osadów określono jako dolnooligoceński — rupelski (Słodkowska, 2005b). W składzie minerałów ciężkich udział minerałów przezroczystych jest niewielki (18,1%), wśród nich przeważają amfibole (21,5%), biotyt (20,3%), epidot (11,3%) i cyrkon (11,6%) (Fert, Makarewicz, 2005).

Powyżej występują piaski i mułki glaukonitowe, ilaste, zwarte, zielone, szarozielone, o miąższości 1,7 m. W próbce pobranej z mułków oznaczono (Słodkowska, 2005b) wskaźnikowe gatunki fitoplank-

[1] Numer otworu w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie

tonu morskiego: *Chiropteridium lobospoinosum, Cordosphaeridium inodes, Enneadocysta pectiniformis, Wetzeliella symmetrica*, które również są wieku dolnooligoceńskiego — rupelskiego. Słodkowska (2005a) podaje, że taka sekwencja, początkowo lądowa potem morska, utworów oligocenu dolnego jest typowa na większym obszarze południowego Podlasia i Pojezierza Mazurskiego.

W stropie występuje 0,5-metrowej miąższości wkładka mułków piaszczystych i ilastych, szarych z soczewkowato ułożonymi piaskami średnioziarnistymi, glaukonitowymi, ciemnozielonymi. Być może osady te są zaburzone glacitektonicznie, gdyż strop i spąg zalegają pod dużym kątem do 60°. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej dużo jest glaukonitu (15,5%) a niewiele minerałów przezroczystych (22,7%), wśród których dominują cyrkon (45,2%), dysten (12,0%), amfibole (11,1%) i rutyl (10,5%) (Fert, Makarewicz, 2005). W jednej z próbek amfiboli było znacznie więcej (45,3%), co może być związane z wyżej opisanymi zaburzeniami glacitektonicznymi.

2. Neogen

Na badanym obszarze spośród osadów neogenu wyróżniono jedynie utwory miocenu. Osady ilaste, które były pozbawione materiału przydatnego do analiz palinologicznych, zaliczono, podobnie jak na terenach sąsiednich arkuszy (Bałuk, 2004; Kozłowski, 2003, 2004; Lichwa, 2004a, b), do mio-pliocenu.

a. Miocen

Osady mioceńskie występują na głębokości: 156,0 m (3,5 m p.p.m.–4,5 m n.p.m.) w Biczkach (otw. 1), 89,0 m (8,0 m p.p.m.–17,0 m n.p.m.) w miejscowości Włochówka (otw. 26) i prawdopodobnie 129,0 m (11,2–7,2 m p.p.m.) w Wiźnie (otw. 20).

Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny. W Biczkach (otw. 1) miąższość omawianych osadów wynosi 8,0 m. W spągu występuje węgiel brunatny o miąższości 4,4 m z 15-centymetrową wkładką lignitu, z drobnowarstwowanymi mułkami piaszczystymi i piaskami drobnoziarnistymi, kwarcowymi, jasnoszarymi. Powyżej występują piaski drobnoziarniste z rozproszonym pyłem węglowym, ciemnobrunatne, poziomo warstwowane, bezwapniste. Ziarna pyłków oznaczone w próbkach pobranych z węgla wskazują na dominację mezofilnego lasu mieszanego z licznym udziałem roślinności ciepłolubnej z rodzin: *Cyrillaceae-Clethraceae* i *Fragaceae*. Wiek zespołu Słodkowska (2005b) określiła jako miocen środkowy a spektrum zbliżone do poziomu florystycznego V *Quercoidites henrici* związanego z powstaniem węgla II pokładu łużyckiego.

We Włochówce w spągu profilu otworu 26 występują piaski drobno- i średnioziarniste, szare, jasnoszare i mułki piaszczyste drobnolaminowane, szarobrązowe, ciemnoszare, z cienkimi wkładkami iłów pyłowatych, ich miąższość wynosi 8,6 m. W przebadanej próbce (Słodkowska, 2005b) stwierdzono masowe występowanie słodkowodnego glonu z rodzaju *Botryococcus*, co wskazuje, że osady te powstały zapewne w słodkowodnym zbiorni-

ku o wodach oligotroficznych i są prawdopodobnie wieku środkowomioceńskiego. Powyżej wspomnianych osadów znajdują się mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste, pyłowate, ciemnoszare, nad nimi występuje seria iłów, iłów pyłowatych, ciemnoszarych, brunatnych, jasnoszarych i czarnych z wkładką węgla brunatnego, o miąższości 10,4 m. Nad tą serią występują piaski pyłowate, jasnoszare i szare, drobnolaminowane przekątnie lub lekko skośnie, o miąższości 4,6 m. W piaskach tych w składzie mineralnym frakcji ciężkiej, podobnie jak w wyżej opisanych, dominuje glaukonit (25,0%) a zawartość minerałów przezroczystych wynosi tylko 28,0%, wśród nich przeważa epidot (21,5%), amfibole (19,9%), granaty (8,3%) i dysten (7,9%) (Fert, Makarewicz, 2005). Z oznaczeń palinologiczych (Słodkowska, 2005b) dwóch próbek pobranych z osadów ilastych wynika, że osady te powstały w warunkach klimatu ciepło-umiarkowanego, suchego, zapewne w wyższej części miocenu.

W otworze hydrogeologicznym wykonanym w Wiźnie (otw. 20) nawiercono 4-metrowej miąższości warstwę piasków, ich opis w profilu archiwalnym ograniczony jest do określeń: „drobnoziarnisty szarozielony". Bałuk w swoim opracowaniu regionalnym (Bałuk, 1975) określiła te piaski jako mioceńskie. Ponieważ w sąsiedztwie (otw. 1 — Biczki) licznie występują osady oligoceńskie z dużą zawartością glaukonitu jako kry w utworach czwartorzędowych, nawet do wysokości 111,0 m n.p.m., wskaźnik barwy nie może rozstrzygać o przynależności tych osadów do neogenu. Szczególnie, że powyżej występuje 19-metrowa warstwa piasków drobnoziarnistych (kurzawka), a niżej prawdopodobnie kilkunastometrowa warstwa piasków (przekrój geologiczny A–B) na serii osadów ilastych, jak wskazują wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). Dlatego granicę miocenu wyznaczoną na tej wysokości w tym miejscu trzeba traktować jako mocno przybliżoną.

b. Mio-pliocen

Osady ilaste występują w Janczewie (otw. 18) na głębokości 90,0 m (5,0–30,0 m n.p.m.) oraz we Włochówce (otw. 26) na głębokości 78,3 m (17,0–27,7 m n.p.m.).

Iły z wkładkami mułków i piasków. W Janczewie (otw. 18) miąższość tych osadów wynosi 25,0 m i składają się one z naprzemianległych iłów ciemnobrunatnych z lignitem i iłów pstrych, brunatno- żółto- zielonych. We Włochówce (otw. 26) ich miąższość wynosi 10,7 m. W spągu występują iły pyłowate i mułki ilaste jasnoszare, szare i prawie białe, z cienką wkładką mułków brunatnych, a powyżej iły i iły pyłowate, ciemnoszare z wkładkami iłów pstrych, zielonych, brązowych, jasnoczerwonych o miąższości do 30 cm. W stropie znajdują się mułki piaszczyste i piaski pyłowate, bezwapniste, warstwowane skośnie, o miąższości 0,7 m. W próbce pobranej z iłów nie stwierdzono występowania palinomorf ani palinoklastów, a w próbce pobranej w stropie mułków, jedynie pojedyncze spory i ziarna pyłku, na podstawie których niemożliwe było określenie wieku (Słodkowska, 2005b).

3. Czwartorzęd

Miąższość utworów czwartorzędowych występujących na badanym terenie jest zmienna, wynosi od 78,3 m w Kotlinie Biebrzańskiej (otw. 26) do 174,1 m na Wysoczyźnie Kolneńskiej (otw. 13). W północno-zachodniej części badanego obszaru, tam gdzie strop osadów podczwartorzędowych znajduje się powyżej 190 m n.p.m., może dochodzić nawet do 200 m.

Piaski i mułki glaukonitowe oraz piaski, mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego oraz piaski, mułki, iły i węgiel brunatny paleogenu i neogenu jako kry w utworach czwartorzędowych występują głównie, w północnej i zachodniej części badanego terenu, znane są również z obszarów sąsiednich arkuszy (ark. Radziłów — Lichwa, 2004a, b).

W Biczkach (otw. 1) kra osadów oligoceńskich ma miąższość 55,2 m. Składa się ona z co najmniej kilku nałożonych na siebie łusek glacitektonicznych, co potwierdza występowanie w obrębie tych utworów wkładki ze żwirami skał krystalicznych, powierzchni ścięć w zwartych mułkach a w pojedynczych próbkach duża zawartość amfiboli, do 49,3% (Fert, Makarewicz, 2005), co może sugerować, że są rozdzielające wkładki utworów czwartorzędowych. W osadach tych dominują piaski i mułki glaukonitowe, zielone i szarozielone, o zawartości glaukonitu do 43,9% (Fert, Makarewicz, 2005), z wkładkami piasków kwarcowych, mułków i iłów węglistych z węglem brunatnym. Osady te ułożone są w miarę spokojnie, warstwy leżą przeważnie poziomo lub lekko skośnie. W trzech próbkach stwierdzono (Słodkowska, 2005b) obecność ziaren pyłku *Boehlensipollis hohli* i *Cupanieidites eucalyptoides*, który datuje cały zespół na oligocen dolny — rupel. W spektrum tym nie występował fitoplankton morski, zatem osady te zostały złożone w zbiorniku słodkowodnym i byłyby równowiekowe z dolną, lądową częścią profilu osadów oligocenu dolnego.

W Męczkach (otw. 13) na głębokości 82,1 m znajduje się kra (łuska) o miąższości 5,8 m, w jej spągu i stropie występują gliny zwałowe, oddzielone od pozostałych glin wkładkami, o miąższości do 5–8 cm, zlustrowanych iłów pstrych. Pomiędzy glinami występują piaski „węgliste", ciemnobrunatne z węglem brunatnym, o miąższości 2,2 m. Po oznaczeniu próbek pobranych z tej serii stwierdzono (Słodkowska, 2005b), że zespół pyłkowy należy zaliczyć do poziomu V *Quercoidites henrici* związanego z akumulacją II łużyckiego pokładu węgla brunatnego z miocenu środkowego, czyli dokładnie tego samego jaki nawiercono w podłożu utworów czwartorzędowych w Biczkach (otw. 1). W innych profilach otworów archiwalnych również były opisywane kry jednak ich miąższość była mniejsza, np.: w otworze 10 na głębokości 90,0–94,0 m były to gliny z wtrąceniami iłów pstrych, a w Kotowie-Placu (otw. 12) na głębokości 96,7 m natrafiono na porwak kredy piszącej.

a. Plejstocen

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Najstarszymi utworami czwartorzędowymi na terenie arkusza są osady wodnolodowcowe zlodowacenia Narwi występujące w obniżeniu podłoża czwartorzędowego w środkowej części badanego obszaru.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) zostały stwierdzone tylko w profilu otworu w Męczkach (otw. 13) na głębokości 171,4 m (27,8–24,4 m p.p.m.), bezpośrednio nad mułkami oligocenu. Występują tam piaski drobnoziarniste, jasnoszare i piaski różnoziarniste w spągu ze żwirami piaszczystymi z licznymi ziarnami różowych skaleni i jasnoszarych wapieni, z wkładkami piasków drobnoziarnistych, ciemnobrunatnych z rozproszonym pyłem węglowym i fragmentami częściowo zbutwiałego drewna. W stropie piaski „węgliste" z 8-centymetrową wkładką węgla są zaburzone glacitektonicznie. Zespół minerałów ciężkich tworzą przede wszystkim amfibole (22,6–49,6%), granaty (9,3–32,5%) i epidot (12,8–18,7%). Analiza obtoczenia wykazała słabą obróbkę ziaren kwarcu, współczynnik R = 0,76, przy trzykrotnej przewadze ziaren częściowo obtoczonych (72,7%) nad obtoczonymi (20,3%). Zawartość węglanu wapnia zmienia się w granicach 0,0–4,1%. Ze względu na wkładkę węgla brunatnego i dużą zawartość substancji organicznej Fert przyjęła, że są to osady trzeciorzędowe (Fert, Makarewicz, 2005), jednakże duża ilość amfiboli oraz wkładka żwirów z różowymi skaleniami wskazuje na wodnolodowcowe warunki akumulacji w bezpośrednim sąsiedztwie osadów paleogeńsko-neogeńskich.

Gliny zwałowe są najstarszymi osadami lodowcowymi rozpoznanymi na terenie arkusza Wizna. Gliny pyłowate, ze żwirami i głazikami, szare, występują, podobnie jak niżej leżące piaski, tylko w rejonie obniżenia podłoża czwartorzędowego. W Męczkach (otw. 13) występują one na głębokości 169,5 m (24,4–22,5 m p.p.m.), a ich miąższość wynosi 1,9 m. Skład petrograficzny żwirów cechuje dominacja wapieni północnych (42,4%) nad skałami krystalicznymi (29,5%) i dolomitami (11,5%) (tabl. I). Wśród skał lokalnych dominują mułowce (9,9%) (Fert, Makarewicz, 2005). Strop glin ma upad około 40°, co jest związane zapewne z zaburzeniami glacitektonicznymi wyżej leżących osadów pyłowatych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) występują jedynie w północnej części obniżenia podłoża czwartorzędowego w rejonie otworu 12 (Kotowo-Plac). Ich obecność i maksymalną miąższość (dwadzieścia kilka metrów), przyjęto na podstawie wyników badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). W otworze 12 na głębokości 142,5 m (9,0 m p.p.m.–14,5 m n.p.m.) nawiercono piaski drobnoziarniste, szare, szarozielone, z nieregularnymi smugami brunatno-czarnej substancji organicznej. Ich miąższość wynosiła 23,5 m. Prawdopodobnie tylko dolna część tych piasków (przekrój geologiczny A–B) mogła zostać akumulowana w omawianym okresie, mimo że nie zaobserwowano w nich wyraźnej rozdzielności.

Zlodowacenia południowopolskie

Za osady zlodowaceń południowopolskich uznano utwory, których spąg znajduje się powyżej 22 m p.p.m., a strop w granicach od 55 do 80, a nawet 100 m n.p.m. (w miejscach gdzie gliny zwałowe są spiętrzone). Reprezentują one piętra glacjalne Nidy, Sanu (Sanu 1) i Sanu 2 (Wilgi). W czasie zlodowacenia Sanu 2, nastąpiło nasilenie procesów glacitektonicznych, które doprowadziły do powstania miąższych kier lodowcowych.

Zlodowacenie Nidy

M u ł k i , p i a s k i i i ł y z a s t o i s k o w e (dolne) występują jedynie w Męczkach (otw. 13) na głębokości 161,0 m (22,5–14,0 m p.p.m.), tuż pod glinami zwałowymi. Są to mułki piaszczyste i iły szare, drobnowarstwowane z piaskami drobnoziarnistymi, jasnoszarymi i szarozielonymi z domieszką glaukonitu. Osady te są bardzo silnie zaburzone glacitektonicznie, w wielu miejscach złuskowane, a poszczególne warstwy mają zmienny upad, dochodzący nawet do 90º.

W Męczkach (otw. 13) g l i n y z w a ł o w e piaszczyste, szaro-brązowe występują bezpośrednio na zaburzonych glacitektonicznie mułkach. Ich strop znajduje się na głębokości 138,9 m (14,0 m p.p.m.–8,1 m n.p.m.), a miąższość wynosi 22,1 m. Skład petrograficzny frakcji żwirowej charakteryzuje 10-procentowa przewaga wapieni północnych (śr. 42,5%) nad skałami krystalicznymi (śr. 32,6%) i średnio 11,1-procentowy udział dolomitów (tabl. I), przy małych zmianach w poszczególnych próbkach. Wśród skał lokalnych dominują mułowce (śr. 4,7%) (Fert, Makarewicz, 2005). Gliny tego wieku występują również w Jedwabnem (otw. 8 i 9) na głębokości 137,0 m i 143,0 m (przekrój geologiczny A–B).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e . Prawdopodobnie na znacznym obszarze arkusza utwory te spoczywają bezpośrednio na osadach mioceńskich, na co wskazują wykonane przekroje geoelektryczne (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). W Wiźnie (otw. 20) na piaskach zaliczonych do miocenu (Bałuk, 1991) występują piaski drobnoziarniste (kurzawka), szare, o miąższości 19,0 m (7,2 m p.p.m.–11,8 m n.p.m.). W profilu tego otworu na wysokości 4,8–5,8 m n.p.m. opisano występowanie „dużej ilości pni drewnianych". W Kotowie-Placu (otw. 12) na podobnej wysokości (9,0 m p.p.m.–14,5 m n.p.m.) znajdują się piaski drobnoziarniste, szare, szarozielone, z nieregularnymi smugami brunatno-czarnej substancji organicznej. Do głębokości 166,0 m nie osiągnięto spągu tych osadów. Jak już opisano wyżej, ich dolna część mogła powstać prawdopodobnie w czasie zlodowacenia Narwi, lecz górna związana jest zapewne z omawianymi utworami.

W Jedwabnem (otw.: 8, 9 i 10) na glinach zwałowych zlodowacenia Nidy występuje 8-metrowej miąższości (21,8–29,8 m n.p.m.) seria piaszczysto-żwirowa, z której pobierana jest woda dla ujęcia miejskiego.

