



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

Stat
Państwowego
Instytutu
Geologicznego

KATARZYNA POCHOCKA-SZWARC, STANISŁAW LISICKI

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 Węgorzewo (67)

(z 1 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2004

Autorzy: Katarzyna POCHOCKA-SZWARC, Stanisław LISICKI

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

Redakcja merytoryczna: Zofia KLIMCZAK

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

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

ISBN 83-7372-666-7

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 2004

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

| | |
|---|----|
| I. Wstęp | 5 |
| II. Ukształtowanie powierzchni terenu | 7 |
| III. Budowa geologiczna | 10 |
| A. Stratygrafia | 10 |
| 1. Kreda | 11 |
| a. Kreda górna | 11 |
| 2. Trzeciorzęd | 11 |
| a. Paleogen | 11 |
| Paleocen | 11 |
| Eocen | 12 |
| 3. Czwartorzęd | 12 |
| a. Plejstocen | 12 |
| Zlodowacenia najstarsze | 12 |
| Zlodowacenie Narwi | 13 |
| Stadiał dolny | 13 |
| Zlodowacenia południowopolskie | 13 |
| Zlodowacenie Nidy | 14 |
| Stadiał górny | 14 |
| Zlodowacenie Sanu 1 | 14 |
| Stadiał dolny | 14 |
| Stadiał górny | 15 |
| Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi) | 15 |
| Interglacjał wielki | 16 |
| Interglacjał mazowiecki | 16 |
| Zlodowacenie Liwca | 17 |

| | |
|--|----|
| Interglacjał Zbójna | 17 |
| Zlodowacenia środkowopolskie | 17 |
| Zlodowacenie Odry | 18 |
| Stadiał dolny | 18 |
| Stadiał górny | 18 |
| Interglacjał lubelski | 19 |
| Zlodowacenie Warty | 19 |
| Stadiał dolny | 19 |
| Stadiał środkowy | 19 |
| Interglacjał eemski | 20 |
| Zlodowacenia północnopolskie | 20 |
| Zlodowacenie Wisły | 20 |
| Stadiał środkowy | 21 |
| Stadiał górny | 21 |
| b. Czwartorzęd nierozdzielony | 24 |
| c. Holocen | 24 |
| B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu | 24 |
| C. Rozwój budowy geologicznej | 25 |
| IV. Podsumowanie | 30 |
| Literatura | 31 |

I. WSTĘP

Granice arkusza Węgorzewo są określone współrzędnymi $21^{\circ}30'$ – $21^{\circ}45'$ długości geograficznej wschodniej i $54^{\circ}10'$ – $54^{\circ}20'$ szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia objęta arkuszem zajmuje około 305 km^2 , z czego jeziora zajmują powierzchnię około 27 km^2 . Obszar arkusza w całości leży w północnej części Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, należącej do Pojezierza Mazurskiego (Kondracki, 2000). Pod względem administracyjnym należy do województwa warmińsko-mazurskiego i powiatów: węgorzewskiego i kętrzyńskiego (z gminą Srokowo). Na terenie omawianego arkusza największym ośrodkiem miejskim jest Węgorzewo.

Arkusze Węgorzewo Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 zostały wykonane na podstawie Projektu badań geologicznych (Woźniak, 1987), zatwierdzonego decyzją z dnia 03.07.1987 r. (KOPBG/015/2892/87).

Z terenu arkusza Węgorzewo zebrano profile 52 otworów hydrogeologicznych, badawczych i kartograficznych. Zestawiono dokumentację i karty rejestracyjne trzech złóż surowców mineralnych. Na obszarze całego arkusza były przeprowadzone poszukiwania i badania torfowisk, zebrane w opracowaniu „Surowce mineralne powiatu węgorzewskiego i możliwości ich zastosowania” (Kociszewska, 1970). Realizację arkusza i pierwsze prace geologiczno-zdjęciowe rozpoczął w latach osiemdziesiątych Woźniak. W celu udokumentowania pełnego profilu osadów czwartorzędowych i zbadania stropu utworów podczwartorzędowych w 1988 r. wykonano cztery otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne): Węgorzewo IV (otw. 50), Prynowo (otw. 19), Biedaszki (otw. 11) i Czarny Ostrów (otw. 1). Wykonane sondowania geoelektryczne (elektrooporowe o rozstawach $AB/2=320-500 \text{ m}$ w ciągach pokrywających się z liniami przekrojów geologicznych — Łuniewski, Baran, 1988) posłużyły do określenia przybliżonej głębokości zalegania osadów trzeciorzędowych, rozdzielenia osadów czwartorzędowych na poziomy glacialne oraz uściślenia lokalizacji otworów kartograficznych

W latach 1989–1996 badania i prace geologiczno-zdjęciowe zostały zawieszono, a następnie podjęte przez Pochocką-Szwarc i Lisickiego. Do 1999 r. wykonano pozostałe prace geologiczno-zdję-

ciowe (950 sondowań ręcznych i 62 sondowania mechaniczne wiertnicą typu WH). Łącznie w latach 1986–1999 wykonano 2000 sondowań ręcznych i 130 sondowań mechanicznych (około 1300 m) oraz oczyszczono i opisano ściany 14 odsłoneń (łącznie około 7,7 punktu na km²).

W celu uzyskania charakterystyki litologicznej, genetycznej i stratygraficznej utworów czwartorzędowych wykonano następujące badania laboratoryjne:

— litologiczno-petrograficzne; z rdzeni wiertniczych otworów 1, 11, 19 i 50 pobrano 315 próbek punktowych oraz 191 bruzdowych w celu uzyskania charakterystyki litologicznej, genetycznej i stratygraficznej utworów czwartorzędowych i wykonano analizy uziarnienia (stopnia obtoczenia ziaren kwarcu, zawartości węglanów, składu frakcji ciężkiej, a dla glin zwałowych również składu petrograficznego żwirów o średnicy 5–10 mm (Zabielski, 1999);

— palinologiczne osadów czwartorzędowych (16 próbek z otw. 11 — Biedaszki, 10 próbek z otw. 19 — Prynovo — Winter, 1999);

— malakologiczne osadów czwartorzędowych (2 próbki z otw. 11 — Biedaszki — Pochocka, Skompski, 1998).

Badań osadów trzeciorzędowych nie wykonano ze względu na bardzo zły stan zachowania rdzeni wiertniczych.

Szczegółowe prace kartograficzne — badania geomorfologiczne i badania geologii warstw przypowierzchniowych — rozpoczęto w tym regionie pod koniec ubiegłego stulecia i były one prowadzone przez geologów niemieckich. Wynikiem ich pracy są mapy w skali 1:25 000 wydane w latach 1900–1910 pod wspólnym tytułem “Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Landern”. Arkusze: Angerburg — Węgorzewo (Gagel, 1903) i Drengfurth — Srokowo (Kaunhoven, 1904a), pokrywają środkową część arkusza Węgorzewo, natomiast Steinort — Sztynort (Gagel i in., 1903) i Rosengarten — Radzieje (Kaunhoven, 1904b) południową część arkusza Węgorzewo. Węgorzewo stało się znane w literaturze przedmiotu dzięki publikacji Krausego i Grossa (1941), w której opisano po raz pierwszy profil wiercenia Węgorzewo II. W profilu tym stwierdzono mięszłą serię osadów jeziornych, zawierającą szczątki flory i fauny kopalnej, powiązanej z interglacjałem holszyńskim, a wcześniej z interglacjałem eemskim.

Syntezą kartograficzną obszaru arkusza Węgorzewo jest arkusz Kętrzyn Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, wyd. A i B wraz z objaśnieniami (Słowański, 1974a, b, 1975a).

O ogólnej budowie geologicznej i rozprzestrzenieniu osadów trzeciorzędowych tego rejonu można wnioskować na podstawie prac Ciuka (1966a-c) i Nowickiego (1965). Geologia czwartorzędu tej części Pojezierza Mazurskiego jest tematem opracowań: Rzechowskiego i in., (1975), Halickiego (1960), a w ostatnich latach Lisickiego (1996, 1997, 1998), również z Winter (Winter, Lisicki, 1998; Lisicki, Winter, 1999). Morfologią i geomorfologią omawianego terenu szczegółowo zajmował się Kondracki

(1952, 1957, 1972). Wspólne prace Kondrackiego i Pietkiewicza zostały opublikowane w 1961 i 1967 r. W 1975 r. ukazało się opracowanie Słowańskiego (1975b), w którym są zawarte i zinterpretowane dane uzyskane w trakcie realizacji arkusza Kętrzyn Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 (Słowański, 1974a, b, 1975a), a dotyczą budowy geologicznej okolic Węgorzewa. Przy opracowywaniu arkusza Węgorzewo wzięto pod uwagę wyniki prac wykonanych w ramach realizacji arkuszy Giżycko (Szumański, 1999) oraz Sterławki Wielkie (Stępień, Hoffman, 1989).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Węgorzewo znajduje się w północnej części Krainy Wielkich Jezior Mazurskich należącej do Pojezierza Mazurskiego (Kondracki, 2000).

Kulminację terenu (163,6 m n.p.m.) stanowi wzgórze czołowomorenowe leżące w północno-wschodniej części arkusza. Najniżej położony punkt znajduje się w północno-zachodnim krańcu obszaru arkusza, w obrębie niecki jeziora Oświn. Lustro wody w tym jeziorze jest położone na wysokości 64,5 m n.p.m., a jego maksymalna głębokość wynosi 2,5 m. Deniwelacja bezwzględna powierzchni obszaru wynosi około 100 m. Największa głębokość jeziorna występuje w jeziorze Mamry i wynosi 43,0 m. Deniwelacja bezwzględna powierzchni obszaru wynosi 99,1 m, a powierzchni osadów 101,6 m.

Przeważającą część omawianego obszaru tworzą: wysoczyzna morenowa falista, wzgórza morenowe i inne formy młodoglacjalne (tabl. I). W krajobrazie dominuje wysoczyzna morenowa falista z licznie występującymi zagłębieniami powstałymi po martwym lodzie. Formy akumulacji lodowcowej reprezentowane są przez moreny czołowe. Wzgórza moren czołowych przeważnie akumulacyjnych o wysokości 93–100 m n.p.m., zbudowane są głównie z materiału piaszczysto-żwirowego. Otaczają nieckę jeziora Oświn, w której obecnie występuje zanikające już jezioro o maksymalnej głębokości 2,5 m. Niecka ta jest pozostałością po zagłębieniu końcowym (wytopiskowym), które zajmował martwy lód. Obecność moren czołowych akumulacyjnych stwierdzono także w południowej części terenu, w okolicy Węgorzewa. Są to pagórki żwirowo-piaszczyste (o maksymalnej wysokości 134 m n.p.m.) tworzące trzon obecnego półwyspu rozdzielającego wody jezior Mamry i Świącajty. Moreny te kontynuują się w kierunku wschodnim na obszarze sąsiedniego arkusza Budry.

Moreny czołowe przeważnie spiętrzone (moreny wycisnięcia) reprezentują ciągi wałów zbudowane głównie z glin, tworzące lobowy zarys. Zorientowane są w kierunku NE–SW we wschodniej części obszaru arkusza oraz w kierunku NW–SE w jego zachodniej części. Największą z nich jest Diabla Góra koło Srokowa (157 m n.p.m.), zbudowana z glin zwałowych,

których maksymalna miąższość stwierdzona sondą mechaniczną wynosi 10 m. Niestety ta forma nie posiada czytelnego odsłonięcia, które umożliwiłoby w pełni udokumentowanie jej genezy. Omawiane ciągi moren czołowych znaczą kolejne postoje lądolodu w czasie recesji fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. W części południowej arkusza, szczególnie na obszarze pomiędzy jeziorami: Mamry, Sieleckim i Rydzówka, zaznaczają się w morfologii wały o ułożeniu lobowym. Zbudowane są one z glin zwałowych (miejscami o miąższości ponad 10 m), prawdopodobnie zaburzonych glaci-tektonicznie. Jednak budowa tych wałów nie jest nigdzie prześledzona (brak odsłonieć), co uniemożliwiło klasyfikację tych form i zaznaczenie ich na szkicu geomorfologicznym.

