



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

MAŁGORZATA ROMAN

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynatorzy regionu Polski środkowej — M. BRZEZIŃSKI, D. GAŁĄZKA

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Gostynin (481)
(z 1 fig., 2 tab. i 3 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2011

Autor: Małgorzata ROMAN

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Badań Czwartorzędu
ul. Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź

Redakcja merytoryczna: Zofia KLIMCZAK

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-822-0

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2011

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	11
A. Stratygrafia.	11
1. Perm	12
a. Perm górny	12
Cechsztyń	12
2. Jura	12
a. Jura środkowa.	12
b. Jura górna	13
3. Kreda	14
a. Kreda dolna	14
b. Kreda górna	14
4. Kreda + paleogen.	15
a. Kreda górna + paleogen.	15
5. Paleogen	15
a. Paleocen.	15
b. Oligocen.	15
6. Neogen	16
a. Miocen	16
b. Pliocen	17
7. Czwartorzęd	18
a. Plejstocen	18
Plejstocen dolny	18
Interglacjał augustowski	18

Zlodowacenia południowopolskie	19
Zlodowacenie Nidy (?)	19
Interglacjał małopolski (?)	20
Zlodowacenie Sanu 1 + Sanu 2 (?)	20
Interglacjał wielki	21
Interglacjał mazowiecki	21
Zlodowacenia środkowopolskie	22
Zlodowacenie Odry	22
Stadiał dolny	23
Interstadiał	24
Stadiał górny	24
Zlodowacenie Warty	24
Interglacjał eemski	26
Zlodowacenia północnopolskie	26
Zlodowacenie Wisły	26
Stadiał dolny + interstadiał	26
Stadiał środkowy + górny	27
Stadiał górny	27
b. Czwartorzęd nierozdzielony	31
c. Holocen	32
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędowego	34
C. Rozwój budowy geologicznej	36
IV. Podsumowanie	42
L i t e r a t u r a	43

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

Tablica III — Przekrój geologiczny C–D

I. WSTĘP

Obszar arkusza Gostynin Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 jest położony w centralnej Polsce, około 100 km na północ od Łodzi. Obejmuje on fragmenty Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej w części północnej oraz Wysoczyzny Kłodawskiej i Równiny Kutnowskiej w części południowej arkusza (Kondracki, 1978, 2002). Granice arkusza wyznaczają współrzędne geograficzne: 52°20'–52°30' szerokości geograficznej północnej i 19°15'–19°30' długości geograficznej wschodniej. Północna część obszaru arkusza, położona w obrębie Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego, posiada wybitne walory krajobrazowo-rekreacyjne, pozostała część to region typowo rolniczy. Pod względem administracyjnym omawiany obszar należy do trzech województw: mazowieckiego, łódzkiego i kujawsko-pomorskiego. Gostynin jest tu jedynym ośrodkiem miejskim i w niewielkim stopniu przemysłowym. W rejonie Łaniet wyznaczony jest obszar górniczy.

Mapę geologiczną z tekstem, objaśnieniami i załącznikami wykonano w Katedrze Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego zgodnie z „Projektem badań geologicznych” (Roman, 1995) zatwierdzonym przez Ministra Ochrony Środowiska Zasobów Naturalnych i Leśnictwa decyzją KOK/15/96 z dnia 26.03.1996 r. Prace terenowe obejmujące obszar około 314 km² zostały wykonane w latach 1996–1999 przez M. Roman oraz K. Turkowską. W celu udokumentowania zdjęcia geologicznego wykonano i opisano 1017 punktów dokumentacyjnych, w tym 967 sond ręcznych o głębokości 2–4 m i 40 sond mechanicznych o głębokości do 12 m.

Wybrane punkty dokumentacyjne zamieszczone na mapie geologicznej przedstawia [tabela 1](#).

W 1996 r. odwiercono („Geofizyka” Toruń) cztery otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne) w Kazimierzowie, Krzywiu, Babach Dolnych i Łanietach (otw.: 5, 19, 34 i 107) o łącznym metrażu 233,7 m. Z rdzeni wiertniczych otworów kartograficznych pobrano próbki osadów do badań litologiczno-petrograficznych (283 analizy w zakresie standardowym) (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997). Dla 15 próbek osadów z Łaniet (punkt dok. 16) Bałwierz (1999) wykonała analizy palinologiczne. Ekspertyzie palinologicznej poddano również trzy próbki z otworu 34 analizowane przez Winter (1997). Oznaczenia wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną (TL) dla pięciu

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer		Rozdział*	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	1017	sm	Lucień	77,5	5,0	Przekrój geologiczny A–B, badania wieku metodą TL
2	564	sm	Krzywie	85,3	6,0	Przekrój geologiczny A–B
3	531	sm	Dąbrówka Duża	101,5	9,0	Przekrój geologiczny A–B
4	529	sm	Dąbrówka Duża	106,5	6,0	Przekrój geologiczny A–B
5	528	sm	Dąbrówka Duża	103,0	6,0	Przekrój geologiczny A–B
6	534	sm	Wrząca	87,8	6,0	Badania wieku metodą ¹⁴ C
7	26	sr	Nagodów	84,5	4,0	Badania wieku metodą ¹⁴ C
8	553	sm	Solec	126,5	5,5	Przekrój geologiczny A–B
9	569	sm	Gostynin	86,5	5,5	Przekrój geologiczny C–D
10	568	sm	Gostynin	85,0	5,7	Przekrój geologiczny C–D
11	567	sm	Gostynin	84,5	8,5	Przekrój geologiczny C–D
12	381	sm	Zaborów Nowy	125,5	7,5	Przekrój geologiczny A–B
13	370	sm	Belno	124,0	4,0	Przekrój geologiczny A–B
14	440	od + sr	Belno	125,5	8,5	Przekrój geologiczny A–B
15	392	sm	Zaborów Stary	108,8	9,0	Badania wieku metodą ¹⁴ C
16	550	sm	Łanięta	122,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B, flora kopalna

*sm — sonda mechaniczna, sr — sonda ręczna, od — odsłonięcie

próbek osadów wykonał Kusiak (1997). Dla najmłodszych osadów czwartorzędowych uzyskano trzy datowania wieku bezwzględnego metodą radiowęglową (Trzeciak, 1998).

Zebrany w terenie materiał został uzupełniony danymi archiwalnymi, na które składają się opisy 205 otworów wiertniczych (w tym 18 badawczych), dane z 37 opracowań i dokumentacji geologiczno-inżynierskich i surowcowych oraz dwóch geofizycznych (elektrooporowych).

Na obszarze arkusza Gostynin były prowadzone dość liczne prace wiertnicze, geofizyczne i poszukiwawczo-surowcowe (dotyczy to głównie wysadów soli kamiennych, złóż węgla brunatnego i surowców skalnych). Podłoże utworów kenozoiku jest dobrze rozpoznane. Znanych jest szereg prac syntetycznych i szczegółowych dotyczących geologii, tektoniki i stratygrafii wału kujawskiego i niecki warszawskiej. Zagadnienia te badali m.in.: Pożaryski (1952, 1964, 1974), Pietrenko (1961), Marek (1963, 1968, 1969, 1971), Marek i Znosko (1972) oraz Dadlez i Marek (1969, 1983).

Wysad solny w Łaniętach opisali m.in.: Werner (1961), Dębski (1963) i Parecka (1980).

Utwory paleogenu i neogenu obszaru arkusza Gostynin był przedmiotem badań i publikacji: Łyczewskiej (1959), Ciuka (1969, 1970), Odrzywolskiej-Bieńkowej (1972) oraz Skompskiego (1960).

Zagadnienia dotyczące utworów czwartorzędu rejonu objętego granicami arkusza zawarte są w wielu publikacjach i opracowaniach kartograficznych w ujęciu syntetycznym. Pierwsze opisy budowy geologicznej pochodzą z prac Lencewicza (1927, 1929, 1936). Jego koncepcja zlodowacenia dolinnego w Kotlinie Płockiej przetrwała, aż do opublikowania badań Mojskiego (1966) i Łyczewskiej (1960), którzy odrzucili tę teorię. Począwszy od roku 1953 w Kotlinie Płockiej i jej sąsiedztwie rozpoczęto systematyczne badania geologiczne, których efektem jest szereg publikacji i opracowań kartograficznych: Domosławskiej-Baranieckiej (1965, 1968), Domosławskiej-Baranieckiej i Mojskiego (1960), Baranieckiej (1968, 1978, 1979b, 1993), Mojskiego (1966, 1969, 1970), Makowskiej i Skompskiego (1962), Skompskiego (1961, 1970, 1971) oraz Słowańskiego i Skompskiego (1965, 1970). Szczegółowy opis stratygrafii osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej jest przedstawiony w pracy Skompskiego (1969).

Znane są opracowania dotyczące wybranych zagadnień geologii Kotliny Płockiej, np.: ozów — Wadas (1962), Skompski (1963); wieku tarasów pradolinnych — Borówko-Dłużakowa (1958) i Skompski (1961); kształtowania odpływu wód z Kotliny Płockiej — Kotarbiński i Urbaniak-Biernacka (1975); wydmy — Urbaniak (1967). Istotne znaczenie dla stratygrafii osadów czwartorzędu tego obszaru miało rozpoznanie osadów interglacjału eemskiego w Kaliskiej — Domosławska-Baraniecka (1965) oraz Janczyk-Kopikowa (1965). Oddzielnym zagadnieniem, a znamionym dla obszaru objętego arkuszem Gostynin, jest problem zasięgu lądolodu zlodowaceń północnopolskich poruszany m.in. przez: Galona (1957, 1967), Galona i Roszkównę (1967), Roszko (1968), Mojskiego (1969) oraz Baraniecką (1989).

W ujęciu kartograficznym obszar arkusza mieści się w granicach przeglądowych map geologicznych 1:300 000, arkusz Płock (Łyczewska, 1948; Łyczewska, Pożaryski, 1948). Nowszym opracowaniem kartograficznym jest Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Płock, Baranieckiej i Skompskiego (1978) wraz z objaśnieniami Baranieckiej (1979a).

W najbliższym sąsiedztwie arkusza Gostynin zostały opracowane i wydane mapy geologiczne 1:50 000 dla arkuszy: Krośniewice (Domosławska-Baraniecka, 1956, 1968), Lubień Kujawski (Baraniecka, 1991, 1993), Włocławek (Mojski, 1961, 1970), Dobrzyń (Skompski, 1968, 1971), Płock (Skompski, Słowański, 1963, 1970), Gąbin (Skompski, Kawecka, 1962), Kutno (Szałamacha, 1960a, c) i Żychlin (Szałamacha, 1996b, d).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Centralna i północna część obszaru arkusza Gostynin o wybitnie młodoglacjalnej rzeźbie, obejmuje południowo-wschodni fragment Pojezierza Kujawskiego i południową część Kotliny Płockiej. Na południu znajdują się zdenudowane wysoczyzny morenowe stanowiące północne fragmenty

Równiny Kutnowskiej i Wysoczyzny Włodawskiej (Kondracki, 2002). Te odmienne morfologicznie obszary rozdziela linia zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły. Najwyżej wyniesiony obszar znajduje się w rejonie Łaniet osiągając 136,4 m n.p.m. oraz w okolicach Sierakówka (135,1 m n.p.m.). Są to powierzchnie starszych wysoczyzn, miejscami nadbudowanych zdegradowanymi pagórkami moren czołowych. Najniżej położone jest lustro wody Jeziora Lucieńskiego (73,3 m n.p.m.). Deniwelacja bezwzględna omawianego terenu przekracza 63 m.

W krajobrazie omawianego obszaru można wyróżnić trzy jednostki geomorfologiczne: wysoczną morenową, sandr i rozległy obszar tarasów rzeczno-lodowcowych (tabl. I).

Wysoczyzna polodowcowa jest zróżnicowana pod względem cech morfologii i wieku rzeźby.

Wysoczyzna morenowa płaska zajmuje południowo-zachodnią i południowo-wschodnią część obszaru arkusza. Jest to monotonna równina zbudowana z glin zwałowych, występująca na wysokości około 130–120 m n.p.m. Jej powierzchnia jest silnie zdenudowana i porozcinana płatami sandrów, w kierunku których opada łagodnymi stokami. W części południowo-wschodniej nadbudowana jest kilkoma izolowanymi wzgórzami moren czołowych przekształconych, głównie w wyniku procesów peryglacjalnych. Są to płaskie wzgórza o wysokości względnej 3–8 m.

Wysoczyzna morenowa falista zajmuje centralną, największą część obszaru arkusza. Wyniesiona jest przeciętnie 130–120 m n.p.m. w części zachodniej i obniża się w kierunku wschodnim do 100–110 m n.p.m. w rejonie Gostynina. Jest to urozmaicony obszar falisty lub pagórkowaty zbudowany głównie z glin zwałowych. Lokalne deniwelacje dochodzą do 10 m i wzrastają w strefach występowania form towarzyszących młodoglacjalnej wysoczyźnie: moren martwego lodu, kemów, a zwłaszcza w pobliżu rynien subglacjalnych i większych wytopisk. Rzeźba południowej części wysoczyzny jest bardziej wyrównana, miejscami nawet płaska, czego nie uwzględniono na szkicu (tabl. I), by lepiej zobrazować granicę pomiędzy obszarem młodo- a staroglacjalnym. Strefa marginalna lądolodu zlodowaceń północnopolskich w obrębie arkusza Gostynin jest słabo zaznaczona w morfologii. Zasięg lądolodu wyznaczony tu został przez położenie dystalnych części rynien polodowcowych, początków sandrów oraz rozprzestrzenienie glin zwałowych.

W obrębie młodoglacjalnej wysoczyzny występują pagórki moren martwego lodu. Są to formy niewielkie, kilkumetrowej wysokości. Największe z nich skupione są w rejonie Zieleńca i Kozic. Pagórkom z reguły towarzyszą zagłębienia powstałe po martwym lodzie lub drobne zagłębienia o różnej genezie — formy powszechne i charakterystyczne dla całego obszaru młodoglacjalnego. Ich wielkość waha się od kilkudziesięciu metrów do 0,5 km, a kształty są nieregularne, choć zwykle owalne. W okolicach Zaborowa i Gulewa występują niecki wytopiskowe. Są to rozległe (do 2,5 km długości) obniżenia otoczone niewysokimi, choć wyraźnymi krawędziami. Dna niecek są podmokłe, częściowo wypełnione wodami zanikających, płytkich jezior.

W Gulewie, w otoczeniu niecki wytopiskowej występują k e m y . Jest to zespół zalesionych wzniesień o wysokościach względnych 3–8 m kontynuujących się w kierunku zachodnim na obszar sąsiedniego arkusza. Na południe od Gulewa występują dwa płaskie pagórki kemów o kilkumetrowej wysokości.

R ó w n i n y s a n d r o w e i w o d n o l o d o w c o w e w o g ó l n o ś c i z a j m u j ą z n a c z n ą część powierzchni arkusza. Rozróżnia się sandry marginalne i równiny wodnolodowcowe wewnętrzne (wysoczyznowe). Na południu występuje rozległy sandr rozbudowany u wylotu rynny gostynińskiej. Przeważnie występuje on na wysokości 120–115 m n.p.m., obniżając się łagodnie w kierunku południowym. W rejonie Osin powierzchnia spagu sandru ma charakter erozyjny, a tuż pod cienką warstwą osadów wodnolodowcowych pojawiają się ily zastoiskowe. W okolicach Żabińca zachował się fragment wyższego poziomu sandrowego, położony powyżej 125 m n.p.m., a utworzony tuż przed czołem lądolodu zlodowaceń północnopolskich, prawdopodobnie w czasie jego maksymalnego zasięgu. Forma ta wcześniej uznawana była za oz, podobnie jak wydłużone pagórki występujące u ujścia rynny gostynińskiej i w dolinach wód roztopowych (Baraniecka, Skompski, 1978; Skompski, 1963, 1969). Są to „włożone”, niższe fragmenty sandru o żywej, pagórkowatej rzeźbie. Rozległa równina wodnolodowcowa rozciągająca się we wschodniej części obszaru arkusza, nazywana była wyższym poziomem zasypania lodowcowego (Lencewicz, 1927; Skompski, 1970). W części południowej jest to sandr marginalny przechodzący w kierunku północnym w wewnętrzną równinę wodnolodowcową. Sandry kontynuują się daleko ku południowi przechodząc w sandry dolinne poza obszarem arkusza. Równiny wodnolodowcowe występują szerokim, równoleżnikowym pasem ciągnącym się od Zaborowa przez Ruszków po Stanisławów Skrzański. W rejonie Ruszkowa równina wodnolodowcowa ma charakter „dziurawy”. Powierzchnia równin wodnolodowcowych znajduje się na podobnej wysokości jak otaczające je wysoczyzny, tj. 120–115 m n.p.m., i obniża się w kierunku rynny gostynińskiej i pradoliny do 110 a nawet do 100 m n.p.m.

Obszary sandrowe porozcinane są d o l i n a m i w ó d r o z t o p o w y c h , które zaznaczone są w morfologii wyraźnymi krawędziami o wysokości kilku metrów. Wysoczyzna morenowa opada w kierunku pradoliny Wisły łagodniejącymi ku wschodowi d ł u g i m i s t o k a m i . Wysokość krawędzi wysoczyzny w okolicach Kurowa sięga 35 m, a na zachód od Gostynina maleje do około 10–15 m. Najsłabiej w morfologii zaznacza się ona na południowy wschód od Gostynina, gdzie oddziela równinę wodnolodowcową od erozyjnego poziomu rzeczno-lodowcowego.

T a r a s y p r a d o l i n n e (a k u m u l a c y j n e) w o g ó l n o ś c i występują w pradolinie Wisły, zajmując północną i północno-wschodnią część powierzchni arkusza. Jest to obszar tzw. niższego poziomu zasypania lodowcowego (Lencewicz, 1927; Skompski, 1970). W rejonie Gostynina występują t a r a s y p r a d o l i n n e (e r o z y j n e) położone na wysokości około 95–90 m n.p.m.

w części południowej, wyraźnie opadające w kierunku północnym do około 85 m n.p.m. Nachylona ku północnemu wschodowi powierzchnia wysoczyzny została tylko w niewielkim stopniu erozyjnie obniżona przez wody rzeczno-lodowcowe płynące w poziomie tego tarasu. W znacznym stopniu forma ta ma charakter przetrwały, uwarunkowany rzeźbą powierzchni sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu. Pozostałą część pradoliny Wisły zajmują niższe, akumulacyjne tarasy (poziomy) rzeczno-lodowcowe leżące na wysokości 85–75 m n.p.m. Powierzchnie tarasów nachylone są w kierunku północo-zachodnim, gdzie w okolicach Kłotna występują rozległe równiny jeziorne będące częścią obniżenia rakutowskiego.

Na powierzchni tarasów pradolinnych występują wydmy, którym towarzyszą równiny piasków przewianych. Największe wydmy paraboliczne znajdują się na wschód od Helenowa oraz na północ od Zuzinowa i Smolarni. Niektóre wydmy osiągają ponad 20 m wysokości względnej.