Mułki, piaski i iły zastoiskowe (górne). W Męczkach (otw. 13) bezpośrednio na glinach zwałowych występują mułki i mułki piaszczyste drobnolaminowane, jasnoszare i szare, a ponad nimi piaski drobnoziarniste, pyłowate, jasnoszare, z wkładkami mułków piaszczystych, szarych. Łącznie osady te mają miąższość 7,0 m i znajdują się na wysokości 8,1–15,1 m n.p.m. Wśród minerałów ciężkich amfibole (51,1%) zdecydowanie dominują nad epidotem (19,4%), granatami (13,1%) i biotytem (6,6%) (Fert, Makarewicz, 2005). W Wiźnie (otw. 20 i 21) na piaskach wodnolodowcowych występują iły i mułki ilaste, szare, o miąższości 4,0 m (przekrój geologiczny A–B).

Interglacjał małopolski

Piaski i żwiry rzeczne oraz mułki rzeczno-jeziorne występują jedynie w północno-zachodnim rejonie badanego obszaru w Biczkach (otw. 1) na głębokości 137,8 m (4,5–22,7 m n.p.m.). Ich miąższość wynosi 18,2 m. Są to piaski różnoziarniste, warstwowane poziomo lub przekątnie z piaskami gruboziarnistymi ze żwirami, jasnoszare i szare, z wkładką masywnych mułków i mułków ilastych szarych, na głębokości 145,8–146,9 m. Poniżej mułków występują piaski, które charakteryzuje stopniowy wzrost średnicy ziaren ku spągowi. Wśród minerałów ciężkich zdecydowanie dominują granaty (śr. 55,7%) nad epidotem (śr. 12,6%) i amfibolami (śr. 12,4%). Materiał kwarcowy wykazuje wysoki stopień obtoczenia (R = 0,32), udział ziaren obtoczonych wynosi 55,4–56,1% a częściowo obtoczonych — 39,3–40,8% i jest bardzo wyrównany w całej serii. Fert uważa, że piaski mogą reprezentować osady rzeczne (Fert, Makarewicz, 2005). „Wysoka koncentracja granatów wskazuje na daleki transport, natomiast skład ziarnowy i stopień selekcji materiału na spadek siły transportowej wód" (Fert, Makarewicz, 2005). Okresowo odpływ tych wód mógł być tamowany w wyniku czego powstawały lokalne rozlewiska, w których mogły być akumulowane mułki o miąższości 1,1 m. Jak wynika z badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004) rzeka ta utworzyła swe koryto w piaszczystych osadach wodnolodowcowych, bardzo trudne jest więc określenie jej szerokości. Na sąsiednim terenie (ark. Radziłów) w otworze Supy (otw. 27), odległym od otworu w Biczkach o 4,5 km na północny wschód, osady rzeczne znajdują się na podobnej wysokości (ok. 8–18 m n.p.m.), lecz przez autora opracowania zaliczone zostały do interglacjału augustowskiego (Lichwa, 2004a, b).

Zlodowacenie Sanu 1

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują na osadach zastoiskowych powstałych w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Nidy. W Męczkach (otw. 13) są to piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, pyłowate, jasnoszare, drobnolaminowane z mułkami piaszczystymi, szarymi, z wkładkami piasków różnoziarnistych ze żwirami i pojedynczymi drobnymi głazikami. Ilość grubszego materiału wyraźnie wzrasta ku stropowi, gdzie przeważają już piaski różnoziarniste ze żwirami, pyłowate. Cała seria ma miąższość 8,0 m (15,1–23,1 m n.p.m.). W składzie mineralnym frakcji ciężkiej

widoczne jest zróżnicowanie w zależności od wielkości ziaren. W piaskach drobnoziarnistych granaty (śr. 47,6%) przeważają nad amfibolami (śr. 28,4%) i epidotem (śr. 10,3%), a w osadach ze żwirami amfibole (śr. 40,6%) dominują nad granatami (śr. 31,9%) i epidotem (śr. 9,5%). Stopień obtoczenia ziaren kwarcu, określony w spągu tej serii (w piaskach ze żwirami), wynosi R = 0,56, ziarna częściowo obtoczone stanowią 48,1%, obtoczone — 37,7% a kanciaste — 12,0% (Fert, Makarewicz, 2005). Osady te powstały w czasie transgresji, kiedy to w miarę zbliżania się lądolodu następował wzrost siły nośnej wód, które je akumulowały. W Wiźnie (otw. 20) na głębokości 102,0 m (15,8–19,8 m n.p.m.), pomiędzy dwoma seriami zastoiskowymi, występują piaski drobnoziarniste, szare, w spągu ze żwirami, o miąższości 4,0 m.

M u ł k i , m u ł k i p i a s z c z y s t e i i ł y z a s t o i s k o w e zostały akumulowane w zbiorniku powstałym w wyniku zatamowania odpływu wód przez nasuwający się lądolód. W Biczkach (otw. 1) nad piaszczystymi osadami rzecznymi występują mułki, mułki piaszczyste, szare, jasnoszare, drobnowarstwowane poziomo i przekątnie, w stropie z mułkami ilastymi niebieskoszarymi, warstwowanymi z piaskami drobnoziarnistymi. Miąższość tych osadów wynosi 5,9 m (22,7–28,6 m n.p.m.) i jak pokazują wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004) może wzrastać do kilkunastu metrów. W Wiźnie (otw. 20) na głębokości 97,0 m (19,8–24,8 m n.p.m.) występują iły pyłowate, szare, warwowe o miąższości 4,0 m.

G l i n y z w a ł o w e występują w wielu miejscach w środkowej i południowej części badanego obszaru, lecz nie tworzą zwartej pokrywy (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). Są to gliny bardzo piaszczyste, mało spoiste, z licznymi wkładkami i przemazami piasków drobnoziarnistych, jasnoszarych oraz mułków piaszczystych, szarych. W Męczkach (otw. 13) ich miąższość wynosi 10,1 m (23,1–33,2 m n.p.m.) i prawdopodobnie osadziły się w formie spływów błotnych. Dlatego też udało się pobrać jedynie dwie próbki do badań, ich wyniki wykazały (Fert, Makarewicz, 2005) przewagę wapieni północnych (śr. 40,3%) nad skałami krystalicznymi (śr. 33,7%) i dolomitami (śr. 11,6%) oraz mułowcami lokalnymi (śr. 7,8%). Średnie wartości współczynników petrograficznych przedstawia tablica I. W Kotowie-Placu (otw. 12) gliny są bardziej zwarte i mają miąższość 15,1 m (15,9–31,0 m n.p.m.), ich średnie współczynniki petrograficzne (O/K–K/W–A/B[2]), określone przez Kenig (1977), wynoszą: 1,15–1,26–0,86. Bałuk (1991) zaliczyła te gliny do pierwszego ze zlodowaceń południowopolskich odpowiadającego zlodowaceniu Nidy, jednak uwzględniając nowsze prace, między innymi Lisickiego (2003), trzeba te gliny wiązać ze zlodowaceniem Sanu.

[2] Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują 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.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (górne). Największą miąższość — 6,9 m (31,0–37,9 m n.p.m.) osady te osiągają w miejscowości Kotowo-Plac (otw. 12). W dolnej części profilu są to piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami drobnookruchowymi, jasnobrązowe, a wyżej piaski drobnoziarniste, pyłowate z cienkimi smugami ciemnej substancji organicznej. W stropie ponownie występują piaski gruboziarniste, tym razem pyłowate i zailone, szarobrązowe, o miąższości 0,8 m, być może związane są już z transgresją następnego lądolodu. W Męczkach (otw. 13) występują tylko piaski drobnoziarniste, pyłowate, jasnoszare, ich miąższość wynosi 2,2 m (33,2–35,4 m n.p.m.). Wśród minerałów ciężkich amfibole (38,6%) dominują nad granatani (28,0%) i epidotem (14,3%), przy podwyższonym udziale piroksenów (6,2%) i biotytu (5,3%). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R = 0,59, ziarna częściowo obtoczone stanowią 50,2%, obtoczone — 37,7% a kanciaste 12,1% (Fert, Makarewicz, 2005).

Interglacjał ferdynandowski

P i a s k i , ż w i r y i m u ł k i r z e c z n o - j e z i o r n e występują zarówno w północno-zachodniej, jak i południowej części omawianego obszaru. W Biczkach (otw. 1) na głębokości 129,1 m (28,6–31,4 m n.p.m.) znajdują się piaski drobnoziarniste, jasnoszare, w spągu z wkładką piasków różnoziarnistych ze żwirami. Ich miąższość wynosi 2,8 m. W zespole minerałów ciężkich bardzo dużo jest glaukonitu (45,2%) a mało minerałów przezroczystych (21,8%), wśród których granaty (31,8%) nieznacznie przeważają nad epidotem (29,6%). Wspomnianym minerałom towarzyszą amfibole (9,3%), cyrkon (7,5%) i dysten (5,3%). Materiał kwarcowy wykazuje wysoki stopień obróbki (66,1% stanowią ziarna obtoczone i 31,4% częściowo obtoczone) a współczynnik obtoczenia R = 0,22 (Fert, Makarewicz, 2005). W południowo-wschodniej części terenu badań, we Włochówce (otw. 26), znajduje się seria piaszczysta, o miąższości 4,7 m (27,7–32,4 m n.p.m.). W jej spągu, bezpośrednio na ilastych osadach mio-pliocenu, występują piaski różnoziarniste, pyłowate ze żwirami, jasnoszare, powyżej piaski drobnoziarniste z wkładkami piasków gruboziarnistych, a w stropie piaski bardzo drobnoziarniste, pyłowate z cienkimi wkładkami mułków piaszczystych, warstwowane poziomo lub lekko skośnie. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej również dużo jest glaukonitu (10,9–27,0%) a wśród minerałów przezroczystych dominują granaty (31,0–47,6%) nad amfibolami (28,7–31,5%) i epidotem (16,0–21,5%) (Fert, Makarewicz, 2005). Ziarna kwarcu, tak jak w wyżej opisanych piaskach, wykazują wysoki stopień obróbki (R = 0,24–0,39), ziarna obtoczone stanowią od 46,6 do 63,9%, a kanciaste spotykane tylko w pojedynczych egzemplarzach (Fert, Makarewicz, 2005). Wszystkie te cechy przemawiają za rzeczną genezą tych osadów. Za równowiekowe przyjęto również osady nawiercone w trakcie renowacji otworu 21 w Wiźnie, na głębokości 90,0 m (20,3–32,3 m n.p.m.). W spągu tej serii występują piaski ze żwirami o miąższości 2,0 m, nad nimi mułki i mułki ilaste brunatno-szare, a powyżej namuły organiczne, czarne

z nalotem niebieskiego wiwianitu, o miąższości 3,0 m. W jednej próbce pobranej z tych osadów Borówko-Dłużakowa (1975) znalazła wskaźnikowe mikrosporangium ciepłolubnej paproci wodnej *Salvinia*. Bałuk (1991) zaliczała te osady do interglacjału przasnyskiego odpowiadającemu interglacjałowi małopolskiemu.

Zlodowacenie Sanu 2

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e występują w otworze 21 w Wiźnie (otw. 21) powyżej osadów organicznych, na głębokości 84,0 m (32,3–38,3 m n.p.m.). Są to piaski drobnoziarniste, jasnoszare, o miąższości 6,0 m.

M u ł k i , p i a s k i i i ł y z a s t o i s k o w e występują na osadach rzecznych związanych z interglacjałem ferdynandowskim. We Włochówce (otw. 26) ich miąższość wynosi 11,0 m (32,4–43,4 m n.p.m.). W spągu występują iły warwowe, brązowe i jasnoszare, a nad nimi piaski drobnoziarniste, pyłowate i mułki piaszczyste, drobnowarstwowane przekątnie, szare, jasnoszare. W stropie piasków znajduje się 30-centymetrowa wkładka iłów i iłów pyłowatych, szarych. Wśród minerałów ciężkich granaty (28,7–41,0%) dominują nad amfibolami (12,2–28,7%) i epidotem (11,5–17,2%). Liczne są również minerały łyszczykowe — biotyt i muskowit (łącznie śr. 18%). Materiał kwarcowy wykazuje znaczny stopień obtoczenia (52,0% stanowią ziarna częściowo obtoczone a 46,7% obtoczone), stąd współczynnik obtoczenia R = 0,38 (Fert, Makarewicz, 2005). Akumulacja tych osadów nastąpiła w zbiorniku o zmiennej dynamice przepływu wód, który powstał w wyniku zatamowania koryt rzecznych przez transgredujący lądolód, a obszar źródłowy położony był dosyć daleko. Podobnie przedstawia się sytuacja w Biczkach (otw. 1), gdzie na głębokości 122,8 m (31,4–37,7 m n.p.m.) znajdują się mułki piaszczyste drobnowarstwowane z piaskami drobnoziarnistymi, szare, jasnoszare, z wkładkami mułków i mułków ilastych, drobnolaminowane z rozproszoną substancją organiczną, ciemnobrązowe i ciemnoszare. W stropie występują mułki piaszczyste i mułki ilaste ze śladami złuskowań. Łącznie miąższość tych osadów wynosi 6,3 m, lecz może wzrastać nawet do kilkunastu metrów, na co wskazują wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004), być może ten wzrost spowodowany jest zaburzeniami glacitektonicznymi (przekrój geologiczny A–B). Nie można wykluczyć, że w spągu wyżej leżących glin zwałowych znajduje się kra (łuska) osadów neogenu. Potwierdzałyby to wyniki badań próbki pobranej w stropowej części osadów pyłowatych. W składzie minerałów ciężkich dużo jest glaukonitu (38,1%) a wśród minerałów przezroczystych nad granatami (29,4%), turmalinami (8,9%) i amfibolami (5,5%) przeważa epidot (33,4%) (Fert, Makarewicz, 2005). Słodkowska (2005b) oznaczyła ubogi, mało charakterystyczny zespół sporomorf mioceńskich.

G l i n y z w a ł o w e cechuje duża zmienność litologiczna, składu petrograficznego żwirów i miąższości. W Męczkach (otw. 13) mają największą miąższość — 33,4 m (35,4–68,8 m n.p.m.). W spągu są to gliny piaszczyste, pyłowate, kruche, szare, z licznymi nieregularnymi wkładkami mułków piasz-

czystych, jasnoszarych i piasków różnoziarnistych. Ich miąższość wynosi 10,6 m. W składzie petrograficznym żwirów wapienie północne (śr. 39,4%) przeważają nad skałami krystalicznymi (śr. 29,1%) i dolomitami (śr. 9,5%), przy znacznym udziale mułowców lokalnych (6,6–23,1%) (Fert, Makarewicz, 2005). Średnie wartości współczynników petrograficznych, charakteryzujące opisywane gliny, przedstawia tablica I. W stropie występują gliny, w których nieco mniejszy udział mają skały krystaliczne (śr. 24,5%), przy takim samym udziale dolomitów (śr. 9,1%) i równie wysokim mułowców lokalnych (19,4–23,7%). Ich miąższość wynosi 6,5 m. Gliny te odpowiadają litotypowi g9 wyznaczonym przez Lisickiego dla zlodowacenia Wilgi (Lisicki, 2003). Poniżej glin górnych znajduje się kra (łuska) osadów mioceńskich a w otaczających ją glinach występują wkładki złuskowanych iłów o miąższości do 5–8 cm. Poniżej dolnej wkładki iłów znajdują się gliny piaszczyste, zwarte, szarobrązowe, o miąższości 12,3 m, które cechuje wyraźna przewaga wapieni północnych (śr. 46,8%) nad skałami krystalicznymi (śr. 28,6%) i dolomitami (śr. 12,9%), przy małym udziale mułowców lokalnych (śr. 4,8%). Gliny te mają bardzo zbliżony skład do litotypu c9 wiązanego przez Lisickiego ze starszym stadiałem zlodowacenia Nidy (Lisicki, 2003).

Równie zawile przedstawia się sytuacja w Biczkach (otw. 1), gdzie gliny zlodowacenia Sanu 2 mają miąższość 18,6 m (37,7–56,3 m n.p.m.). W spągu są to gliny piaszczyste, zwarte, szarobrązowe, o miąższości 2,9 m, mające bardzo podobną litologię i współczynniki petrograficzne co gliny ze środkowej części profilu w Męczkach (otw. 13). Takie same cechy petrograficzne mają gliny o miąższości 4,5 m znajdujące się w stropie omawianego kompleksu glin z otworu 1 w Biczkach, dodatkowo oddzielone od pozostałych glin 20-centymetrową wkładką mułków glaukonitowych, zielonych. Poniżej tej wkładki występują gliny piaszczyste i bardzo piaszczyste, mało spoiste, szare, jasnoszare z licznymi wkładkami i smugami piasków pyłowatych, o miąższości 11 m. Gliny te mają prawie identyczne współczynniki petrograficzne, co gliny stwierdzone w spągu profilu w Męczkach (otw. 13) a wiązane ze zlodowaceniem Wilgi (Lisicki, 2003). Analogiczny układ dwóch kier występujących w stropie i spągu glin stwierdzono we Włochówce (otw. 26), gdzie gliny zlodowacenia Sanu 2 mają miąższość 14,8 m (43,4–58,2 m n.p.m.) (tabl. I).