Formy wodnolodowcowe na obszarze arkusza Węgorzewo reprezentują pagórki kemowe występujące zazwyczaj w sąsiedztwie wzgórz morenowych. Wspaniałym przykładem tarasemowego jest wąska listwa osadów piaszczysto-mułkowych zorientowana równolegle do ciągu morenowego w okolicach Prynowa. Od wschodu taras ten graniczy z rozległą równiną torfową, przez którą przepływa Węgorapa. Do zachodniego brzegu jeziora Rydzówka przylegają południkowo zorientowane pagórki kemowe zbudowane z ilów, mułków i piasków.

Na zapleczu misy końcowej jeziora Oświn znajduje się podłużna (około 4 km długości) forma o stromych zboczach, zbudowana z piasków różnoziarnistych o dosyć słabym wysortowaniu oraz ze żwirów. Jest to najprawdopodobniej wał ozoowy. Formy akumulacji szczelinowej wyróżniono w okolicy Suczek; od granicy państwa w kierunku południowym występują ciągi pagórków zbudowane z materiału piaszczystego, dosyć dobrze przemytego, w których nie stwierdzono obecności zaburzeń struktur sedymentacyjnych.

Rozległe równiny zastoisowe (obszary zastoisowe) występują po wschodniej stronie moren spiętrzonych, przy granicy z arkuszem Budry oraz w obrębie wysoczyzny morenowej falistej w północnej części arkusza. Równiny wodnolodowcowe stwierdzono na zapleczu moren okalających jezioro Oświn.

Na południe od moren czołowych rejonu jeziora Oświn rozpościera się równina sandrowa znacząca szlak odpływu fluwioglacjalnego. Jest to „sandr dziurawy” o powierzchni urozmaiconej zagłębieniami po martwych lodach. Ponad powierzchnię sandru wystaje „ostaniec” moreny czołowej akumulacyjnej. Okolice niecki jeziora Oświn są klasycznym przykładem obszaru objętego na przemian deglacjacją frontalną i arealną. Świadczą o tym masywne wzgórza moren czołowych akumulacyjnych o zarysie lobowym, z których zaznacza się ślad odpływu wód fluwioglacjalnych na południe oraz rozległa misa końcowa, w której zalegał płat martwego lodu. Pozostałością po mniejszych bryłach lodowych są obniżenia wytopiskowe na zapleczu moren wypełnione obecnie torfami. Wyta- piany materiał, z którego powstały później pagórki kemowe, był deponowany w przetainach i rozpadlinach w martwym lodzie. Pokrywy osadów wodnolodowcowych stwierdzono także na południe od jeziora Rydzówka; ich miąższość wynosi około 2 m.

Formy denudacyjne to głównie stożki napływowo-usypiskowe utworzone u wylotu niektórych dolinek (w ogólności, nie rozdzielonych).

W północno-zachodniej części obszaru arkusza tarasy jeziorne (o wysokości 116–117 m n.p.m.) występują przede wszystkim na południe od Węgorzewa. Zbudowane są głównie z piasków i mułków jeziornych. Wąskie listwy tarasów jeziornych występują wokół jezior Rydzówka (87–85 m n.p.m.) i Węgielsztyńskiego (82–84 m n.p.m.). Jeziora te są zbiornikami wytopiskowymi. O takiej genezie świadczą ich niewielkie głębokości (Jezioro Węgielsztyńskie — 2 m, jezioro Rydzówka — średnio 5 m, maksymalnie 16 m) oraz sąsiedztwo kemów. Na północnym brzegu jeziora Mamry, na wschód od Zwierzynieckiego Rogu, na obszarze tarasów jeziornych zlokalizowano wał brzegowy, dokumentujący dawny zasięg wód tego jeziora. Obecny poziom wody w jeziorze Mamry wynosi 116 m n.p.m. i ustabilizował się po wyrównaniu poziomu wód w systemie Wielkich Jezior Mazurskich w XIX wieku (budowa kanałów).

Interesująca jest morfologia Półwyspu Kalskiego: północna część półwyspu ma urozmaiconą rzeźbę — stanowią ją pagórki czołowomorenowe o kulminacjach do 134 m n.p.m. Południowa część półwyspu jest abrazyjnym tarasem jeziornym (117 m n.p.m.) zbudowanym z glin zwałowych. Na granicy tych dwóch obszarów o różnej rzeźbie ale zbliżonej litologii, stwierdzono występowanie „listwy” osadów jeziornych (120 m n.p.m.). Taka sytuacja morfologiczna wskazuje, iż poziom wód w jeziorze musiał być znacznie wyższy niż obecnie. Południowa część półwyspu została zdenudowana przez wody jeziorne. Zdarzenie to było na tyle krótkotrwałe, że nie zdążyły się wykształcić typowe osady jeziorne przykrywające południową część obecnego półwyspu. Powstała więc powierzchnia abrazyjna zbudowana z glin. Zagadnienia związane ze zmianą poziomu wód w jeziorach mazurskich i występowaniem tarasów jeziornych były od dawna przedmiotem zainteresowania badaczy niemieckich i polskich. (Kaunhoven, Krause, 1907; Galon, 1936; Kondracki, 1952, 1957, 1972).

Na omawianym obszarze występują formy antropogeniczne. Są to: na zachodnim brzegu jeziora Mamry niemieckie bunkry z czasów II wojny światowej (w których mieściło się niemieckie dowództwo wojsk lądowych), kanał mazurski oraz towarzyszące mu betonowe budowle, nasypy i przekopy. Na południe od Węgielsztyna morfologia jednego z pagórków morenowych jest sztucznie przekształcona – znajduje się na nim staropruskie groduisko.

Obszar arkusza Węgorzewo należy do zlewni Pregoty. Głównym, naturalnym ciekim jest Węgorapa, wypływająca z jeziora Mamry i płynąca w kierunku północnym.

Jest to silnie meandrująca rzeka; różnica w wysokości zwierciadła wody na obszarze arkusza wynosi 7 m. Na północ od Węgorzewa przepływa ona przez rozległe obniżenie wytopiskowe wypełnione obecnie torfami. Na pozostałym odcinku wciną się w obszar wysoczyzny płynącej w stosunkowo głębokim (2–2,5 m), wąskim korycie. Rzeka posiada słabo wykształcony system tarasów zalewowych, co

może wskazywać na słabe podnoszenie się terenu (po ustąpieniu lądolodu ostatniego zlodowacenia). Tarasy te natomiast wyraźnie zaznaczają się w dorzeczu Niemna i Dźwiny (Kondracki, 1972).

W południowej części obszaru arkusza wysoczyzna morenowa graniczy z północnymi jeziorami systemu Wielkich Jezior Mazurskich: Mamrami (maksymalna głębokość jeziora wynosi 43 m) i Święcajty (maksymalna głębokość jeziora wynosi 25 m, a średnia głębokość około 10 m). Na północ od tych jezior, otoczone wzniesieniami czołowomorenowymi i kemowymi leży jezioro Rydzówka (wysokość jego zwierciadła wody wynosi 82,8 m n.p.m., średnia głębokość 5 m i maksymalna głębokość 16 m). Jeziora te według planów niemieckich miały być sztucznie połączone ze sobą poprzez Kanał Mazurski. Założeniem tej budowli było połączenie z Łyną całego systemu Wielkich Jezior Mazurskich. Budowę kanału rozpoczęto w 1911 r., jednakże w pełni jej nie ukończono.

Pozostałe jeziora na terenie arkusza to: jezioro Silec (maksymalna głębokość 12,5 m) i Jezioro Węgielsztyńskie (poziom zwierciadła wody na głębokości 80,8 m n.p.m., największa głębokość 2 m).

Wspomniane jezioro Oświn, o maksymalnej wysokości 2,5 m, jest odwadniane przez rzekę Oświnkę płynącą dalej na północ do Łyny. Na obszarze tego jeziora utworzono w 1956 r. rezerwat Siedmiu Wysp. Jest to miejsce lęgowe i odpoczynku dla wielu gatunków ptaków. Inne rezerваты przyrody na arkuszu Węgorzewo to: wyspa Upały na jeziorze Mamry — rejon lęgowy wielu gatunków ptaków drapieżnych i błotnych oraz wyspy na jeziorze Rydzewskim — miejsce kolonii czapli i kormoranów czarnych.

Według raportu Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska (1996) stan czystości wód na omawianym obszarze przedstawia się następująco: jezioro Mamry — I klasa czystości, jezioro Święcajty — II klasa czystości, jezioro Oświn — III klasa czystości; rzeka Węgorapa — wody poza-klasowe.

W wodach jezior i rzek stwierdzono znaczną ilość związków biogenych. Przyczyny tego zjawiska związane są zapewne ze splukiwaniem nawozów z pól uprawnych. W końcu lat dziewięćdziesiątych została oddana do użytku miejska oczyszczalnia ścieków w Węgorzewie, która niewątpliwie przyczynia się do poprawy jakości wody.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Głównym przedmiotem badań stratygraficznych wykonanych w trakcie realizacji arkusza Węgorzewo były, dostępne dla prac zdjęciowych i dokumentacyjnych, osady czwartorzędowe i podścielające je osady trzeciorzędowe i górnokredowe. Ze względu na bardzo zły stan zachowania rdzeni, nie zostały pobrane żadne próbki do badań osadów przedczwartorzędowych.

1. Kreda

a. Kreda górna

Osady kredowe nawiercono tylko w jednym otworze kartograficznym — Czarny Ostrów (otw. 1) na głębokości 172,8 m (106,8 m p.p.m.). Wykształcone są w postaci piasków kwarcowych, drobnoziarnistych, pyłowych, marglistych. Od głębokości 176,0 m zawierają pokruszone fragmenty muszli cienkoskorupowych, a od 180,1 m przechodzą w zielonkawoszare mułowce piaszczyste z glaukonitem i szczątkami fauny. Stratygrafię tych osadów ustalono na podstawie podobieństwa litologicznego z udokumentowanymi osadami kredy górnej (mastrycht górny) z profilów otworów w Kętrzynie, Kruszewcu i Skierkach (Słowański, 1975a). Osady mastrychtu opisane są tam jako: mułowce glaukonitowe, silnie margliste, miejscami piaszczyste z detrytusem skorup inoceramów i fragmentami belemniteli.

2. Trzeciorzęd

Osady trzeciorzędowe na obszarze arkusza Węgorzewo zostały nawiercone w otworach kartograficznych: Prynovo (otw. 19), Biedaszki (otw. 11) i Węgorzewo IV (otw. 50). Są to utwory paleocenu (tabl. II). Prawdopodobnie osady eocenu przewiercono w badawczym otworze 45 w południowo-zachodniej części obszaru arkusza.

a. Paleogen

Paleocen

Utwory paleoceńskie nawiercono w trzech otworach kartograficznych wykonanych w trakcie realizacji arkusza Węgorzewo. Strop tych utworów w otworze Biedaszki (otw. 11) leży na głębokości 174,6 m (84,3 m p.p.m), w otworze Prynovo (otw. 19) na głębokości 226,4 m (77,4 m p.p.m), a w otworze Węgorzewo IV (otw. 50) na głębokości 206,6 m (89,6 m n.p.m). Osady paleoceńskie wykształcone są w postaci kwarcowych piasków drobnoziarnistych, pyłowych (miejscami mułków piaszczystych) szarzielonych lub niebieskawzielonych z glaukonitem. Osady te nie zostały przewiercone w żadnym z otworów (na przekrojach pokazano jedynie ich przypuszczalną miąższość).

Odtworzenie ukształtowania powierzchni stropu osadów kredowych i paleoceńskich było możliwe dzięki interpretacji profilów geoelektrycznych (Łuniewski, Baran, 1988). Na podstawie mapy arkusza Kętrzyn w skali 1:200 000 przedstawiającej wyniki analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych (Graniczny i in., 1995) wyinterpretowano linie nieciągłości tektonicznych w podłożu osadów czwartorzędowych (tabl. II).

