



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

STANISŁAW MARSZAŁEK

Główny Koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Wyżyny Lubelskiej — J. RZECHOWSKI

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Sobibór (717)

(z 3 tab. i 3 tabl.)

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA



WARSZAWA 2001

SFINANSOWANO ZE ŚRODKÓW NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ
OPRACOWANIE WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA

Redakcja merytoryczna mgr Andrzej SZEWCZYK

Akceptował do udostępniania
p.o. Dyrektor Naczelny Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Tadeusz M. PERYT

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2001

Przygotowanie wersji cyfrowej: inż. Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	9
III. Budowa geologiczna	15
A. Stratygrafia.	15
1. Kreda	15
a. Kreda górna	15
Mastrycht.	15
Mastrycht dolny	16
Mastrycht górny	16
2. Trzeciorzęd	17
a. Neogen	17
Miocen	17
Miocen górny	17
3. Czwartorzęd	17
a. Plejstocen	18
Preglacjał.	18
Zlodowacenia południowopolskie.	19
Zlodowacenie Nidy	19
Zlodowacenie Sanu	20
Zlodowacenie Wilgi	21
Interglacjał wielki	22
Interglacjał mazowiecki	22
Zlodowacenia środkowopolskie	23
Zlodowacenie Odry	23
Zlodowacenie Warty	24
Interglacjał eemski.	25

Złodowacenia północnopolskie	25
Złodowacenie Wisły	25
b. Czwartorzęd nierozdzielony	26
c. Holocen	27
B. Tektonika.	28
C. Rozwój budowy geologicznej	30
IV. Podsumowanie	33
Literatura	34

I. WSTĘP

Arkusz Sobibór (717) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 położony jest między 51°20' a 51°30' szerokości geograficznej północnej oraz między 23°30' a 23°45' długości geograficznej wschodniej. Granicę wschodnią stanowi granica państwowa z Ukrainą.

Pod względem fizycznogeograficznym badany obszar leży na styku Polesia Lubelskiego i Polesia Wołyńskiego. Znaczna część obszaru wchodzi w skład Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej (Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego), oprócz tzw. Wału (Łuku) Uhruskiego, będącego częścią Pagórów Chełmskich.

Administracyjnie cały badany obszar należy do województwa lubelskiego (gminy: Włodawa, Hańsk, Sawin i Wola Uhruska).

Pod względem hydrograficznym cały obszar znajduje się w dorzeczu Bugu. Znaczną część powierzchni arkusza odwadnia dopływ Włodawki — Tarasinka. Należy także wspomnieć o licznych jeziorach, znajdujących się w części środkowej i północnej, głównie w obrębie Lasów Sobiborskich (Jezioro Czarne, Białe, Orchowo, Wspólne, Koseniec, Perespa, Brudzieniec, Brudno i Płotycze).

Badany teren jest zróżnicowany pod względem morfologicznym i hipsometrycznym. Wysokości bezwzględne w obrębie arkusza wahają się od 156,6 m n.p.m. na dnie doliny Bugu w okolicy Dubnika do 213,6 m n.p.m. w Kolonii Józefów na Wale Uhruskim, w południowej części obszaru badań. Wysokości względne osiągają maksymalne wartości do 40 m u podnóża Wału Uhruskiego, na pozostałym obszarze deniwelacje nie przekraczają kilku, rzadziej kilkunastu metrów. Na krawędzi tarasu nadzalewowego doliny Bugu oraz przy nielicznych ostańcach denudacyjnych (okolice Macoszyna) i pagórkach morenowych (okolice Stulna i Kosynia) największe deniwelacje sięgają kilkunastu metrów.

Historia badań geologicznych okolic doliny Bugu i obszarów sąsiednich sięga początków dwudziestego stulecia. Z dawniejszych opracowań należy przypomnieć prace J. Lilpopa (1925a, b, c); J. Lewińskiego (1932); M. Prószyńskiego (1933); E. Rühlego (1935, 1937); S. Wołosowicza (1922, 1924) oraz B. Zaborskiego (1926).

Podsumowaniem wyników starszych badań było zestawienie arkusza Lublin Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1:300 000. W roku 1946 ukazało się wyd. A (S. Z. Różycki), a w 1949 wyd. B (W. Pożaryski; E. Rühle). Niejako uzupełnieniem wymienionych map w kierunku na wschód od doliny Bugu było monograficzne opracowanie utworów kredy i trzeciorzędu zachodniego Polesia autorstwa E. Rühlego (1948).

W połowie lat pięćdziesiątych opublikowano monografie geologiczne regionu lubelskiego w serii „Regionalna geologia Polski”. W II tomie zróżnicowanie litologii utworów kredy oraz główne elementy tektoniki regionu przedstawił W. Pożaryski (1956), utwory trzeciorzędowe opisał B. Areń (1956), a czwartorzęd A. Jahn (1956a). W tym samym czasie ukazała się obszerna monografia geomorfologiczna Wyżyny Lubelskiej autorstwa A. Jahna (1956b). Ciekawe wyniki swoich badań w dolinie Bugu przedstawił M. Prószyński (1952). Profile interglacjału mazowieckiego (Susznno, Włodawa — na północ od arkusza Sobibór (717) i eemskiego (Koszary — na wschód od doliny Bugu) były przedmiotem wieloletnich badań A. Stachurskiej (1961) oraz A. Środonia (1957). Czwartorzęd okolic Włodawy opisał J. Trembaczowski (1957). Zagadnienia litologii i paleogeografii trzeciorzędu wschodniej Lubelszczyzny zostały przedstawione przez J. Morawskiego (1959). Warto także wspomnieć o obszernej monografii hydrograficznej „Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie” opracowanej przez T. Wilgata (1954).

W latach sześćdziesiątych ukazało się szereg publikacji dotyczących stratygrafii i litologii czwartorzędu badanego obszaru i okolic (J. E. Mojski, J. Rzechowski, 1969; J. E. Mojski, J. Trembaczowski, 1961; J. Trembaczowski, 1963).

Procesy sedymentacji w zbiorniku jeziornym (Jezioro Świtaż) opisał E. Rühle (1961), natomiast wykształcenie facjalne młodych osadów czwartorzędowych doliny Bugu było przedmiotem badań J. Rzechowskiego (1961, 1965). Wyniki wieloletnich badań litologiczno-petrograficznych czwartorzędu Polesia Lubelskiego i obszarów sąsiednich zawarte są w wielu pracach: m.in. R. Gwoźdźcia i R. Racinowskiego (1968); J. E. Mojskiego i J. Rzechowskiego (1967); R. Racinowskiego (1969); R. Racinowskiego i J. Rzechowskiego (1969) oraz J. Rzechowskiego (1969). Rezultaty badań paleobotanicznych serii interglacialnych (m.in. Włodawy i Susznno) podsumował A. Środoń (1969). Zjawiska krasowe zachodzące w kredowym podłożu czwartorzędu badali H. Maruszczak (1966a) i S. Nakonieczny (1965). Należy także wspomnieć o monografii Polesia Lubelskiego (T. Wilgat, 1963) i nowych wynikach badań Wału Uhruskiego (T. Uberna, 1964). W 1965 roku ukazał się arkusz Kaplonosy (680) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 opracowany przez J. Trembaczowskiego, a w 1968 roku objaśnienia do tego arkusza.

Rozwój badań geologiczno-poszukiwawczych złóż węgla kamiennego na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego przyniósł szereg nowych danych na temat budowy geologicznej podłoża czwar-

torzędu (S. Cieśliński, K. Wyrwicka, 1970; T. Niemczycka, 1976, 1981) oraz tektoniki głębszego podłoża (W. Pożaryski, 1974; A. M. Żelichowski, 1972, 1979). Zagadnieniami tektoniki osadów kredy i trzeciorzędu zajmowali się M. Harasimiuk i A. Henkiel (1977, 1979). Nowsze opracowanie geomorfologii Polesia Lubelskiego przedstawił J. E. Mojski (1972), a M. Harasimiuk (1975) — rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w kenozoiku. Badania zjawisk krasowych prowadzili M. Harasimiuk (1974) i E. Rühle (1976). Problemami stratygrafii czwartorzędu badanego obszaru zajmowało się wielu badaczy (m.in. W. Karaszewski, E. Rühle, 1976; E. Rühle, 1970; J. E. Mojski i J. Trembaczowski, 1975, 1977). W roku 1972 ukazał się arkusz Włodawa Mapy geologicznej Polski 1:200 000, opracowany przez J. E. Mojskiego i J. Trembaczowskiego.

Podsumowaniem wyników badań geologicznych złóż węgla jest „Atlas geologiczny obszaru Lubelskiego Zagłębia Węglowego” opracowany przez J. Porzyckiego (1978).

W latach osiemdziesiątych wiele nowych danych o budowie geologicznej Polesia Lubelskiego wniosły badania związane z opracowaniem arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. W najbliższym sąsiedztwie opracowano arkusze: Kołacze (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a i b); Sawin (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1987, 1988) oraz Świerże-Okopy (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1988, 1990). Bogaty materiał w postaci nowych profilów czwartorzędu i ich szczegółowe opracowania litologiczno-petrograficzne, paleontologiczne oraz oznaczenia wieku metodą TL pozwolił na nowe spojrzenie na zagadnienia stratygrafii (J. Buraczyński, J. Butrym, J. Wojtanowicz, 1984; J. Butrym, H. Maruszczak, J. Wojtanowicz, 1988; M. Harasimiuk, H. Maruszczak, J. Wojtanowicz, 1988; J. Rzechowski, 1987; J. Wojtanowicz, 1984, 1988) i paleogeografii czwartorzędu (J. Buraczyński, 1986; L. Lindner, H. Maruszczak, J. Wojtanowicz, 1985). W 1983 roku ukazał się „Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego” (Praca zbiorowa pod redakcją A. M. Żelichowskiego i S. Kozłowskiego). Budowa geologiczna i tektonika Wału Uhruskiego była przedmiotem badań J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1980a, b, 1983a) oraz K. Wyrwickiej i R. Wyrwickiego (1987).

W ostatnim okresie ukazało się szereg prac z zakresu stratygrafii i paleogeografii czwartorzędu obszaru Polesia i Polski południowo-wschodniej, spośród których warto wymienić opracowania: L. Doleckiego, Z. Gardziela i J. Nowaka (1991, 1992, 1994); L. Doleckiego, M. Harasimiuka, J. Wojtanowicza (1994); L. Doleckiego, J. Wojtanowicza (1992); L. Lindnera i J. Wojtanowicza (1997) oraz J. Wojtanowicza (1993; 1994b, c; 1995).

Problemy genezy i wieku teras nadzalewowych doliny Bugu oraz przejawy ruchów neotektonicznych w korycie i równi zalewowej Bugu przedstawiono w pracach M. Harasimiuka, J. Rzechowskiego i W. Szwajgiera (1993, 1995). Warto także wspomnieć o nowej monografii „Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie” (T. Wilgat, Z. Michalczyk, M. Turczyński, K. M. Wojciechowski, 1991)

oraz wielu publikacjach na temat genezy i wieku tychże jezior (K. Bałaga, R. Dobrowolski, J. Rodzik, 1993; K. Bałaga, 1995; T. Wilgat, 1994; J. Wojtanowicz, 1994a).

Arkusz Sobibór (717) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 został wykonany na podstawie projektu badań geologicznych (KOPBG/015/3375/92) zatwierdzonego przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa 3.10.1993 r., a opracowanego przez S. Marszałka (1991).

Terenowe prace zdjęciowe prowadzono w okresie 1994–1996 zgodnie z metodyką określoną w instrukcjach Państwowego Instytutu Geologicznego. W czasie tych prac wykonano sondy ręczne o łącznym metrażu 1500 m, 31 sond mechanicznych (5,0 do 15,0 m) o łącznym metrażu 370,5 mb, opisano 11 odsłonień (5 pkt/km²). Wykaz wybranych sond mechanicznych zawiera tabela 1.

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych (sond mechanicznych)

Tabela 1

Numer na mapie geologicznej	Numer na mapie dokumentacyjnej	Lokalizacja	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Głębokość stropu kredy (m)
1	WH-7	Żłobek Trzeci	166,3	15,0	
2	WH-6	Żłobek Mały	167,0	15,0	
3	WH-9	Macoszyn Duży	174,3	7,5	2,1
4	WH-10	Macoszyn Duży	180,0	13,5	
5	WH-11	Macoszyn	178,0	9,0	3,7
6	WH-12	Kosyń	167,5	6,0	0,5
7	WH-13	Kosyń	171,2	9,5	3,5
8	WH-4	Sołtysy	174,0	9,0	3,7
9	WH-14	Stulno	169,0	15,0	
10	WH-15	Stulno	167,5	15,0	
11	WH-16	Stulno	159,0	15,0	
12	WH-3	Majdan Stuleński	177,5	10,5	3,7
13	WH-26	Majdan Stuleński	198,8	13,5	
14	WH-27	Majdan Stuleński	206,2	8,0	2,1
15	WH-1	Huta Józefów	204,5	12,0	

Badania geoelektryczne zostały wykonane przez „Geoserwis” s.c. w Warszawie (B. Jagodzińska, R. Kalitiuk, 1996). Podstawowym ich celem było rozpoznanie morfologii powierzchni podczwartorzędowej wzdłuż dwóch przekrojów oraz określenie litologii utworów czwartorzędowych. Badania te wykonano wzdłuż dwóch linii sondowań o łącznej długości 32,25 km i 150 punktach SGE. Wyniki tych badań pozwoliły na opracowanie przekroju głównego (A–B) oraz dodatkowego (C–D) do tekstu objaśnień.

Dla szczegółowego poznania budowy geologicznej badanego obszaru wykonano w 1995 roku 5 otworów kartograficznych: Józefów 1 (otw. 45), Osowa 2 (otw. 32), Żłobek 3 (otw. 20), Macoszyn 4 (otw. 37) oraz Stulno 5 (otw. 40) o łącznym metrażu 142 m. Do badań litologiczno-petrograficznych pobrano 106 próbek z rdzeni otworów kartograficznych i odsłonień. Wyniki badań litologiczno-petrograficznych opracowała E. Stanek (1997). Wykonano także ekspertyzy palinologiczne dla utworów trzeciorzędowych (M. Ziemińska-Tworzydło, 1997) oraz czwartorzędowych (K. Bińka, 1996). Wiek skał podłoża kredowego datowano na podstawie oznaczeń nannoplanktonu wapiennego (E. Gaździcka, 1996). Utwory czwartorzędowe poddano także analizie termoluminescencyjnej (TL) (9 próbek), którą wykonał J. Kusiak (1996).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Główne jednostki rzeźby badanego obszaru to Wał Uhruski (jego północny fragment) i Równina Łęczyńsko-Włodawska, określana także Pojezierzem Łęczyńsko-Włodawskim. Na Wale Uhruskim jest to rzeźba o założeniach tektonicznych i glacitektonicznych, gdzie najważniejszymi elementami są garby, rowy i progi tektoniczne.

