



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

WŁADYSŁAW NIEWIAROWSKI, MICHAŁ PASIERBSKI

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

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Sępólno Krajeńskie (240)
(z 1 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



WARSZAWA 2003

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

Autorzy: Władysław NIEWIAROWSKI, Michał PASIERBSKI

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi,
Instytut Geografii, ul. Fredry 6/8, 87–100 Toruń

Redakcja merytoryczna: Dorota WAJCHT

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

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

ISBN 83-7372-614-4

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2003

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	12
a. Stratygrafia	12
1. Trzeciorzęd	14
a. Neogen	14
Miocen	14
Miocen środkowy	14
Miocen górny	14
Pliocen	15
Pliocen górny.	15
2. Czwartorzęd	15
a. Plejstocen	15
Zlodowacenia środkowopolskie	15
Zlodowacenie Odry	15
Interglacjał lubelski	16
Zlodowacenie Warty	16
Stadiał dolny	17
Stadiał środkowy	18
Interstadiał	18
Stadiał górny	19
Interglacjał eemski	19
Zlodowacenia północnopolskie	20
Zlodowacenie Wisły	20
Stadiał górny	20
b. Czwartorzęd nierozdzielony	23

c. Holocen	24
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	24
C. Rozwój budowy geologicznej	25
IV. Podsumowanie	29
Literatura	31

I. WSTĘP

Arkusz Sępólno Krajeńskie (240) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 położony jest w północno-zachodniej części województwa kujawsko-pomorskiego, na obszarze gmin: Kamień Krajeński, Sępólno Krajeńskie, Sośno i Więcbork, położonych w powiecie sępoleńskim oraz gminy Koronowo, należącej do powiatu bydgoskiego, a także na obszarze gminy Gostycyn znajdującej się w powiecie tucholskim. Obszar arkusza zajmuje powierzchnię 308 km² i ograniczony jest następującymi współrzędnymi: 17°30'–17°45' długości geograficznej wschodniej i 53°20'–53°30' szerokości geograficznej północnej. Wchodzi w skład mezoregionu Pojezierze Krajeńskie (Kondracki, 2000).

Obszary leśne zajmują 14,6% powierzchni i tworzą kilka kompleksów usytuowanych w środkowej i południowej części omawianego arkusza. Lasy występują przede wszystkim na wysoczyznach morenowych i w strefach moren czołowych. Stąd też większość z nich to lasy bukowo-dębowe, a jedynie wzdłuż rynny Sępoleńki widoczne są lasy sosnowe.

Wody powierzchniowe stanowią zaledwie 1,1% powierzchni arkusza i są to jedynie jeziora rynnowe (Pasierbski, 1994). Na pozostałym obszarze występują tereny rolnicze.

Największą miejscowością jest powiatowe miasto Sępólno Krajeńskie (około 10 tys. mieszkańców), usytuowane w północno-zachodniej części arkusza, nad Jeziorem Sępoleńskim. Do większych wsi należą: Jastrzębiec, Wielowicz, Sośno, Wałdowo, Włóścibórz i Wielka Klonia. Prawie wszystkie z wymienionych miejscowości połączone są drogami o dobrej nawierzchni, przeważnie asfaltowej. Ponadto na obszarze arkusza występowały jeszcze do niedawna dwie linie kolejowe, a mianowicie: fragment linii Nakło–Chojnice i zlikwidowana w 1995 roku dla ruchu pasażerskiego linia Więcbork–Pruszcz–Bagienica.

Na analizowanym terenie występuje jeden rezerwat przyrody — Wąwelnio o powierzchni 4,72 ha. Ma on charakter szkoleniowo-dydaktyczny, chronione są w nim wiekowe okazy drzew liściastych.

Realizację prac geologicznych na rozpatrywanym obszarze podjęto w drugiej połowie 1993 roku, na podstawie „Projektu prac geologicznych” dla arkuszy: Więcbork i Sępólno Krajeńskie zatwierdzonego przez Głównego Geologa Kraju decyzją TR/v/25/89 z dnia 01.08.1989 r.

Zdjęcie geologiczne zostało wykonane w latach 1993–1997 przez Pasierbskiego. W czasie prac kartograficznych sporządzono 1340 km marszrut zdjęciowych, 1123 punkty dokumentacyjne, w tym 870 sond ręcznych o łącznym metrażu 2616 m i 173 sondy mechaniczne, wykonane wiertnią WH-5, o łącznym metrażu 813 m. Ponadto wykonano 60 wkopów i oczyszczono 307 m² ścian w 20 odsłonięciach.

Dla udokumentowania litologii i stratygrafii osadów czwartorzędowych i ich podłoża wykonano trzy otwory badawcze (kartograficzne) o łącznym metrażu 256 m: otwór Suchorączek-4 (otw. 26) o głębokości 89,0 m; otwór Grochowec-5 (otw. 18) o głębokości 103,0 m oraz otwór Komierówko-6 (otw. 10) o głębokości 69,0 m. Z wierceń tych pobrano próbki osadów czwartorzędowych i utworów podłoża do badań laboratoryjnych. Oprócz zebranych materiałów terenowych, przy zestawieniu tejże mapy wykorzystano archiwalne materiały geologiczne, na które składają się opisy 110 otworów wiertniczych, w większości studziennych oraz dane zawarte w 53 dokumentacjach surowcowych i geologiczno-inżynierskich.

W celu określenia cech litologiczno-petrograficznych osadów oraz uzyskania danych o środowisku sedymentacyjnym, pobrano 155 próbek z otworów badawczych (152 próbki z osadów czwartorzędowych i 3 z osadów podłoża). Badania obejmowały: uziarnienie, zawartość CaCO₃, obtoczenie ziarn kwarcu, analizę składu petrograficznego żwirów z glin oraz oznaczenie składu minerałów ciężkich. Wyniki tych badań zestawiono w sprawozdaniu specjalnym (Niewiarowski, 1979), opiniowanym przez Kenig (1976).

Dla 52 próbek pobranych z rdzeni otworów w Suchorączku (otw. 26) i Komierówku (otw. 10) oraz osadów jeziornych z profilu Wysoka wykonano analizy palinologiczne (Noryśkiewicz, 1996, 1997). Pozwoliły one na określenie charakteru roślinności w osadach rzecznych kopalnej doliny w Suchorączku oraz na ustalenie stratygrafii osadów jeziornych z okresu późnoglacialnego i holocenu w Wysokiej. W celu określenia wieku bezwzględnego osadów czwartorzędowych wykonano badania metodą TL dla sześciu próbek pobranych z otworu w Grochowcu (otw. 18) i jednej z otworu 26 w Suchorączku (Oczkowski i in., 1997). Wyniki tych badań okazały się jednak nieprzydatne dla celów stratygrafii czwartorzędu. Dla określenia ukształtowania podłoża czwartorzędu wykonano również badania geoelektryczne na linii przekroju geologicznego A–B (Kalitiuk, 1990). Wyniki tych badań nie znalazły potwierdzenia w wykonanych otworach wiertniczych, ze względu na podobne cechy osadów neogeńskich i czwartorzędowych.

Pierwsze przeglądowe badania geologiczne na obszarze arkusza prowadzone były jeszcze przez geologów niemieckich i dotyczyły części moren czołowych (Maas, 1900) oraz niektórych osów

(Jentzsch, 1906). Dalsze badania prowadzono dopiero po drugiej wojnie światowej i były one związane z edycją Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1:300 000, arkusz Bydgoszcz (Galon, 1949). W czasie tych prac Galon odkrył i zbadał nieznane wcześniej moreny czołowe występujące zarówno na arkuszu Więcbork, jak i Sępólno Krajeńskie (Galon, 1952). Badania te stały się także podstawą do stworzenia wydzieleni, a następnie instrukcji do szczegółowego kartowania geomorfologicznego na obszarze Polski Niżowej (Galon, 1963). Późniejsze badania doprowadziły do rozpoznania na rozpatrywanym obszarze niektórych kemów i ozów (Murawski, 1961a, b). Ich wydzielenie było zapewne przyczyną tego, iż Murawski przyjął na swojej mapie — Mapie morfogenetycznej Wysoczyzny Krajeńskiej w skali 1:100 000 (1969) koncepcję arealnego zaniku lądolodu na całym obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej. Stąd też na wydanej kilka lat później Mapie geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Chojnice, wydanie A (Butrymowicz i in., 1978c) między Więcborkiem i Sępólnem Krajeńskim moreny czołowe zostały zastąpione rozległymi kemami tworzącymi pola kemowe.

Prowadzone w ostatnich latach szczegółowe badania terenowe na Wysoczyźnie Krajeńskiej (Pasierbski, 1994, 1995a, b, c, d, 1996; Pasierbski, Niewiarowski, 2003), doprowadziły do weryfikacji wcześniejszych poglądów i odkrycia nieznanych tu wcześniej form, jakimi są drumliny. Badania te wykazały ponadto, że geneza rzeźby tego terenu jest bardziej złożona niż przyjmowano to dotychczas.

Przy zestawieniu szkicu geologicznego odkrytego wykorzystano mapy podstawowe w skali 1:50 000 Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, dwóch arkuszy — Chojnice oraz Nakło (Butrymowicz, 1978a; Uniejewska, Nosek, 1978).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Sępólno Krajeńskie (240), podobnie jak sąsiedniego arkusza Więcbork, znajduje się w centrum Wysoczyzny Krajeńskiej. Położenie to sprawia, że arkusze te wykazują wiele cech wspólnych, takich jak: równoleżnikowy przebieg moren czołowych i rynien marginalnych, obecność rozległych zagłębień końcowych (wytopiskowych) z wałami drumlinów i niespotykaną na innych terenach ilością ozów. Najwyżej położone miejsce występuje tu na wysokości 161,6 m n.p.m. w obrębie dużego masywu moren czołowych koło Jastrzębca. Najniżej położony punkt — 100,4 m n.p.m. usytuowany jest w rynnie Sępoleńki przy wschodniej granicy arkusza mapy.

Formy rzeźby omawianego terenu, zostały już wcześniej przedstawione na Mapie morfogenetycznej Wysoczyzny Krajeńskiej w skali 1:100 000 (Murawski, 1969). W porównaniu z tą mapą, szkic geomorfologiczny (tabl. I) załączony do niniejszego opracowania, zawiera nie tylko istotne zmiany dotyczące kwalifikacji form, ale stanowi niemal całkowicie nowy obraz tego terenu. Sporządzenie go było możliwe w wyniku szczegółowych badań, zarówno geomorfologicznych jak i geologicznych

(Pasierbski, 1994, 1995a, b, c, d, 1996; Niewiarowski, Pasierbski, 2003), które ujawniły, że rozległe masywy kemowe (Murawski, 1969) zbudowane są głównie z glin zwałowych. Stanowią one mniej lub bardziej klasyczne drumliny lub zdrumlinizowane moreny czołowe o wyjątkowo zawiłej topografii. Natomiast obniżenia stanowią przekształcone w wyniku ponownego nasunięcia lądolodu depresje końcowe (Pasierbski, 1994).

W granicach arkusza występują formy o różnej genezie. Omawiany obszar charakteryzuje się niewielkim rozwinięciem pól i szlaków sandrowych, dlatego też zdecydowanie dominuje tu wysoczyzna morenowa, wykazująca różny stopień urozmaicenia zarówno formami wypukłymi jak i wklęsłymi.

Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°) tworzy rozległy obszar w północnej części szkicu, między rynną Sępolenki na południu i rynną Kamionki na północy. W okolicy Sępólna Krajeńskiego rozcinają ją liczne rynny subglacjalne i doliny wód roztopowych, którym towarzyszą wąskie szlaki sandrowe. W niewielkich płatach występuje ona także w rejonie Grochowca, na południe od Niechorza, koło Obodowa, Suchorączka i Śmiłowa. Ponadto znaczny obszar wysoczyzny morenowej płaskiej widoczny jest w okolicy Wielowicza i Jastrzębca.

Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie do 5°) występuje w dwóch płatach koło Sępólna Krajeńskiego oraz w rejonie Grochowca, gdzie tworzy dwa obszary o zróżnicowanej powierzchni. Największy obszar wysoczyzny morenowej falistej widoczny jest w południowo-wschodniej części szkicu, gdzie na jej powierzchni występuje znaczna ilość drumlinów. Cechą charakterystyczną tego obszaru jest także obecność niewielkich enklaw wysoczyzny morenowej płaskiej koło miejscowości Sośno.

Moreny czołowe akumulacyjne występują w dwóch miejscach tj. koło wsi Niechorz, po południowej stronie rynny Sępolenki i na południe od Śmiłowa. Moreny czołowe koło Niechorza to dwie formy, które nie mają przedłużenia w najbliższym otoczeniu. Pierwsza z nich położona jest wzdłuż rynny Sępolenki, ma charakter wału o długości około 1300 m i zmiennej wysokości względnej od 12,0 do 23,0 m. Druga występuje w odległości 1,5 km na południe od poprzedniej. Ma podobny kształt, lecz jest trochę niższa, około 10–13 m wysokości względnej. To wzniesienie zasługuje na szczególną uwagę ponieważ w poprzek tej formy usadowiony jest wał ozowy. Taka pozycja ozu ma istotną wymowę paleogeograficzną, dowodzi ona, że moreny te po utworzeniu, zostały przekroczone przez lądolód, a wał ozowy pochodzi z okresu recesji lądolodu.

Moreny czołowe akumulacyjne na południe od Śmiłowa znajdują się niejako na przedpolu strefy wieńborskich moren czołowych, które w całości mają zaburzoną budowę geologiczną.