Eocen

Strop osadów eocenu nawiercono prawdopodobnie na wysokości około 79 m p.p.m. w otworze badawczym 45, na południe od Srokowa. W opisie profilu tego otworu trzeciorzędowe osady o łącznej miąższości 86 m scharakteryzowano jako „dobrze wysortowane piaski i żwiry”. Na podstawie danych z sąsiedniego arkusza Sterławki Wielkie (Stępień, Hoffman, 1989) można przypuszczać, że eoceńskie piaski kwarcowe z glaukonitem mogą występować w górnej części profilu otworu 45 i podścielać osady czwartorzędowe w środkowej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza (tabl. II).

3. Czwartorzęd

Cały obszar arkusza Węgorzewo jest pokryty grubą pokrywą osadów czwartorzędowych osiągających miąższość od 172,6 m w otworze Czarny Ostrów (otw. 1) do 226 m w otworze Prynowo (otw. 19). Morfologia powierzchni podczwartorzędowej jest dosyć urozmaicona — znaczne obniżenie jej stropu (190 m p.p.m.) występuje na północ od Czarnego Ostrowa. Fragment tego obniżenia jest widoczny na przekroju geologicznym C–D (tabl. III) w okolicy Pasternaka. Przez to obniżenie przechodzi uskoki, którego oddziaływanie uwidoczniło się w czasie sedymentacji osadów czwartorzędowych. Świadczą o tym kopalne doliny wypełnione osadami rzecznyymi (rejon Pasternaka). Należy dodać, iż na obszarze, gdzie strop osadów podłoża zalega stosunkowo płasko, miała miejsce depozycja osadów glacialnych i tworzyły się płytko rozlane zbiorniki sedymentacji jeziorno-rzecznej (przekrój geologiczny A–B, mapa).

a. Plejstocen

W obrębie plejstocenu wyróżniono osady glacialne następujących zlodowaceń: najstarszych — zlodowacenia Narwi; południowopolskich — zlodowacenia Nidy, Sanu 1 i Sanu 2 (Wilgi); środkowopolskich — zlodowacenia Odry i Warty oraz północnopolskich — zlodowacenia Wisły. Wydzielono również osady zlodowacenia Liwca.

Osady glacialne są rozdzielone udokumentowanymi palinologicznie w Prynowie i Biedaszkach (Winter, 1999) oraz w Węgorzewie (Sobolewska, 1973) osadami interglacjału mazowieckiego; były one reperem przy ustalaniu stratygrafii plejstocenu.

Osady przypisane interglacjom: Zbójna, lubelskiemu i eemskiemu nie były opracowywane palinologicznie.

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenia najstarsze reprezentowane są przez stadiał dolny zlodowacenia Narwi. Ten poziom osadów można korelować z piętnem litostratygraficznym B wydzielonym przez Kenig (1998) na obszarze Polski północno-wschodniej.

Zlodowacenie Narwi

Stadiał dolny

Osady wodnolodowcowe związane z transgresją najstarszego zlodowacenia zostały przewiercone w otworze Czarny Ostrów (otw. 1) na głębokości 169,0–172,8 m (104–107,8 m p.p.m.). Są to piaski różnoziarniste przechodzące w stropie w piaski drobnoziarniste, pyłowate oraz żwir w wodnolodowcowe. Osady te prawdopodobnie wypełniają obniżenie w powierzchni podczwartorzędowej w rejonie wschodniej granicy arkusza koło Pasternaka (przekrój geologiczny C–D — tabl. III).

W tym samym profilu, powyżej osadów wodnolodowcowych występują osady glacialne tego zlodowacenia o niewielkiej miąższości 7 m. Są to gliny zwałowe piaszczysto-ilaste, brązowe, zwarte. Charakteryzują się wyrównanym udziałem skał krystalicznych i wapieni — około 33% — przy zawartości dolomitów około 18%. Podobnie wykształcone gliny zostały przewiercone w profilu Prynowo (otw. 19) na głębokości 215,8–226,4 m (około 67–77 m p.p.m.), gdzie przykrywają osady trzeciorzędowe. Wartości współczynników petrograficznych¹ tych glin (O/K–K/W–A/B) wynoszą: 1,5–0,7–1,3 (Czarny Ostrów — otw. 1) i 1,3–0,8–1,2 (Prynowo — otw. 19) — Zabielski, 1999. Cienki pokład glin zwałowych ilastych, brązowych, ze żwirami przewiercono (206–206,6 m) w otworze Węgorzewo IV (otw. 50). Jednak z tego osadu nie zostały pobrane próbki do badań litologiczno-petrograficznych.

Iły i mułki zastoiszkowe powstałe w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Narwi występują prawdopodobnie w kopalnej dolinie, powstałej na linii uskoku w podłożu czwartorzędu, we wschodniej części obszaru arkusza (przekrój geologiczny C–D — tabl. III). Kontynuację tych osadów można zaobserwować na arkuszu Budry w sąsiednim otworze Olszewo Węgorzewskie (Pochocka-Szwarc, Lisicki, 1999). Osadów związanych ze stadiałem górnym zlodowacenia Narwi nie stwierdzono.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenia południowopolskie reprezentowane są przez cztery poziomy glacialne: jeden związany ze zlodowaceniem Nidy — gliny zwałowe stadiału górnego z przewarstwieniem osadów zastoiszkowych, dwa poziomy glin zlodowacenia Sanu 1 (wyinterpretowane na podstawie danych z sąsiedniego arkusza Budry) oraz jeden ciągły, miąższy poziom glin zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi). Cechą charakterystyczną glin zlodowaceń południowopolskich, w stosunku do glin leżących powyżej udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjalnego mazowieckiego, jest znaczna zawartość dolomitów skandynawskich w składzie petrograficznym frakcji żwirowej oraz stosunkowo wyrównany udział skał lokalnych.

¹Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności między 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

Poziomy omawianych osadów glacialnych można korelować z piętrami litostratygraficznymi B i C wydzielonymi przez Kenig (1998) na obszarze Mazur i Suwalszczyzny.

Zlodowacenie Nidy

Stadiał górny

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne), których depozycja związana była z nasuwającym się lądolodem stadiału dolnego zlodowacenia Nidy, przewiercono w otworach: Czarny Ostrów (otw.1) na głębokości 150,7–161,8 m i w Biedaszkach (otw. 11) na głębokości 166,6–174,6. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami piaski różnoziarniste ze żwirami, szarzielone, z domieszką glaukonitu pochodzącego z rozmywania osadów trzeciorzędowych. Osady te występują w północnej części obszaru arkusza.

Gliny zwałowe z przewarstwieniami iłó w i mułków zastoiskowych o miąższości 14,7 m przewiercono jedynie w otworze Czarny Ostrów (otw.1). Są to gliny ilaste lub ilasto-piaszczyste, brązowe. Cechą charakterystyczną glin stadiału górnego tego zlodowacenia jest wysoka zawartość dolomitów (16–30%). Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) są następujące: 1,1–1,0–1,0 w części dolnej i 1,3–0,8–1,1 w części górnej glin (Zabielski, 1999). W glinach tych ił y i mułki zastoiskowe wypełniają obniżenie, osiągając miąższość 22,7m. Wśród osadów zastoiskowych natrafiono na klasty glin, które mogły się dostać do zbiornika jako spływ z jego krawędzi.

Na obszarze arkusza gliny zwałowe zlodowacenia Nidy wyklinowują się w kierunku południowo-wschodnim. Z recesją lądolodu tego stadiału związana jest sedimentacja piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych (górných). Występują one w kopalnym obniżeniu przy wschodniej granicy obszaru arkusza. Osady te są udokumentowane w sąsiednim profilu Olszewo Węgorzewskie na arkuszu Budry (Pochocka-Szwarc, Lisicki, 1999).

Mułki i piaski zastoiskowe tworzą stosunkowo ciągły horyzont (od 72 m p.p.m. w Czarnym Ostrowiu — otw.1, do 87 m p.p.m. w Węgorzewie IV — otw 50). Są to głównie mułki piaszczyste, szarzielone, miejscami przechodzące w piaski drobnoziarniste, pyłowate. W spągu jest to osad bardziej gruboziarnisty, nawet z pojedynczymi żwirami (Czarny Ostrów).

Zlodowacenie Sanu 1

Obecność osadów zlodowacenia Sanu 1 została wyinterpretowana na podstawie korelacji profili otworów Olszewo Węgorzewskie (otw.16) oraz Węgorzewo (otw.53 i 55) odwierconych na sąsiednim arkuszu Budry (Pochocka-Szwarc, Lisicki, 1999).

Stadiał dolny

Iły zastoiskowe oraz gliny zwałowe reprezentują osady tego stadiału. Zbiornik zastoiskowy funkcjonował w depresji uwarunkowanej dyslokacją w podłożu czwartorzędu (północ-

no-wschodnia część arkusza; przekrój geologiczny C–D — [tabl. III](#)). Gliny zwałowe występują prawdopodobnie na południowy wschód od Węgorzewa (73–80 m p.p.m. — przekrój geologiczny A–B, mapa). Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) dla tych glin w sąsiednim otworze Węgorzewo III (ark. Budry) wynoszą 0,9–1,3–0,7 (Rzechowski i in., 1975 — patrz Lisicki, 1996).

Stadiał górny

Podobnie jak osady stadiału dolnego, gliny zwałowe tego nasunięcia lądolodu wypełniają depresję uwarunkowaną dyslokacją w podłożu czwartorzędu (przekrój geologiczny C–D — [tabl. III](#)). W otworze Olszewo Węgorzewskie na arkuszu Budry wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) tych glin wynoszą: 1,3–0,9–0,9 (Gronkowska-Krystek, 1998).

Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi)

Przed transgresją lądolodu zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi), miała miejsce sedymentacja piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych (dolnych). Są to piaski średnioziarniste, z pojedynczymi żwirikami, jasnoszare i zawodnione. Osady te zostały nawiercone tylko w otworach 2 i 4 na północy obszaru arkusza. Dolina utworzona tam przez wody roztopowe wcięła się w starsze osady zastoiskowe.

Gliny zwałowe, które prawdopodobnie reprezentują zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi), zostały przewiercone we wszystkich otworach kartograficznych na arkuszu Węgorzewo, powyżej osadów zastoiskowych związanych z transgresją lądolodu zlodowacenia Nidy. Jedynie w północno-wschodniej części obszaru arkusza gliny te leżą prawdopodobnie na osadach podłoża czwartorzędu. Są to gliny piaszczyste, zwięzłe, barwy szarej i szarobrazowej (przekrój geologiczny C–D — [tabl. III](#)). Spąg glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) znajduje się na wysokości od 62 m p.p.m. w części północnej do 80 m p.p.m. w Węgorzewie. Osad ten charakteryzuje się stosunkowo dużą zawartością dolomitów (około 18–30%) i wapieni (17–30%). W otworze Prynowo (otw. 19) zaobserwowano wzrost udziału granatów i skał krystalicznych w środkowej części profilu. Może to być związane ze zmiennym wykształceniem facjalnym osadu. Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) tych glin są następujące: 1,5–0,7–1,4 w Czarnym Ostrowiu (otw. 1), 1,3–0,8–1,2 w Biedaszkach (otw. 11), 1,3–0,8–1,2 w Prynowie (otw. 19) oraz 1,4–0,7–1,3 w Węgorzewie IV (otw. 50) (Zabielski, 1999). W Prynowie i Biedaszkach poziom glin zwałowych może być dwudzielny.

W okresie recesji lądolodu tego zlodowacenia lokalnie miała miejsce sedymentacja piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych (górnymi). Są to piaski drobnoziarniste i różnoziarniste, ciemnobezowe. Osady te — niewielkiej miąższości — występują na wysokości około 45–48 m p.p.m. w profilu Czarny Ostrów (otw. 1).

W końcowym etapie recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi), w niewielkim zbiorniku na przedpolu lądolodu, miała miejsce sedymentacja mułków i piasków zastoiskowych (w północno-wschodniej części obszaru arkusza). Stratygrafia tych osadów została ustalona dzięki korelacji z sytuacją geologiczną w pobliskim Olszewie Węgorzewskim.