Natomiast ukształtowanie podłoża obszaru pojeziornego jest rezultatem rozległych procesów krasowych w miękkim podłożu kredowym i denudacji na przełomie pliocenu i preglacjału.

Procesy erozji i akumulacji plejstoceniowej i holoceniowej przyczyniły się do powstania głównych elementów współczesnej rzeźby przedstawionej na szkicu geomorfologicznym (tabl. I). W południowej części obszaru, na Wale Uhruskim i na jego północnym przedpolu przeważają formy akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, w środkowej i północnej części, tarasy akumulacji jeziornej i rzecznej z okresu zlodowacenia północnopolskiego oraz równiny pojeziorne (torfowe) wieku holoceniowego.

Na powierzchni badanego obszaru można wyróżnić kilka regionów o wyraźnym zróżnicowaniu rzeźby terenu. Są to: dolina Bugu wraz z systemem tarasów nadzalewowych i zalewowych; obszar pojeziorny systemu jezior Wspólnego, Koseniec i Perespa wraz z przepływającą przez nie rzeką Tarasinką; równina denudacyjna Macoszyna i Kosynia z kilkoma ostańcami denudacyjnymi oraz niewielki fragment Wału Uhruskiego. Dolina Bugu nie może być w pełni opisana ze względu na dostępność dla badań wyłącznie jej lewego brzegu.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska obejmuje kulminacje Wału Uhruskiego w okolicy Józefowa, w południowej części arkusza. Tworzą je osady lodowcowe, głównie piaski, żwiry oraz gliny zwałowe, niekiedy o dużej miąższości, nawet do kilkudziesięciu metrów. Wysokość bezwzględna wysoczyzny dochodzi do 205–210 m n.p.m.

Pagórki moreny czołowej. Na wschód od Józefowa nad obszar wysoczyzny wznosi się kilkunastometrowe wzgórze, zbudowane z utworów piaszczysto-żwirowych z pojedynczymi głazami. Serie piaszczysto-żwirowe są warstwowane, o zmiennym nachyleniu warstw, najczęściej ku południowi. Aktualnie znaczna część wzgórza jest zniszczona przez eksploatację piasków i żwirów.

Formy wodnolodowcowe. Równiny (pokrywy) wodnolodowcowe pokrywają znaczny obszar na przedpolu Wału Uhruskiego, od Macoszyna i Piask na zachodzie po Majdan Stuleński na wschodzie. Występowanie ich jest związane z okresem recesji lądolodu zlodowacenia Odry. Są to płaskie, lekko nachylone na północ równiny piaszczyste, sięgające wysokości od 170,0 m n.p.m. w okolicy Kłębik do 200,0 m n.p.m. w okolicy Piask. Tworzą je najczęściej piaski i piaski ze żwirami o miąższości od kilku do kilkunastu metrów.

Formy eoliczne. Formy eoliczne, powstałe na przełomie plejstocenu i holocenu, występują głównie na równinach pojeziornych (w rejonie Żłobka, Nadleśnictwa Sobibór, Osowej), tarasie nadzalewowym (okolice Sobiboru, Zbereża) oraz piaskach wodnolodowcowych i lodowcowych (Kolonii Mszanna, Wola Uhruska).

Wydmę tworzą kilka dużych kompleksów w okolicy Żłobka, Sobiboru, Zbereża, Kolonii Mszannej i Woli Uhruskiej. Na południowy zachód od Jeziora Białego są to wydmy paraboliczne i wałowe (podłużne) o wysokości 5,0–10,0 m zbudowane z piasków drobnoziarnistych, niekiedy z widocznymi poziomami glebowymi. Na północ od Żłobka w rzeźbie terenu zaznacza się dobrze wykształcona wydma paraboliczna o wysokości do 8,0 m i długości ramion do 2 km. Nieco słabiej widoczne są wydmy podłużne w okolicy Nadleśnictwa Sobibór (wysokość 5,0 m). Warto także wspomnieć o dużych wydmach w okolicy Zbereża (na tarasie nadzalewowym) i Kolonii Mszannej. Materiał wyjściowy dla tworzenia tych form pochodził z przewiania utworów wodnolodowcowych lub jeziornych. Kierunki wiatrów były najprawdopodobniej zachodnie. Aktualnie wiele z tych form jest porośniętych lasami, które zatrzymały dalsze procesy eoliczne.

Równiny piasków przewianych tworzą dość rozległe formy o powierzchni do 2 km² najczęściej na zapleczu wydm lub samodzielnie (okolice Osowej, Kosynia, Józefowa). Są one zbudowane z piasków drobnoziarnistych, często pyłowatych o miąższości do 2,0 m.

Zagłębienia deflacyjne o niewielkich rozmiarach (do 0,5 km długości), najczęściej wypełnione namułami i namułami torfiastymi, spotyka się w obrębie równin piasków przewianych (m.in. okolice Dubnika, Józefowa).

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych występują w dolinie Bugu oraz wzdłuż rzeki Tarasinki i jej bezimiennych, niewielkich dopływów.

Równina tarasu zalewowego w dolinie Bugu o wysokości 158,0–165,0 m n.p.m. po lewej stronie koryta (dostępnej dla badań) ma bardzo zmienną szerokość od 200 m (w Woli Uhruskiej) do

3,0 km (w okolicy Stulna). Powierzchnia równi zalewowej zbudowanej z piasków i mułków rzecznych najlepiej rozwinięta jest w okolicy Sobiboru, Wołczyn, Zbereża i Stulna. Jest ona urozmaicona licznymi starorzeczami i wąskimi korytami wód powodziowych, wciętych w nią do głębokości od 0,5 do 3,0 m.

Taras akumulacyjny nadzalewowe wznoszą się 8,0–10,0 m n.p. rzeki. Tworzą one miejscami rozległą równinę o wysokości od 170,0 m n.p.m. (w Małoziemcach) do 167,0 m (okolice Dubnika), ciągnącą się od Bytnia (na południu) do Dubnika (na północy). Szerokość powierzchni tarasu waha się od 700 m (Małoziemce) do 4,0 km (Zbereże). Powierzchnia tarasu nadzalewowego jest płaska, urozmaicona niekiedy piaskami eolicznymi i wydrami (na zachód od Zbereża) oraz niewielkimi zagłębieniami bezodpływowymi. W okolicy Starego Stulna ponad doliną Bugu wznosi się izolowany ostatniec erozyjny tarasu nadzalewowego (Góra Grybniowa). W północno-wschodniej części badanego obszaru, w okolicy Dubnika wyraźnie zaznacza się niewielki fragment tarasu akumulacyjnego nadzalewowego 5–6 m n.p. rzeki.

Starorzecza występują tylko w dolinie Bugu, głównie w obrębie tarasu zalewowego wyższego. Wyróżnia się starorzecza świeże i starorzecza suche.

Starorzecza świeże tworzą koryta wypełnione wodą, niekiedy o długości do 1–2 km, aktualnie odciętych od współczesnego koryta. Wiele świeżych starorzeczy spotyka się w okolicy Starego Stulna, Wołczyn oraz Sobiboru.

Starorzecza suche tworzą formy, przeważnie płytsze, wypełnione namułami, namułami torfiastymi, niekiedy o skomplikowanym przebiegu koryta. Niektóre z nich powstały prawdopodobnie w czasie powodzi jako odnogi koryta głównego (okolice Małoziemców).

Odsypy łach paleomeandrowych. Na zapleczu dobrze rozwiniętych paleomeandrów w okolicy Stulna występują niewielkie powierzchnie odsypów meandrowych (utwory piaszczyste). Rozległe paleomeandry o promieniach krzywizn kilkakrotnie większych od meandrów współczesnych powstały prawdopodobnie u schyłku zlodowaceń północnopolskich. Z tymi formami związane są widoczne w rzeźbie piaszczyste wały odsypów (o wysokości do 1 m) o sierpowatym kształcie. Dna paleomeandrów są niekiedy całkowicie wypełnione namułami torfiastymi i torfami.

Krawędzie i stoki tarasów. Taras nadzalewowy w dolinie Bugu ogranicza krawędź o wysokości do 10 m. Niekiedy krawędź ta jest stroma, współcześnie podcinana przez Bug (na północ i południe od Wołczyn).

Dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne tworzą górne odcinki dolin rzecznych na północnym stoku Wału Uhruskiego.

Formy denudacyjne. Równiny denudacyjne występują na północnym przedpolu Wału Uhruskiego w okolicy Kosynia i Majdanu Stuleńskiego. Forma ta jest rozwinięta na utworach

kredowych, przykrytych miejscami cienką pokrywą piasków wodnolodowcowych, urozmaiconą różnej wielkości płytkimi zagłębieniami wypełnionymi namułami lub torfami.

Pałórki morenowe przekształcone peryglacialnie zbudowane są z piasków lodowcowych i glin zwałowych, o wysokości względnej nawet do 20,0 m (okolice Majdanu Stuleńskiego). Niektóre wzgórza, zwłaszcza o wydłużonym kształcie w okolicy Macoszyna i Kosynia mają charakter ostańców, wybitnie wyróżniających się na płaskiej równinie denudacyjnej. Wysokość względna ostańców dochodzi do 10–12 m.

Dolinki denudacyjne o krótkim przebiegu rozwinęły się na stokach Wału Uhruskiego. Powstały one najprawdopodobniej u schyłku plejstocenu.

Długie stoki ograniczają wysoczyznę morenową na północnym zboczu Wału Uhruskiego w okolicy Józefowa. Ich nachylenie wynosi do 5°.

Drobne zagłębienia o różnej genezie. Są to najczęściej niewielkie formy, często o różnorodnych kształtach, powstałe prawdopodobnie w wyniku nierównomiernej sedymentacji w obrębie pokryw wodnolodowcowych, zagłębienia pojeziorne lub pobagienne oraz zagłębienia krasowe rozwinięte w kredzie piszącej mastrychtu.

Formy krasowe. Lejekrasowe występują na wychodniach skał kredowych oraz na obszarach cienkich pokryw piaszczystych jako kras reprodukowany. Formy te występują w obrębie równiny denudacyjnej w okolicy Kosynia. Są to formy owalne lub wydłużone (uwwały) i nieregularne (wertebry) o głębokości do 2,0 m, wypełnione osadami organicznymi (torfy, namuły torfiaste) lub mineralnymi (namuły). Powstały one najprawdopodobniej w późnym glacyale i w holocenie oraz rozwijają się także współcześnie.

Formy tektoniczne. Stoki pokryw tektonicznych silnie przeobrażone. Stok o charakterze krawędzi o przebiegu południkowym ścina wschodni brzeg Wału Uhruskiego. Krawędź zbudowana jest z utworów kredy górnej, w części górnej nadbudowana utworami lodowcowymi. Wysokość jej wynosi 20–30 m, przy nachyleniu 15–20°. Forma ta rozwinęła się na linii uskoku, wzdłuż którego zachodziły ruchy jeszcze w czwartorzędzie.

Formy jeziorne. Równiny jeziorne starsze. Znaczną część obszaru arkusza Sobibór (717) zajmuje równina jeziorna o wysokości bezwzględnej od 165,0 m n.p.m. (na północy) do 170,0 m n.p.m. (na południu). Utworzona została w czasie ostatniego zlodowacenia, chociaż początków tworzenia należy się spodziewać już w okresie zlodowacenia Warty. Jest to równina niejako włożona w utwory wodnolodowcowe. Tworzą ją najczęściej piaski drobnoziarniste, miejscami pyłowate, z wkładkami mułków piaszczystych o miąższości do kilkunastu metrów.

Równiny jeziorne młodsze tworzą płaskie wypełnienia niedawnych rozlewisk włożone w starsze pokrywy jeziorne. W okolicy Żłobka wysokość stropu sięga 164,0 m. Równiny te wypełniają piaski i piaski humusowe o miąższości do 3,0 m.

Misy jeziorne współczesne występują w centralnej i północnej części badanego obszaru.

Misy pojeziorne zatorfione lub zabagnione są pozostałością po dawnych jeziorach.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe stanowią najniższą powierzchnię, powstałą przez wypełnienie przez torfy dawnych mis jeziornych i innych obniżzeń. Największe tego typu formy tworzą torfowiska: Dekowina i Ostrowa wokół jezior: Wspólne, Koseniec i Perespa oraz torfowiska jeziora Brudzieniec, Humunicze, Łyczne i Bir w dolinie Bugu. Równiny torfowe położone są niżej od otaczających je równin akumulacyjnych o 2,3 a nawet 5 m.

Formy antropogeniczne. Wały przeciwpowodziowe, groble i nasypy. Są to wały przeciwpowodziowe o wysokości do 3,0 m, ciągnące się od Bytnia aż po Stare Stulno w dolinie Bugu. Nasypy drogowe są często spotykane w miejscach, gdzie drogi przecinają równiny torfowe lub doliny rzeczne.

Sporadycznie zaznaczają się w rzeźbie terenu nieliczne piaskownice w okolicy Józefowa i Majdanu Stuleńskiego oraz żwirownia na terenie Nadleśnictwa Sobibór.

Obszar arkusza Sobibór należy w całości do dorzecza Bugu — rzeki III rzędu. Bug jest największą rzeką na badanym obszarze oraz stanowi jego wschodnią granicę. W obrębie obszaru arkusza na odcinku Wola Uhruska–Dubnik długość koryta wynosi około 39,7 km. Bieg rzeki jest kręty, o charakterze meandrowym i zmiennym spadku od 0,06% do 0,33% (średnio 0,2%). Średni, wieloletni przepływ Bugu notowany w punkcie pomiarowym we Włodawie (na północ od badanego obszaru) wynosi 55 m³/s, przy dużych wahaniami rocznych w granicach od 25 do 115 m³/s (Z. Michalczyk, 1986). Charakter zasilania Bugu jest śnieżno-deszczowy. Najczęściej wysokie stany wód mają miejsce w czasie roztopów wiosennych (marzec–kwiecień), rzadziej w okresie letnim (związane z gwałtownymi ulewami).

Znaczna część obszaru jest odwadniana przez Tarasinę — rzekę V rzędu, prawobrzeżny dopływ Włodawki. Uródła Tarasinki znajdują się na północnym skłonie Wału Uhruskiego, na wysokości 190,4 m n.p.m., w okolicach Mszanki. Po przepłynięciu około 27 km uchodzi ona do jeziora Glinki, z którego ponownie wypływa w kierunku rzeki Włodawki. Tarasinka płynie uregulowanym, pogłębionym korytem, najpierw z południowego wschodu na północny zachód. W Macoszynie skręca generalnie na północ, po minięciu Osowej wkracza na obszary silnie zatorfione i bagniste, włączając się do systemu kanałów melioracyjnych w rejonie jezior Koseniec – Wspólne. Średni przepływ rzeki, mierzony na stacji hydrometrycznej w Żłobku jest niewielki i wynosi około 0,46 m³/s (T. Wilgat, Z. Michalczyk, M. Turczyński, K. M. Wojciechowski, 1991).