Moreny czołowe spiętrzone, podobnie jak na sąsiednim arkuszu Wieńbork (Pasierbski, Niewiarowski, 2003) występują w dwóch ciągach, a mianowicie:

- a) moreny wieńborskie (Wieńbork–Jastrzębiec i Dalkowo–Wielowicz)

b) moreny północnowięcborskie (na zachód od Grochowca)

Moreny wiecborskie tworzą wyraźny wał o długości około 1 km i wysokości 15,0–20,0 m, między Więcborkiem i Śmiłowem. Wał ten urywa się w pobliżu zagłębienia końcowego (wytopiskowego). Jego przedłużenie widoczne jest dopiero po wschodniej stronie Jeziora Śmiłowskiego w postaci rozległego masywu rozciągającego się na przestrzeni 5,0 km. Występuje tu nie tylko najwyższy punkt w obrębie arkusza (161,6 m n.p.m.), ale również nieczęsto spotykane deniwelacje, osiągające prawie 40 m. Oprócz dużych wysokości i znacznego nagromadzenia form, moreny te wykazują wyraźne ślady drumlinizacji w postaci niecek egzarycyjnych i krawędzi subglacjalnych (Pasierbski, 1995d, 1996).

Drugie skupisko moren widoczne jest między Jastrzębcem i Wielowiczem, gdzie tworzy trójkątny masyw o wyjątkowo zawiłej rzeźbie i deniwelacjach osiągających 30,0 m. Ich przedłużenie zaznacza się w pobliżu Suchorączka, w postaci silnie zdeformowanych wzgórz, oddzielonych od siebie podłużnymi zagłębieniami powstałymi na skutek egzarycyjnej działalności lodowcowej.

Moreny północnowięcborskie występują na obszarze arkusza w formie szczątkowej, jako niewysokie wzniesienia tuż przy granicy arkusza mapy na zachód od Grochowca. Wzniesienie to kończy się wyraźną krawędzią subglacjalną i nie znajduje przedłużenia w kierunku wschodnim.

Drumliny tworzą na obszarze arkusza dwa rozległe pola, tj. na zapleczu moren wiecborskich — pole drumlinowe koło Wysokiej (Pasierbski, 1995a) oraz pole drumlinowe w rejonie Obodowo–Sośno–Tonin. Ponadto drumliny występują pojedynczo lub w niewielkich skupiskach na północ od rynny Sępolenki, koło Sępólna Krajeńskiego i Włóściborza. Wśród drumlinów występują formy duże, osiągające nawet 2,0 km długości; 0,7 km szerokości i 20,0–25,0 m wysokości względnej (Zboże, Wysoka, Sośno). Są to w większości klasyczne drumliny o zróżnicowanej budowie i ułożeniu osi dłuższej na kierunku północ–południe.

Na obydwu polach przeważają jednak drumliny małe i średnie: 60,0–200,0 m długości; 30,0–70,0 m szerokości i 5,0–8,0 m wysokości. W większości są to drumliny erozyjne lub erozyjno-akumulacyjne, zbudowane z glin zwałowych z nałożenia, chociaż spotyka się również drumliny piaszczyste.

Krawędzie subglacjalne występują na obszarze arkusza Sępólna Krajeńskiego koło Śmiłowa i Grochowca, gdzie dokumentują przerwanie wałów moren czołowych. Krawędzie te są zazwyczaj zbudowane z glin.

Zagłębienia końcowe (wytopiskowe) zajmują znacząco powierzchnię i występują na zapleczu moren czołowych lub też w strefach drumlinizacji, gdzie moreny czołowe uległy rozerwaniu i zniszczeniu (Pasierbski, 1995c, d). W większości tych zagłębień istniały jeziora, które zarosły, bądź też zanikły już, podczas budowy na tym terenie linii kolejowych.

Zagłębienia powstałe na skutek egzarycyjnej działalności lodowcowej to przede wszystkim obniżenia i niecki międzydrumlinowe, naśladujące układ wałów drumli-

nowych. Wykazują one często nierówne dno. Tego typu formy są widoczne także wśród wiecborskich moren czołowych (Pasierbski, 1995c, d), gdzie są jednym z dowodów na drumlinizację tych moren.

S k a r p y k o n t a k t u l o d o w e g o . Tego typu skarpy występują w północnej części arkusza, na północ od Sępólna Krajeńskiego. Zamykają one zagłębienia końcowe (wytopiskowe) od strony południowej i stanowią początek sandru. Występują one na linii postoju krawędzi lodowej.

R ó w n i n y s a n d r o w e . Jak już wspomniano uprzednio, rozwój sandrów na arkuszu Sępólno Krajeńskie jest raczej niewielki. Mają one charakter bardziej szlaków niż pól sandrowych. Stąd też towarzyszą one rynnom marginalnym, m.in. Kamionki (północno-wschodnia część arkusza) i Sępolenki lub też biorą od nich początek (rynna wiecborska, południowo-zachodni skraj arkusza). Największy z nich, szlak sandrowy Sępolenki, występuje również na sąsiednim arkuszu Więcbork (Pasierbski, Niewiarowski, 2003). Szlak ten wiąże się z postojem lądolodu na północ od rynny Sępolenki i ma dwukierunkowy odpływ: w kierunku zachodnim do rynny Łobżonki (arkusz Więcbork) i w kierunku wschodnim wzdłuż rynny Sępolenki. Obszar bifurkacyjny występował w osi Jeziora Lutowskiego na arkuszu Więcbork.

R ó w n i n y z a s t o i s k o w e występują w dwóch miejscach, a mianowicie: w rynnach Sępolenki koło Niechorza, gdzie zaznacza się charakterystyczny meander oraz koło Obodowa w obniżeniu o charakterze depresji końcowej. Na powierzchni równiny zastoiskowej w rynnach Sępolenki występuje kilka zagłębień o genezie wytopiskowej.

O z y . Na obszarze arkusza występuje 20 wałów ozowych, z których tylko połowa była znana wcześniej (Galon, 1952; Jentsch, 1906; Murawski, 1969). Niektóre z nich zostały już w znacznej części wyeksploatowane i stanowią niejako negatywy dawnych form wypukłych. Są one niemymi świadkami okresu „wielkiej płyty”, jaka panowała w naszym budownictwie w latach siedemdziesiątych. Najciekawsze z ozów, występujących w tak dużej ilości w tej części Pojezierza Krajeńskiego np. oz Szywałd–Przepałkowo o krętości przypominającej meandrującą rzekę, którego jeden z fragmentów przechodzi w poprzek grzbietu moreny czołowej lub też wał koło Świdwia „nasadzony” niejako na grzbiety drumlinów, powinno się objąć ochroną. W przeciwnym razie za kilka lat znane będą już tylko z opisów.

K e m y . Rozległe pola kemowe znaczone na rozpatrywanym obszarze (Murawski, 1969) w trakcie badań okazały się zdrumlinizowanymi morenami czołowymi lub gliniastymi drumlinami. Natomiast kemy są tutaj rzadkością. Występują one w sąsiedztwie rynien (okolice Śmiłowa) lub towarzyszą ozom (oz Płosków–Wielowiczek). Największa forma kemowa występuje tylko częściowo na arkuszu, tj. na wschód od Sośna.

R y n n y s u b g l a c j a l n e stanowią charakterystyczny element rzeźby Pojezierza Krajeńskiego (Pasierbski, 1994). Na obszarze arkusza Sępólno Krajeńskie dominującą rolę odgrywają rynny margi-

nalne, tj. Kamionki, Sępolenki i rynna wiećborska. Natomiast rynny o przebiegu N–S, SW–NE, NW–SE występują w zasadzie w północnej części arkusza. Są to rynny krótkie, którym towarzyszą wały ozowe. Najdłuższą rynną rozcinającą obszar arkusza z zachodu na wschód jest rynna Sępolenki. Osiąga ona maksymalnie szerokość 1,0 km i jest wcięta miejscami w wysoczyznę morenową na głębokość 26,0 m. Gdyby usunąć z niej osady torfów i gyttii, wtedy jej głębokość osiągnęłaby prawie 40 m (Pasierbski, 1994).

Doliny wód roztopowych występują głównie w północnej części arkusza, są mniej liczne i nawiązują do rynien: Kamionki i Sępolenki.

Zagłębienia eworsyjne widoczne są w strefie wiećborskich moren czołowych koło Jastrzębca, a także w otoczeniu wału morenowego koło Niechorza. Ponadto występują w strefie falistej wysoczyzny morenowej po północnej stronie rynny Sępolenki.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie, w odróżnieniu od zagłębień powstałych na skutek egzaracyjnej działalności lądolodu, mają bardziej nieregularny i poszarpany zarys. Występują dość powszechnie na wysoczyźnie morenowej, na obszarach sandrowych a nawet widoczne są w obrębie równin zastoiskowych.

Z uwagi na wododziałowe położenie obszaru arkusza brakuje tu dobrze rozwiniętych dolin rzecznych. Największa na tym arkuszu rzeka Sępolenka wykorzystuje rynnę i do tej pory jedynie w odcinkach przełomowych wykształciła dno dolinne. W zboczach największych rynien (Kamionki i Sępolenki) rozwinęły się parowy i młode rozcięcia erozyjne.

Suche doliny i stożki napływowe występują jedynie w obrębie rynny Sępolenki i Kamionki.

Równiny torfowe występują w większości rynien subglacjalnych w rozległych zagłębieniach końcowych (wytopiskowych).

Zaniechanie produkcji wielkiej płyty spowodowało spadek zainteresowania kruszywem naturalnym. W związku z tym duża ilość piaskowni i żwirów istniejących jeszcze na początku lat dziewięćdziesiątych uległa likwidacji i częściowej rekultywacji. Obecnie pozostały jeszcze żwirownie w rejonie Śmiłowa, na północ od Sępólna Krajeńskiego oraz koło Sośna i Wielowicza, a także liczne piaskownie w okolicy Jastrzębca i Wielowicza.

Wkopy, nasypy i skarpy mające znaczenie morfologiczne powstały podczas budowy linii kolejowych: Wiećbork–Sępólno Krajeńskie oraz Wiećbork–Jastrzębiec–Obodowo. Największe wkopy powstały wówczas koło Jastrzębca, Obodowa i w Sępólnie Krajeńskim. Natomiast nasypy występują w poprzek rynny Sępolenki w Sępólnie Krajeńskim i Obodowie.

Obszar arkusza Sępólno Krajeńskie usytuowany jest na wododziale Wisły i Odry. Do dorzecza Wisły należy północno-wschodnia część arkusza odwadniana przez Sępoleńkę i Kamionkę do Brdy. Do dorzecza Odry zaś, należy część południowo-zachodnia odwadniana przez Orle do Łobzonki. Na obszarze arkusza brakuje dobrze rozwiniętych dolin rzecznych. Charakterystycznym elementem hydrograficznym są tu wyjątkowo rozległe mokradła po zanikłych jeziorach, takich jak: Las Mesy, Łąki Mazurskie i inne. Jeziora te liczyły od 4,0 do 8,0 km² powierzchni, podczas gdy największe obecnie jezioro na arkuszu, Jezioro Więcborskie, ma zaledwie 130 ha, a powierzchnia wszystkich jezior łącznie 3,5 km². Wśród zachowanych jeszcze jezior występują wyłącznie rynnowe. Do największych tego typu należą: wschodnia część Jeziora Więcborskiego, o szerokości około 750 m i maksymalnej głębokości 18,5 m oraz wschodnia część Jeziora Sępoleńskiego, o powierzchni 108 ha, szerokości 550 m i głębokości około 12 m. Do głębszych jezior należy też jezioro Niechorz, o powierzchni 43,8 ha i maksymalnej głębokości 12,3 m, pozostałe są mniejsze i płytsze. Największe zmiany w pierwotnej sieci hydrograficznej nastąpiły tu w wyniku zanikania jezior i postępującej erozji wstecznej w dolinach Kamionki i Sępoleńki (rozcinięcie progów i spływanie jezior) oraz na skutek gospodarczej działalności człowieka w trakcie budowy linii kolejowych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Na obszarze arkusza Sępólno Krajeńskie (240) tylko 17 otworów wiertniczych przebiło osady czwartorzędowe, z tego 10 z nich kończy się w osadach pliocenu. Siedem z nich zakończonych jest w osadach miocénskich. Osady trzeciorzędowe nie mają opracowań biostratygraficznych, a ich stratygrafia oparta jest na podstawach litostratygraficznych, nawiązujących przeważnie do wydzieleni Ciuka (1970, 1974). Jednakże nowsze opracowania, uwzględniające wyniki późniejszych badań (Piwocki, 1973, 1978; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Stankowski, 1996), inaczej określają wiek wyróżnianych uprzednio przez Ciuka formacji (warstw) osadowych. W nawiązaniu do określonych wydzieleni litostratygraficznych można stwierdzić, że na analizowanym obszarze wykonane dotychczas wiercenia przebijające osady pliocenu i miocenu górnego kończą się na głębokości 129,0–152,0 m, tj. na wysokości 8,0–18,0 m p.p.m. w osadach miocenu środkowego. Ze względu na podobieństwa litologiczne, nie ma jeszcze do tej pory możliwości precyzyjnego określenia granic pomiędzy miocénem środkowym i górnym oraz między miocénem górnym i pliocénem bez przeprowadzenia badań biostratygraficznych. Stąd też dokonane dalej wydzielenia stratygraficzne osadów trzeciorzędowych oraz określenie ich miąższości mają charakter przybliżony i mogą ulec w przyszłości zmianom. Podobnie ustalenie stratygrafii osadów czwartorzędowych napotyka tu na szereg istotnych trudności. Największe z nich

to brak, jak do tej pory, pełnych profili osadów interglacjalnych i interstadialnych, określonych metodami biostratygraficznymi.

