



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**

**ANDRZEJ WĄGROWSKI**

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER

Koordynator regionu Wielkopolski północnej — B. PRZYBYLSKI

**OBJAŚNIENIA**  
**DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**  
**POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Tuczno (272)**  
(z 1 fig., 2 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2005

Autor: Andrzej WĄGROWSKI  
Przedsiębiorstwo Geologiczne w Kielcach  
ul. Żołnierzy Radzieckich 21, 25-214, Kielce

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK  
Państwowy Instytut Geologiczny  
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Akceptował do udostępniania  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego  
prof. dr hab. Leszek MARKS

ISBN 83-7372-770-1

© Copyright by Ministerstwo Środowiska  
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2005

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	7
III. Budowa geologiczna . . . . .	9
A. Stratygrafia . . . . .	9
1. Neogen . . . . .	9
a. Miocen . . . . .	9
Miocen środkowy . . . . .	9
2. Czwartorzęd . . . . .	11
a. Plejstocen . . . . .	11
Zlodowacenia południowopolskie . . . . .	11
Interglacjał wielki . . . . .	11
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	12
Zlodowacenie Odry . . . . .	12
Interglacjał lubawski . . . . .	13
Zlodowacenie Warty . . . . .	14
Interglacjał eemski . . . . .	16
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	16
Zlodowacenie Wisły . . . . .	16
Stadiał górny . . . . .	16
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	19
c. Holocen . . . . .	20
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	21
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	22

IV. Podsumowanie . . . . .	26
Literatura . . . . .	27

**SPIS TABLIC**

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

## I. WSTĘP

Obszar arkusza Tuczno (272) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 znajduje się na Niziu Środkowopolskim na pograniczu Równiny Drawskiej i Pojezierza Wałeckiego, będących częściami Pojezierza Południowopomorskiego. Powierzchnia omawianego terenu wynosi 309 km<sup>2</sup>. Jego granice wyznaczają współrzędne geograficzne: 16°00'–16°15' długości geograficznej wschodniej i 53°10'–53°20' szerokości geograficznej północnej. Położony jest on w województwie zachodniopomorskim na terenie powiatów: Wałcz (gminy Tuczno i Mirosławiec), Drawsko Pomorskie (gmina Kalisz Pomorski) oraz Choszczno (gmina Drawno). Przez obszar arkusza przebiega droga wojewódzka numer 177.

Użytki rolne obejmują około 52% powierzchni terenu i występują głównie w centralnej części badanego obszaru na glinach zwałowych wysoczyzny polodowcowej. Lasy i jeziora, stanowiące 48% powierzchni, występują na obszarach sandrowych głównie w zachodniej, południowej i północnej części omawianego terenu (powierzchnia lasów szybko wzrasta w wyniku prowadzonej na szeroką skalę akcji zalesiania terenów porolnych).

Głównym ośrodkiem administracyjno-handlowym jest Tuczno, osada o wielowiekowej historii, obecnie siedziba gminy.

Prace kartograficzne przeprowadzono w oparciu o projekt badań geologicznych zatwierdzony decyzją Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa KOK/7/98 z dnia 13.03.1998 r. Podczas badań terenowych wykonano: ciągi marszrutowe w ilości dostosowanej do złożoności budowy geologicznej, 937 sond ręcznych o łącznym metrażu 1605 m (projektowano 1605 m) i średniej głębokości 2 m, 146 sond mechanicznych wykonanych wiertnicą WH o głębokości 4–10 m i łącznym metrażu 800 m (projektowano 800 m).

Na linii przekroju AB wykonano 3 otwory badawcze do podłoża utworów czwartorzędowych (do neogenu) łącznie — 328 m (projektowano 335 m): otwór Tuczno 1 (otw. 18) o głębokości 104 m, otwór Tuczno 2 (otw. 24) — 84 m i otwór Tuczno 3 (otw. 42) — 140 m.

Badania geofizyczne elektrooporowe przeprowadzone zostały przez zespół geofizyczny Przedsiębiorstwa Geologicznego w Kielcach. Sondowania wykonano wzdłuż dwóch linii pomiarowych, jedna z nich zlokalizowana została na linii przekroju A–B. Łącznie wykonano 115 sondowań elektrooporowych (EO) (projektowano 115) układem symetrycznym Schlumbergera o rozstawach  $AB_{max}$  od 540 do 1000 m. Na podstawie przeprowadzonych badań (Pawłowska, 2002) określono morfologię stropu osadów neogenu na linii przekrojów geofizycznych.

Z rdzeni otworów badawczych zostały pobrane próbki do badań: litologiczno-petrograficznych (130) i palinologicznych (18).

Ich wyniki zostały przedstawione w opracowaniach Bugajskiej (2002) i Słodkowskiej (2002).

Badania geologiczne Pomorza Zachodniego na większą skalę rozpoczęto dopiero po 1945 r. Z okresu do 1939 r. należy wymienić pracę Jentzscha (1927) dotyczącą trzeciorzędowej formacji burówkowej.

Po 1945 r. na Pomorzu Zachodnim, głównie poza terenem arkusza, prace dotyczące stratygrafii i litologii utworów permu — cechsztynu prowadzili: Pawłowska (1968), Wagner (1987); triasu: Frańczyk (1987), Gajewska (1978, 1987), Szyperko-Teller (1987), Orłowska-Zwolińska (1987); jury: Dajczak-Calikowska (1987), Frańczyk (1987), Brochwicz-Lewiński (1987), Dadlez (1987, 1998), Dayczak-Calikowska, Kopik (1973), Dąbrowska (1970); kredy: Jaskowiak-Schoeneichowa (1972, 1979, 1987), Raczyńska (1987b, c), Marek, Raczyńska (1973), Cieśliński, Jaskowiak (1973); trzeciorzędu: Ciuk (1970a, b, 1971, 1972), Jentzsch (1927), Piwocki (1991), Listkowska i in. (1977) oraz Łyczewska (1958) i Nosek (1978).

Zagadnieniami tektoniki zajmowali się: Ciuk (1955), Dadlez (1987, 1998), Pożaryski (1964, 1987), Raczyńska (1987) i Schoeneich (1962).

Geologię i geomorfologię osadów czwartorzędowych opisują: Czernicka-Chodkowska (1991), Damicz (1995), Dobrzański i in. (1991), Dobracka, Piotrowski (2002), Dobracki i in. (2002), Dobrzyński, Racinowski (1994), Dyjor (1991), Galon (1947, 1952, 1956, 1957a, b, 1967, 1970, 1972a, b, 1975, 1977, 1987), Gogołek (1991a i b), Karczewski (1989), Kłysz (1990), Kopczyńska-Żandarska (1970), Kozarski (1991, 1992), Kozłowska (1982), Krupiński (1991), Listkowska, Maksiak (1977a, b), Listkowska i in. (1977), Nosek (1978), Liszkowski (1993), Majdanowski (1947), Maksiak, Mróz (1978), Migoń (1992), Mojski (1994), Niewiarowski (1994), Stoiński (2000), A. Stoiński i in. (2002), Studencki (1994a, b, 1997a, b), Sylwestrzak (1978), Wągrowski (1999), Janczyk-Kopikowa (1999), Kozłowski, Nosek (1975), Słodkowska (1999) oraz Winter (1999).

Podsumowania badań plejstocenu Pomorza Środkowego dokonano podczas 9. Konferencji „Stratygrafia plejstocenu Polski” która odbyła się w 2002 r. w Bornym Sulimowie, a ich wyniki przedstawiono w materiałach konferencyjnych (Dobracki i in., 2002).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Równina Drawska obejmuje szeroki pas piasków wodnolodowcowych r ó w n i n y s a n d r o - w e j ( p o z i o m s a n d r o w y II) młodszej o powierzchni 1155 km<sup>2</sup>, ciągnących się wzdłuż rzeki Drawy, od linii moren czołowych fazy pomorskiej na północy do doliny Noteci na południu. Na obszarze arkusza występuje tylko niewielki jej fragment, ciągnący się wzdłuż zachodniej granicy terenu pasem o szerokości około 4–6 km (tabl. I). Równina od sąsiadującego z nią od wschodu Pojezierza Wałęckiego, oddzielona jest mniej lub bardziej wyraźną k r a w ę d z i ą . Krawędź ta jest bardzo czytelna w północnej części omawianego obszaru w rejonie jeziora Kosiakowo gdzie znajduje się wylot d o l i n y w ó d r o z t o p o w y c h Mirosławca (sama dolina znajduje się poza arkuszem) oraz w rejonie wsi Sadowo–Ponikiew. Wysokość krawędzi dochodzi tam do 10–15 m.

Powierzchnia Równiny Drawskiej jest stosunkowo płaska, nachylona ku południowi, o rzędnych powierzchni terenu od około 115 m n.p.m przy północnej granicy terenu do około 86 m n.p.m. w jego części południowej i o spadku 0,2%. Jest ona rozcięta gęstą siecią r y n i e n s u b g l a c j a l - n y c h , z których główne mają kierunek południkowy natomiast podrzędne, prawdopodobnie nieco młodsze, zbliżony do równoleżnikowego (Galon, 1957; Stoiński i in., 2002). Dna rynien polodowcowych wypełniają osady wytopiskowe — tworzące wyniosłości i progi, osady organiczne — tworzące pojeziorne r ó w n i n y t o r f o w e oraz liczne jeziora. Rynny subglacjalne rozcinają równinę sandrową na głębokość około 20 m a dna jezior obniżone są o dalsze 20–30 m. Tak więc maksymalna głębokość rozcięcia dochodzi miejscami do około 50 m. Niektóre r y n n y w y k o r z y s t y w a n e są przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone w płaskie, zatorfione d n a d o l i n r z e c z n y c h , np. dolina rzeki Stawicy, Korytnicy i Płocicznej.

Na obszarze opisywanej równiny sporadycznie występują w y d m y . Niewielkie pagóry wydmore i r ó w n i n y p i a s k ó w p r z e w i a n y c h stwierdzono na południe od Kępy Krajeńskiej.