Należy także wspomnieć o prawobrzeżnym dopływie Tarasinki (bez nazwy), który odwadnia północne stoki Wału Uhruskiego. Wypływając w okolicy Kolonii Mszanej po przepłynięciu kilku kilometrów wpada do niej w Osowej.

Duże znaczenie dla stosunków wodnych badanego obszaru mają także bezimienne ciek wodne, spływające ze wschodnich i północno-wschodnich stoków Wału Uhruskiego w rejonie Majdanu Stuleńskiego i Stulna.

Cieki wodne w okolicy Stulna zasilają bardzo skomplikowany system rowów i kanałów w obrębie wielkich paleomeandrów, częściowo przykrytych przez torfy i namuły torfiaste. Ciek wodny (bez nazwy) wypływający w okolicy Majdanu Stuleńskiego zbiera wody z obszarów zatorfionych, przepływa przez jezioro Brudzieniec i zanika w torfowisku, które pokrywa paleomeander i jego odsypy na północ od Miejscownik.

Badany obszar stanowi wschodnią część Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Występujące na tym obszarze jeziora mają złożoną genezę (T. Wilgat, 1954, 1994; H. Maruszczak, 1965; J. Wojtanowicz, 1994a). Wcześniejsze poglądy na temat pochodzenia jezior jako pozostałości plejstoceńskiego zastoiska zostały zakwestionowane przez T. Wilgata (1954). Wyróżnił on dwie generacje jezior: pozostałości jeziorzyska plejstoceńskiego oraz pozamarzlinowe jeziora z przełomu plejstocenu i holocenu. Plejstoceńskie zbiorniki uległy zanikowi przekształcając się w torfowiska. Druga generacja je-

Tabela 2

Morfometria jezior na obszarze arkusza Sobibór (717) — na podstawie T. Wilgata, Z. Michalczyka, M. Turczyńskiego, K. M. Wojciechowskiego, 1991

	Jezioro									
	Czarne	Białe	Orchowo	Wspólne (Spilno)	Koseniec	Perespa (Perespilno)	Brudzieniec	Brudno	Płotycze	
Wysokość w m n.p.m.	159,6	159,1	162,2	163,1	163,1	165,1	165,5	164,7	166,2	
Powierzchnia (ha)	23,6	106,4	8,1	65,3	21,0	24,3	17,7	40,3	15,8	
Długość maksymalna (m)	628,0	1616,0	405,0	1000,0	675,0	875,0	665,0	1200,0	640,0	
Szerokość maksymalna (m)	516,0	806,0	250,0	870,0	380,0	384,0	340,0	490,0	390,0	
Długość linii brzegowej (m)	1909,0	4262,0	1090,0	3080,0	1840,0	2311,0	1720,0	3040,0	1725,0	
Współczynnik rozwoju	1,11	1,17	1,07	1,07	1,12	1,32	1,14	1,34	1,22	
Głębokość	maksymalna (m)	11,4	33,60		2,25	4,2	6,2	~3,0	~4,5	~3,5
	średnia (m)	3,0	14,1		1,4	1,3	3,2			
Pojemność (w tys. m ³)	704,0	14 988,0		914,0	273,0	781,0				
Średnie nachylenie stoków (w °)	2°05'	4°40'		0°30'	1°05'	2°20'				
Uwagi:	dość głębokie, silnie zarastające, bardzo trudnodostępne	bardzo głębokie, strome zbocze, płaskie dno	bezpływowe, brzegi niskie, zatorfione	jeziorno podwójne, niedostępne brzegi, płytkie			płytkie, trudnodostępne — rezerwat	płytkie, trudnodostępne	płytkie, trudnodostępne	

zior powstała przy dużym współdziałaniu procesów krasowych w nietypowym środowisku utworów piaszczystych. Inny pogląd na powstanie jezior przedstawił H. Maruszczak (1966b), który uważa wszystkie jeziora tego obszaru za krasowe. Przeciwno takiemu pogładowi wypowiedzieli się J. Buraczyński i J. Wojtanowicz (1983b) i J. Wojtanowicz (1994a), przychylając się do termokrasowego pochodzenia przynajmniej części jezior.

Podsumowanie wieloletnich badań nad jeziorami Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego jest zawarte w pracy T. Wilgata, Z. Michalczyka, M. Turczyńskiego i K. M. Wojciechowskiego (1991).

Na obszarze pojeziornym i częściowo równinie denudacyjnej Macoszyna i Kosynia bardzo licznie występują bagna, błota, torfowiska — okresowo silnie podmokłe. Niektóre z nich są osuszane przez sieć kanałów melioracyjnych. W dolinie Bugu wiele starorzeczy jest zawodnionych stale lub w okresie wylewów powodziowych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Kreda

a. Kreda górna

Na badanym obszarze osady kredy górnej nie zostały przewiercone żadnym otworem. Dolna część tych utworów (cenoman – kampan) o miąższości 270 m wykształcona jest w postaci białych lub szarych wapieni, margli i kredy piszącej (Praca zbiorowa pod redakcją A. M. Żelichowskiego i S. Kozłowskiego, 1983).

Mastricht

Morskie utwory mastrychtu tworzą piętro kredy górnej o największej miąższości, dochodzącej do 100 m. Pod względem litologicznym są to różne odmiany facjalne kredy piszącej i margli. Osady mastrychtu rozpoznano w dwóch podpiętrach: mastrycht dolny i mastrycht górny. Zasięgi wychodni obu podpięter przedstawiono na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II).

Badania mikropaleontologiczne nannoplanktonu wapiennego (E. Gaździcka, 1996) wykonane w 5 otworach kartograficznych (5 próbek pobranych z górnych warstw skał podłoża kredowego z głębokości od 16,5 do 43,8 m), wykazały obecność mastrychtu dolnego na powierzchni podczwartorzędowej.

Mastrycht dolny

Kreda pisząca i margle mastrychtu dolnego występują powszechnie na powierzchni podczwartorzędowej badanego obszaru. Stwierdzono je we wszystkich otworach kartograficznych: w Żłobku (otw. 20), Osowej (otw. 32), Józefowie (otw. 45), Macoszynie (otw. 37) oraz Stulnie (otw. 40). Wyniki badań mikropaleontologicznych umożliwiły wydzielenie dwóch poziomów wyżej wymienionych osadów: niższego i wyższego. Poziom niższy E. Gaździcka (1996) stwierdziła w otworach: 20 i 45 na głębokościach: 43,6–43,8 m i 37,2–37,4 m. Jest to poziom nannoplanktonowy NK 8 Broinsonia parca, który można korelować z poziomami: głowonogowym *Belemnella lanceolata lanceolata*, otwornicowym *Globotruncanella havanensis* lub najniższą częścią poziomu *Globotruncana tricarinata*.

W pozostałych trzech próbkach z wierceń: otw. 32 — na głęb. 19,5–19,7 m, otw. 37 — głęb. 16,5–16,7 m oraz otw. 40 — głęb. 22,0–22,2 m, obecność w zespołach nannoplanktonu kokkolitów *Tranolithus phacelosus* Stover i *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh wskazuje również na dolnomastychcki wiek badanych utworów, lecz wyższy poziom — NK 7 *Tranolithus orionatus*, będący odpowiednikiem niższej części poziomu głowonogowego *Belemnella occidentalis*.

Zespoły nannoplanktonu wapiennego występujące w badanych utworach wskazują na płytkomorskie środowisko sedymentacji w dolnym mastrychcie typowe dla prowincji borealnej Europy (E. Gaździcka, 1996).

Podobny wiek osadów (mastrycht dolny) udokumentowano w otworze kartograficznym Luta 15 na obszarze sąsiedniego arkusza Kołacze (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982b).

Mastrycht górny

Kreda pisząca i margle mastrychtu górnego występują na południu badanego obszaru, w obrębie niewielkiego fragmentu północnej części Wału Uhruskiego. Wał ten stanowi osobliwy element geomorfologiczny wznoszący się do wysokości ponad 200 m n.p.m. Wysokości względne ponad otaczającymi go równinami Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego przekraczają nawet 50 m. Utwory mastrychtu górnego wykształcone w postaci kredy piszącej, białej lub białoszarej, margli miękkich lub iłów marglistych stwierdzono między innymi w otworach archiwalnych w okolicy Piask (otw. 41) i Kolonii Józefów (otw. 44). Podobne osady opisano w kilku sondach mechanicznych na północ od Józefowa oraz w rejonie Majdanu Stuleńskiego. W oparciu o wyniki badań K. Wyrwickiej i R. Wyrwickiego (1987) można przypuszczać, że fragment Wału Uhruskiego między Wolą Uhruską a Piaskami zbudowany jest ze skał wieku górnomastrychckiego, poza udokumentowanym mastrychtem dolnym w otworze kartograficznym w Józefowie 1, przebijającym wypełnienie rowu tektonicznego. K. Wyrwicka i R. Wyrwicki (1987) dokumentują wiek górnomastrychcki tych utworów bardzo bogatym i zróżnicowanym zespołem otwornic. Podobnego wieku są utwory kredowe budujące Wał Uhruski,

opisane na obszarach sąsiednich arkuszy Świerże, Okopy, Kołacze oraz Sawin (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a, b, 1987, 1988a, b, 1990).

2. Trzeciorzęd

a. Neogen

Miocen

Miocen górny

Piaski kwarcowe z wkładkami piaskowców występują na powierzchni terenu w okolicy Macoszyna, tworząc wydłużony ostaniec denudacyjny na północnym przedpolu Wału Uhruskiego. W otworze 37 na głębokości 2,2–14,6 m opisano serie piasków drobnoziarnistych, pyłowatych, szarobrazowych lub szarozielonkawych z wkładkami i ławicami zsylikowanych piaskowców, słabo i bardzo słabo wysortowanych z niewielką zawartością węgla wapnia (poniżej 1%). W składzie frakcji ciężkiej przeważają minerały nieprzezroczyste (średnio 34,4%) nad przezroczystymi (26,2%). Wśród minerałów przezroczystych liczne są sylimanity (średnio 18,3%), andaluzyty (13,9%), topazy (13,7%), epidoty (12,3%) oraz w mniejszych ilościach staurolity (8,7%), granaty (7,3%) i dysteny (6,7%).

Piaski przewarstwiane są cienkimi warstewkami ilów czarnych i ciemnoszarych (na głębokości 5,0–5,4 m). W spągu (na głębokości 12,3–14,6 m) stwierdzono pokruszony bruk piaskowców, miejscami skrzemionkowanych, podścielony ilem ciemnoszarym o miąższości 0,3 m, leżącym na marglach mastrychtu dolnego.

Dla 2 prób (z głębokości 7,0–7,1 i 11,0–11,1 m) wykonano ekspertyzy palinologiczne, które dały wynik negatywny (skały płonne) (M. Ziemińska-Tworzydło, 1997).

Opisane utwory trzeciorzędu z okolic Macoszyna można porównywać z analogicznymi osadami na Wale Uhruskim, zwłaszcza z profilami w Wólce Petryłowskiej (ark. Kołacze — J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a, b) i Bachusie (ark. Sawin — J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1987, 1988a). Prawdopodobnie są to utwory strefy peryferyjnej płytkiego morza sarmackiego.

3. Czwartorzęd

Osady plejstoceny reprezentowane są przez utwory preglacjalne i interglacjalne: mazowieckiego i eemskiego oraz przez osady zlodowaceń: Nidy, Sanu, Wilgi, Odry i ekstraglacjalne osady zlodowaceń Warty i Wisły. Utwory czwartorzędowe pokrywają prawie całą powierzchnię omawianego obszaru, poza niewielkimi wychodniami kredy piszącej i margli mastrychtu górnego na Wale Uhr-

skim. Są one zróżnicowane pod względem miąższości (od 0,5 do 43,0 m) i wykształcenia litologicznego. Zalegają na urozmaiconej hipsometrycznie i morfologicznie powierzchni podczwartorzędowej, która ścina utwory mastrychtu dolnego i górnego oraz miocenu. Podział stratygraficzny i litologiczny osadów czwartorzędowych oparty jest na wynikach badań litologiczno-petrograficznych (E. Stanek, 1997) próbek z pięciu otworów kartograficznych i 10 odsłoneń, ekspertyzach palinologicznych próbek z utworów czwartorzędowych (K. Bińka, 1996) oraz wynikach oznaczeń wieku bezwzględnego metodą TL (J. Kusiak, 1996). Dokonano także szczegółowej analizy wszystkich profilów wierceń archiwalnych (hydrogeologicznych, surowcowych i geologiczno-inżynierskich).

Iły mioceńskie jako kry w utworach czwartorzędowych. W czasie zlodowaceń pod wpływem działania aktywnego lądolodu utwory trzeciorzędowe ulegały egzaracji, zaburzeniom glacitektonicznym i przesunięciom poziomym. W wyniku tych procesów powstały liczne kry utworów mioceńskich w obrębie pokrywy czwartorzędowej, zwłaszcza na zboczach Wału Uhruskiego. W otworze 44 na głębokości 5,25–10 m stwierdzono krę iłó w mioceńskich zalegających na glinach zwałowych zlodowacenia Wilgi.

a. Plejstocen

Preglacjał

Piaski rzeczne występują bezpośrednio na marglach mastrychtu dolnego w rejonie Stulna w otworze 40 na głębokości 17,6–20,7 m. Najczęściej są to piaski średnioziarniste ze żwirikami skał podłoża lokalnego i soczewkami iłó w szarych, na ogół słabo wysortowane. Zawartość węglanów (CaCO_3) maleje od 17,2% (w spągu) do 7,7% (w stropie). Wśród frakcji ciężkiej przeważają minerały nieprzezroczyste (37,3%) nad przezroczystymi (29,6%). Wśród minerałów przezroczystych najliczniejsze są granaty (średnio 46%), w mniejszych ilościach występują staurolity (18,1%), andalazyty (9,8%), sylimanity (7,5%) oraz epidoty. Charakterystyczny jest zupełny brak amfiboli, piroksenów i chlorytów. Asocjacja minerałów ciężkich wskazuje na pochodzenie ich z lokalnych skał podłoża kredowego i utworów trzeciorzędowych. Dobre obtoczenie ziarn kwarcu ($R = 0,18$ do $0,19$) świadczy o rzecznej genezie tych osadów.

Piaski rzeczne ze Stulna można porównywać z podobnymi osadami, występującymi w okolicach Dubienki i Starosiela (ark. Dubienka — M. Harasimiuk, J. Rzechowski, W. Szwałgier — w druku) oraz piaskami preglacjalnymi w Teremcu (J. Rzechowski, 1987).