Jedynie w otworze badawczym w Suchorączku (otw. 26) można było zbadać palinologicznie (Noryśkiewicz, 1996) część czwartorzędowych osadów rzecznych. Stwierdzono, że zostały one osadzone w zimnym klimacie tundrowym i na początku panowania klimatu borealnego (słabo zwarty las sosnowy). Jest to najprawdopodobniej część osadów pochodzących z początku interglacjału lubelskiego. Ponadto w tym profilu zachowana jest również seria młodszych osadów rzecznych powstałych w okresie interstadialnym oraz fragmenty gleby kopalnej prawdopodobnie z interglacjału eemskiego. Badania palinologiczne osadów profilu w Wysokiej (Noryśkiewicz, 1997) pozwoliły na wyróżnienie osadów późnoglacjalnych i holocenijskich.

Określenie stratygrafii osadów czwartorzędowych w innych profilach opiera się na podstawach litostratygraficznych (Niewiarowski i in., 1997). Określenie to jest jednak utrudnione m.in. tym, iż w niektórych otworach całość osadów czwartorzędowych stanowi bardzo miąższy kompleks glin zwałowych osiągających w Komierówku (otw. 11) — 60,0 m; w Komierowie (otw. 13) — 58,0 m; w Przepałkowie (otw. 15) — 57,0 m; w Świdwiu (otw. 6) — 51,0 m i w Małej Kloni (otw. 16) — 36,0 m. Jest niewątpliwe, że w tych kompleksach kryją się osady lodowcowe kilku zlodowaceń, lecz bez szczegółowych badań petrograficznych, rozpozniowanie stratygraficzne tych osadów jest niemożliwe. Przeprowadzone tego typu badania w miąższym kompleksie morenowym (44,0 m) w Komierówku (otw. 10) wykazały, że są tu gliny zwałowe zlodowacenia Wisły nałożone na gliny zwałowe zlodowacenia Warty (Niewiarowski i in., 1997). Mimo tych trudności poziomy morenowe (gliniaste) są głównymi poziomami stratygraficznymi. Niektóre z nich, jak na przykład gliny zwałowe w Grochowcu (otw. 18) zawierają jednak zbyt mało żwirów o średnicy 5,0–10,0 mm, aby można było wyliczyć z nich miarodajne współczynniki petrograficzne. Na Pojezierzu Krajeńskim, poza sąsiednim arkuszem Więcbork (Niewiarowski i in., 1996; Niewiarowski, Pasierbski, 2003), nie były prowadzone badania petrograficzne glin zwałowych i stąd też nie ma możliwości porównania składu petrograficznego w najstarszych na tym terenie glinach zwałowych. Wykonane datowania termoluminescencyjne (Oczkowski i in., 1997) są wątpliwe i niewiarygodne, stąd nie można było wykorzystać ich do stratygrafii czwartorzędu.

Poza badaniami teksturalnymi, które były pomocne przede wszystkim dla określenia genezy osadów, dla poznania stratygrafii stosowano też metody paleomorfologiczne i litostratygraficzne oraz nawiązania do literatury odnoszącej się do obszarów sąsiednich.

Ustalenia stratygraficzne na rozpatrywanym arkuszu wykazują podobieństwa z wynikami badań na sąsiednim arkuszu Więcbork (Niewiarowski, Pasierbski, 2003). Istotne są także nowsze dane stratygraficzne z Piły (Dąbrowski i in., 1987), gdzie udokumentowano badaniami palinologicznymi występowanie osadów interglacjału eemskiego i lubelskiego oraz poziom gliniasty zlodowacenia Odry i dwa

poziomy glin zwałowych zlodowacenia Warty. Dla stratygrafii osadów zlodowacenia Wisły najistotniejsze znaczenie mają wyniki badań z rejonu pradoliny Noteci–Warty. Badania te pozwalają stwierdzić, że występują tam osady interglacjału eemskiego (Noryskiewicz, 1979) oraz interstadiału Brörup (Kozarski i in., 1980; Mamakowa, 1989) i Odderade (Kozarski i in., 1980) należących do starszej części zlodowacenia Wisły. Powyżej tych osadów w Śmielinie (Rühle, 1954) i w Starym Kurowie (Wrotek, 1978) występują dwa poziomy glin zwałowych, które w ujęciach stratygraficznych Kozarskiego (1981, 1991, 1995) należą do fazy leszczyńskiej (dolny poziom) oraz poznańskiej, subfazy chodzieskiej (górnny poziom), należących do stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Wśród osadów czwartorzędowych nie stwierdzono tu osadów starszych od utworów pochodzących ze zlodowacenia Odry.

1. Trzeciorzęd

Najgłębsze, jak dotychczas, otwory wiertnicze zlokalizowane na obszarze arkusza Sępólno Krajeńskie dokumentują jedynie 88-metrową warstwę osadów pochodzących łącznie z miocenu środkowego i górnego oraz z pliocenu. Strop osadów trzeciorzędowych zalega najniżej w obniżeniu egzarycyjnym o przebiegu południkowym w zachodniej części arkusza, które można nazwać obniżeniem sępoleńskim. W obniżeniu tym na wysokości około 25–40 m n.p.m. zalegają pod osadami czwartorzędowymi utwory miocenu. Na pozostałym obszarze w podłożu zalega pliocen, który maksymalnie osiąga wysokość 100 m n.p.m. w Małej Kloni (otw. 17)

a. Neogen

Miocen

Miocen środkowy

Miocen środkowy reprezentowany jest przez piaski drobnoziarniste i pyłowate, kwarcowe, szare, ciemnoszare lub szaroniebieskie, przewarstwione iłami szarymi, niekiedy węglistymi, mułkami i w górnej części przeważnie węglem brunatnym. Miąższość tej serii osadów dochodzi do 34,0 m. Należą one do warstw pawłowickich.

Miocen górny

Do miocenu górnego należą iły szare, szarozielone i pstre oraz drobnoziarniste piaski kwarcowe z węglem brunatnym, lokalnie mułki ciemnoszare lub węgliste. Należą one generalnie do warstw poznańskich dolnych i mają miąższość około 20 m. Nie ma tu wyraźnych granic między warstwami poznańskimi dolnymi i górnymi, podobnie jak z wyżej zalegającymi osadami pliocenu.

Pliocen

Pliocen górny

Pliocen reprezentują iły pstry, tłuste, lokalnie z wkładkami pirytu, piaski drobnoziarniste lub pyłowate oraz mułki z łyszczykami. Należą one do najwyższej części warstw poznańskich górnych o miąższości przeważnie 20,0–30,0 m. Poza dnem obniżenia sępoleńskiego zalegają powszechnie na pozostałym obszarze arkusza i tworzą strop osadów trzeciorzędowych.

2. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe występują powszechnie na powierzchni terenu. Wykazują zmienną miąższość od 80,0–95,0 m w obniżeniu sępoleńskim (otwory: 3, 18 i 26) do 36,0–45,0 m na elewacji podłoża podczwartorzędowego w Małej Kloni i Borówkach (otwory: 16 i 21). Wysokie (90,0–100,0 m n.p.m.) zaleganie podłoża czwartorzędowego sprzyjało tu procesom niszczącym, a przede wszystkim egzaracji lodowcowej w starszej części czwartorzędu i tym należy tłumaczyć fakt, że nie zachowały się na tym obszarze osady starsze od pochodzących ze zlodowacenia Odry.

a. Plejstocen

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Gliny zwałowe o miąższości 4,9 m, nawiercone w Komierówku (otw. 10), są ciemnoszare, zawierają 2,0–4,3% żwirów; 3,1–28,0% piasków; 33,0–47,0% mułków i 6,0–28,0% ilów. Zawartość CaCO_3 wynosi 11,0–16,5%. W spągowej części tych osadów występują przemazy ilów plioceńskich, które stanowią podłoże podczwartorzędowe. Gliny wykazują ślady zaburzeń glacitektonicznych, gdyż ich kontakt z podłożem układa się pod kątem 45° . Wśród minerałów ciężkich dominuje cyrkon (17,5%), są również granaty (15,5%), turmaliny (12%), rutil (10,3%), amfibole (9,8%) i epidot (8,9%). Glaukonit stanowi 9,2%. Zwiększona zawartość minerałów ciężkich (1,3%) i ich skład jakościowy potwierdzają fakt, iż gliny zwałowe wzbogacone są w osady plioceńskie. Cechą charakterystyczną składu petrograficznego jest występowanie dużej ilości piaskowców paleozoicznych (26%), niespotykanych w innych, zbadanych tu glinach zwałowych. Występuje w nich wyraźna przewaga wapieni paleozoicznych (27,4%) nad żwirami ze skał krystalicznych (22,2%) oraz stosunkowo duży udział skał lokalnego podłoża czwartorzędowego (14%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 2,07; K/W — 0,91 i A/B — 0,96. Odbiegają one w istotny sposób od współczynników petrograficznych stwierdzonych w glinach zwałowych innego wieku (Niewiarowski i in., 1997). Wydaje się, że współczynniki te upoważniają do zaliczenia tych glin do zlodowacenia Odry. Na omówionych glinach zalega 0,4-metrowa warstwa żwirów i piasków z otoczkami, które mogą być zarówno brukiem more-

nowym, jak i moreną ablacyjną. Gliny zlodowacenia Odry występują także w sąsiednim wierceniu (otw. 11), lecz zalegają one w nim nieco niżej. Ponadto występują również w Niechorzu (otw. 9) na wysokości 65,0–67,0 m n.p.m., w Sępólnie Krajeńskim (otw. 3) na wysokości 26,0–30,0 m n.p.m., na utworach miocenu górnego oraz w Skarpie (otw. 1).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e zostały stwierdzone m.in. w Skarpie (otw. 1) oraz w okolicy Więcborka (otw. 28). Charakteryzują się one zmiennym wysortowaniem, od dobrego do słabego i stosunkowo dużym udziałem CaCO_3 (10,0–13,0%). Obróbka ziarn kwarcu jest słaba ($W_o = 850\text{--}960$), a zawartość minerałów ciężkich jest zmienna (0,9–1,7%). Wśród minerałów tych granaty stanowią 19,6%; cyrkon 18,5%; amfibole 10,6%; epidoty 10,6%; turmaliny 7,0% i rutyl 4,6%. Taki skład minerałów ciężkich nie ma wyraźnych cech diagnostycznych odnośnie genezy osadów. Jednak zmienne wysortowanie, znacznie większa ilość węglanów niż w typowych osadach rzecznych sugerują, że są to osady wodnolodowcowe powstałe w przepływowym zbiorniku wodnym, z dala od krawędzi lodowej. Powstały one w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Odry. Zawarta w nich substancja organiczna znajduje się na wtórnym złożu. Osady te zostały zaburzone glacitektonicznie.

Interglacja lubelski

P i a s k i r z e c z n e z w k ł a d k a m i i ł ó w i t o r f ó w tworzą serię osadów rzecznych korytowych i starorzecza, o łącznej miąższości około 7 m, stwierdzonych w obniżeniu sępoleńskim (otw. 26) na wysokości 39,0–46,0 m n.p.m. Dolna część tych osadów, piaski drobno- i średnioziarniste z wkładkami iłów i zapiaszczonych torfów, powstała w warunkach tundrowych i borealnego lasu sosnowo-brzozowego (Noryśkiewicz, 1996). Wyżej zalega 2,8-metrowa warstwa piasków drobno- i średnioziarnistych o małej zawartości CaCO_3 (1,0–2,0%) oraz minerałów ciężkich o zwiększonej odporności, takich jak: cyrkon (21,5%), turmaliny (17,3%) i granaty (14,7%). Omawiane osady zawierają domieszkę substancji organicznej, lecz pozbawione są ziarn pyłków roślin. Przykrywa je miąższa warstwa piasków gruboziarnistych ze żwirami oraz brukiem morenowym. Występowanie bruku sugeruje, że rozmyciu ulegały tu gliny zwałowe i większa część rzecznych osadów interglacialnych. Zachowały się jedynie osady ze schyłku zlodowacenia Odry (tundra) i wczesnej części interglacjału lubelskiego.

Zlodowacenie Warty

Na obszarze arkusza występują najczęściej dwa lub trzy poziomy glacialne (gliny zwałowe), należące do trzech stadiałów zlodowacenia Warty (Niewiarowski i in., 1997). W Grochowcu (otw. 18) występują trzy poziomy glin zwałowych, z tym że wyraźnie odrębny poziom stanowią gliny zwałowe ze stadiału górnego, natomiast gliny ze stadiału dolnego i środkowego rozdzielone są lokalnie jedynie 0,9 m warstwą piasków wodnolodowcowych. W Suchorączku (otw. 26) natomiast obie te gliny uległy rozmyciu, czego efektem jest już uprzednio wspomniany bruk morenowy. W Komierówku (otw. 10)

występują generalnie dwie warstwy glin tego zlodowacenia, z tym że górny kompleks osadów lodowcowych o miąższości 41,0 m tworzą osady należące do zlodowaceń Warty i Wisły. W sąsiedztwie występuje jedynie jeden kompleks osadów morenowych o miąższości 60,0 m należących do obu zlodowaceń. Podobna sytuacja zaznacza się w Sepólnie Krajeńskim (otw. 3) i innych otworach, gdzie większość osadów czwartorzędowych stanowią osady morenowe. W pozostałych otworach występuje jeden kompleks glin zwałowych zlodowacenia Warty, np. w Więcborku (otw. 28), trzy poziomy gliniaste występują w Skarpie (otw. 1), dwa w Niechorzu (otw. 9), z tym że tutaj górny poziom gliniasty, podobnie jak w Komierówku, łączy się bezpośrednio z glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły. Jedynie w otworach badawczych: Suchorączek-4 (otw. 26), Grochowiec-5 (otw. 18) i Komierówko-6 (otw. 10) prawdopodobny wiek względny glin zwałowych został określony na podstawie współczynników petrograficznych. Dlatego też wyniki badań próbek z otworów badawczych (kartograficznych) stały się podstawą dla ustalenia stratygrafii zlodowacenia Warty i Wisły.