Pojezierze Wałęckie, o całkowitej powierzchni 1860 km<sup>2</sup>, obejmuje swym zasięgiem centralną i wschodnią część omawianego terenu. Na obszarze arkusza w obrazie morfologicznym pojezierza widoczna jest wyraźna dwudzielność. Od wschodniej granicy Równiny Drawskiej po linię szosy Tuczno–Bronikowo, a więc w pasie o szerokości około 5–7 km, rozciąga się płaska r ó w n i n a s a n - d r o w a ( p o z i o m s a n d r o w y I) starsza o rzędnych od 130 m n.p.m. na północy do 100 m n.p.m. na południu, z rozległymi obszarami wytopiskowymi przekształconymi przez roślinność w równiny torfowe (największy taki obszar, o powierzchni około 20 km<sup>2</sup>, występuje pomiędzy miejscowościami Bronikowo–Marcinkowice–Lubiesz–Wrzosa–Rzeczyca), oraz licznymi z a g ł ę b i e - n i a m i powstałymi po martwym lodzie. Równinę rozcinają rynny subglacjalne. Największa z nich, rynna Strzalińska, o rozciągłości wschód – zachód, przebiega w południowej części

terenu na linii jezior Liptowskie–Miejskie–Tuczno. Rzędna jej dna waha się w granicach 75–85 m n.p.m., a w dnach jezior osiąga wartość około 50–60 m n.p.m., jest więc wcięta w otaczający teren na głębokość do 40 m. W swojej zachodniej części rynna częściowo przekształcona jest w dolinę rzeki Młynówki. W rejonie Strzalin, w jej obrębie, występuje potężny pagór kemowy o wysokości 151,1 m n.p.m.

Ponad powierzchnię omawianej równiny wznoszą się na wysokość 15–20 m fragmenty rozmytej wysoczyzny morenowej płaskiej (w rejonie wsi Setnica – Płociczno i na południe od Tuczna) oraz pojedyncze pagóry kemowe.

Od wschodu równina piasków wodnolodowcowych graniczy z wysoczyzną morenową falistą opadającą ku niej długimi stokami. Rzędna powierzchni wysoczyzny waha się w granicach 135–145 m n.p.m., a deniwelacje, miejscami przekraczają 10 m. Wysoczyzna rozcięta jest rynnami subglacjalnymi, wspomnianą już rynną Strzalińską oraz rynnami: Próchnówka, Betynia, i Zdbowa będącymi bocznymi odgałęzieniami potężnej rynny jeziora Betyń, przebiegającej południkowo tuż za wschodnią granicą arkusza (jej fragment widoczny jest w rejonie miejscowości Próchnowo). Po południowo-wschodniej stronie rynny Zdbowa zachowały się fragmenty ozów. W obrębie wysoczyzny, pomiędzy miejscowościami Strzalin–Mączno, rozciąga się rozległy obszar kemowy, zwany polem kemowym (Lindner, 1992). Wznosi się on ponad powierzchnię wysoczyzny morenowej na wysokość do 20 m osiągając maksymalnie 152,8 m n.p.m.

Na obszarze arkusza występują dwa ciągi morenowych przeważnie akumulacyjnych z faz recesyjnych stadiału leszczyńsko-pomorskiego (stadiał górny zlodowacenia Wisły). Pomiedzy miejscowościami Lubiesz–Mączno występuje ciąg pagórów morenowych, wysoko wypiętrzonych ponad powierzchnię wysoczyzny, o rzędnych 161,9 i 162,4 m n.p.m. Ciąg ten przedłuża się w kierunku wschodnim na obszar arkusza Wałcz. Drugi ciąg, położony dalej ku północy, występuje pomiędzy miejscowościami Bronikowo–Hanki–Sadowo oraz na północ od Starej Korytnicy. Rzędne kulminacji pagórów morenowych wynoszą tu 148,6; 138,7 i 124,8 m n.p.m.

Obszar arkusza Tuczno położony jest w zlewni Noteci będącej prawobrzeżnym dopływem Odry. W pasie wysoczyzn morenowych położonych na wschód od szosy Bronikowo–Tuczno, przebiega dział wodny IV rzędu pomiędzy zlewniami rzek Drawy i Gwdy będących prawobrzeżnymi dopływami Noteci. Rzeki Stawica, Korytnica i Płociczna z Runicą, odwadniające zachodnią i centralną część omawianego terenu, kierują swe wody w kierunku południowym i południowo-wschodnim do Drawy płynącej w odległości około 5–6 km od zachodniej granicy obszaru. Ich zlewnia obejmuje około 85% terenu badań. Północno-wschodnia część wysoczyzny morenowej odwadniana jest przez bezimienne, często okresowe strumyki prowadzące swoje wody do jeziora Betyń, a z niego, poprzez rzeki Piławkę i Dobrzycę, do Gwdy.

Oprócz wód płynących na badanym terenie występują liczne jeziora. Do największych należą: Jezioro Liptowskie (powierzchnia 137,5 ha; głębokość maksymalna — 29,0 m), Tuczno (powierzchnia 125 ha, głębokość maksymalna — 20,2 m) i Nowa Korytnica (powierzchnia 111 ha, głębokość — 4,7 m).

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### A. STRATYGRAFIA.

Otwory badawcze wykonane na potrzeby mapy nawierciły tylko strop utworów neogenu na głębokości około 5–13 m. Syntetyczne dane dotyczące tych osadów zawarto w pracy Noska (1978), natomiast dane dotyczące budowy podłoża podneogeńskiego zawarte są m.in. w pracy zbiorowej pod redakcją Raczyńskiej (1987a).

#### 1. Neogen

##### a. Miocen

##### Miocen środkowy

Piaski kwarcowe z pyłem węglowym i wkładkami węgla brunatnego, mułki i iły z zwęglonym detrytusem roślinnym stwierdzono w stropie osadów trzeciorzędowych trzema otworami badawczymi wykonanymi na potrzeby mapy (fig. 1) oraz w dwóch otworach studziennych. W otworze 18 w Kępie Krajeńskiej nawiercono je na głębokości 95,8 m (0,7 m n.p.m.), w 24 w Złotowie — 73,3 m (22,6 m n.p.m.), w 42 w Zdbowie — 132,8 m (12,2 m n.p.m.) oraz w 41 — 105 m (20 m n.p.m.) i w 49 — 71 m (16,1 m n.p.m.).

Osady te wykształcone są w postaci piasków o różnej granulacji (średnio-, drobno-, i różnoziarnistych), szarych i ciemnoszarych z blaszkami miki, laminowanych mułkami i mułkami ilastymi, ciemnobrazowymi, z przerostami węgla brunatnego. Wartość przeciętnego rozmiaru ziarna ( $M_z$ ) waha się w granicach  $5,19-5,83\phi$  dla osadów drobnofrakcyjnych, a  $3,39-4,19\phi$  dla utworów piaszczystych. Wyszortowanie osadów mieści się w dwóch klasach: umiarkowane i słabo wysortowane. Parametry spójne i dobrze odróżniające osady trzeciorzędowe od utworów plejstocenijskich to: niska wapnistość, rzędu  $0,82-2,56\%$ , zazwyczaj bardzo słaba obróbka materiału kwarcowego, który stanowi około 80–100% frakcji  $1,0-0,5$  mm. Jedynie w stropie osadów otworu 18 kwarc ustępuje miejsca blaszkom muskowitu (około 70%). Dopełnieniem zespołu są okruchy węgla brunatnego (około 20–30%). Najlepszym wyróżnikiem jest tu jednak zawartość frakcji ciężkiej ( $1,24-7,44\%$ ), niższą wartość ( $0,47\%$ ) zarejestrowano tylko w stropie osadów otworu 18. W jej składzie dominują minerały rudne, które stanowią 91,6–100,0%.

W składzie minerałów przezroczystych (42,1%), wiodącym minerałem jest epidot przy dużej frekwencji minerałów odpornych: dystenu, staurolitu, turmalinów i cyrkonu.

Dzięki badaniom palinologicznym ustalono wiek tych osadów na miocen środkowy i zaliczono badane warstwy do II łuzyckiej grupy pokładów węgla brunatnego (Słodkowska, 2002).

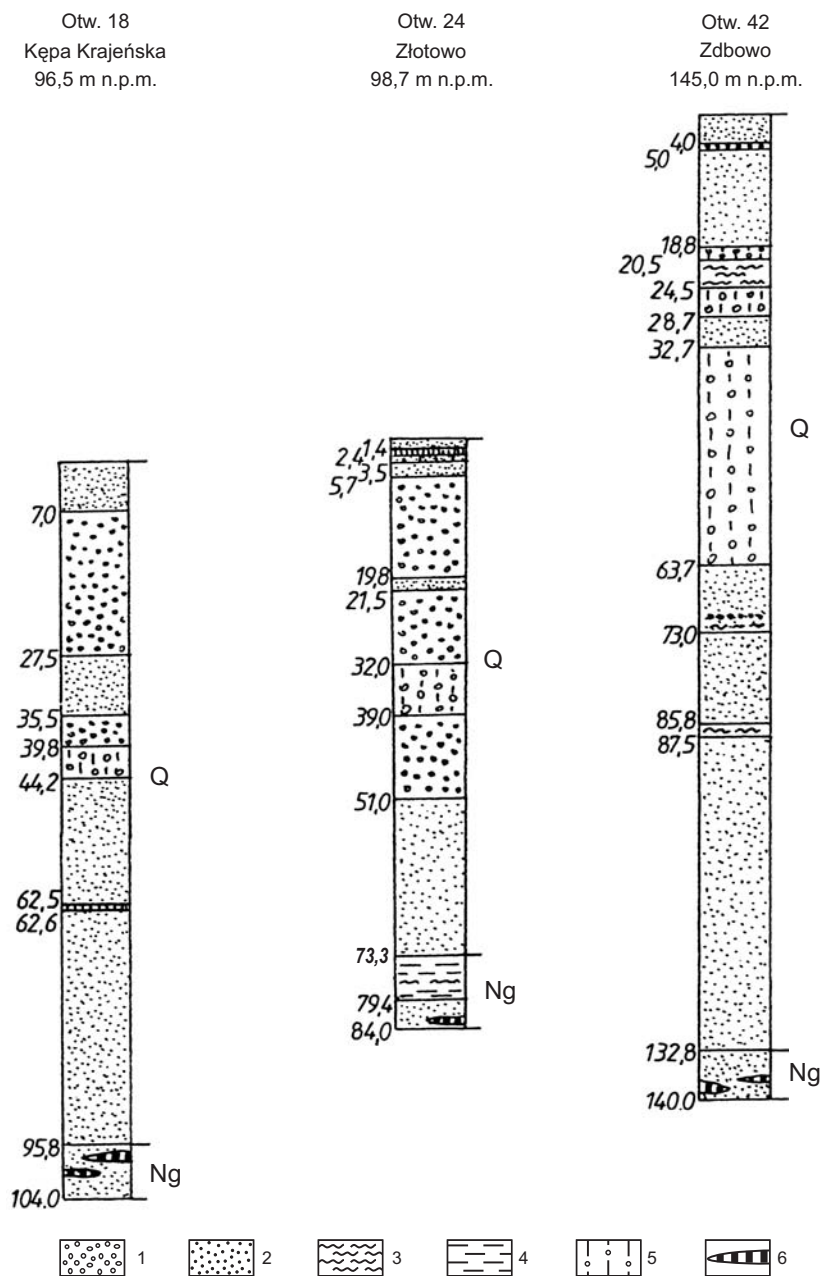


Fig. 1. Zestawienie otworów badawczych dla SGMP (kartograficznych)

1 — żwiry, 2 — piaski, 3 — mułki, 4 — iły, 5 — gliny zwałowe, 6 — węgiel brunatny, Ng — neogen, Q — czwartorzęd: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach

Utwory miocenijskie występują w podłożu utworów czwartorzędowych na obszarze całego arkusza (tabl. II).