Największą miąższość — 62,0 m (36,1–98,1 m n.p.m.) gliny tego zlodowacenia mają w otworze 10 w Jedwabnem, wśród nich również stwierdzono kry osadów neogeńskich (wtrącenia iłów pstrych). Na duży wzrost miąższości tych glin, nawet do 60 m w rejonie Wizny wskazują wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004), a potwierdzają profile otworów wiertniczych (otw. 20 i 21). W glinach tych znajdują się wprawdzie pojedyncze cienkie rozdzielności (wkładki piaszczyste), którym Bałuk (1991) przypisywała znaczenie stratygraficzne, jednak w przecinających się przekrojach opartych na sondowaniach elektrooporowych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004), obserwuje się wyraźny, stopniowy wzrost miąższości, a nie kolejne nałożone na siebie poziomy glin zwałowych. Na podstawie wyżej opisanych cech, jak również ze

względu na występowanie na tej samej wysokości dużej miąższości kier (łusek) osadów paleogeńskich i neogeńskich autor przyjął w tym opracowaniu, że gliny związane ze zlodowaceniem Sanu 2 są złuskowane razem ze starszymi osadami i ponasuwane na siebie (przekrój geologiczny A–B).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e występują jedynie w środkowej części obszaru badań w lokalnym obniżeniu stropu niżej leżących spiętrzonych glin zwałowych. W Męczkach (otw. 13) ich miąższość wynosi 7,1 m (68,8–75,9 m n.p.m.). W spągu są to piaski różnoziarniste zawierające żwiry i drobne głaziki, silnie zawodnione, nad nimi występują piaski drobnoziarniste warstwowane przekątnie i poziomo, jasnoszare, szare, z 0,5-metrowej miąższości wkładką iłów i mułków szarych. W składzie minerałów ciężkich amfibole (48,2%) zdecydowanie przeważają nad granatami (26,8%) i epidotem (11,9%) (Fert, Makarewicz, 2005). W Kotowie-Placu (otw. 12) piaski gruboziarniste, jasnoszare, w spągu ze żwirami grubookruchowymi, mają miąższość 7,6 m (67,0–74,6 m n.p.m.) i zaliczone były przez Bałuk (1991) do osadów rzecznych interglacjału mazowieckiego. Jednak duża przewaga amfiboli nad granatami i epidotem w piaskach znajdujących się na tej samej wysokości, wskazuje na wodnolodowcową genezę tych osadów.

W wyniku erozji wód roztopowych powstał poziom bruku, o miąższości 2,3 m, występujący w stropie glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2 we Włochówce (otw. 26, przekrój geologiczny A–B).

M u ł k i i p i a s k i z a s t o i s k o w e występują w środkowej i południowo-wschodniej części omawianego obszaru. W Męczkach (otw. 13) ich miąższość wynosi 5,9 m (75,9–81,8 m n.p.m.). W spągu są to mułki i mułki piaszczyste, szare z licznymi smugami i laminami ciemnobrunatnymi z substancją organiczną, nad nimi występują piaski drobnoziarniste, pyłowate, szare, jasnoszare, z wkładkami mułków piaszczystych i piasków bardzo drobnoziarnistych. W spektrach pyłkowych oznaczonych w próbkach pobranych z mułków, notowana jest przewaga pyłków mioceńskich i obecność planktonu morskiego. Stan zachowania pyłków był różny, często występowały ziarna pyłku zniszczone o zatartej rzeźbie, porozrywane i skorodowane. Winter (2005) uważa, że mają one charakter wtórnego złoża a sedymentacja osadu następowała w zbiorniku zastoiskowym w warunkach peryglacjalnych. W Kotowie-Placu (otw. 12) mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste, pyłowate, występujące na podobnej wysokości (74,6–76,8 m n.p.m.), mają miąższość 2,2 m i przez Bałuk (1991) zaliczone były do stropu pierwszego cyklu sedymentacji rzecznej. We Włochówce (otw. 26) mułki piaszczyste, mułki ilaste, drobnolaminowane, zielonoszare, ciemnoszare, jasnoszare, mają miąższość 3,8 m (58,2–62,0 m n.p.m.).

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

P i a s k i i m u ł k i j e z i o r n o - r z e c z n e występują tylko w rejonie miejscowości Kotowo-Plac (otw. 12), gdzie ich miąższość wynosi 4,7 m (76,8–81,5 m n.p.m.). W dolnej partii profilu są to piaski drobnoziarniste, pyłowate, z wkładką piasków różno- i gruboziarnistych z pojedynczymi

żwirami, warstwowanych przekątnie. Nad nimi występują mułki piaszczyste, bezstrukturalne, jasnobrązowe, szare, ze szczątkami roślin i skorupek, o miąższości 1,6 m. Na podstawie jednej próbki Borówko-Dłużakowa (1975) stwierdziła, że zbadane osady prawdopodobnie należą do interglacjału mazowieckiego. Najliczniej reprezentowane były ziarna pyłku *Pinus sylvestris t.* — 77%, który był również głównym składnikiem spektrów pyłkowych oznaczonych w próbkach pobranych z utworów znajdujących się na zbliżonej wysokości (otw. 13, przekrój geologiczny A–B) a zaliczonych przez Winter (2005) do osadów zastoiskowych powstałych w warunkach peryglacjalnych. Dlatego jako mocno przybliżone należy traktować przypisanie tym osadom genezy jeziorno-rzecznej i wiązanie ich z interglacjałem mazowieckim.

Zlodowacenie Liwca

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e występują w środkowej części badanego obszaru, powyżej drobnoziarnistych, pyłowatych osadów jeziornych i zastoiskowych. W Męczkach (otw. 13) ich miąższość wynosi 4,1 m (81,8–85,9 m n.p.m.). Występują tam piaski różnoziarniste, z pojedynczymi żwirami, szare, jasnoszare, warstwowane przekątnie, frakcjonalnie, w stropie z wkładkami glin szarych o miąższości do 2 cm. W składzie minerałów ciężkich granaty (38,5%) nieznacznie przeważają nad amfibolami (32,8%) i epidotem (17,8%). Ziarna kwarcu są słabo obtoczone (R = 0,78), wśród nich najwięcej jest ziaren częściowo obtoczonych (64,5%) a mniej obtoczonych (24,0%) i kanciastych (11,5%) (Fert, Makarewicz, 2005).

M u ł k i i p i a s k i z a s t o i s k o w e zostały rozpoznane tylko w Jedwabnem w okolicach ujęcia wody. W tym rejonie pomiędzy glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 2 i Liwca znajdują się mułki, mułki piaszczyste, szare i szarozielone o miąższości 4–5 m.

G l i n y z w a ł o w e występują w środkowej części omawianego terenu pomiędzy spiętrzonymi osadami zlodowacenia Sanu 2 oraz dalej na południe w Kotlinie Biebrzańskiej, gdzie znajdują się zdecydowanie niżej. W Męczkach (otw. 13) są to gliny piaszczyste, zwarte, szare, ze żwirami i głazikami, o miąższości 8,6 m (85,9–94,5 m n.p.m.). We Włochówce (otw. 26) ich miąższość wynosi 7,6 m (64–71,6 m n.p.m.), w spągu znajduje się wkładka mułków zielonych i szarozielonych o miąższości 1,7 m. Gliny występujące poniżej tej wkładki są szarozielone i charakteryzują się zupełnie odmiennym składem petrograficznym żwirów (tabl. I) niż wyżej leżące gliny. Prawdopodobnie spowodowane jest to występowaniem w nich małej kry osadów starszych. Generalnie w glinach tego zlodowacenia w składzie żwirów widoczna jest wyraźna przewaga wapieni północnych (38,2–54,9%) nad skałami krystalicznymi (25,1–32,2%) i dolomitami (7,1–18,9%) przy udziale mułowców lokalnych na poziomie 1,2–10,0% (Fert, Makarewicz, 2005).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e występują jedynie w północno-zachodnim rejonie badanego obszaru na spiętrzonych krach osadów paleogeńskich. W Biczkach (otw. 1) są to piaski drobnoziarniste, pyłowate, warstwowane przekątnie z piaskami średnio- i gruboziarnistymi, szare, jasnoszare, z wkładkami mułków piaszczystych z laminami ciemnobrunatnej substancji organicznej. W stropie występują piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirami grubookruchowymi. Miąższość całej serii wynosi 6,8 m (111,5–118,3 m n.p.m.) i może wzrastać do kilkunastu metrów w rejonie na północ od Jedwabnego, na co wskazują wyniki sondowań elektrooporowych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004).

Zlodowacenia środkowopolskie

W obrębie osadów należących do zlodowaceń środkowopolskich wyróżniono pięć poziomów glin zwałowych. Dwa dolne zaliczono do zlodowacenia Odry (stadiału dolnego i górnego), a trzy górne do zlodowacenia Warty (jeden do stadiału dolnego i dwa do środkowego). Łączna miąższość tych utworów w Męczkach (otw. 13) wynosi 52,5 m, a w okolicach Orlikowa, gdzie powierzchnia terenu znajduje się powyżej 190,0 m n.p.m., może przekraczać 65 m.

Zlodowacenie Odry

Na terenach sąsiadujących z obszarem arkusza Wizna od południa i zachodu utwory lodowcowe stadiału dolnego i górnego nie były dotychczas rozdzielane (Bałuk, 1991, 1995, 2004; Banaszuk, 2004; Maksiak, 2003a, b), natomiast na północy i północnym-zachodzie były wyróżniane jako dwa osobne poziomy lodowcowe (Kozłowski, 2003, 2004; Lichwa, 2004a, b).

S t a d i a ł d o l n y

M u ł k i , i ł y i p i a s k i z a s t o i s k o w e występują w południowej części obszaru badań bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Liwca. W Męczkach (otw. 13) są to mułki ilaste, mułki i iły warwowe z wkładkami mułków piaszczystych drobnolaminowanych, jasnoszare, żółtobrązowe, szare, w stropie z piaskami drobno- i bardzo drobnoziarnistymi, pyłowatymi, o miąższości 6,5 m (94,5–101,0 m n.p.m.). We Włochówce (otw. 26) bardzo podobne utwory mają miąższość 6,3 m (71,6–77,9 m n.p.m.), prawdopodobnie w rejonie dzisiejszej doliny Narwi osadów tych może być znacznie więcej a ich miąższość może wzrastać do kilkunastu metrów, co potwierdzają wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). Z transgresją lądolodu związana jest zapewne wkładka iłów ciemnoszarych o miąższości 2,5 m w Janczewie (otw. 18), rozdzielająca dwa poziomy glin zwałowych.

P i a s k i i p i a s k i p y ł o w a t e w o d n o l o d o w c o w e występują tylko w rejonie Męczek (otw. 13), gdzie ich miąższość wynosi 4,3 m (101,0–105,3 m n.p.m.). W profilu tego otworu zostały rozpoznane piaski drobnoziarniste, pyłowate z cienkimi wkładkami mułków piaszczystych i piasków różnoziarnistych z pojedynczymi żwirami, warstwowane przekątnie, jasnobrązowe i jasnoszare. W składzie

minerałów ciężkich amfibole (45,3–48,1%) dominują nad granatami (26,3–27,6%) i epidotem (10,3–15,2%). Ziarna kwarcu są słabo obtoczone (R = 1,13), ziarna częściowo obtoczone stanowią 62,8%, kanciaste — 21,6% a obtoczone — 15,6% (Fert, Makarewicz, 2005).

G l i n y z w a ł o w e piaszczyste, zwarte, brązowe występują w północnej i środkowej części badanego obszaru. W Biczkach (otw. 1), w miejscu gdzie osady zlodowaceń środkowopolskich leżą na wyniesionych, spiętrzonych krach osadów paleogeńskich, gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich znajdują się jedna nad drugą, z bardzo słabo zaznaczoną rozdzielnością. Miąższość glin stadiału dolnego wynosi w tym otworze 8,2 m (118,3–126,5 m n.p.m.). W składzie petrograficznym żwirów wapienie północne (śr. 54,2%) ponad dwukrotnie przeważają nad skałami krystalicznymi (śr. 25,1%), przy średnio 15,7-procentowym udziale dolomitów i śladowej zawartości (poniżej 2%) piaskowców (Fert, Makarewicz, 2005) (tabl. I). Skład ten jest bardzo podobny do litotypu k9 wyznaczonego przez Lisickiego (2003) dla starszego stadiału zlodowacenia Krzny (Odry). Być może gliny te znajdują się również w stropie glin występującym w Kotowie-Placu (otw. 12) na głębokości 51,6 m (105,4 m n.p.m.), gdyż w sąsiednich Męczkach (otw. 13) na tej wysokości znajduje się tylko poziom rozmycia ze żwirami i drobnymi głazikami.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e występują jedynie na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej. W Kotowie-Placu (otw. 12) są to piaski gruboziarniste, pyłowate (gliniaste) ze żwirami, brązowe i szarobrązowe, z 60-centymetrową wkładką glin piaszczystych, o miąższości 4,6 m (105,4–110,0 m n.p.m.). W Męczkach (otw. 13) występują żwiry piaszczyste z drobnymi głazikami w spągu, ich miąższość wynosi 8,0 m (105,3–113,3 m n.p.m.).

S t a d i a ł g ó r n y

G l i n y z w a ł o w e powszechnie występują na całym omawianym terenie. Są to gliny piaszczyste, zwarte, ze żwirami i głazikami, na wysoczyźnie brązowe a w Kotlinie szare. Ich miąższość nie jest duża i wynosi odpowiednio: 6,8 m (126,5–133,3 m n.p.m.) w Biczkach (otw. 1), 3,0 m (110,0–113,0 m n.p.m.) w Kotowie–Placu (otw. 12), 8,7 m (117,4–126,1 m n.p.m.) w Męczkach (otw. 13) i 4,1 m (77,9–82,0 m n.p.m.) we Włochówce (otw. 26). Jak wynika z podanych wyżej wysokości, osady te znajdują się zdecydowanie wyżej na wysoczyźnie niż w obrębie Kotliny Biebrzańskiej (przekrój geologiczny A–B). W składzie petrograficznym żwirów wapienie północne (śr. 42,0–51,1%) wyraźnie dominują nad skałami krystalicznymi (śr. 28,3–30,3%) i dolomitami (śr. 13,6–16,1%) (Fert, Makarewicz, 2005). Współczynniki petrograficzne charakteryzujące opisywane gliny przedstawia tablica I. Zbliżony skład ma litotyp l9 określony przez Lisickiego (2003) dla młodszego stadiału zlodowacenia Krzny (Odry). W Męczkach (otw. 13) pod wyżej opisanymi glinami występują gliny pyłowate mniej zwarte, z mniejszą ilością żwirów i głazików, jasnobrązowe, brązowe, o miąższości 4,1 m, w stropie z wkładką piasków różnoziarnistych, zailonych (gliniastych). Gliny te wyraźnie różnią się od wyżej leżących glin zarówno makroskopowo,

jak i petrograficznie. W składzie petrograficznym żwirów ilość wapieni północnych (śr. 41,4%) i skał krystalicznych (śr. 40,9%) jest zbliżona a udział dolomitów wynosi średnio 9,7%. Różnice te wskazują na obecność kry (łuski) lub porwaku starszych glin, prawdopodobnie zlodowacenia Nidy.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e są to przeważnie osady gruboziarniste. We Włochówce (otw. 26) występują żwiry szare, jasnoszare, od średnio- i grubookruchowych z pojedynczymi głazikami w spągu, do drobnookruchowych, piaszczystych w stropie. Ich miąższość wynosi 12,5 m (82,0–94,5 m n.p.m.). Precyzyjne określenie miąższości w wielu miejscach w Kotlinie Biebrzańskiej jest utrudnione, ponieważ osady te razem z młodszymi utworami wodnolodowcowymi wchodzą w skład dużej serii piaszczysto-żwirowej (przekrój geologiczny A–B). Na wysoczyźnie, zarówno w Kotowie-Placu (otw. 12), jak i w Jedwabnem (otw. 3), występują piaski gruboziarniste, różnoziarniste ze żwirami i pojedynczymi głazikami, o miąższości 9,0 m.

Zlodowacenie Warty

S t a d i a ł d o l n y

M u ł k i i p i a s k i z a s t o i s k o w e występują tylko w kilku miejscach na omawianym terenie. W Jedwabnem (otw. 9) są to mułki, mułki piaszczyste szare, z wkładką piasków drobnoziarnistych, pyłowatych, o miąższości do 8,0 m (119,4–127,4 m n.p.m.). Podobne mułki piaszczyste, o miąższości 2,0 m i występujące na głębokości 32,0 m, rozdzielają kompleks glin zwałowych w Janczewie (otw. 18). W Męczkach (otw. 13) natomiast gliny rozdzielają mułki piaszczyste, jasnoszare, ku stropowi przechodzące w piaski drobnoziarniste, pyłowate z pojedynczymi głazikami, o miąższości 2,5 m (126,1–128,6 m n.p.m.). Skład minerałów ciężkich jest bardzo zmienny. Najwięcej jest granatów (32,9–45,7%), amfiboli (28,4–37,1%) i epidotu (10,7–13,9%). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R = 0,75, ziarna częściowo obtoczone stanowią 57,6%, obtoczone — 28,3% a kanciaste — 14,1% (Fert, Makarewicz, 2005).