Stadiał dolny

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e , o miąższości 8,0 m, występują w obniżeniu sepoleńskim na osadach mioceńskich w Grochowcu (otw. 18). Są to piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami, miejscami dominują żwiry. Zawartość CaCO_3 wynosi 3,0–4,5%. Charakteryzują się one dość wysokim stopniem obróbki ziarn kwarcu ($W_o = 1159\text{--}1214$). Są to niewątpliwie osady wodnolodowcowe (Niewiarowski i in., 1997). Tego samego wieku i podobnej genezy jest seria osadów o miąższości 21,0 m, występujących na łąkach plioceńskich w Sepólnie Krajeńskim (otw. 6). W serii tej można wyróżnić około 15 m piasków drobnoziarnistych i różnoziarnistych ze żwirami i otoczkami (osady wodnolodowcowe) przykrytych 6-metrową warstwą piasków pyłowych i mułków laminowanych łąkami, które są niewątpliwie osadami zastoiskowymi, powstałymi na przedpolu nasuwającego się lądolodu zlodowacenia Warty (stadiał dolny).

G l i n y z w a ł o w e występują w kilku otworach i wykazują zmienną miąższość. Wielokrotnie przewiercono w nich k r y u t w o r ó w t r z e c i o r z ę d o w y c h . Najlepiej poznana jest warstwa glin zwałowych w Grochowcu (otw. 18), występująca na głębokości 68,0–85,0 m. Gliny te zawierają 1,0–4,0% żwirów; 26,0–44,0% piasków; 30,0–57,0% mułków oraz 13,0–36,0% łąków. Zawartość CaCO_3 wynosi 5,0–14,0% i wzrasta od spągu ku stropowi. Zawartość minerałów ciężkich i ich skład nie wykazuje zróżnicowania. Gliny te charakteryzują się małą zawartością żwirów o średnicy 5,0–10,0 mm, stąd w badaniach petrograficznych była konieczność łączenia próbek. Wśród żwirów przeważają okruchy skał krystalicznych (38,2%) nad wapieniami (33%) i piaskowcami paleozoicznymi. Średnie współczynniki petrograficzne dla całej warstwy glin wynoszą: O/K — 1,12; K/W — 1,29 i A/B — 0,59. Podobne współczynniki petrograficzne: O/K — 1,13; K/W — 1,40 i A/B — 0,58 wykazuje potężny kompleks glin zwałowych (46,5 m) zlodowacenia Warty w Lipce na sąsiednim arkuszu Więcbork

(Niewiarowski, Pasierbski, 2003), w której także przeważają żwiry skał krystalicznych nad wapieniami paleozoicznymi. Opierając się na tej zależności do stadiału dolnego zlodowacenia Warty można zaliczyć gliny (1,5 m miąższości) z głębokości 46,0–47,5 m w Komierówku (otw. 10) występujące tu prawdopodobnie w postaci łuski.

Stadiał środkowy

Piaski i żwiry wodnolodowe występują w kilku miejscach (otwory: 10 i 18) pomiędzy glinami zwałowymi ze stadiału dolnego i środkowego zlodowacenia Warty. Są one bardzo zróżnicowane pod względem litologicznym, gdyż występują wśród nich piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste ze żwirami oraz bruk morenowy.

Mułki zastoiskowe o miąższości 4,0 m, zalegające na bruku morenowym, stwierdzono jedynie w Komierówku (otwory: 10 i 11). Powstały one w czasie transgresji lądolodu w stadiale środkowym zlodowacenia Warty.

Gliny zwałowe charakteryzują się zmienną miąższością i występują w licznych otworach. Najlepiej zostały poznane w Grochowcu (otw. 18), gdzie występują na głębokości 56,0–66,0 m. Są to gliny piaszczysto-mułkowe. Zawierają 2,1–5,4% żwirów; 37,0–50,0% piasków; 28,0–44,0% mułków oraz 5,4–25,0% ilów. CaCO_3 stanowi 8,0–16,0%. W stosunku do glin ze stadiału dolnego (ten sam profil) zawierają nieco więcej frakcji piaszczystej i CaCO_3 , a z minerałów ciężkich więcej epidotu i mniej rutylu. Zawartość innych minerałów ciężkich jest podobna. W składzie petrograficznym przeważają wapienie paleozoiczne (39,2%) nad skałami krystalicznymi (37,2%). Udział skał podłoża wynosi jedynie 5,2%. Średnie współczynniki petrograficzne dla tej warstwy glin wynoszą: O/K — 1,24; K/W — 1,03 i A/B — 0,75. Różnią się one od współczynników glin zwałowych stadiału dolnego, stąd różnice w litologii glin i we współczynnikach petrograficznych stały się główną podstawą zaliczenia ich do różnych stadiałów zlodowacenia Warty.

Interstadiał

Osady z tego okresu stwierdzono w Suchorączku (otw. 26) na głębokości 51,0–73,0 m. Zalegają one tam na bruku morenowym, pochodzącym z rozmycia glin zwałowych z obu starszych stadiałów zlodowacenia Warty. Poza tym rozpoznano je również w otworze 7, gdzie zalegają bezpośrednio na osadach plioceńskich.

Piaski i iły rzeczne wykazują dwa wyraźne cykle sedymentacyjne (otw. 26). Starszy o miąższości 17,3 m, obejmuje niżej zalegające piaski różnoziarniste z przewagą piasków średnioziarnistych oraz wyżej zalegające piaski drobnoziarniste z domieszką piasków średnio- i gruboziarnistych ze żwirami, przykrytych piaskami drobnoziarnistymi. Cykl ten kończy się warstwą ilów o miąższości 1,0 m i warstwą piasków z domieszką mułków warstwowych poziomo, o miąższości 1,5 m. Osady te zawierają niewielką ilość CaCO_3 (1,1–4,0%), a wśród minerałów ciężkich występuje duża zawartość

granatów (do 30%) i rutylu (17%). Zwiększona zawartość granatów jest uważana za cechę diagnostyczną dla osadów rzecznych (Mycielska-Dowgiałło, 1995). Osady piaszczyste zostały złożone tu przez rzekę roztokową o powolnym przepływie, a ropy i piaski z domieszką mułków zapewne w starorzeczu.

W cyklu młodszym powstały osady piaszczyste, wśród których występują w części dolnej piaski gruboziarniste z domieszką żwirów słabo wysortowanych, a wyżej piaski drobno- i różnoziarniste o podobnym wysortowaniu.

Stadiał górny

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e , dolne najlepiej poznano w profilu w Grochowcu (otw. 18), gdzie wykazują one miąższość 12,0 m. Są słabo wysortowane i zawierają około 2–4% CaCO_3 . Miejscami występuje w nich domieszka żwirów. W innych miejscach (otwory: 6, 9 i 30) znajdujących się w obrębie ówczesnej wysoczyzny morenowej miąższość ich wynosi zaledwie 1,0–2,0 m.

G l i n y z w a ł o w e wykazują niewielką miąższość 1,7–2,6 m (otwory: 18 i 26) i mają charakter glin piaszczysto-mułkowych. Zawierają 63% piasków, 21% mułków, 5% żwirów i około 10% ropy. Zawartość CaCO_3 wynosi 11%. Skład minerałów ciężkich jest typowy dla glin zwałowych. Natomiast w składzie petrograficznym żwirów zaznacza się wyraźna przewaga żwirów krystalicznych (47%) nad wapieniami paleozoicznymi (35,5%). Jest to typowa cecha także dla glin zwałowych na sąsiednim arkuszu Więcbork. Współczynniki petrograficzne są tu bardzo podobne do tych, które uzyskano w otworach badawczych w Lipce i Jazdrowie (Niewiarowski, Pasierbski, 2003). Sugerują one, że ta warstwa glin zwałowych należy do odrębnego nasunięcia ropy lodolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty. W kilku otworach (otwory: 6, 10 i 11) na glinach tego stadiału zalegają bezpośrednio gliny zwałowe zlodowacenia Wisły. Łącznie tworzą one bardzo gruby kompleks morenowy o miąższości 56,0 m (otw. 7), lecz dzięki różnym współczynnikom petrograficznym możliwe było rozdzielenie tych glin.

M u ł k i i l a s t e z a s t o i s k o w e , o miąższości 2,7 m (otw. 18) zawierają 5,4% CaCO_3 . Powstały one w czasie recesji ropy lodolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty. Poza obniżeniem sępoleńskim osadów tego typu nie stwierdzono w innych otworach.

P i a s k i w o d n o l o d o w c o w e , górne o miąższości 6,0 m zlokalizowano m.in. w Suchorączku (otw. 26), gdzie zalegają na bruku morenowym. Są średnio i słabo wysortowane, zawierają 3,0–4,0% CaCO_3 . Obróbka ziarn kwarcu jest bardzo słaba ($W_o = 586-946$).

Interglacjał eemski

P i a s k i h u m u s o w e stanowią dolną część gleby kopalnej wytworzonej na piaskach wodnolodowcowych z recesji ropy lodolodu stadiału górnego zlodowacenia Warty. Zalegają one na głębokości 19,5 m w otworze 26. W utworach tych dość dobrze zachowane są fragmenty korzeni traw, przy jednocześnym całkowitym braku ziarn pyłków roślin (Noryśkiewicz, 1996).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

W nawiązaniu do nowszej literatury dotyczącej stratygrafii osadów zlodowacenia Wisły na południe od arkusza Sepólno Krajeńskie (Kozarski, 1981, 1991, 1995) oraz w nawiązaniu do ustaleń stratygraficznych na sąsiednim arkuszu (Niewiarowski, Pasierbski, 2003) przyjęto, że dla zlodowacenia Wisły (stadiał górny) przewodnimi poziomami są tu dwa poziomy glin zwałowych. Poziom dolny powstał w czasie fazy leszczyńskiej a poziom górny — poznańskiej, subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej (krajeńskiej). Jednakże na arkuszu Sepólno Krajeńskie odstępiono od podziału tych osadów pokazując je jako gliny zwałowe nierozdzielone. Górny poziom glin jest lokalnie dwudzielny. Rozdziela go cienka warstwa osadów wodnolodowcowych powstałych w czasie niewielkiej recesji i transgresji lądolodu subfazy krajeńskiej. W wielu miejscach jednak (otwory: 7, 8, 18 i 28) osady morenowe tworzą jeden miąższy kompleks. Cecha charakterystyczną dla glin zwałowych z tego stadiału jest przewaga żwirów wapieni paleozoicznych nad żwirami skał krystalicznych. Tę cechę stwierdzono już znacznie wcześniej w Kasparusie na sandrze Brdy (Kenig, 1976) oraz w całym regionie Dolnej Wisły i na Warmii (Rzechowski, 1980).

Stadiał górny

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e , dolne powstały na przedpolu nasuwającego się lądolodu stadiału górnego fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły. Jedynie na obszarze obniżenia sępoleńskiego osady te wykazują większą miąższość (otw. 7), są słabo wysortowane i zawierają 4,0–5,5% CaCO₃.

B r u k m o r e n o w y r e z y d u a l n y wykazuje niewielką miąższość rzędu 1,0–2,0 m, mimo to jednak charakterystyczną jego warstwę stwierdzono w otworze 1 w Skarpie.

G l i n y z w a ł o w e nierozdzielone występują powszechnie, ale wykazują zróżnicowaną miąższość. Były szczegółowo badane w profilach otworów wiertniczych: w Grochowcu (otw. 18), Suchorączku (otw. 26) i Komierówku (otw. 10). W Suchorączku gliny starsze zalegają na głębokości 8,6–19,5 m tworząc warstwę o miąższości 10,9 m. Są zróżnicowane pod względem granulometrycznym i są słabo wysortowane. Średnie współczynniki petrograficzne z 12 próbek osadów wynoszą: O/K — 1,48; K/W — 0,90 i A/B — 0,85. Natomiast w Komierówku (otw. 10), gdzie są one nałożone na gliny zwałowe zlodowacenia Warty, udało się je wydzielić tylko na podstawie badań petrograficznych. Wykazują one przewagę wapieni paleozoicznych nad żwirami skał krystalicznych. Współczynniki petrograficzne są bardzo podobne do współczynników z glin zwałowych tego wieku z Grochowca (otw. 18) oraz Jazdrowa na sąsiednim arkuszu Więcbork (Niewiarowski, Pasierbski, 2003).