## 2. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają całą powierzchnię arkusza. Ich miąższość waha się w granicach 75–135 m. Pełny profil osadów czwartorzędowych znany jest tylko z trzech otworów kartograficznych: 18, 24, i 42 oraz z otworu studziennego 41. Pozostałe otwory wykorzystane do opracowania mapy nie osiągnęły stropu miocenu. Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych wykonała Bugajska (2002).

### a. Plejstocen

#### Zlodowacenia południowopolskie

**Gliny zwałowe.** W otworze studziennym 36 nawiercono na głębokości 81 m gliny zwałowe, w części stropowej wykształcone w formie glin szarych o miąższości 3 m przechodzących ku dołowi w szare piaski gliniaste. Osady te nie zostały przewiercone, a ich stwierdzona miąższość jest większa niż 5 m. Pozycję stratygraficzną opisywanych osadów określono tylko na podstawie faktu, że znajdują się one pod 18-metrową serią piasków rzecznych, których wiek określono na interglacjał wielki.

#### Interglacjał wielki

**Piaski i żwiry rzeczne.** We wszystkich badawczych otworach kartograficznych Bugajska (2002) stwierdziła piaski rzeczne leżące bezpośrednio na utworach miocenu. W otworze 18 występują one pod glinami zaliczonymi do zlodowacenia Odry, na głębokości od 62,6 do 95,8 m, w otworze 24 na głębokości 51,0–73,3 m, a w otworze 42 na głębokości 99,9–132,8 m. Osady te wykształcone są w postaci umiarkowanie bądź słabo wysortowanych piasków drobno- i średnioziarnistych, szarych z wkładkami żwirów i mułków. Przeważnie są one słabo wapniste. Zmienne jest obtoczenie ziarn kwarcu, od bardzo dobrego do złego, co świadczy o zmiennych warunkach klimatycznych panujących podczas sedymentacji osadów. W składzie minerałów frakcji ciężkiej dominują granaty (30–70%), a udział amfiboli mieści się w szerokich granicach od 4 do 35%. Dużą rolę odgrywają minerały odporne na wietrzenie: turmalin, dysten i staurolit (2–17%). Dla osadów rzecznych tego regionu charakterystyczna jest niewielka, 1–10%, rzadko 20%, frekwencja skał krystalicznych we frakcji piaszczystej 1,0–0,5 mm. Podstawowym składnikiem jest tu kwarc (80–98%).

W grupie przezroczystych minerałów ciężkich na uwagę zasługuje tu duża zmienność w osadach zawartości mniej odpornych na wietrzenie amfiboli. Miejscami są one silnie zredukowane, co świadczy o sedymentacji rzecznej, miejscami zaś ich zawartość wzrasta, co może być związane z dostawą świeżego materiału glacialnego. Powstanie omawianych osadów należy zatem wiązać z szeroko pojętym interglacjałem wielkim oraz prawdopodobnie ze schyłkiem i początkiem ograniczających go zlodowaceń.

Miękkość serii rzecznej na obszarze arkusza, stwierdzona w otworach badawczych, waha się w granicach 19–43 m.

### Zlodowacenia środkowopolskie

#### Zlodowacenie Odry

Iły zastoiskowe stwierdzone zostały w otworze studziennym 41 na głębokości 84–94 m pod glinami zwałowymi zaliczonymi do zlodowacenia Odry. Opisane zostały jako ily warwowe. Powstanie ich związane jest z zatamowaniem odpływu wód w dolinach rzecznych przez transgredujący łądolód.

Piaszki ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) stwierdzono tylko w otworze studziennym 36 na głębokości 57–63 m pod glinami zwałowymi zlodowacenia Odry. W spągu tego kompleksu występuje 2-metrowa (głęb. 61–63 m) seria żwirów z piaskami różnoziarnistymi, szara. Ku górze żwiry przechodzą w piaski różnoziarniste szare z wkładkami żwirów. Osady te znane są również z terenu sąsiedniego arkusza Człopa, gdzie zostały nawiercone otworami kartograficznymi. W ich obrębie Bugajska (1999) wydzieliła dwie serie. Osady serii dolnej charakteryzują się obtoczeniem ziarn kwarcu wskazującym na dość daleki transport. W serii wyższej pogarsza się nieco obróbka materiału kwarcowego przy utrzymującej się przewadze ziaren częściowo obtoczonych (48,9%) i wzroście ilości ziarn kanciastych (17,3%) co świadczy o krótszym transporcie materiału, a więc zbliżaniu się czoła łądolodu.

Dwudzielność serii piasków wodnolodowcowych (dolnych) na arkuszu Tuczo być może odpowiada opisanej dwudzielności tej serii z obszaru arkusza Człopa (Wągrowski, 1999).

Gliny zwałowe z soczewkami piasków i mułków (śródglinowych). Gliny zaliczone do zlodowacenia Odry stwierdzono tylko w dwóch otworach studziennych: 36 (głęb. 45–57 m) i 41 (głęb. ok. 37–84 m). Być może cienka (10 cm) warstewka glin, stwierdzona w otworze 18 (głęb. 62,5–62,6 m), może być również fragmentem silnie zdenudowanego poziomu należącego do glin zlodowacenia Odry. Pozycja stratygraficzna tych glin wynika z ich położenia poniżej poziomu, udokumentowanych badaniami petrograficznymi, glin zwałowych zaliczonych do zlodowacenia Warty. Omawiane osady są szare, a ich średnia miękkość waha się w granicach 10–25 m. Wyjątkowo duża miękkość glin w otworze 41, wynosząca aż 47 m, może wskazywać na zaburzenia glacytektoniczne.

Gliny zwałowe tego poziomu zostały stwierdzone również na obszarze arkusza Człopa i opisane szczegółowo przez Bugajską (1999). Są to gliny, gliny piaszczyste, szarobrazowe z dużą ilością żwirów i gładzików, wapniste ( $\text{CaCO}_3$  — śr. 7,9%), słabo i bardzo słabo wysortowane o typie mineralnym granatowo-amfibolowym. W składzie ziarnowym charakterystyczna jest bardzo wysoka zawartość materiału skandynawskiego (śr. 96,0%) z przewagą wapieni paleozoicznych (śr. 46,8%) nad skałami krystalicznymi (śr. 32,9%). Wśród skał lokalnych najwięcej jest piaskowica (śr. 1,6%).

Średnie wartości współczynników petrograficznych O/K, K/W i A/B<sup>1</sup> wynoszą: 1,31; 0,80; 1,29.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) stwierdzono w otworach 24 (głęb. 39–51 m) i 36 (głęb. 35,1–45,0 m). W otworze 24 są to żwiry drobnookruchowe z domieszką piasków, natomiast w otworze 36 piaski różnoziarniste z domieszką żwirów. Seria ta została szczegółowo opisana przez Bugajską (2002) (otw. 24) jako osady żwirowe, szare, przechodzące ku górze w żwiry piaszczyste i w piaski żwirowate. Wysortowanie i obróbka materiału kwarcowego jest zazwyczaj słaba, przewagę mają ziarna częściowo obtoczone (40,5–49,8%) przy udziale ziarn obtoczonych 22,1–33,3% i kanciastych (24,1–28,1%). W zespole mineralno-petrograficznym frakcji piaszczystej dominują ziarna kwarcu (ok. 70%). Obok nich występują okruchy skał krystalicznych (ok. 29%) i wapieni północnych (ok. 1%). Podstawowymi składnikami we frakcji ciężkiej są: granaty, amfibole i epidoty. Wapnistość omawianej serii osadów waha się w granicach 4,78–9,07% (śr. 6,98%). Cały kompleks leży na glinach zwałowych zlodowacenia Odry (otw. 36) oraz na piaskach rzecznych interglacjału wielkiego (otw. 24).

Mięższość opisywanych osadów waha się od 10 do 15 m.

#### Interglacjał lubawski

Piaski z wkładkami mułków rzeczne znane są z profilu otworu kartograficznego 42, gdzie występują na głębokości 84,5–100,0 m. Osady te są zdeponowane w kopalnej dolinie rzecznej. Rozpoczynają się one 0,5-metrową warstwą żwirów o średnicy 20–50 mm. Ku górze przechodzą w piaski drobno-, średnio- i różnoziarniste, słabo wysortowane. Pozostałe ich cechy to: wapnistość rzędu 5,03–8,74% (śr. 6,80%), zmienne obtoczenie ziarn kwarcu, od dobrego do złego, niewielki udział skał skandynawskich we frakcji piaszczystej 1,0–0,5 mm (ok. 5–10 % skały krystaliczne, ok. 1% wapienie i piaskowce) oraz skład mineralny granatowo-amfibolowo-epidotowy z wysokim udziałem minerałów odpornych: turmalinów, staurolitu i dystenu.

Górna część serii osadów rzecznych, na głębokości 84,5–93,5 m, to utwory spokojnej sedymentacji, wykształcone w postaci mułków, mułków piaszczystych oraz piasków pyłowatych i różnoziarnistych. Barwa ich jest szara, w stropie zaś oliwkowa. Osady są zazwyczaj słabo wysortowane i słabo wapniste (1,73–4,62%, śr. 3,17%). Wśród okruchów frakcji 1,0–0,5 mm, obok kwarcu (ok. 90%) napotkano skały krystaliczne (ok. 8%), wapienie północne, krzemienie, okruchy węgla brunatnego

<sup>1</sup>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

(łącznie 2%). Pod względem mineralnym utwory te należą do prowincji granatowo-amfibolowo-epidotowej ze znaczącym udziałem minerałów metamorficznych: dystenu, staurolitu i turmalinów. Osady te Bugajska (2002) zaliczyła do osadów rzecznych, rozlewiskowych klimatu chłodnego.