Wysoczyznę morenową falistą i tarasy pradolinne rozcina kilka rynien subglacialnych oraz rynien wykorzystanych przez rzeki i częściowo przez nie przekształconych o przebiegu SW–NE na wysoczyźnie, a w pradolinie NW–SE. Największą rynną na tym terenie jest rynna gostynińska, której towarzyszy ciąg ozów o długości 8 km. Jednolity wał ozowy występuje pomiędzy Lipą a Bratoszewem i osiąga maksymalną wysokość 30–32 m względem dna rynny. Oz gostyniński jest pomnikiem przyrody nieożywionej.

Dna dolin rzecznych wykształciły rzeki Skrwa i Osetnica oraz niewielka rzeka wypływająca z rynny w okolicach Piotrowa, a uchodząca do obniżenia rakutowskiego. Tarasy akumulacyjne nadzalewowe 2,0–3,0 m n.p. rzeki występują w dolinie Skrwy i Osetnicy dopiero poniżej miejsc, gdzie rzeki opuszczają rynny polodowcowe. Na wysokości ujścia Osetnicy do Skrwy tarasy nadzalewowe są najlepiej rozwinięte.

Dolinki w ogólności, nierozdzielone występują powszechnie przy krawędzi wysoczyzny, w krawędziach rynien oraz w pochyłonych w kierunku sandrów stokach zdenudowanej wysoczyzny morenowej.

W północno-zachodniej części obszaru arkusza, u wylotu dolin rozcinających krawędź wysoczyzny występują stożki napływowe. Wysokość względna stożków wynosi około 5 m tuż przy krawędzi wysoczyzny i na przestrzeni 1,0–1,5 km maleje do zera.

W zagłębieniach wytopiskowych, dnach rynien polodowcowych i w obniżeniu relikтового Jeziora Rakutowskiego utworzyły się równiny torfowe. Są one charakterystycznym elementem rzeźby w zasięgu ostatniego zlodowacenia, przy czym na szkicu zaznaczono jedynie większe formy tego rodzaju.

Obszar arkusza Gostynin należy do zlewni Wisły i odwadniany jest głównie w kierunku północnym przez lewobrzeżną Skrwę wraz z jej dopływem Osetnicą. Także szereg drobnych, bezimiennych

cieków wykorzystujących obniżenia rynnowe i uchodzących do rozległych zagłębień w poziomie tarasów pradolinnych Wisły płynie w tym samym kierunku. W rejonie Łaniet Skrwa ma swój obszar źródłowy. Rzeka początkowo wykorzystuje równoleżnikowo biegnącą dolinę odpływów sandrowych, a następnie rynnę o południkowym przebiegu. Powyżej ujścia Osetnicy Skrwa rozcina tarasy pradolinne kierując się bezpośrednio na północ, w stronę Wisły. Odmienny plan odpływu ma obszar pradoliny Wisły. Występuje tu szereg rynien polodowcowych o przebiegu NW–SE z jeziorami rynnowymi połączonymi drobnymi ciekami, kierującymi się na południowy wschód, ku Skrwie. Jeziora Lucieńskie i Białe należą do największych jezior Pojezierza Gostynińskiego (arkusz Gostynin obejmuje niewielkie fragmenty tych jezior). Mniejsze, położone w obrębie obszaru arkusza jeziora to: Przytomne, Gościąg i Piąg. Głębokość jezior jest znaczna: Lucieńskiego — 34,5 m, Białego — 31,5 m, Przytomnego — 23,0 m, i charakterystyczna dla ich rynnowej genezy.

W krawędzi wysoczyzny ograniczającej od południa pradolinę Wisły występuje kilka źródeł o niewielkiej wydajności. Są one zgrupowane w okolicach Wrzanej.

Na obszarze młodoglacjalnej wysoczyzny polodowcowej licznie występują drobne oczka wytopiskowe lub zabagnione obniżenia bezodpływowe. Rozległe obszary bagiennych znajdują się w dnach rynien polodowcowych, zwłaszcza w obrębie pradoliny Wisły oraz w obniżeniu rakutowskim. Spiętrzenie wód Wisły przez utworzenie zbiornika wrocławskiego w 1969 r. było przyczyną odnowienia niektórych terenów bagiennych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Przedmiotem opracowania były osady czwartorzędowe i w niewielkim stopniu utwory paleogenu i neogenu.

Udokumentowano zmienność litologiczną i facjalną utworów czwartorzędowych oraz określono pozycję stratygraficzną poszczególnych serii osadów. Podstawowe znaczenie dla rozpoznania osadów czwartorzędu miały profile czterech otworów kartograficznych w Łanietach, Babach Dolnych, Krzywiu i Kazimierzowie.

Podłoże utworów paleogenu i neogenu znane jest z 39 otworów wiertniczych, z których 15 zlokalizowanych jest w rejonie wysadu solnego Łaniet. Z obszaru wysadu solnego znane są utwory permu, jury środkowej i górnej. Ponadto występuje tu tzw. czapa wysadu, której utwory zaliczane są do najmłodszej kredy oraz do paleogenu. Poza rejonem wysadu solnego znane są utwory jury górnej, kredy dolnej i górnej, występujące w bezpośrednim podłożu utworów kenozoiku oraz osady jury dolnej i środkowej znane z głębokich otworów strukturalnych.

1. Perm

a. Perm górny

Cechsztyn

Najstarszymi utworami rozpoznanymi w 12 otworach surowcowych z obszaru arkusza Gostynin są sole kamienne cechsztyńskiej serii solonośnej wysadu solnego Łanięta. Wysad ma postać regularnego słupa o średnicy 3,5 km wyniesionego na wysokość 173,2–114,9 m p.p.m. (głębokość 305,4–242,0 m). Na serię solonośną składają się głównie sole kamienne, zubry, sole ilaste a podrzędnie (otw. 101) sole magnezowe (kizeryt). Z innych utworów najczęściej spotykane są anhydryty i iłowce, a także druzgoty anhydrytowo-solne i iłowcowo-anhydrytowe.

Na podstawie cech makroskopowych utworów i w nawiązaniu do stratygrafii permu antyklinoorium kujawskiego uznano, że w wysadzie solnym Łanięta występują sole starsze cyklotemu strassfurt, sole młodsze cyklotemu leine i utwory solne najmłodsze cyklotemu aller (Orska, Werner, 1987; Parecka, 1980). Tektonika wysadu jest skomplikowana. W jego górnych partiach znajdują się dwie antykliny o przebiegu NNE–SSW zbudowane z soli starszych i dwie synkliny, w których występują szare zubry cyklotemu leine, a w partiach osiowych czerwone zubry cyklotemu aller. W utworach tych notowane są upady powyżej 65°, najczęściej 75–90°.

2. Jura

Utwory jury dolnej znane są z obszaru arkusza z dwóch otworów strukturalnych w Klusku i Sierakowie (otw. 9 i 121). Strop skał jury dolnej stwierdzono na głębokości 1935,0 (otw. 9) i 2122,5 m (otw. 121). Są to piaskowce, mułowce i iłowce serii ciechocińskiej (toars dolny) oraz piaskowce z wkładkami iłowców serii borucickiej (toars górny). Miąższość osadów jury dolnej wynosi 75,0 m w otworze 9 i co najmniej 301,5 m w otworze 121.

a. Jura środkowa

Piaskowce, iłowce i zlepieńce jury środkowej zostały nawiercone w pobliżu wysadu solnego Łanięta w otworze 104 (na głębokości 126,8–651,0 m) i 91 (na głębokości 550,0–653,0 m). Ponadto znane są z profilu otworu w Klusku (otw. 9, głębokość 1496,0–1935,0 m) i w Sierakowie (otw. 121, głębokość 1290,5–2122,5 m). W profilach otworów z rejonu Łanięt (otw. 91 i 104) występują piaskowce, częściowo syderytyczne, z przewarstwieniami zlepieńców i wkładkami iłowców. W otoczeniu wysadu solnego utwory jury środkowej są wyniesione i silnie zaburzone tektonicznie, co wyrażone jest kilkakrotnym powtórzeniem serii piaskowców z dużym udziałem zlepieńców i upadami warstw dochodzącymi do 80° (otw. 104). W części północno-wschodniej wysadu solnego (otw. 91) skały jury środkowej występują głębiej, udział zlepieńców jest znacznie mniejszy, a upady dochodzą do 30°.

Najlepiej opracowany jest profil osadów jury środkowej w Sierakowie (otw. 121). Na utworach jury dolnej, na głębokości 1864,3–2122,5 m występują utwory aalenu reprezentowane przez ciemnoszare i czarne iłowce z przewarstwieniami mułowców i wkładkami iłowców syderytycznych. Utwory bajosu (głębokość 1835,0–1864,3 m) są wykształcone w postaci piaskowców z przemazami ilasto-węglistymi. Największą miąższość mają utwory kujawu występujące na głębokości 1452,0–1835,0 m. Są to ciemnoszare iłowce z konkrecjami syderytycznymi, przechodzące ku górze w piaskowce częściowo dolomityczne, a następnie mułowce i iłowce z konkrecjami i wkładkami syderytów oraz skorupkami małży. Utwory batonu (głębokość 1330,2–1452,0 m) są wykształcone jako zmienne warstwy mułowców, piaskowców i dolomitów piaszczystych. Utwory keloweju (głębokość 1290,5–1330,2 m) reprezentują piaskowce, piaskowce wapnisto-dolomityczne, a w stropie wapienie mułowcowe z rostrami belemnitów i wtrąceniami chlorytów.

W podobny, klasyczny dla rejonu Kujaw sposób, są wykształcone osady jury środkowej stwierdzone w otworze Klusek (otw. 9), przy czym poszczególne piętra mają tam mniejsze miąższości.

b. Jura górna

Wapienie oraz wapienie organodetrytyczne i margliste występują pod utworami kenozoiku w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Gostynin, w strefie wału kujawskiego (otw.: 29, 72, 91, 104 i 118).

Skały jury górnej zostały nawiercone w rejonie wysadu solnego Łanięta, w otworach: 91 (na głębokości 110,0–550,0 m, nad utworami jury środkowej), 104 (na głębokości 93,8–126,8 m, nad utworami jury środkowej) oraz 118 (na głębokości 111,5–137,0 m). Oprócz tego utwory jury górnej występują w Działkowie (otw. 29; głębokość 157,0–165,0 m) oraz w Belnie (otw. 72; głębokość 164,8–175,5 m). Najpełniejsze profile jury górnej znane są z otworów: Klusek (otw. 9; głębokość 703,5–1496,0 m) i Sieraków (otw. 121; głębokość 263,0–1290,5 m), gdzie zalegają na utworach jury środkowej.

W otoczeniu wysadu solnego utwory jury górnej reprezentują wapienie, głównie organodetrytyczne z wkładkami wapieni marglistych. Prawdopodobnie są to utwory należące do oksfordu. W Działkowie (otw. 29) występują wapienie margliste z wkładkami piaskowców, a w Belnie (otw. 72) łupki z przewarstwieniami iłó i piaskowców, należące prawdopodobnie do wyższych pięter jury górnej.

Stratygrafia jury górnej jest dobrze rozpoznana w Sierakowie (otw. 121). Powyżej utworów keloweju, w utworach oksfordu (na głębokości 683,0–1290,5 m) występuje charakterystyczna cienka warstwa bulasta złożona z wapieni zawierających bogatą fauną amonitów i belemnitów oraz wapienie mułowcowe i piaskowce z glaukonitem i chlorytami. Osady te zaliczono do dywezu. Poza tym utwory oksfordu reprezentują wapienie, wapienie organodetrytyczne i oolitowe oraz dolomity. Utwory kimerydu (głębokość 510,0–683,0 m) wykształcone są jako margle i wapienie margliste z fauną amonitów i belemnitów oraz konkrecjami pirytowymi, a wyżej jako łupki margliste i łupki. Utwory portlandu

(głębokość 263,0–510,0 m) to głównie margle, łupki margliste, iłowce i mułowce, początkowo z fauną amonitów, a następnie małżów i małżoraczków. W stropie występują gipsy i anhydryty.

3. Kreda

a. Kreda dolna

Iłowce, mułowce, piaskowce i piaski występują w podłożu utworów kenozoiku na północno-wschodnim skłonie wału kujawskiego, w otworach: 12, 13, 17, 18, 32, 37, 73 i 121. Zgodnie z zapadaniem skrzydła wału, w podłożu utworów kenozoiku pojawiają się coraz młodsze piętra utworów kredy dolnej. Strop osadów dolnokredowych występuje tu na wysokości od 46,4 do 5,0 m p.p.m.

Osady kredy dolnej najpełniej są wykształcone w obrębie niecki warszawskiej (otw.: 4, 9 i 77), gdzie występują pod utworami kredy górnej. W Klusku (otw. 9, głębokość 403,5–703,5 m) miąższość utworów dolnokredowych wynosi 300 m. Profil utworów kredy dolnej rozpoczynają brakiczno-morskie osady beriasu. Są to ciemnoszare i czarne łupki oraz mułowce z wkładkami margli i skorupkami małży (otw. 9 i 121). Ten typ osadów kontynuuje się w walanżynie, który jest dobrze udokumentowany na podstawie mikrofauny (otw. 17). Utwory hoterywu i barremu reprezentują iłowce, mułowce i piaskowce, miejscami występują wkładki syderytów i конкреcje pirytowe. W Dąbrówce (otw. 17) hoteryw dolny dokumentują przewodnie gatunki fauny. Osady albu (otw. 4 i 9) to w dolnej części piaskowce i piaski kwarcowo-glaukonitowe, a wyżej łupki i wapienie margliste. Granica litologiczna w albie wyznaczona zmianą osadów klastycznych na klastyczno-węglanowe jest jednocześnie granicą stratygraficzną pomiędzy kredą dolną a kredą górną.

b. Kreda górna

Wapienie margliste, wapienie i margle z krzemieniami. Utwory kredy górnej występują w północno-wschodniej i wschodniej części obszaru arkusza Gostynin. Jest to część południowo-zachodniego skrzydła niecki warszawskiej (płockiej). Utwory górnokredowe zostały stwierdzone pod utworami kenozoiku w 9 otworach. Strop utworów kredy górnej występuje na wysokości od 16,4 m p.p.m. do 5,6 m n.p.m.

W Bielawach (otw. 4) i Klusku (otw. 9) znajdują się reprezentatywne dla niecki profile dolnych pięter utworów kredy górnej. W najwyższym albie występują margle i wapienie margliste z obfitą fauną mięczaków. Utwory cenomanu reprezentują białe wapienie margliste z przewodnią fauną ino-ceramową. Miąższość osadów górnego albu wynosi około 10 m w Bielawach (otw. 4), a cenomanu i górnego albu łącznie — 97 m w Klusku (otw. 9). W utworach tych notowane są upady 14–17°. Utwory wyższych pięter kredy górnej są słabo udokumentowane. W otworze 9 mają miąższość 231,5 m, a wykształcone są jako jasnoszare, miejscami piaszczyste margle. Z Gostynina (otw.: 47, 61, 65 i 84) znane są górnokredowe margle i wapienie z krzemieniami, które prawdopodobnie należą do koniak.

4. Kreda + paleogen

a. Kreda górna + paleogen

Iły, gipsy i anhydryty (czapa wysadu solnego). Utwory czapy stwierdzono w większości otworów dokumentujących wysad solny w Łaniętach. We wschodniej części wysadu utwory czapy leżą w podłożu utworów czwartorzędu (otw. 111 i 115). Czapa jest pozostałością po ługowaniu serii solnych. Najczęściej budują ją iły, poza tym duży udział mają gipsy i anhydryty. Utwory czapy są często zbrekcjowane, spękane lub zlustrowane. Występują w nich kawerny, niekiedy wypełnione wtórnie przekrystalizowanymi gipsami i anhydrytami. Miąższość utworów czapy jest bardzo zróżnicowana — od 48,3 m w otworze 88 do ponad 183,8 m w otworze 86 — co związane jest z niejednakową prędkością wypiętrzania mas solnych w różnych częściach wysadu. Trudno jest określić wiek utworów czapy. Tworzyła się ona w szczytowych partiach przebijającego się ku górze wysadu. Proces ten był szczególnie nasilony w górnej kredzie i paleogenie.

5. Paleogen

Rumosze skalne w iłach lub piaskach glaukonitowych oraz brekcje skał czapy wysadu solnego i skał paleogenu. Pozycja stratygraficzna tych utworów jest nieustalona. Ich powstanie związane jest z zapadaniem pustek skalnych w czapie wysadu solnego (otw. 103, głębokość 205,0–227,0 m), ze zjawiskami tektonicznymi (otw. 100, brekcje uskokowe na głębokości 308,0–385,4) oraz z procesami denudacji na skłonach wyniesień w okresie występowania mórz paleogeńskich (otw. 118, głębokość 109,0–111,5 m).

a. Paleocen

Iły węgliste i mułki występują w głębokim rowie tektonicznym utworzonym w zachodniej części wysadu solnego Łanięta (syntetyczny profil geologiczny części południowo-zachodniej, zachodniej i centralnej). W Witoldowie (otw. 102) na głębokości 218,4–224,8 m stwierdzono czarne mułki i iły węgliste. Ich wiek został określony na podstawie badań palinologicznych (Grabowska, 1964). Podobne litologicznie osady występują w otworze 100 na głębokości 275–308,6 m.

b. Oligocen

Piaski, iły, iłowce, iły węgliste, węgiel brunatny i piaski i glaukonitowe występują szerokim pasem na skłonie wału kujawskiego oraz w rowie tektonicznym nad wysadem solnym Łanięta. W północno-wschodniej i wschodniej części obszaru arkusza utwory oligocenu nie występuje lub ich miąższość jest niewielka w związku z wyniesieniem podłoża mezozoicznego. Miąższość pokrywy utworów oligocenu rośnie zgodnie z nachyleniem północno-wschodniego skrzydła wału kujawskiego i wynosi od 4,0 do 24,3 m. Dalej ku północnemu wschodowi i wschodowi następuje

nagła redukcja miąższości osadów oligocenu, przypuszczalnie w związku z obecnością dyslokacji w podłożu mezozoicznym. Na skłonie wału kujawskiego osady oligocenu wykształcone są początkowo jako ciemnoszare lub brunatne iły, iły piaszczyste i iłowce. Są one bezwapienne, często wzbogacone w mikę, niekiedy zawierają przemazy substancji węglistej lub wkładki iłów węglistych (otw.: 4, 18, 29, 32, 37, 72 i 73). Osady te odpowiadają tzw. iłom toruńskim zaliczanym do oligocenu środkowego, a ich wiek został ustalony na podstawie badań palinologicznych (Grabowska, 1965a, b) wykonanych dla próbek z otworu w Kłotnie, znajdującego się na arkuszu Dobrzyń (Skompski, 1972). Ponadto w utworach oligocenu powszechnie występują piaski, piaski ilaste (otw. 37 i 72), rzadziej piaski glaukonitowe (otw. 12).

Nad wysadem solnym utwory oligocenu zalegają w głębokim rowie tektonicznym (otw. 100 i 102) oraz w niecce zapadliskowej utworzonej w czapie wysadu solnego (otw. 88 i 90). W otworach 100 (na głębokości 174,4–275,0 m) i 102 (na głębokości 209,8–218,4 m) występują szaro-zielonkawe piaski kwarcowe z glaukonitem i z wkładką ciemnoszarych iłów w stropie. Iły z otworu 102 (z głębokości 216,4 m) były badane palinologicznie przez Odrzywolską-Bieńkową (1972), która określiła, że pochodzą one prawdopodobnie z rupelu dolnego. Powyżej zalega warstwa węgla brunatnego o znacznej miąższości dochodzącej do 40 m (otw. 100). Miąższość ta może być pozorna, gdyż węgiel jest zaburzony tektonicznie, o czym świadczą m.in. występujące w nim płaszczyzny ślizgów. W otworach 88 i 90 węgiel brunatny ma miąższość około 10 m i jest podścielony piaskami pyłowatymi.