Mułki jeziornie przykrywają preglacjalne piaski rzeczne w rejonie Stulna. W otworze 40 na głębokości 14,6–17,6 m występują mułki i mułki ilaste szare, z cienkimi smugami substancji organicznej, słabo wysortowane, o dużej zawartości węglanów wapnia (średnio 13,5%). We frakcji ciężkiej przeważają minerały nieprzezroczyste (średnio 25,8%) nad przezroczystymi (7,9%). Wyróżnia

się duża ilość węglanów (średnio 64,8%). W grupie minerałów przezroczystych najliczniejsze są granaty (52,2%), w mniejszych ilościach występują topazy (17,3%), dysteny (10,8%) i epidoty (10,2%). Znaczna ilość minerałów odpornych na wietrzenie i zupełny brak amfiboli i piroksenów, charakterystycznych dla utworów glacialnych pozwala zaliczyć mułki jeziorne ze Stulna do preglacjału.

W podcięciu erozyjnym doliny Bugu, w Zbereżu odsłaniają się najprawdopodobniej preglacialne mułki jeziorne. W profilu od stropu występują szare mułki ilaste, słabo wysortowane, średnio wapniste, o miąższości 1,8 m. Wśród minerałów ciężkich przeważają minerały nierozpoznane, silnie zwiertzałe, schlorytyzowane (59,7%) nad granatami (8,9%) i andaluzytami (7,5%). Nieliczne są turmaliny, cyrkony i topazy. Pod nimi zalegają piaski średnioziarniste z porwakami mułków ilastych, średnio wysortowane i słabo wapniste, o miąższości 1,1 m. We frakcji ciężkiej przeważają minerały przezroczyste (43,6%), w dość dużych ilościach występuje glaukonit (5,5%) i węglany (28,6%). Wśród minerałów przezroczystych nadal dominują minerały nierozpoznane (38,1%) nad andaluzytami, epidotami i granatami.

Poniżej piasków występują gliny mułkowate z detrytusem organicznym i soczewkami piasków, słabo i bardzo słabo wysortowane, silnie wapniste. Wśród frakcji ciężkiej najliczniejsze są minerały nierozpoznane, silnie zwiertzałe i schlorytyzowane (42,8–87,3%), w mniejszych ilościach występują granaty, dysteny, andaluzyty oraz pojawiają się nieliczne amfibole i pirokseny. Wyżej opisane gliny mułkowate z detrytusem organicznym są prawdopodobnie tym samym osadem słodkowodnym (namuły torfiaste, niżej gliny zbliżone do mady), w którym znaleziono skorupki *Valvata antiqua embr.* (Müller), *Valvata cristata* (Müller), wieczka *Bithynia tentaculata* (Linnaeus) oraz fragmenty *Pisidium* sp. (M. Prószyński, 1952).

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Mułki i piaski jeziorne. Osady jeziorne z okresu zlodowacenia Nidy występują w otworze 45 w Józefowie, w spągu serii czwartorzędowej na głębokości 33,9–41,1 m. Zalegają one pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu, na marglach mastrychtu dolnego, wypełniając dno rowu tektonicznego w obrębie Wału Uhruskiego. Są to mułki ciemnoszare z warstewkami piasków i wkładkami ilów marglistych w spągu, w części środkowej rozdzielone 1,4-metrową warstwą piasków drobnoziarnistych szarych, średnio wysortowanych, lekko wapnistych. W stropie pojawiają się cienkie laminy i smugi substancji pochodzenia organicznego. Przeciętna wielkość ziaren (Mz) w skali phi waha się w granicach 5,24–5,25 (frakcja 0,03 mm), co jest charakterystyczne dla osadów powstających z zawiesiny w środowisku wodnym. Pozostałe wskaźniki granulometryczne także pozwalają twierdzić, że badane osady powstały w środowisku jeziornym w wyniku depozycji materiału

eolicznego. W składzie minerałów ciężkich charakterystyczna jest tendencja wzrostu ilości minerałów nieprzezroczystych ku stropowi (od 21,6% w spągu do 94,6% w stropie). Zjawisko to może być przejawem procesów wietrzeniowych w części stropowej. Wśród minerałów przezroczystych dominują granaty (około 30%), towarzyszą im epidoty (14,6–21,3%), dysteny (12,8%), staurolity (10,6–13,6%) oraz andaluzyty i sylimanity. W serii piaszczystej pojawiają się pirokseny (4,9%), co może świadczyć o odstawie materiału glacialnego (E. Stanek, 1997).

Ekspertyzy paleobotaniczne wykonane dla 4 próbek z dolnej i górnej części mułków wykazały obecność flory tundrowej otwartych i bezleśnych obszarów. Ważną rośliną, charakterystyczną dla tundry, w serii jeziornej profilu Józefów 1 jest *Selaginella selaginoides* (widliczka arktyczno-alpejska). Dla tej serii mułków jeziornych oznaczono wiek metodą TL — $604\ 000 \pm 135\ 000$ lat BP (J. Kusiak, 1996). Utwory te można korelować z opisanymi na obszarze arkusza Dubienka (753) mułkami i łąkami jeziornymi zlodowacenia Nidy (M. Harasimiuk, J. Rzechowski, W. Szwajgier, w druku).

Zlodowacenie Sanu

Gliny zwałowe oraz piaski, żwiry i głązy rezidualne. Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu stwierdzono w profilu Józefów 1 (otw. 45) na głębokości 27,1–33,9 m, gdzie zalegają na mułkach jeziornych zlodowacenia Nidy, a przykryte są glinami zwałowymi z okresu zlodowacenia Wilgi. Są to szare gliny piaszczyste z otoczkami i żwirami skał północnych i lokalnych, o wysortowaniu charakterystycznym dla glin zwałowych. Zawartość węglanów dochodzi do 10%. Charakterystyczna jest dość duża ilość glaukonitu (4,0–6,0%). We frakcji ciężkiej przeważają minerały przezroczyste (ponad 50%) nad nieprzezroczystymi (26%). Wśród minerałów przezroczystych najliczniej występują granaty (średnio 33,9%) i amfibole (20%), w mniejszych ilościach pirokseny, staurolity i epidoty.

Wartości wskaźników petrograficznych¹ górnej części glin zwałowych (głębokość 28,5–29,5 m) są następujące: O/K – 0,97; K/W – 1,27; A/B – 0,67 i zbliżone są do wyników z profilu Brus na sąsiednim arkuszu Kołacze, gdzie przyjmują wielkości (odpowiednio): 0,97; 1,21; 0,72 (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982b). Zawartość skał krystalicznych wynosi około 27%, mniej liczne są wapienie paleozoiczne (15,7%). Wśród skał lokalnych najliczniejsze są piaskowce trzeciorzędowe (19,4%) i mułowce (17,9%). Dla próbki z głębokości 38,4–38,6 m określono wiek metodą TL i uzyskano wynik $748\ 000 \pm 183\ 000$ lat BP (J. Kusiak, 1996).

¹ 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 kwarcowe, W — skały węglanowe, A — skały nieodporne na niszczenie, B — skały odporne na niszczenie.

W nielicznych otworach archiwalnych w okolicy Osowej i Kosynia występują cienkie pokrywy rezyduów glin zwałowych na marglach mastrychtu, przykryte młodszymi osadami z okresu zlodowacenia Wilgi.

Zlodowacenie Wilgi

G l i n y z w a ł o w e . Stanowią one główny poziom lodowcowy zlodowaceń południowopolskich, występujący jednakże tylko w obrębie Wału Uhruskiego. W nielicznych otworach archiwalnych (hydrogeologicznych, badawczych i surowcowych) poza obszarem Wału Uhruskiego w ogóle nie stwierdzono glin zwałowych. Wynikać to może z niewielkiej ilości dostępnych profilów wierceń, przebijających utwory czwartorzędowe.

Dokładniej opisano gliny zwałowe zlodowacenia Wilgi w otworze kartograficznym Józefów 1 (otw. 45) na głębokości 7,2–26,5 m. Są to ciemnoszare gliny zwałowe, piaszczyste z otoczkami skał północnych, bardzo słabo wysortowane, o zmiennej wapnistości (3,8–9,2%, średnio 7,2%).

Skład frakcji minerałów ciężkich jest dość jednolity. Wśród minerałów przezroczystych dominują granaty (średnio 38,0%), amfibole (18,3%) i pirokseny (9,3%). W mniejszych ilościach występują staurolyty, andaluzyty, sylimanity oraz tytanity.

Wśród żwirów zaznacza się przewaga wapieni paleozoicznych (17,5–41,2%) nad skałami krystalicznymi (21,0–29,9%). Skały lokalne reprezentowane są przez wapienie (4,7–15,0%), piaskowce (1,2–26,6%) i mułowce. Uśrednione współczynniki petrograficzne dla całej serii wynoszą: O/K – 1,47; K/W – 0,86; A/B – 0,93 (E. Stanek, 1997). Uzyskano także trzy oznaczenia wieku bezwzględnego metodą TL (od spągu): — 604 000± 125 000 lat BP (głęb. 25,2–25,3 m); 760 000±170 000 lat BP (głęb. 16,2–16,4 m) oraz 586 000±131 000 lat BP (głęb. 10,5–10,6 m) (J. Kusiak, 1996). Wyniki te wydają się być dyskusyjne. Wiek tych glin może być zafałszowany przez procesy glacitektoniczne, które spowodowały wielokrotne przemieszczanie i przemieszanie materiału lodowcowego ze starszych zlodowaceń.

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 . Osady wodnolodowcowe z okresu regresji zlodowacenia Wilgi stwierdzono w kilku otworach archiwalnych (otwory 2, 23, 39) w okolicy Okuninki, Zawołcza i Stulna. Zalegają one najczęściej na podłożu kredowym, przykryte często przez mułki jeziorne z okresu schyłku zlodowacenia Wilgi. Są to najczęściej piaski średnio- i drobnoziarniste z otoczkami, niekiedy pyłowate, jasnoszare, o miąższości od 1,2 m do 14 m (w Zawołczu).

M u ł k i i m u ł k i p i a s z c z y s t e . Mułki jeziorne z okresu schyłku zlodowacenia Wilgi występują w kilku otworach w okolicy Macoszyna (otw. 36), Kosynia (otw. 38), Stulna (otw. 39), Zawołcza (otw. 23) i Okuninki (otw. 2). Stwierdzono je i datowano metodą TL także w otworze karto-

graficznym Osowa 2 (otw. 32) na głębokości 13,0–16,8 m na marglach mastrychtu dolnego. Przeważnie są to ciemnoszare mułki, mułki piaszczyste lub ility piaszczyste, słabo i bardzo słabo wysortowane, silnie wapniste (powyżej 20% CaCO₃). Na głębokości 15,5 m stwierdzono liczne soczewki i gniazda substancji humusowej.

W składzie frakcji ciężkiej zaznacza się przewaga minerałów przezroczystych (średnio 74%) nad nieprzezroczystymi (ok. 26%). Wśród minerałów przezroczystych najliczniejsze są nierozpoznane minerały schlorotypizowane i silnie zwiędzające (82%) i granaty (2,9–16,8%). Dla trzech próbek wykonano ekspertyzy paleobotaniczne, które pozwoliły na bliższy opis środowiska sedymentacji. Utwory jeziorne z Osowej powstały w bliskim sąsiedztwie borów sosnowych (*Pinus* — 35,0 do 60,0%) z niewielkim udziałem brzozy (*Betula* — 10%). Licznie są także reprezentowane rośliny zielne (trawy, bylice). Obficie notowany gwiazdoszek (*Pediastrum*) jest wskaźnikiem eutrofizacji zbiornika jeziornego. Prawdopodobnie osady te mogą pochodzić z jednego z interstadiów sprzed interglacjału mazowieckiego (K. Bińka, 1996).

Wykonane oznaczenie wieku metodą TL dla próby z głębokości 15,0–15,2 m dało wynik 433 000±105 000 lat BP (J. Kusiak, 1996), tj. ze schyłku zlodowacenia Wilgi.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

P i a s k i r z e c z n e. Stwierdzone zostały w lokalnym obniżeniu w okolicy Żłobka, gdzie w otworze 20 osiągają ponad 10 m miąższości. Leżą bezpośrednio na marglach mastrychtu dolnego, a przykryte są mułkami jeziornymi. Są to piaski średnioziarniste z pojedynczymi żwirikami, słabo wysortowane, wapniste (6,6 do 11,9% CaCO₃). Obtoczenie ziarn kwarcu waha się w granicach: R — od 0,19 do 0,31. We frakcji minerałów ciężkich przeważają minerały przezroczyste (od 47,7 do 51,9%) nad nieprzezroczystymi (od 8,7 do 32%). Wśród minerałów przezroczystych zaznacza się przewaga granatów (średnio 32,2%) nad amfibolami (średnio 12,9%), chlorytami, piroksenami oraz dystenami i staurolitami.

Wiek dolnej części serii piaszczystej z głębokości 34,3 m oznaczony metodą TL na 359 000±82 000 lat BP (J. Kusiak, 1996) jest zbliżony do wieku piasków rzecznych w rynnie Sawina (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1988a).

M u ł k i i ility j e z i o r n e. W profilu otworu 20 ponad piaskami rzeczными występują mułki, mułki ilaste i ility piaszczyste o miąższości 7,0 m, które zaliczono w zasadzie do interglacjału mazowieckiego, chociaż sedymentacja była także kontynuowana w okresie anaglacjału zlodowacenia Odry. Poprowadzenie granicy w dość jednolitej serii mułków było trudne. Są to szare mułki z wkładkami piasków i soczewkami substancji humusowej, średnio lub słabo wysortowane, o wysokiej wap-

nistości (7,9 do 12,9%). We frakcji ciężkiej przeważają minerały przezroczyste (55%), wśród których największy udział mają granaty (32%). Wzrost (ku stropowi) udziału amfiboli może wskazywać na zbliżanie się okresu chłodnego.

Ekspertyzy paleobotaniczne dla trzech próbek serii mułków pozwoliły bliżej opisać środowisko sedimentacji. Prawdopodobnie była to tundra lub otwarte obszary stepowe (K. Bińka, 1996).

Oznaczono także wiek metodą TL próbki ze spągu omawianej serii na $53\ 000 \pm 10\ 000$ lat BP (J. Kusiak, 1996) co znacznie obniżyło wiek osadów.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Gliny zwałowe występują najczęściej na powierzchni terenu, tworząc płyty o różnych rozmiarach, głównie na Wale Uhruskim, rzadziej pod przykryciem młodszych utworów. Miąższość glin zwałowych wynosi maksymalnie do kilku metrów (7–9 m), tylko sporadycznie przekraczać może kilkanaście metrów (otw. 41). W badanym profilu otworu 45 gliny zwałowe występują na głębokości 2,0–7,2 m. Są to ciemnoszare gliny piaszczyste z otoczkami skał północnych i lokalnych, słabo wysortowane, o malejącej ku stropowi wapnistości (od 5,9 do 1,1%). W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (36,7–53,9%) nad amfibolami (10,6–21,0%) i piroksenami (4,3–10,0%). Dość liczne są epidoty, sylimanity oraz topazy.