G l i n y z w a ł o w e tego stadiału są najstarszymi osadami odsłaniającymi się na powierzchni terenu. Największy obszar zajmują w dolinie Biebrzy w rejonie miejscowości Brzostowo i Dziubiele, gdzie występują w obrębie tarasów erozyjnych (nadzalewowych). Na powierzchni tych tarasów liczne są skupiska dużych głazów, nierzadko o średnicy do 2,0 m. Gliny te odsłaniają się również w kilku miejscach, u podnóża krawędzi wysoczyzny występującej wzdłuż doliny Narwi i Biebrzy oraz w okolicach Maliszewa-Perkusy. Są to gliny piaszczyste, zwarte, ze żwirami i głazikami, w zdecydowanej większości brązowe, choć występują również szare i szarobrązowe. W Biczkach (otw. 1) zawierają wkładki piasków i mułków, co sprawia, że są mniej spoiste. Miąższość tych glin wynosi: 6,9 m (133,3–140,2 m n.p.m.) w Biczkach (otw. 1) oraz 8,2 m (128,6–134,3 m n.p.m.) w Męczkach (otw. 13). Największą miąższość — 23,5 m — gliny te osiągają w Kaimach (otw. 7). W wielu innych miejscach trudno ją jednak określić, ponieważ na obszarze wysoczyzny gliny te występują razem z młodszymi glinami, jako zwarty kom-

pleks osadów lodowcowych, bez wyraźnych rozdzielności, ich łączna miąższość wynosi odpowiednio: 29,5 m w Kotowie-Placu (otw. 12), 24,0 m w Jedwabnem (otw. 8), 31,1 m w Nadborach (otw. 2), 37,0 m w Bożejewie Starym (otw. 17) a 26,0 m w Janczewie (otw. 18). W Kotlinie Biebrzańskiej gliny te występują w formie rozciętych i odizolowanych płatów. W rejonie Bagna Wizny udało się je przewiercić w kilku miejscach. W punkcie dokumentacyjnym 33 ich miąższość wynosiła 4,2 m, w otworze 28 — 9,4 m, a w otworze 27 — 2,2 m, spąg tych glin we wszystkich tych punktach znajdował się na podobnej wysokości 96–97 m n.p.m. W Biczkach (otw. 1) skład petrograficzny żwirów jest w miarę jednolity, wapienie północne (47,9–48,8%) przeważają nad skałami krystalicznymi (30,6–36,4%) i dolomitami (10,5–13,5%). W Męczkach (otw. 13) natomiast jest on bardziej zróżnicowany i przedstawia się następująco: wapienie północne stanowią 44,4–49,5%, skały krystaliczne — 31,4–33,3% i dolomity — 9,2–11,5%, dodatkowo najniżej pobrana próbka odróżnia się od pozostałych i składem odpowiada glinom odrzańskim (Fert, Makarewicz, 2005). Średnie wartości współczynników petrograficznych charakteryzujące gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty przedstawia tablica I.

M u ł k i , p i a s k i i i ł y z a s t o i s k o w e występują tylko w rejonie Wizny bezpośrednio na glinach zwałowych, ich miąższość wynosi od 3,5 do 4,0 m (otw. 20 i 21). W profilach otworów 20 i 21 opisane zostały jako mułki szare i jasnoszare. Na powierzchni terenu odsłaniają się one, na podobnej wysokości, w krawędzi doliny Narwi w południowej części Wizny. Ponieważ sąsiadują one z osadami tarasów kemowych, które również mogą budować, ich pozycja w tym miejscu nie jest do końca wyjaśniona. Na północ od Wizny w punkcie dokumentacyjnym 26 na głębokości 7,8 m, pod glinami zwałowymi stadiału środkowego, występują mułki piaszczyste, mułki i piaski drobnoziarniste, pyłowate, szare, jasnoszare, związane zapewne z recesją lądolodu stadiału dolnego. Na podstawie sondowań elektrooporowych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004) przyjęto, że mułki ilaste i iły mogą występować na północ od Jedwabnego oraz, że w rejonie Wizny miąższość mułków może być większa.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e najlepiej rozpoznane zostały w okolicach Wizny. Pod glinami stadiału środkowego występują tam piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości do 6,0 m (otw. 21), z wkładką żwirów w spągu (otw. 20). Na wschód od szkoły (otw. 21) u podnóża krawędzi wysoczyzny piaski te odsłaniają się na powierzchni terenu. W tym rejonie skarpa jest prawie całkowicie zapełznięta (zamaskowana przez osady deluwialne występujące na stoku), ale w dwóch miejscach można te osady rozpoznać. W wielu innych miejscach przedstawionych na przekroju geologicznym A–B ich obecność przyjęto na podstawie wyników badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). Nie udało się potwierdzić obecności opisywanych osadów na powierzchni terenu w pobliżu południowej granicy badanego obszaru, tak jak to przedstawił Maksiak (2003b) na terenie arkusza Rutki.

Stadiał środkowy

W obrębie osadów stadiału środkowego zlodowacenia Warty wyróżniono dwa poziomy lodowcowe (dolny i górny). Na razie brak wystarczających podstaw, aby przyjąć, że poziom górny został utworzony w wyniku odrębnego nasunięcia lądolodu, rangi stadiału lub zlodowacenia. Autor przyjmuje, że większość osadów z nim związanych powstało w czasie deglacjacji arealnej, nie wyklucza jednak lokalnego, niewielkiego, krótkotrwałego nasunięcia lądolodu.

Gliny zwałowe (dolne) powszechnie występują na powierzchni terenu, szczególnie w części północnej, centralnej i południowej obszaru badań. Zwykle są to gliny piaszczyste, zwięzłe, brązowe i szarobrązowe, ze żwirami i pojedynczymi głazikami. Przeważnie ich miąższość wynosi 8–10 m (w Wiźnie: otw. 20 — 8 m, otw. 21 — 10 m; w punkcie dokumentacyjnym 26 — 7,8 m; w Męczkach, otw. 13 — 7,5 m; w Biczkach, otw. 1 — 5,0 m), lecz jak już wspomniano wcześniej w wielu miejscach jest trudna do określenia, ponieważ gliny te występują razem z glinami stadiału dolnego. Maksymalną miąższość, do dwudziestu kilku metrów, mogą one osiągać w okolicy Orlikowa, w miejscu, gdzie powierzchnia wysoczyzny znajduje się najwyżej, wskazują na to wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). W Męczkach (otw. 13) osady te od glin dolnych oddziela 0,5-metrowej miąższości poziom rozmycia ze żwirami i głazikami. W składzie petrograficznym żwirów wapienie (44,6–50,6%) przeważają nad skałami krystalicznymi (34,0–35,2%) i dolomitami (7,7–14,4%), przy małym udziale piaskowców lokalnych (2,1–5,4%) (Fert, Makarewicz, 2005). W Biczkach (otw. 1) gliny zwałowe dolne znajdują się poniżej osadów wytopiskowych o miąższości 15,3 m. W przebadanych dwóch próbkach wapienie północne (52,0–57,3%) zdecydowanie dominują nad skałami krystalicznymi (24,5–27,3%) i dolomitami (9,8–18,9%). Trudno odnieść się do różnic w składzie petrograficznym, gdyż w tym drugim przypadku były to tylko dwie próbki. Trzeba jednak zaznaczyć, że na terenach sąsiednich (Kozłowski, 2003, 2004; Lichwa, 2004a, b; Żuk, 2003) w najmłodszych cienkich glinach również zaobserwowano tak wysoki udział wapieni północnych.

Piaski, żwiry i głazy moren czołowych występują jedynie w dwóch miejscach położonych przy północnej granicy terenu arkusza Wizna, kontynuują się z obszaru arkusza Radziłów (Lichwa, 2004a, b). Ich pozycja jest jednak niepewna. Na przedłużeniu formy występującej na północny zachód od miejscowości Biodry w piaskowni-żwirowni pod 0,8–1,2-metrowym nadkładem piasków różnoziarnistych, masywnych, z pojedynczymi żwirami i głazikami, odsłaniają się piaski drobnoziarniste warstwowane poziomo i przekątnie z piaskami różnoziarnistymi ze żwirami, żwirami piaszczystymi i z cienkimi wkładkami mułków piaszczystych. Ten fragment wzniesienia jest więc niewątpliwie kemem.

Piaski, mułki, żwiry i gliny zwałowe kemów i plateau kemowych tworzą formy, które mają zdecydowanie największy wpływ na ukształtowanie rzeźby omawianego terenu. Są to najczęściej kemy fluwioglacjalne akumulowane przez wody o zmiennej dynamice przepływu.

Wśród osadów dominują piaski drobnoziarniste, warstwowane poziomo i przekątnie z piaskami różnoziarnistymi ze żwirami i żwirami piaszczystymi, lokalnie z licznymi wkładkami mułków piaszczystych. Maksymalna miąższość tych osadów może przekraczać 30 m. Miejscami, tak jak na wschód od miejscowości Kamianki-Chmielowo, żwirów jest zdecydowanie więcej, ale i tak towarzyszą one warstwowanym piaskom drobnoziarnistym i mułkom. W strefach brzeżnych, szczególnie w sąsiedztwie wytopisk, obserwowano pokrywy ablacyjne utworzone z piasków i żwirów pyłowatych o miąższości do 1,8 m. Na południe od Starego Bożejewa plateau kemowe zbudowane jest z piasków drobnoziarnistych, pyłowatych i piasków bardzo drobnoziarnistych z wkładkami piasków różnoziarnistych, żółtych, jasnoszarych, w kilku miejscach pod przykryciem glin piaszczystych lub pyłowatych o miąższości 0,6–1,2 m.

P i a s k i i ż w i r y a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j i o z ó w zostały rozpoznane jedynie w dwóch miejscach. Na zachód od Jedwabnego występuje ciąg pagórków łukowato wygięty pomiędzy wytopiskami, na jego południowym krańcu znajduje się duża piaskownia-żwirownia. Odsłaniają się w niej żwiry piaszczyste i piaski od drobno- do gruboziarnistych, jasnoszare, jasnobrązowe. Osady są drobnowarstwowane poziomo i przekątnie, i składają się z kilku nakładających się na siebie i ścinających starsze systemów warstw. Trafiają się również pojedyncze głazy o średnicy do 1,2 m. W nadkładzie występują piaski różnoziarniste masywne, zmienione peryglacjalnie, lub gliny zwałowe o miąższości do 1,5 m. Maksymalna miąższość tych osadów wynosi około 11 m. Na wschód od miejscowości Nadbory znajduje się wał piaszczysty o długości około 2 km. Zbudowany jest on głównie z piasków drobnoziarnistych, żółtych, jasnoszarych, które w części północnej przykryte są żwirami piaszczystymi, pyłowatymi z pojedynczymi głazami, o miąższości do 1,6 m. Ciąg pagórków w okolicy Jedwabnego można określić jako oz, natomiast wał piaszczysty zapewne powstał w szczelinie lodowej.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e stadiału środkowego zlodowacenia Warty związane są z pierwszym etapem deglacjacji obszaru. Są to piaski drobno- i różnoziarniste, pyłowate, z pojedynczymi żwirami, lokalnie warstwowane przekątnie, jasnoszare, szare, jasnobrązowe. Na powierzchni terenu odsłaniają się spod glin zwałowych górnych wzdłuż północno-wschodniej krawędzi doliny wód roztopowych Łojewka, w okolicach miejscowości Taraskowo i Olszyny. Ich miąższość wynosi około 5–8 m, lecz w okolicach Orlikowa, gdzie powierzchnia terenu znajduje się na wysokości powyżej 190 m n.p.m. może wzrastać do dwudziestu kilku, na co wskazują wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004).

P i a s k i i ż w i r y m o r e n m a r t w e g o l o d u. Pagórki morenowe są z reguły niewielkie, występują na obrzeżach wytopisk, przeważnie niżej niż kemy i plateau kemowe. Osady budujące moreny są źle wysortowane, na ogół bez warstwowania, zawierają wkładki glin piaszczystych i pojedyncze głazy o średnicy do kilkudziesięciu centymetrów. Ich maksymalna miąższość może wynosić 5–6 m.

P i a s k i , m u ł k i i g l i n y z w a ł o w e t a r a s ó w k e m o w y c h były akumulowane w strefie położonej pomiędzy częściowo uformowaną już wysoczyzną a nie wytopionymi jeszcze bryłami lodu, w trzech głównych rejonach. Największą miąższość, do trzydziestu kilku metrów, osiągają w okolicach Orlikowa, gdzie kontaktują się z najwyżej położonym fragmentem wysoczyzny (przekrój geologiczny A–B). Występują tam piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste, pyłowate, poziomo warstwowane, z mułkami piaszczystymi, żółte, jasnoszare, w stropie z piaskami różnoziarnistymi ze żwirami i lokalnie z soczewami masywnych żwirów grubookruchowych, piaszczystych, szarych o miąższości do 1,5 m. Drugi rejon występuje wzdłuż krawędzi doliny Biebrzy i Narwi, na odcinku od Wizny do Burzyna i dalej na północny zachód do okolic wsi Siestrzanki. Odsłaniają się tam piaski drobnoziarniste, pyłowate, warstwowane z piaskami różnoziarnistymi i wkładkami mułków piaszczystych oraz lokalnie żwirów piaszczystych. W skarpie znajdującej się we wsi Szostaki ich miąższość wynosi około 8,5 m a w pogłębiającej sondzie jeszcze 3,7 m. W wielu miejscach natrafiono na pokrywy zbudowane z glin piaszczystych, o miąższości 0,3–1,1 m, oraz pojedyncze głazy o średnicy do 1,0 m. W trzecim rejonie tarasy o bardzo podobnej litologii związane są z mniejszymi wytopiskami. Na północ od Jedwabnego tarasy te towarzyszą kemom, ale są położone niżej, taki układ zaobserwowano również na obszarze sąsiedniego arkusza Radziłów (Lichwa, 2004a, b).

G l i n y z w a ł o w e (górne) i g l i n y z w a ł o w e w s p ł y w a c h powszechnie występują na obszarze wysoczyzny, w postaci cienkich odizolowanych od siebie płatów glin piaszczystych lub pyłowatych ze żwirami i pojedynczymi głazikami, brązowych i szarobrązowych. Miąższość tych osadów przeważnie wynosi około 1–2 m, a maksymalnie dochodzi do 7,8 m. Występują one w bardzo różnych pozycjach: na piaskach i żwirach wodnolodowcowych, na glinach zwałowych dolnych, na i w obrębie piasków lodowcowych oraz na piaskach, mułkach, żwirach i glinach zwałowych kemów i tarasów kemowych. Wszystkie osady podścielające opisywane gliny powstały w czasie stadiału środkowego zlodowacenia Warty. W Burzynie, tuż przy krawędzi doliny Biebrzy, na glinach występujących na osadach tarasów kemowych, o miąższości 4,1 m, posadowiono kościół. Opisywane osady były akumulowane zarówno w wyniku spływów, jak i wytapiania brył martwego lodu w czasie deglacjacji arealnej, nie można jednak wykluczyć, że część z nich powstała po wytopieniu lodu z lokalnego, niewielkiego, krótkotrwałego nasunięcia lądolodu. Brak jest, jak dotychczas, wystarczająco mocnych przesłanek aby nadać większą rangę stratygraficzną tym osadom.

P i a s k i , p i a s k i p y ł o w a t e i p i a s k i z e ż w i r a m i l o d o w c o w e , m i e j s c a m i w o d n o l o d o w c o w e tworzą w miarę zwartą pokrywę w środkowo-zachodniej i zachodniej części badanego terenu, na pozostałym obszarze wysoczyzny występują w formie odizolowanych płatów, często bezpośrednio na glinach zwałowych stadiału środkowego. Pod glebą, do głębokości 0,8–2,5 m, przeważnie znajdują się masywne piaski różnoziarniste, pyłowate ze żwirami i licznymi głazikami, które szczególnie dobrze są widoczne na powierzchni zaoranych pól. Są to osady żółtobrązowe, żółte,

jasnoszare i zmienione peryglacjalnie. Poniżej występują piaski drobno- i różnoziarniste z pojedynczymi żwirami, ze słabo zaznaczonym warstwowaniem, z wkładkami piasków różnoziarnistych ze żwirami i żwirów piaszczystych. Miąższość tych osadów przeważnie nie przekracza 5–7 m, lecz jej maksymalną wartość trudno określić, ponieważ w wielu miejscach występują razem ze starszymi utworami wodnolodowcowymi. Genezę tych osadów (lodowcową) przyjęto, aby być w zgodzie z autorami sąsiadujących arkuszy (Bałuk, 2004; Lichwa, 2004a, b; Maksiak, 2003a, b). Zarówno na podstawie cech strukturalnych, jak i litologii trzeba by je raczej określić jako utwory wodnolodowcowe bliskiego transportu w stropie dodatkowo zmienione peryglacjalnie.

M u ł k i i p i a s k i , m i e j s c a m i g l i n y , z a s t o i s k o w e , l o k a l n i e w y t o p i s k o w e wypełniają rozliczne zagłębienia powstałe po wytopieniu brył martwego lodu, szczególnie w sąsiedztwie dużych kemów. W spokojnych warunkach akumulowały mułki, mułki piaszczyste i piaski bardzo drobnoziarniste, pyłowate, lokalnie z wkładkami glin pyłowatych z pojedynczymi żwirami, szare, jasnoszare, żółtobrązowe. W Biczkach (otw. 1) ich miąższość wynosi 5,3 m, w miejscowości Grądy Małe (otw. 11) 5,5 m a w punkcie dokumentacyjnym 4 przekracza 10 m (przekrój geologiczny A–B). Nie wiadomo jednak, jaka jest ich maksymalna miąższość, ponieważ w ostatnim z wymienionych miejsc nie osiągnięto spągu tych osadów.

G l i n y i p i a s k i w y t o p i s k o w e występują w dnach szerokich i płaskich zagłębień położonych na obszarze wysoczyzny. Są to gliny piaszczyste i pyłowate ze żwirami i głazikami oraz piaski różnoziarniste, pyłowate, ze żwirami, szare, szarobrązowe, jasnobrązowe. Miejscami, np. na zachód i południe od Jedwabnego, w osadach tych przeważają gliny a piaski stanowią jedynie wkładki, w innych miejscach jest na odwrót. W Biczkach (otw. 1) miąższość osadów piaszczystych wynosi 10,0 m a gliny pyłowate występowały do głębokości 1,8 m tylko w jednej ze ścian dołu płuczkowego. W sąsiednich punktach dokumentacyjnych: 6 i 8 miąższość tych glin była zdecydowanie większa. W składzie minerałów ciężkich amfibole (41,3%) przeważały nad granatami (34,0%) i epidotem (11,9%). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu R = 0,55, ziarna częściowo obtoczone stanowiły 56,3%, obtoczone — 36,3% a kanciaste — 7,5% (Fert, Makarewicz, 2005). Ponieważ w wielu miejscach utwory te znajdują się powyżej osadów pyłowatych trudno wszystkie tego typu sytuacje wyjaśnić spływami z otaczających wysoczyzn i wytapianiem oderwanych brył martwego lodu. Dlatego prawdopodobne jest, że część z nich powstało w wyniku wytopienia lądolodu po lokalnym, niewielkim któtkotrwałym nasunięciu. Stąd też w przypadku, gdy w wytopisku przeważają gliny a otaczającą wysoczyznę budują gliny górne stadiału środkowego trudno wyznaczyć granicę pomiędzy nimi, jak np. na wschód od miejscowości Bronaki-Pietraszcze.