Pokład węgla brunatnego występujący nad wysadem solnym w Łaniętach według Ciuka (1987) jest odpowiednikiem warstw czempińskich (V grupa pokładów) zaliczanych do rupelu górnego.

6. Neogen

a. Miocen

Piaski, mułki, iły, iły węgliste i węgiel brunatny. Na obszarze arkusza utwory miocenu tworzą ciągłą warstwę. Wyjątkiem jest wschodnia część wysadu solnego Łanięta, gdzie utwory czwartorzędu występują wprost na czapie wysadu (otw. 111 i 115). Zazwyczaj utwory miocenu występują pod utworami pliocenu. Bezpośrednio pod utworami czwartorzędu utwory miocenu występuje w miejscach głębokich rozcięć erozyjnych oraz w rejonie wysadu solnego, gdzie są wyniesione tektonicznie. W takiej pozycji osady miocenijskie występują w dwóch otworach kartograficznych: w Łaniętach (otw. 107) i w Krzywiu (otw. 19). Miąższość utworów miocenu wynosi przeciętnie 40–55 m w części centralnej i południowo-wschodniej obszaru arkusza oraz 25–35 m w części północno-wschodniej. Największe zróżnicowanie miąższości od 0 do 120,8 m jest notowane w rejonie Łanięt, a maksymalna miąższość utworów miocenu występuje w rowie tektonicznym utworzonym w zachodniej części wysadu solnego (otw.: 100, 101, 102 i 103). Osady miocenijskie to najczęściej jasnoszare piaski kwarcowe o zmiennej granulacji, częściowo węgliste lub z wkładkami węgla brunatnego. Rzadziej występują mułki, iły i iły węgliste, które zwykle współwystępują z węglem brunatnym.

Piaski z przewarstwieniami mułków i iłó węglistych nawiercone w Krzywiu i Łaniętach (otw. 19 i 107) mają skład litologiczno-petrograficzny odpowiadający osadom miocenińskim (Gronkowska-Krystek, 1997).

W utworach miocenińskich dość powszechnie występuje węgiel brunatny, najczęściej w postaci cienkich wkładek. W Gostyninie udokumentowano złożę węgla brunatnego (Ciuk, 1969) o maksymalnej miąższości pokładu 9,25 m (otw. 65). Nad wysadem solnym w Łaniętach mioceniński węgiel brunatny występuje w postaci nieciągłego pokładu o miąższości 20,5 m (otw. 101).

b. Pliocen

Iły pstre, miejscami mułki i piaski. Są to osady charakterystyczne dla górnych warstw poznańskich (Pilaciński, Rogala, 1983). Na obszarze arkusza utwory te zaliczono do pliocenu, zgodnie z interpretacją stratygraficzną na arkuszach sąsiednich: Lubień Kujawski (Baraniecka, 1991, 1993), Dobrzyń (Skompski, 1971, 1972) i Gąbin (Skompski, 1962, 1970). Na arkuszu Kutno (Szałamacha, 1996a, c) iły pstre zostały włączone do miocenu, zgodnie z nowymi schematami litostratygraficznymi górnego neogenu (Pazdur, Walanus, 1979).

Osady pliocenu występują w podłożu utworów czwartorzędowych prawie na całym obszarze arkusza, z wyjątkiem strefy rozcięcia dolinnego w okolicach Krzywia, centralnej i wschodniej części wysadu solnego Łanięta oraz okolic Sierakowa (tabl. II). Miąższość osadów pliocenu, jak i ukształtowanie ich stropu w znacznym stopniu uzależnione są od procesów tektonicznych, glacitektonicznych i erozyjnych, które miały miejsce w czwartorzędzie. Ich przeciętna miąższość wynosi 30–40 m. Znaczna większość otworów wiertniczych w obrębie obszaru arkusza sięgnęła stropu utworów pliocenu, w tym otwory kartograficzne w Babach Dolnych (otw. 34) i w Kazimierzowie (otw. 5).

Pliocen reprezentują iły pstre o barwach seledynowo-beżowych, szaro-niebieskich z rudymi, niekiedy wiśniowymi plamkami. W dolnych partiach iłó w pojawiają się mułki i przemazy węgliste. Rzadko występują przewarstwienia piaszczyste, zwykle w strefach zaburzeń glacitektonicznych.

W Babach Dolnych i Kazimierzowie (otw. 5 i 34) w podłożu utworów czwartorzędu występują bezwapienne iły pstre oraz szaro-seledynowe iły piaszczyste. Analizy frakcji minerałów ciężkich wykazały wyłączną obecność minerałów nieprzezroczystych (tlenków żelaza). Osady te zaliczono do pliocenu (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997).

W Łaniętach (otw. 101 i 109) i Gostyninie (otw. 69) występują piaski i mułki z węglem brunatnym oraz iły pstre neogenu jako kry w utworach plejstoceńskich. Materiałem oderwanym od podłoża są zarówno utwory miocenu z węglem brunatnym, jak i iły pstre pliocenu.

7. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe pokrywają obszar zawarty w granicach arkusza Gostynin ciąglą pokrywają o miąższości od 8,5 m w Dąbrówce (otw. 17) do 104,0 m we Franciszkowie (otw. 111). Są to głównie utwory plejstocenu, w niewielkiej części holocenu.

Stratygrafię utworów czwartorzędowych oparto na analizie występowania osadów w profilu geologicznym, analizie rozprzestrzenienia poziomów glacialnych i erozyjnych, wynikach badań litologiczno-petrograficznych (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997), palinologicznych (Balwierz, 1999; Winter, 1997), oznaczeniach wieku bezwzględnego metodą TL i ^{14}C (Kusiak, 1997; Trzeciak, 1998) oraz w nawiązaniu do stratygrafii osadów z obszarów sąsiednich arkuszy.

a. Plejstocen

Plejstocen dolny

Piaski i mułki piaszczyste rzeczne stwierdzono w Babach Dolnych (otw. 34) na głębokości 36,5–40,2 m. Są to ciemnoszare mułki piaszczyste laminowane drobnoziarnistymi piaskami z okruchami drewna oraz różnoziarniste piaski kwarcowe z okruchami skrzemieniałego drewna i wrzecionowatymi toczęncami ilastymi. W stropie pojawiają się drobnookruchowe żwiry kwarcu, krzemieni oraz krystalicznych skał północnych. Osady te są bezwapienne. Materiał związany z najstarszym na tym terenie zlodowaceniem występuje w formie wgnieceń. Frakcja minerałów ciężkich odpowiada zarówno utworom paleogenu i neogenu (staurolit, dysten), jak i związanym z transportem lodowcowym (amfibole). Obecność w stropie serii materiału typowego dla transportu lodowcowego może świadczyć o przemieszaniu osadów w górnej części serii (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997). Podobne pod względem litologicznym osady plejstocenu dolnego (preglacialne) opisał Skompski (1969) z rejonu Gostynina (otw. 69).

Interglacjał augustowski

Piaski i żwiry rzeczne występują w głęboko wciętej w utwory neogenu (aż do miocenu) dolinie w rejonie Krzywia. Kopalna dolina ma prawdopodobnie przebieg NW–SE. Jest to kierunek charakterystyczny dla elementów strukturalnych podłoża, jak i dla głównych form w morfologii powierzchni terenu. Powstanie i przebieg doliny uwarunkowane były dynamiką podłoża związaną z obecnością strefy uskokowej w podłożu uskoków mezozoicznych (Baraniecka, 1975, 1980; Doktor, Graniczny, 1995; Doktor i in., 1995).

Osady rzeczne z tego okresu stwierdzono w Krzywiu (otw. 19, głębokość 48,0–79,5 m; otw. 18, głębokość 46,0–84,6 m), ponad utworami miocenu. Erozja rzeczna sięgnęła do 4,6 m p.p.m. Serię rzeczna rozpoczynają żwiry i głaziki (otw. 18), a w profilu otworu 19 piaski różnoziarniste ze żwirami.

Wyżej występują piaski różnoziarniste początkowo z dużym udziałem frakcji gruboziarnistych, a następnie średnioziarnistych. W stropie pojawiają się żwiry. W piaskach miejscami występują fragmenty drewna, detrytus roślinny oraz ciemnoszare wkładki piaszczysto-mułkowe (otw. 19). Zawartość węgla wapnia jest niska — do 4,6%, średnio 2%. Z analiz litologiczno-petrograficznych (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997) wynika, że cechą charakterystyczną tych osadów jest przemieszanie materiału pochodzenia lokalnego (krzemienie, mułowce i konkretne syderytowe) z materiałem transportu północnego (granitoidy). Szczególnie wyraźnie ukazują to analizy minerałów ciężkich, w których składzie obecne są zarówno amfibole, jak i minerały neogenu — dysten i staurolit. Analizy obtoczenia ziaren kwarcu wykazują zmienny w profilu stopień obróbki od $R = 1,1$ do $R = 0,39$. Powyższe cechy osadów wskazują, że serie te powstały w wyniku nakładania się procesów erozji i akumulacji w środowisku rzeczonym (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997).

Odpowiednikiem osadów rzecznych z Krzywia mogą być stwierdzone w Łaniętach (otw. 88 i 90) piaski różnoziarniste ze żwirami w spągu, przechodzące ku górze w piaski drobnoziarniste. Osady te występują na utworach miocenu, w dnie niecki zapadliskowej utworzonej w utworach paleogenu i neogenu. Osady rzeczne (?) stwierdzono na głębokości 87,4–102,0 m (otw. 88) i 89,4–98,0 m (otw. 90), gdzie przykryte są glinami zwałowymi zajmującymi najniższe położenie w profilu osadów czwartorzędowych.

Zlodowacenia południowopolskie

Kompleks osadów należących do piętra zlodowaceń południowopolskich reprezentują dwa poziomy glin zwałowych, rozdzielające je osady wodnolodowcowe związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Sanu 1 oraz osady rezydualne, będące pozostałością po rozmyciu niższego poziomu glin zwałowych.

Zlodowacenie Nidy (?)

Gliny zwałowe tworzą jeden poziom w obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej w rejonie Łanięt (otw.: 88, 90 i 115), Solca (otw. 36), Dziankowa (otw. 28 i 29), Sierakowa (otw. 121 i 122) i Leśniewic (otw. 97). W Gostyninie (otw.: 68, 69 i 84) i na obszarze Kotliny Płockiej (otw.: 2, 3, 4 i 7) gliny tego wieku zachowały się jedynie fragmentarycznie, w miejscach ich wciśnięcia w występujące pod glinami ility pstry neogenu. W Łaniętach gliny te zalegają na serii rzecznej interglacjału augustowskiego (otw. 88 i 90) lub bezpośrednio na osadach czapy wysadu solnego (otw. 115). W Sierakowie (otw. 121) gliny leżą na osadach mioceńskich, gdzie jednocześnie mają największą miąższość (około 15 m), co może być wynikiem deformacji glaciektonicznych. W innych miejscach, ich miąższość wynosi średnio kilka metrów (otw.: 29, 88, 90 i 115). Najczęściej są to silnie zwarte, szaro-brunatne gliny zwałowe, miejscami wzbogacone w materiał ilasty z podłoża utworów czwartorzędowych (otw.: 7, 28 i 84) lub zawierają porwaki iłów pstrych (otw. 69).

Interglacjał małopolski (?)

Żwirry i głazy rezydualne występują w Łanietach, częściowo na glinach zwałowych zlodowacenia Nidy (?) (otw. 108) oraz w rejonie Kotliny Płockiej na łożach pliocenu (otw. 5) lub powyżej serii rzecznych interglacjału augustowskiego (otw. 19). Są to żwirry z gładzami, miejscami gliniaste w spągu.

W Kazimierzowie (otw. 5) jest to warstwa żwirów z gładzami (otoczkami) i piaskami o miąższości około 3 m. Badania litologiczno-petrograficzne (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997) wykazały, że w składzie żwirów dominuje materiał pochodzenia skandynawskiego — granity i granodioryty. Skład frakcji minerałów ciężkich cechuje dwukrotna przewaga granatów nad amfibolami w dolnej części osadów, wyżej proporcje są wyrównane. W składzie mineralnym frakcji ciężkiej duży udział (powyżej 40%) ma staurolit pochodzący z głębszych warstw podłoża. Ziarna kwarcu o frakcji 1,0–0,5 mm są zaskakująco dobrze obtoczone ($R = 0,32–0,41$). Określono, że badane osady są materiałem lodowcowym przemodelowanym w warunkach formującego się przepływu rzecznego (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997).

Zlodowacenie Sanu 1 + Sanu 2 (?)

Piaski i żwirry wodnolodowcowe rozdzielają dwa poziomy glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich (otw.: 27, 29, 36, 88, 90, 97, 108 i 122), a w rejonie Kotliny Płockiej stanowią główną masę zasypania dolinnego (otw.: 4, 5, 7, 8, 18 i 19).

W Kazimierzowie (otw. 5) i Krzywiu (otw. 19) powyżej osadów rezydualnych interglacjału małopolskiego stwierdzono warstwę piasków, głównie średnioziarnistych ze żwirami, o miąższości 23–27 m. W Krzywiu (otw. 19) osady te są dobrze wysortowane, a w Kazimierzowie wykazują pewne cechy segregacji materiału. We frakcji minerałów ciężkich amfibole dominują nad granatami, występują także minerały asocjacji paleogenu i neogenu. Obtoczenie ziaren kwarcu ($R = 0,59–0,62$) wskazuje na wodnolodowcowe środowisko depozycji (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997). Zawartość węglanów jest niska.

Gliny zwałowe górnego poziomu lodowcowego zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 zachowały się na niewielkich obszarach. Występują najczęściej w miejscach obniżzeń powierzchni podczwartorzędowej, powyżej starszych serii lodowcowych zlodowaceń południowopolskich (otw.: 27, 28, 29, 36, 88, 89, 90, 108 i 122), lub bezpośrednio na utworach neogenu (otw.: 32, 40, 91, 104 i 106). W Łanietach są silnie zaburzone (przekrój geologiczny A–B), a w otworach wiertniczych 86 i 90 stwierdza się przejawy mikrotektoniki glacialnej (nieciągłe, kilkucentymetrowe przemieszczenia osadów obserwowane w glinach) na przekroju podłużnym rdzeni wiertniczych), oraz powierzchnie zlustrowań o upadach 25–38°. Gliny zwałowe zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 są zwięzłe, szare lub ciemnoszare, zazwyczaj piaszczyste z dużą ilością otoczek. Miąższość glin wynosi od kilku do ponad 20 m.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

W czasie interglacjału mazowieckiego miała miejsce silna erozja osadów starszego plejstocenu. Miejscami ścięcie sięgnęło aż do utworów pliocenu. Śladem intensywnej degradacji są powszechnie występujące osady rezydualne oraz luki stratygraficzne obejmujące starszy plejstocen. Nasilone były procesy erozji i akumulacji rzecznej oraz tektoniczne fazy mazowieckiej (Baraniecka, 1975, 1981).

Żwirry, miejscami pyłowate, rezydualne. Na glinach zwałowych zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 lub na utworach plioceńskich występują osady rezydualne. Ich miąższość wynosi przeciętnie 1,5–3,0 m. W Łaniętach osady rezydualne mają większą miąższość (otw. 108), a miejscami są przemieszane z leżącymi pod nimi glinami (otw. 89). Jest to efekt zjawisk tektonicznych, a zapewne i glacitektonicznych.

W rejonie Kotliny Płockiej występują żwirry, głązy i piaski rzeczne i rezydualne pochodzące z silnego rozmycia starszych osadów lodowcowych. Osiągają one miąższość do 6 m (otw. 6 i 8). W osadach tych zauważalna jest segregacja materiału świadcząca o znacznym udziale wód płynących w ich depozycji.

Piaski, żwirry i piaski pyłowate rzeczne, miejscami z detrytusem roślinnym, występują powszechnie na obszarze arkusza Gostynin, podobnie jak na terenie arkusza Lubień Kujawski. Brak jest stanowisk osadów interglacjałnych z udokumentowaną badaniami palinologicznymi przynależnością wiekową. W Gostyninie (otw. 58) występują rzeczne piaski ze żwirami i wkładkami ciemnoszarych mułków z detrytusem roślinnym. Osady te Skompski (1961, 1969) uznał za pochodzące z interglacjału mazowieckiego.

Serię osadów rzecznych stwierdzono w dwóch otworach kartograficznych: Łanięta (otw. 107) i Baby Dolne (otw. 34). W Łaniętach (otw. 107) osady rzeczne mają miąższość 16,0 m i spoczywają na utworach miocenu. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i wkładką glin piaszczystych, a następnie piaski średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków z detrytusem roślinnym. Seria ta ma cechy typowe dla osadów rzecznych: rozkład uziarnienia w profilu (od grubszych do coraz drobniejszych frakcji), wzrost segregacji materiału ku górze profilu, wysoki stopień obróbki ziaren kwarcu oraz niską wapnistość. We frakcji minerałów ciężkich amfibole i granaty mają wyrównany udział, przy czym ich zawartości są niskie — do 24,9%. Osady wzbogacone są w minerały asocjacji paleogenu i neogenu (andaluzyt, sylimanit, apatyty i topaz), w stropie następuje koncentracja biotyty i chlorytów. Powyższe cechy wskazują, że seria ta powstała w warunkach dojrzałej rzeki strefy umiarkowanej (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997).

W Babach Dolnych (otw. 34) na osadach plejstocenu dolnego (preglacjałnych) występują piaski różnoziarniste ze żwirami w spągu, a wyżej z ławicami piasków pyłowatych smugowanych substancją

węglistą z detrytusem roślinnym. W osadach tych są obecne okruchy drewna. Miąższość utworów rzecznych wynosi 10 m.

Głębokość erozji rzecznej w okresie interglacjału mazowieckiego sięgnęła w rejonie Gostynina i Krzywia wysokości około 40 m n.p.m. (otw.: 18, 58, 65 i 69).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Mułki i ły zastoiskowe są to osady odpowiadające tzw. serii zasypania wyróżnionej przez Baraniecką (1993), Baraniecką i Skompskiego (1979) i Domośławska-Baraniecką (1959). Seria zasypania związana jest z transgresją lądolodu zlodowacenia Odry. Utwory zastoiskowe występują najczęściej ponad serią rzeczną interglacjału mazowieckiego, a miejscami wprost na osadach pliocenu lub glinach zwałowych zlodowaceń południowopolskich. Szerokie rozprzestrzenienie osadów zastoiskowych sprawiło, że uznano je za poziom korelacyjny w obrębie obszaru arkusza Gostynin. Osady zastoiskowe to najczęściej mułki, mułki piaszczyste oraz ły (otw. : 27, 36, 73, 97 i 122). Miejscami w dolnych partiach osadów występują piaski i piaski pyłowate stanowiące pośrednie ogniwo pomiędzy interglacialną serią rzeczną a nadległą serią osadów zastoiskowych (otw.: 34, 37 i 106). Miąższość utworów zastoiskowych dochodzi do 26–29 m (otw.: 37, 38 i 73). Podatne na odkształcenia osady tej serii są często zaburzone.