We frakcji zwirowej, wśród skał skandynawskich przeważają skały krystaliczne (28,6–39%) nad wapieniami paleozoicznymi (20,0–27,9%). W zmiennych ilościach występują piaskowce paleozoiczne, dolomity oraz kwarc. Wśród skał lokalnych najwięcej jest piaskowców, mułowców oraz wapieni.

Współczynniki petrograficzne glin z profilu otworu 45 wynoszą: O/K – 0,94; K/W – 1,27; A/B – 0,71. Podobne współczynniki petrograficzne dla glin (O/K – 0,87; K/W – 1,39; A/B – 0,62) stwierdzono w otworze Bachus 1 na arkuszu Sawin (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1988a) oraz na arkuszu Świerże, Okopy w otworze Hniszów 4 (O/K – 0,99; K/W – 1,24; A/B – 0,68) (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1990). Podane wyżej współczynniki petrograficzne należy traktować z dużą ostrożnością ze względu na niewielkie ilości zwirów w próbach oraz możliwość przemieszania materiału skalnego w wyniku zaburzeń glacitektonicznych na Wale Uhruskim (E. Stanek, 1997).

Piaski i żwiry z głazami lodowcowe, miejscami na glinach zwałowych. Występują one dużymi płatami na Wale Uhruskim w okolicy Tomaszówki (ark. Kołacze 716) i Józefowa, gdzie tworzą najczęściej kilkumetrowe pokrywy. Miejscami zalegają na kulminacjach pagórków morenowych i ostańców denudacyjnych na przedpołu Wału Uhruskiego w okolicy Kosynia,

Macoszyna oraz Majdanu Stuleńskiego. Wśród żwirów, których zawartość jest urozmaicona często przeważają skały krystaliczne i piaskowce trzeciorzędowe.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe; miejscami na glinach zwałowych, na marglach i kredzie piszącej mastrychtu. Występują one zarówno na powierzchni terenu badanego obszaru, jak i pod przykryciem młodszych osadów. Pokrywają północne przedpole Wału Uhruskiego od Kłębików na zachodzie po Kosyń i Wolę Uhruską na wschodzie. Najczęściej są to piaski średnio- i różnoziarniste, z licznymi żwirkami skał północnych i lokalnych o miąższości od kilku do kilkunastu metrów (otwory 30, 31, 35). Piaski i piaski ze żwirami na glinach zwałowych stwierdzono w okolicy Piask, Mszanki, a na kredzie piszącej i marglach mastrychtu występują w pobliżu Mszanki i Mszannej oraz Kosynia. Są to pokrywy piaszczyste o niewielkiej miąższości, rzadko przekraczającej 2 m.

Piaski, żwiry i głązy moren czołowych tworzą nieregularny pagórek na wysoczyźnie morenowej na wschód od Józefowa (na Wale Uhruskim) o wysokości względnej rzędu 5 do 8 m (otw. 44²). Wzgórze zbudowane jest z piasków różnoziarnistych ze żwirkami i otoczkami skał północnych i lokalnych, warstwowanych, o średnim lub słabym wysortowaniu. Współczynniki obtoczenia ziarn kwarcu wahają się od 0,34 do 0,49. We frakcji ciężkiej największy udział mają granaty, amfibole i pirokseny, w mniejszych ilościach występują epidoty, dysteny, staurolity.

W nieczynnym, starym wyrobisku w Józefowie, założonym na wyżej opisanym pagórku moreny czołowej stwierdzono duże nagromadzenie głązików i głązów, najczęściej granitów i gnejsów skandynawskich o wielkości nawet do 2,0 m. Według J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1983a) pagórki te mogą reprezentować tzw. fazę uhruską zlodowacenia Odry.

Zlodowacenie Warty

Piaski jeziorne i jeziorno-rzeczne (jeziorno-rozlewiskowe) występują powszechnie na badanym obszarze, na północ od Wału Uhruskiego i jego najbliższego przedpola. Zalegają najczęściej na starszych osadach z okresu zlodowacenia Odry lub jeszcze starszych, a przykryte są podobnymi utworami z okresu interglacjalu eemskiego i zlodowaceń północnopolskich. Stwierdzono je w trzech otworach kartograficznych: w otworze 20 na głębokości 13,7–17,9 m, w otworze 32 na głębokości 6,7–11,0 m oraz w otworze 40 na głębokości 12,2–13,6 m. Są to piaski średnioziarniste, niekiedy pyłowate, szare, średnio lub słabo wysortowane, czasami lekko wapniste.

²W metryczce otworu 44 na mapie geologicznej błędnie podano rzędną terenu — powinno być 207,5 m n.p.m. Również na przekroju geologicznym A–B znak otworu powinien rozpoczynać się od wysokości 207,5 w dół.

We frakcji ciężkiej dominują granaty ponad (50%), którym towarzyszą andaluzyty, sylimanity, dysteny oraz sporadycznie amfibole.

Opisane wyżej osady z okresu zlodowacenia Warty wydają się być równowiekowe z udokumentowanymi metodą TL i paleobotanicznie utworami tego zlodowacenia na sąsiednim arkuszu Świerże, Okopy w profilach z rejonu Hniszowa (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1990).

Interglacjał eemski

P i a s k i i m u ł k i j e z i o r n e (j e z i o r n o - r o z l e w i s k o w e). Osady interglacjału eemskiego na badanym obszarze reprezentowane są w ograniczonym stopniu przez piaski i mułki jeziorne, jeziorno-rozlewiskowe i jeziorno-rzeczne wypełniające niewielkie obniżenia i zagłębienia w powierzchni nadwarciańskiej. Z pewnymi zastrzeżeniami można zaliczyć do osadów tego okresu piaski jeziorno-rzeczne z profilu w Żłobku (otw. 20) na głębokości 8,7–13,1 m oraz mułki jeziorne w profilu w Stulnie (otw. 40) na głębokości 9,1–12,2 m. W otworze 20 są to piaski drobnoziarniste, pyłowate, szare, słabo wysortowane i średnio wapniste. W składzie frakcji ciężkiej przeważają minerały przezroczyste (68,8%), wśród których najliczniejsze są granaty, którym towarzyszą epidoty, andaluzyty, amfibole i chloryty. Utwory te są prawdopodobnie kontynuacją podścielających je rzecznych piasków ze zlodowacenia Warty. Przykryte są one datowanymi metodą TL utworami zlodowacenia Wisły.

W profilu otworu 40 pod rzecznyymi piaskami zlodowacenia Wisły występują szare mułki z warstewkami humusu, słabo i bardzo słabo wysortowane, wapniste, o miąższości 3,1 m. W składzie frakcji ciężkiej przeważają granaty (średnio 37,2%) nad epidotami, andaluzytami, amfibolami oraz sylimanitami.

Ekspertyzy paleobotaniczne wykonane przez K. Bińkę (1996) dla czterech prób nie pozwoliły na dokładne określenie wieku, poza określeniem środowiska sedymentacji. Prawdopodobnie utwory te powstały w warunkach otwartych, bezleśnych lub tundry, w schyłkowym okresie interglacjału eemskiego.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

P i a s k i r z e c z n e t a r a s ó w n a d z a l e w o w y c h 8,0–10,0 m n. p. r z e k i. Z osadów tych zbudowane są tarasy plejstocieńskie doliny Bugu. Występują tam na powierzchni terenu lub są przykryte przez młodsze utwory plejstocieńskie lub holocieńskie. Powierzchnia stropowa tarasu nadzalewowego często leży wyżej niż osady jeziorne i jeziorno-rozlewiskowe, występujące na zachód od doliny Bugu. W otworze 40 opisano na głębokości 3,9–9,1 m piaski średnioziarniste, szare z wkładkami mułków, średnio lub dobrze wysortowane, lekko wapniste. We frakcji ciężkiej najliczniejsze są granaty (42,5–75,1%), którym towarzyszą epidoty, andaluzyty, staurolity oraz rzadziej amfibole.

Piaski i mułki jeziorne (jeziorno-rozlewiskowe). Jednym z najbardziej rozpowszechnionych na badanym obszarze typów utworów powierzchniowych są piaski jeziorne, pokrywające znaczne przestrzenie w środkowej i północnej części obszaru arkusza. Miąższość tych utworów wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Stwierdzono ich występowanie w profilach otworów kartograficznych: 20 — na głębokości 0,4–8,7 m, 32 — na głębokości 0,4–6,7 m oraz w wielu wierceniach archiwalnych. Utwory jeziorne i jeziorno-rozlewiskowe pochodzą prawdopodobnie z różnych okresów zlodowacenia Wisły, często są kontynuacją sedymentacji z okresu zlodowacenia Warty lub interglacjału eemskiego. W profilu otworu 20 określono metodą TL wiek mułków z części spągowej i uzyskano wynik $27\,000 \pm 5\,000$ lat BP (J. Kusiak, 1996). Są to piaski średnioziarniste, szare, miejscami pyłowate z wkładkami mułków i iłów, średnio lub słabo wysortowane, lekko wapniste. We frakcji ciężkiej najliczniejsze są granaty (średnio ponad 50%), którym towarzyszą andaluzyty, epidoty, amfibole, pirokseny. Mułki ilasto-piaszczyste, bardzo słabo wysortowane, wapniste, o miąższości 2,2 m występują w spągowej części serii jeziornej w otworze 20.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–6,0 m n.p.rzeki tworzą niewielkich rozmiarów półkę włożoną w starsze osady tarasu nadzalewowego wyższego w okolicy Sobiboru – Dubnika. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, słomkowo-żółte, raczej dobrze wysortowane, bezwapniste, o miąższości do 4,0 metrów.

Piaski rzeczne (odsypy paleomeandrów). W okolicy Stulna, w dolinie Bugu występują wielkopromienne paleomeandry, które podcinały taras nadzalewowy, a na przeciwległym brzegu starego koryta odkładały materiał piaszczysty w charakterystyczne wały odsypowe. Z czasem część wałów została przykryta przez mady lub torfy i namuły torfiaste. Formy te powstały na przełomie plejstocenu i holocenu, prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia Wisły. Wiek osadów wypełniających koryto paleomeandru w Stulnie oznaczono metodą TL na 8800 lat BP (W. Sz wajgier, w druku).

Odsypy łach meandrowych tworzą najczęściej piaski drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste, warstwowane przekątnie lub skośnie, dobrze wysortowane, o miąższości do kilku metrów.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski deluwialne tworzą cienkie (1,5 do 2,0 m, rzadziej do 3,0 m) wypełnienia dolinek deluwialnych w okolicy Osowej. Przeważnie są to piaski różnoziarniste, w stropie nieco pyłowate, w spągu ze żwirkami skał północnych.

Piaski eoliczne tworzą pokrywy, niekiedy o powierzchni kilku kilometrów kwadratowych i miąższości do 2,0–3,0 m, zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych, dobrze wysortowanych, zalegających na utworach jeziornych i jeziorno-rozlewiskowych w okolicy Żłobka i na

południe od Okuninki. Poza tym piaski eoliczne występują także na piaskach rzecznych tarasu nadzalewowego oraz na piaskach wodnolodowcowych i lodowcowych zlodowacenia Odry na przedpolu Wału Uhruskiego i na nim samym.

Piaski eoliczne w wydmach. Dobrze rozwinięte wydmy paraboliczne i podłużne o wysokości względnej do 8,0 metrów występują na południe od Okuninki, w okolicy Żłobka, na zachód od Zbereża oraz Kolonii Mszannej. Tworzą je piaski drobno- i średnioziarniste, najczęściej przekątnie lub skośnie warstwowane, dobrze wysortowane, niekiedy z poziomami gleb kopalnych. Większość wydm jest ustabilizowana i porośnięta lasem.

c. Holocen

Osady holocenijskie na badanym obszarze zajmują duże powierzchnie, zwłaszcza w obrębie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (w granicach arkusza) oraz wypełniają dno doliny Bugu.

Piaski i mułki jeziorne (jeziorno-rozlewiskowe) tworzą najniższe tarasy jeziorne, nie przykryte przez torfy i namuły torfiaste. Na południe od Żłobka piaski jeziorne wypełniają rozległe obniżenie w starszej, z okresu zlodowacenia Wisły, równinie pojeziornej. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, szare i ciemnoszare z licznymi cienkimi przewarstwieniami mułków piaszczystych, niekiedy z domieszką materiału humusowego, o miąższości do 3,0 m.

Piaski i mułki (mady) facji powodziowej oraz piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki występują wyłącznie w dnie doliny Bugu, tworząc taras holocenijski (uprawowy) o dość rozległej powierzchni (zwłaszcza w okolicy Stulna, Sobiboru). Miąższość mad jest zmienna w granicach od 2,0 do 5,0 m. Pod względem litologicznym są to mady brunatne lub brunatnoszare, mułkowato-piaszczyste (lekkie), rzadziej gliniaste (ciężkie), których akumulacja zachodziła przez cały holocen i trwa do dzisiaj. Charakterystyczna jest wyraźna cykliczność związana z faktem zalewów powodziowych. Są to utwory w całości objęte i przekształcone przez procesy glebowe.

Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki tworzą dno doliny Tarasinki w jej górnym biegu. Są to warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości do kilku metrów z przewarstwieniami i smugami humusu oraz wkładkami mułków piaszczystych.

Namuły i mułki starorzeczy, den dolinnych i zagłębień bezodpływowych. Są to osady mineralno-organiczne akumulowane współcześnie w starorzeczach Bugu, obniżeniach den dolinnych oraz zagłębieniach bezodpływowych. Miąższość tych utworów jest niewielka, od 0,5 do 2,0 m.

Gytie o miąższości do kilku metrów występują pod torfami, w wielu torfowiskach, zwłaszcza w okolicy jezior: Wspólne, Koseniec, Perespa. Najczęściej są to gytie ilaste lub detrytusowe, rzadziej wapienne.

Namuły torfiaste występują w obniżeniach dolin rzecznych lub w obrębie obniżen równiny pojezierniej. Są to najczęściej utwory mineralno-organiczne o miąższości 2,0–3,0 m.

Torfy występują dość powszechnie na obszarze równiny pojezierniej wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Do największych torfowisk należą: Dekowina oraz rozległe torfowiska wokół jeziora Brudzieniec. W dolinie Bugu torfy występują w okolicy Stulna, Małoziemiec (Humunicze), Wołczyn i Dubnika. Reprezentują one typ torfów niskich. Ich miąższość jest dość zróżnicowana, przeciętnie do 2,0 m, niekiedy dochodzi do 7,5 m.