W środkowej części obszaru arkusza występuje ciągły horyzont osadów zbiornikowych — iłó w j e z i o r n y c h , p e r y g l a c j a l n y c h (przekrój geologiczny A–B — mapa). Na całym obszarze Polski północno-wschodniej omawiane osady zaliczone do tzw. „czerwonego kompleksu ilarstego” są charakterystycznym poziomem, którego pozycja stratygraficzna była (i jest) szeroko dyskutowana (Słowański, 1975b; Lisicki, 1996, 1997, 1998; Krupiński, 1997; Lisicki, Winter, 1999; Winter, 1999). Osady te są wykształcone w postaci iłó w czekoladowych i czerwono-brunatnych, twar doplastycznych, miejscami z wkładkami piasków drobnoziarnistych. Na obszarze arkusza Węgorzewo zostały przewiercone w trzech otworach: Biedaszki (otw. 11) — spąg na wysokości 50 m p.p.m, Prynowo (otw. 19) — spąg na wysokości 35 m p.p.m., Węgorzewo IV (otw. 50) — spąg na wysokości 52 m.p.p.m. Maksymalna miąższość tych osadów wynosi 16 m (Biedaszki), a najmniejsza — 7 m (Węgorzewo). Badania palinologiczne wykonane dla 15 próbek tego osadu wykazały obecność pyłku na wtórnym złożu (co uniemożliwia określenie pozycji stratygraficznej tych osadów — Winter 1999). Zbiornik, w którym zachodziła sedymentacja omawianych osadów, znajdował się przed czołem ustępującego lądolodu zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) (Lisicki, 1996, 1997). Panowały jeszcze chłodne warunki klimatyczne (obecność pyłku *Hippophae*) i zbiornik miał charakter zastoiska (Winter, 1999). O takiej pozycji stratygraficznej tych osadów decyduje ciągłość sedymentologiczna z wyżej leżącymi, udokumentowanymi palinologicznie osadami interglacjału mazowieckiego (Winter, 1999 — otw.: 11, 19 i 50).

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Sedymentację z tego okresu reprezentują piaski i mułki ze szczątkami roślinnymi i fauną mięczaków, jeziorno-rzeczne. Są to piaski drobnoziarniste, zielonoszare, miejscami mułki piaszczyste (Prynowo — otw. 15, głębokość 162,5–177,3 m) z sieczką roślinną i skorupkami mięczaków (Biedaszki — otw. 11, głębokość 109,0–124,8 m). Podobnie wykształcone osady występują w otworze Węgorzewo IV (otw. 50). Sedymentacja tych osadów miała początkowo charakter jeziorny (kontynuacja sedymentacji zastoiskowej, ale w innych warunkach klimatycznych). Jezioro było zasilane wodami płynącymi, o czym świadczą znalezione w osadach skorupki *Valvata naticina* (Pochocka, Skompski, 1999). Stratygrafia tych osadów została określona na podstawie badań palinologicznych wykonanych dla próbek osadu z tych otworów. Występujące tu spektra pyłkowe pozwalają na korelację z II i III (Prynowo) oraz II i IV (Biedaszki) okresem mazowieckiej sukcesji pyłkowej (Winter, 1999). Do takiej interpretacji upoważnia zawartość pyłku: *Taxus*, *Buxus*, *Celtis*, *Pterocarya*

oraz *Azolla*. Za takim wiekiem tych osadów przemawia również obecność ślimaków z gatunku *Lithoglyphus jahni* Urbański, *Viviparus diluvianus* Kunth (Biedaszki, głębokość 112,0–118,9 m), nie notowanych w osadach młodszych od interglacjału mazowieckiego (Pochocka, Skompski, 1999). Taki sam wiek podobnie wykształconych osadów został określony na sąsiednim arkuszu Budry dla części profilu Węgorzewo III (Słowański, 1975b, Sobolewska, 1975).

Zlodowacenie Liwca

Gliny zwałowe przypisane zlodowaceniu Liwca zostały stwierdzone we wszystkich otworach kartograficznych: Czarny Ostrów (otw. 1, spąg na wysokości około 44 m p.p.m.), Biedaszki (otw. 11, spąg na wysokości około 19 m p.p.m.), Prynovo (otw. 19, spąg na wysokości około 13 m p.p.m.) i Węgorzewo IV (otw. 50, spąg na wysokości około 27 m p.p.m.). Są to gliny zwałowe piaszczyste, ze żwirami, zwarte. W Węgorzewie IV (otw. 50), gliny te oddzielają osady interglacjału mazowieckiego od młodszych osadów rzecznych, prawdopodobnie interglacjału Zbójna. Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) tych glin są następujące: 1,6–0,7–1,5 (otw. 1), 2,1–0,5–1,9 (otw. 11), 1,9–0,5–1,8 (dolna część glin w otw. 19) i 2,5–0,4–2,3 (górną część glin w otw. 19) oraz 2,4–0,4–2,3 (otw. 50). W składzie tych glin dominują żwiry wapieni północnych (maks. 52%) nad skałami krystalicznymi (20–40%) i dolomitami (6–18%) (Zabielski, 1999).

W stropie glin tego zlodowacenia zachowały się piaski, mułki i gliny wodnomorenowe (Czarny Ostrów — otw. 1, głębokość 92,7–94,1 m; Biedaszki — otw. 11, głębokość 87,4–95 m). Są to piaski drobnoziarniste z wkładkami gliniastymi o łącznej miąższości do 7,5 m. Mogą one reprezentować rozwleczoną, kopalną morenę.

Sedymentację zastoiskową reprezentują iły i mułki piaszczyste przykrywające cienki płat glin zwałowych w Węgorzewie IV (otw. 50). Nawiercono je także w sąsiednim otworze 51 (przekrój geologiczny A–B, mapa).

Interglacjał Zbójna

Osady tego interglacjału reprezentują piaski, miejscami ze szczątkami organicznymi, rzeczne. Ich obecność stwierdzono w otworach z Węgorzewa (otw. 50 i 51). Są to piaski drobnoziarniste, niebieskoszare, w stropie z rozproszoną substancją organiczną. Miąższość tych osadów wynosi około 20 m. Mogą reprezentować sedymentację rzeczną (z osadów tych nie były pobrane próbki do badań palinologicznych).

Zlodowacenia środkowopolskie

Na obszarze arkusza Węgorzewo występują prawdopodobnie 4 poziomy glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich oraz rozdzielające je osady wodnolodowcowe, zastoiskowe i jeziorno-rzeczne

(interglacjał lubelski). Utwory te zaliczono do stadiału dolnego i górnego zlodowacenia Odry oraz stadiału dolnego i środkowego zlodowacenia Warty.

Zlodowacenie Odry

Stadiał dolny

Gliny zwałowe tego stadiału występują tylko w dwóch otworach kartograficznych: Czarny Ostrów (otw. 1 — spąg na wysokości około 27 m p.p.m.) i Węgorzewo IV (otw. 50 — spąg na wysokości około 1 m p.p.m. (przekrój geologiczny C–D — [tabl. III](#)). Miąższość glin stadiału dolnego wynosi 5,5–20 m. Gliny te zawierają znaczną ilość wapieni skandynawskich (do 70% w Węgorzewie). Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) są następujące: 1,6–0,6–1,5 (dolna część glin w otw. 1) i 2,3–0,4–2,0 (górną część glin w otw. 1) oraz 3,4–0,3–3,3 (dolną część glin w otw. 50), 1,9–0,5–1,9 (środkowa część glin w otw. 50) i 3,6–0,3–3,2 (górną część glin w otw. 50) (Zabielski, 1999).

Z recesją lądolodu tego stadiału związana jest sedymentacja piasków wodnolodowcowych (piasków średnioziarnistych z pojedynczymi żwirami) przechodzących w stropie w mułki i ropy zastoiskowe (mułki piaszczyste i ropy szarozielone, miejscami piaszczyste) o łącznej miąższości 18 m (otw. 49).

Stadiał górny

Z transgresją lądolodu tego stadiału związana jest sedymentacja piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych osiągających miąższości: 13 m w otworze 5 w północnej części obszaru arkusza oraz 15 m w otworze 1 w Czarnym Ostrowiu. Są to piaski różnoziarniste z domieszką żwirów. Osad charakteryzuje się dosyć stabilnym wysortowaniem (współczynnik zmienności 4–8%). Dominują w osadzie ziarna częściowo obtoczone (Zabielski, 1999).

Gliny zwałowe, miejscami z przewarstwieniami piasków wodnolodowcowych, znane są z trzech otworów kartograficznych. W profilu Czarny Ostrów (otw. 1) przewiercono miąższy pakiet tych glin o miąższości około 16 m, w Biedaszkach (otw. 11) o miąższości około 22 m — łącznie z soczewkami piasków prawdopodobnie wodnolodowcowych, różnoziarnistych, źle obtoczonych, a w Węgorzewie IV (otw. 50) gliny o miąższości tylko 3,7 m. Zawartość dolomitów w osadzie jest dosyć wysoka i wynosi do 30%, a udział skał lokalnych jest niewielki (do 10%). Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) są następujące: 1,9–0,6–1,8 (dolna część glin w otw. 1) i 2,0–0,5–1,8 (górną część glin w otw. 1), 2,0–0,5–1,9 (otw. 11) oraz 3,3–0,3–3,0 (otw. 50) (Zabielski, 1999). Strop tych glin w Biedaszkach (otw. 11) wykazuje ślady erozji.

Piaski i mułki zastoiskowe pochodzące z recesji lądolodu stadiału górnego występują się w północnej części obszaru arkusza (przekrój geologiczny C–D — [tabl. III](#)). Zostały przewiercone w sąsiednim otworze Olszewo Węgorzewskie (otw. 16) na arkuszu Budry (Pochocka-Szwarc, Lisicki, 1999). Są to piaski i bezstrukturalne mułki, miejscami piaszczyste, szare.

Interglacja lubelski

Osady tego interglacjalnego przewiercono w Węgorzewie (otw.: 39, 40, 41, 50, 52 i 54). Są to iły z domieszką humusu, jeziorne oraz wyżej leżące piaski, miejscami z przewarstwieniami mułków i torfów, rzeczne. Osadzone zostały w obniżeniach wcinających się w starszą powierzchnię zbudowaną z glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Odry (Prynów — otw. 19, głębokość 142–155 m). Z osadów tych nie pobrano próbek i nie wykonano analiz palinologicznych. Ich stratygrafia została ustalona na podstawie analizy sytuacji geologicznej podobnych utworów w sąsiednich otworach z Węgorzewa na arkuszu Budry (Pochocka–Szwarc, Lisicki, 1999).

Zlodowacenie Warty

Stadiał dolny

Przed transgresją lądolodu stadiału dolnego tego zlodowacenia miała miejsce sedymentacja zastoiszkowa reprezentowana przez iły zastoiskowe (spąg łąk na wysokości 42 m n.p.m.) przewiercone w Węgorzewie (otw. 49). Są to iły, miejscami z przewarstwieniami mułków i piasków drobnoziarnistych, zwarte, szaroniebieskie.

W czasie stadiału dolnego miała miejsce sedymentacja piasków i żwirów wodnolodowcowych (dolnych). Są to piaski średnioziarniste, z pojedynczymi żwirami, jasnoszare. Tworzą niewielkiej miąższości (5–8 m) serię osadów stwierdzoną w otworach: 39, 40 i 52.

Gliny zwałowe tego stadialnego nasunięcia lądolodu występują na wysokości 45–52 m n.p.m. (Węgorzewo IV — otw. 50). Są to gliny piaszczysto-ilaste z przewarstwieniami piaszczystymi, szare. W składzie petrograficznym żwirów przeważają wapienie północne (41–48%) nad skałami krystalicznymi (28–32%). Zawartość dolomitów jest niższa (5–11%), niż w starszych glinach tego profilu. Omawiane gliny skorelowano z poziomem przewierconym w otworach: 39, 40, 49 i 51 oraz w Prynowie (otw. 19), gdzie zachował się pakiet glin ilastych, twaroplastycznych o miąższości 3 m (głębokość 139–142 m). Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) są następujące: 1,7–0,6–1,6 (otw. 50) i 1,7–0,6–1,7 (otw. 19) (Zabielski, 1999). W okresie zaniku lądolodu tego stadiału miała miejsce depozycja piasków i żwirów wodnolodowcowych (górných). Głęboką, kopalną dolinę, wypełnioną piaskami średnioziarnistymi z pojedynczymi żwirami o miąższości około 30 m, przewiercono w Prynowie (otw. 19). Podobne osady występują przy granicy z obszarem arkusza Budry.