W Babach Dolnych (otw. 34) serię zastoiskową rozpoczynają średnioziarniste, pyłowate piaski przechodzące w mułki i mułki ilaste. Zawartość węgla wapnia wynosi 5,0–8,5%. Frakcje piaszczyste są źle wysortowane, a ziarna kwarcu wykazują średni stopień obróbki ($R = 0,7$). We frakcji minerałów ciężkich notuje się duży udział minerałów nieodpornych na transport i wietrzenie (amfibole i pirokseny), a także obecność minerałów metamorficznych skał paleogenu i neogenu. Osady powstały w zbiorniku zastoiskowym z lokalnym przepływem (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997). Dla dwóch próbek mułków pobranych z otworu 34 z głębokości 14,7 i 23,5 m wykonano datowania wieku bezwzględnego metodą termoluminescencyjną, uzyskując wyniki: 477 ± 94 ka BP dla dolnej próbki i 416 ± 86 ka BP dla próbki górnej (Kusiak, 1997). Winter (1997) wykonała ekspertyzowe badania palinologiczne dla trzech próbek osadów mułkowych pobranych z profilu w Babach Dolnych (otw. 34) z głębokości: 13,7, 18,0 i 19,8 m. Otrzymane spektra pyłkowe charakteryzowały roślinność klimatu borealnego, przy czym notowano znaczne ilości pyłku redeponowanego oraz obecność planktonu morskiego z rodzaju *Dinoflagellate*. Osady powstały w zbiorniku peryglacialnym.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe. Miejscami w stropie utworów rzecznych interglacjału mazowieckiego (otw.: 18, 72 i 107) lub nad osadami zastoiskowymi, a pod glinami zwałowymi zlodowaceń środkowopolskich występują piaski różnoziarniste oraz piaski ze żwirami.

W Łaniętach (otw. 107) osady wodnolodowcowe mają około 4 m miąższości. Profil rozpoczyna się cienką warstwą żwirów, wyżej występują piaski średnioziarniste.

W Krzywiu (otw. 19) osady wodnolodowcowe związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Odry kontaktują ze starszymi osadami wodnolodowcowymi zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2. Mają one wspólną charakterystykę litologiczno-petrograficzną (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997). Rozdzielono je na podstawie danych z sąsiedniego profilu otworu w Krzywiu (otw. 18) stawiając granicę w spągu serii, wyraźnie bogatszej w materiał grubookruchowy. Miąższość osadów tej serii w Krzywiu wynosi 7–10 m.

Gliny zwałowe są znane z wierceń w południowej, centralnej i zachodniej części obszaru arkusza. Tworzą jeden pokład glin zwałowych (nierozdzielonych), a jedynie nad wysadem solnym Łanięt występują w dwóch poziomach reprezentujących stadiał dolny i stadiał górny, omówionych oddzielnie w dalszej części tekstu.

Gliny zlodowacenia Odry tworzą ciągły poziom tylko w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie osiągają największą miąższość dochodzącą do 25–30 m (otw. 97 i 122), co jest wynikiem zaburzeń glacitektonicznych. W centralnej i zachodniej części arkusza gliny te mają kilkumetrową miąższość w Annowie, Belnie i Solcu (otw.: 32, 33, 37 i 72), a w Dziankowie (otw. 29) ponad 17-metrową. Są to szaro-brązowe gliny piaszczyste o małej zawartości żwirów, miejscami z przewarstwieniami piasków pyłowych. Na obszarze Kotliny Płockiej oraz w północno-wschodniej części wysoczyzny (na północ od linii Solec–Kozice–Gostynin) gliny zlodowacenia Odry uległy erozji.

Stadiał dolny

Gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Odry stwierdzono tylko w okolicach Łanięt (otw.: 89, 102, 107, 108 i 112), gdzie występują dwa poziomy tych glin rozdzielone osadami rezydualnymi i wodnolodowcowymi (przekrój geologiczny A–B). Na pozostałym obszarze arkusza gliny stadiału dolnego i górnymi są ujęte wspólnym wydzieleniem stratygraficznym. W Łaniętach (otw. 107) nad osadami wodnolodowcowymi związanymi z transgresją lądolodu zlodowacenia Odry, występuje warstwa piaszczystych glin zwałowych o miąższości 2,2 m. Skład petrograficzny żwirów cechuje wysoka zawartość wapieni paleozoicznych, znacznie przeważających nad skałami krystalicznymi oraz śladowa obecność skał lokalnego podłoża. Pomimo małej miąższości warstwy, najmniej odporne wapienie nie wykazują śladów korozji ani wietrzenia. Gliny charakteryzują się niską wapnistością (CaCO_3 — 5,42%). Współczynniki petrograficzne¹ tych glin mają wartości: $O/K = 1,61$, $K/W = 0,70$, $A/B = 1,20$ i mogą charakteryzować gliny pochodzące ze zlodowacenia Liwca (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997). Ze względu na ograniczone rozprzestrzenienie oraz niewielką miąższość badanych glin, przy bar-

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

dzo dużym podobieństwem współczynników petrograficznych tych glin i glin stadiału górnego, zdecydowano się na zaliczenie ich do osadów najstarszego z lądolodów zlodowaceń środkowopolskich.

W Witoldowie (otw. 102) w glinach występuje kra utworów miocenu.

Interstadią

Żwirry pyłowate rezydualne występują jedynie w Łaniętach (otw. 108). Są to żwirry i głaziki pyłowate (gliniaste) w spągu, a ich miąższość wynosi około 5 m.

Stadiał górny

Piaski i żwirry wodnolodowcowe występują w rejonie Łanięt najczęściej między glinami zwałowymi stadiału dolnego i górnego zlodowacenia Odry (otw.: 102, 107 i 112). W otworze 107 w Łaniętach są to piaski ze żwirami oraz żwirry z piaskami różnoziarnistym i głazikami o miąższości 5,5 m. Osady te były zdeponowane w środowisku glacialnym w strefie bliskiego kontaktu z lądolodem (Gronkowska-Krystek i Lisicki, 1997). Wskazuje na to wysoki udział amfiboli (51,3%), znacznie przeważających nad odpornymi granatami (31,2%). Osady te charakteryzują się niską zawartością węgla wapnia.

Gliny zwałowe wydzielono tylko w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Gostynin, w rejonie Łanięt i Suchodębia (otw.: 90, 102, 104, 105, 107 i 108). Na pozostałym obszarze wraz z glinami zwałowymi stadiału dolnego stanowią wspólne wydzielenie. W Łaniętach (otw. 107) mają charakter osadów wodnomorenowych w postaci piaszczystych glin przewarstwianych piaskami pyłowatymi (gliniastym) bądź piaskami, a w otworze 108 są to piaszczyste gliny z głazami. Ich miąższość wynosi zwykle kilka metrów (otw. 102 i 105), miejscami osiąga 12 m (otw. 104 i 108).

Zlodowacenie Warty

Piaski i żwirry wodnolodowcowe występują pod glinami zlodowacenia Warty w obniżeniach i rynnach wyerodowanych przez wody lodowcowe. Są najstarszymi osadami odsłaniającymi się na powierzchni terenu. W rejonie Gostynina mają znaczne rozprzestrzenienie i miąższość. Doszło tutaj do głębokiego rozcięcia starszych osadów czwartorzędowych, miejscami aż do pliocenu. Litologicznie są to piaski średnioziarniste z domieszką lub przewarstwieniami żwirów oraz piaski różnoziarniste ze żwirami i głazami (otoczakami) o średnicy do 0,3 m. W Nowej Wsi, spod glin zlodowacenia Warty odsłaniają się dobrze przemyte piaski grubo- i średnioziarniste z przewarstwieniami drobnookruchowych żwirów i pojedynczymi głazikami, sporadycznie pojawiają się wkładki piasków pyłowatych i mułków. W Dzikówku, Gostyninie, Łaniętach i Sierakówku (otw.: 30, 45, 55, 77, 89 i 95) miąższość dolnych osadów wodnolodowcowych dochodzi do 20 m, a zwykle wynosi kilka metrów.

Mułki i ły zastoiskowe. Osady zastoiskowe reprezentowane są przez szaro-brązowe, miejscami piaszczyste mułki oraz ły i ły warwowe. Występują one lokalnie w stropie osadów wod-

nolodowcowych, a pod glinami zwałowymi zlodowacenia Warty. Ciągłą warstwę tworzą jedynie w obniżeniu w Gostyninie. Miąższość osadów zastoiskowych w okolicach Łaniąt i Bab Dolnych wynosi 2–4 m (otw.: 33, 34 i 89), natomiast w Kozicach i w okolicach Gostynina około 2–7 m (otw.: 38, 49, 55, 57 i 67). Strop osadów zastoiskowych znajduje się na wysokości około 110–120 m n.p.m. w części południowo-zachodniej i centralnej obszaru arkusza i wyraźnie obniża się w kierunku północno-wschodnim do 65–70 m n.p.m. w rejonie Gostynina.

W Babach Dolnych (otw. 34) na głębokości 6,5–9,8 m występują szaro-beżowe mułki, a w stropie piaski średnioziarniste z pyłami. Mułki są silnie wapniste (CaCO_3 do 17,7%). Dla osadów mułkowych z głębokości 8,1 m wykonano datowanie wieku bezwzględnego metodą TL uzyskując wynik 162 ± 29 ka BP (Kusiak, 1997).

Gliny zwałowe budują płaskie powierzchnie wysoczyzn w południowo-wschodniej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Na pozostałym obszarze znane są z większości profili otworów, przy czym w obrębie Kotliny Płockiej zachowały się jedynie na wschód od doliny Skrwy. Gliny te leżą stosunkowo płasko i współkształtnie do ówczesnej morfologii terenu. Ich powierzchnia jest silnie zdenudowana, ścięta erozyjnie w interglacjale eemskim, a następnie głęboko porozcinana przez wody subglacjalne i roztopowe w okresie zlodowacenia Wisły. W Niedrzakowie i Lisicy w stropie glin występują struktury mrozowe w postaci epigenetycznych klinów (Roman, 1999). Gliny zwałowe zlodowacenia Warty są najczęściej brązowo-żółte w odsłonięciach, a szare w profilach otworów, zazwyczaj piaszczyste i ze znaczną domieszką żwirów i głazów. Ich miąższość w Siemianach (otw. 27 i 28), Łaniętach (otw. 105), Sierakowie (otw. 122) wynosi około 20 m. Jak wynika z badań litologiczno-petrograficznych (Gronkowska-Krystek, Lisicki, 1997) w Łaniętach (otw. 107) poziom glin jest dwudzielny. Dolna warstwa glin (głębokość 16,5–11,0 m) ma współczynniki petrograficzne: $O/K = 1,58$, $K/W = 0,69$, $A/B = 1,30$. Datowanie metodą TL tej partii glin dało wynik 725 ± 156 ka BP(?). Górną warstwę glin cechują współczynniki petrograficzne: $O/K = 1,20$, $K/W = 0,92$ i $A/B = 0,98$ oraz większa zawartość żwirów skał górnokredowych. Gliny obydwu poziomów są utworami litologicznie jednorodnymi, silnie piaszczystymi. Zawartość węglanów jest zmienna w profilu i waha się od 3,4 do 14,6%, przy czym gliny górnego poziomu są zwietrzałe w stropie (odwapnienie do 2 m). W spektrum minerałów przezroczystych amfibole przeważają nad granatami.

Podobne współczynniki do glin z górnej warstwy mają gliny nawiercone w Babach Dolnych (otw. 34, głębokość 6,5–4,0 m). Wynoszą one: $O/K = 1,35$, $K/W = 0,85$, $A/B = 1,09$.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe występują w postaci płatów na wyniesionej powierzchni wysoczyzny zbudowanej z utworów zlodowacenia Warty. Są to głównie piaski średnioziarniste ze żwirami, w stropie miejscami pyłowate. W Sierakowie, gdzie towarzyszą morenom czołowym zawierają znaczne ilości żwirów. Ich miąższość nie przekracza 2 m.

Piaski, żwiry i głazy moren czołowych budują łagodne wzniesienia o wysokości względnej 3–8 m w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Pagórki te są częścią łuku moren kutnowskich związanych z recesją lądolodu zlodowacenia Warty. Miąższość osadów morenowych wynosi od 2 do 7 m. Są to różnoziarniste piaski oraz żwiry piaszczyste z przewarstwieniami silnie zorsztynizowanych żwirów z głazami.

Interglacjał eemski

Żwiry i głazy rezydualne występują sporadycznie w dnie rozcięcia dolinnego w Sokołowie (otw. 93 i 94) oraz w postaci bruku na glinach zwałowych zlodowacenia Warty w Działkowie (otw. 29).

Gytie i mułki jeziorne. W Łaniętach (punkt dok. 16) pod osadami rzecznyymi holocenu, na głębokości 1,5–12,0 m występują gytie oraz mułki i iły jeziorne, a w stropie również utwory bagienne. Osady z głębokości 5,6–12,0 m poddano badaniom palinologicznym (Balwierz, 1999), z których wynika, że dolna część osadów (do głębokości 7,9 m) reprezentuje interglacjał eemski, natomiast górna początkowe fazy zlodowacenia Wisły (stadiał dolny i interstadiał Brörup).

Profil osadów interglacjałalnych rozpoczynają brunatne mułki organiczne, które powyżej głębokości 11,1 m przechodzą w laminowane gytie pyłowate, a następnie gytie z detrytusem roślinnym. Próbkę osadów pobrane z głębokości 12,0–7,9 m przedstawiają spektra pyłkowe typowe dla sukcesji eemskiej i charakteryzują się bardzo wysokim udziałem pyłku drzew (powyżej 90%). Balwierz (1999) wydzieliła sześć lokalnych poziomów pyłkowych: *Betula–Pinus*, *Quercus–Corylus*, *Corylus–Tilia–Alnus* (optimum interglacjału), *Carpinus–Corylus–Alnus*, *Picea–Alnus–Abies* i *Pinus*.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał dolny + interstadiał

Mułki i iły jeziorne są kontynuacją jeziornej akumulacji interglacjałalnej z Łanięt (punkt dok. 16). Spektra pyłkowe próbek z głębokości 7,9–5,6 m charakteryzują początkowo roślinność subarktyczną, a następnie borealną. Balwierz (1999) wyróżniła trzy kolejne lokalne poziomy pyłkowe: *Betula–Artemisia*, *Betula i Pinus*. Poziom *Betula–Artemisia* korelowany jest z wyraźnym ochłodzeniem w dolnej części zlodowacenia Wisły. W tym poziomie udział pyłku drzew gwałtownie spada i jest najniższy w całym analizowanym profilu (54,2%). W osadach ochłodzenie to wyraziło się zmianą sedymentacji organicznej (gytie detrytusowe) na mineralną (iły jeziorne). Poziomy *Betula i Pinus* korelowane są z interstadialnym ociepleniem Brörup. Udział pyłku drzew w tych poziomach jest bardzo wysoki (powyżej 90%). Na końcu ponownie odkładane są osady organiczne — gytie torfiaste.

Wyżej (głębokość 5,6–2,3 m) w profilu osadów jeziornych występują ciemnoszare iły i mułki, a następnie (głębokość 2,3–1,5 m) pojawiają się osady bagienne — torfy i namuły torfiaste. Utwory te

są silnie skompromowane. Balwierz (1999) dla kilku próbek pobranych z tych osadów wykonała porównawczą analizę jakościową, która wykazała, że są one kontynuacją akumulacji interstadialnej, a nawet rejestrują kolejne ochłodzenie.

Stadiał środkowy + górny

Iły i mułki zastoiskowe znane są przede wszystkim z otworów wiertniczych w rejonie Gostynina i na wschód od doliny Skrwy, w północnej części obszaru arkusza. Ponadto występują w okolicach Osin i Stanisławowa pod cienką warstwą osadów sandrowych, a nieco dalej na północ, w Zaborowie Starym, są pokryte najmłodszymi glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły. Mułki i ły zastoiskowe występują na powierzchni terenu w krawędzi wysoczyzny w Kurowie, Górkach, Wrzącej i szybko zanikają w kierunku południowym. W Gostyninie tworzą one ciągły poziom pomiędzy glinami zwałowymi zlodowaceń Warty i Wisły, osiągający miąższość do 9,3 m.

Osady zastoiskowe są eksploatowane w Osinach. Występują na ściętych erozyjnie glinach zwałowych zlodowacenia Warty, gdzie mają miąższość 6–8 m, po czym wyklinowują się w kierunku południowym, zgodnie z kierunkiem podnoszenia się stropu podścielających je glin. Profil w północnej ścianie glinianki w Osinach rozpoczynają mułki piaszczyste przechodzące w czekoladowo-brązowe ły warwowe, w stropie występują jasnobrązowe, niewyraźnie laminowane mułki z konglomeratami węglanowymi. Osady są silnie wapniste.

Strop utworów zastoiskowych w Osinach znajduje się na wysokości około 110 m n.p.m. i znacznie się obniża ku północnemu wschodowi, do około 80 m n.p.m. w Gostyninie. W krawędzi wysoczyzny ły i mułki odsłaniają się poniżej rzędnej 95 m n.p.m.

Osady zastoiskowe stwierdzone w Lucieniu (punkt dok. 1) były datowane metodą TL na 101 ± 18 ka BP (Kusiak, 1997). Podobne wyniki otrzymano dla mułków i łów z Osin (Roman, Turkowska, 1998). Pozycja stratygraficzna tych osadów jest dyskusyjna (Baraniecka, 1993; Roman, Turkowska, 1998). Prawdopodobnie są one odpowiednikiem mułków i łów zastoiskowych stwierdzonych w Kaliskiej (Baraniecka, 1991, 1993) ponad jeziornymi utworami interglacjału emskiego, a pod glinami ostatniego zlodowacenia. Należy dodać, że datowane metodą TL osady zastoiskowe z Kaliskiej są starsze od 114 ka BP, a ich strop znajduje się również wysoko jak w Osinach.

Stadiał górny

Osady stadiału górnego zlodowacenia Wisły zajmują przeważającą część arkusza Gostynin, tworząc obszar z typowymi cechami młodoglacjalnego krajobrazu, co w świetle kryteriów geomorfologicznych przemawia za ich przynależnością do ostatniego zlodowacenia. Reperowym dla stratygrafii ostatniego zlodowacenia jest stanowisko w Kaliskiej na obszarze arkusza Lubień Kujawski (Baraniecka, 1991, 1993), gdzie pod glinami zwałowymi oraz osadami sandrowymi i zastoiskowymi

występują utwory jeziorne interglacjału eemskiego (Baraniecka, 1993; Domosławska-Baraniecka, 1965; Janczyk-Kopikowa, 1965). Na obszarze arkusza Gostynin stwierdzono występowanie jednego poziomu glin zlodowacenia Wisły, który jest związany z maksymalnym zasięgiem lądolodu. Przypuszczalnie jest to ten sam poziom glin zwałowych, który występuje w Koninie-Malińcu i podścielony jest namułami humusowymi datowanymi na 22 000 lat BP (Pazdur, Walanus, 1979; Pazdur i in., 1980; Stankowska, Stankowski, 1987).