W stadiale górnym w północnej Wielkopolsce była wyróżniona subfaza chodzieska, początkowo na podstawie kryteriów morfologicznych, lecz nowe badania (Kozarski, 1991, 1995) wykazały, że

z subfazą tą w rejonie nadnoteckim związany jest odrębny poziom glin zwałowych z nałożenia oraz podścielających je osadów lodowcowych. Kolejna subfaza (krajeńska) została wyróżniona także na podstawie cech morfologicznych (Galon, 1961). Późniejsze badania (Pasierbski, 1995c, 1996) wykazały, że z nią związana jest oscylacja krawędzi lodowej, struktury glacitektoniczne oraz drumlinizacja uprzednio powstałych form. Podobnie jak na sąsiednim arkuszu (Niewiarowski i in., 1989; Pasierbski, Niewiarowski, 2003) stwierdzono lokalnie dwudzielność tych glin. Gliny starsze od młodszych rozdzielają utwory wodnolodowcowe. W Suchorączku (otw. 26) są to piaski żwirowate z otoczkami, o miąższości 2 m. W Komierówku (otw. 10) warstwa bruku morenowego, natomiast w Toninie, Borówkach i Obodowie (otwory: 21, 23 i 30) piaski drobnoziarniste.

Gliny zwałowe występujące powszechnie na powierzchni terenu były szczegółowo badane w Suchorączku (otw. 26) i Komierówku (otw. 10). W Suchorączku składają się z trzech warstw, tj.: glin piaszczysto-mułkowych z nałożenia, glin ablacyjnych o innym składzie petrograficznym oraz glacialnych osadów ablacyjnych o bardzo zmiennym składzie litologicznym (Niewiarowski i in., 1997). W Komierówku natomiast (otw. 10) gliny zwałowe wykazują dużą jednorodność. Współczynniki petrograficzne są tu zbliżone do glin zwałowych z nałożenia w Suchorączku.

Żwir, piaski i mułki drumlinów tworzą część drumlinów. Osady te wykazują zaburzone warstwowanie. Drumliny tak zbudowane występują na zapleczu moren wieńborskich, między Suchorączkiem i Wysoką. Odślaniają się tam piaski drobno- i gruboziarniste, zaburzone glacitektonicznie. Ponadto drumliny te występują koło Włósciborza, Sępólna Krajeńskiego oraz na południe od Sośna.

Najbardziej rozpowszechnionym typem drumlinów, w których gliny zwałowe przykrywają osady wodnolodowcowe występują zarówno na zapleczu wieńborskich moren czołowych, jak i we wschodniej części arkusza między Obodowem, Sośnem i Toninem. Charakteryzują się zaburzonym rdzeniem, w którym widoczne są struktury fałdowe lub też ścięte dyskordantnie pionowo postawione warstwy piaszczyste, na których zalegają gliny zwałowe.

Gliny zwałowe drumlinów tworzą zarówno formy duże, klasyczne, występujące koło Zboża i Wysokiej (Pasierbski, 1995a, 1996) oraz drumliny średnie i małe koło Sośna. Miąższość nawierconych glin wynosi 13,0–15,0 m koło Dalkowa i Wysokiej (Pasierbski, 1996) oraz 8,0–9,0 m w okolicach Sośna.

Z nasunięciem krajeńskim wiąże się również akumulacja glin zwałowych moren czołowych wycisnięcia, spiętrzonych (przekroczone) w proksymalnej części wieńborskich moren czołowych, począwszy od Wieńborka poprzez Śmiłowo do Jastrzębca. Miąższość glin zwałowych wynosi tu od 2,0 m w części zachodniej do 4,0–4,5 m w Śmiłowie, gdzie zalegają one niezgodnie na zaburzonych glacitektonicznie piaskach i żwirach.

Piaski, żwiry i mułki moren czołowych wyciśnięcia, spiętrzonych (przekroczone) stanowią trzon większości moren czołowych przykrytych glinami zwałowymi z nasunięcia krajeńskiego. Składają się na nie głównie obserwowane w licznych odsłonięciach warstwowane piaski różnoziarniste zaburzone glacitektonicznie.

Gliny zwałowe moren czołowych (przekroczone) zajmują niewielki fragment terenu na południe od rynny Sępolenki koło Niechorza. Występuje tam wał morenowy zbudowany prawie w całości z glin zwałowych.

Piaski, żwiry, głazy oraz gliny zwałowe moren czołowych (przekroczone) występują na obszarze arkusza w dwóch miejscach, tj. koło Niechorza i na przedpolu wiecborskich moren czołowych. Tutaj moreny akumulacyjne zbudowane są z miększej serii (około 10 m) warstwowych utworów fluwioglacjalnych z głazami. Nie ma w nich żadnych śladów struktur glacitektonicznych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe, górne tworzą sandry, które zajmują niewielki obszar i występują tylko jako szlaki sandrowe w towarzystwie rynien subglacjalnych, tj. w otoczeniu rynny Sępolenki, częściowo w rynnach Kamionki oraz na południe od rynny wiecborskiej. Szlak sandrowy wzdłuż rynny Sępolenki charakteryzuje się zmienną miąższością osadów — od 2,6 m po północnej stronie rynny koło Piaseczna do 2,0 m w Sępólnie Krajeńskim i 1,6 m w okolicach Przepalkowa. Ponadto szlak ten wykazuje bardzo nierówną powierzchnię spagową. Jest także nieznacznie wcięty w wysoczyznę morenową (1,0–3,0 m). Sandr w rynnach Kamionki (północno-wschodni narożnik obszaru arkusza) wykazuje bardziej zróżnicowaną miąższość od 1,6 do 4,0 m i budują go głównie piaski różnoziarniste z wkładkami żwirów. Sandr na południe od rynny wiecborskiej stanowi w zasadzie proksymalną część dawnego wypływu wód roztopowych, ale otoczaki ze żwirami występują w nim tylko w spagowej części. Powierzchnia sandru jest nierówna i zbudowana często z piasków drobnoziarnistych.

Piaski, żwiry, głazy lodowcowe oraz mułki i gliny zwałowe w spływach występują zazwyczaj w otoczeniu ozów, niekiedy na zapleczu moren czołowych, jak również w obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej (północna część obszaru arkusza). Są to głównie piaski różnoziarniste z głazami i soczewkami piaszczystych glin. Osady te mają barwę brunatną, niekiedy brunatnożółtą, a nawet rdzawą. Są odwapnione, bardzo słabo wysortowane i wykazują różną miąższość od 0,6 do 2,5 m. Genetycznie są to osady ablacyjne.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe ozów tworzą ozy, które występują w sąsiedztwie rynien subglacjalnych, odzwierciedlają systemy dawnych tuneli zarówno lodowych jak i podlodowych i są w większości zakorzenione tak głęboko, że na powierzchni występują tylko fragmentarycznie. Cechą charakterystyczną większości ozów jest przykrycie ich glinami zwałowymi. Miąższość ich waha się tu od 1,0 m do maksymalnie 6,0 m. Spotyka się także wały ozowe bez tego przykrycia. Tego rodzaju ozy zostały tu całkowicie wyeksploatowane, a często powstałe po nich niereaktywowane

żwirownie tworzą krajobraz „księżycowy”. W niektórych ozach pod glinami zwałowymi występują jednorodne warstwy grubych żwirów, inne z kolei charakteryzują się zmienną budową, od piasków poprzez żwiry do otoczaków włącznie. Niektóre z wałów ozowych występują na grzbietach drumlinów lub przekraczają grzbiety moren czołowych (okolice Niechorza i Jastrzębca).

Piaski i mułki, miejscami gliny zwałowe kemów budują kilka form usytuowanych w otoczeniu rynny wiecberskiej (okolice Śmiłowa). Ponadto dwa kemy występują w sąsiedztwie ozu Płosków–Wielowiczek (Galon, 1952) oraz w miejscowości Dziedzinek (wschodnia część obszaru arkusza), gdzie nawiercono 7,0 m osadów piaszczysto-mułkowych.

Piaski, mułki i łył zastoiskowe występują w rynnie Sępolenki, gdzie wypełniają charakterystyczne zakole koło miejscowości Niechorz oraz tworzą niewielkie półki w zboczach rynny. Miąższość tych osadów jest znaczna i przekracza w obrębie zakola 4,0 m. Są to głównie jasne piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków ilastych (barwy rdzawo-brunatnej, niekiedy oliwkowej), rzadziej iłów. Ponadto utwory zastoiskowe występują w dwóch miejscach na obszarze wysoczyzny morenowej, tj. między Przepałkowem a Dębinami, gdzie wypełniają dawne zagłębienie końcowe oraz koło miejscowości Trzciany. W obniżeniu tym występuje jednorodna warstwa mułków piaszczystych o miąższości od 1,0–1,2 m. Natomiast koło miejscowości Trzciany na powierzchni wysoczyzny morenowej występują warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gytie i mułki jeziorne zaliczono uprzednio do holocenu, jednakże pobrany profil tych osadów do analizy pyłkowej (zagłębienie końcowe koło Wysokiej) wykazał, iż gytie i mułki jeziorne pochodzą z okresu późnoglacialnego (Noryśkiewicz, 1997) i są przeważnie przykryte osadami holocenijskimi.

Piaski i gliny deluwialne powstały w czasie morfogenezy peryglacialnej w późnym glacialu oraz w holocenie głównie na skutek przyspieszonej denudacji po wycięciu lasów oraz przemieszczeniu gleby w dół stoków, na skutek działalności rolniczej. Ten drugi rodzaj deluwii nazywany jest diamiktonem rolnym (Sinkiewicz, 1991). Deluwia występuje u podnóża stoków największych rynien, gdzie osiągają miąższość 1,0–2,5 m oraz u podnóża użytkowanych rolniczo wzniesień.

Piaski i żwiry stożków napływowych. Osady tego typu są bardzo nieliczne na obszarze arkusza Sępólno Krajeńskie. Występują one przy ujściu niektórych peryglacialnych dolin bocznych i holocenijskich parowów w rynnie Sępolenki. Miąższość ich jest zmienna i kształtuje się od 1,2 do 2,5 m. Miejscami utwory te występują na torfach (okolice Sępólna Krajeńskiego).

c. Holocen

Na obszarze arkusza Sępólno Krajeńskie (240) najważniejszą rolę wśród osadów holocenijskich odgrywają osady jeziorno-bagiennie, powstałe w wyniku zanikania jezior. Stanowią one 80% pierwotnej powierzchni jezior (Pasierbski, 1994). Dotyczy to osadów jezior powstałych w Allerödzie, młodszym dryasie i holocenie. Stąd też osady jeziorne zaliczane do holocenu obejmują również częściowo osady tego typu z końca okresu późnoglacialnego. Jak wykazały badania w Wysokiej (Noryskiewicz, 1997) bez analiz palinologicznych nie można ich rozdzielić.

Gytie występują przede wszystkim w dnach rynien subglacialnych i w obniżeniach typu zagłębień końcowych (wytopiskowych). W przeważającej mierze są to gytie wapienne lub detrytusowe i sporadycznie glonowe. Miąższość ich dość często przekracza 3,0 m, stąd w licznych sondach gytie nie zostały przewiercone. W obrębie obszaru arkusza Sępólno Krajeńskie udało się stwierdzić również występowanie gytii na powierzchni terenu (tj. bez przykrycia torfami) — w rynnie Sępolenki koło Obodowa.

Torfy występują powszechnie w zagłębieniach końcowych (wytopiskowych) oraz w dnach rynien subglacialnych. Są to zazwyczaj torfy mszyste, mszysto-turzycowe oraz trzciniowe. Ich miąższość tylko w niektórych miejscach przekracza 4,0 m.

Piaski, mułki i łył jeziorne tworzą niewielkie powierzchniowo tarasy jeziorne nad Jeziorem Więcborskim i Jeziorem Śmiłowskim. Wypełniają ponadto misy dawnych jezior, lecz rzadko stwierdzane są na powierzchni, ponieważ przykrywa je, zazwyczaj różnej miąższości, warstwa torfów. Są to przeważnie piaski drobnoziarniste z domieszką mułków oraz iłów. Miąższość ich jest zmienna i waha się od 0,5 do 2,5 m.

Namuły piaszczyste den dolinnych — wykształcone w postaci piasków różnoziarnistych z domieszką mułków i detrytusu roślinnego. Barwa ich jest przeważnie szara, wypełniają większość dolin denudacyjnych w strefach zboczy większych rynien.

Namuły torfiaste den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych wykształcone są głównie w postaci drobno- i średnioziarnistych piasków z detrytusem roślinnym i z przewarstwieniami torfów. Barwa ich jest zmienna od szarej do ciemnobrunatnej. Wypełniają one zagłębienia bezodpływowe i okresowo przepływowe w obrębie wysoczyzny morenowej, szlaków sandrowych, a nawet zastoisk (rynna Sępolenki koło miejscowości Niechorz). Miąższość ich jest niewielka i waha się od 0,5 do 2,5 m.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Głównym elementem strukturalnym podłoża osadów czwartorzędowych na obszarze arkusza Sępólno Krajeńskie jest antyklinorium pomorskie o przebiegu NW–SE. Analizowany obszar położony

jest na wschodnim skrzydle antyklinorium. W jego obrębie wyróżniona jest poprzeczna elewacja Więcborka, a w jej sąsiedztwie uskoki o poprzecznym i podłużnym przebiegu w stosunku do osi antyklinorium (Dadlez, Dembowska, 1965). Powstanie antyklinorium (deformacje i wypiętrzenia) nastąpiło na przełomie kredy górnej i trzeciorzędu. Późniejsze powolne ruchy tektoniczne (obniżające i wypiętrzające) zachodziły w różnych fazach trzeciorzędu. Niektórzy autorzy (Dadlez, Marek, 1969) wiążą te ruchy z tektoniką solną i wyróżniają w obrębie antyklinorium tak zwane lokalne elementy strukturalne, związane z istniejącymi w głębszym podłożu poduszkami solnymi. Takie struktury wyróżniają się m.in. pomiędzy Nakłem, Więcborkiem, Wyrzyskiem i Krajenką. Do nich należy też elewacja Więcborka. Jest dość prawdopodobne, że tego typu elewacje podlegały powolnemu podnoszeniu się także w czwartorzędzie. Dotyczyć to może także elewacji więcborskiej.