Piaski i mułki rzeczne współczesnych odsypów przykorytowych związane są ze współczesnym korytem Bugu, gdzie tworzą wąskie nieciągłe listwy tarasowe wzdłuż biegu rzeki. Są to piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości do kilku metrów, często z przewarstwieniami mułków piaszczystych. Utwory te podlegają procesom erozji korytowej, znajdując się jeszcze w fazie żywych procesów erozji i akumulacji rzecznej.

B. TEKTONIKA

Obszar arkusza Sobibór leży w obrębie lubelsko-podlaskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (prekambryjskiej) charakteryzującej się płytkim zaleganiem skał krystalicznego podłoża proterozoicznego. Podłoże krystaliczne pocięte jest systemem uskoków w dwóch głównych kierunkach: NW–SE (nawiązującym do kierunku strefy Teisseyre’a-Tornquista) i NE–SW (prostopadłym do poprzedniego). Uskoki, tworzące kratowy system bloków, są stosunkowo młode i powstały w cyklu waryscyjskim, w fazie bretońskiej — na przełomie dewonu i karbonu dolnego (A. M. Żelichowski, 1972, 1984).

Efektom zrębowej tektoniki fazy bretońskiej było powstanie jednostek tektonicznych niższego rzędu w strefie brzeżnej platformy prekambryjskiej. Utworzyło się wtedy między innymi zapadlisko włodawskie i graniczące z nim od południowego wschodu zrębowe podniesienie kumowskie. Badany obszar leży na pograniczu obu jednostek, rozdzielonych uskokiem Święcicy o ponad tysięcznym zrzucie jednostki północnej (zapadliska włodawskiego). Uskoki fazy bretońskiej zostały odnowione w fazie asturyjskiej (westfal górny). Powstały wówczas liczne rozłamy, tworzyły się nowe struktury o kierunkach zbliżonych do starszych. Wtedy także uformował się mazowiecko-podlaski rów tektoniczny. W fazie asturyjskiej nastąpiło ostateczne ukształtowanie podłoża podmezozoicznego. Od tego czasu podłoże paleozoiczne stało się względnie stabilne, natomiast tektonika całego kompleksu mezozoiczno-kenozoicznego z okresu orogenezy alpejskiej jest znacznie spokojniejsza. Wyraźniej zana-

czyła się faza ruchów kimeryjskich (zwłaszcza środkowokimeryjskich) w jurze środkowej. Nastąpiło wtedy wypiętrzenie obszaru, które spowodowało powstanie dużej luki stratygraficznej (od westfalu do batonu). Długi okres (około 130 mln lat) wzmożonej i efektywnej denudacji przyczynił się do uformowania podłoża podmezozoicznego.

Utwory jurajskie i kredowe zalegają monoklinalnie, z niewielkim upadem w kierunku południowo-zachodnim (A. M. Żelichowski, 1972, 1984). Podobnie jak na obszarach sąsiednich arkuszy (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982a, b, 1987, 1988a, b, 1990) na obszarze arkusza Sobibór zaznacza się młodooalpejska tektonika w obrębie utworów górnokredowych oraz pokrywy kenozoicznej. Ruchy te należy chyba wiązać z fazami: laramijską oraz młodooalpejskimi: sawską, attycką i wala-chijską (M. Harasimiuk, A. Henkiel, 1977, 1979, 1984).

Wykorzystując dane z nielicznych otworów wiertniczych, wyniki badań geoelektrycznych i paleobotanicznych oraz korzystając z mapy fotolineamentów (J. Bażyński, S. Doktor, M. Graniczny, 1984) opracowano szkic geologiczny odkryty (tabl. II). Przedstawiono na nim najważniejsze elementy rzeźby podłoża podczwartorzędowego (Wał Uhruski, obniżenia w okolicy Wołczyn, elewacje podłoża w rejonie Sobiboru) oraz główne (pewne lub przypuszczalne) linie tektoniczne (rozłamy, pęknięcia lub uskoki). System tych linii tylko częściowo nawiązuje do starej sieci uskoków NW–SE oraz NE–SW. Zaznacza się trend do zmiany kierunków na bardziej równoleżnikowe. Ten nowy system kierunków związany jest prawdopodobnie z najmłodszymi ruchami neotektonicznymi z okresu górnego trzeciorzędu, a nawet czwartorzędu.

Poza Wałem Uhruskim rzeźba powierzchni podczwartorzędowej jest mało urozmaicona, można tylko wyróżnić kilka niewielkich elewacji w okolicy Sobiboru (do 160 m n.p.m.), na wschód od Osowej (do 170 m n.p.m.) oraz w Macoszynie (180 m n.p.m.). W Macoszynie kulminację tworzą osady miocenu, także w Sobiborze wyniesienie tworzą prawdopodobnie piaski i piaskowce mioceńskie. W okolicy Osowej wysokie zaleganie utworów mastrychtu (prawdopodobnie górnego) zostało udokumentowane w sondzie mechanicznej na głębokości 0,8 m od dna nieczynnej zwirowni.

Bardzo ważnym elementem rzeźby stropu powierzchni podczwartorzędowej jest Wał Uhruski, a ściślej jego północny fragment, najbardziej wyniesiony w okolicy Józefowa i Woli Uhruskiej (do 207 m n.p.m.). Strome zbocze nad doliną Bugu od Woli Uhruskiej po Majdan Stuleński ma założenie tektoniczne. Nieco niżej schodzą północne stoki Wału Uhruskiego w południowo-zachodniej części badanego obszaru (do 180 m n.p.m. w okolicy Piask). Tektonika części Wału Uhruskiego, leżącego w granicach arkusza jest raczej słabo rozpoznana. Stwierdzono istnienie dość głębokiego rowu lub rozłamu tektonicznego w Józefowie, gdzie skrzydło zrzucone przykryte jest osadami czwartorzędowymi o miąższości około 25 m. Struktura ta ma prawdopodobnie swoją kontynuację w kierunku południowym i zachodnim. Wyniki badań geoelektrycznych na przekroju A–B oraz profile otworów

(otwory 44, 45) pozwoliły tylko na wstępne jej rozpoznanie. Przykrycie przez utwory czwartorzędowe uniemożliwiło dalsze badanie w kierunku zachodnim i południowym. Budową geologiczną i genezą całego Wału Uhruskiego zajmowali się m.in.: S. Wołosowicz (1922); T. Uberna (1964); J. Buraczyński, J. Wojtanowicz (1983a,b). Wyniki dotychczasowych badań podsumowali K. Wyrwicki i R. Wyrwicki (1987). Należy także wspomnieć o przejawach ruchów neotektonicznych, zwłaszcza w dolinie Bugu (zmiany w profilu podłużnym rzeki) opisanych przez M. Harasimiuka, J. Rzechowskiego i W. Sz wajgiera (1993).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi skałami, które odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej (tabl. II) są margle i kreda pisząca kredy górnej (mastrycht dolny i górny). W kredzie górnej trwa nieprzerwanie sedymentacja morskich osadów węglanowych otwartego, głębokiego morza w warunkach dużej subsydencji zbiornika. Z końcem mastrychtu ustępuje morze, zamykając długi okres sedymentacji morskiej. Wycofanie się morza górnokredowego ma związek z ruchami tektonicznymi fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej.

W paleogenie, w warunkach gorącego i suchego klimatu rozwijają się procesy denudacji. Z okresu transgresji morza miocenijskiego (sarmackiego?) pochodzą piaski z wkładkami piaskowców i ility trzeciorzędowe na Wale Uhruskim i miejscami na jego północnym przedpolu (okolice Macoszyna i Sobiboru). Było to morze płytkie, a pozostawione osady powstały w jego brzegowej strefie.

W czasie ruchów młodoalpejskich (fazy: attycka i walachijska) następuje ponowne wypiętrzenie się lądu. Następuje bardzo długi okres denudacji, który trwa od środkowego sarmatu, przez pliocen, aż po preglacjał. W pliocenie i preglacjale nastąpiło uformowanie głównych elementów tektoniczno-strukturalnych rzeźby obszaru badań.

Czwartorzęd na badanym obszarze można rozdzielić na dwie części: starszą — preglacjalną i młodszą glacialną. We wczesnym etapie okresu preglacjalnego przeważały procesy sedymentacji rzecznej, zachodzącej w warunkach ciepłego i suchego klimatu. Z powodu słabego rozpoznania rozprzestrzenienia osadów z tego okresu trudno jest rekonstruować ówczesną sieć dolin rzecznych. Pojedynczy płat utworów rzecznych preglacjalnych, przykrytych później przez jeziorne mułki preglacjalne stwierdzono w profilu w Stulnie (dolina Bugu). Prawdopodobnie w późniejszej fazie silnych procesów erozyjnych znaczna część osadów preglacjalnych została usunięta i przeniesiona na północ.

Pierwsze, datowane utwory plejstocenijskie pochodzą ze zlodowacenia Nidy. Są to mułki i piaski jeziorne wypełniające rów tektoniczny w Józefowie w obrębie Wału Uhruskiego.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 2

Stratygrafia					Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne				
System	Oddział	Pododdział	Piętro	Podpiętro						
z ε d o r o t c e n n a w z c e j s t o t w o p o l s k i	H o l o c e n				<p>Piaski i mułki rzeczne odsypów przykorytowych Bugu — $f_{pm} Q_h$</p> <p>Torfy — $t Q_h$</p> <p>Namuły torfiaste — $nr Q_h$</p> <p>Gytie — $gy Q_h$</p> <p>Namuły i mułki starorzeczy, den dolinnych i zagłębiń bezodpływowych — $n Q_h$</p> <p>Piaski i mułki rzeczne tarasów zalewowych 0,5–2,0 m n.p. rzeki — $f_{ma} Q_h^{(I)}$</p> <p>Piaski i mułki (mady) facji powodziowej oraz piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki — $f_{ma} Q_h^{(2)}$</p> <p>Piaski i mułki jeziorne (jeziorno-rozlewiskowe) — $li_{pm} Q_h$</p>	<p>Akumulacja mineralna rzeczna korytowa</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralna rzeczna: korytowa i powodziowa oraz bagienna w zagłębieniach bezodpływowych</p> <p>Akumulacja mineralna rzeczna: korytowa i powodziowa</p> <p>Akumulacja mineralna rzeczna: korytowa i powodziowa</p> <p>Akumulacja mineralna jeziorna (jeziorno-rozlewiskowa)</p>				
									<p>Piaski eoliczne w wydmach — $e_p Q^{(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — $e_p Q$</p> <p>Piaski deluwialne — $d_p Q$</p>	<p>Akumulacja eoliczna</p> <p>Rozmywanie materiału na stokach i akumulacja w obniżeniach</p>
									<p>Piaski rzeczne (odsypy paleomeandrów) — $f_p Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 5,0–6,0 m n.p. rzeki — $f_p Q_{p^4}^{B(I)}$</p> <p>Piaski i mułki jeziorne (jeziorno-rozlewiskowe) — $li_{pm} Q_{p^4}^B$</p> <p>Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 8,0–10,0 m n.p. rzeki — $f_p Q_{p^4}^{B(III)}$</p>	<p>Akumulacja mineralna rzeczna korytowa</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Akumulacja jeziorna i jeziorno-rozlewiskowa</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Erozja</p>
									<p>Piaski i mułki jeziorne (jeziorno-rozlewiskowe) — $li_{pm} Q_{p^{3-4}}$</p>	<p>Akumulacja jeziorna i jeziorno-rozlewiskowa</p> <p>Erozja</p>
									<p>Piaski jeziorne i jeziorno-rzeczne (jeziorno-rozlewiskowe) $li_p Q_{p^3}^W$</p>	<p>Akumulacja mineralna jeziorna i jeziorno-rozlewiskowa</p>
										<p>Erozja</p>
									<p>Piaski, żwiry i głazy moren czołowych — $gc_{pz} Q_{p^3}^O$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{ppz} Q_{p^3}^O$</p> <p>Piaski i żwiry z głazami, wodnolodowcowe — $g_{pz} Q_{p^3}^O$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^3}^O$</p>	<p>Akumulacja lodowcowa (grawitacyjna i przez wody lodowcowe)</p> <p>Akumulacja przez wody lodowcowe przed czołem lodowca</p> <p>Akumulacja przez wody lodowcowe</p> <p>Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu na cały obszar i późniejsze wytopienie</p>
									<p>Mułki i ropy jeziorne — $li_{mi} Q_{p^{2-3}}$</p> <p>Piaski rzeczne — $f_p Q_{p^{2-3}}$</p>	<p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna</p>

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie		Zlodowacenie Wilgi	Mułki i mułki piaszczyste, jeziorne — ${}_{mmp}^{li}Q_{p^2}^G$ Piaski i piaski ze żwirami, wodnolodowcowe — ${}_{ppz}^{fg}Q_{p^2}^G$ Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^gQ_{p^2}^G$	Akumulacja jeziorna podczas recesji lądolodu Akumulacja przez wody lodowcowe przed czołem lądolodu Akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu i jego późniejsze wytopienie) Erozja
		Zlodowacenie Sanu			Piaski, żwiry i głązy rezydualne — ${}_{pż}^rQ_{p^2}^S$ Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^gQ_{p^2}^S$	Denudacja Akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu i jego późniejsze wytopienie)
		Zlodowacenie Nidy			Mułki i piaski jeziorne — ${}_{mp}^{li}Q_{p^2}^N$	Akumulacja jeziorna
		Preglacja(?)			Mułki jeziorne — ${}_{m}^{li}Q_{p^0}$ Piaski rzeczne — ${}_{p}^fQ_{p^0}$	Akumulacja jeziorna Erozja i akumulacja przez wody płynące
					Ły miocenijskie jako kry w utworach czwartorzędowych — ${}_M Q$	Procesy glacitektoniczne
T r z e c i o r z ę d	N e o g e n	Pliocen				Denudacja
		Miocen	Miocen górny		Piaski kwarcowe z wkładkami piaskowców ${}_{pQ}M_3$	Akumulacja morska nerytyczna, przybrzeżna
	P a l e o g e n					
K r e d a	K r e d a g ó r n a	M a s t r y c h t		Mastricht górny	Kreda piszcząca i margle — ${}_{kpme}Cr_{m3}$	Akumulacja morska
				Mastricht dolny	Kreda piszcząca i margle — ${}_{kpme}Cr_{m1}$	Akumulacja morska

Po raz pierwszy na badany obszar wkroczył lądolód zlodowacenia Sanu, który pozostawił gliny zwałowe w rowie tektonicznym Józefowa oraz sporadycznie zachowane piaski, żwiry i głązy rezydualne.

Następna transgresja lądolodu z okresu zlodowacenia Wilgi pozostawiła gliny zwałowe i piaski wodnolodowcowe. Faza transgresji była poprzedzona prawdopodobnie silną erozją i usunięciem starszych osadów przez wody rzek ekstraglacialnych. W czasie schyłkowym zlodowacenia Wilgi miała miejsce wyraźna faza erozji (obniżenie w okolicy Żłobka), a następnie akumulacji rzecznej, następnie jeziornej, które miały miejsce w okresie interglacjału mazowieckiego. Mułki jeziorne powstały po wycofaniu się lądolodu na północ.