P i a s k i i p i a s k i z e ż w i r a m i , w o d n o l o d o w c o w e i z a s t o i s k o w o - w o d n o l o d o w c o w e związane są z ostatnim etapem odwadniania obszaru wysoczyzny, występują na obrzeżach wytopisk i wąskim pasem wzdłuż dolin wód roztopowych. Lokalnie na zachód od Wizny wypełniły pra-

wie całe rozległe zagłębienie wytopiskowe. Z reguły są to piaski drobnoziarniste z wkładkami piasków różnoziarnistych, żwirowatych, żółte, jasnobrązowe, jasnoszare, o miąższości nieprzekraczającej kilku metrów. W tym samym okresie formowały się równiny sandrowe w Kotlinie Biebrzańskiej, ich niewielki fragment znajduje się pomiędzy Górą Strękową i Maliszewem-Perkusy (ark. Nowa Wieś) w południowo-wschodniej części omawianego terenu. W tym rejonie występują piaski drobnoziarniste z wkładkami piasków różnoziarnistych, jasnoszarych, o trudnej do ustalenia miąższości, ponieważ leżą na starszych osadach wodnolodowcowych.

Interglacjał eemski

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e interglacjału emskiego występują tylko w Biczkach (punkt dok. 9). Są to żwiry piaszczyste i piaski różnoziarniste ze żwirami, jasnobrązowe, szare, w spągu z większą ilością ziaren grubszych, o miąższości 6,9 m. Utwory te występują pod torfami holoceńskimi oraz piaskami i glinami deluwialnymi. W sąsiednim obniżeniu, po zachodniej stronie kemu, występuje interglacjalna seria organiczna, dlatego przyjęto, że piaski i żwiry były akumulowane przez ciek odwadniający system jezior z okresu interglacjału eemskiego.

N a m u ł y t o r f i a s t e , t o r f y , n a m u ł y i p i a s k i j e z i o r n e . W okresie ostatniego interglacjału akumulacja osadów organicznych odbywała się w licznych odosobnionych zbiornikach jeziornych. Na terenie badań stwierdzono obecność kilku takich zbiorników (punkt dok. 7 i 19) a dalszych kilka znanych jest z obszarów sąsiednich (Bałuk, Krupiński, 2000; Bińka i in., 1988; Janczyk-Kopikowa, 1999; Musiał i in., 1982). W północno-zachodniej części badanego obszaru, w obniżeniu otoczonym kemami, na północny wschód od wsi Kossaki (punkt dok. 7) natrafiono na wyjątkowo miąższą serię osadów organicznych znajdującą się na glinach dolnych stadiału środkowego. Skrócony opis profilu przedstawia się następująco:

0,0–0,3 m — gleba, piaski humusowe i namuły piaszczyste, ciemnobrązowe, brunatne;

0,3–0,6 m — piaski różnoziarniste, drobnoziarniste, pyłowate, z pojedynczymi żwirami, jasnobrązowe;

0,6–1,2 m — gliny pyłowate z pojedynczymi żwirami, smugowane, z wkładką mułków piaszczystych i piasków różnoziarnistych, jasnobrązowe, jasnoszare (deluwialne);

1,2–1,8 m — namuły, namuły piaszczyste, szare, niebieskoszare;

1,8–2,9 m — namuły torfiaste, ciemnobrunatne, w spągu czarne;

2,9–3,3 m — torfy ciemnobrunatne;

3,3–5,1 m — namuły torfiaste, ciemnobrunatne, w spągu pojedyncze żwiry;

5,1–5,3 m — gliny piaszczysto-ilaste, z pojedynczymi żwirami, ciemnoszare;

5,3–5,6 m — namuły, namuły ilaste ciemnoszare, w spągu 2-centymetrowa wkładka piasków różnoziarnistych;

5,6–5,9 m — namuły, gliny piaszczyste ciemnoszare, z pojedynczymi żwirami;

5,9–9,1 m — torfy ciemnobrunatne, czarne, od 8,5 m mszyste, luźniejsze;

9,1–9,6 m — namuły ilaste, ciemnoszare, z 1-centymetrową wkładką piasków ze żwirami ciemnoszarych;

9,6–15,2 m — namuły torfiaste i torfy, ku spągowi coraz bardziej zwięzłe, ciemnobrunatne;

15,2–17,4 m — namuły, namuły ilaste, szare z wkładką glin pyłowatych i piasków różnoziarnistych;

17,4–17,6 m — piaski bardzo drobnoziarniste i namuły piaszczyste szare, jasnoszare;

17,6–18,0 m — gliny zwałowe piaszczyste ze żwirami ciemnobrązowe.

W osadach występujących na głębokości 5,9–15,2 m Winter (2006) rozpoznała charakterystyczne następstwo pojawiania się drzew i krzewów, z dużą ilością ziaren pyłku leszczyny, dębu i grabu, oraz obecnością ziaren pyłku *Hedera,* co wskazuje, że sedymentacja osadów następowała w czasie interglacjału eemskiego. Torfy mszyste rozpoznane na głębokości 8,5 m charakteryzowały się wysokim udziałem ziaren pyłku sosny, były one akumulowane pod koniec interglacjału. W próbce pochodzącej z głębokości 3,2 m, znajdującej się powyżej serii organicznej rozdzielającej gliny piaszczyste i namuły, stwierdzono wysoki udział ziaren pyłku brzozy (50,1%) i średni sosny (29,4%) oraz wyraźną obecność pyłków roślin zielnych, co nie pozwoliło na precyzyjne określenie wieku osadów. Możliwe są trzy interpretacje. Pierwsza, że górna część serii organicznej została akumulowana jeszcze w interglacjale, druga, że powstała w interstadiale zlodowaceń północnopolskich, a trzecia, najbardziej prawdopodobna, że jest związana z początkiem holocenu. W takim przypadku akumulacja glin i namułów występujących na głębokości 5,1–5,9 m (których genezę trzeba określić jako deluwialną) miała miejsce w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Wisły, a osadów deluwialnych z głębokości 0,3–1,2 m w holocenie.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

P i a s k i r z e c z n o - p e r y g l a c j a l n e t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h 2 , 5 – 5 , 0 m n . p . r z e k i . W Kotlinie Biebrzańskiej w czasie recesji lądolodu istniał szlak odpływu wód roztopowych, który miał charakter rzek roztokowych, akumulacja odbywała się w warunkach klimatu peryglacjalnego. Osadziły się wtedy piaski drobnoziarniste, z wkładkami piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych, jasnoszarych, w spągu piasków różnoziarnistych ze żwirami, o miąższości trudnej do ustalenia, ponieważ proces ten najczęściej przebiegał na osadach wodnolodowcowych powstałych w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Warty. W miejscach, gdzie osady te występują na płatach glin ich miąższość wynosi około 3–4 m. Obecnie powierzchnia tarasów nadzalewowych utworzonych z tych osadów znajduje się na wysokości 2,5–5,0 m n.p. rzeki Biebrzy i Narwi.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski jeziorno-rzeczne. W wyniku dalszej akumulacji rzek roztokowych na terenach obniżonych okresowo powstawały rozległe rozlewiska, w których osadziły się piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, pyłowate, jasnoszare, w spągu z pojedynczymi żwirami. We Włochówce (otw. 26) występują one pod osadami eolicznymi a ich miąższość wynosi 2,9 m. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (35,5–39,8%) nad amfibolami (27,4–30,3%), epidotem (13,8–19,4%) i biotytem (5,1–5,8%). Współczynnik obtoczenia ziaren kwarcu (R) w próbce pobranej z niższej wysokości wynosi 0,57 a z wyższej 0,45 (Fert, Makarewicz, 2005). Zarówno skład mineralny, jak i współczynnik obtoczenia kwarcu, wskazujący na wydłużanie drogi transportu materiału, potwierdzają wyżej opisane warunki akumulacji. W rejonie Bagna Ławki poniżej torfów występują cienkie płaty iłów pyłowatych o miąższości 20–30 cm, które były akumulowane w spokojnych warunkach, zapewne w obrębie dużych rozlewisk. Banaszuk (2004) powstanie tych osadów wiązał z tworzeniem się pokryw mad na powierzchni tarasu zalewowego (niższego), którego wiek określił na przełom plejstocenu i holocenu. Ze względu na niedostępność terenu i brak różnic litologicznych nie rozstrzygano jaki zasięg mają rzeczne osady holoceńskie występujące poniżej torfów na terenie Bagna Ławki i przyjęto jednolite wydzielenie torfów na utworach jeziorno-rzecznych. Na południowy wschód od Narwi, w rejonie Bagna Wizny, akumulacja osadów jeziorno-rzecznych zakończyła się zapewne wcześniej niż w dolinie Biebrzy, o czym może świadczyć zdecydowanie większe nasilenie procesów eolicznych.

Piaski pyłowate i żwiry zwietrzelinowe (eluwialne) występują na płaskich wzniesieniach zbudowanych z glin zwałowych różnego wieku. Są to piaski różnoziarniste, pyłowate, w okolicy miejscowości Srebrowo drobno- i bardzo drobnoziarniste, pyłowate, ze żwirami, oraz z licznymi głazikami na powierzchni terenu, żółte, żółtobrązowe. Ich miąższość nie przekracza 1,8 m. Nie potwierdziło się występowanie na rozległych obszarach miąższych (powyżej 2 m) piaszczystych osadów zwietrzelinowych (eluwialnych), tak jak to zostało przedstawione na terenie arkusza Rutki (Maksiak, 2003a, b). Zapewne są to piaski wodnolodowcowe bliskiego transportu.

Piaski eoliczne w wydmach. Pojedyncze niewielkie wydmy występują tylko w Kotlinie Biebrzańskiej. W większości wydmy te składają się z wałów piaszczystych o niedużej wysokości, do 2 m. Jedyna większa wydma o w miarę regularnym parabolicznym kształcie osiąga maksymalną wysokość względną 7,5 m. Tworzą ją piaski drobnoziarniste, nieco pyłowate, żółte, jasnoszare.

Piaski eoliczne są drobnoziarniste, nieco pyłowate, żółte, jasnoszare. Występują w sąsiedztwie wydm, a ich miąższość wynosi do 1,5 m. Pola piasków przewianych znajdujące się w okolicy Włochówki przy wale przeciwpowodziowym zostały w większości wyeksploatowane na budowę tego wału.

Piaski i gliny deluwialne i deluwialno-rzeczne występują w licznych rozcięciach i obniżeniach powierzchni terenu. Ich litologia zależna jest od litologii osadów budujących sąsiadujące zbocza. Przeważnie są to gliny piaszczyste i piaski różnoziarniste, pyłowate z wkładkami

i przewarstwieniami gliniastymi. Powstanie tych utworów związane jest z okresami intensywnej erozji, szczególnie w czasie zlodowaceń północnopolskich. Niektóre z tych obniżeń są długie, ich długość może wynosić nawet powyżej 1,5 km, i dlatego należy przypuszczać, że część materiału deluwialnego mogła być transportowana przez cieki okresowe. Miąższość tych osadów jest zmienna, waha się od kilkudziesięciu centymetrów do 2–3 m, gdy utwory te występują na osadach interglacjału eemskiego wynosi 1,2–2,0 m.

c. Holocen

Piaski rzeczne tarasów zalewowych wyższych 2,0–4,0 m n.p. rzeki. Są to piaski drobnoziarniste, nieco pyłowate z wkładkami piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych, jasnoszare, szare, w spągu z domieszką żwirów. Miąższość tych osadów wynosi z reguły 3–4 m, a maksymalnie dochodzi do 12 m. Tarasy te powstały w pierwszej połowie okresu atlantyckiego, gdyż datowania próbek torfów pobranych z szerokopromiennego meandru położonego w okolicach Zajek wskazują, że torfy zaczęły tworzyć się na początku okresu atlantyckiego (Banaszuk, 2004).

Piaski i namuły piaszczyste rzeczne tarasów zalewowych niższych i odsypów korytowych 0,5–2,5 m n.p. rzeki. Powierzchnia tych tarasów znajduje się przeważnie na wysokości do 1,5 m n.p. rzeki, tylko w miejscach odsypów korytowych dochodzi do 2,5 m. Maksymalna miąższość tych osadów jest trudna do określenia, ale zapewne wynosi około kilkunastu metrów. W otworze 22 odwierconym tuż przy korycie Narwi, na południowy wschód od Wizny, do głębokości 8,2 m występowały piaski drobnoziarniste a niżej, do głębokości 15,0 m, piaski średnioziarniste. W odsypach korytowych w piaskach drobnoziarnistych, jasnobrązowych, jasnoszarych liczne są wkładki namułów piaszczystych, ciemnoszarych, o miąższości do 30 cm, zawierające dużą domieszkę substancji organicznej.

Osady te budują również niewielkie stożki napływowe.

Mułki, iły (mady) i piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,5 m n.p. rzeki występują w obniżeniach powierzchni tarasów zalewowych niższych. W większości są to mady pyłowate i mady piaszczyste szare, szarobrązowe, a lokalnie tylko ciężkie mady ilaste, brązowo-szare. Ich miąższość wynosi 0,7–0,8 m, maksymalnie dochodzi do 1,2 m, ale wtedy najczęściej zawierają one wkładki piasków drobnoziarnistych, pyłowatych, jasnoszarych. Miejscami na powierzchni mad do głębokości 0,3–0,6 m występują rudy darniowe z licznymi grudkami limonitu.

Piaski humusowe, piaski i namuły den dolinnych powszechnie występują na wysoczyźnie we wszystkich dolinach rzecznych i obniżeniach związanych z okresowym przepływem wód powierzchniowych. Są to przeważnie piaski różnoziarniste, od drobno- do gruboziarnistych ze żwirami, szare, jasnoszare, z różną domieszką frakcji pyłowatych i substancji roślinnej. Miąższość tych osadów w wielu miejscach mieści się w granicach 1,3–1,8 m, jednak w dolinie Łojewka i Jedwabianki może dochodzić do 3–4 m.

Namuły, namuły piaszczyste i namuły torfiaste zagłębień bezodpływowych oraz namuły torfiaste i torfy starorzeczy. Na obszarze wysoczyzny osady te występują w dnach trwale podmokłych wytopisk. Zawierają one dużo rozłożonej substancji roślinnej oraz frakcji pyłowatej i ilastej. Miąższość tych osadów nie przekracza 1,5 m, a w większości miejsc wynosi 0,7 m. W dolinie Narwi i Biebrzy starorzecza wypełniają namuły torfiaste i torfy ciemnobrunatne i czarne z wkładkami ciemnoszarych namułów ilastych. W miejscu, gdzie kontaktują się z torfami występującymi na terenie Bagna Ławki trudno wyznaczyć granicę między nimi, dlatego na mapie poprowadzono ją linią przerywaną. Wiele starorzeczy wypełnionych jest jeszcze wodą a torfy i namuły zajmują jedynie strefę przybrzeżną, lecz ich zasięg jest już zdecydowanie większy niż przedstawiono na podkładzie topograficznym. W dostępnych miejscach ich miąższość nie przekraczała 1,8 m, dlatego na całym obszarze przyjęto, że osady te występują na piaskach rzecznych. Nie można jednak wykluczyć, że w pojedynczych miejscach ich miąższość może przekraczać 2 m. W zagłębieniach deflacyjnych występują namuły piaszczyste z wkładkami piasków humusowych, o miąższości do 0,7 m.

Torfy w Kotlinie Biebrzańskiej zajmują dwa rozległe obszary. Jeden występuje w północno-wschodniej części terenu badań i stanowi jedynie niewielki zachodni fragment torfowiska Bagna Ławki. W tym rejonie miąższość torfów jest niewielka (0,8–1,4 m) a ich głównym składnikiem jest torf olesowy w stropie którego występuje torf turzycowy. Drugi obszar znajduje się w południowo-wschodniej części terenu badań i również stanowi jedynie niewielki północny fragment tym razem torfowiska Bagna Wizny. W 1955 roku wykonano w tym rejonie dokumentację, w której maksymalną miąższość torfów określono na 3,2 m. Później jednak torfowisko zostało zmeliorowane i miąższość torfów wyraźnie się zmniejszyła. W miejscu, gdzie została określona na 2,3 m, obecnie wynosi jedynie 1,4 m. W najgłębszej części występują torfy turzycowo-mszyste, a w strefach brzeżnych turzycowe i szuwarowe. Na wysoczyźnie torfy wypełniają lokalne wytopiska, ich miąższość nie przekracza 1,3 m. Są to torfy turzycowo-drzewne, w których spągu sporadycznie występują gytie o miąższości do 20 cm.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza leży na południowym skłonie wyniesienia mazursko-suwalskiego, które przechodzi w obniżenie podlaskie. Na sfałdowanym podłożu krystalicznym może występować dwudzielna pokrywa osadowa. Młodsza mezozoiczno-kenozoiczna leży niezgodnie na starszym podłożu i ma monoklinalne pochylenie ku zachodowi oraz południowemu zachodowi (Kubicki i in., 1972). Strop utworów górnokredowych rozpoznany został na południe i południowy wschód od terenu badań, w Mężeninie (ark. Rutki — otw. 12) na wysokości 90,7 m p.p.m. (Maksiak, 2003a, b) i w Grabowie (ark. Zawady — otw. Grabowo GRA-1) na wysokości 78,5 m p.p.m. (Żuk, 2003). W obu przypadkach ma zapewne charakter erozyjny.