Stadiał środkowy

Iły, mułki i piaski zastoiskowe występują w profilach otworów z Węgorzewa (otw.: 38, 39, 40, 49, 50 i 51). Są to iły szare, przechodzące w piaski drobnoziarniste, pyłowate i piaski drobnoziarniste oraz mułki. Miąższości tych osadów są różne: od 25 m (otw. 38) do 5 m (otw. 51); powstały w czasie transgresji lądolodu tego stadiału.

Nasunięcie lądolodu stadiału środkowego reprezentują gliny zwałowe i ich rezydualne. Są to gliny szare, bardzo zwarte, tworzące dosyć zwarty poziom. W stropie glin stwierdzono rezydualne wkładki piaszczysto-żwirowe (otw.: 2, 3 i 4). W części północno-zachodniej i środkowej obszaru arkusza spąg tych glin występuje na wysokości 20–25 m n.p.m (otw. 1 i 11), a w części południowo-wschodniej znacznie wyżej — około 75 m n.p.m. (w tej części arkusza istnieje więcej punktów dokumentacyjnych, dzięki czemu możliwa jest bogatsza interpretacja rozprzestrzenienia tych glin). Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) są następujące: 1,9–0,6–1,7 (otw. 50), 1,8–0,6–1,6 (otw. 11) i 1,8–0,6–1,6 (otw. 1).

Interglacjał eemski

Osady mogące należeć do interglacjału eemskiego nawiercono na wysokości 35 m n.p.m. (otw. 11), ale nie zostały pobrane z nich próbki do badań palinologicznych. Wiek tych osadów nie jest udokumentowany paleobotanicznie. Są to mułki i piaski, miejscami z domieszką humusu, jeziorne. Osady te powstały prawdopodobnie w zbiorniku o spokojnym rytmie sedimentacji. Analiza litologiczno-petrograficzna (Zabielski, 1999) wykazała słabe obtoczenie ziaren kwarcu i wysortowanie materiału.

Piaski i żwiry rzeczne z tego okresu interglacjału występują prawdopodobnie przy granicy z obszarem arkusza Budry (przekrój geologiczny C–D — tabl. III). Stanowią je piaski różnoziarniste, miejscami z przewarstwieniami szarych mułków, a w części spągowej (na głębokości około 95–100 m) żwiry o różnej granulacji, bardzo dobrze obtoczone. Osady te zostały przewiercone w otworze Olszewo Węgorzewskie (otw. 16) na obszarze arkusza Budry (Pochocka-Szwarc, Lisicki, 1999).

Zlodowacenia północnopolskie

Wszystkie osady leżące na powierzchni i przykrywające kompleks osadów zlodowacenia Warty oraz interglacjału eemskiego należą do zlodowacenia Wisły. Główną rolę w budowie geologicznej i geomorfologii omawianego obszaru odgrywa nasunięcie lądolodu stadiału górnego tego zlodowacenia i późniejsza deglacjacja.

Zlodowacenie Wisły

Osady zlodowacenia Wisły pokrywają całą powierzchnię arkusza Węgorzewo. Ich maksymalna miąższość wynosi około 75 m. Taką miąższość tych osadów stwierdzono w otworze 19 (Prynów), gdzie przewiercone osady wodnolodowcowe mają miąższość 40 m. Górną część profilu (tj. około 25 m miąższości) stanowią osady glacialne budujące jedno z największych wzniesień w tym rejonie — moreny czołowe w okolicy Prynowa.

Na omawianym arkuszu stwierdzono obecność osadów reprezentujących dwa stadiały: środkowy i górny, zlodowacenia Wisły. Osady glacialne tych stadiałów są wykształcone głównie w postaci

glin zwałowych rozdzielonych osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi, bądź leżących bezpośrednio jedno na drugim.

Stadiał środkowy

Osady stadiału środkowego zostały stwierdzone jedynie w otworach wiertniczych. Ich miąższość wynosi około 35 m. Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w rzeźniach (rynnach ?) podłoża. Utwory te nawiercono w otworze 8 na wysokości około 73 m n.p.m., w północnej części obszaru arkusza. Kontynuacją tej miększej 20-metrowej serii są zapewne osady nawiercone na podobnej wysokości w Olszewie Węgorzewskim (ark. Budry — Pochocka-Szwarc, Lisicki, 1999). Są to piaski o zmiennej granulacji lub piaski ze żwirami. W obniżeniach powierzchni, przed nasuwającym się lądolodem, miała miejsce sedymentacja iłów, mułków i piasków zastoiskowych (dolnych). Osady te przewiercono w otworze Czarny Ostrów (otw.1). Są to piaski drobnoziarniste, pyłowate oraz mułki szare, w części spągowej zapylone. Bardziej ilaste facje osadów zastoiskowych znajdują się prawdopodobnie w północnej części obszaru arkusza (przekrój geologiczny C–D — tabl. III).

Gliny zwałowe stadiału środkowego są przeważnie piaszczyste. Zostały przewiercone w otworach archiwalnych w północnej części obszaru arkusza; w części środkowej — jedynie w otworach 1 i 11. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej tych glin przeważają wapienie nad skałami krystalicznymi i dolomitami. Gliny zwałowe, w których stwierdzono podobny skład petrograficzny, zostały przewiercone na wysokości 45–53 m n.p.m. w Biedaszkach (otw.11). Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) dla tego poziomu glacialnego są następujące: 2,0–0,5–1,8 (otw.11) i 1,9–0,6–1,7 (otw. 1) (Zabielski, 1999). Glin tego stadiału nie stwierdzono w profilach otworów z Węgorzewa.

Z ustąpieniem lądolodu stadiału środkowego jest związana sedymentacją iłów, mułków i piasków zastoiskowych (górnych) przewierconych na głębokości 6,4–18,9 m (około 48–60 m n.p.m.) w Czarnym Ostrowiu (otw. 1). Są to mułki ilaste i ły pyłowate laminowane piaskami drobnoziarnistymi; trafiają się też pojedyncze żwiry (głębokość 15,7–16,2 m). Osady te występują w najniższej położonym obszarze (obecnie 63–65 m n.p.m.), co może sugerować depozycję materiału w misie końcowej podczas recesji lądolodu tego stadiału.

Stadiał górny

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) tworzą zwarty poziom, który można prześledzić od Prynowa (miąższość osadów około 40 m) w kierunku południowo-wschodnim (otw.: 38, 39 i 40 w Węgorzewie, miąższości około 15–20 m). Reprezentowane są przez piaski drobno- i średnioziarniste, dosyć dobrze wysortowane, miejscami z przewarstwieniami piasków grubo-

ziarnistych i żwirów. W Prynowie sedymentacja wodnolodowcowa odbywała się w kopalnej dolinie (w której wcześniej były złożone prawdopodobnie osady rzeczne interglacjału eemskiego i osady wodnolodowcowe ze schyłku zlodowacenia Warty). Pojedyncze doliny (rynny?) wypełnione prawdopodobnie piaskami wodnolodowcowymi przewiercono w Biedaszkach (otw. 11). Podobnie zinterpretowano (na podstawie analizy przekrojów geoelektrycznych) osady występujące na północ od Prynowa i na obszarze granicznym arkuszy Węgorzewo i Budry (przekrój geologiczny C–D — tabl. III).

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza znajduje się dość wysokie wzgórze (Diabla Góra koło Srokowa) o wysokości względnej dochodzącej do 70 m. Wzgórze to jest zbudowane prawdopodobnie z piasków i glin zwałowych i stanowi morenę wyciśnięcia. Gliny są ilaste, zwarte, z pojedynczymi żwirami i przewarstwieniami piasków różnoziarnistych ze żwirami.

Przewodnim poziomem tego okresu glacialnego są gliny zwałowe charakteryzujące się jasnobrązową lub brązową barwą i silną piaszczystością, lokalnie mogą być pyłowate. Gliny zwałowe stadiału górnego tworzą powierzchnie rozległych wysoczyzn morenowych falistych.

Gliny zwałowe zostały przewiercone prawie we wszystkich otworach kartograficznych i hydrogeologicznych. W profilu Biedaszki (otw. 11) gliny zwałowe stadiału górnego występują na głębokości 28,0–7,2 m i wykazują pewne cechy dwudzielności (część spągowa bardziej piaszczysta, a stropowa — bardziej ilasta). W próbkach glin z tego profilu stwierdzono także pewne różnice w składzie petrograficznym żwirów: większy udział skał lokalnych w facji piaszczystej oraz większy udział dolomitów w facji ilastej. Wartości współczynników petrograficznych (O/K–K/W–A/B) są następujące: 1,8–0,6–1,6 oraz 2,1–0,5–1,7 (Zabielski, 1999). W Prynowie (otw. 19) przewiercono gliny o podobnych wartościach współczynników, tj. 2,0–0,5–1,6. W tym profilu gliny zwałowe tego wieku mają miąższość około 14 m, a w ich składzie petrograficznym nie odnaleziono żadnych cech dwudzielności. W profilu z Węgorzewa IV (otw. 50) są to gliny piaszczyste, dosyć zwarte, szare, z przewarstwieniem piasków gliniastych o miąższości 19,6 m.

W środkowej części obszaru arkusza występują dość wysokie wzgórza o wysokościach względnych około 30–50 m. Tworzą je piaski, żwiry i głązy oraz gliny zwałowe moren czołowych, miejscami spiętrzonych. Wzgórza o układzie lobowym (na których zlokalizowane są miejscowości: Góry, Prynowo, Węgielsztyn i Guja) zbudowane są z glin zwałowych (w sondach mechanicznych powyżej 10 m miąższości) oraz z piasków pyłowatych i żwirów o zaburzonej strukturze. Wartości pomiaru biegu i upadu w odsłonięciu Góry wynoszą: 130/40°E i 120/30°E. Formy te są prawdopodobnie morenami spiętrzonymi, powstałymi podczas faz recesyjnych stadiału górnego. W ich sąsiedztwie występują pagórki i tarasy kemowe. Morenami czołowymi akumulacyjnymi są wzgórza na południe od Węgorzewa (Półwysep Kalski) oraz wzgórza w otoczeniu misy końcowej jeziora Oświn. Budują je masywne diamiktyty oraz częściowo żwiry i piaski o warstwowaniu wska-

zującym na południowy kierunek odpływu wód. Osady moren czołowych akumulacyjnych (na Półwyspie Kalskim) wykształcone są w facji glacialmarginalnych stożków napływowych (Pochocka, 1998). W sąsiedztwie tych form występują: pokrywy wodnomorenowe, szlaki odpływu wód wodnolodowcowych i równiny torfowe.

Duże formy długich wałów, w północnej części obszaru arkusza, tworzą piaski i piaski ze żwirami oraz piaski, piaski ze żwirami i gliny zwałowe w spływach akumulacji szczelinowej. Za formę reprezentującą oz można uznać długi (około 3 km), wąski pagórek, tworzący obecnie trzon półwyspu wcinającego się w jezioro Oświn. Zbudowany jest on z piasków drobnoziarnistych i żwirów. Pomierzony kierunek transportu wynosi 50/22 °E. W części południowej formy, znajdowano wkładki glin piaszczystych, pochodzące prawdopodobnie z zawalenia się ścian tunelu w lodzie. Oz znajduje się na zapleczu misy końcowej. Pozostałe pagórki, z których najdłuższy w Suczkach ma około 3 km długości, zlokalizowane są w obrębie wysoczyzny morenowej i uznano je za formy akumulacji szczelinowej. Zbudowane są z piasków i żwirów, przemytych, warstwowych skośnie. Osady te nie wykazują śladów zaburzeń glacitektonicznych.