Ukształtowanie podłoża czwartorzędzie ustalono na obszarze arkusza na podstawie 17 wierceń. Głównym elementem wklęsłym jest tu rozległe (o szerokości 2,0–4,0 km) obniżenie sępoleńskie usytuowane w zachodniej części arkusza. Ma ono przebieg południkowy a jego dno zalega na wysokości około 25–40 m n.p.m (tabl. II). W najgłębszej części jest ono wycięte w utworach miocenu górnego. Geneza tego obniżenia jest złożona, lecz jak należy przypuszczać najważniejszą rolę odegrała tu egzaracja najstarszych lądolodów podczas zlodowaceń południowopolskich i zlodowacenia Odry. W pewnym stopniu na jego kształt miała wpływ erozja rzeczna w interglacjale lubelskim i erozja wód lodowcowych podczas stadiału dolnego zlodowacenia Warty.

Podłoże czwartorzędzie podnosi się zarówno w kierunku zachodnim tworząc tam elewację sypniewską wznoszącą się do 88,0 m n.p.m., co widoczne jest na sąsiednim arkuszu Więcbork (Niewiarowski, Pasierbski, 2003), jak i w kierunku wschodnim, osiągając w okolicy Małej Klonii wysokość 100 m n.p.m. Podłoże czwartorzędzie oprócz najgłębszej części obniżenia sępoleńskiego tworzą osady pliocenu. Występują one również w formie porwaków w rejonie Sępólna Krajeńskiego i być może w Komierówku. Jak należy sądzić podłoże plioceńskie zostało w znacznej mierze zaburzone glacitektonicznie, stąd też ility tego wieku w licznych miejscach nie leżą *in situ*. Takie ukształtowanie podłoża czwartorzędzie rzutowało na sposób wykształcenia osadów plejstocenijskich.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Schemat rozwoju budowy geologicznej przedstawiony jest w tabeli 1. Wypiętrzone na przełomie kredy górnej i trzeciorzędu antyklinorium pomorskie podlegało denudacji i peneplenizacji w paleoocenie i eocenie i stąd też brak jest osadów tego wieku (Butrymowicz, 1978b; Niewiarowski, Pasierbski, 2003). Zróznicowanie rzeźby terenu oraz ruchy tektoniczne spowodowały tu wystąpienie transgresji i regresji morza oligoceńskiego, a w neogenie powstanie obszarów zabagnionych. Ten nisko położony obszar charakteryzował się wolno płynącymi rzekami i jeziorzyskami. Wypełniały się one osadami

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia					Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne																			
System	Oddział	Pododdział	Piętro	Podpiętro																					
C	P	I	z	w	a	r	r	o	c	e	n	ę	d	H	o	l	o	c	e	n	Namuły torfiaste den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych — $_{nt}^f Q_h$	Akumulacja organiczno-mineralna w zagłębieniach bezodpływowych i okresowo przepływowych			
																					Namuły piaszczyste den dolinnych — $_{np}^f Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna w dolinach okresowo przepływowych			
																					Piaski, mułki i ily jeziorne — $_{pm}^{li} Q_h$	Sedymentacja w jeziorach i zbiornikach okresowo przepływowych			
																					Torfy — $_t Q_h$	Akumulacja organiczna			
																					Gytie — $_{gy} Q_h$	Sedymentacja w jeziorach			
																					Piaski i żwiry stożków napływowych — $_{pż}^{\textcircled{S}} Q$	Akumulacja u podnóży zboczy			
																					Piaski i gliny deluwialne — $_{pg}^d Q$	Denudacja i spływy soliflukcyjne			
																					Gytie i mułki jeziorne — $_{gy}^{li} Q$	Sedymentacja w jeziorach			
																					Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wistyl	Stadiał górny	Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $_{pm}^b Q_{p^4}^{B3}$	Sedymentacja w lokalnych zastoiskach związanych z recesją lądolodu
																								Piaski i mułki, miejscami gliny zwałowe kemów — $_{pm}^{(k)} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów piaszczysto-mułkowych w przetainach i rozpadlinach martwego lodu
Piaski, żwiry i gliny zwałowe ozów — $_{pż}^{\textcircled{O}} Q_{p^4}^{B3}$	Erozja subglacialna, akumulacja w tunelach sub- lub inglacialnych																								
Piaski, żwiry, głązy lodowcowe oraz mułki i gliny zwałowe w spływach — $_{pż}^g Q_{p^4}^{B3}$	Depozycja i redepozycja moreny ablacyjnej — akumulacja glacialna																								
Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż2}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja sandrowa w czasie postoju krawędzi lodowej przez proglacialne rzeki roztokowe. Erozja wód lodowcowych																								
Piaski, żwiry, głązy oraz gliny zwałowe moren czołowych — $_{pż}^{\textcircled{gc}} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacyjna działalność wód roztopowych oraz spływów grawitacyjnych przy krawędzi lądolodu																								
Gliny zwałowe moren czołowych — $_{gzw}^{\textcircled{gc}} Q_{p^4}^{B3}$	Wytapianie glin zwałowych przy krawędzi lądolodu																								
Piaski, żwiry i mułki moren czołowych wycięcia, spiętrzonych — $_{pż}^{\textcircled{ew}} Q_{p^4}^{B3}$	Spiętrzenie glaciektoneczne i akumulacja osadów w czasie oscylacji krawędzi lodowej																								
Gliny zwałowe moren czołowych wycięcia, spiętrzonych — $_{gzw}^{\textcircled{ew}} Q_{p^4}^{B3}$	Przekroczenie przez lądolód moren czołowych spiętrzonych i akumulacja glin zwałowych																								
Gliny zwałowe drumlinów — $_{gzw}^{\textcircled{d}} Q_{p^4}^{B3}$	Drumlizacja podłoża pod stopą lądolodu i depozycja glin bazalnych w okresie trzeciego nasunięcia																								
Żwiry, piaski i mułki drumlinów — $_{zp}^{\textcircled{d}} Q_{p^4}^{B3}$	Deformacja różnych osadów pod stopą lądolodu a następnie depozycja glin bazalnych w okresie trzeciego nasunięcia																								
Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^4}^{B3}$	Drumlizacja starszych osadów lodowcowych i zastoiskowych pod stopą lądolodu w okresie trzeciego nasunięcia																								
Bruk morenowy rezydualny — $_{bk}^r Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa w czasie trzech nasunięć lądolodu. Egzaracja lodowcowa																								
Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż1}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Erozja wód lodowcowych																								
Interglacja eemski			Piaski humusowe — $_{ph}^{g1} Q_{p^{3-4}}$	Sukcesja roślinności i procesy glebowe																					
Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał górny	Piaski wodnolodowcowe — $_{p2}^{fg} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja sandrowa w czasie recesji lądolodu																					
			Mułki ilaste zastoiskowe — $_{mi}^b Q_{p^3}^{W3}$	Erozja wód roztopowych																					
			Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja w lokalnych zastoiskach w czasie recesji lądolodu																					
			Piaski wodnolodowcowe — $_{p1}^{fg} Q_{p^3}^{W3}$	Akumulacja glacialna																					
				Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się lądolodu																					
				Erozja wód lodowcowych																					

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o e n	Z l o d o w a c e n i a ś r ó d k o w o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W a r t y	Interstadial	Piaski i ropy rzeczne — $f_{pi} Q_p^{W2-3}$	Akumulacja rzeczna i powodziowa
				Stadial środkowy	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{W2}$	Akumulacja i egzaracja lodowcowa Lokalne zaburzenia glaciektoniczne osadów zastoiskowych, wodnolodowcowych i starszych glin zwałowych
					Mułki zastoiskowe — $b_m Q_p^{W2}$	Akumulacja w lokalnych zastoiskach przed nasuwającym się lądolodu
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_p^{W2}$	Akumulacja wodnolodowcowa w czasie nasuwającego się lądolodu
				Stadial dolny	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^{W1}$	Akumulacja glacialna Egzaracja lodowcowa
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_p^{W1}$	Akumulacja wodnolodowcowa w czasie nasuwania się lądolodu Erozja wód lodowcowych
				Interglacja lubelski	Piaski rzeczne z wkładkami ropy i torfów — $f_p Q_p^L$	Akumulacja korytowa i powodziowa Odcinanie i zarastanie starorzeczy
				Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $f_{pż} Q_p^O$	Akumulacja sandrowa w czasie recesji lądolodu Erozja wód lodowcowych
					Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^O$	Akumulacja i egzaracja glacialna Kształtowanie się rzeźby powierzchni podczwartorzędowej
Trzeciorzęd	Neogen	Pliocen	Pliocen górny	Iły pstry, piaski i mułki — $ipe P_3$	Sedymentacja w stopniowo zanikającym zbiorniku śródlądowym	
		Miocen	Miocen górny	Iły i piaski kwarcowe z węglem brunatnym — $ip M_3$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych, okresowo przepływowych	
			Miocen środkowy	Piaski przewarstwione ropy, mułkami i węglem brunatnym — $p M_2$	Akumulacja w zbiornikach śródlądowych śródlądowych	

fluwialnymi, jeziornymi, bagiennymi i częściowo brackicznymi (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Największy zbiornik śródlądowy istniał tu zapewne w czasie miocenu górnego i pliocenu, w okresie tworzenia się warstw serii poznańskiej.

Istnienie w podłożu elewacji wieńcowskiej (Dadlez, Marek, 1969; Marek, Dadlez, 1974) i nawiązującej do niej stosunkowo wysoko położonej powierzchni pliocenu spowodowało istnienie tu obszaru wododziałowego, który podlegał egzaracji lodowcowej i erozji rzecznej. Tym można wyjaśnić brak tu czwartorzędowych osadów starszych od utworów pochodzących ze zlodowacenia Odry.

Deniwelacje w ukształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej, osiągające tu 75,0 m, spowodowały akumulację osadów czwartorzędowych o różnej miąższości. W obniżeniu sępoleńskim wynosi ona 80,0–95,0 m, w części wschodniej koło Małej Klonii 36,0 m, w Borówkach 44,0 m, w Toninie 34,0 m, a w Obodowie około 52 m.

Wododziałowe położenie obszaru arkusza spowodowało, że w całości osadów czwartorzędowych osady wodnolodowcowe stanowią 15,6%, zastoiskowe 6,5% i rzeczne (interglacialne i interstadialne) 8,9%. Głównymi zatem osadami plejstoceniowymi na tym terenie są gliny zwałowe i pokrewne im osady glacialne, stanowiące 69% ogółu osadów czwartorzędowych. W wielu przypadkach gliny zwałowe tworzą niemal całość osadów czwartorzędowych (otwory: 11, 13, 15 i 17). Na podstawie

szczegółowych badań (otwory: 10, 18 i 26) oraz szacunkowych danych z innych otworów przebijających osady czwartorzędowe można było obliczyć, że osady należące do zlodowacenia Odry stanowią tu około 6%, ze zlodowacenia Warty 53% i zlodowacenia Wisły około 35% całości utworów plejstoceńskich. Natomiast osady z interglacjałów lubelskiego i eemskiego wykazują nieznaczne miąższości. Można zatem przyjąć, że osady zlodowacenia Odry i interglacjałów lubelskiego i eemskiego zachowały się tu szczątkowo a główna masa osadów czwartorzędowych pochodzi ze zlodowaceń Warty i Wisły. Zaznaczają się przy tym pewne różnice w wykształceniu osadów czwartorzędowych między obniżeniem sępoleńskim a pozostałą częścią. W obniżeniu, gdzie miąższość osadów jest największa osady ze zlodowacenia Warty stanowią około 58%, a ze zlodowacenia Wisły około 42%. Natomiast na obszarach, gdzie podłoże zalega wysoko, występują osady zlodowacenia Wisły, około 60% i w mniejszym stopniu zlodowacenia Warty.

Głównymi poziomami stratygraficznymi są tu poziomy glin zwałowych dokumentujące poszczególne nasunięcia lądolodu. Jest ich sześć, ze zlodowacenia Odry zachowała się tylko szczątkowa warstwa glin zwałowych. Osobliwością dotychczas nieznaną z tego terenu, jest zachowanie się trzech odrębnych poziomów glin zwałowych zlodowacenia Warty. Zostały one udokumentowane w Grochowcu (otw. 18) badaniami petrograficznymi. W licznych miejscach gliny zwałowe pochodzące ze stadiału dolnego i środkowego zlodowacenia Warty nakładają się i występuje wtedy jeden miąższy poziom (do 26,0 m). Na ogół dość cienki jest poziom glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Warty. Stąd też w niektórych profilach gliny zwałowe ze zlodowacenia Wisły zalegają bezpośrednio na glinach zlodowacenia Warty. Takie nakładanie się glin zwałowych z różnych epizodów glacialnych, z powodu słabego rozwoju osadów wodnolodowcowych, zastoiskowych i rzecznych, wydaje się być cechą charakterystyczną obszarów wysoczyznowych i wododziałowych. Dla nich charakterystyczny jest słaby rozwój sieci dolinnej (podobnie jak i współcześnie) i mała miąższość osadów rzecznych.