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) występują głównie w rynnach subglacialnych. W innych miejscach podścielają cienką warstwą poziom glin zwałowych zlodowacenia Wisły. Odślaniają się one w krawędzi wysoczyzny w rejonie Kurowa, Zakrzewa i Dąbrówki oraz w zboczach rynien w Gostyninie, Piotrowie, Działkowie i Solcu. W strefach zaniku glin zwałowych lub tam, gdzie gliny zostały usunięte w wyniku późniejszej erozji wód roztopowych, piaski wodnolodowcowe dolne i górne kontaktują się ze sobą, przy czym ich rozdzielanie nie jest możliwe. Miąższość dolnych osadów wodnolodowcowych wynosi zwykle kilka metrów, osiągając kilkanaście metrów w rynie gostynińskiej (tabl. III) oraz na zachód od Kurowa.

W żwirowni w Piotrowie odślaniają się spod glin dobrze przemyte, przekątnie warstwowane piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami oraz żwiry. W stropie występują przewarstwienia glin piaszczystych.

Gliny zwałowe budują obszar wysoczyzny morenowej falistej, a w Kotlinie Płockiej występują w podłożu osadów wodnolodowcowych w okolicach Gostynina i Bierzewic. Tworzą one zwarty poziom w zachodniej i centralnej części obszaru. Miąższość glin jest zmienna, maksymalnie wynosi kilkanaście metrów (otw.: 12, 28, 35 i 50). W kierunku południowym poziom glin stopniowo zanika, a płyty glin zwałowych występują na piaskach i piaskach ze żwirami wodnolodowcowych dolnych lub wśród osadów sandrowych. Litologicznie są to piaszczyste gliny zwałowe, a w miejscach, gdzie w ich spągu występują osady zastoiskowe są one bardziej ilaste. Gliny są wapniste, często występują w nich wtrącenia węgla wapnia. Z reguły przybierają barwę czerwono-brązową, wyraźnie różniącą się od barwy glin starszych zlodowaceń. Poziom glin zwałowych zdecydowanie obniża się w kierunku pradoliny Wisły i w okolicach Zawady, Solca i Gostynina zalega o około 20 m niżej w stosunku do pozostałej części wysoczyzny (przekrój geologiczny A–B i tabl. III).

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (sandrowe) tworzą rozległe równiny sandrowe w południowej i wschodniej części obszaru arkusza. Na arkuszu Gąbin (Skompski, 1970; Skompski, Kawecka, 1960) ich odpowiednikiem są piaski wyższego poziomu zasypania lodowcowego. Litologicznie są to piaski średnioziarniste z domieszką żwirów, a u ujścia rynien piaski różnoziarniste ze żwirami i gładzikami, które licznie występują na powierzchni. Miąższość osadów sandrowych wynosi 2,0–10,5 m, a miejscami poniżej 2,0 m i wtedy tworzą one cienką powłokę na glinach

zwałowych zlodowacenia Warty, łąkach i mułkach zastoiskowych stadiału środkowego i górnego zlodowacenia Wisły lub zupełnie sporadycznie na glinach ostatniego zlodowacenia. U wylotu rynny gostynińskiej powierzchnia sandru jest silnie pagórkowata. Tutaj akumulacja osadów odbywała się częściowo na bryłach lodu pochodzących z zapadania stropu bramy lodowcowej. W osadach sandrowych zaznacza się zmniejszanie frakcji materiału w miarę oddalania od wylotu rynny. W wielu opracowaniach wspomniane pagórki uznawane były za ozy (Baraniecka, Skompski, 1978; Skompski, 1963, 1969). Podobną genezę przypisywano wydłużonym fragmentom sandru występującym w dnie lub przy krawędziach dolin wód roztopowych.

P i a s k i z e ż w i r a m i o z ó w budują ciąg ozowy o długości około 8 km występujący w rynnie gostynińskiej. W żwirowni w Osadzie są to przekątnie warstwowane piaski, najczęściej średnioziarniste z pojedynczymi żwirami. W dolnej części odsłonięcia, poniżej głębokości 6,0 m, występują ławice żwirowo-piaszczyste i żwirowe z głazami do 0,5 m średnicy. W partii przypowierzchniowej pojawiają się wkładki laminowanych mułków. Miąższość osadów ozowych w Osadzie wynosi co najmniej 11 m. W Piechocie i Dybance na powierzchni ozu płatami występują gliny zwałowe o miąższości do 1,0 m.

Makowska (1964) opisywała znaleziska ślimaka *Paludina polita* występujące w dolnych partiach osadów ozowych w Gostyninie. W Osadzie znaleziono jedynie fragmenty skorupki, które występują tu na wtórnym złożu. Należy dodać, że w podłożu rynny stwierdzono wodnolodowcowe osady zlodowacenia Warty, dla których *Paludina polita* jest charakterystyczna.

W stosunku do poglądów Skompskiego (1963, 1969) oraz Baranieckiej i Skompskiego (1978) zakwestionowano występowanie ozów w rejonie górnej Skrwy oraz na południe od Gostynina, w okolicach Lisicy i Leśniewic, skąd opisywane były tzw. ozy erozyjne wycięte w starszych glinach zwałowych (Skompski, 1963). W świetle przeprowadzonej analizy geomorfologicznej, w powiązaniu z budową geologiczną tych form oraz ogólną sytuacją paleogeomorfologiczną uznano, że opisywane z okolic górnej Skrwy ozy są fragmentami sandru (w tym również stożka marginalnego) porozcinanego dolinami wód roztopowych, natomiast w rejonie Lisicy i Leśniewic formami erozyjnymi zbudowanymi z glin ostatniego zlodowacenia, występującymi w dnie doliny wód roztopowych.

P i a s k i z e ż w i r a m i i w k ł a d k a m i g l i n z w a ł o w y c h m o r e n m a r t w e g o l o d u budują niewielkie pagórki zlokalizowane głównie w Ruszkówku i Zieleńcu. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, miejscami zapyłone, z wkładkami gliniastych żwirów i glin spływowych. Miąższość tych utworów wynosi kilka metrów.

P i a s k i z e ż w i r a m i k e m ó w (?) występują w okolicach Gulewa, gdzie na wysoko wyniesionych partiach wysoczyzny tworzą piaszczysto-żwirowate pagórki, z głazami na powierzchni. Podobne osady wyróżniła Baraniecka (1993) na obszarze arkusza Lubień Kujawski. Akumulowane one były wśród lodu, skąd do osadów dostawał się materiał gliniasty oraz głazy.

P i a s k i z w k ł a d k a m i m u ł k ó w k e m ó w występują sporadycznie w podobnej sytuacji jak wyżej opisane osady, budując płaskie wzniesienia. W odsłonięciu w Borkach są to piaski drobnoziarniste z wkładkami laminowanych mułków z naskorupieniami węgla wapnia, w spagu pojawiają się skośnie warstwowane piaski średnio- i drobnoziarniste z domieszką pyłów. Osady te przykrywa cienka (0,8 m) warstwa smugowanych glin spływowych. Miąższość osadów poznana z odsłoneń i sond wynosi do 3,8 m.

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 (dolne i górne, nierozdzielne) spotykane są w obszarze, który był zajęty przez ostatni lądolód, w miejscach, w których w wyniku erozji lub braku akumulacji nie występują gliny zwałowe a podścielające je osady wodnolodowcowe przykryte są piaskami i piaskami ze żwirami wodnolodowcowymi górnymi.

Miąższość utworów wodnolodowcowych, na które składają się dolne i górne piaski i piaski ze żwirami wynosi kilka metrów. Utwory te budują północną część równiny sandrowej między Zaborowem a Ruszkówkiem.

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 (górne) związane są z zanikiem lądolodu zlodowacenia Wisły. Występują one najczęściej na powierzchni glin zwałowych tworząc cienkie pokrywy o grubości do 2,0 m. Większą miąższość mają w strefach marginalnych zasięgu glin i tu łączą się z osadami sandrowymi i wodnolodowcowymi dolnymi, a ich rozróżnienie jest w praktyce niemożliwe. Są to piaski średnioziarniste z domieszką żwirów, miejscami gliniaste i silnie zorsztynizowane na kontakcie z podścielającymi je glinami. W Gulewie, gdzie towarzyszą pagórkom wodnolodowcowym są wzbogacone w materiał żwirowy, a występując w sąsiedztwie kemów zawierają wkładki mułków.

P i a s k i z w k ł a d k a m i m u ł k ó w w y t o p i s k o w e występują w obniżeniach powierzchni wysoczyzny i najczęściej spoczywają na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły. Są to piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami piasków pyłowatych i mułków. Ich miąższość jest niewielka, zwykle 1–3 m.

P i a s k i z d o m i e s z k ą ż w i r ó w r z e c z n o - l o d o w c o w e oraz p i a s k i p y ł o w a t e r z e c z n o - l o d o w c o w e budują tarasy (poziomy) pradolinne w Kotlinie Płockiej. Odpowiada im tzw. niższy poziom zasypania lodowcowego na arkuszu Gąbin (Skompski, 1970) oraz poziomy II–V wyróżniane przez Skompskiego na obszarze arkusza Dobrzyń (1971, 1972) i w innych opracowaniach (Skompski, 1961, 1969). Powierzchnie tarasów występują na wysokości 90–94 m n.p.m. w rejonie Gostynina i nachylając się ku północy i północnemu zachodowi obniżają się do 80–75 m n.p.m. Tarasy pradolinne utworzone są z piasków średnioziarnistych z domieszką piasków gruboziarnistych i żwirów oraz piasków pyłowatych i drobnoziarnistych mających już cechy osadów jeziornych. W spagu osadów rzeczno-lodowcowych występujących na tarasie erozyjnym w rejonie Gostynina, pojawiają się żwiry, głaziki a sporadycznie również głazy, będące świadectwem rozmycia stropowej partii podścielających

je glin. Miąższość osadów rzeczno-lodowcowych wynosi od 1–2 m na tarasie erozyjnym w okolicy Gostynina do ponad 20 m w Bielawach (otw. 4), Kazimierzowie (otw. 5 i 6) i Krzywiu (otw. 18 i 19).

Piaski peryglacialne występują pasem od Zawady do Dąbrówki, na skłonie wysoczyzny morenowej w kierunku pradoliny Wisły, ale powyżej jej wyraźnej krawędzi. Tworzą one pokrywy na powierzchni glin zwałowych o miąższości 1,0–2,5 m. Są to szaro-żółte piaski drobno- i średnioziarniste z pyłami i pojedynczymi żwirami, występującymi zwykle w spągu piasków. Spotykane są żwiry z cechami obróbki eolicznej. W Kurowie osady te stanowią wypełnienie klinowej struktury kontrakcji termicznej. Powstawały one w wyniku nakładania się procesów wietrzenia w klimacie peryglacialnym z procesami eolicznymi, a sądząc po sytuacji morfologicznej w jakiej osady te występują, część z nich może być materiałem deluwialnym splukanym ze stoków.

Piaski, mułki i ły jeziorne występują na tarasie rakutowskim w północno-zachodniej części obszaru. Są to osady relikтового jeziora, które tu istniało u schyłku zlodowacenia Wisły. W granicach arkusza znajdował się południowo-wschodni fragment tego jeziora. Ponadto osady jeziorne występują w Mariance. Są to piaski drobnoziarniste, często pyłowate, niekiedy z domieszką piasków średnioziarnistych z drobnoookruchowymi żwirami oraz niebiesko-szare mułki i ły. Miąższość osadów jeziornych wynosi 1–3 m, choć miejscami jest trudna do ustalenia, ze względu na podobieństwo litologiczne z podścielającymi je pyłowatymi piaskami rzeczno-lodocowymi.

Piaski z wkładkami mułków rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki występują w dnie kopalnej doliny Skrwy pod osadami holocenu oraz budują tarasy nadzalewowe Skrwy i Osetnicy występujące na wysokości 2,0–3,0 m nad poziomem rzeki. Tarasy zbudowane są z piasków średnioziarnistych z niewielką domieszką żwirów oraz z piasków drobnoziarnistych z wkładkami mułków.

W Zaborowie Starym (punkt dok. 15) osady rzeczne występują w formie kopalnej na głębokości 8,3–4,3 m, na mułkach zastoiskowych zlodowacenia Wisły (fig. 1). Serię rzeczną rozpoczynają piaski gruboziarniste ze żwirami przechodzące w piaski różnoziarniste, a następnie średnio- i drobnoziarniste piaski laminowane mułkami. Powyżej występują mułki jeziorne ze skorupkami małży i detrytusem roślinnym, stanowiące wypełnienie dawnego starorzecza. Osady jeziorne z głębokości 4,9 m datowano metodą ^{14}C na $10\,380 \pm 180$ lat BP (Trzeciak, 1998).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i żwiry, miejscami pyłowate, rezidualne występują sporadycznie na powierzchniach wysoczyzn zbudowanych z glin zwałowych. Są to piaski z domieszką żwirów i pojedynczymi głazami rozrzuconymi na powierzchni terenu. W spągu najczęściej są pyłowate i miejscami silnie zorsztynizowane.

Piaski i piaski ilaste zwietrzelinowe (eluwialne) występują głównie na powierzchni starszej zdenuowanej wysoczyzny. Ich miąższość nie przekracza 2,0 m. Powstały one

w wyniku procesów eluwialnych, a także powierzchniowego lokalnego przemywania i wietrzenia, zwłaszcza w warunkach peryglacjalnych. W osadach tych niekiedy występują struktury zmarzlinowe. Eluvia powstawały od schyłku zlodowaceń środkowopolskich do holocenu włącznie.

Piaski i żwiry z pojedynczymi głazami stożków napływowych tworzą rozległe stożki u podnóża wysokiej krawędzi wysoczyzny w Zawadzie oraz w Kurowie i Górkach, gdzie są eksploatowane. Osady stożków napływowych wykazują bardzo dużą zmienność zarówno uziarnienia, jak i segregacji materiału. W Górkach są to ławice dobrze przemytych piasków i piasków ze żwirami przewarstwiane niesegregowanym, często gliniastym materiałem żwirowo-głazowym o charakterze spływów błotnych. Miąższość tych osadów w częściach proksymalnych stożków wynosi co najmniej 4,0 m.

Piaski eoliczne występują w pradolinie Wisły na powierzchni tarasów rzeczno-lodowcowych, najczęściej jako piaski eoliczne w wydmach. Są to głównie piaski drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste, lekko pyłowate w partiach przypowierzchniowych. W wydmach, najczęściej parabolicznych, osiągają miąższość do 20 m (Trzebowo). Główny etap formowania wydmy w Kotlinie Płockiej przypadał według Skompskiego (1969) na najstarszy i starszy dryas, a Urbaniak (1967) przyjmuje, że wydmy powstały w okresie starszego dryasu. Tworzenie pokryw eolicznych kontynuowane jest przez cały holocen.

Piaski i piaski pyłowate deluwialne występują powszechnie u podnóża stoków, w dnach zagłębień i dolin denudacyjnych. Największą miąższość osiągają osady deluwialne złożone poniżej krawędzi wysoczyzny. Ich skład jest uzależniony od litologii utworów stoku, na którym zachodziło spłukiwanie. Deluvia to najczęściej smugowane piaski różnoziarniste z wkładkami mułków piaszczystych, często humusowych oraz piasków gliniastych ze żwirkami. We Wrzącej miąższość osadów deluwialnych wynosi 5,2 m (punkt dok. 6). W ich obrębie, na głębokości 3,5–3,7 m stwierdzono namuły torfiaste, które datowano metodą radiowęglową ^{14}C (fig. 1) na 9150 ± 180 lat BP (Trzeciak, 1998). Deluvia tworzyły się od ostatniego zlodowacenia do holocenu włącznie, a na obszarze wysoczyzny z okresu zlodowaceń środkowopolskich już od ustąpienia lądolodu zlodowacenia Warty.

c. Holocen

Piaski, mułki i ropy (mady) oraz piaski rzeczne wypełniają dna dolin Skrwy i Osetnicy oraz ciek łączącego rynną dziankowską z obniżeniem rakutowskim w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Mady mają najczęściej charakter piaszczysty, poza tym w dnach dolin występują głównie piaski, sporadycznie żwiry. Największą miąższość piasków rzecznych holocenu stwierdzono w dolinie Skrwy (ponad 4,0 m).

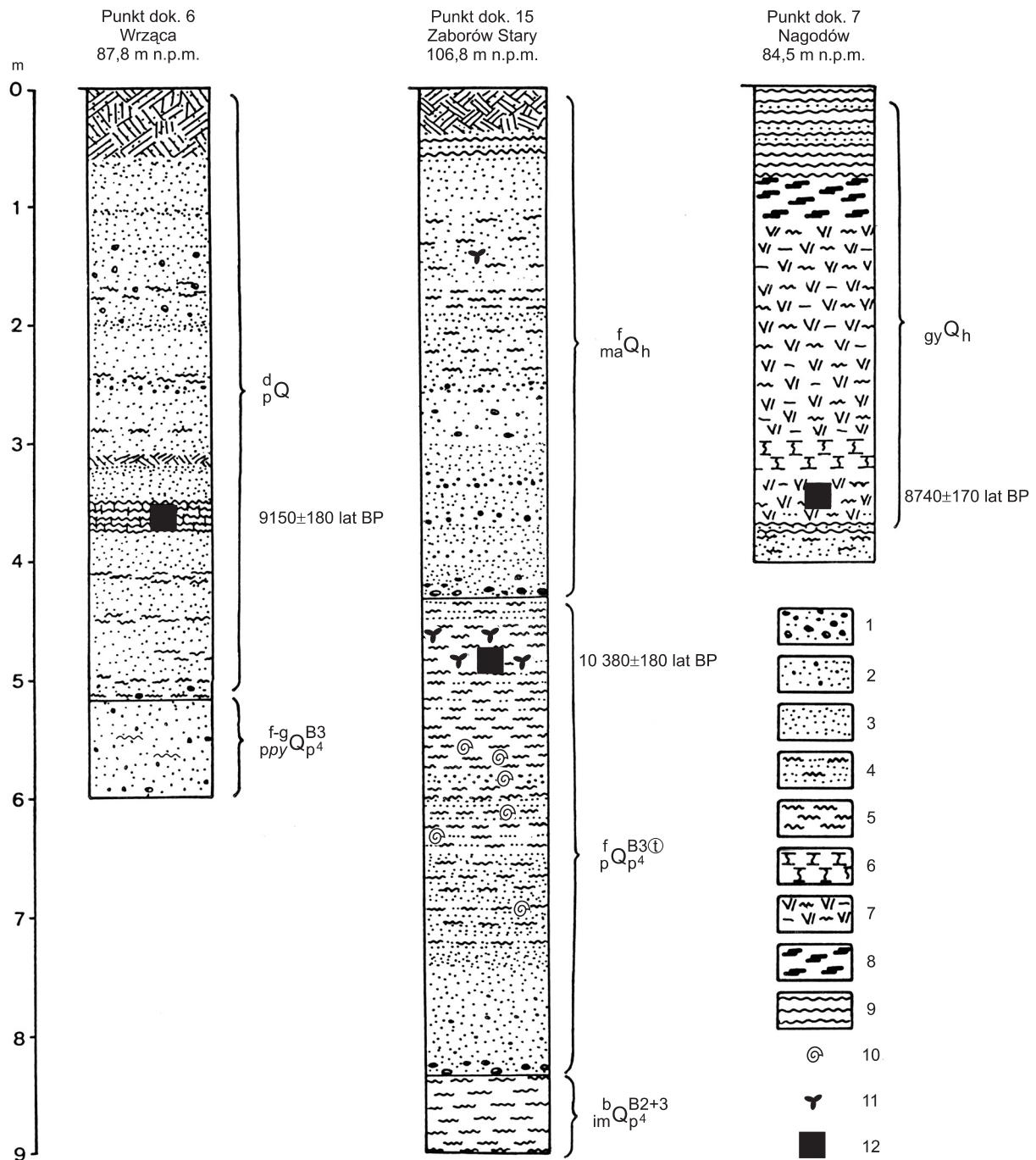


Fig. 1. Zestawienie profili punktów dokumentacyjnych z osadami datowanymi ^{14}C

1 — żwiry, 2 — piaski i żwiry, 3 — piaski, 4 — piaski pyłowate, 5 — mułki (pyły), 6 — kreda jeziorna, 7 — gytie, 8 — torfy, 9 — namuły, 10 — fauna mięczaków, 11 — detrytus roślinny, 12 — miejsca pobrania próbek do badań ^{14}C ; symbole jak na mapie geologicznej

Piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezodpływowych najczęściej mają niewielką miąższość i występują w zasadzie jedynie w dnach dolin denudacyjnych i płytkich zagłębień. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami pyłowate, z różnym udziałem części humusowych.