Lądolód zlodowacenia Odry pokrył cały badany obszar i pozostawił gliny zwałowe (zwłaszcza na Wale Uhruskim) i piaski lodowcowe. Z fazą regresji lądolodu związane są leżące na glinach zwałowych lub utworach górnokredowych piaski wodnolodowcowe. Na linii Wału Uhruskiego prawdopodobnie zaznacza się faza recesyjna zlodowacenia Odry, określona przez J. Buraczyńskiego (1986) jako faza uhruska. W czasie interglacjału lubelskiego najprawdopodobniej dominowały procesy erozji (brak udokumentowanych śladów akumulacji osadów z tego okresu). Ze zlodowacenia Warty po-

chodzą często spotykane utwory sedymentacji jeziornej, jeziorno-rzecznej i jeziorno-rozlewiskowej, powstałe w warunkach peryglacjalnych, daleko od czoła lądolodu.

Na przełomie zlodowacenia Warty i interglacjału eemskiego miała miejsce słabo zaznaczająca się faza erozji, po której nadal trwała akumulacja jeziorna i jeziorno-rozlewiskowa.

Na początku zlodowacenia północnopolskiego a dokładniej Wisły, ponownie nastąpiły procesy rozcinania, a następnie tworzenia tarasu nadzalewowego doliny Bugu. Na obszarze pojezierza nadal trwała akumulacja jeziorna i jeziorno-rozlewiskowa w warunkach ostrego, arktycznego lub subarktycznego klimatu. W czasie ostatniego zlodowacenia obszar miał charakter pojezierza z licznymi jeziorami, niektóre dotrwały do dzisiaj, inne uległy procesom eutrofizacji i przekształceniu w torfowiska (torfowisko Dekowina).

W dolinie Bugu powierzchnię tarasu nadzalewowego początkowo rozcinała rzeka o charakterze roztokowym, która u schyłku zlodowacenia Wisły przeobraziła się w rzekę o charakterze meandrowym. Z tej fazy rozwoju doliny Bugu pochodzą bardzo dobrze czytelne meandry wielkopromienne i odsypy łach meandrowych w okolicy Stulna.

U schyłku zlodowacenia Wisły i na początku holocenu powstały liczne pokrywy piasków eolicznych oraz wydmy. Prawdopodobnie miało także miejsce częściowe odtworzenie niektórych jezior oraz powstanie nowych w wyniku procesów termokrasowych.

W holocenie osadzają się w licznych zagłębieniach różnej genezy utwory mineralno-organiczne (namuły, namuły torfiaste) i organiczne (torfy). W dolinie Bugu trwa akumulacja powodziowa na rozległej powierzchni tarasu zalewowego. We wczesnej fazie holocenu Bug był rzeką meandrującą z korytem wędrującym na całym obszarze dna doliny. Później ten proces przemieszczania się koryta został zahamowany. Charakterystyczne są także liczne ślady erozyjnej działalności wód wezbraniowych w postaci licznych kanałów i przepływów okresowych wód.

Należy także wspomnieć o przejawach procesów krasowych, które pozostawiły drobne zagłębienia lejów krasowych, zwłaszcza w okolicy Macoszyna i Kosynia. W tych zagłębieniach osadziły się namuły mineralno-organiczne i torfy (w stropie).

IV. PODSUMOWANIE

Materiały zebrane w czasie opracowywania arkusza Sobibór (717) dostarczyły wielu nowych danych o geologii omawianego obszaru, szczególnie geologii czwartorzędu. Do ważniejszych osiągnięć należy zaliczyć:

— udokumentowanie paleontologiczne budowy geologicznej powierzchni skał górnokredowych utworów mastrychtu dolnego,

— przedstawienie po raz pierwszy w miarę możliwości szczegółowego obrazu rzeźby powierzchni podczwartorzędowej (tabl. II), w której wykryto kilka zagłębień i elewacji o różnym wieku i genezie,

— szczegółowe rozpoznanie budowy i stratygrafii pokrywy czwartorzędowej,

— opracowanie szczegółowego obrazu utworów powierzchniowych, tworzących współczesną rzeźbę terenu,

— w obrębie Wału Uhruskiego (okolice Józefowa) potwierdzenie wcześniejszych informacji (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1987, 1988) o istnieniu zaburzeń glacitektonicznych, między innymi kier o jądrach trzeciorzędowych w glinach zwałowych (kra w Józefowie).

Do zagadnień nierozwiązanych należą między innymi:

— zagadnienie budowy i rozwoju Wału Uhruskiego w południowo-zachodniej części obszaru,

— rozwój doliny Bugu oraz innych starych późnotrzeciorzędowych i preglacjalnych dolin, które prawdopodobnie odwadniały Wyżynę Lubelską w kierunku północno-wschodnim,

— zbadanie charakteru, rozmiarów i wieku ruchów neotektonicznych, które mają istotny wpływ na rozwój rzeźby badanego obszaru,

— dokładniejsze rozpoznanie słabo udokumentowanych utworów trzeciorzędowych z okolic Sobiboru.

Przedsiębiorstwo Geologiczne
„Polgeol” Zakład w Lublinie
Lublin, 1997 r.

Zakład Geologii Czwartorzędu
Państwowego Instytutu Geologicznego

LITERATURA

Areń B., 1956 — Trzeciorzęd. W: Regionalna Geologia Polski. PWN, Kraków.

Bałağa K., 1995 — Jezioro Perespilno — analiza pyłkowa laminowanej części rdzenia. W: „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu” (Mat. Konf.) Lublin.

Bałağa K., Dobrowolski R., Rodzik J., 1993 — Paleogeograficzne warunki rozwoju jezior i torfowisk Poleskiego Parku Narodowego i jego strefy ochronnej. *Ann. UMCS Sect. B*, 48.

Bażyński K., Doktor S., Graniczny M., 1984 — Mapa fotogeologiczna Polski 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.

Bińka K., 1996 — Opracowanie palinologiczne prób z arkusza Sobibór (717) SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

- Buraczyński J., 1986 — Zasięg lądolodu Odry (Saalian) we wschodniej Polsce. *Prz. Geol.* 12.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J., 1984 — Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Marianne na Garbie Włodawskim. *Ann. UMCS. Sect. B*, 39.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1980a — Zaburzenia glaciektoneczne osadów zlodowacenia środkowopolskiego w zachodniej części Garbu Włodawskiego. Przew. Semin. Teren. „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”. Lublin.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1980b — Sedymentacja glacialna i fluwioglacjalna zlodowacenia środkowopolskiego na elewacji podłoża podczwartorzędowego w zachodniej części Wału Uhruskiego. Przew. Semin. Teren. „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”. Lublin.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1982a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kołacze (716). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1982b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kołacze (716). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1983a — Budowa Łuku Uhruskiego na przykładzie przekroju Góry Chutczewskiej. W: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. UMCS Lublin.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1983b — Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS Sect. B*, 35/36.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1987 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sawin (752). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1988a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sawin (752). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1988b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świerże (753) i Okopy (754). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1990 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Świerże (753) i Okopy (754). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1988 — Chronologia termoluminescencyjna osadów lądolodu Sanian w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 58, 1.
- Cieśliński S., Wyrwicka K., 1970 — Kreda obszaru lubelskiego. Przew. 42 Zjazdu PTG. Lublin.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1991 — Nowe stanowisko interglacjału ferdynandowskiego w Sosnowicy (Polesie Lubelskie). W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Zeszyty Nauk. Uniw. A.M. Geografia*, 50.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1992 — Litologia i stratygrafia osadów eo- i mezoplejstocenijskich środkowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS, Sect. B*. 42/43. Lublin.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J., 1994 — Budowa geologiczna i rzeźba Garbu Włodawskiego. Przew. Ogólnopol. Zjazdu PTGeogr. T. 2. Przew. wycieczek. Lublin.
- Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J., 1994 — Stratygrafia utworów glacialnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej. *Ann. UMCS. Sect. B*, 49.
- Dolecki L., Wojtanowicz J., 1992 — Litologia i stratygrafia osadów plejstocenijskich południowo-wschodniej części Garbu Włodawskiego (Polesie Lubelskie). *Ann. UMCS. Sect. B*, 47.

- G a ż d z i c k a E . , 1996 — Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego dla 5 prób z arkusza Sobibór (717). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- G w ó ź d ź R . , R a c i n o w s k i R . , 1968 — Analiza porównawcza minerałów ciężkich z drobnoziarnistych utworów czwartorzędowych i górnokredowych Wyżyny Lubelskiej. *Kwart. Geol.* **12**, 2.
- H a r a s i m i u k M . , 1974 — Warunki rozwoju zjawisk krasowych na pograniczu Polesia i Pagórów Chełmskich. *Przew. 12 Ogólnopol. Zjazdu PTGeogr. Lublin.*
- H a r a s i m i u k M . , 1975 — Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN* 115.
- H a r a s i m i u k M . , H e n k i e l A . , 1977 — Tektoniczny kontakt kredy i trzeciorzędu w okolicy Chełma Lubelskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **47**, 4.
- H a r a s i m i u k M . , H e n k i e l A . , 1979 — Neogeńskie rowy tektoniczne w okolicy Chełma (Wyżyna Lubelska). *Prz. Geol.* **27**, 2.
- H a r a s i m i u k M . , H e n k i e l A . , 1984 — Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przewodnik 56 Zjazdu PTG w Lublinie. *Wyd. Geol. Warszawa*
- H a r a s i m i u k M . , M a r u s z c z a k H . , W o j t a n o w i c z J . , 1988 — Quaternary stratigraphy in the Lublin region southeastern Poland. *Quatern. Stud.* 8.
- H a r a s i m i u k M . , R z e c h o w s k i J . , S z w a j g i e r W . , 1993 — Wpływ ruchów neotektonicznych na warunki rozwoju równi zalewowej koryta Bugu w Obniżeniu Dubienki (Polesie Zachodnie). *Ann. UMCS Sect. B*, 48.
- H a r a s i m i u k M . , R z e c h o w s k i J . , S z w a j g i e r W . , 1995 — Problemy genezy i wieku teras nadzalewowych w dolinie Bugu w obniżeniu Dubienki. *Mat. Konf. „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”*. Lublin.
- H a r a s i m i u k M . , R z e c h o w s k i J . , S z w a j g i e r W . (w druku) — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dubienka (791). *Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- J a g o d z i ń s k a B . , K a l i t i u k R . , 1996 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sobibór (717). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- J a h n A . , 1956a — Środkowa i wschodnia część wyżyny (czwartorzęd). W: *Regionalna Geologia Polski*. PWN Kraków.
- J a h n A . , 1956b — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7.
- K a r a s z e w s k i W . , R ü h l e E . , 1976 — Występowanie osadów interglacjalnych we wschodniej części województwa bialsko-podlaskiego i chełmskiego oraz w przyległej części Polesia. *Prz. Geogr.* **48**, 2.
- K u s i a k J . , 1996 — Wyniki datowań wieku bezwzględnego metodą TL dla arkusza Sobibór (717) SMGP 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- L e w i ń s k i J . , 1932 — Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chełma. *Kosmos. ser. A.* **57**, 2.
- L i l p o p J . , 1925a — Flora międzylodowcowa nad średnim Bugiem. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 11.
- L i l p o p J . , 1925b — Charakterystyka paleobotaniczna profilu dyluwialnego pod Koszarami. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 11.
- L i l p o p J . , 1925c — Flora międzylodowcowa spod Włodawy nad Bugiem. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* **3**, 1–2.
- L i n d n e r L . , M a r u s z c z a k H . , W o j t a n o w i c z J . , 1985 — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (Saalian) między górną Wartą a Bugiem. *Prz. Geol.* **33**, 2.
- L i n d n e r L . , W o j t a n o w i c z J . , 1997 — Korelacja schematów stratygraficznych plejstocenu wyżyn południowopolskich (zarys problematyki). *Prz. Geol.* **45**, 1.

- Marszałek S., 1991 — Projekt badań geologicznych dla wykonania arkuszy: Włodawa (681) i Sobibór (717) SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Maruszczak H., 1965 — Zagadnienia genezy i wieku jezior Łęczyńsko-Włodawskich. *Folia Soc. Sc. Lubl. Sec. D.* 5–6.
- Maruszczak H., 1966a — Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ krasu kredy piszącej). *Prz. Geogr.* **38**, 3.
- Maruszczak H., 1966b — Zagadnienia genezy i wieku jezior Łęczyńsko-Włodawskich. *Biul. Lubelsk. Tow. Nauk. Sec. D.*
- Michalczyk Z., 1986 — Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. UMCS. Rozpr. habilitacyjna. Lublin.
- Mojski J. E., 1972 — Polesie Lubelskie. W: Geomorfologia Polski. T.2. PWN. Warszawa.
- Mojski J. E., Rzechowski J., 1967 — Niektóre wyniki badań petrograficzno-litologicznych nad utworami czwartorzędowymi Polski wschodniej i środkowej. *Zesz.Nauk. UAM* 7.
- Mojski J. E., Rzechowski J., 1969 — Plejstocen okolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim. *Biul. Inst. Geol.* 220.
- Mojski J. E., Trembaczowski J., 1961 — Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Susznie koło Włodawy nad Bugiem. *Biul. Inst. Geol.* 169.
- Mojski J. E., Trembaczowski J., 1972 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Włodawa, wyd. A i B. Inst. Geol. Warszawa.
- Mojski J. E., Trembaczowski J., 1975 — Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego. *Biul. Inst. Geol.* 290.
- Mojski J. E., Trembaczowski J., 1977 — Plejstocenijskie osady jeziorne na Polesiu Lubelskim. *Studia Geol. Pol.* 52.
- Morawski J., 1959 — Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny. *Ann. UMCS. Sect. B.* 12.
- Nakonieczny S., 1965 — Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno. *Ann. UMCS Sect. B* 18.
- Niemczycka T., 1976 — Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Pr. Inst. Geol.* 77.
- Niemczycka T., 1981 — Jurajska pokrywa Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.* **25**, 4.
- Porzycki J., 1978 — Atlas Geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:200 000. Inst. Geol. Warszawa.
- Pożaryski W., 1956 — Tektonika. W: Regionalna Geologia Polski. T. 2. Region lubelski. PWN Kraków.
- Pożaryski W., 1974 — Obszar świętokrzysko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. T.4. Tektonika cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- Pożaryski W., Rühle E., 1949 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Lublin, wyd. B. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Praca zbiorowa (red. nauk. Żelichowski A. M., Kozłowski S.), 1983 — Atlas geologiczno-suwrowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol. Warszawa.
- Prószyński M., 1933 — Przewodnie zespoły malakologiczne z osadów słodkowodnych Polesia oraz Komunikat w sprawie tzw. interglacjału w Koszarach i w Zbereżu. Pamiętnik XIV Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich. T.1. Poznań.
- Prószyński M., 1952 — Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 65.
- Raciniowski R., 1969 — Badania granulometryczne i mineralogiczno-petrograficzne glin zwałowych Polski wschodniej. *Biul. Inst. Geol.* 220.