Akumulacja osadów zlodowacenia Warty spowodowała w zasadzie zdeniwelowanie zagłębienia sępoleńskiego i ukształtowanie powierzchni terenu zbliżone do współczesnego. Nie podlegało ono większym zmianom do czasu stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Akumulacja osadów związanych z tym stadiem doprowadziła do przyrostu osadów rzędu 15,0–34,0 m. Podobnie jak w czasie zlodowacenia Warty głównymi osadami tego stadiału są gliny zwałowe, które na rozpatrywanym obszarze arkusza ujęto nierozdzielnie. Osiągają one znaczną miąższość, maksymalnie do 33,0 m choć przeważnie około 20 m. W miejscach, gdzie występują dwa poziomy gliniaste, poziom niższy związany wiekowo z fazą leszczyńską osiąga miąższości 8,0–20,0 m, a poziom górny występujący na powierzchni terenu wykazuje miąższości rzędu 2,0–8,0 m. W stropowej części występują często osady ablacyjne, powstałe w czasie wytapiania się zamarłego lodu. Lokalnie górny poziom gliniasty jest dwudzielny, co potwierdza istnienie, ustalonej tu na podstawie analizy geomorfologicznej, oscylacji krawędzi aktywnego lądolodu

w czasie subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej. W czasie tej subfazy nastąpiło powstanie wielkiego bogactwa form rzeźby terenu omówionych w rozdziale o geomorfologii obszaru.

W opuszczonym przez ostatni lądolód obszarze pozostały jeszcze bardzo liczne pogrzebane lody wytapiające się głównie w cieplejszych fazach okresu późnoglacialnego. Z zimnych faz późnoglacialnych pochodzą pokrywy osadów denudacyjnych (peryglacialnych), a z faz cieplejszych osady powstających wówczas w obniżeniach terenu jezior. Są to głównie osady mineralne — drobne piaski, mułki i ły, rzadziej kreda jeziorna i gytie. Zachowały się one na powierzchni fragmentarycznie jako dawne tarasy jeziorne, a najczęściej występują pod młodszymi osadami jeziornymi. Masowe wytapianie się pogrzebanych lodów nastąpiło w Allerödzie (Kozarski, 1963; Niewiarowski, 1986, 1990). Wówczas powstała nowa generacja jezior, z których zachowało się współcześnie jedynie około 20% (Pasierbski, 1994). Badania palinologiczne torfowiska (Noryśkiewicz, 1997) w Wysokiej wykazały występowanie w spągu mułków jeziornych starszych od Allerödu, a na nich gytie detrytusową z Allerödu i młodszego dryasu. Na gytiach tych zalegają podobnie wykształcone gytie z okresu subborealnego i subatlantyckiego. Ten przykład dowodzi, że wśród osadów jeziornych, występują głównie gytie i torfy, rzadziej kreda jeziorna, drobne piaski i mułki, które osadzały się w ciągu ostatnich 12 tys. lat i bez specjalnych badań nie można wśród nich rozróżnić osadów późnoglacialnych i holocentrycznych. Osady z zaniechania jezior stanowią podstawową masę osadów holocentrycznych. Ich miąższość sięga przeważnie do 12 m, w tym torfów do około 5 m. W przypadku niektórych rynien, jak na przykład Sępólnki osady jeziorne nałożone na osady zastoiskowe osiagają miąższość 36,5 m. Od około 6 tys. lat, wraz z pojawieniem się neolitycznej ludności zajmującej się hodowlą i rolnictwem zaczęły się tworzyć deluwialne osady denudacji antropogenicznej (Sinkiewicz, 1991), osiagające miąższość do 2 m oraz różnego rodzaju nasypy (ziemne, gruzowe itp.) związane z rozwojem osadnictwa (grodziska, nasypy miejskie głównie w Sępólnie Krajeńskiej), gospodarki wodnej (groble i tamy) i komunikacji (głównie nasypy drogowe i kolejowe). Miąższość ich dochodzi do kilku metrów. Ze względu na ich niewielkie rozmiary przestrzenne (choć łącznie zajmują one powierzchnię do kilku procent) znaczone są one na mapie tylko w niektórych miejscach.

IV. PODSUMOWANIE

Badania geologiczne przeprowadzone na obszarze arkusza Sępólna Krajeńskiej Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 potwierdziły szereg znanych już tu faktów geologicznych i geomorfologicznych, ale wniosły również nowe dane, które zmuszają do rewizji uprzednich poglądów. Potwierdziło się istnienie tu elewacji podłoża czwartorzędowego i rozległego, południkowego obniżenia nazwanego obniżeniem sępoleńskim. Zostały po raz pierwszy udokumentowane w nim osady rzeczne z początkowej części okresu bezlodowcowego, tj. zapewne z interglacjalnego lubelskiego, jak również

miększej serii osadów rzecznych z młodszego interstadiału zlodowacenia Warty. W obniżeniu tym zostało udokumentowane (otw. 18) badaniami petrograficznymi istnienie trzech różnowiekowych glin zwałowych z trzech stadiałów zlodowacenia Warty, a w sąsiedztwie tego obniżenia także glin zwałowych zlodowacenia Odry. W starszych opracowaniach (Butrymowicz, 1978b; Uniejewska, Włodek, 1978; Uniejewska i in., 1979) przyjmowano istnienie tylko jednego poziomu glin zwałowych ze zlodowaceń środkowopolskich. Dopiero ostatnio na sąsiednim arkuszu Więcbork, poza szczątkowymi na ogół glinami zlodowacenia Odry, udokumentowano także istnienie dwóch poziomów glin zwałowych ze zlodowacenia Warty (Niewiarowski, Pasierbski, 2003). Na obszarze arkusza Sępólno Krajeńskie rozpoznano charakterystyczne cechy wykształcenia osadów czwartorzędowych na wyniesieniu podłoża czwartorzędowego, a mianowicie:

— brak starszych osadów plejstocenijskich od szczątkowych osadów pochodzących ze zlodowacenia Odry, a w części obszaru z małą miąższością osadów czwartorzędowych (poniżej 50,0 m) brak starszych osadów ze zlodowacenia Warty,

— na obszarze, gdzie miąższość osadów czwartorzędowych wynosi 50,0–95,0 m (obniżenie sępoleńskie i jego otoczenie), główną rolę odgrywają osady zlodowacenia Warty (23,0–63,0 m) stanowiące około 53% całości osadów czwartorzędowych,

— wśród osadów czwartorzędowych znaczną przewagę (około 69%) stanowią gliny zwałowe, które tworzą kompleksy obejmujące całość osadów czwartorzędowych lub kompleksy glin zwałowych nałożonych na siebie z kilku stadiałów lub zlodowacenia Warty i Wisły. Takie nałożenie glin z obu zlodowaceń udokumentowano w Komierówku (otw. 10),

— bardzo słabe wykształcenie osadów wodnolodowcowych, zastoiskowych i rzecznych, w tym również osadów interglacialnych.

Po raz pierwszy na arkuszu Sępólno Krajeńskie, jak i sąsiednim Więcbork, przeprowadzono badania sedymentologiczne i petrograficzne glin zwałowych, razem w sześciu otworach badawczych. Stwierdzono istotne różnice w składzie petrograficznym i we współczynnikach petrograficznych glin zwałowych ze zlodowacenia Warty i Wisły.

Podobnie jak w rejonie nadnoteckim i na arkuszu Więcbork (Niewiarowski, Pasierbski, 2003) stwierdzono występowanie jednego, bardziej miększego poziomu glin zwałowych z fazy leszczyńskiej oraz na powierzchni lokalnie dwudzielnej gliny zwałowej, związanej wiekowo z fazą poznańską i subfazą krajeńsko-wąbrzeską. Ujęto je tu jednak, jak już podkreślono, nierozdzielnie. Subfazy te miały decydujące znaczenie dla wykształcenia form glacialnych i wodnolodowcowych. Przeprowadzone szczegółowe badania geologiczne (Pasierbski, 1994, 1995a, 1995b, 1995c, 1995d, 1996; Pasierbski, Niewiarowski, 2003) doprowadziły do rozpoznania nieznanych tutaj uprzednio form drumlinowych, form egzaracji lodowcowej (m.in. zagłębień końcowych) oraz do nowej interpretacji szeregu

form uprzednio zaliczonych m.in. do kemów, czy akumulacyjnych moren czołowych. Pozwala to na skorygowanie poglądów o powszechnej deglacjacji arealnej (Murawski, 1969), czy też jedynie deglacjacji frontalnej (Galon, 1961). Została udokumentowana oscylacja krawędzi lodowej w czasie subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej, postój krawędzi na linii moren północnowięcborskich oraz późniejsza oscylacja znacznych partii łądolodu. Zebrano bogate materiały odnoszące się do osadów zanikania jezior w późnym glacialu i holocenie. Wiekowe ich rozróżnienie nie jest możliwe bez szczegółowych badań palinologicznych i datowań ^{14}C . Stwierdzono dość powszechne występowanie antropogenicznych pokryw denudacyjnych oraz lokalnie występowanie nasypów.

Z powodu niewystarczającej ilości badań sedymentologiczno-petrograficznych nie jest jeszcze wyjaśniona sprawa odrębności glin zwałowych subfazy chodzieskiej i krajeńsko-wąbrzeskiej. Wymaga to dalszych szczegółowych badań. Brak też na tym arkuszu, jak i na sąsiednim arkuszu Więcbork niewątpliwych interglacialnych osadów organicznych. Powoduje to, że przedstawiona w tym opracowaniu stratygrafia osadów czwartorzędowych wymaga jeszcze dalszych badań. Konieczne są m.in. dalsze szczegółowe badania sedymentologiczne oraz badania petrograficzne glin zwałowych, występujących na pozostałym obszarze Pojezierza Krajeńskiego.

Opracowano w Instytucie Geografii
Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu
Toruń, 2000

Zakład Geologii Czwartorzędu
Państwowego Instytutu Geologicznego

LITERATURA

- Butrymowicz N., 1978a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Chojnice, wydanie B. Inst. Geol., Warszawa.
- Butrymowicz N., 1978b — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Chojnice. Inst. Geol., Warszawa.
- Butrymowicz N., Murawski T., Pasierbski M., 1978c — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Chojnice, wydanie A. Inst. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 754–779.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965 — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **40**.
- Dadlez R., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 543–565.
- Dąbrowski S., Dzierżek J., Krupiński K., Lindner L., Marciniak B., 1987 — On the occurrence of two series of interglacial sediments in the Piła section (Northern Poland). *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **35**, 4: 379–390.

- Galon R., 1949 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Bydgoszcz, wydanie A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Galon R., 1952 — Formy polodowcowe okolic Więcborka. *Stud. Soc. Sc. Torunensis, Sec. C*, **1**, 5: 91–115.
- Galon R., 1961 — General Quaternary problems of north Poland (in:) Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Part I, North Poland. VIth INQUA Congress: 9–53.
- Galon R., 1963 — Geomorphological Map of the Polish Lowland on 1:50 000 scale. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Jentzsch A., 1906 — Ein Os bei Borowke in Westpreussen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 31.
- Kalitiuk R., 1990 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusze Więcbork i Sępólno Krajeńskie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kenig K., 1976 — Main lithological properties of till layers in bore-holes from the Lower Vistula area (in:) Till-its genesis and diagenesis, *UAM, Ser. Geogr.*, 12: 243–246.
- Kondracki J., 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1963 — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Polską zach.*, **11**: 51–60.
- Kozarski S., 1981 — Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- 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: 471–496.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: Warunki środowiska i transformacji geosystemu (~ 20–10ka BP). *Dok. Geogr. PAN*, **1**, Wrocław.
- Kozarski S., Nowaczyk B., Tobolski K., 1980 — Wstępne wyniki badań osadów stanowiska interglacjału Brörup w Starym Kurowie koło Drezdenka. *Prz. Geol.*, **28**, 4: 210–214.
- Mamakowa K., 1989 — Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and pollen stratigraphy of this part of Pleistocene in Poland. Roślinność schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, interglacjału eemskiego i wczesnego Vistulianu w Ibramowicach koło Wrocławia oraz stratygrafia pyłkowa tej części plejstocenu w Polsce. *Acta Palaeobot.*, **29**, 1:11–176.
- Maaß G., 1900 — Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 21: 93–147.
- Marek S., Dadlez R., 1974 — Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Polska północno-zachodnia i środkowa. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 239–249.
- Murawski T., 1961a — Esker and kames near Wielowiczek (E of Więcbork) Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Part 1, North Poland. VIth INQUA Congress: 98–99.
- Murawski T., 1961b — Kames in the neighbourhood of Śmiłowo near Więcbork. Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Part 1, North Poland. VIth INQUA Congress: 100–101.
- Murawski T., 1969 — Mapa morfogenetyczna Wysoczyzny Krajeńskiej. Wyd. IGiPZ PAN.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 — Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Warszawa: 29–105.
- Niewiarowski W., Grąbczewska M., Krażewski S., Pasierbski M., Świdorska M., Szmańda J., 1996 — Dokumentacja badań litologiczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych z otworów badawczych: Sypniewo-1, Jazdrowo-2 i Lipka-3. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