Namuły torfiaste i gytie den dolinnych i zagłębień bezodpływowych powszechnie występują w różnego typu podmokłych zagłębieniach oraz bagniskach. Są to różnorodne osady organiczne, najczęściej namuły torfiaste oraz gytie. W osadach tych często występują domieszki mineralne w postaci piasków, mułków czy ilów. Stwierdzona sondami miąższość namułów nie przekracza 4,0 m.

Gytie występują w rynnach polodowcowych jako wypełnienie reliktowych jezior i osiągają nieraz znaczną miąższość, zwłaszcza w Krzywiu i Kłotnie (powyżej 5,0 m). Często przykryte są torfami, choć zdarza się, że gytie zalegają na torfach. W gytiach niekiedy występują wkładki kredy jeziornej. Na mapie wyróżniono jedynie większe obszary występowania gytii. Wiek spągu gytii pobranej z sondy w Nagodowie (punkt dok. 7) określono metodą ^{14}C na 8740 ± 170 lat BP (Urbaniak, 1967).

Torfy. Ich występowanie związane jest z zawodnionymi obniżeniami o różnej genezie, a przede wszystkim z rynnami polodowcowymi. Torfy są średnio rozłożone i często podścielone namułami torfiastymi lub gytiami. Powstały w torfowiskach niskich. W Nowej Hucie, Krzywiu, Kłotnie i Załużkowie miąższość torfów przekracza 4,0 m, a w Smolarni nawet 6,0 m. Z badań palinologicznych torfów ze Smolarni wynika, że początek tworzenia się torfowiska przypadał na okres borealny (Urbaniak, 1967).

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Przez południowo-zachodnią część obszaru arkusza Gostynin przebiega w kierunku NW–SE wał kujawsko-pomorski, reprezentowany na tym odcinku przez elewację kutnowską, a ściślej jej północno-wschodnie skrzydło. W rejonie Łanięt osady mezozoiczne wału przebija wysad soli cechsztyńskich, należący do większej struktury salinarnej: Lubień–Łanięta–Wojszyce, obramowującej kutnowski odcinek wału od północnego wschodu. Pozostała część arkusza obejmuje północno-wschodni skłon wału kujawskiego oraz fragment niecki warszawskiej (płockiej) synklinorium brzeźnego, zajmującej już wschodnią i północno-wschodnią część obszaru arkusza (Dadlez, Marek, 1983; Marek, 1971).

Kutnowski odcinek wału leży w centralnej strefie tektoniki salinarnej, która odegrała zasadniczą rolę w kształtowaniu budowy wewnętrznej wału (Marek, Raczyńska, 1973). Impulsem do uruchomienia migracji soli były tektoniczne ruchy bloków podłoża podpermskiego. Główny etap halokinezy przypadał na okres górnej kredy i początek paleogenu. Wysad solny Łanięta ma postać kolistego słupa o średnicy około 3,5 km, najwyższy punkt zwierciadła solnego znajduje się na rzędnej 114,9 m p.p.m. Licząc od pierwotnego poziomu zalegania osadów cechsztynu przemieszczenia pionowe serii solnych sięgnęły około 7000 m (Marek, 1971; Marek, Raczyńska, 1974). Jak wynika z dokumentacji geologicznej złoża soli (Parecka, 1980), wewnętrzna struktura wysadu jest skomplikowana i ma charakter fałdowy, ponadto w południowo-wschodniej części wysadu występują deformacje nieciągłe. Na powierzchni podkenozo-

icznej sole wysadu otoczone są utworami jury górnej (górnego oksfordu), a w brzeźnych partiach wału występują również młodsze utwory jury górnej (kimeryd i portland). Na skłonie wału pojawiają się utwory kredy dolnej, a następnie skały kredy górnej występujące już w obrębie niecki warszawskiej (płockiej). Utwory kredy, a pod nimi utwory jury zapadają w kierunku północno-wschodnim pod kątem 14–17°. W podłożu utworów mezozoicznych przypuszczalnie występują uskoki o przebiegu NW–SE wzdłuż linii Solec–Leśniewice i Czarne–Gostynin oraz uskoki prostopadłe do nich na linii Nie-drzew–Gostynin (przekrój geologiczny A–B, syntetyczne profile geologiczne). Uskoki o przebiegu NW–SE są przedłużeniem ku północnemu zachodowi strefy dyslokacyjnej Żychlin–Łowicz (Baraniecka, 1980) oraz zaznaczone są na mapach fotolineamentów i liniowych elementów strukturalnych (Doktór, Graniczny, 1995; Doktór i in., 1995).

Wspomniane elementy strukturalne kompleksu cechszyńskiego-mezozoicznego ukształtowały się zasadniczo w górnej kredzie i w najstarszym paleogenie, w alpejskiej epoce tektonicznej. Niepokój tektoniczny w końcowej części epoki alpejskiej odzwierciedlał się jako potomne, okresowe ruchy podłoża, których skutki ograniczały się do wąskich stref i niewielkich obszarów. W zachodniej części wysadu solnego Łanięta, na granicy skał jurajskich i struktury solnej, powstał u schyłku kredy rów tektoniczny pogłębiający się prawdopodobnie przez cały okres paleogenu i neogenu (syntetyczny profil geologiczny części południowo-zachodniej, zachodniej i centralnej). Utwory paleogenu i neogenu uległy deformacjom, a jednocześnie mają tu największą miąższość i najpełniejszy profil. Skały jurajskie stanowiące obrzeżenie wysadu ulegały wynoszeniu powodując deformacje osadów mioceńskich oraz ich podniesienie o około 40 m. Na wykształcenie utworów kenozoiku duży wpływ miały procesy związane z przemieszczaniem mas solnych. W miejscach ubytku mas w serii solnej, a prawdopodobnie również w związku z powstawaniem pustek krasowych w czapie wysadu, następowało zapadanie nadkładu. W ten sposób w paleogenie i neogenie oraz we wczesnym i środkowym czwartorzędzie utworzyły się niecki zapadliskowe we wschodniej części wysadu (przekrój geologiczny A–B, syntetyczny profil geologiczny części południowo-zachodniej, zachodniej i centralnej).

Na powierzchni podczwartorzędowej wspomniana niecka ma głębokość około 60 m i utworzona jest w wyniesionych utworach miocenu. Geneza tego obniżenia jest złożona i oprócz procesów tektonicznych i halokinetycznych pewną rolę odegrały również erozja rzeczna i glacictekonika.

Również strefa uskokowa Czarne–Gostynin przejawiała swą aktywność w okresie paleogenu, neogenu i starszego czwartorzędu. Aktywność tej strefy ma wyraz w różnicach zalegania stropu utworów kredy, w zmianie miąższości utworów oligocenu oraz neogenu po obydwu stronach strefy, jak również w powstaniu głębokiego rozcięcia dolinnego w powierzchni podczwartorzędowej, o przebiegu zgodnym z kierunkiem stref uskokowych w podłożu (tabl. II, przekrój geologiczny A–B, syntetyczne profile geologiczne). W Krzywiu głębokość wcięcia doliny z interglacjału augustowskiego sięga

4,6 m p.p.m. Na południe od Krzywia strop powierzchni podczwartorzędowej występuje powyżej 80,0 m n.p.m. i obniża się w Solcu poniżej 48,5 m n.p.m., co jest związane z obecnością depresji glaciektonicznej. Podobny charakter mają obniżenia podłoża czwartorzędowego w rejonie Leśniewic i Sierakowa (syntetyczny profil geologiczny części południowo-wschodniej i wschodniej). Również wyniesienia stropu neogenu w rejonie Niedrzakowa (do ponad 100 m n.p.m.) i Leśniewic (ponad 90 m n.p.m.) związane są z zaburzeniami glaciektonicznymi. Przebieg stref zaburzeń glaciektonicznych jest w znacznym stopniu powiązany z występowaniem kopalnych krawędzi dolinnych, przy rekonstrukcji których wykorzystano również dane z archiwalnych dokumentacji geoelektrycznych, zestawione w formie map głębokości zalegania stropu podłoża niskooporowego (Marciniak, 1983; Pilaciński, Rogala, 1983).

W wyniku oscylacyjnych ruchów pionowych powodowanych dociążaniem i odciążaniem podłoża przez lądolody uaktywnił się system dyslokacji o kierunku SW–NE (Niedrzew–Gostynin) w neotektonicznej fazie mazowieckiej (Baraniecka, 1975, 1981). Prawdopodobnie był to impuls do uformowania się właśnie wzdłuż tej linii głównej doliny rzecznej z interglacjału mazowieckiego, wyraźnie zaznaczonej w powierzchni podczwartorzędowej wcięciem sięgającym 40,0 m p.p.m.

W rezultacie potwierdzono tezę Baranieckiej (1980, 1981), że obniżenia podłoża czwartorzędowego w znacznej mierze mają związek z tektoniką. Do głównych kierunków tektonicznych w podłożu nawiązuje również plan współczesnej sieci rzecznej, przebieg rynien i głównych krawędzi morfologicznych.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W górnym permie (cechszynie) obszar zawarty w granicach arkusza Gostynin ulegał silnej subsydencji (tab. 2). W płytkich, wysychających zbiornikach morskich następowała akumulacja chemiczna, głównie soli kamiennych, w czterech kolejnych cyklach zalewów morskich. Utworów triasu nie stwierdzono w obrębie obszaru arkusza. W okresie jury dolnej, środkowej i górnej cały obszar znajdował się w zasięgu mórz o zmiennej głębokości, z okresowymi lub lokalnymi wynurzeniami dna, co ma wyraz w lukach stratygraficznych. W jurze dolnej dominują facje piaskowcowe, w środkowej ilaste, a w górnej węglanowe. Najgłębszy zbiornik morski istniał w górnej jurze, po czym uległ znacznemu spłyceniu pod koniec tego okresu. W dolnej kredzie następuje zmienna sedymentacja klastycznych osadów morskich i lagunowo-morskich. W górnym albie zbiornik morski pogłębia się i pojawiają się osady węglanowe, charakterystyczne również dla kredy górnej. Na przełomie mastrychtu i paleocenu nastąpiło regionalne dźwignięcie wału kujawskiego, a morze wycofało się kierunku północno-wschodnim. Na ten okres przypadał główny etap halokinezy, a ostateczne przemieszczenia mas solnych ku górze sięgały nawet 7000 m (Marek, 1971; Marek, Raczyńska, 1974). Szczytowe partie przebijającego się w Łanietach wysadu ulegały silnemu ługowaniu, w efekcie powstawała czapa wysadu solnego.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro			
d	H o l o c e n			<p>Torfy — Q_h^t</p> <p>Gytie — Q_h^{gy}</p> <p>Namuły torfiaste i gytie den dolinnych i zagłębień bezoodpływowych — Q_h^{nr}</p> <p>Piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezoodpływowych — Q_h^{ph}</p> <p>Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0,5–1,0 m n.p. rzeki — Q_h^{fp}</p> <p>Piaski, mułki i ily (mady) oraz piaski, rzeczne — Q_h^{fma}</p>	<p>Akumulacja bagienna</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin i w zagłębieniach</p> <p>Akumulacja mineralna i organiczna w dnach dolin i w zagłębieniach</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna</p>
		ę	z	<p>Piaski i piaski pyłowate deluwialne — Q_p^d</p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — $Q_p^{e(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — Q_p^e</p> <p>Piaski i żwiry z pojedynczymi głazami stożków napływowych — $Q_p^{(s)}$</p> <p>Piaski i piaski ilaste zwietrzelinowe (eluwialne) — Q_p^z</p> <p>Piaski i żwiry, miejscami pyłowate, rezydualne — Q_p^r</p>	<p>Rozmywanie na stokach i akumulacja w obniżeniach</p> <p>Akumulacja eoliczna, formowanie wyd. Transport eoliczny z kierunków północnych, a następnie zachodnich</p> <p>Akumulacja eoliczna</p> <p>Okresowa akumulacja w formie stożków podnóża stożków</p> <p>Wietrzenie mechaniczne i odprowadzanie w głąb wodorotlenków Al i Fe</p> <p>Denudacja</p>
o	t	P i e t r o c e n	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	<p>Piaski z wkładkami mułków rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki — $Q_{p^4}^{fB^3(l)}$</p> <p>Piaski, mułki i ily jeziorne — $Q_{p^4}^{liB^3}$</p> <p>Piaski peryglacialne — $Q_{p^4}^{pgB^3}$</p> <p>Piaski pyłowate rzeczno-lodowcowe — $Q_{p^4}^{f-gB^3}$</p> <p>Piaski z domieszką żwirów rzeczno-lodowcowe — $Q_{p^4}^{f-gB^3}$</p> <p>Piaski z wkładkami mułków wytopiskowe — $Q_{p^4}^{bB^3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $Q_{p^4}^{fgB^3}$</p> <p>Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne i górne nierozdzielone) — $Q_{p^4}^{fgB^3}$</p> <p>Piaski z wkładkami mułków kemów — $Q_{p^4}^{(k)B^3}$</p> <p>Piaski ze żwirami kemów (?) — $Q_{p^4}^{(k)B^3}$</p> <p>Piaski ze żwirami i wkładkami glin zwałowych moren martwego lodu — $Q_{p^4}^{(gm)B^3}$</p> <p>Piaski ze żwirami ozów — $Q_{p^4}^{(o)B^3}$</p> <p>Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (sandrowe) — $Q_{p^4}^{fgB^3}$</p>	<p>Erozja i akumulacja rzeczna</p> <p>Akumulacja jeziorzyskowa</p> <p>Wietrzenie, akumulacja eoliczna w warunkach peryglacialnych</p> <p>Akumulacja wód roztopowych i akumulacja jeziorzyskowa, częściowo na zagrzebanych bryłach martwego lodu</p> <p>Akumulacja wód rzecznych i roztopowych, częściowo na zagrzebanych bryłach martwego lodu</p> <p>Akumulacja jeziorzyskowa wśród brył martwego lodu i zagłębieniach po martwym lodzie</p> <p>Akumulacja wód roztopowych na i wśród brył martwego lodu</p> <p>Akumulacja jeziorzyskowa w przetainach i wśród brył martwego lodu</p> <p>Akumulacja wód roztopowych wśród brył martwego lodu</p> <p>Wytapianie osadów morenowych z brył martwego lodu oraz akumulacja grawitacyjna i przez wody roztopowe u podnóża i między bryłami lodu</p> <p>Akumulacja wód lodowcowych w szczelinach śród- i podlodowych</p> <p>Akumulacja wód lodowcowych uwalnianych ze szczelin śród- i podlodowych i akumulacja wód roztopowych przed czołem topniejącego łądolodu</p> <p>Erozja wód lodowcowych</p>
				z	g ó r n y

C		z		w		a		r		s		t		o		o		c		e		n		ę		d	
P		l		i		e		j		s		t		o		o		c		e		n		ę		d	
Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{B4}$	Akumulacja lodowcowa Transgresja łądolodu na północną i środkową część obszaru — egzaracja lodowcowa																							
		Stadiał górny	Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{ppzł} Q_p^{B3}$	Akumulacja wód lodowcowych przed czołem transgredującego łądolodu i w rynnach pod lodem Erozja wód lodowcowych, intensywna w rynnach subglacialnych																							
		Stadiał środkowy + górny	Iły i mułki zastoiskowe — $b_{im} Q_p^{B2+3}$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem transgredującego łądolodu stadiału górnego Akumulacja w peryglacialnych zbiornikach na przedpołu łądolodu stadiału środkowego																							
		Stadiał dolny + interstadiał	Mułki i iły jeziorne — $li_m Q_p^{B1+B1-2}$	Akumulacja jeziorna (kontynuacja interglacialnej akumulacji jeziornej)																							
	Interglacjał eemski		Gytie i mułki jeziorne — $li_{gym} Q_p^{3-4}$	Akumulacja jeziorna																							
			Żwirny głązy rezydualne — $r_{żgl} Q_p^{3-4}$	Denudacja																							
	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		Piaski, żwirny i głązy moren czołowych — $gc_{pż} Q_p^W$	Krótkotrwały postój czoła łądolodu, akumulacja grawitacyjna przez wody lodowcowe																						
				Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{ppz} Q_p^W$	Akumulacja wód lodowcowych przed czołem topniejącego łądolodu																						
				Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^W$	Akumulacja lodowcowa Transgresja łądolodu — egzaracja lodowcowa i głącitektoniczne prze-modelowanie podłoża																						
				Mułki i iły zastoiskowe — $li_{mi} Q_p^W$	Akumulacja w lokalnych zbiornikach zastoiskowych																						
			Piaski i żwirny wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_p^W$	Akumulacja wód lodowcowych Silna erozja wód lodowcowych																							
Zlodowacenie Odry		Stadiał górny	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{O3}$	Akumulacja lodowcowa Transgresja łądolodu — egzaracja lodowcowa i głącitektoniczne prze-modelowanie podłoża																							
		Stadiał górny	Piaski i żwirny wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_p^{O3}$	Akumulacja wód lodowcowych przed czołem transgredującego łądolodu																							
		Interstadiał	Żwirny pyłowate rezydualne — $r_{żpy} Q_p^{O1-3}$	Denudacja																							
		Stadiał dolny	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{O1}$	Akumulacja lodowcowa Transgresja łądolodu krótkotrwała lub na część obszaru																							
		Stadiał dolny	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^O$	Akumulacja lodowcowa																							
Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki		Piaski, żwirny i piaski pyłowate rzeczne, miejscami z detrytusem roślinnym — $f_{pż} Q_p^M$	Akumulacja rzeczna Intensywna erozja rzeczna																							
			Żwirny, głązy i piaski rzeczne i rezydualne — $f_{ż} Q_p^M$	Akumulacja rzeczna Intensywne rozmywanie, degradacja przez wody rzeczne																							
			Żwirny, miejscami pyłowate, rezydualne — $r_{ż} Q_p^M$	Denudacja																							