- Rac inowski R., Rzechowski J., 1969 — Minerale ciężkie w glinach zwałowych Polski środkowej. *Kwart. Geol.* **13**, 2.
- Różycki S. Z., 1946 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Lublin. wyd. A. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Rühle E., 1935 — Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Roczn. Wołyński* 4.
- Rühle E., 1937 — Utwory lodowcowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Kosmos. ser. A* 62, 1–2.
- Rühle E., 1948 — Kreda i trzeciorzęd Zachodniego Polesia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*
- Rühle E., 1961 — Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świtaż. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 169.
- Rühle E., 1970 — Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. *Acta Geogr. Lodz.* 24.
- Rühle E., 1976 — Uwagi o zjawiskach krasowych między środkową Wisłą a Bugiem oraz Bugiem a Styrem. *Stud. Soc. Torun. Sect. C.* 8.
- Rzechowski J., 1961 — Młodozwartorzędowe osady doliny Bugu w okolicy Dubienki. *Ann. UMCS. Sect. B.* 16.
- Rzechowski J., 1965 — Facje młodozwartorzędowych aluwii dorzecza środkowego Bugu. *Kwart. Geol.* **9**, 1.
- Rzechowski J., 1969 — Genetyczna klasyfikacja osadów morenowych. *Kwart. Geol.* **13**, 2.
- Rzechowski J., 1987 — Osady plio-plejstoceny we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (dorzecze Bugu). W: „Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce”. Mat. Konf. Wrocław
- Stachurska A., 1961 — Schyłek interglacjału mazowieckiego w Susznie koło Włodawy nad Bugiem w świetle analizy botanicznej. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 169.
- Stanek E., 1997 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla SMGP 1:50 000, ark. Sobibór (717). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Szwajgier W. (w druku) — Współczesne warunki rozwoju doliny Bugu na odcinku Horodło–Włodawa. UMCS Lublin.
- Śrdoń A., 1957 — Wiek interglacjału w Koszarach nad Bugiem. *Acta Soc. Bot. Pol.* **26**, 3.
- Śrdoń A., 1969 — Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjału mazowieckiego. *Biul. Inst. Geol.* 200.
- Trembaczowski J., 1957 — Utwory czwartorzędowe okolic Włodawy. *Biul. Inst. Geol.* 118.
- Trembaczowski J., 1963 — Stratygrafia utworów czwartorzędowych okolic Włodawy. W: Polesie Lubelskie. Lublin.
- Trembaczowski J., 1965 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kaplonosy (680). Inst. Geol. Warszawa.
- Trembaczowski J., 1968 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kaplonosy (680). Inst. Geol. Warszawa
- Uberna T., 1964 — Budowa geologiczna tzw. Wału Uhruskiego na północ od Chełma. *Kwart. Geol.* **8**, 4.
- Wilgat T., 1954 — Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Ann. UMCS. Sect. B.* 8.
- Wilgat T., 1963 — Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. W: Polesie Lubelskie. Lublin.
- Wilgat T., 1994 — Spory wokół jezior Łęczyńsko-Włodawskich. Przew. Ogólnopol. Zjazdu PTGeogr. T.2. Lublin.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K. M., 1991 — Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Studia Ośrodka Dokum. Fizjogr.* 19. „Ossolineum” Wrocław.
- Wojtanowicz J., 1984 — Klimatyczne cykle rozwoju Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola w dolnym i środkowym plejstocenie. Przew. Ogólnopol. Zjazdu PTGeogr. Lublin.

- Wojtanowicz J., 1988 — Stratygrafia czwartorzędu na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Ann. UMCS. Sect. B.* 39.
- Wojtanowicz J., 1993 — Osady zlodowacenia Warty w strefie ekstraglacialnej na Polesiu Lubelskim. *Acta Geogr. Lodz.* 65.
- Wojtanowicz J., 1994a — O termokrasowej genezie jezior Łęczyńsko-Włodawskich. *Ann. UMCS. Sect. B.* 49.
- Wojtanowicz J., 1994b — Profil osadów czwartorzędowych Brus na tle stratygrafii plejstocenu Polesia Lubelskiego. Przew. Ogólnopol. Zjazdu PTGeogr. Lublin.
- Wojtanowicz J., 1994c — Profile Brus i Ruda (Polesie Lubelskie) i ich znaczenie dla stratygrafii mezoplejstocenu Polski. W: „Stratygrafia plejstocenu Polski”. (Mat. Konf.) Bocheniec 17–18.11.1994. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Wojtanowicz J., 1995 — Profiles at Brus and Ruda. (Lublin Polesie) and their significance for stratigraphy of the Mesopleistocene in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.* **43**, 1.
- Wołosowicz S., 1922 — O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* 3.
- Wołosowicz S., 1924 — W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia. *Kosmos*, **49**, 1–4.
- Wyrwicka K., Wyrwicki R., 1987 — Przekrój geologiczny Łuku Uhruskiego. *Kwart. Geol.* **30**, 3–4.
- Zaborski B., 1926 — O utworach ostatniego zlodowacenia między Wisłą i Bugiem. *Pr. Zakł. Geogr. UW* 6.
- Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Ekspertyza palinologiczna próbek z arkuszy Sobibór (717) i Włodawa (681) SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Żelichowski A. M., 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.* 263.
- Żelichowski A. M., 1979 — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.* **23**, 2.
- Żelichowski A. M., 1984 — Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przewodnik 56 Zjazdu PTG. Lublin. Inst. Geol. Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sobibór (717)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Pagórki moreny czołowej

Formy wodnolodowcowe

- Równiny (pokrywy) wodnolodowcowe (sandrowe)

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe 5-6 m n.p. rzeki
- Tarasy akumulacyjne nadzalewowe 8-10 m n.p. rzeki
- Starorzecza:
 - a) świeże (zawodnione)
 - b) suche
- Krawędzie i stoki tarasów
- Dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne
- Odsypy paleomeandrów

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Pagórki morenowe przekształcone peryglacialnie
- Ostańce
- Dolinki denudacyjne
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy krasowe

- Leje krasowe (uwały, wertereby, misy)

Formy tektoniczne

- Stoki progów tektonicznych silnie przeobrażone

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne starsze
- Równiny jeziorne młodsze
- Misy jeziorne współczesne
- Misy pojeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Wały przeciwpowodziowe, groble, nasypy
- Piaskownie (P)

Opracował: S. MARSZAŁEK

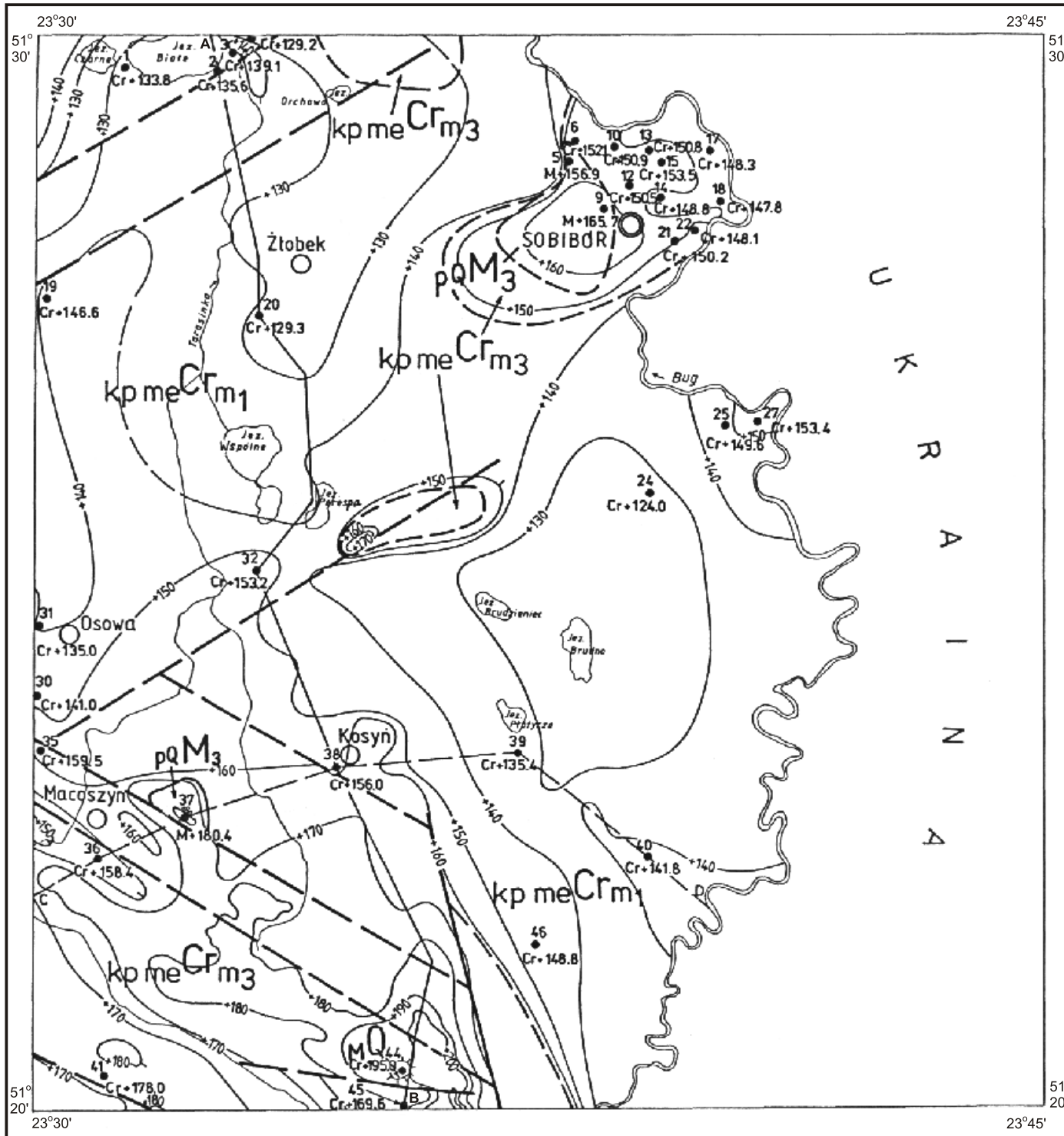
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sobibór (717)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

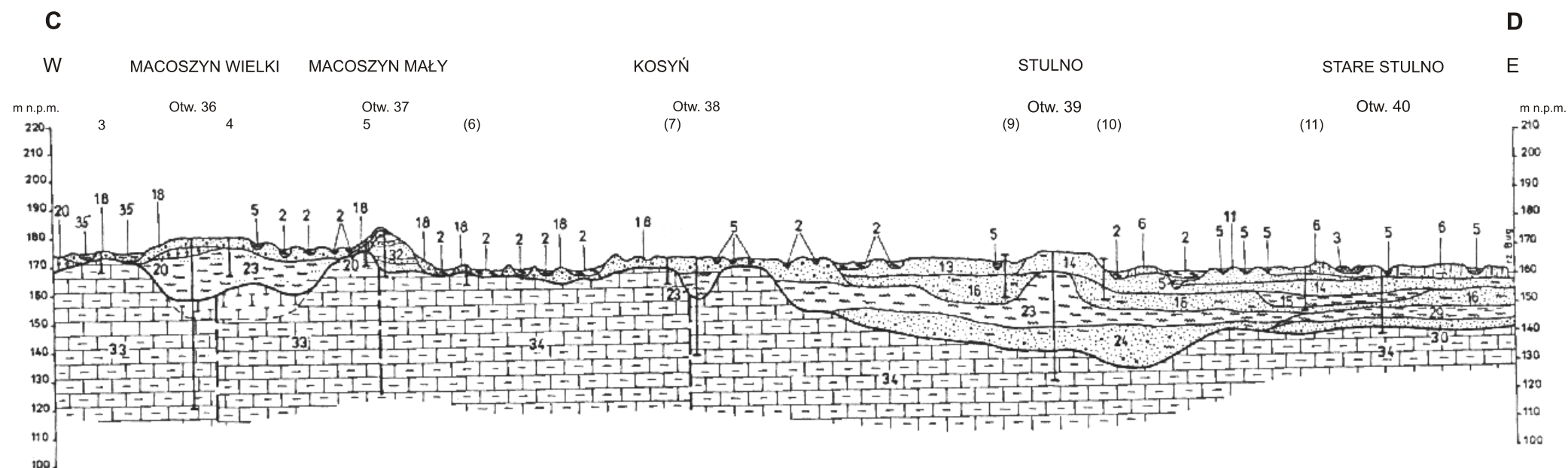
- | | | | |
|--------------|-------------|---|---|
| CZWARTO-RZĘD | | Piaski kwarcowe i ility miocenijskie jako kry w utworach czwartorzędowych | |
| TRZECIO-RZĘD | NEOGEN | Piaski kwarcowe z wkładkami piaskowców | MIOCEN GÓRNY MIOCEN |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Kreda pizająca i margle | MASTRYCHT GÓRNY } MASTRYCHT |
| | | Kreda pizająca i margle | |
| | | | Granice geologiczne: a) pewne, b) przypuszczalne |
| | | | Uskoki: a) pewne, b) przypuszczalne |
| | | | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. |
| | | | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M - miocen górny, Cr - kreda; liczba - wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu w m n.p.m.) |
| | | | A-B Linia przekroju na mapie geologicznej |
| | | | C-D Linia przekroju zamieszczonego w tekście |
| | | | Powwaki i kry osadów trzeciorzędowych |

Opracował: S. MARSZAŁEK



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C--D

Skala pozioma 1:50 000



2 – t _{Qh}	7 – li _{pmQh}	16 – li-f _{pQp³} ^W	29 – li _{mQp⁰}
3 – nt _{Qh}	11 – f _{pQp⁴} ^B	18 – fg _{pżQp³} ^O	30 – f _{pQp⁰}
5 – n _{Qh}	13 – li _{pmQp⁴} ^B	20 – gzw _{Qp³} ^O	32 – p _{QM³}
35 – f _{pmQh} ⁽¹⁾	14 – f _{pQp⁴} ^{B(II)}	23 – mm _{pQp²} ^G	33 – kp _{meCr_{m3}}
6 – f _{maQh} ⁽²⁾	15 – li _{pmQp³⁻⁴}	24 – fg _{pżQp²} ^G	34 – kp _{meCr_{m1}}

	Piaski i żwiry		Gliny piaszczyste, piaski i gliny
	Piaski; piaski i mułki		Kreda pizująca
	Piaskowce		Margle
	Mułki		Torfy
	Mułki ilaste, mułki i łąy		Gytie
	Ły		Namuły
	Gliny zwałowe		

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

Opracował: S. MARSZAŁEK