Opisana dolina kopalna rozcina cały kompleks glin zwałowych zlodowacenia Odry oraz wciną się w piaski rzeczne interglacjału wielkiego. Jej dno osiąga rzędną 45 m n.p.m., a miąższość zdeponowanych osadów wynosi 15,5 m. Podobna dolina, rozcinająca osady zlodowacenia Odry, występuje prawdopodobnie pomiędzy otworami 26 i 33.

Pozycja stratygraficzna opisanych osadów nie została na obszarze arkusza udokumentowana palinologicznie i wynika tylko z położenia serii rzecznej poniżej udokumentowanych glin zwałowych zlodowacenia Warty.

### Zlodowacenie Warty

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e stwierdzono w otworach badawczych: 18 na głębokości 44,2–62,5 m i 42 od 63,7 do 84,5 m. Wykształcone są one jako piaski różnoziarniste, w spągu szarobrazowe, wyżej szare, z przewarstwieniami żwirów grubookruchowych o średnicy 50–70 mm i soczewkami ilów czarnych (otw. 42). Są one słabo i bardzo słabo wysortowane. Obtoczenie ziarn kwarcu jest bardzo słabe, przeważają ziarna częściowo obtoczone i kanciaste. We frakcji piaszczystej skały krystaliczne dominują nad wapieniami i piaskowcami północnymi. Zespół minerałów frakcji ciężkiej składa się z: granatów, amfiboli, epidotu, dystenu, staurolitu i turmalinów.

Miąższość omawianej serii dochodzi do 20 m.

G l i n y z w a ł o w e z s o c z e w k a m i p i a s k ó w (śródglinowych) nawiercone zostały wieloma otworami na obszarze całego arkusza. Ich spąg, na linii przekroju A–B, znajduje się na rzędnej 52–90 m n.p.m., a strop od 57 do 113 m n.p.m. Gliny te w otworach kartograficznych występują na głębokościach: otwór 18 — głębokość 39,0–44,2 m, otwór 24 — głębokość 32,0–39,0 m oraz otwór 42 — głębokość 32,9–63,7. Są one szare bądź ciemnoszare. Wysortowanie osadów jest przeważnie słabe i bardzo słabe. Gliny są wapniste (4,95–13,31%, śr. 9,53%), a w składzie mineralnym frakcji ciężkiej przemiennie dominują granaty i amfibole przy udziale epidotu. Z minerałów odpornych najczęściej pojawiają się: turmaliny, dysten i staurolit. Generalnie wapienie północne przeważają nad skałami krystalicznymi. Powszechnie występują: dolomity, kwarc i piaskowce północne. Miejscami spotyka się łupki paleozoiczne. W materiale lokalnym dominują piaskowce, jako składnik podstawowy oraz kwarc, krzemienie, mułowce młodsze, fosforyty i wapienie oraz żwiry z grupy „inne”.

Wartości współczynników petrograficznych dla poziomów glin w poszczególnych otworach przedstawiono w [tabeli 1](#).

Średnie wartości współczynników petrograficznych dla glin zlodowacenia Warty z obszaru arkusza Tuczno wynoszą: O/K — 1,36; K/W — 0,88; A/B — 1,10.

Tabela 1

Numer otworu	Głębokość (m)	Wartości współczynników		
		O/K	K/W	A/B
18	39,0–44,2	1,08–1,30 śr. 1,15	0,90–1,07 śr. 1,00	0,82–1,03 śr. 0,92
24	32,0–39,0	1,01–2,74 śr. 1,68	0,39–1,03 śr. 0,71	0,94–2,18 śr. 1,37
42	32,9–63,7	0,81–1,79 śr. 1,25	0,62–1,35 śr. 0,92	0,79–1,38 śr. 1,01

W obrębie glin występują kilkumetrowej miąższości soczewki piasków śródglinowych. Miąższość glin zwałowych w obrębie obszaru arkusza waha się w granicach 10–15 m wzrastając, w obszarach silnych zaburzeń glacitektonicznych, do wartości 30–35 m (np. w rejonie Zdbowa i Marcinkowic).

Żwir i piaski wodnolodowcowe nawiercono w wielu otworach na terenie arkusza, w stropie glin zwałowych (m.in. otw.: 18 — głęb. 7,0–39,8 m; 24 — głęb. 5,7–32,0 m; 40 — głęb. 20,0–26,0 m; 41 — głęb. 17,0–20,5 m; 42 — głęb. 28,7–32,9 m).

Na obszarze Równiny Drawskiej (obszar położony na zachód od linii szosy Tuczno–Bronikowo) osady te wykształcone są jako kompleks żwirowo-piaszczysty, szary. Różna litologia osadów (piaski żwirowate, różnoziarniste, żwiry drobnookruchowe) świadczy o zmiennej sile nośnej środowiska sedymentacyjnego. Wysortowanie osadów jest przeważnie słabe, lokalnie umiarkowane, bądź nawet bardzo słabe. Wapnistość kształtuje się w zakresie 2,97–5,27% (śr. 4,0%), a współczynnik obtoczenia  $R = 0,68–1,22$ . Najliczniejszą grupą są ziarna kwarcu częściowo obtoczone. W składzie petrograficznym frakcji 1,0–0,5 mm dominują: kwarc, skały krystaliczne i wapienie północne, a we frakcji ciężkiej: granaty, amfibole, epidot, staurolit, dysten, turmaliny, pirokseny i biotyt.

Na obszarze wysoczyzny polodowcowej położonej na wschód od wyżej wymienionej granicy dominują piaski różnoziarniste, jasnobrązowe. Osady cechują się dość wyraźnym udziałem frakcji pyłowatych, słabym wysortowaniem, wysoką wapnistością (8,57–9,23 %, śr. 8,90 %) i słabą obróbką materiału kwarcowego. W składzie petrograficznym frakcji 1,0–0,5 mm dominują skały krystaliczne (30%), mniej licznie występują wapienie północne (2%) i piaskowce północne (1%). W zespole mineralnym frakcji ciężkiej dominuje typ granatowo-amfibolowo-epidotowy.

Miąższość omówionej serii waha się w granicach od 3,5 do 6,0 m na obszarze wysoczyzny polodowcowej (obszar położony na wschód od linii szosy Tuczno–Bronikowo) do 26,0–33,0 m na obszarze Równiny Drawskiej (obszar na zachód od wyżej wymienionej linii).

## Interglacjał eemski

Osady rzeczne interglacjału eemskiego na arkuszu Tuczo znane są tylko z profilu otworu studziennego 36 w Tuczie Krajeńskim oraz z otworu 38. Osady te, zdeponowane bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Warty, wypełniają dolinę kopalną, rozcinającą starsze osady na głębokość około 25 m, tzn. do rzędnej 81,5 m n.p.m.

Piaski i piaski pyłowate rzeczne występują w spągowej części osadów wypełniających dolinę, na głębokości 21–25 m. Wykształcone są jako piaski różnoziarniste przechodzące ku górze w piaski drobnoziarniste i pyłowate, żółte, bez żwirów. Miąższość tej serii wynosi 4 m.

Mułki z astoiskowe. Powyżej serii piaszczystej, na głębokości 9–21 m występuje kompleks mułków z przewarstwieniami piasków pyłowatych wypełniający całą dolinę. Osady te są szare, laminowane warstewkami bardziej piaszczystymi i ilastymi. Miąższość ich w otworze 36 wynosi 12 m, a miąższość całkowita, wynikająca z interpretacji przekroju geologicznego — 37 m.

Osady omówionej serii odpowiadają eemskim piaskom ilastym opisanym przez Studenckiego (1994a) na obszarze arkusza Drezdenko. Wyniki badań litologiczno-petrograficznych wskazują tam jednoznacznie na rzeczne pochodzenie całej serii.

Podobne, drobnoziarniste, osady rzeczne wypełniające głębokie, do około 100 m, doliny kopalne opisuje również Kopczyńska-Żandarska (1970) z obszaru północno-zachodniej części Pomorza. Tak dużą ich miąższość wiąże autorka z obniżającymi ruchami tektonicznymi, które prawdopodobnie rozpoczęły się już w drugiej połowie omawianego interglacjału.

## Zlodowacenia północnopolskie

### Zlodowacenie Wisły

#### Stadiał górny

Piaski ze żwirami wodnolodcowe występują na całym obszarze Równiny Drawskiej (na zachód od szosy Tuczo–Bronikowo) odsłaniając się w krawędziach wysoczyzn pod glinami zwałowymi. Na obszarze wysoczyzny polodowcowej (na wschód od wyżej wymienionej linii) są one bardzo silnie zredukowane i nie zostały oddzielone od piasków zlodowacenia Warty. Wykształcone są w postaci piasków średnio- i drobnoziarnistych, lokalnie zapyłonych, z dodatkiem żwirów białawych, jasno-żółtych i żółtych. W ich obrębie występują soczewki żwirów drobnookruchowych oraz mułków.

W otworze 24 na głębokości około 4,0–5,7 m występują piaski pyłowato-ilaste, brązowe, bardzo słabo wysortowane. Osady cechują się dość znaczną wapnistością (5,44%), słabą obróbką materiału kwarcowego oraz obecnością tylko dwóch składników we frakcji 1,0–0,5 mm — kwarcu (ok. 70%) i okruchów skał krystalicznych (ok. 30%). Bogatsza w skład jest frakcja ciężka, w której dominują granaty i amfibole przy udziale: epidotu, piroksenów, turmalinów, dystenu i staurolitu.

Miąższość tych osadów dochodzi do 14 m.

Gliny zwałowe z soczewkami piasków (śródglinowych) występują na powierzchni głównie na obszarze wysoczyzny polodowcowej położonej na wschód od szosy Tuczo–Bronikowo (obejmując swym zasięgiem prawie całą wschodnią część terenu). Pod niewielkim nakładem piasków wodnolodowcowych występują one również lokalnie na obszarze równin sandrowych, szczególnie we wschodniej części.

W obrębie wysoczyzny polodowcowej widoczna jest wyraźnie, ich dwudzielność. Część dolna o miąższości około 10–15 m związana jest z głównym nasunięciem lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej, natomiast część górna, o miąższości około 3,5–5,0 m, może być wiązana z krótkotrwałymi szarżami lobów lodowcowych w okresie recesji lądolodu. Obie gliny rozdzielone są piaskami śródglinowymi o zmiennej miąższości od kilkunastu centymetrów do kilku metrów, których obecność rejestrowana jest w wielu otworach wykonanych na tym terenie.