Mniejsze pagórki i rozległe, płaskie wzgórza na wysoczyźnie, to kemy i tarasy kemowe zbudowane z ilów, mułków, piasków i żwirów oraz glin zwałowych w spływach. Towarzyszą wzgórzom morenowym i występują wokół jezior Rydzówka i Silec. Wąska listwa tarasu kemowego ciągnąca się równolegle do moreny Prynowa jest klasycznym przykładem takiej formy akumulacyjnej.

Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) znaczą strefę odpływu wód w zachodniej części obszaru arkusza, od moren czołowych akumulacyjnych z okolic jeziora Oświn w kierunku południowo-zachodnim. Osady te tworzą urozmaiconą powierzchnię „sandru dziurawego“, z licznymi obniżeniami wytopiskowymi i dolinkami wód roztopowych. Powierzchnia sandru znajduje się obecnie na wysokości około 82–92 m n.p.m. Na północnym skłonie (około 130 m n.p.m.) potężnego wzgórza moreny wyciśnięcia (Diabla Góra, 157 m n.p.m.) znaleziono przemyte piaski z pojedynczymi żwirami o miąższości do około 5 m. Jest to prawdopodobnie ślad częściowego zatopienia formy przez spiętrzone wody roztopowe.

Obszary zastoiskowe wypełnione piaskami, mułkami i łąkami znajdują się u podnóża ciągów wzgórz morenowych. Miąższość tych osadów nie przekracza 5 m (stwierdzona sondami mechanicznymi WH)

Piaski, mułki i gliny wodnomorenowe to osady krótkiego przepływu wodnego typu *ice-contact* i ablacyjne osady spływowe o miąższości około 2 m. Piaski są bardzo źle wysortowane, a gliny mają strukturę smugowaną. Występują w sąsiedztwie moren czołowych akumulacyjnych i pagórków kemowych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Mułki i piaski ze szczątkami roślinnymi, jeziorne występują na Półwyspie Kalskim, tworząc wąską „zawieszoną listwę” na wysokości 120,6 m n.p.m. Osady te prawdopodobnie dokumentują poziom starszego tarasu jeziornego.

Piaski i gliny deluwialne o miąższości do kilku metrów zaczęły tworzyć się już pod koniec plejstocenu, powstawały też w starszym holocenie. Po atlantyckim optimum klimatycznym tworzyły się na obszarach wylesionych przez człowieka. Akumulowane były często u podnóża młodych rozcięć erozyjnych.

c. Holocen

Kompleks najmłodszych osadów czwartorzędowych rozpoczynają na obszarze arkusza Węgorzewo piaski i żwiry rzeczne zaakumulowane w dnie doliny Węgorapy. Są to piaski średnioziarniste z przewarstwieniami żwirów średnioobtoczonych o miąższości około 4 m.

Piaski i mułki ze szczątkami roślinnymi, jeziorne tworzą obecnie tarasy jeziorne (jeziro Mamry — około 116,5 m n.p.m., jezioro Rydzówka — około 85 m n.p.m., Jezioro Węgielsztyńskie — 82,0 m n.p.m i jezioro Oświn — około 65 m n.p.m). Są to piaski drobnoziarniste, pyłowate i mułki zawierające szczątki roślinne, miejscami przykryte torfami (Półwysep Kalski). Miąższość tych osadów jest prawdopodobnie większa niż 2 m (nie zostały przewiercone sondą mechaniczną WH).

Inne osady holocenijskie to: gytie i kreda jeziorna występujące w niewielkich ilościach (koło Jezior Sileckiego i Węgielsztyńskiego), piaski humusowe i namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych, namuły torfiaste (o miąższościach 1–2 m) oraz torfy (o miąższościach około 1 m i powyżej 2 m) wypełniające m.in. rozległe obniżenia wytopiskowe.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Przedstawiona na Mapie geologicznej Polski w skali 1:200 000 arkusz Kętrzyn rzeźba powierzchni podczwartorzędowej omawianego obszaru wykazuje niewielkie zróżnicowanie (Słowański, 1974b). Ponadto brak jest szczegółowych danych o tektonicznych deformacjach podłoża osadów czwartorzędowych. Pomocne okazały się wyniki analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych (Graniczny i in., 1995). Na jej podstawie wyinterpretowano system uskoków zlokalizowanych w rejonie obniżenia dolin erozyjnych w powierzchni podłoża czwartorzędowego (tabl. III). Najgłębsza (położona na wysokości 190 m p.p.m) dolina znajduje się prawdopodobnie w północnej części obszaru arkusza, przy granicy państwa. Drugą, zorientowaną południkowo, wyinterpretowano na północ od Węgorzewa. Nie można wykluczyć, że osady czwartorzędowe zdeponowane w tych obniżeniach i nad nimi mogą być glacitektonicznie zaburzone. Jednak nie ma na to wyraźnych przesłanek geologicznych.

W osadach najmłodszego zlodowacenia można odczytać formy z zaburzeniami glacitektonicznymi. Są to przede wszystkim moreny wyciśnięcia (Diabla Góra koło Srokowa) i moreny czołowe spiętrzone. Te ostatnie występują w środkowej części obszaru arkusza i tworzą charakterystyczny, lobowy zarys. Niestety, nie ma dobrych odsłoneń dokumentujących budowę geologiczną tych form. Na przekroju geologicznym C–D (tabl. III) zostały przedstawione miększe kompleksy glin zwałowych wyinterpretowane na podstawie analizy przekrojów geoelektrycznych. Granice stratygraficzne przypuszczalne w obrębie tych glin poprowadzono w sposób prosty — prawie równoległymi liniami. Być może jednak w rzeczywistości granice te przebiegają w sposób o wiele bardziej skomplikowany, ze względu na występowanie (hipotetycznych jak do tej pory) zaburzeń glacitektonicznych.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Schemat rozwoju budowy geologicznej został przedstawiony w tabeli 1. W kredzie górnej (mastrycht), w paleocenie i prawdopodobnie w eocenie na obszarze arkusza Węgorzewo odbywała się sedymentacja morska. Osadów oligoceńskich oraz neogeńskich nie stwierdzono — prawdopodobnie uległy zniszczeniu w czasie późniejszej działalności egzaracyjnej i erozyjnej najstarszych lądolodów.

Na obszarze objętym arkuszem Węgorzewo nie stwierdzono obecności osadów preglacjalnych. Lądolód najstarszego zlodowacenia (Narwi) natrafił na stosunkowo urozmaiconą powierzchnię: w południowej części arkusza osiągającą wysokości 80–90 m p.p.m., a w północnej dochodzącą do 40 m p.p.m. Na obszarze sąsiedniego arkusza Giżycko, stwierdzono występowanie osadów zlodowacenia Narwi na wysokości 88 i 134 m p.p.m. Osady tego zlodowacenia leżą tam bezpośrednio na utworach kredy górnej (Szumański, 1999). Największe obniżenia (prawdopodobnie kopalne rynny subglacjalne), których spąg znajduje się na wysokości 170 m p.p.m. wypełnione są osadami wód roztopowych transgredującego lądolodu zlodowacenia Narwi. Lokalizacja tych obniżeń jest predysponowana działalnością uskoku podłoża na tym obszarze. Z recesją lądolodu zlodowacenia Narwi związana była sedymentacja w lokalnych zastoiskach oraz erozja wód lodowcowych i akumulacja materiału przez nie transportowanego.

W czasie zlodowaceń południowopolskich zostały zdeponowane cztery poziomy glin zwałowych: jedna zlodowacenia Nidy, dwie zlodowacenia Sanu 1 i jedna zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi). Depozycja osadów glacialnych była przerywana erozją i akumulacją wód roztopowych oraz sedymentacją zastoiskową. Na analizowanym obszarze nie stwierdzono obecności osadów interglacjalnych rozdzielających wymienione poziomy glacialne. Recesja zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) przyczyniła się do akumulacji osadów jeziornych (tzw. kompleksu czerwonych osadów ilastych), będących charakterystycznym poziomem stratygraficznym nie tylko dla obszaru tego arkusza, ale i dla Polski północno-wschodniej.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

| Stratygrafia | | | | | Utworki (opis litologiczny) | Procesy geologiczne | | | | | |
|---|--|---------------------------------|-----------------------|---------------------|--|--|---------------------------------|-----------------------|---------------------|--|---|
| System | Oddział | Pododdział | Piętro | Podpiętro | | | | | | | |
| C | P | Zlodowacenia środkowopolskie | Zlodowacenie Warty | Stadiał dolny | Torfy — ${}_t Q_h$ | Akumulacja bagienna | | | | | |
| | | | | | Namuły torfiaste — ${}_{nt} Q_h$ | Akumulacja mineralno-organiczna | | | | | |
| | | | | | Piaski humusowe i namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — ${}_{ph} Q_h$ | Akumulacja mineralno-organiczna, powodziowa, zbiornikowa | | | | | |
| | | | | | Gytie i kreda jeziorna — ${}_{gykj} Q_h$ | Akumulacja organiczna i mineralna, jeziorna | | | | | |
| | | | | | Piaski i mułki ze szczątkami roślinnymi, jeziorne — ${}_{pm}^{li} Q_h$ | Akumulacja jeziorna | | | | | |
| | | | | | Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pż}^f Q_h$ | Erozja i akumulacja rzeczna | | | | | |
| | | | | | Piaski i gliny deluwialne — ${}_{pg}^d Q$ | | | | | | |
| | | | | | Mułki i piaski ze szczątkami roślinnymi, jeziorne — ${}_{pm}^{li} Q$ | Zmywanie osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóża | | | | | |
| | | | | | C | I | Zlodowacenia północnopolskie | Zlodowacenie Wisły | Stadiał środkowy | Piaski, mułki i gliny wodnomorenowe — ${}_{pm}^{fgg} Q_p^{B3}$ | Wytapianie osadów z brył martwego lodu, krótki transport wodny lub błotny |
| | | | | | | | | | | Piaski, mułki i ropy zastoiskowe — ${}_{pm}^b Q_p^{B3}$ | Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach |
| Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — ${}_{pż2}^{fg} Q_p^{B3}$ | Erozja i akumulacja wód lodowcowych | | | | | | | | | | |
| Iły, mułki, piaski i żwiry oraz gliny zwałowe w spływach kemów i tarasów kemowych — ${}_{imp}^{(k)} Q_p^{B3}$ | Akumulacja na przedpolu cofającego się lądolodu przez wody lodowcowe i między bryłami martwych lodów | | | | | | | | | | |
| Piaski, piaski ze żwirami i gliny zwałowe w spływach akumulacji szczelinowej — ${}_{ppż}^{(gs)} Q_p^{B3}$ | Akumulacja przez wody lodowcowe w szczelinach lądolodu | | | | | | | | | | |
| Piaski i żwiry ozów — ${}_{pż}^{(o)} Q_p^{B3}$ | Akumulacja w tunelach lodowcowych | | | | | | | | | | |
| Piaski, żwiry i gazy oraz gliny zwałowe moren czołowych, miejscami spiętrzonych — ${}_{pż}^{(sc)} Q_p^{B3}$ | Akumulacja grawitacyjna przez wody lodowcowe u czoła stagnującego lądolodu, zaburzenia glacictektoniczne | | | | | | | | | | |
| Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^g Q_p^{B3}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytapianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | | |
| Piaski i gliny zwałowe moren wyciśnięcia — ${}_{pgzw}^{(gw)} Q_p^{B3}$ | Akumulacja grawitacyjna i przez wody lodowcowe, zaburzenia glacictektoniczne | | | | | | | | | | |
| Piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — ${}_{pż1}^{fg} Q_p^{B3}$ | Akumulacja wód lodowcowych na przedpolu nasuwającego się lądolodu | | | | | | | | | | |
| C | I | Zlodowacenia północnopolskie | Zlodowacenie Warty | Stadiał środkowy | Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne) — ${}_{imp2}^b Q_p^{B2}$ | Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach | | | | | |
| | | | | | Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^g Q_p^{B2}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytapianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | |
| | | | | | Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne) — ${}_{imp1}^b Q_p^{B2}$ | Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach | | | | | |
| | | | | | Piaski oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{ppż}^{fg} Q_p^{B2}$ | Erozja i akumulacja wód lodowcowych na przedpolu nasuwającego się lądolodu | | | | | |
| | | | | | Mułki i piaski, miejscami z domieszką humusu, jeziorne, lokalnie piaski i żwiry rzeczne — ${}_{mp}^{li} Q_{p^{3-4}}$ | Akumulacja jeziorna oraz erozja i akumulacja rzeczna | | | | | |
| | | | | | Gliny zwałowe i ich rezydwa — ${}_{gzw}^g Q_p^{W2}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytapianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | |
| | | | | | Iły, mułki i piaski zastoiskowe — ${}_{im}^b Q_p^{W2}$ | Akumulacja zastoiskowa w lokalnych obniżeniach | | | | | |
| | | | | | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — ${}_{pż2}^{fg} Q_p^{W1}$ | Erozja i akumulacja wód lodowcowych na przedpolu nasuwającego się lądolodu | | | | | |
| | | | | | Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^g Q_p^{W1}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytapianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | |

| C | z | w | a | r | s | t | o | r | c | e | n | ę | d |
|--|-----------------------------|--|--|--|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| P | | | | | | | | | | | | | |
| Zlodowacenia południowopolskie | | | | | | | | | | | | | |
| Zlodowacenia środkowopolskie | | | | | | | | | | | | | |
| Zlodowacenie Nidy | Stadiał górny | Zlodowacenie Nidy | Mułki i piaski zastoiskowe — $^{b}_{mp} Q_{p^2}^{N3}$ | Akumulacja zastoiskowa | | | | | | | | | |
| | | | Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $^{fg}_{ppz2} Q_{p^2}^{N3}$ | Erozja i akumulacja osadów wodami lodowcowymi przed czołem topniejącego łądolodu | | | | | | | | | |
| | | | Gliny zwałowe, miejscami z przewarstwieniami iłów i mułków zastoiskowych — $^{g}_{gzw} Q_{p^2}^{N3}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie i depozycja materiału | | | | | | | | | |
| | Stadiał dolny | Zlodowacenie Nidy | Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $^{fg}_{ppz1} Q_{p^2}^{N3}$ | Erozja i akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego łądolodu | | | | | | | | | |
| | | | Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw} Q_{p^2}^{S1}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | |
| | | | Iły zastoiskowe — $^{b}_{i} Q_{p^2}^{S1}$ | Akumulacja zastoiskowa | | | | | | | | | |
| | Stadiał górny | Zlodowacenie Sanu I | Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw} Q_{p^2}^{S3}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | |
| | | | Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw} Q_{p^2}^{S1}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | |
| | | | Iły zastoiskowe — $^{b}_{i} Q_{p^2}^{S1}$ | Akumulacja zastoiskowa | | | | | | | | | |
| | Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi) | Stadiał dolny | Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi) | Iły jeziorne, peryglacialne — $^{lipg}_{i} Q_{p^2}^G$ | Akumulacja w zbiorniku (-ach) jeziornych przed czołem topniejącego łądolodu | | | | | | | | |
| | | | | Mułki i piaski zastoiskowe — $^{b}_{m} Q_{p^2}^G$ | Akumulacja zastoiskowa | | | | | | | | |
| | | | | Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne) — $^{fg}_{ppz2} Q_{p^2}^G$ | Akumulacja osadów wodami lodowcowymi przed czołem topniejącego łądolodu | | | | | | | | |
| Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw} Q_{p^2}^G$ | | | | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | |
| Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne) — $^{fg}_{ppz1} Q_{p^2}^G$ | | | | Erozja i akumulacja osadów wodami lodowcowymi przed czołem topniejącego łądolodu | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| Interglacjał mazowiecki | Zlodowacenie Litwa | Piaski i mułki ze szczątkami roślinnymi i fauną mięczaków, jeziorno-rzeczne — $^{f-li}_{pm} Q_{p^{2-3}}^M$ | Akumulacja w zbiornikach jeziornych i rzecznych | | | | | | | | | | |
| | | Iły i mułki zastoiskowe — $^{b}_{im} Q_{p^{2-3}}^C$ | Akumulacja zastoiskowa | | | | | | | | | | |
| | | Piaski, mułki i gliny wodnomorenowe — $^{fgg}_{pmg} Q_{p^{2-3}}^C$ | Wytopianie osadów z brył martwego lodu, krótki transport wodny lub błotny | | | | | | | | | | |
| Interglacjał Zbójna | Zlodowacenie Litwa | Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw} Q_{p^{2-3}}^C$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | | |
| | | Piaski, miejscami ze szczątkami roślinnymi, rzeczne — $^{f}_{p} Q_{p^{2-3}}^Z$ | Erozja starszych osadów zawierających szczątki roślinne i akumulacja rzeczna | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| Interglacjał lubelski | Stadiał górny | Zlodowacenie Odry | Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $^{fg}_{ppz} Q_{p^3}^{O3}$ | Erozja i akumulacja wód lodowcowych na przedpolu nasuwającego się łądolodu | | | | | | | | | |
| | | | Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw} Q_{p^3}^{O3}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | |
| | | | Piaski i mułki zastoiskowe — $^{b}_{mi} Q_{p^3}^{O1}$ | Akumulacja zastoiskowa | | | | | | | | | |
| | Stadiał dolny | Zlodowacenie Odry | Piaski wodnolodowcowe — $^{fg}_{p} Q_{p^3}^{O1}$ | Erozja i akumulacja wód lodowcowych na przedpolu nasuwającego się łądolodu | | | | | | | | | |
| | | | Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw} Q_{p^3}^{O1}$ | Akumulacja lodowcowa — nasunięcie łądolodu i późniejsze wytopianie materiału skalnego z lodu lodowcowego | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | |
| Zlodowacenie Warty | Stadiał dolny | Zlodowacenie Warty | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $^{b}_{pzi} Q_{p^3}^{W1}$ | Erozja i akumulacja wód lodowcowych na przedpolu nasuwającego się łądolodu | | | | | | | | | |
| | | | Iły zastoiskowe — $^{b}_{i} Q_{p^3}^{W1}$ | Akumulacja zastoiskowa | | | | | | | | | |

| | | | | | | |
|-------------|-------------|-------------------------|--------------------|---------------|---|---|
| Czwartorzęd | Plejstocen | Zlodowacenia najstarsze | Zlodowacenie Narwi | Stadiał dolny | <p>Iły i mulki zastoiskowe — ${}^b_m Q_p^{A1}$</p> <p>Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_p^{A1}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pż} Q_p^{A1}$</p> | <p>Akumulacja zastoiskowa</p> <p>Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytapianie i depozycja materiału</p> <p>Akumulacja osadów przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego lądolodu</p> <p>Erozja podłoża przez wody lodowcowe</p> |
| Trzeciorzęd | Paleogen | Eocen | | | Piaski kwarcowe z glaukonitem — ${}_p E$ | Akumulacja morska |
| | | Paleocen | | | Piaski pyłowate z glaukonitem — ${}_p Pc$ | Akumulacja morska |
| Kreda | Kreda górną | | | | Piaski pyłowate i margliste oraz mułowce piaszczyste z glaukonitem i szczątkami fauny — ${}_p Cr_3$ | Akumulacja morska |

O zimnym, peryglacjalnym klimacie, w którym odbywała się sedimentacja tych utworów, świadczy charakter osadów zbiornikowych, tj. wkładki żwirów, piasków pyłowatych i pakiety glin występujących w obrębie czerwono-brunatnych ilów oraz wyniki analiz palinologicznych stropowej części osadów, w których Winter (1999) stwierdziła obecność pyłku roślin zielnych.

Pozycja stratygraficzna osadów „czerwonego kompleksu ilastego” jest od dawna przedmiotem dyskusji (Słowański, 1975b; Lisicki, 1996, 1997, 1998; Krupiński, 1997; Winter, Lisicki, 1998; Winter, 1999). Wydaje się, że przechodzą one stopniowo w ily jeziorne interglacjalnego mazowieckiego.

Do rozległych zbiorników jeziornych wpływały wody rzeczne (o czym świadczy skład malako-fauny — Pochocka-Szwarc, Skompski, 1999), a obraz palinologiczny otrzymany z osadów jeziornych jest charakterystyczny dla interglacjalnego mazowieckiego (Sobolewska, 1975; Winter, 1999).

Lądolód zlodowacenia Liwca pozostawił po sobie niewielkiej miąższości gliny zwałowe. Z jego recesją była związana akumulacja osadów zastoiskowych. Dalsze ocieplenie klimatu (interglacjal Zbójna) spowodowało akumulację osadów rzecznych, miejscami zawierających szczątki roślinne.

Lądolody zlodowaceń środkowopolskich nasunęły się na omawiany obszar czterokrotnie. Zlodowacenie Odry pozostawiło po sobie dwa poziomy gliny zwałowych, zlodowacenie Warty — również dwa poziomy glin. Poziomy te zawierają kopalne osady wodnomorenowe (piaski i gliny stadiału dolnego zlodowacenia Odry). Z wytopieniem się pokrywy lodowej związana jest działalność wód roztopowych (erozja i akumulacja) oraz lokalnie, sedimentacja zastoiskowa. Miejscami wody roztopowe, wcinające się w podłoże, erodowały je unosząc materiał zawierający szczątki substancji organicznej.

Na omawianym obszarze, w części środkowej i południowej arkusza, natrafiono na osady jeziorne i rzeczne rozdzielające poziomy gliny zwałowych zlodowaceń środkowopolskich. Osady te były akumulowane prawdopodobnie w okresie interglacjalnym, tj. w interglacjalie lubelskim. Są to piaski z przewarstwieniami mułków i torfów oraz ily z domieszką humusu.

Osady interglacjału eemskiego w facjach jeziornych są mało znane. W niewielkich zbiornikach jeziornych, na obszarze ówczesnej wysoczyzny, odbywała się sedymentacja piasków i mułków z domieszką humusu. Obecność takich kopalnych jezierek stwierdzono w północnej i środkowej części obszaru arkusza. Lokalnie miała miejsce erozja (wcięcie kopalnych dolin wynosi około 20 m) i akumulacja osadów rzecznych. Należy dodać, że w tej części Krainy Wielkich Jezior Mazurskich osady interglacjału eemskiego występują sporadycznie, (Muchowski i in., 1995; Szumański, 1999).

Na obszarze arkusza nie stwierdzono osadów stadiału dolnego zlodowacenia Wisły. Wody lodowcowe przed nasuwającym się lądolodem stadiału środkowego erodowały podłoże i akumulowały osady. Szlaki przepływu tych wód wykorzystywały już istniejące doliny (obniżenia), w których zostały złożone osady o miąższości prawie 25 m. W bliskim sąsiedztwie lądolodu powstawały zbiorniki zastoiskowe, jak np. w północno-wschodniej części terenu, przy granicy z arkuszem Budry. Transgresja lądolodu tego stadiału zaznaczyła się na omawianym obszarze akumulacją glin zwałowych. Z okresem recesji wiąże się wytapianie brył lodu i powstanie stosunkowo rozległego zbiornika wytopiskowego na obszarze obecnej niecki jeziora Oświn.

Transgresja lądolodu stadiału górnego zaznaczyła się ponownym uaktywnieniem działalności wód lodowcowych. Kopalny poziom sandrowy można prześledzić od Prynowa w kierunku Węgorzewa. Lądolód tego stadiału nasunął się na cały omawiany obszar pozostawiając poziom glin zwałowych, które budują obecną wysoczyznę morenową falistą. Nasuwający się lodolód zaburzył osady podłoża, dzięki czemu powstał południkowo zorientowany wał moreny wyciśnięcia koło Srokowa zwany Diablą Górą (tzw. faza VIII wg Kondrackiego, 1972).

Recesja lądolodu stadiału górnego lądolodu ostatniego zlodowacenia jest reprezentowana przez fazy postojowe zaznaczone morenami czołowymi akumulacyjnymi na północnym brzegu jeziora Świącajtyna oraz na Półwyspie Kalskim (tzw. faza VIIb wg Kondrackiego, 1972). Są to glacialmarginalne stożki napływowe, zbudowane z masywnych diamiktytów oraz osadów fluwioglacjalnych. Kierunek odpływu wód był na południowy wschód (Pochocka, 1998).