Do sporządzenia szkicu geologicznego odkrytego (tabl. III) posłużyły dane jedynie z pięciu otworów wykonanych na badanym terenie oraz kilku położonych na obszarach sąsiednich arkuszy, dlatego ma on bardzo uproszczony charakter. Dodatkowo wykorzystano cztery ciągi sondowań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalitiuk, 2004). Powierzchnia podłoża czwartorzędu na większości obszaru jest płaska i tylko nieznacznie obniża się w kierunku północno-wschodnim. Znajduje się ona na wysokości od około 23 m p.p.m do 5–10 m n.p.m. Na przeważającym obszarze powierzchnia ta zbudowana jest z osadów miocenu. W części centralnej badanego terenu występuje owalne obniżenie, którego dno znajduje się na wysokości około 30 m p.p.m. Występują w nim osady oligocenu. Obniżenie to mogło powstać w wyniku egzaracji lądolodu. W części południowo-zachodniej i południowo-wschodniej terenu arkusza powierzchnia podłoża utworów czwartorzędowych jest wyniesiona na wysokość około 30 m n.p.m. W tych rejonach w podłożu występują dużej miąższości odporne na wietrzenie ilaste osady mio-pliocenu. Ponieważ obszar, na którym powierzchnia podłoża znajduje się wyżej, pokrywa się z dolinami Narwi i Łojewka można przypuszczać, że jednym z czynników, który wpłynął na takie ukształtowanie tej powierzchni mogły być uskoki tektoniczne w głębszym podłożu. Dodatkowo za występowaniem strefy uskokowej wzdłuż doliny Łojewka przemawia zupełnie odrębne wykształcenie wysoczyzny po obu jej stronach. Po stronie południowo-zachodniej powierzchnia wysoczyzny jest w miarę płaska i stosunkowo łagodnie obniża się w kierunku doliny, występuje tu również rozległe plateau kemowe i duże wytopiska. Po stronie północno-wschodniej krawędź doliny jest stroma i dodatkowo podkreślona formami kemowymi, a powierzchnia wysoczyzny obniża się, w kierunku północno-wschodnim do następnej doliny — Jedwabnianki. Różnice te można wytłumaczyć powstaniem rozłamu lądolodu pod wpływem ruchów neotektonicznych. Wzdłuż niego rozpoczęło się formowanie doliny wód roztopowych oraz rozwój odrębnych procesów deglacjacji po obu stronach tego rozłamu. Dolina Jedwabnianki ma na tym odcinku przebieg prawie równoległy do doliny Łojewka, a obie doliny wraz z doliną Narwi tworzą kąt około 60º. Możliwość takiego układu stref uskokowych częściowo potwierdzają badania struktur linijnych (Bażyński, Daniel-Danielska, 1982; Graniczny i in., 1995). Oprócz tektonicznego założenia występowania opisywanych wyniesień na pewno duży wpływ miała również egzaracja najstarszych lądolodów i erozja wód roztopowych.

Osobnym zagadnieniem są procesy glacitektoniczne i związane z nimi powstanie w północno-zachodniej części badanego obszaru olbrzymich kier osadów paleogeńsko-neogeńskich o miąższości do 54 m. W tym opracowaniu przyjęto, że są to wzajemnie na siebie nasunięte łuski tektoniczne, na co wskazują duże rozmiary tych kier, spokojne ułożenie warstw wewnątrz łusek oraz występowanie kilku stref ścięć w obrębie spoistych osadów (np. cienkie wkładki złuskowanych iłów pstrych). Na możliwość występowania kolejnych łusek osadów ilastych z wkładkami glin na północny zachód od otworu 1

wskazują wyniki badań geoelektrycznych (Jagodzińska, Kalituk, 2004). Na terenie sąsiedniego arkusza Radziłów (Lichwa, 2004a, b), w odległości około 4 km na północny wschód od Biczek, w profilu otworu Supy (Przytuły Las) zostały stwierdzone kry osadów paleogoeńskich o łącznej miąższości około 108 m, rozdzielone tylko dwoma seriami utworów wodnolodowcowych. Strop tych kier występuje tuż pod powierzchnią terenu na wysokości około 150 m n.p.m. Trudno się zgodzić z interpretacją, że są to jedynie wąskie porwaki w obrębie glin zwałowych, gdyż ich rozprzestrzenienie jest zdecydowanie większe. Również interpretacja iłów mio-pliocenu nawierconych na wysokości 90,7 m n.p.m. w otworze Jurzec w północno-wschodniej części terenu sąsiedniego arkusza Łomża (Bałuk, 2004), jako „*in situ*", w sytuacji występowania takich kier, wydaje się wątpliwa, dlatego też szkic geologiczny odkryty (tabl. III) różni się w tym rejonie od szkicu wykonanego dla obszaru arkusza Łomża.

Podobny typ budowy nasuniętych na siebie łusek przyjęto dla osadów lodowcowych zlodowacenia Sanu 2, z którym należy wiązać powstanie największych kier osadów paleogeńsko-neogeńskich. W glinach tych zaobserwowano liczne mniejsze kry utworów paleogeńsko-neogeńskich, jak również starszych glin zwałowych. Dodatkowo gliny te lokalnie mają znacznie większą miąższość, co można właśnie tłumaczyć nakładaniem się kolejnych łusek, na co wskazywał już Ber (2000) przedstawiając wyniki badań z rejonu Suwalszczyzny. Trudno określić, jaki zasięg mógł mieć ten typ budowy, lecz wydaje się, że wzrost miąższości tych glin w okolicach Wizny (co potwierdzają wyniki badań geoelektrycznych — Jagodzińska, Kalitiuk, 2004) można również tak zinterpretować.

W wyniku powstania tak dużych kier osadów trzeciorzędowych musiały utworzyć się duże depresje w utworach trzeciorzędowych, na co zwracała uwagę Ruszczyńska-Szenajch (1973). Na północ, na terenie arkusza Radziłów (Lichwa, 2004a, b), takich depresji nie ma, występuje tylko mały zrąb neotektoniczny w rejonie miejscowości Radziłów, z którym trudno wiązać powstanie tak dużych łusek. Natomiast jeszcze dalej na północ, na terenie arkusza Grajewo, występują depresje sięgające 60 m p.p.m. i być może właśnie ten rejon jest miejscem źródłowym wyżej opisywanych kier, co opisywał już wcześniej Lichwa (2004a, b).

Przy opisie procesów glacitektonicznych trzeba wspomnieć też, że i mułki zastoiskowe akumulowane w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Nidy były również zaburzone przez ten lądolód. Poszczególne warstwy tych osadów w całym profilu były ustawione pod różnymi kątami a w jednym miejscu obserwowano nawet ich pionowe ułożenie.

Znaczne różnice istnieją również pomiędzy szkicem opracowanym dla omawianego obszaru a szkicem wykonanym dla terenu arkusza Rutki (Maksiak, 2003a, b), ponieważ autor sąsiedniego opracowania nie uwzględnił profilu otworu wykonanego w Janczewie (otw. 18), który był już publikowany w pracy Bałuk z 1991 roku, a został wykonany tuż przy granicy obu arkuszy.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na terenie arkusza Wizna najstarszymi osadami stwierdzonymi w profilach otworów wiertniczych są utwory oligocenu dolnego (tab. 2). Z końcem kredy badany obszar został wynurzony i nastąpił etap denudacji. Transgresja morska w eocenie środkowym doprowadziła do powstania morskich osadów facji glaukonitowych. Recesja morza i ponowne krótkotrwałe transgresje w eocenie górnym i oligocenie dolnym zaznaczyły się akumulacją osadów brakicznych i lądowych z węglem brunatnym, naprzemian z osadami morskimi (Słodkowska, 2005a, b). W miocenie na omawianym obszarze trwała już akumulacja piasków, węgla brunatnego, mułków i iłów w zbiornikach śródlądowych, a w miocenie górnym i mio-pliocenie również iłów pyłowatych i iłów pstrych.

Nie stwierdzono osadów plejstocenu dolnego (preglacjału), które, o ile były, mogły zostać zniszczone w wyniku egzaracji w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Narwi. Lądolód ten wkroczył na w miarę płaską zdenudowaną powierzchnię. Jedynie w południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części badanego obszaru, która była wyniesiona, być może w wyniku wcześniejszych procesów tektonicznych, lądolód wciskał się w szczelinę między nimi, poszerzając i pogłębiając ją. Przed czołem lądolodu w niewielkich obniżeniach terenu zostały akumulowane piaski i żwiry wodnolodowcowe. W części centralnej omawianego terenu w wyniku egzaracji, zachodzącej prawdopodobnie pod lądolodem, powstało owalne obniżenie o głębokości kilkunastu metrów. Po wytopieniu lądolodu osadziły się w nim drobnoziarniste piaszczyste osady wodnolodowcowe, a później w czasie transgresji następnego lądolodu — zlodowacenia Nidy — obniżenie to wypełniły utwory zastoiskowe. Lądolód przekraczając ten rejon zaburzył glacitektonicznie osady pyłowate jeszcze nie skonsolidowane i przepełnione wodą. Po jego wytopieniu nastąpił etap silnej erozji. W wielu miejscach wody roztopowe rozcięły pokrywę utworów lodowcowych. Prawdopodobnie istniał szlak odpływu tych wód wzdłuż południowego odcinka dzisiejszej doliny Narwi. Po okresie erozji prawie cały obszar został zasypany utworami sandrowymi a później lokalne obniżenia wypełniły osady zastoiskowe.

W czasie interglacjału małopolskiego w północno-zachodniej części omawianego terenu funkcjonowała rzeka o dość spokojnym reżimie, która akumulowała osady drobnoziarniste. Utwory te były przez nią transportowane na duże odległości. Okresowo koryto było tamowane i w rozlewiskach osadzały się mułki ilaste. W czasie transgresji kolejnego lądolodu — zlodowacenia Sanu 1 — w dolinie i na terenach otaczających ją powstało duże zastoisko, które stopniowo wypełniały osady pyłowate. W części centralnej początkowo miała miejsce akumulacja wodnolodowcowa a później w miarę zbliżania się lądolodu i tamowania odpływu wód, w lokalnych zagłębieniach powstały małe zastoiska. Wkraczający na obszar zastoisk lądolód odrywał fragmenty tych osadów, stąd w utworach lodowcowych w pojedynczych miejscach występują kry osadów pyłowatych. Po jego wytopieniu ponownie miała miejsce erozja a następnie akumulacja osadów wodnolodowcowych.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia					Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro		Podpiętro		
Czwartorzęd	Holocen				Torfy — $_{t}Q_{h}$	Akumulacja organiczna
					Namuły torfiaste — $_{nt}Q_{h}$	Akumulacja mineralna i organiczna w zagłębieniach bezodpływowych, okresowo przepływowych i młodych dolinkach
					Namuły piaszczyste — $_{np}Q_{h}$	
					Namuły, namuły piaszczyste i namuły torfiaste zagłębień bezodpływowych oraz namuły torfiaste i torfy starorzeczy — $_{n}Q_{h}$	Akumulacja mineralno-organiczna w zagłębieniach terenu i starorzeczach
					Piaski humusowe, piaski i namuły den dolinnych — $_{ph}Q_{h}$	Erozja i akumulacja mineralna i organiczna, rzeczna, korytowa oraz zbiornikowa
					Mułki i piaski jeziorne — $^{li}_{mp}Q_{h}$	Akumulacja jeziorna
					Mułki, iły (mady) i piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,5 m n.p. rzeki — $^{f}_{ma}Q^{(t2)}_{h}$	Akumulacja mineralna rzeczna i powodziowa oraz zbiornikowa
					Piaski i namuły piaszczyste rzeczne tarasów zalewowych i odsypów korytowych 0,5–2,5 m n.p. rzeki — $^{f}_{p}Q^{(t2)}_{h}$	Erozja i akumulacja mineralna i organiczna, rzeczna
					Piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki — $^{f}_{p}Q^{(t1)}_{h}$	Erozja i akumulacja mineralna i organiczna, rzeczna
					Piaski i gliny deluwialne i deluwialno-rzeczne — $^{dd-f}_{pg}Q$	Rozmywanie materiału na stokach i akumulacja w obniżeniach, lokalnie przemieszanie materiału przez wody płynące w obniżeniach
					Piaski eoliczne — $^{e}_{p}Q$	Akumulacja eoliczna
					Piaski eoliczne w wydmach — $^{e}_{p}Q^{(w)}$	
					Piaski pyłowate i żwiry zwietrzelinowe (eluwialne) — $^{z}_{ppy}Q$	Rozmywanie glin zwałowych na płaskich wzniesieniach
					Piaski jeziorno-rzeczne — $^{li-f}_{p}Q$	Akumulacja mineralna zbiornikowa i rzeczna
	Plejstocen	Zlodowacenia północno-polskie	Zlodowacenie Wisły		Piaski rzeczno-peryglacjalne tarasów nadzalewowych 2,5–5,0 m n.p. rzeki — $^{f-pg}_{p}Q^{B(t)}_{p_4}$	Erozja i akumulacja mineralna rzeczna i wodnolodowcowa w strefie klimatu peryglacjalnego
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{B}_{p_4}$	Erozja i akumulacja sandrowa
		Interglacjał eemski			Namuły torfiaste, torfy, namuły i piaski jeziorne — $^{li}_{nt}Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja organiczna i mineralna jeziorna
					Piaski i żwiry rzeczne — $^{f}_{pż}Q_{p^{3-4}}$	Erozja i akumulacja rzeczna
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	Piaski i piaski ze żwirami, wodnolodowcowe i zastoiskowo-wodnolodowcowe — $^{fgb-fg}_{p}Q^{W2}_{p^3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Gliny i piaski wytopiskowe — $^{b}_{g}Q^{W2}_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa, w obniżeniach wytopiskowych grawitacyjna i spływowa
					Mułki i piaski, miejscami gliny, zastoiskowe, lokalnie wytopiskowe — $^{b}_{m}Q^{W2}_{p^3}$	Akumulacja w obniżeniach pozostałych po wytopieniu brył i płatów martwego lodu, częściowo akumulacja lodowcowa, grawitacyjna i spływowa
					Piaski, piaski pyłowate i piaski ze żwirami, lodowcowe, częściowo wodnolodowcowe — $^{g}_{p}Q^{W2}_{p^3}$	Erozja i akumulacja lodowcowa grawitacyjna i przez wody roztopowe
					Gliny zwałowe (górne) i gliny zwałowe w spływach — $^{g}_{gzw2}Q^{W2}_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa, grawitacyjna i spływowa
					Piaski, mułki i gliny zwałowe tarasów kemowych — $^{tk}_{(p)}Q^{W2}_{p^3}$	Akumulacja przez wody roztopowe w zbiornikach w kontakcie z lądolodem
					Piaski i żwiry moren martwego lodu — $^{gm}_{(pż)}Q^{W2}_{p^3}$	Akumulacja grawitacyjna, spływowa i przez wody lodowcowe w pobliżu brył martwego lodu
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{W2}_{p^3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej i ozów — $^{gs}_{(pż)}Q^{W2}_{p^3}$	Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe w szczelinach i tunelach lodowych

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	Piaski, mułki, żwiry i gliny zwałowe kemów — $^{k}_{pm}Q^{W2}_{p^3}$	Akumulacja w przetainach i między bryłami martwego lodu. Akumulacja grawitacyjna, spływowa
					Piaski, żwiry i głazy moren czołowych — $^{gc}_{pż}Q^{W2}_{p^3}$	Akumulacja grawitacyjna i spływowa przed czołem lądolodu
					Gliny zwałowe (dolne) — $^{g}_{gzw1}Q^{W2}_{p^3}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa — wytapianie lądolodu
				Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{W1}_{p^3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Mułki, piaski i iły zastoiskowe — $^{b}_{mpi}Q^{W1}_{p^3}$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
					Piaski, żwiry i głazy lodowcowe — $^{g}_{pż}Q^{W1}_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{W1}_{p^3}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa — wytapianie lądolodu
					Mułki i piaski zastoiskowe — $^{b}_{mp}Q^{W1}_{p^3}$	Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych
			Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{O3}_{p^3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{O3}_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa
				Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{O1}_{p^3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{O1}_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa
					Piaski i piaski pyłowate wodnolodowcowe — $^{fg}_{p}Q^{O1}_{p^3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Mułki, iły i piaski zastoiskowe — $^{b}_{mi}Q^{O1}_{p^3}$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
		Interglacjał wielki	Zlodowacenie Liwca		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{C}_{p^{2-3}}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{C}_{p^{2-3}}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa — wytapianie lądolodu
					Mułki i piaski zastoiskowe — $^{b}_{mp}Q^{C}_{p^{2-3}}$	Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych
					Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $^{fg}_{p}Q^{C}_{p^{2-3}}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
			Interglacjał mazowiecki		Piaski i mułki jeziorno-rzeczne — $^{li-f}_{p}Q^{M}_{p^{2-3}}$	Erozja i akumulacja mineralna rzeczna oraz akumulacja mineralno-organiczna w starorzeczach i rozlewiskach
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2		Mułki i piaski zastoiskowe — $^{b}_{mp}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{G}_{p^2}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{G}_{p^2}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa, glacitektoniczne odkłucie i spiętrzenie osadów
					Mułki, piaski i iły zastoiskowe — $^{b}_{mpi}Q^{G}_{p^2}$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
					Piaski wodnolodowcowe — $^{fg}_{p}Q^{G}_{p^2}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
			Interglacjał ferdynandowski		Piaski i żwiry i mułki rzeczno-jeziorne — $^{f-li}_{pż}Q^{F}_{p^2}$	Erozja i akumulacja mineralna rzeczna oraz akumulacja mineralna w zbiornikach i rozlewiskach
			Zlodowacenie Sanu 1		Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $^{fg}_{pż2}Q^{S}_{p^2}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{S}_{p^2}$	Akumulacja lodowcowa
					Mułki, mułki piaszczyste i iły zastoiskowe — $^{b}_{m}Q^{S}_{p^2}$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $^{fg}_{pż1}Q^{S}_{p^2}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
			Interglacjał małopolski		Piaski i żwiry rzeczne oraz mułki rzeczno-jeziorne — $^{ff-li}_{pżm}Q^{K}_{p^2}$	Erozja i akumulacja mineralna rzeczna oraz akumulacja mineralna w rozlewiskach
			Zlodowacenie Nidy		Mułki, piaski i iły zastoiskowe (górne) — $^{b}_{mp2}Q^{N}_{p^2}$	Akumulacja w zbiornikach zastoiskowych
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż}Q^{N}_{p^2}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowo-polskie	Zlodowacenie Nidy		Gliny zwałowe — $_{gzw}^{g}Q_{p_2}^{N}$	Egzaracja i procesy glacitektoniczne w czasie transgresji lądolodu oraz akumulacja lodowcowa — wytapianie lądolodu
					Mułki, piaski i iły zastoiskowe (dolne) — $_{mp1}^{b}Q_{p_2}^{N}$	Akumulacja w zbiorniku zastoiskowym
		Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi		Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $_{pż2}^{fg}Q_{p_1}^{A}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Gliny zwałowe — $_{gzw}^{g}Q_{p_1}^{A}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa — wytapianie lądolodu
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $_{pż1}^{fg}Q_{p_1}^{A}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
					Piaski i mułki glaukonitowe oraz piaski, mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego oraz piaski, mułki, iły i węgiel brunatny paleogenu i neogenu — $_{Pg+Ng}Q$	Oderwanie i przemieszczenie osadów
Neogen	Mio-pliocen				Iły z wkładkami mułków i piasków — $_{i}MPl$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych
	Miocen				Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny — $_{pm}M$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych
Paleogen	Oligocen				Piaski i mułki glaukonitowe oraz piaski, mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego — $_{pGk}Ol$	Akumulacja początkowo w zbiornikach śródlądowych później morska i śródlądowa