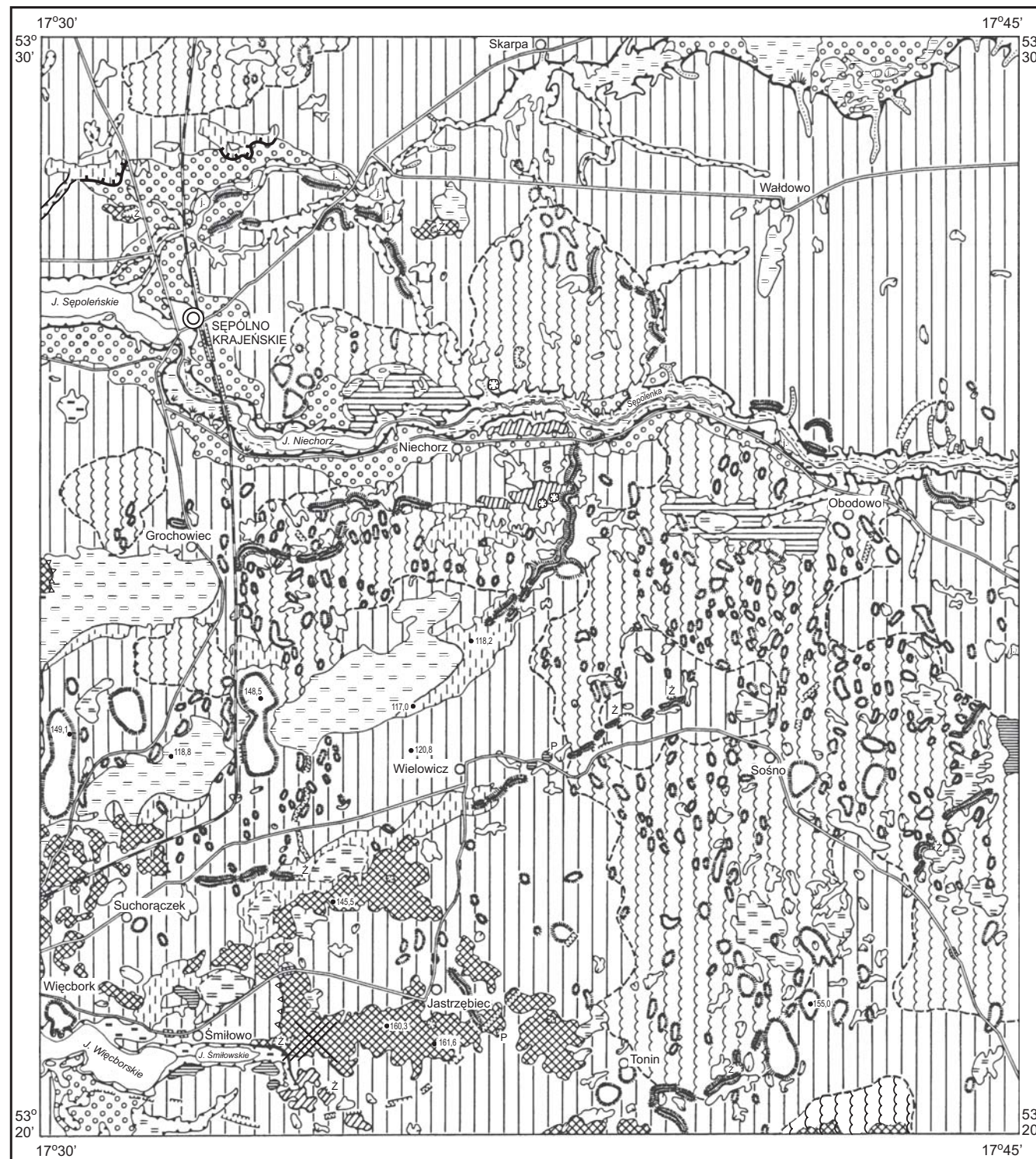
- Niewiarowski W., 1986 — The phases of transformation of subglacial channels into river valleys: a case study of the Lower Vistula Region. Fazy przekształcania rynien sybglacialnych w doliny rzeczne na przykładzie regionu dolnej Wisły. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geografia*, **21**: 61–72.
- Niewiarowski W., 1990 — Hydrological channels in the light of palaeo-lakes studies. W: Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part III. *Geogr. Stud. Special. Issue*, **5**: 170–178.
- Niewiarowski W., Pasierbski M., 2003 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Więcbork. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Niewiarowski W., Krażewski S., Lankauf K.R., Pasierbski M., Skowrońska I., Szmańda J., 1997 — Dokumentacja badań litologiczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych z otworów badawczych: Suchorączek-4, Grochowiec-5, Komierówko-6. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Noryśkiewicz B., 1979 — The Emian Interglacial at Nakło on the river Noteć. *Quatern. Studies in Poland*, **1**: 53–64.
- Noryśkiewicz B., 1996 — Analiza palinologiczna osadów z otworów wiertniczych Suchorączek i Komierówko. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Noryśkiewicz B., 1997 — Ekspertyza palinologiczna osadów ze stanowiska Wysoka (ark. Sępólno Krajeńskie), Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Oczkowski H.L., Lankauf K.R., Szmańda J., Przegiętka K., 1997 — Datowanie termoluminescencyjne (TL) próbek z profili geologicznych Suchorączek-4, Grochowiec-5, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pasierbski M., 1994 — Stopień zaniku jezior w zależności od kształtu i genezy niecki jeziornej na przykładzie środkowej części Pojezierza Krajeńskiego. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, **27**: 111–119.
- Pasierbski M., 1995a — Wysoka — krajobraz pola drumlinowego. Krajobrazy Krajny. Przew. Wyc., 2. 44 Zjazd Pol. Tow. Geol., Toruń: 27–29.
- Pasierbski M., 1995b — Zakrzewek — krajobraz form martwego lodu. Krajobrazy Krajny. Przew. Wyc., 2. 44 Zjazd Pol. Tow. Geol., Toruń: 33–35.
- Pasierbski M., 1995c — Śmiłowo — krajobraz form martwego lodu. Krajobrazy Krajny. Przew. Wyc., 2. 44 Zjazd Pol. Tow. Geol., Toruń: 45–48.
- Pasierbski M., 1995d — Morfologia i struktura moren czołowych lobu jez. Juchacz. Krajobrazy Krajny. Przew. Wyc., 2. 44 Zjazd Pol. Tow. Geol., Toruń: 21–25.
- Pasierbski M., 1996 — Więcborskie moreny czołowe w świetle nowych badań. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, **28**, Nauki Mat.-Przyr., **97**: 27–38.
- Pasierbski M., Niewiarowski W., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Więcbork. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piwocki M., 1973 — Trzeciorząd w rejonie Wysokiej, *Kwart. Geol.*, **17**, **3**: 559–560.
- Piwocki M., 1978 — Warunki geologiczne i perspektywy wykorzystania złoża węgla brunatnego w Nakle nad Notecią. *Prz. Geol.*, **26**, **10**: 584–588.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of the Polish Lowland — Lithostratigraphy and pollen-spores zones. *Kwart. Geol.*, **41**, **1**: 21–40.
- Rühle E., 1954 — Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Śmielinie koło Nakła na Pomorzu. Z badań czwartorzędu w Polsce, **5**. *Biul. Inst. Geol.*, **69**.

- R z e c h o w s k i J . , 1980 — An Attempt of Lithostratigraphical Subdivision of the Vistulian Glaciation Tills in Poland. *Quatern. Stud.*, 2: 107–120.
- S i n k i e w i c z M . , 1991 — Niektóre problemy przeobrażenia stoków na Pojezierzu Kujawskim wskutek denudacji antropogenicznej. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, 23. Nauki Mat.-Przyr., 76: 3–22.
- S t a n k o w s k i W . , 1996 — Wstęp do geologii kenozoiku (ze szczególnym uwzględnieniem do terytorium Polski). Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- U n i e j e w s k a M . , W ł o d e k M . , 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Nakło, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- U n i e j e w s k a M . , N o s e k M . , 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Nakło, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- U n i e j e w s k a M . , W ł o d e k M . , N o s e k M . , 1979 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000 ark. Nakło, Inst. Geol., Warszawa.
- W r o t e k K . , 1978 — Nowe stanowisko osadów organicznych w krawędziowej strefie pradoliny Noteci-Warty w Łęgnowie. *Prz. Geol.*, **26**, 5: 304–306.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sępólno Krajeńskie (240)

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:
 - a) akumulacyjne
 - b) spiętrzone
- Drumliny
- Krawędzie subglacjalne
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)
- Zagłębienia powstałe na skutek egzaracyjnej działalności lodowcowej

Formy wodnolodowcowe

- Skarpy kontaktu lodowego
- Równiny sandrowe
- Równiny zastoiłkowe
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacjalne
- Wyniosłości i progi w dnach rynien
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia eworsyjne
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy rzeczne

- Parowy i młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

- Suche doliny
- Stożki napływowe

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

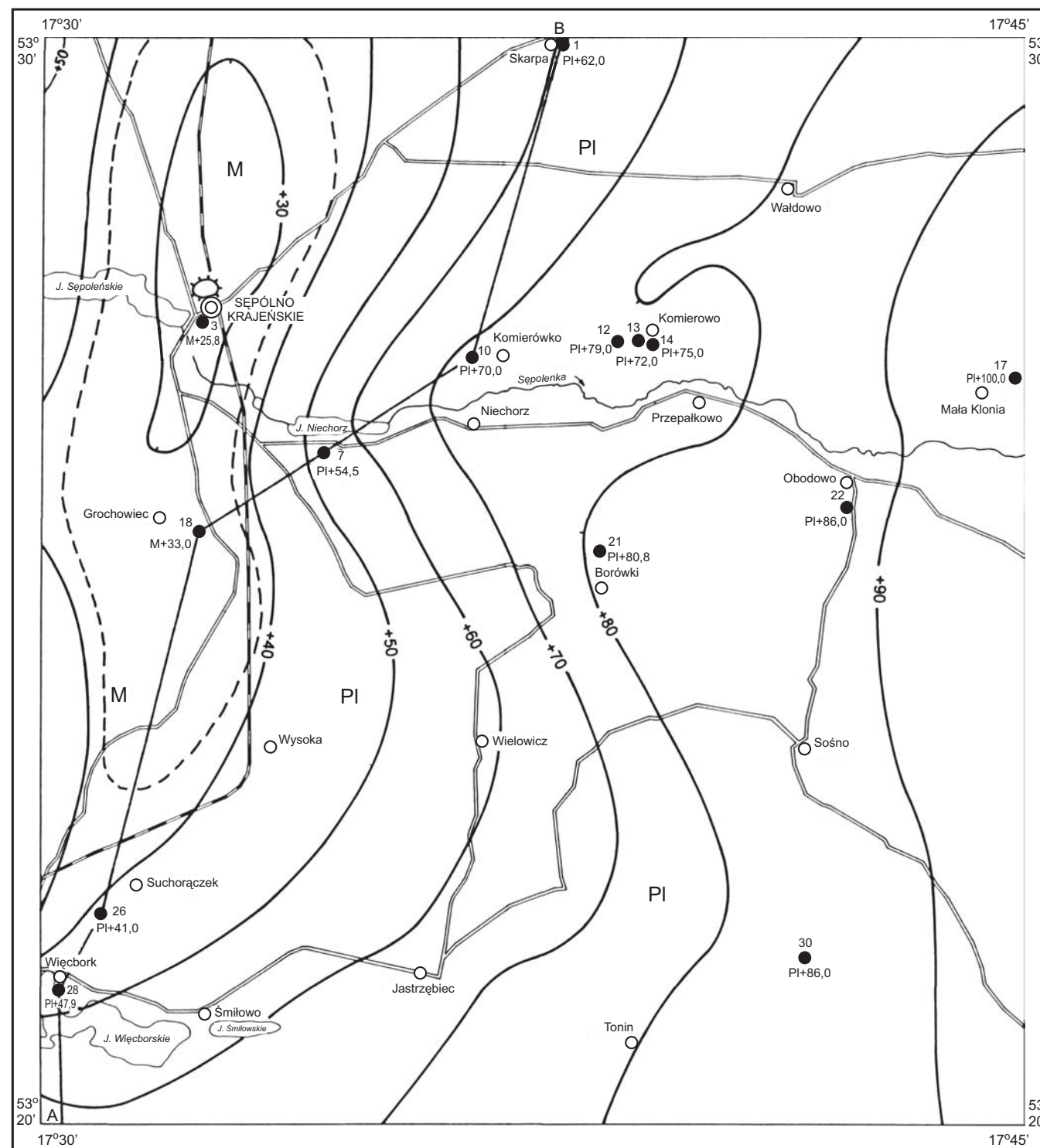
- Żwirownie (Ż), piaskownie (P)
- Nasypy
- Wkopy
- Skarpy
- Wybrane punkty wysokościowe z rzędną w m n.p.m.

Opracował: M. PASIERBSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sępólno Krajeńskie (240)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- TRZECIORZĘD
- | | | | |
|--------|----|--------------------------------------|---------|
| NEOGEN | PI | Iły pstre, piaski i mułki | PLIOCEN |
| | M | Piaski, iły, mułki i węgiel brunatny | MIOCEN |
- Przepuszczalne granice geologiczne
 - Izohipsy stropu podłoża utworów czwartorzędowych w m n.p.m.
 - Obszary występowania kier utworów starszych od czwartorzędu
 - Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: PI — pliocen, M — miocen; liczba wysokość stropu w m n.p.m.)
 - Linia przekroju geologicznego

Opracował: M. PASIERBSKI