Na obszarze równin sandrowych, których powierzchnia położona jest o około 30 m poniżej powierzchni wysoczyzny polodowcowej, występuje tylko jeden poziom glin o miąższości 2–4 m odpowiadający poziomowi górnemu. Gliny na tym obszarze są silnie zapiaszczone i na znacznych obszarach wykształcone w formie piasków gliniastych. Brak poziomu dolnego na tym terenie można tłumaczyć jego rozmyciem w okresie gdy tereny te stanowiły dolinę wód roztopowych.

Gliny poziomu dolnego opisane zostały w otworze 42 na głębokości 24,5–28,7 m. Charakteryzują się one szarą barwą, słabym wysortowaniem i wysoką wapnistością (6,26–12,69%, śr. 9,03%). W zespole minerałów frakcji ciężkiej najliczniej występują granaty i amfibole. Mniej jest epidotu, turmalinów, dystenu i staurolitu. W składzie petrograficznym dominują wapienie północne nad skałami krystalicznymi. Powszechnie występują: dolomity, kwarc północny i piaskowce paleozoiczne. W materiale lokalnym największą frekwencję wykazują piaskowce, kwarc i krzemienie, natomiast rogowce, mułowce młodsze, fosforyty i żwiry z grupy „inne” występują nielicznie. Współczynniki petrograficzne wahają się w granicach: O/K — 0,98–1,26; K/W — 0,82–1,08; A/B — 0,88–1,17; średnio: 1,18–0,93–1,00.

Gliny poziomu górnego są silnie zwietrzałe. Gliny niezwiertzałe stwierdzono jedynie w otworze 42 gdzie występują na głębokości 18,8–20,5 m. Wykształcone są jako gliny morenowe, pyłowato-piaszczyste, szarobrazowe, słabo wysortowane. Zawartość CaCO<sub>3</sub> wynosi średnio 8,65%. W zespole petrograficznym dominują wapienie północne (53,2%) i skały krystaliczne (31,2%), natomiast podrzędnie występują: dolomity, piaskowce i kwarc, a wśród skał lokalnych piaskowce i mułowce młodsze. W spektrum minerałów ciężkich podstawowymi składnikami są: granaty, amfibole i epidoty. Współczynniki petrograficzne mają następujące wartości: O/K — 1,83; K/W — 0,60; A/B — 1,43.

Pod względem granulometrycznym, zawartość CaCO<sub>3</sub> i składu mineralnego frakcji ciężkiej gliny zlodowacenia Wisły są dość podobne do glin zlodowacenia Warty. Różnią się od nich brakiem łupków paleozoicznych.

Łączna miąższość glin zwałowych w obrębie obszaru arkusza waha się w granicach od 2–4 m na obszarze równin sandrowych do 13–20 m na obszarze wysoczyzny polodowcowej (na wschód od linii szosy Tuczno–Bronikowo).

Piaszki ze żwirami lodowcowe występują w stropie glin zwałowych. Największe obszary przykryte piaskami występują w obrębie wysp wysoczyznowych na północ od wsi Płociczno i wzdłuż południowej granicy terenu arkusza. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i gładzikami. Na powierzchni występują liczne głązy narzutowe. Miąższość ich jest mała i na ogół nie przekracza 2–3 m.

Piaszki i żwiry morenczółowych występują na terenie arkusza w dwóch rejonach. Jeden ciąg wzgórz morenowych, o wysokości względnej około 27 m, występuje na linii Lubasz–Mączno. Drugi, nieco niższy o wysokości około 10 m, występuje w północnej części omawianego obszaru na północ od linii Sadowo–Bronikowo. Wyniosły pagór morenowy, o wysokości 15–20 m, występuje również na północ od Starej Korytnicy. Wzgórza morenowe zbudowane są z piasków różnoziarnistych, od drobno- do gruboziarnistych, z dodatkiem żwirów o różnej granulacji, często zaglinionych, brązowych i brunatnych, o strukturze bezładnej. Na powierzchni terenu występują liczne głązy. W szczytowej partii moreny Mączna, na głębokości 5–8 m, występuje powszechnie tłok żwirowo-gładzowy.

Piaszki ze żwirami ozów występują na terenie arkusza w dwóch miejscach. Jeden położony jest wzdłuż rynny subglacialnej Zdbowa (zatoka jeziora Betyń), a drugi koło rynny rzeki Korytnicy na wysokości Bralina. Zbudowane są z piasków różnoziarnistych, warstwowanych, z wkładkami żwirów, brązowożółtych. Wały ozów są krótkie o długości nie przekraczającej 1 km i maksymalnej wysokości dochodzącej do 12 m (oz rynny Zdbowa).

Piaszki ze żwirami kemów występują licznie na terenie całego arkusza w formie odosobnionych pagórów lub ich skupisk tworzących pola kemowe. Największe pole kemowe znajduje się pomiędzy Mącznem i Strzalinami w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Wzgórza kemowe osiągają tu wysokość 9–20 m ponad powierzchnię wysoczyzny morenowej. Skupiska pojedynczych pagórów kemowych znajdują się w rejonie Łowicza Wałeckiego oraz pomiędzy Płocicznem i Bronikowem. Najwyższy o wysokości 35 m znajduje się na wschód od Łowicza Wałeckiego. Na obszarze arkusza występują wyłącznie kemy typu fluwiogłacialnego zbudowane z piasków różnoziarnistych brązowych i brązowożółtych ze żwirami, gładzikami i gładzami lodowcowymi.

Piaszki ze żwirami wodnolodowcowe (poziomu sandrowego I) występują powszechnie na terenie arkusza z wyjątkiem obszaru wysoczyzny polodowcowej i Równiny Drawskiej. Powstały w okresie recesji lądolodu fazy leszczyńsko-pomorskiej. Wykształcone są głównie w postaci słabo wysortowanych piasków różnoziarnistych, żółtych z drobnookruchowymi żwirami, z typowymi dla tej sedymentacji cechami: słabe obtoczenie ziarn kwarcu przy przewadze ziarn częściowo obtoczonych nad kanciastymi, w składzie mineralnym dominują granaty i amfibole, wapnistość osadów jest niska (1,4%) (Bugajska, 2002).

Mięszczość serii piasków wodnolodowcowych jest zmienna i waha się w granicach 1,5–15,0 m.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (poziomu sandrowego II) wypełniają dolinę sandrową, której fragment o szerokości około 4–6 km znajduje się w zachodniej części obszaru arkusza. Od piasków poziomu starszego oddzielone są słabo czytelną krawędzią o wysokości około 2–5 m. Powstały w okresie postoju lądolodu na linii moren czołowych fazy pomorskiej. Wykształcone są jako piaski różnoziarniste, brązowe, przechodzące ku górze w żółtobrązowe. Osady te są słabo wysortowane, a ziarna kwarcu są słabo obtoczone. Wapnistość osadów jest zmienna, największa w części środkowej — 11,46%, najniższa zaś w stropie — 1,98%, średnio przyjmując wartość 6,0%. Piaski te posiadają prawie identyczny skład mineralno-petrograficzny frakcji piaszczystej jak piaski wodnolodowcowe dolne. Wskazuje to na kontynuację sedimentacji wodnolodowcowej na tym terenie w okresie deglacjacji lądolodu stadiału leszczyńskiego-pomorskiego.

Szacunkowa miąższość serii piaszczystej waha się w granicach 5–10 m.

Piaski ze żwirami (wytopiskowe) rynien subglacjalnych i zagłębień polodowcowych tworzą formy typu pagórków kemowych i falistych powierzchni wytopiskowych w dnach rynien i zagłębień. W zależności od położenia rynny, są to piaski wodnolodowcowe I i II poziomu sandrowego redeponowane na wtórnym złożu, z dodatkiem materiału wytopionego z bryły pogrzebanego lodu.

Mięszczość ich jest bardzo zmienna i dochodzi do kilkunastu metrów.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne, piaski eoliczne w wydmach. Na obszarze arkusza Tuczno wydmy praktycznie nie występują. Stwierdzono tylko dwa małe pola piasków przewianych i niewielkie wydmy na południe od Kępy Krajeńskiej na obszarze sandru Drawy. Formowały się one w okresie dryasu, a ich przewiewanie i modelowanie trwało do początku holocenu. Brak wydmy na tym terenie wynika z płytkiego położenia zwierciadła wód gruntowych w okresie ich tworzenia.

Wydmy zbudowane są głównie z piasków średnio- i drobnoziarnistych, jasnożółtych i białawych. Najwyższe formy osiągają wysokość do 5 m.

Piaski ze żwirami zwietrzelinowe (eluwialne) występują na kulminacjach wzniesień zbudowanych z glin zwałowych. Po wypłukaniu drobniejszego materiału pozostały na powierzchni piaski różnoziarniste, często gliniaste ze żwirami, brązowe i szarobrązowe. Miąższość ich jest mała i waha się w granicach 0,5–1,2 m.

Piaski i gliny deluwialne występują w niższych partiach stoków, w obniżeniach i suchych dolinach. Największe pokrywy utworów deluwialnych występują u podnóża wysoczyzny mo-

renowej w pasie Bronikowo–Lubiesz. Wykształcone są przeważnie jako piaski średnio- i drobnoziarniste, zapyłone, miejscami gliniaste z soczewkami frakcji grubszych, szarobrazowe i brązowe. Miąższość ich jest bardzo zmienna i nie przekracza kilku metrów.

### c. Holocen

Piaski rzeczne den dolinnych występują na powierzchni w obszarze źródłiskowym rzeki Korytnicy i Płocicznej w rejonie wsi Setnica. W dolinach rzek są najczęściej przykryte torfami i tylko lokalnie pojawiają się na powierzchni. Są to piaski głównie średnioziarniste, szarobrazowe i jasnoszare z cienkimi przewarstwieniami mułków. Miąższość ich nie przekracza kilku metrów.

Piaski jeziorne zostały stwierdzone na tarasie jeziornym wzdłuż północnego brzegu jeziora Tuczno. Zostały odsłonięte po naturalnym obniżeniu poziomu wód. Są to piaski średnioziarniste, jasnoszare z okruchami muszli ślimaków i małż. Miąższość ich wynosi kilka metrów.

Kreda jeziorna jest osadem wapiennym zawierającym ponad 80% węgla wapnia oraz domieszkę minerałów ilastych. Ma barwę szarobiałą, przy większej zawartości substancji organicznej szarą, teksturę najczęściej bezładną lub gruzowatą. Przy mniejszej zawartości węgla wapnia przechodzi w gytie.