W czasie interglacjału ferdynandowskiego na obszarze wyniesionego podłoża, zbudowanego z osadów neogenu, w południowo-wschodniej części omawianego obszaru, istniała rzeka, która zniszczyła wszystkie starsze utwory czwartorzędowe i prawdopodobnie nie mogąc wciąć się głębiej w odporne utwory ilaste przesuwała swe koryto do okolic Wizny i dzisiejszej doliny Narwi, gdzie dno koryta znajduje się o kilka metrów niżej. Pod koniec akumulacji rzecznej na obszarach rozlewisk bądź starorzeczy osadziły się namuły organiczne (Bałuk, 1991). Na północny zachód od Jedwabnego w miejscu zasypanej starej doliny, powstałej w czasie interglacjału małopolskiego, istniał lokalny ciek, który pozostawił osady rzeczne o niedużej miąższości.

Z początkiem transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 w dolinach rzecznych i na terenach sąsiednich początkowo w warunkach klimatu peryglacjalnego akumulowane były osady wodnolodowcowe a później utworzyły się zastoiska. Sama transgresja tego lądolodu miała bardzo burzliwy przebieg, czego wynikiem jest powstanie olbrzymich kier (łusek) osadów paleogeńsko-neogeńskich, jak również starszych utworów czwartorzędowych, głównie ze zlodowacenia Nidy. Łuski te zostały spiętrzone i wzajemnie na siebie ponasuwane. Jaki był mechanizm powstania kier lodowcowych na niespotykaną gdzie indziej skalę? Wydaje się, że pierwszoplanową rolę odegrał równoleżnikowy zrąb Radziłowa, który znajduje się na północ od rejonu występowania kier. Lichwa (2004a, b) przyjął, że te kry były ścinane z wynurzającego się neotektonicznie zrębu i składane przez kolejne lądolody w postaci ściśniętych, wąskich porwaków w obrębie glin zwałowych. Lecz gliny zwałowe w profilach otworów nie zostały stwierdzone. Dodatkowo okazało się, że te kry zajmują znacznie większy obszar i nie jest

możliwe aby były zabrane z tak wąskiego zrębu. Czy mogły być zepchnięte jak spychaczem przed czołem lądolodu? Raczej nie, gdyż na otaczających ten rejon obszarach nie ma wysoko wyniesionych osadów oligocenu zajmujących tak duże powierzchnie, a taki rodzaj transportu na większe odległości musiałby spowodować znaczne przemieszanie tych osadów, a nie obserwowano ich w profilach rdzeni. Poza tym musiałby tego dokonać następny lądolód, gdyż łuski ponasuwane są na utwory zlodowacenia Sanu 2. Kolejną trudność sprawia fakt, że w tym rejonie w podłożu czwartorzędu występują osady miocenu, które pod koniec zlodowaceń południowopolskich były już przykryte znacznej miąższości utworami lodowcowymi. Jedynym logicznym wytłumaczeniem wydaje się być proces, który towarzyszy powstawaniu cyrków lodowcowych. W tym wypadku progiem, który musiał pokonać lądolód był zrąb Radziłowa. Prawdopodobnie uaktywnił się on już w czasie zlodowacenia Sanu 2 pod wpływem nacisku mas lodowych. Spowodowało to, że przesuwający się lądolód ugiął się i na północ od przeszkody powstał większy nacisk a w konsekwencji nastąpiła egzaracja podłoża. Początkowo mogłaby ona objąć osady lodowcowe ze zlodowacenia Nidy, stąd tak duży udział tego materiału w obrębie, być może jeszcze nieskonsolidowanych glin zlodowacenia Sanu 2. W miarę wysuwania się zrębu zwiększał się nacisk po północnej stronie, był on również bardziej skoncentrowany i powodował głębszą egzaracje. Natomiast po południowej stronie powstało miejsce odprężeń, w którym składane były kolejne kry. Dlatego największą miąższość kry te osiągają w pobliżu zrębu (choć nie przy nim samym) a dalej na południe mają już mniejszą. Ciągły ruch lądolodu mógł powodować dalsze nasuwanie się poszczególnych odkłutych łusek, lecz już na niewielką odległość, rzędu kilkuset metrów. Po wytopieniu się tego lądolodu w obniżeniu pomiędzy dwoma spiętrzonymi wyniesieniami osadów lodowcowych wody roztopowe rozmywały powierzchnię glin a później akumulowały osady piaszczysto-żwirowate. Następnie w wyniku zatamowania odpływów utworzyły się zastoiska, zarówno w tym obniżeniu, jak i bardziej na południe. W zastoiskach miała miejsce akumulacja osadów pyłowatych.

W czasie interglacjału mazowieckiego na terenie wyżej opisanego obniżenia na wysoczyźnie funkcjonował lokalny ciek. Początkowo wciął się w starsze osady zastoiskowe, ale przepływ był na tyle słaby, że dość szybko dolina z nim związana wypełniła się osadami mineralno-organicznymi. Na początku transgresji kolejnego lądolodu — zlodowacenia Liwca — całe to obniżenie zostało zasypane osadami wodnolodowcowymi. Wyżej położone zagłębienia, związane z nierówną powierzchnią łusek tektonicznych, były wypełniane osadami zastoiskowymi. Po wytopieniu się tego lądolodu w części północnej i południowej badanego obszaru wody roztopowe rozcięły osady lodowcowe a następnie w tych rozcięciach były akumulowane utwory piaszczysto-żwirowate.

Z początkiem transgresji lądolodu zlodowacenia Odry podniosła się baza erozyjna wód i na obszarze południowego odcinka dzisiejszej doliny Narwi akumulowane zostały dużej miąższości osady zastoiskowe. Również na terenie wysoczyzny istniały lokalne zastoiska. W miarę zbliżania się lądolo-

du stadiału dolnego w obniżeniu na wysoczyźnie akumulowane były coraz to grubszej frakcji osady piaszczyste. Nie wiadomo czy lądolód ten przekroczył centralną cześć terenu badań, gdyż w południowej części nie stwierdzono utworów z nim zwizanych. Dalej na południe, na terenach sąsiednich osady lodowcowe nie były rozdzielane na dwa odrębne stadiały. Wody roztopowe po ustąpieniu usypały w części centralnej terenu badań lokalnie dość miąższy sandr. Lądolód stadiału górnego ściął część ze spiętrzonych wcześniejszych osadów lodowcowych i wkroczył na tereny obniżone dzisiejszego Bagna Wizny. Po jego wytopieniu prawie cały teren wysoczyzny został zasypany utworami sandrowymi a w rejonie doliny Narwi istniał zapewne szeroki szlak odpływów wód roztopowych, które początkowo zerodowały pokrywę glacjalną a później osadziły w tym miejscu miąższą serię wodnolodowcową.

Transgresję lądolodu zlodowacenia Warty poprzedziła akumulacja zastoiskowa w dwóch małych zbiornikach. Lądolód stadiału dolnego przykrył cały badany obszar. Po jego wytopieniu początkowo na wysoczyźnie panowały spokojne warunki akumulacji a w lokalnych obniżeniach gromadziły się osady pyłowate. Nieco później zarówno te obniżenia, jak i niektóre inne zostały wypełnione drobnoziarnistymi osadami wodnolodowcowymi. Główny kierunek odpływu wód roztopowych odbywał się wzdłuż dzisiejszych dolin Biebrzy i Narwi, gdzie początkowo mocno niszczyły one osady lodowcowe, rozcinając je tak, że pozostały jedynie odizolowane płaty, a później, gdy ich siła transportu malała akumulowały osady piaszczyste. Cykl ten zapewne powtórzył się po recesji lądolodu stadiału środkowego, przy czym wody roztopowe zerodowały tam całkowicie osady lodowcowe, pozostawiając jedynie ostańce erozyjne Góry Strękowej i formy Maliszewa. Lądolód stadiału środkowego był ostatnim z lądolodów na badanym obszarze.

Na terenie wysoczyzny po jego wytopieniu pozostała dość zwarta pokrywa osadów lodowcowych. Recesja lądolodu stadiału środkowego przebiegała w warunkach deglacjacji arealnej. W bardzo licznych przetainach o zmiennym reżimie przepływu wód roztopowych zostały akumulowane osady, które po całkowitym wytopieniu się lodu utworzyły kemy. Zarówno w małym tunelu lodowym, jak i w lokalnej szczelinie lodowej osadziły się piaski i żwiry ozów i form akumulacji szczelinowej. Gdy na wysoczyźnie proces deglacjacji już trwał, w dolinie Biebrzy i Narwi znajdował się jeszcze prawdopodobnie aktywny jęzor lodowy. W strefie jego kontaktu z wysoczyzną w zbiorniku o słabym przepływie wód roztopowych zostały akumulowane drobnozianiste i pyłowate osady, miejscami z wyraźną pokrywą utworów ablacyjnych. Musiał (1983) uważał te osady, za powstałe w dystalnych partiach krótkich stożków sandrowych sypanych od wschodu, natomiast Bałuk (1982, 1991) przyjmowała, że jest to sandr wcięty jakby wąską półką w wysoczyznę przez wody roztopowe płynące od północy i kierujące się na wschód. Ponieważ osady te są nałożone na wysoczyznę a nie w nią wcięte i dominują w nich frakcje drobne, przyjęto, że są osadami tarasów kemowych, szczególnie, że krawędź doliny ma charakter kontaktu lodowego, w późniejszym okresie krawędź została tylko przekształcona w wyniku erozji (Banaszuk, 1980, 2004). W miarę wytapiania się brył lodu, któremu towarzyszyły liczne spływy błotne oraz tworzenie się małych moren martwego lodu, powstawały lokalne zastoiska, w których panowały spokojne warunki akumulacji.

W środkowo-zachodniej i zachodniej części badanego terenu, gdzie najszybciej zanikała pokrywa lodowa, zostały akumulowane osady piaszczyste przenoszone przez wody roztopowe na małą odległość. Ponieważ zarówno na tych utworach, jak i na osadach zastoiskowych w wielu miejscach znajdują się pokrywy glacjalne, ich pochodzenie nie zawsze można wyjaśnić spływami błotnymi i wytapianiem się oderwanych brył lodu, prawdopodobnie zaistniał krótki etap lokalnej szarży lądolodu. Ponieważ nie stwierdzono obecności żadnych form transgresywnych, szarża ta zapewne nie miała charakteru nasunięć mas lodowych, które spychają przed czołem starsze osady, a raczej narastania masy lodowej, jakby oblepiającej wystające formy morfologiczne, w wyniku ochłodzenia klimatu. W miejscu gdzie lądolód pękł, być może nad strefą uskokową, wody roztopowe stopniowo wcinały się w jeszcze nie skonsolidowane osady w wyniku czego powstała głęboka dolina wód roztopowych, którą obecnie wykorzystuje Łojewek. Na pozostałym terenie wysoczyzny wody stopniowo erodowały osady lodowcowe łącząc ze sobą odizolowane wytopiska w system odpływu powierzchniowego podobnie ukształtowany do dzisiejszego. Pod koniec deglacjacji zarówno w strefie brzeżnej wytopisk, jak i wzdłuż łączących je dolin wód roztopowych zostały akumulowane osady wodnolodowcowe.

W czasie interglacjału eemskiego w niektórych wytopiskach utworzyły się jeziora, które następnie stopniowo zarastały i wypełniały się osadami biogenicznymi i mineralnymi. W ciekach odwadniających te jeziora zostały akumulowane rzeczne serie piaszczysto-żwirowe. Możliwe, że w dolinie Biebrzy i Narwi również funkcjonowała rzeka, lecz brak jest możliwości wyróżnienia jej osadów.

W czasie zlodowacenia Wisły w Kotlinie Biebrzańskiej istniał jeden z głównych szlaków odpływu wód roztopowych, który zapewne miał charakter rzeki roztokowej. Lokalnie w miejscach obniżonych utworzyły się rozlewiska, w których zostały akumulowane utwory drobniejszych frakcji. Następnie na osadach tych rozwinęły się procesy eoliczne, które doprowadziły do powstania wydm o wysokości do 9 m. Na obszarze wysoczyzny od schyłku zlodowaceń środkowopolskich dominowały procesy denudacyjne, które uległy znacznemu nasileniu w czasie zlodowaceń północnopolskich. W klimacie peryglacjalnym utwory powierzchniowe poddane zostały intensywnemu wietrzeniu mrozowemu. W wielu miejscach pokrywom eluwialnym towarzyszą liczne struktury typu klinów mrozowych. Intensywne procesy denudacyjne doprowadziły do powstania w obniżeniach osadów deluwialnych, które częściowo były przemieszczane przez płynące nimi cieki.

W starszym holocenie wody Narwi i Biebrzy uformowały tarasy zalewowe wyższe. Proces ten rozpoczął się prawdopodobnie pod koniec okresu preborealnego a zakończył na początku okresu atlantyckiego (Banaszuk, 2004). Z tym ostatnim okresem wiąże się nasilenie akumulacji torfów, której intensywność zwiększyła się w okresie subatlantyckim. Rozwój ten zahamowany został w XIX wieku w wyniku antropopresji. W dnach dolin rzecznych, cieków okresowo przepływowych i w zagłębieniach różnej genezy nadal gromadzą się piaski rzeczne tarasów zalewowych niższych i odsypów korytowych, mady, deluwia, piaski humusowe i namuły.

IV. PODSUMOWANIE

Szczegółowe prace geologiczno-zdjęciowe, wykonane otwory kartograficzne oraz badania geofizyczne i laboratoryjne dostarczyły bogatego materiału dla rozpoznania przypowierzchniowej budowy geologicznej terenu arkusza Wizna. W oparciu o te materiały przedstawiono budowę podłoża czwartorzędu, stratygrafię utworów plejstoceńskich i budowę geologiczną powierzchni terenu. Na badanym obszarze wyróżniono miąższy kompleks osadów czwartorzędu, o maksymalnej miąższości 174,8 m, w którym wydzielono 10 poziomów glin zwałowych. Po jednym zaliczono do zlodowacenia Narwi, Nidy, Sanu 1, Sanu 2 i Liwca a pięć do zlodowaceń środkowopolskich (dwa do zlodowacenia Odry i trzy do Warty). Wyróżniono osady czterech interglacjałów (małopolskiego, ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego) w większości na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych oraz wyników badań palinologicznych pojedynczych próbek. Ponieważ praktycznie nie stwierdzono form czołowomorenowych, odmiennie niż Bałuk (1991) przyjęto arealny typ deglacjacji na całym obszarze wysoczyzny. Przedstawiono też nowatorską, całkowicie oryginalną koncepcję powstania wielkich kier osadów paleogeńsko-neogeńskich.

Ze względu na małą ilość danych uzyskanych z głębokich otworów wiertniczych (tylko pięć przebija utwory czwartorzędu) dalszych badań i wyjaśnień wymagają między innymi następujące zagadnienia:

1. Budowa geologiczna i rzeźba podłoża czwartorzędu z uwzględnieniem możliwości występowania uskoków w głębszych osadach.

2. Czy właściwa jest interpretacja mechanizmu powstania miąższych kier osadów paleogeńsko-neogeńskich oraz czy można uznać je za łuski tektoniczne?

3. Czy istniało lokalne nasunięcie (szarża) lądolodu w końcowym etapie deglacjacji i czy możliwe jest, że ma większą rangę stratygraficzną, tzn. nastąpiło w odrębnym stadiale np. górnym (Mławy), lub którymś ze zlodowaceń północnopolskich — jak przypuszcza Lisicki (2003)?

4. Czy płaty glin występujące na tarasie kemowym przy krawędzi doliny Biebrzy w Burzynie i Sieburczynie mają genezę spływową?

5. Jakiego wieku i jaką genezę mają utwory rozdzielające serię organiczną osadów interglacjału eemskiego w stanowisku Kossówka (punkt dok. 7)?