C	z w a r t o r z ę d	P	l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 1 + Sanu 2	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{S+G}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_p^{S+G}$	Akumulacja lodowcowa Transgresja lądolodu — egzaracja lodowcowa i glacitektoniczne prze-modelowanie podłoża Akumulacja przez wody lodowcowe Erozja wód lodowcowych								
					Interglacjał małopolski (?)	Żwiry i głązy rezydualne — $r_{żgł} Q_p^K$	Denudacja								
					Zlodowacenie Nidy (?)	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^N$	Akumulacja lodowcowa Transgresja lądolodu — egzaracja lodowcowa								
					Interglacjał augustowski	Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pż} Q_p^{1-2}$	Akumulacja rzeczna Intensywna erozja rzeczna i denudacja								
					Plejstocen dolny	Piaski i mułki piaszczyste rzeczne — $f_p Q_p^0$	Akumulacja rzeczna (deltowa), okresowo jeziorna Początek zmian klimatycznych epoki lodowcowej								
N	e o g e n				Piaski i mułki z węglem brunatnym oraz ily pstre, neogenu, jako kry w utworach plejstoceńskich — $Ng Q_p$	Egzaracja lodowcowa, tworzenie się kier lodowcowych, zaburzenia glacitektoniczne									
					Pliocen	Iły pstre, miejscami mułki i piaski — $ipe PI$	Akumulacja w jeziorzysku śródlądowym								
					Miocen	Piaski, mułki, ily, ily węgliste i węgiel brunatny — $pm M$	Akumulacja w zbiorniku śródlądowym								
					P	a	l	e	o	g	e	n	Oligocen	Piaski, ily, iłowce, ily węgliste, węgiel brunatny i piaski glaukonitowe — $pi OI$	Akumulacja w zbiorniku śródlądowym Akumulacja morska
													Paleocen	Iły węgliste i mułki — $iwg Pc$	Akumulacja w zbiorniku śródlądowym
K	r	e	d	a					Rumosze skalne w iłach lub piaskach glaukonitowych oraz brekceje skał czapy wysadu solnego i skał paleogenu — $ru Pg$	Wietrzenie, krasowienie, zapadanie pustek skalnych, wynoszenie produktów wietrzenia, intensywne w strefach aktywnych tektonicznie					
									Kreda + paleogen	Iły, gipsy i anhydryty (czapa wysadu solnego) — $i Cr_3 + Pg$	Ługowanie soli, akumulacja produktów ługowania				
J	u	r	a						Kreda górna	Wapienie margliste, wapienie i margle z krzemieniami — $wme Cr_3$	Akumulacja morska				
									Kreda dolna	İłowce, mułowce, piaskowce i piaski — $ic Cr_1$					
									Jura górna	Wapienie oraz wapienie organodetrytyczne i margliste — $w J_3$					
P	e	r	m	Jura środkowa	Piaskowce, iłowce i zlepieńce — $pc J_2$										
				Jura dolna											
Perm	górny		Cechsztyń	Sole kamienne — $Na PZ$	Akumulacja morska, chemiczna Subsydencja										

Wypiętrzanie wału kujawskiego towarzyszyło niszczenie wynoszonych do powierzchni skał w osiowej części struktury (antyklinorium). Najsilniejsze ścięcie nastąpiło w paleocenie. Z tego okresu

pochodzi większość rumoszy skalnych i brekcji nagromadzonych u podnóży stoków i w rowie tektonicznym Łanięt. Lokalnie w warunkach lądowych tworzyły się ropy i mułki węgliste.

W oligocenie nastąpiła krótkotrwała transgresja morska (piaski glaukonitowe), po czym w warunkach śródlądowych osadzały się ropy i piaski, a w okresach lądowych węgiel brunatny.

W neogenie cały obszar zajmował rozległy zbiornik śródlądowy. Miocen charakteryzują głównie facje piaszczyste, częściowo mułkowo-ilaste z wyraźną warstwą utworów węglistych i węgla brunatnego. W pliocenie dominują prawie wyłącznie facje ilaste. Podatne na odkształcenia utwory neogenu ulegały deformacjom w wyniku procesów tektonicznych, ruchu mas solnych i glacitektonicznych.

W plejstocenie dolnym (preglacjale) akumulowane były na utworach pliocenu piaski i mułki. Są to prawdopodobnie osady deltowe składane w płytkim jeziorzysku.

W interglacjale augustowskim nastąpiła silna erozja rzeczna rozwinięta wzdłuż stref aktywnych tektonicznie. Doliny wypełniane były osadami rzecznyymi jednego cyklu. Poza dolinami zapewne zachodziła intensywna denudacja.

W okresie zlodowaceń południowopolskich lądolód dwukrotnie pokrył obszar arkusza. Lądolody zlodowaceń południowopolskich w największym stopniu przyczyniły się do glacitektonicznego prze-modelowania podłoża. Z tego okresu pochodzą depresje glacitektoniczne Sierakowa, Leśniewic, Solca i Działkówka. Wkraczanie lądolodów rozdzielał okres intensywnej degradacji osadów zlodowacenia Nidy. Wody rzeczne z tego okresu, a następnie wody lodowcowe z transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2 odpreparowały obniżenia dolinne z interglacjału podlaskiego, stwarzając predyspozycje do lokalizacji następnych cykli erozyjno-akumulacyjnych w późniejszych okresach.

Interglacjał mazowiecki cechowała intensywna i długotrwała erozja rzeczna oraz denudacja, która doprowadziła do znacznego zniszczenia starszych osadów lodowcowych, sięgając miejscami powierzchni utworów pliocenu. Powszechne są osady rezydualne i rzeczno-rezydualne poprzedzające akumulację rzeczna obejmującą doliny i obniżenia. Jest to okres ożywionej działalności tektonicznej fazy mazowieckiej (Baraniecka, 1981). Ruchy tektoniczne doprowadziły do powstania doliny pra-Skrwy.

Nad wysadem solnym, w interglacjale mazowieckim i w początkowym okresie zlodowaceń środkowopolskich, nasiliły się deformacje osadów paleogenu i neogenu, zlodowaceń południowopolskich, interglacjału mazowieckiego, a po części również osadów zlodowaceń środkowopolskich. Przyczyną zaburzeń były ruchy tektoniczne, labilność soli, zapadanie pustek w czapie wysadu. Deformacje te przypisane są mazowieckiej fazie tektonicznej, a do ich powstania prowadziły także naciski lądolodów.

Lądolody zlodowaceń środkowopolskich wkraczały co najmniej trzykrotnie na obszar arkusz A i przemodelowały glacitektonicznie swoje podłoża.

Z transgresją lądolodów zlodowacenia Odry związana jest akumulacja mięjszych serii osadów w rozległych, peryglacjalnych zbiornikach i osadów wodnolodowcowych. Zapisem nasunięcia ląd-

lodów zlodowacenia Odry jest najczęściej jeden pokład glin zwałowych, a tylko w rejonie Łaniet występują dwa poziomy glin — stadiału dolnego i górnego — rozdzielone osadami rezydualnymi i wodnolodowcowymi.

Łądolód zlodowacenia Warty wkraczał na obszar o ukształtowanych rysach rzeźby. Jego nasunięcie zostało poprzedzone silną erozją wód lodowcowych (co spowodowało zniszczenie glin zwałowych zlodowacenia Odry na znacznym obszarze) i akumulacją piaszczysto-żwirową o dużej miąższości. Odpreparowane zostały wcześniejsze obniżenia dolinne. W lokalnych zastoiskach złożone zostały osady ilasto-mułkowe. Łądolód zanikał etapami znacząc swój dłuższy postój powstaniem moren czołowych w rejonie Sierakowa. Utworzona została wysoczyzna polodowcowa, która zajmuje południową część obszaru arkusza.

W interglacjale eemskim rozwinęła się erozja, której śladem są żwiry i gliny rezydualne (bruk) na glinach zwałowych zlodowaceń środkowopolskich oraz akumulacja jeziorna.

Analiza palinologiczna osadów jeziornych z Łaniet pozwoliła na odtworzenie kolejnych faz rozwoju roślinności w interglacjale eemskim i w najstarszej części zlodowacenia Wisły (Balwierz, 1999). Zarejestrowany obraz roślinności rozpoczyna faza borealnych lasów brzożowo-sosnowych. Po niej następuje faza lasów dębowych z wiązem, jesionem, lipą i leszczyną. Optimum klimatyczne wyrażone jest w panowaniu lasów liściastych z dominacją leszczyny nad dębem, wiązem i lipą. Następnie w składzie lasów liściastych dominuje grab przy dużym udziale lipy. Ochładzanie klimatu zaznacza się wkroczeniem lasów iglastych, początkowo świerkowo-jodłowych, a następnie sosnowych, które kończą historię rozwoju roślinności interglacjału eemskiego. Kolejna faza charakteryzuje roślinność klimatu subarktycznego związanego już ze stadiąłem dolnym zlodowacenia Wisły. W tym czasie rozwija się tundra parkowa z brzożą karłowatą. Duże znaczenie mają rośliny zielne charakterystyczne dla chłodnych i otwartych siedlisk. W interstadiale Brörup następuje ocieplenie klimatu, co wyraża się powrotem zwartego lasu, początkowo brzożowego, a następnie sosnowego.

Okres poprzedzający wkroczenie ostatniego na tym terenie łądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły charakteryzował się rozwojem zastoisk wypełniających obniżenie Kotliny Płockiej i doliny Skrwy. Wiek zastoisk nie jest ściśle sprecyzowany. Osady zastoiskowe są młodsze od utworów jeziornych w Łanietach i Kaliskiej (Baraniecka, 1980; Domośławska-Baraniecka, 1965; Janczyk-Kopikowa, 1965), a starsze od glin zwałowych i dolnych osadów wodnolodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Łądolód górnego stadiału zlodowacenia Wisły początkowo wypełnił obniżenie Kotliny Płockiej, a następnie wkroczył na obszar wysoczyznowy docierając w swym maksymalnym zasięgu do linii Antoniewo–Sokołów–Żabieniec–Leśniewice. Pokrywa lodowa była cienka, a na zasięg łądolodu duży wpływ miało ukształtowanie bezpośredniego przedpola. W miarę transgresji łądolodu akumulacji

wane były osady wodnolodowcowe, uformowały się rynny subglacjalne, w których zachodziła intensywna erozja, a następnie akumulacja. W rynnach gostynińskiej w warunkach subglacjalnych, a w końcowym etapie również w otwartych szczelinach lodowych, powstawały piaszczysto-żwirowe osady ozów. Na przedpolu lądolodu uformował się rozległy sandr. U wylotu rynien lokalnie dochodziło do zapadania stropu pokrywy lodowej i akumulacji osadów wodnolodowcowych na bryłach martwego lodu. W miarę postępującej deglacjacji proksymalne części sandrów zostały porozcinane dolinami wód roztopowych, których odpływ skierowany był generalnie w kierunku południowym. Powstawaniu młodej wysoczyzny towarzyszyło rozmywanie osadów lodowcowych przez wody roztopowe i powstawanie sandrów wewnętrznych. W końcowych etapach topnienia lądolodu ostatniego zlodowacenia powstały moreny martwego lodu, kemy, a obok zagłębienia i niecki wytopiskowe lub równiny piasków wytopiskowych. Wody roztopowe zaczęły płynąć do uwalnianego od lodu obniżenia Kotliny Płockiej.

W młodszych fazach stadiału górnego zlodowacenia Wisły powstaje erozyjny taras rzeczno-lodowcowy, a następnie niższe akumulacyjne tarasy pradolinne. Z początkowymi fazami przepływów pradolinnych związane jest utworzenie krawędzi wysoczyzny. Zanik przepływu wód w poziomie najniższego tarasu pradolinnego spowodował powstanie równiny jeziornej w obniżeniu rakutowskim. Jednocześnie organizuje się sieć odpływu rzecznej, formują się tarasy nadzalewowe Skrwy i Osetnicy.

U schyłku zlodowacenia Wisły doszło do degradacji powierzchni wysoczyzn, wcześniej już rozpoczętej na obszarach poza zasięgiem lądolodu ostatniego zlodowacenia. Tworzą się pokrywy periglacialno-eoliczne, rezydualne, stożki napływowe i osady stokowe. Na obszarze pradoliny Wisły formują się wydmy i pokrywy eoliczne. Wytapiają się bryły martwego lodu konserwujące rynny.

W holocenie zmiana procesów geologicznych wynika z pokrycia obszaru przez roślinność ograniczającą denudację na wysoczyznach i procesy eoliczne w pradolinie. W dolinach powstają mady rzeczne, u podnóży stoków gromadzą się deluwia, a w obniżeniach różnej genezy akumulowane są piaski, namuły, gytie i torfy. Coraz większe znaczenie jako czynnika morfotwórczego ma działalność człowieka.

IV. PODSUMOWANIE

W powierzchni podłoża utworów czwartorzędu wyróżniono kilka form wklęsłych o różnej genezie. Są to obniżenia dolinne, depresje glacitektoniczne i niecka zapadliskowa nad wysadem solnym. Powstanie obniżeń, jak i charakter wykształcenia osadów czwartorzędowych, w znacznym stopniu uzależnione były od czynników tektonicznych (dynamiki podłoża), w tym również od labilności soli wysadu.

W obrębie utworów czwartorzędowych wyróżniono sześć poziomów glin zwałowych. Dwa najstarsze powiązane ze zlodowaczeniami południowopolskimi, trzy następne ze zlodowaczeniami środkowopolskimi. Najmłodszy poziom glin zwałowych związany jest z maksymalnym zasięgiem zlodowaceń północnopolskich.

Z okresów interglacjalnych rozpoznano osady rzeczne interglacjału agustowskiego i mazowieckiego oraz osady jeziorne interglacjału eemskiego.

W Łaniętach znaleziono i udokumentowano palinologicznie nowe stanowisko osadów interglacjału eemskiego i interstadiału Brörup. Stanowisko to znajduje się tuż na przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły.

Wyznaczono granicę maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły w strefie, gdzie brak jest form czołowomorenowych. Granicę tę wyznaczają zakończenia rynien subglacjalnych, początki sandrów zewnętrznych, zmiana morfologii powierzchni wysoczyzn, a przede wszystkim rozprze-strzenie glin zwałowych ostatniego zlodowacenia.

Jako dyskusyjny i wymagający dalszych badań pozostaje problem wieku i zasięgu zastoisk poprzedzających transgresję ostatniego lądolodu. Przypuszczalnie część zastoisk jest starsza, związana ze stadiąłem środkowym zlodowacenia Wisły.

Uściślenia wymaga także przebieg kopalnych dolin rzecznych z interglacjału augustowskiego i mazowieckiego.

Opracowano
w Katedrze Badań Czwartorzędu
Wydziału Nauk Geograficznych
Uniwersytetu Łódzkiego

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego
w Warszawie

Łódź, 2001 r.

LITERATURA

- B a l w i e r z Z . , 1999 — Wyniki analizy pyłkowej osadu ze stanowiska Łanięta. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- B a r a n i e c k a M . D . , 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288.
- B a r a n i e c k a M . D . , 1979 — Osady plioceńskie Mazowsza jako podłoże czwartorzędu. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 23.
- B a r a n i e c k a M . D . , 1980 — Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **322**.
- B a r a n i e c k a M . D . , 1981 — Faza małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. Materiały III Krajowego Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Ossolineum, Wrocław.
- B a r a n i e c k a M . D . , 1989 — Zasięg lądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach. *Geol. Morza*, 4.
- B a r a n i e c k a M . D . , 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski (480). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Baraniecka M. D., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski (480). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., Makowska A., Mojski J. E., Nowak J., Sarnacka Z., Skompski S., 1978 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Biul. Inst. Geol.*, 306.
- Baraniecka M. D., Skompski S., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Płock, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., Skompski S., 1979 — Objąsnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Płock. Inst. Geol., Warszawa.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1958 — Stratygrafia tarasów Wisły pomiędzy Gostyninem a Włocławkiem w świetle badań palinologicznych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1961 — Badania palinologiczne torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem. *Biul. Inst. Geol.*, 169.
- Ciuk E., 1954 — Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego w okolicy Gostynina. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Ciuk E., 1969 — Sprawozdanie z poszukiwań złóż węgla brunatnych w rejonie Gostynina i Łowicza. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **11**, 4.
- Ciuk E., 1987 — Węgiel brunatny. W: Budowa geologiczna Polski 6. Złoża surowców mineralnych. Inst. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1993 — O węglach brunatnych na wysadzie solnym w Łanietach w województwie płockim i o ich właściwościach chemiczno-technologicznych. W: *Mat. XVI symp. „Geologia formacji węglonośnych Polski”*. Wyd. AGH, Kraków.
- Dadlez R., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3.
- Dadlez R., Marek S., 1983 — Kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej/płockiej i jej podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Dębski J., 1963 — Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Łanietą. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Doktór S., Graniczny M., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej 1:200 000 dla ark. Gostynin. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1956 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Krośniewice (516). Inst. Geol., Warszawa.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1959 — Z zagadnień czwartorzędu okolic Łęczycy i Kłodawy. *Prz. Geol.*, **7**, 12.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1965 — Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1968 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Krośniewice (516). Inst. Geol., Warszawa.

- Domosławska-Baraniecka M. D., Mojski J. E., 1960 — Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. *Prz. Geol.*, **8**, 4.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1968 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Krośniewice. Inst. Geol. Warszawa.
- Galon R., 1957 — Zagądnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos*. Ser B, **3**, 3.
- Galon R., 1967 — Czwartorzęd Polski Północnej. W: Czwartorzęd Polski (Galon R., Dylík J., red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna Z., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski (Galon R., Dylík J., red.). Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Grabowska I., 1964 — Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Łąnięta-4. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Grabowska I., 1965a — Orzeczenie dotyczące wyników analiz palinologicznych z otworu wiertniczego Kłotno. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Grabowska I., 1965b — O środkowooligocęmskim wieku ilów toruńskich na podstawie analizy sporoowo-pyłkowej. *Kwart. Geol.*, **9**, 4.
- Gronkowska-Krystek B., Lisicki S., 1997 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gostynin (481). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1965 — Flora interglacjału eemskiego w Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187.
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U., 1975 — Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia. *Czas. Geogr.*, **46**, 1.
- Kusiak J., 1997 — Wyniki oznaczeń wieku osadów metodą termoluminescencyjną TL dla ark. Gostynin. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lencewicz S., 1928 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **2**, 2.
- Lencewicz S., 1929 — Jeziora Gostyńskie. *Prz. Geogr.*, 9.
- Lencewicz S., 1936 — Mapa geologiczna Kotliny Płockiej 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Płock, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., Pożaryski W., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Płock, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., 1959 — Utwory trzeciorzędu Kujaw wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 130.
- Łyczewska J., 1960 — Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150.
- Łyczewska J., 1964 — Deformacje neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 1–2.
- Makowska A., 1964 — Neue Spezies der pleistozänen Paludinen und ihre Verbreitung im Gebiet Mittelpolens. Report of the VIth International Congress on Quaternary, Warsaw, 1961.
- Makowska A., Skompski S., 1962 — Główne problemy stratygrafii na pograniczu Kotliny Płockiej i Warszawskiej. *Kwart. Geol.*, **6**, 4.
- Marciniak W., 1983 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla zaopatrzenia w wodę rejonu wsi: Dąbrowice, Nowe Ostrowy, Łąnięta. „Bipromel”, Warszawa.