W obrębie obszaru arkusza występuje na południe od Jeziora Liptowskiego w dnice zarośniętego jeziora oraz na południe od jeziora Kosiakowo. Na obszarach tych kreda osiąga miąższość 3–4 m

Gytie występują powszechnie pod torfami. Tworzyły się w jeziorach eutroficznych tzn. bogatych w tlen i substancje odżywcze. Zawierają one rozpoznawalne szczątki organiczne oraz substancję mineralną. Przy zawartości węgla wapnia powyżej 80% przechodzą w kredę jeziorną. Barwa gytii jest przeważnie szara i ciemnoszara. Najczęściej występują gytie detrytusowe, węglanowe, detrytusowo-węglanowe i ilaste. Miąższość ich waha się w granicach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów (5–6 m).

Piaski humusowe występują w okresowo podmokłych obniżeniach terenu, są szare, ciemnoszare lub brunatne, a ich barwa zależy od zawartości i rodzaju substancji organicznej. Miąższość najczęściej waha się w granicach 1–2 m.

Torfy i namuły torfiaste występują powszechnie w dolinach rzek, wokół zarastających jezior oraz w zagłębieniach bezodpływowych rynien subglacjalnych. Największe torfowiska występują na obszarze od Bronikowa po Wrzosów, w dolinie Płocicznej na południowy zachód od Hanek oraz w rynnach subglacjalnych Korytnicy i Płocicznej.

W dolinach rzek, w obrębie ruchliwych wód powierzchniowych, dominują torfowiska niskie, charakteryzujące się szybkim rozkładem, a więc wolnym przyrostem materii organicznej. W otoczeniu jezior i w zagłębieniach bezodpływowych, przy stagnujących wodach gruntowych rozwijają się torfowiska wy-

sokie, charakteryzujące się szybkim przyrostem masy organicznej. Dominującym typem torfów jest torf turzycowy i turzycowo-trzciniowy. Średnia miąższość torfowisk waha się w granicach 2–4 m.

## B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Tuczo położony jest w południowo-wschodniej części wału pomorskiego (na pograniczu z niecką szczecińską) stanowiącego północno-zachodnią część antyklinorium (wału) środkowopolskiego uformowanego w fazie laramjskiej orogenezy alpejskiej (Pożaryski, 1987). Południowo-wschodnia część wału pomorskiego składa się z dwóch bloków: Więcborka na północnym wschodzie i Piły na południowym zachodzie. W obrębie tego ostatniego bloku leży omawiany arkusz. Blok Piły ograniczony jest systemem uskoków o kierunkach NW–SE, zgodnych z ogólnym kierunkiem wału i prostopadłych do nich o dominujących kierunkach NE–SW. Od północy ograniczony jest strefą uskokową Drawska stanowiącą fragment systemu uskokowego Świnoujście–Drawsko–Wyżysk. Strefa ta przyjmowana jest za południowo-zachodnią granicę wału pomorskiego, w węższym ujęciu granic tej strefy (Dadlez, 1987). Od zachodu blok Piły ograniczony jest uskokiem Dębno–Złocieniec, natomiast od wschodu uskokiem środkowej Gwdy (Dobrcka, Piotrowski, 2002). Granica południowa jest mniej czytelna i przebiega wzdłuż słabiej zaznaczonego systemu Drawsko–Chodzież przyjmowanego za południowo-zachodnią granicę wału pomorskiego w szerszym ujęciu (Dadlez, 1987). Tak wyznaczone granice określają w zasadzie blok Piły jako element przejściowy od obszaru wału pomorskiego do obszaru niecki szczecińskiej.

Spąg kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego w obrębie bloku Piły zapada ogólnie na południowy zachód, południe, południowy wschód spoczywając przeważnie na głębokości 4000–5000 m (Dadlez, 1987). Cechą charakterystyczną obszaru bloku Piły i całego wału pomorskiego jest rozwój klasycznej tektoniki salinarnej związanej z przebijaniem się poduszek i wałów solnych przez nadległe utwory mezozoiku. Spiętrzenie serii solnych przekracza niejednokrotnie 2000 m.

W poprzek obszaru arkusza Tuczo, na linii Hanki–Bronikowo–Mącno przebiega mocno wy sklepiona poduszka solna Mirosławiec–Trzcianka (Graniczny i in., 1995; Dadlez, 1998), której ruch ku górze spowodował powstanie w podłożu podkenozoicznym silnie wydźwigniętego elementu o kierunku NW–SE zwanego antykliną Człopy (Dadlez, 1974). Jej średnie wyniesienie ponad otaczającą synklinę, liczone od spągu kredy, wynosi średnio 1500 m, a w elewacjach przekracza 2000 m.

Ruchy górotwórcze fazy attyckiej, które wystąpiły pod koniec trzeciorzędu i zaangażowanie tektoniczne obszaru badań znalazły najprawdopodobniej swój wyraz w morfologii stropu trzeciorzędu. Głównym elementem jest tu szeroka na 2–5 km dolina o kierunku NW–SE. Jej oś podłużna przebiega wzdłuż linii Nowa Studnica–Strzalin. Rzędna dna waha się w granicach od 0 m n.p.m. w części zachodniej do poniżej 10 m n.p.m. w części wschodniej arkusza. Po obu stronach doliny wznoszą się wysoczyzny o rzędnych stropu wahających się w granicach od 20 m n.p.m. w części południowej do

50 m n.p.m. w części północnej. Powierzchnia wysoczyzn rozcięta jest bocznymi dolinkami. Przebieg dolin kopalnych znajduje swoje odbicie we współczesnej rzeźbie terenu. Dolina kopalna stwierdzona na zachód od wsi Martew pokrywa się z przebiegiem współczesnego systemu rynien subglacjalnych jezior: Sitno, Marta, Krępa oraz z doliną rzeki Płocicznej. Kopalna dolina Wrzosa–Bronikowo pokrywa się z systemem współczesnych obniżen powytopiskowych występujących na tym obszarze. Podobnie dolina Mączna stanowi założenia współczesnej rynny subglacjalnej Zdbowa, a strzalińska rynna subglacjalna (jeziora: Tuczo, Zamkowe, Liptowskie) odpowiada przebiegowi doliny kopalnej Nowa Studnica–Strzaliny. Tak więc zaangażowanie tektoniczne omawianego terenu trwające od schyłku epoki waryscyjskiej po czwartorzęd oraz główne rysy strukturalne podłoża znalazły swoje odbicie w procesach denudacyjno-akumulacyjnych w trzeciorzędzie oraz w przebiegu sieci dolin rzecznych, rynien subglacjalnych i stref zaburzeń glacitektonicznych z okresów zlodowaceń Sanu, Odry i Warty. Miały też wpływ na zasięg najmłodszych faz glacialnych, utworzenie sieci odpływów pro- i ekstraglacialnych oraz współczesnego układu hydrograficznego (Dobrcka, Piotrowski, 2002).

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozwój budowy geologicznej antyklinorium pomorskiego i niecki szczecińskiej do końca kredy omówiony jest szczegółowo w pracy zbiorowej pod redakcją Raczyńskiej (1987a). Po długim okresie denudacji, trwającym od końca kredy górnej do eocenu górnego, nastąpiła transgresja płytkiego morza, a następnie sedimentacja osadów morskich i brakiczo-morskich (Ciuk, 1970a, b). Utworów z tego okresu nie stwierdzono na obszarze arkusza (tab. 2).

Pod koniec eocenu morze wycofało się i powstał łąd który trwał do oligocenu dolnego. W oligocenie górnym miało miejsce kilka krótkich ingresji i regresji morza (Studencki, 1994a) w wyniku których powstał mięszki kompleks ilów, mułków i piasków kwarcowo-glaukonioowych. Pod koniec oligocenu morze wycofało się pozostawiając po sobie liczne rozlewiska i bagniska, w których sedimentowały mułki, ily i piaski z pokładami węgla. Ten typ sedimentacji w zbiornikach śródlądowych trwał przez cały miocen. W pliocenie nastąpiło zahamowanie sedimentacji rozlewiskowo-bagiennej i zapanowały warunki łądowe z przewagą procesów denudacyjnych, które doprowadziły do powstania zarysów współczesnej rzeźby podczwartorzędowej. Podobne warunki sedimentacji panowały również na początku czwartorzędu, w preglacjale. Występujące wtedy wahania klimatyczne sprzyjały w dalszym ciągu denudacji wysoczyzn oraz akumulacji rzeczno-jeziornej w dolinach.

Około 950 ka BP nastąpiło silne ochłodzenie klimatu dające początek okresowi zlodowaceń. Gliny zwałowe zaliczone do zlodowaceń południowopolskich stwierdzono w obrębie arkusza tylko w jednym miejscu ale ich obecności na większym obszarze arkusza nie można wykluczyć.





skich, a w stropowej piaski ze zlodowaceń środkowopolskich. Osady interglacjału wielkiego nie zostały jednoznacznie udokumentowane palinologicznie na obszarze arkusza Tuczno, ale obecność miększych serii osadów rzecznych poniżej poziomu glin zwałowych zlodowacenia Odry uzasadnia ich pozycję stratygraficzną. Łądolód zlodowacenia Odry zostawił po sobie miększe serie osadów lodowcowych i wodnolodowcowych z okresu transgresji i i regresji.

Okres interglacjału lubawskiego rozpoczął się erozją w dolinach rzecznych, która na obszarze arkusza Tuczno sięgnęła do głębokości około 20 m. Po optimum klimatycznym doliny zostały wypełnione osadami piaszczysto-mułkowymi jednego cyklu sedymentacyjnego.

Ponowne ochłodzenie klimatu spowodowało transgresję łądolodu zlodowacenia Warty, który pozostawił po sobie gliny zwałowe oraz osady wodnolodowcowe.

Interglacjał eemski, którego początek datowany jest na około 128 ka BP, rozpoczął się denudacją wysoczyzn i silną erozją w dolinach rzecznych, która na obszarze arkusza Tuczno sięgnęła do głębokości około 37 m. Po optimum klimatycznym doliny zostały wypełnione osadami rzeczными. Sedymentacja ich rozpoczęła się żwirami przechodzącymi ku górze w piaski średnioziarniste, drobnoziarniste aż do mułków.