Opracowano
w Firmie Geologicznej
„Sandr" w Warszawie

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
w Warszawie

Warszawa, 2007

LITERATURA

Bałuk A., 1973a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łomża, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.

Bałuk A., 1973b — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łomża, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.

Bałuk A., 1973c — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łomża. Inst. Geol., Warszawa.

Bałuk A., 1975 — Czwartorzęd i morfogeneza okolic Łomży. *Kwart. Geol.*, **19**, 2: 100–120.

Bałuk A., 1982 — Varying deglaciation processes on the Lower and Middle Narew River during the Middle-Polish Glaciation. *Biul. Inst. Geol.*, 343.

Bałuk A., 1991 — Czwartorzęd dorzecza dolnej Narwi (północno-wschodnie Mazowsze). *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **130**.

Bałuk A., 1995 — The Warta Cold Unit — a part of the Middle Polish Glaciation in the Narew River Basin (NE Poland). *Acta Geogr. Lodz.,* 68.

Bałuk A., 2004 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łomża (296), materiały nieukończone. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Bałuk A., Krupiński K. M., 2000 — Osady interglacjału eemskiego w Rakowie Nowym k. Kolna. *Prz. Geol.*, **48**, 9: 789–795.

Banaszuk H., 1980 — Geomorfologia południowej części Kotliny Biebrzańskiej. *Pr. Stud. Geogr. UW,* **2**: 7–69.

Banaszuk H., 2000 — Plan ochrony Biebrzańskiego Parku Narodowego. Operat ochrony przyrody nieożywionej i gleb. Maszynopis. Dyrekcja Biebrzańskiego Parku Narodowego.

Banaszuk H., 2004 — Geologia i geomorfologia Kotliny Biebrzańskiej. W: Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Aktualny stan, walory, zagrożenia i potrzeby czynnej ochrony środowiska. Wyd. Ekonomia i Środowisko. Białystok: 26–109.

Baraniecka M. D., 1969 — Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. *Kwart. Geol.*, **13**, 2.

Bażyński J., Daniel-Danielska B., 1982 — Interpretacja zdjęć satelitarnych obszaru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. W: Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (red. S. Kubicki, W. Ryka). Inst. Geol., Warszawa.

Ber A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **170**: 5–89.

Bińka K., Musiał A., Straszewska K., 1988 — Interglacjalny zbiornik jeziorny Niewodowo II (Wysoczyzna Kolneńska — Polska NE). *Kwart. Geol.,* **32**, 3–4: 681–692.

Bogacki M., Musiał A., 1975 — Z zagadnień deglacjacji Wysoczyzny Kolneńskiej. *Prz. Geol.*, **47**, 1: 79–99.

Borówko-Dłużakowa Z., 1975 — Wyniki ekspertyz palinologicznych próbek z profilów: Zwierzyniec, Dobrołęka, Przyjmy, Kijewice, Jednaczewo, Kupiski, Kotowo, Wizna. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dąbkowska I., 1939 — Torfowiska i torfy północno-wschodniej Polski. *Roczn. Ziem Wsch.,* **5**.

Falkowski E., 1971 — Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **12**.

Fert Z., Makarewicz B., 2005 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wizna (297). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Graniczny M., Doktór S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania liniowego elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Janczyk-Kopikowa Z., 1999 — Opracowanie palinologiczne osadów z otworu wiertniczego Niebrzydy, ark. Radziłów (259) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jagodzińska B., Kalitiuk R., 2004 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wizna (297). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kening K., 1977 — Litologia glin zwałowych w profilach wiertniczych międzyrzecza dolnego Bugu i Narwi. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967 — Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W: Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 206–258.

Kozłowski I., 2003 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Stawiski (258). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Kozłowski I., 2004 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Stawiski (258). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Kubicki S., Ryka W., Znosko J., 1972 — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.,* **16**, 3.

Lichwa M., 2004a — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Radziłów (259). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Lichwa M., 2004b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Radziłów (259). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.,* **177**.

Maksiak S., 2003a — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rutki (336). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Maksiak S., 2003b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rutki (336). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

Mojski J. E., 1967 — Warunki deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okolicach Białegostoku. *Czas. Geogr.,* **38**, 3.

Mojski J. E., 1969 — Kemy jako wskaźniki deglacjacji obszaru północno-wschodniej Polski podczas zlodowacenia środkowopolskiego. *Fol. Quatern.*, 30.

Musiał A., 1983 — Rozwój rzeźby glacjalnej Wysoczyzny Kolneńskiej. PWN, Warszawa: 7–190.

Musiał A., 1986 — On the morphology of glacial formations of North-Eastern Poland. The case of the Biebrza River Valley. *Misc. Geogr.*

Musiał A., Straszewska K., Ziembińska-Tworzydło M., 1982 — Interglacjalny zbiornik jeziorny w Niewodowie na Wysoczyźnie Kolneńskiej. *Kwart. Geol.,* **26**, 1: 159–176.

Rudzińska-Zapaśnik T., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Wizna (297) (wraz z Objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Ruszczyńska-Szenajch H., 1973 — Kry lodowcowe wyciśnięte glacitektonicznie na terenie południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia. *Kwart. Geol.,* **17**, 3.

S ł o d k o w s k a B . , 2005a — Profil osadów trzeciorzędu Polski północno-wschodniej w świetle najnowszych badań i w aspekcie praktycznego wykorzystania. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

S ł o d k o w s k a B . , 2005b — Wyniki badań palinologicznych osadów paleogeńskich i neogeńskich z ark. Wizna (297) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, profile: Biczki-1, Męczki-2 i Włochówka-3. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

W i n t e r H . , 2005 — Opracowanie dotyczące analizy pyłkowej 3 próbek z profilu Męczki — ark. Wizna (297) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

W i n t e r H . , 2006 — Opracowanie dotyczące analizy pyłkowej 5 próbek z sondy 204 — ark. Wizna (297) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

W o ł k - M u s i a ł E . , 1980 — Granica zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej w świetle badań form rzeźby. *Pr. Stud. Geogr. UW*, **2**: 71–100.

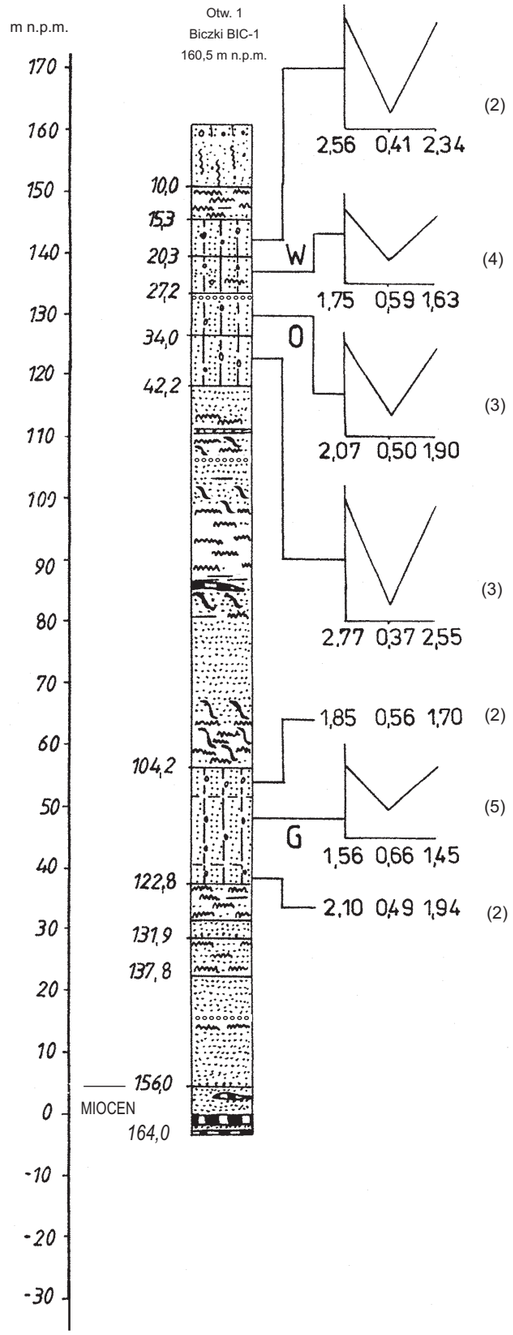
Ż u k R . , 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zawady (337) (wraz z Objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

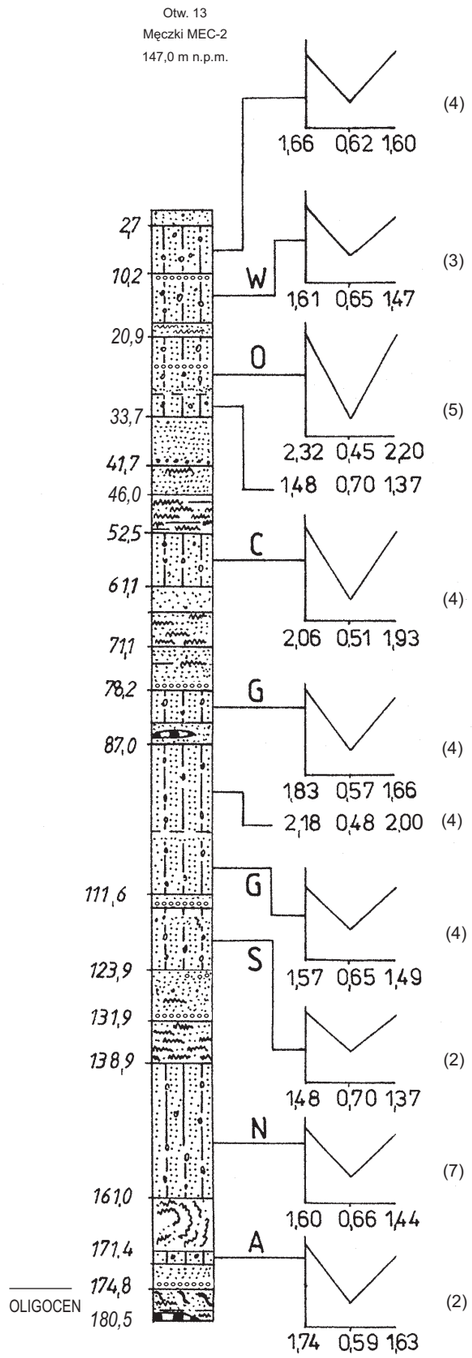
Ż u r e k S . , 1976 — Geneza zabagnienia dna Pradoliny Biebrzy. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN,* 110.

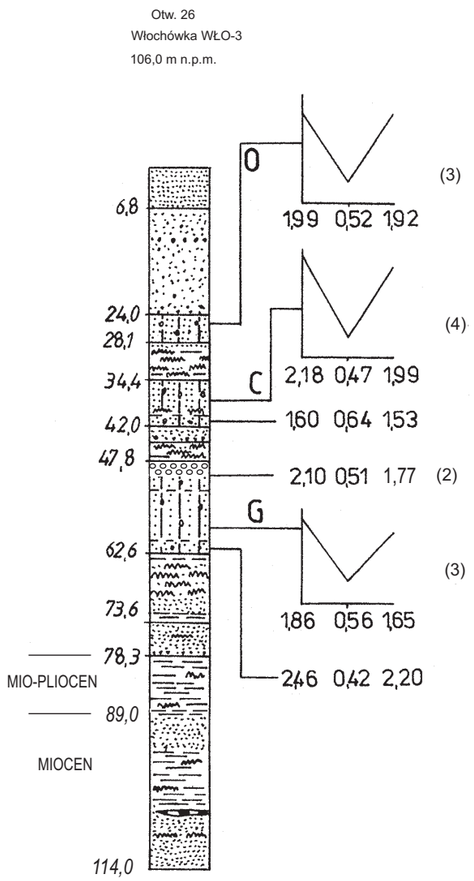
Ż u r e k S . , 1991 — Geomorfologia Pradoliny Biebrzy. *Zesz. Probl. Post. Nauk. Rol.*, 372.

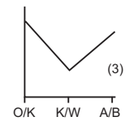
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wizna (297)

ZESTAWIENIE OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)









Wykresy współczynników petrograficznych glin zwałowych (ilość próbek)

W — zlodowacenie Warty

O — zlodowacenie Odry

C — zlodowacenie Liwca

G — zlodowacenie Sanu 2

S — zlodowacenie Sanu 1

N — zlodowacenie Nidy

A — zlodowacenie Narwi

ZNAKI PETROGRAFICZNE:

- Bruk
- Żwiry
- Piaski
- Piaski pyłowate
- Piaski glaukonitowe
- Mułki
- Mułki piaszczyste
- Mułki glaukonitowe
- Mułki ilaste
- Iły
- Iły pyłowate
- Gliny zwałowe
- Węgiel brunatny
- granica wyznaczona na podstawie badań petrograficznych

Uwaga: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach

Opracował: R. ŻUK

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2008

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wizna (297)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000

0 1 2 3 4 5 km

Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°)
- Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie do 5°)
- Moreny czołowe akumulacyjne
- Zagłębienia wytopiskowe

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy, plateau kemowe
- Tarasy kemowe
- Doliny wód roztopowych wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Równiny erozyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych (I — ze zlodowacenia Wisły, II — holoceńskie)
- Tarasy erozyjne
- Starorzecza
- Krawędzie: a) wysoczyzny, b) tarasów
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Stożki napływowe
- Długie stoki

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

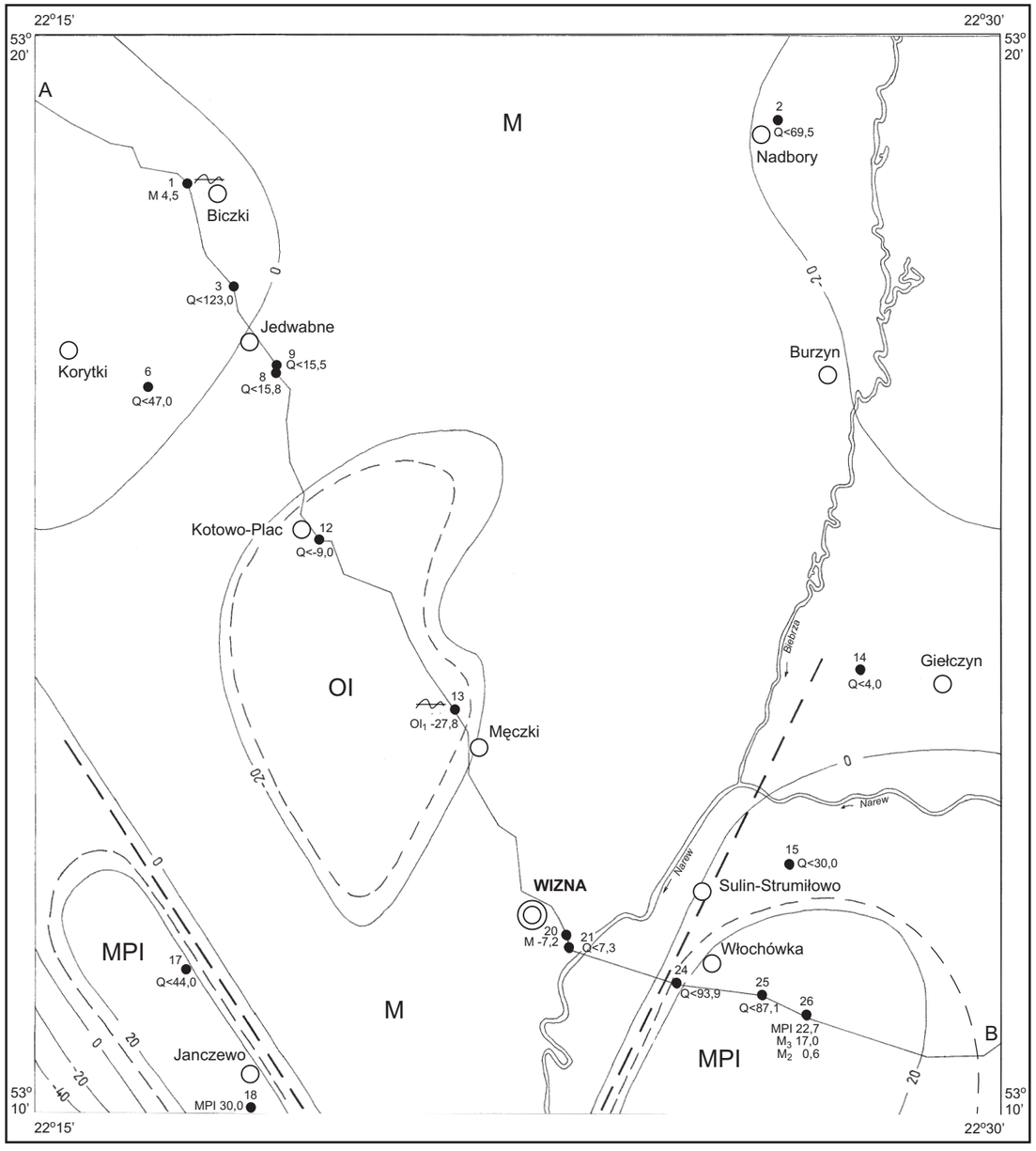
Formy antropogeniczne

- Nasypy i groble
- Piaskownie-żwirownie (PŻ)
- Nasypy
- Grodziska

Opracował: R. ŻUK

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2008

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wizna (297)



SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

NEOGEN
- MIO-PLIOCEN — MPI — Iły z wkładkami mułków i piasków
- MIOCEN — M — Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny

PALEOGEN
- OLIGOCEN — OI — Piaski i mułki glaukonitowe oraz piaski, mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego

Granice geologiczne

-20 Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.

Przypuszczalne uskoki tektoniczne

Zaburzenia glacitektoniczne

13 OI_1 -27,8 — Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: MPI — mio-pliocen, M_3 — miocen górny, M_2 — miocen środkowy, OI_1 — oligocen dolny; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: R. ŻUK

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2008