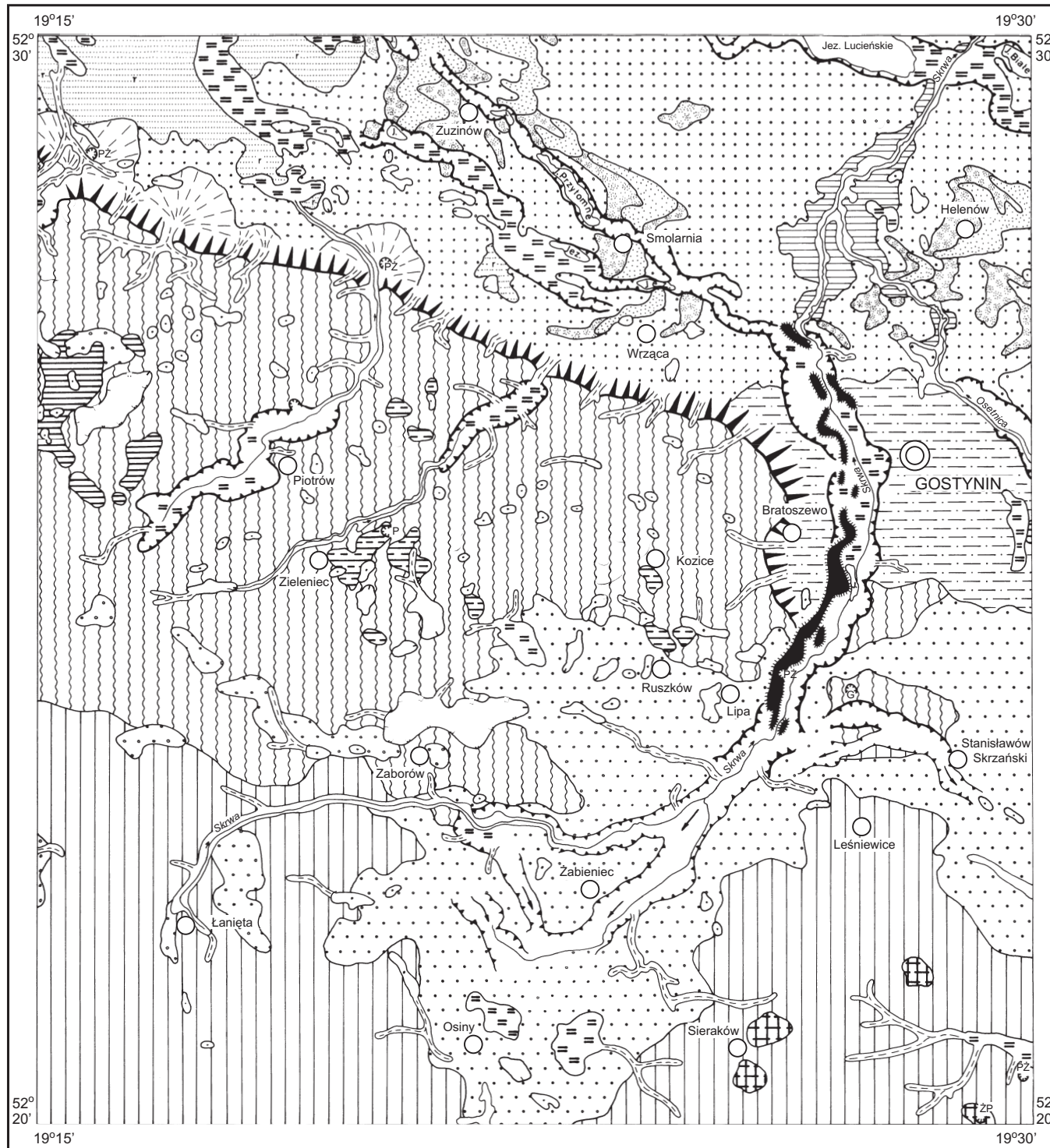
- Marek S., 1963 — Mapa geologiczna parantyklinorium kujawskiego (część północno-zachodnia) bez osadów czwartorzędowych i trzeciorzędu, z podaniem ważniejszych profilów otworów wiertniczych, które osiągnęły podłoże trzeciorzędu. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Marek S., 1968 — Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeźnej. *Kwart. Geol., 12, 2.*
- Marek S., 1969 — Zarys stratygrafii kredy dolnej Kujaw. *Kwart. Geol., 14, 1.*
- Marek S., 1971 — Ropo- i gazonośność wału kujawskiego i obszarów przyległych na tle budowy geologicznej. Budowa geologiczna, 1. *Pr. Geostr. Inst. Geol., Warszawa.*
- Marek S., Raczyńska A., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski środkowej. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Marek S., Znosko J., 1972 — Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol., 16, 1.*
- Mojski J. E., 1961 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Włocławek (442). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., 1966 — Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. *Kwart. Geol., 4, 4.*
- Mojski J. E., 1969 — Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Nizżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich. *Biul. Int. Geol., 220.*
- Mojski J. E., 1970 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Włocławek (442). Inst. Geol., Warszawa.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., 1972 — Orzeczenie mikropaleontologiczne 4 prób z wiercenia Łanięta-4. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Orska J., Werner Z., 1987 — Sole kamienne i potasowe. W: Budowa geologiczna Polski. 6. Złoża surowców mineralnych. Inst. Geol., Warszawa.
- Parecka K., 1980 — Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Łanięta w kat. C₁. KG Północ ZPiDG, Warszawa.
- Pazdur M., Stankowski W., Tobolski K., 1980 — Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina. *Badania Fizjogr. nad Pol. Zach., 33.*
- Pazdur M., Walanus A., 1979 — The Konin Maliniec Site: age assessment by radiocarbon method. *Symp. on Vist. Strat. Pol. Acad. of Sc. Com. of Quat. Res., Warszawa.*
- Pietrenko W., 1961 — Kształtowanie się wału kujawsko-pomorskiego. *Biul. Inst. Geol., 172.*
- Pilaciński T., Rogala S., 1983 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla zaopatrzenia w wodę rejonu gmin: Gostynin, Rataje, Duninów. „Bipromel”, Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Nizżu Polskim. *Prz. Geol., 11.*
- Pożaryski W., 1952 — Podłoże mezozoiczne Kujaw. *Biul. Państw. Inst. Geol., 55.*
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Nizżu Polskiego. *Kwart. Geol., 8, 1.*
- Pożaryski W., 1974 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Inst. Geol., Warszawa.
- Roman M., 1999 — Buried periglacial structures near Gostynin and their palaeogeographical significance. *Symp. „Periglacial Environments: Past, Present and Future”. Łódź, 27–30 Sept. 1999.*
- Roman M., Turkowska K., 1998 — Wczesnowistuliańskie osady zastoiskowe w rejonie Gostynina. W: *Przew. V Konf.: Stratygrafia Plejstocenu Polski. Iznota, 1998.*

- R o s z k o L . , 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- S k o m p s k i S . , 1960 — Szkic podłoża czwartorzędu na ark. Gostynin 39–29. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- S k o m p s k i S . , 1961 — Sytuacja geologiczna niektórych torfowisk na lewym brzegu Wisły między Gąbinem, Gostyninem i Włocławkiem. *Biul. Inst. Geol.*, 169.
- S k o m p s k i S . , 1963 — Ozy Kotliny Płockiej. *Prz. Geogr.*, 35, 3.
- S k o m p s k i S . , 1972 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń (443). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- S k o m p s k i S . , 1969 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- S k o m p s k i S . , 1970 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gąbin (482). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- S k o m p s k i S . , 1971 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń (443). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- S k o m p s k i S . , K a w e c k a A . , 1962 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąbin (482). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- S k o m p s k i S . , S ł o w a ń s k i W . , 1963 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Płock (444). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- S k o m p s k i S . , S ł o w a ń s k i W . , 1970 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock (444). *Inst. Geol.*, Warszawa.
- S ł o w a ń s k i W . , S k o m p s k i S . , 1965 — Sandry i tarasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły w okolcach Płocka. *Biul. Inst. Geol.*, 187.
- S t a n k o w s k a A . , S t a n k o w s k i W . , 1987 — ^{14}C and TL datings of neopleistocene sites in the Konin region. *Zesz. Nauk. PŚ. Ser. Mat.-fiz.*, 56, *Geochronometria*, 4.
- S z a ł a m a c h a G . , 1996a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kutno (517). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- S z a ł a m a c h a G . , 1996b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żychlin (518). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- S z a ł a m a c h a G . , 1996c — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kutno (517). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- S z a ł a m a c h a G . , 1996d — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żychlin (518). *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- T r z e c i a k P . , 1998 — Wyniki analiz radiowęglowych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gostynin (481). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- U r b a n i a k U . , 1967 — Wydmy Kotliny Płockiej. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 61.
- W a d a s S . , 1962 — Oz gostyniński. *Acta Geogr. Uniw. Lodziensis*, 14.
- W e r n e r Z . , 1961 — Wysad solny Łaniet na północny zachód od Kutna. *Prz. Geol.*, 9, 11.
- W i n t e r H . , 1997 — Oznaczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej trzech próbek z wiercenia Baby Dolne. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Gostynin (481)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Ozy
- Kemy
- Tarasy pradolinne (akumulacyjne) w ogólności
- Tarasy pradolinne (erozyjne)
- Rynny subglacjalne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne (nadzalewowe) w dolinach rzecznych
- Dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Wzgórza morenowe przekształcone
- Stożki napływowe
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Żwirownie-piaskownie (ŻP), piaskownie-żwirownie (PZ), piaskownie (P), glinianki (G)

Opracowała: M. ROMAN

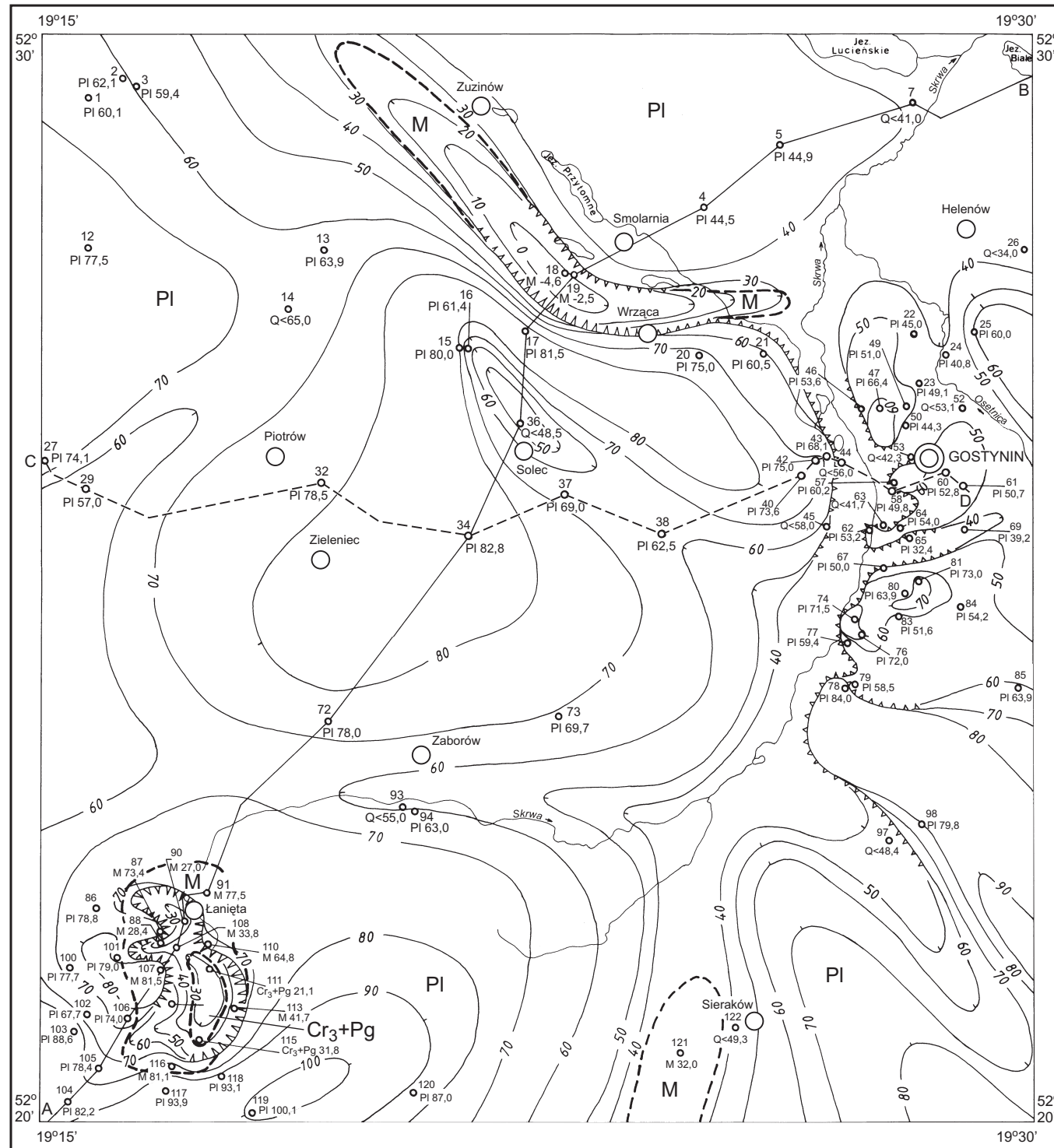
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Gostynin (481)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

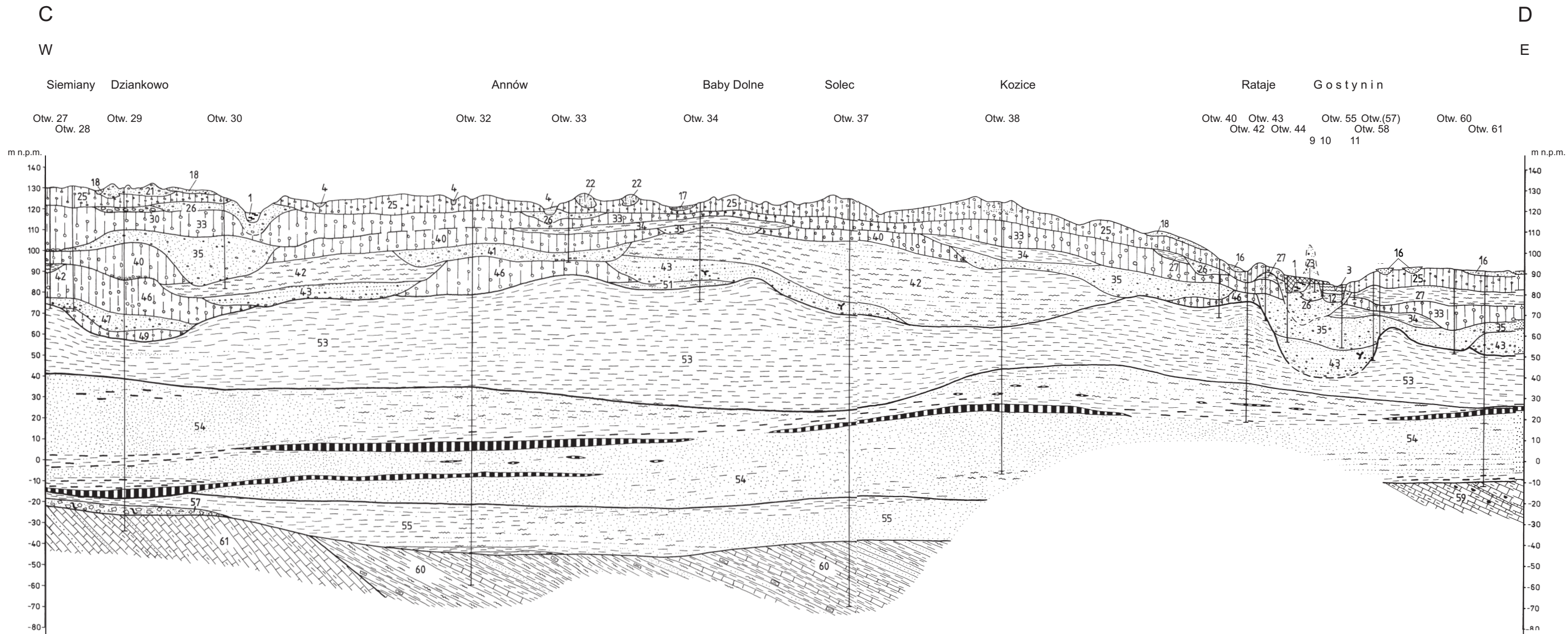
- | | | | |
|--------|----------------|----------------------|--|
| NEOGEN | PLIOCEN | PI | Iły pstre, miejscami mułki i piaski |
| | | M | Piaski, mułki, iły, iły węgliste i węgiel brunatny |
| | KREDA+PALEOGEN | KREDA GÓRNA+PALEOGEN | Cr ₃ +Pg |
-
- Granice geologiczne
 - Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
 - Krawędzie w podłożu czwartorzędu
 - Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M — miocen, PI — pliocen, Cr₃+Pg — kreda górna+paleogen; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
 - Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
 - Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracowała: M. ROMAN



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala pozioma 1:50 000



OBJAŚNIENIA

1 — t _{Qh}	22 — $\text{gm} \text{pż} \text{Q}_{p^4} \text{B}^3$	35 — $\text{fg} \text{pż} \text{Q}_{p^3} \text{W}$	53 — <i>ipe</i> PI
3 — nt _{Qh}	23 — $\text{pż} \text{Q}_{p^4} \text{B}^3$	40 — $\text{gzw} \text{Q}_{p^3} \text{O}$	54 — pmM
4 — ph _{Qh}	25 — $\text{gzw} \text{Q}_{p^4} \text{B}^3$	42 — $\text{mi} \text{Q}_{p^3} \text{O}$	55 — piOI
12 — $\text{f} \text{p}_{p^4} \text{B}^3 \text{①}$	26 — $\text{fg} \text{ppż} \text{Q}_{p^4} \text{B}^3$	43 — $\text{f} \text{pż} \text{Q}_{p^{2-3}} \text{M}$	57 — ruPg
16 — $\text{g} \text{p}_{p^4} \text{B}^3$	27 — $\text{b} \text{im} \text{Q}_{p^4} \text{B}^{2+3}$	46 — $\text{gzw} \text{Q}_{p^2} \text{S}$	59 — wmeCr ₃
17 — $\text{b} \text{p}_{p^4} \text{B}^3$	30 — $\text{żgt} \text{Q}_{p^{3-4}} \text{r}$	47 — $\text{fg} \text{pż} \text{Q}_{p^2} \text{S}^+\text{G}$	60 — icCr ₁
18 — $\text{fg} \text{ppż} \text{Q}_{p^4} \text{B}^3$	33 — $\text{gzw} \text{Q}_{p^3} \text{W}$	49 — $\text{gzw} \text{Q}_{p^2} \text{N}$	61 — wJ ₃
21 — $\text{k} \text{pż} \text{Q}_{p^4} \text{B}^3$	34 — $\text{b} \text{mi} \text{Q}_{p^3} \text{W}$	51 — $\text{f} \text{p} \text{Q}_{p^0}$	

	Rumosze skalne i brekcje		Mułowce		Margle; margle z krzemieniami
	Głazy		Iły		Torfy
	Żwiry		Iłowce; iłowce margliste		Iły węgliste
	Piaski; piaski glaukonitowe		Gliny zwałowe		Węgiel brunatny
	Piaskowce		Wapienie; wapienie margliste		Namuły
	Mułki		Wapienie organodetryczne; wapienie z krzemieniami		

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