Okolo 115 ka BP rozpoczął się okres zlodowaceń północnopolskich. Stadiały dolny i środkowy objęły obszar Doliny Dolnej Wisły i nieckę Bałtyku nie dochodząc do terenu objętego arkuszem mapy. W tym czasie na badanym obszarze, w warunkach klimatu peryglacialnego, trwała w dalszym ciągu denudacja wysoczyzn i sedymentacja w dolinach rzecznych. Okolo 32,9 ka BP nastąpiła transgresja łądolodu stadiału górnego (leszczyńsko-pomorskiego) osiągając swoje maksimum okolo 20 ka BP. Łądolód objął swym zasięgiem cały teren arkusza przykrywając go piaskami wodnolodowcowymi (dolnymi). W okresie deglacjacji następowały oscylacje czoła łądolodu. Podczas jednej z nich łądolód czasowo wycofał się z terenu arkusza, a wody roztopowe rozmyły poziom glin zwałowych w obrębie doliny wód roztopowych (na zachód od linii Tuczno–Bronikowo). Ponowna, krótkotrwała, transgresja łądolodu na obszar arkusza pozostawiła po sobie poziom glin zwałowych, który na wysoczyźnie jest poziomem drugim, a w dolinie jedynym.

Deglacjacja łądolodu pozostawiła po sobie różnorodne formy akumulacji glacialnej i wodnolodowcowej. Powstały liczne pagóry i pola kemowe (największe pole kemowe występuje we wschodniej części pomiędzy Mącznem a Strzalinami), ozy i rynny subglacialne wypełnione bryłami martwego lodu oraz wysoczyznę morenową. W miarę cofania się czoła łądolodu wody roztopowe rozcinały wysoczyznę morenową torując sobie drogę na południe ku dolinie Noteci. W efekcie powstały charakterystyczne wyspy wysoczyznowe (Galon, 1972a) otoczone płaskodennymi dolinami wypełnionymi piaskami wodnolodowcowymi.

W okresie maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej, która miała miejsce około 15,2 ka BP łądólód zatrzymał się poza terenem arkusza mapy na linii Barlinek–Drawsko–Miastko–Bytów. Wody roztopowe płynące na południe do doliny Noteci utworzyły rozległą dolinę sandrową (wzdłuż doliny dzisiejszej Drawy) ciągnącą się pasem szerokości około 4–5 km wzdłuż zachodniej granicy obszaru. Pod piaskami wodnolodowcowymi wypełniającymi dolinę, w obrębie dawnych rynien subglacjalnych, pozostały bryły martwego lodu z okresu fazy leszczyńsko-poznańskiej, które w schyłkowej fazie zlodowacenia, w dryasie, uległy wytopieniu. Zostały wtedy odpreparowane rynny subglacjalne i zagłębienia powytopi-skowe. Dna rynien, znajdujące się około 10–20 m poniżej powierzchni sandru, wypełniły osady piaszczysto-żwirowe o znacznych deniwelacjach, a także powstały liczne jeziora rynnowe.

W trakcie rozwoju holocénskiej sieci rzecznej niektóre rynny zostały wykorzystane przez rzeki jak np. obecne doliny rzek Korytnicy i Płocicznej z Runicą. W holocenie rozpoczął się również powolny proces zarastania jezior w wyniku czego wiele z nich zanikało lub znacznie zmniejszyło rozmiary pozostawiając po sobie płaskie równiny torfowe.

#### IV. PODSUMOWANIE

Przeprowadzone w latach 1999–2002 szczegółowe badania kartograficzne, w powiązaniu z wielokierunkowymi badaniami laboratoryjnymi pozwoliły na opracowanie arkusza Tuczno (272) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Dzięki wykonaniu trzech otworów badawczych sięgających do stropu neogenu oraz analizie profili otworów archiwalnych poznano dokładniej profil utworów czwartorzędowych w którym:

— najstarszymi utworami czwartorzędowymi na obszarze arkusza są gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich. Ich pozycja stratygraficzna jest niepewna i wynika tylko z interpretacji przekroju geologicznego, na którym występują one poniżej serii rzecznej, zaliczonej do interglacjału wielkiego;

— interglacjał wielki reprezentowany jest przez serię piasków rzecznych o miąższości 20–40 m. Osady te stwierdzono bezpośrednio w stropie utworów neogenu we wszystkich trzech otworach badawczych dla SMGP (kartograficznych);

— stwierdzono obecność dwóch poziomów glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich, odpowiadających zlodowaceniowi Odry i Warty. Pozycja stratygraficzna glin zwałowych zlodowacenia Warty została potwierdzona badaniami petrograficznymi. Pozycja stratygraficzna glin zwałowych zlodowacenia Odry wynika z ich położenia pod glinami zlodowacenia Warty.

— stwierdzono obecność dolin rzecznych z okresu interglacjału lubawskiego i eemskiego o głębokości 20–37 m wypełnionych seriami piasków i mułków rzecznych. Nie udało się niestety prześledzić biegu tych dolin i to zagadnienie pozostaje problemem otwartym;

— stwierdzono obecność dwudzielnych glin zwałowych zlodowacenia Wisły (fazy leszczyńsko-poznańskiej). Dwudzielność ta czytelna jest w obrębie wysoczyzny polodowcowej położonej na wschód od linii Tuczno–Bronikowo i związana jest z oscylacją czoła lądolodu. Oba poziomy glin rozdzielone są serią piasków śródglinowych rejestrowanych w wielu otworach i sondach. Na obszarze Równiny Drawskiej, będącej szlakiem wód roztopowych, gliny dolne zostały na większości obszaru wyerodowane, a te które się tam znajdują odpowiadają glinom górnym.

Do rozwiązania pozostał problem udokumentowania obecności osadów zlodowaceń południowopolskich. Uściślenia wymaga również rozpoznanie morfologii stropu osadów trzeciorzędowych.

Opracowano  
w Przedsiębiorstwie Geologicznym  
w Kielcach

Zakład Kartografii Geologicznej  
Państwowego Instytutu Geologicznego

Kielce, 2002 r.

## LITERATURA

- Brochwicz-Lewiński W., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — jura górna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Bugajska J., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Człopa (311). Dokumentacja badań litologiczno-petrograficznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bugajska J., 2002 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tuczno (272). Dokumentacja badań litologiczno-petrograficznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieśliński S., Jaskowiak M., 1973 — Kreda. Niecka szczecińska i monoklina przedsudecka. W: Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia: **2**. Mezozoik. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1955 — O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70.
- Ciuk E., 1970a — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Ciuk E., 1970b — Trzeciorzęd. Obszar pozakarpcki. Profil litologiczno-stratygraficzny. *Biul. Inst. Geol.*, 251.
- Ciuk E., 1971 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Ciuk E., 1972 — Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. *Prz. Geol.*, **20**, 11.
- Czernicka-Chodkowska D., 1991 — Formy ozowe na obszarze Polski. Katalog Vector, Warszawa.
- Dadlez R., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. **1**. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1987 — Tektonika. Kompleks cechsztyński-mezozoiczny. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Dadlez R., (red.) 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyński-mezozoicznego na niżu polskim 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Damicz I., 1995 — Związek wieku osadów pojeziernych z ich typem litologicznym na Warmii i Mazurach. *Prz. Geol.*, **43**, 1.
- Dayczak-Calikowska K., Kopik I., 1973 — Jura środkowa. Wał pomorski i niecka szczecińsko-mogileńska. W: Budowa geologiczna Polski **1**. Stratygrafia. 2. Mezozoik. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dayczak-Calikowska K., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — jura środkowa. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Dąbrowska Z., 1970 — Jura górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Biul. Inst. Geol.*, 221.
- Dobrzyński S., Florek E., Florek W., Orłowski A., 1991 — Plejstocen środkowego Pomorza i Pobrzeża Bałtyku w świetle termoluminescencyjnych wskaźników wieku osadów. *Prz. Geol.*, **39**, 5–6.
- Dobrcka E., Piotrowski A., 2002 — Budowa geologiczna i rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. W: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty — 9. Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Borne Sulinowo (ark. Wałcz). Oddz. Pom. Państw. Inst. Geol., Wydz. Nauk o Ziemi UŚł., Sosnowiec.
- Dobrcki R., Lewandowski J., Zieliński T., (red.) 2002 — Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty — 9. Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Oddz. Pom. Państw. Inst. Geol., Szczecin. Wydz. Nauk o Ziemi UŚł., Sosnowiec.
- Dobrzyński S., Racinowski R., 1994 — Minerale ciężkie w vistuliańskich osadach glacialnych Pomorza Zachodniego jako wskaźnik zróżnicowania sedymentacji. W: Geologia i geomorfologia pobrzeża południowego Bałtyku. 2. Konferencja. Słupsk.
- Dyjur S., 1991 — Wpływ ewolucji paleogeograficznej na rozwój zlodowaceń w Polsce Zachodniej. *UAM, Ser. Geogr.*, 50.
- Franczyk M., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — retyk, jura dolna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Gajewska J., 1978 — Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. W: Stratygrafia kajpru w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **87**.
- Gajewska J., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — wapień muszlowy i kajper. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Galon R., 1947 — Podział Polski północnej na krainy naturalne. *Czas. Geogr.*, 18.
- Galon R., 1952 — O fazach postoju lądolodu na obszarze Pomorza. Księga Pamiątkowa 75-lecia Tow. Nauk. w Toruniu. Tow. Nauk., Toruń.
- Galon R., 1957a — The problem of the last glaciation in Poland. Supplement. *Prz. Geogr.*, **28**.
- Galon R., 1957b — Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos, Ser. B*, **3**, 3(11).
- Galon R., 1967 — Czwartorzęd Polski Północnej. W: Czwartorzęd Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1970 — Uwagi o wpływie konfiguracji i struktury podłoża plejstocenu na rozwój sieci dolinnej Polskiego Niżu. *Acta Geogr. Lodz.*, 24.
- Galon R., 1972 — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: Geomorfologia Polski. **2**. Niż Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1972 — Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego. W: Geomorfologia Polski. **2**. Niż Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1975 — O polskich badaniach geomorfologicznych i pokrewnych na Pomorzu w okresie międzywojennym (1918–1939). W: Z dziejów nauki polskiej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1977 — Ostatni zimny okres (Würm) a ostatnie zlodowacenie skandynawskie. *Stud. Geol. Pol.*, 52.

- Galon R., 1981 — On the Stratigraphy and Chronology of the Last Glaciation (Vistulian) in Poland. *Quatern. Stud.*, 3.
- Gogołek W., 1991 — Stratygrafia czwartorzędu północno-wschodniej części Pojezierza Poznańskiego, rejon Szamotuł. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *UAM, Ser. Geogr.*, 50.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1 : 200 000 i 1 : 500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1999 — Opracowanie palinologiczne próbek z otworu Wieleń 2, Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wieleń (351). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1972 — Kreda górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Kwart. Geol.*, 16, 2.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, 96.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — kreda górna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Jentzsch A., 1927 — Die Braunkohlenformation im Nordosten In: Klein G. Handb. dtsch. Braunkohlenbau Bd. 1. Halle a. Saale.
- Karczewski A., 1989 — Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe). *UAM, Ser. Geogr.*, 44.
- Kłysz P., 1990 — Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *UAM, Ser. Geogr.*, 47.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970 — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Stud. Geol. Pol.*, 33.
- Kozarski S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacja. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *UAM, Ser. Geogr.*, 50.
- Kozarski S., 1992 — Zmiana warunków depozycyjnych w schyłkowym plejstocenie na obszarach ostatniego zlodowacenia w północnej Polsce. *Prz. Geol.*, 40, 10.
- Kozłowska M., 1982 — Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia Pojezierza Myśliborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 337.
- Kozłowski J., Nosek M., 1977 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gorzów Wielkopolski, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowski I., 1977 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gorzów Wielkopolski, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Krupiński K., M., 1991 — Flora późnego glaciału i holocenu z Chojnej, Polska północno-zachodnia. *UAM, Ser. Geogr.*, 50.
- Lindner L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Wyd. PAE, Warszawa.
- Listkowska H., Maksiak S., 1977a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Piła, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Listkowska H., Maksiak S., 1977b — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Piła, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Liszkowski J., 1993 — Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje glin morenowych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. 2. Seminarium. Poznań, 14–15 października 1993. Inst. Bad. Czwartorz., Poznań.
- Łyczewska J., 1958 — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, 2, 1.

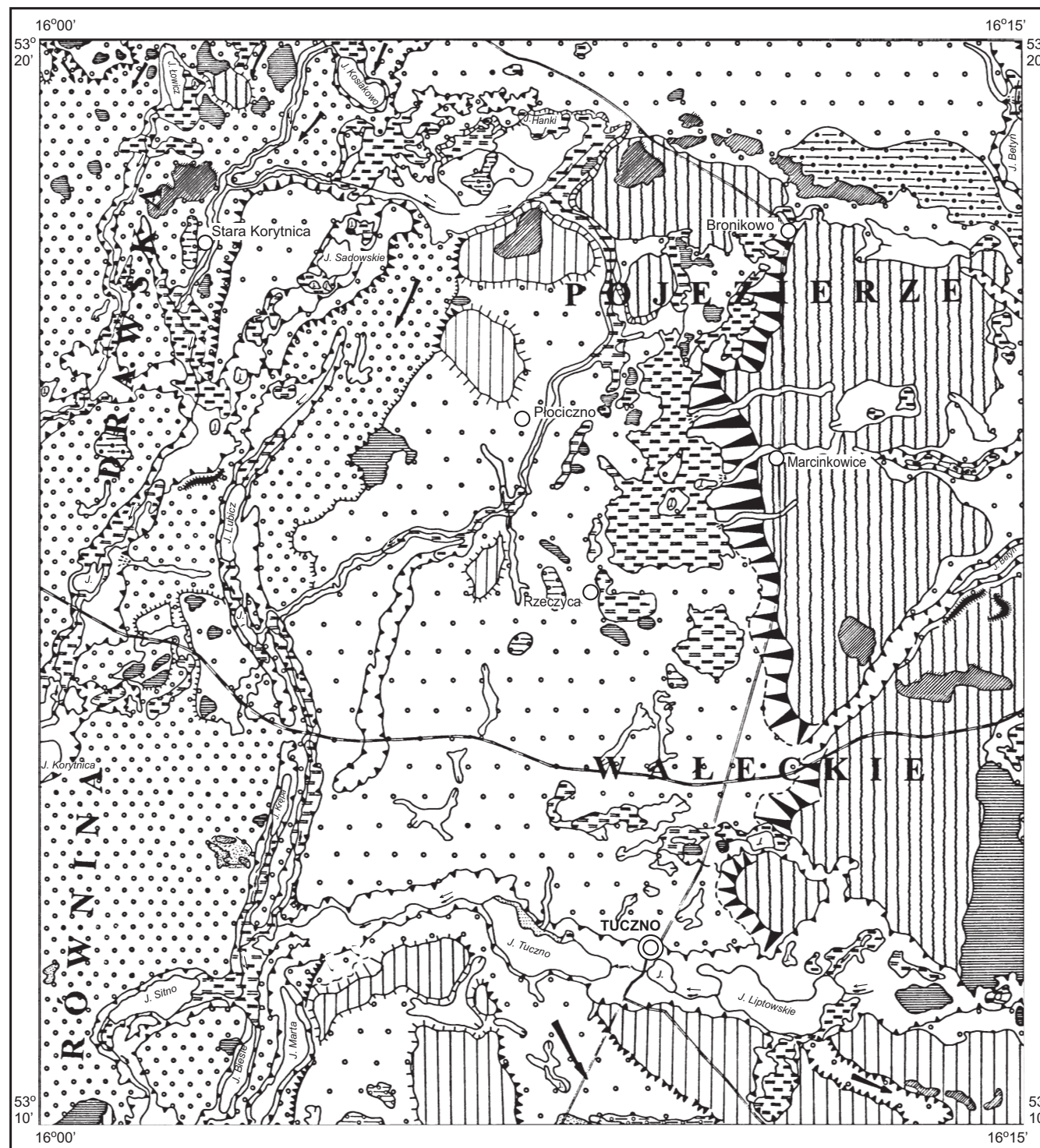
- Majdanowski S., 1947 — Rozmieszczenie, gęstość i kierunek rynien jeziornych na Niżu Polskim. *Prz. Geogr.*, **21**.
- Maksiak S., Mróz W., J., 1978 — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 300.
- Marek S., Raczyńska A., 1973 — Kreda dolna. Niecka mogileńsko-lódzka. W: Budowa geologiczna Polski. **1**.  
Stratygrafia. 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- Migoń P., 1992 — Osady czwartorzędowe cementacji węglanowej w okolicy Czaplina na Pojezierzu Drawskim.  
*Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., Ser. A*.
- Mojski J., E., 1994 — Piętro Wisły w świetle datowań wieku bezwzględnego. *Zesz. Nauk. PŚl. 1229 Mat.-Fiz.*, 71.  
*Geochron.*
- Niewiarowski W., 1994 — Niektóre problemy genezy rynien subglacjalnych. W: Formy, osady i procesy subglacjalne. Symp. dedykowane prof. dr hab. Władysławowi Niewiarowskiemu w siedemdziesiątą rocznicę urodzin. Toruń–Górzno, 28–29 września 1994. Streszczenia referatów i komunikatów. Przewodnik wycieczki terenowej. Toruń.
- Nosek M., 1978 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Piła. Inst. Geol., Warszawa.
- Orłowska-Zwolińska T., 1987 — Palinostratygrafia osadów triasu W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Pawłowska K., 1968 — Perm górny — cechsztyń. W: Budowa geologiczna Polski. **1**, 1. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pawłowska A., 2002 — Sprawozdanie z badań geoelektrycznych dla arkusza Tuczno (272) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. Przew. 62 Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol., Poznań.
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **8**, 1.
- Pożaryski W., 1987 — Tektonika — paleozoik podpermski. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Raczyńska A., (red.), 1987 — Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Raczyńska A., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — kreda dolna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, 119.
- Raczyńska A., 1987 — Zarys sedymentacji i paleotektoniki — perm i mezozoik. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Schoeneich K., 1962 — Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. *Szczecińskie Tow. Nauk. Wyd. Nauk Techn.*, **3**, 1.
- Słodkowska B., 1999 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych przeprowadzonych w otworach z okolic miejscowości Człopa, otw. 1 (47), otw. 2 (32), otw. 4 (1). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Słodkowska B., 2002 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z ark. Tuczno (272) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, otw. T-1, T-2, T-3. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Stoiński A., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Trzcianka (312). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Stoiński A., Wągrowski A., Wieczorek D., 2002 — Analiza rozmieszczenia rynien polodowcowych na obszarze Pojezierza Wałeckiego i jej związek z współczesną siecią rzeczną. 9. Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski” Borne Sulino. Oddz. Pom. Państw. Inst. Geol., Wyd. Nauk o Ziemi UŚl., Sosnowiec.
- Studencki M., 1994 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Drezdenko (350). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Studencki M., 1994 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Drezdenko (350). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Studencki M., 1997a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Strzelce Krajeńskie (349). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Studencki M., 1997b — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Strzelce Krajeńskie (349). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sylwestrzak J., 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Gdańskie Tow. Nauk. Wydz. V Nauk o Ziemi, Gdańsk.
- Szyperko-Teller A., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — trias dolny. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Wagner R., 1987 — Stratygrafia i rozwój sedymentacji — cechsztyń. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Wągrowski A., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Człopa (311). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winter H., 1999 — Orzeczenie dotyczące analizy pyłkowej 4 próbek z wiercenia Człopa otw. 1 (47), ark. Człopa. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Tuczo (272)

**SZKIC GEOMORFOLOGICZNY**

Skala 1:100 000



**Formy lodowcowe**

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

**Formy wodnolodowcowe**

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe: a. poziom I, b. poziom II
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacjalne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Doliny wód roztopowych
- Równiny erozyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

**Formy eoliczne**

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

**Formy rzeczne**

- Dna dolin rzecznych
- Krawędzie i stoki: a. wysoczyzny, b. tarasów

**Formy denudacyjne**

- Suche doliny
- Stożki napływowe
- Długie stoki

**Formy jeziorne**

- Równiny jeziorne

**Formy utworzone przez roślinność**

- Równiny torfowe

Opracował: A. WĄGROWSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Tuczno (272)

### SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- |   |        |        |   |                 |
|---|--------|--------|---|-----------------|
| NEOGEN  | MIOCEN | $pM_2$ | Piaski kwarcowe z pyłem węglowym i wkładkami węgla brunatnego, mułki oraz iły ze zwęglonym detrytusem roślinnym | MIOCEN ŚRODKOWY |
| —+20— Izohipsy stropu podłoża czwartorzędowego w m n.p.m.   |        |        |   |                 |
| ● 41 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej oraz rzędna stropu utworów miocenських w m n.p.m. |        |        |   |                 |
| A—B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej   |        |        |   |                 |

Opracował: A. WĄGROWSKI