Kolejną fazę recesyjną reprezentują lobowo ukształtowane wały moren prawdopodobnie spiętrzonych, ciągnące się od miejscowości Góry i Prynovo (faza VII wg Kondrackiego, 1972) do Węgielsztyna i zakręcające na północny zachód w kierunku Guji i niecki jeziora Oświn. Ostatni postój recesyjny lądolodu zaznaczył się w północno-zachodniej części arkusza, na terenie przygranicznym. Na zapleczu misy końcowej jeziora Oświn z wytapianego materiału powstały pagórki moren czołowych akumulacyjnych (tzw. faza IX wg Kondrackiego, 1972) Z procesami deglacjacji związane jest powstanie ozu, którego długość w granicach Polski sięga około 2,5 km. Wody z tunelu lodowcowego uchodziły zapewne do obniżenia (misy końcowej), w którym wytapiały się martwe lody. W trakcie deglacjacji w przetainach i szczelinach lodowych powstawały formy akumulacji szczelinowej oraz

liczne kemy i tarasy kemowe. Te ostatnie powstały również na kontakcie z bryłami martwych lodów, które wypełniały obecne obniżenie jezior: Mamry, Rydzówka, Węgielsztyńskiego i Oświn.

Na południowy zachód od strefy czołowomorenowej okolic jeziora Oświn odprowadzane były wody lodowcowe, tworząc czytelny szlak „dziurawego sandru”. Świadczą o tym liczne i rozległe obniżenia wypełnione obecnie torfami. Na obszarze wysoczyzny, w odizolowanych obniżeniach funkcjonowały niewielkie zastoiska. Z brył martwych lodów wytapiał się materiał i po krótkim transporcie wodnym lub błotnym był deponowany w postaci nieregularnych płatów osadów wodnomorenowych.

Na przełomie plejstocenu i holocenu nasiliły się procesy erozji rzecznej i denudacji, które zapoczątkowały trwającą do dziś akumulację osadów deluwialnych w obniżeniach i u podnóży stoków. W tym czasie, tzn. w czasie interfazy Bölling (Muchowska, Muchowski, 1991) i w czasie interfazy Alleröd oraz w okresie preborealnym i borealnym (Kondracki, 1972) prawdopodobnie wytapiały się zagrzebane w osadach bryły martwego lodu formując dzisiejsze jeziora wytopiskowe. W jeziorach tych do dzisiaj powstają osady. Należy dodać, że poziom wody w ówczesnym jeziorze Mamry był wyższy od obecnego o około 4 m i osiągnął wysokość 120 m n.p.m. (Kondracki, 1972). Świadczą o tym taras jeziorny i listwa wału brzegowego, znalezione na tej wysokości na Półwyspie Kalskim.

W holocenie, w mniejszych zbiornikach odbywała się sedymentacja węglanowa — gytii i kredy jeziornej, ale nie tak intensywnie jak np. w jeziorze Kruklin (Szumański, 1999) w okolicach Giżycka. Szata roślinna stawała się coraz bardziej urozmaicona, a lasy coraz bardziej zwarte. Utworzyła się erozyjna dolina Węgorapy, wypływającej z utworzonego jeziora Mamry. Mniejsze dolinki i zagłębienia bezodpływowe były częściowo wypełniane piaskami humusowymi i namułami. Na obszarach najpłytszych jezior powstały torfowiska. Wypełnianie osadami i zarastanie zbiorników jeziornych przebiega do dzisiaj.

IV. PODSUMOWANIE

Na obszarze arkusza, wszystkie zaprojektowane otwory badawcze (kartograficzne) osiągnęły utwory trzeciorzędowe i kredowe. Oprócz nich uwzględniono w opracowaniu profile dwóch otworów przebijających osady glacialne. Są to: otwór badawczy Lesieniec (otw. 45) sięgający do utorów prekambryjskich (nie rdzeniowany w osadach pokrywy osadowej) oraz otwór hydrogeologiczny (otw. 51) odwiercony w Węgorzewie.

Analiza palinologiczna i petrograficzna próbek glin zwałowych umożliwiły wyróżnienie w utworach plejstoceniowych 12 poziomów glacialnych (8 litotypów glin zwałowych scharakteryzowanych dzięki badaniom petrograficznym). Gliny zwałowe zaliczono do 8 zlodowaceń; są one rozdzielane osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi, rzadziej wodnomorenowymi.

Stwierdzono obecność 4 poziomów osadów interglacialnych, w tym osady organiczne interglacjału mazowieckiego udokumentowanego palinologicznie. Wyniki tych analiz posłużą do korelacji stratygraficznej pomiędzy innymi stanowiskami w tej części Polski północno-wschodniej.

W czasie prowadzenia prac terenowych i w trakcie analizy uzyskanych materiałów określono charakter i budowę geologiczną form morfologicznych występujących na omówionym obszarze. Prześlędzono przebieg recesyjnych stref czołowomorenowych stadiału górnego (fazy pomorskiej) zlodowacenia Wisły.

Głównymi problemami pozostającymi do rozwiązania jest wyjaśnienie istnienia ewentualnych zaburzeń glaciektonicznych osadów plejstocénskich w rejonie Węgorzewa i potwierdzenie występowania nowego poziomu glin zwałowych leżących w stropowej części glin zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi).

Odrębnym zagadnieniem pozostaje uporządkowanie tematyki związanej ze zmianą poziomu wód w systemie Wielkich Jezior Mazurskich, na przełomie późnego glacjału i holocenu.

Warszawa, 2001 r.

Zakład Kartografii Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego

LITERATURA

- C i u k E . , 1966a — Mapa geologiczna trzeciorzędu lądowego w Polsce 1:500 000. Mapa ukształtowania stropu miocenu. Inst. Geol., Warszawa.
- C i u k E . , 1966b — Mapa geologiczna trzeciorzędu lądowego w Polsce 1:500 000. Mapa ukształtowania spągu miocenu. Inst. Geol., Warszawa.
- C i u k E . , 1966c — Mapa geologiczna trzeciorzędu lądowego w Polsce 1:500 000. Mapa miąższości miocenu. Inst. Geol., Warszawa.
- G a g e l C . , 1903 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Landern, bl. Angerburg — Węgorzewo. Berlin.
- G a g e l C . , K l a u t z s h A . , S c h u l t e L . , 1903 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Landern, bl. Steinort — Sztynort. Berlin.
- G a l o n R . , 1936 — Zagadnienie teras jeziornych w Prusach Wschodnich. *Czas. Geogr.*, 2–3.
- G r o n k o w s k a - K r y s t e k B . , 1998 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych (ark. Budry SMGP 1:50 000). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- G r a n i c z n y M . , D o k t ó r S . , K u c h a r s k i R . , 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych, ark. Kętrzyn 1:200 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- H a l i c k i B . , 1960 — Zagadnienie interstadiału mazurskiego. Zbiór prac i komunikatów treści geologicznej. *Muz. Ziemi — Inst. Geol., Warszawa.*

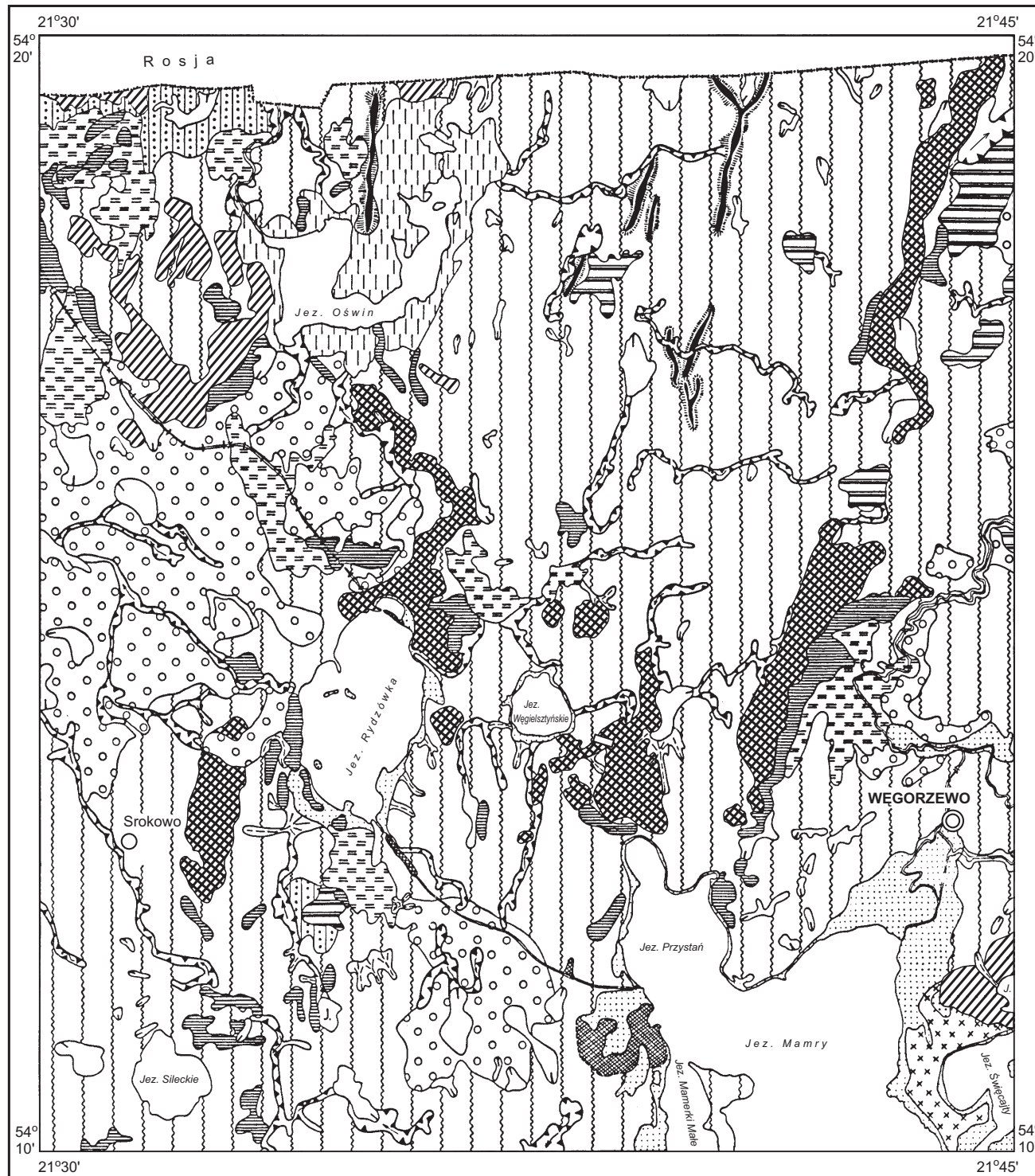
- K a u n h o v e n F . , 1904a — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Landern, bl. Drengfurth — Srokowo. Berlin.
- K a u n h o v e n F . , 1904b — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Landern, bl. Rosengarten — Radziejewice. Berlin.
- K a u n h o v e n F . , K r a u s e P . G . , 1907 — Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Nordostdeutschland und ihre Beziehung zur glazialen Hydrographie. Jahrbuch der Königlich Preus. Geol., Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin, Bd. 24, Berlin.
- K e n i g K . , 1998 — Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 380.
- K o c i s z e w s k a G . , 1970 — Surowce mineralne powiatu węgorzewskiego i możliwości ich wykorzystania. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- K o n d r a c k i J . , 1952 — Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.
- K o n d r a c k i J . , 1957 — Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. *Geogr. w Szk.*, 10, 5.
- K o n d r a c k i J . , 1972 — Pojezierze Mazurskie. W: Geomorfologia Polski. 2. Niż Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- K o n d r a c k i J . , 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- K o n d r a c k i J . , P i e t k i e w i c z S . , 1961 — North-East Poland. Guide-book of Excursion D. VI Congres INQUA, Warszawa.
- K o n d r a c k i J . , P i e t k i e w i c z S . , 1967 — Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W: Czwartorzęd Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- K r a u s e P . G . , G r o s s H . , 1941 — Das Interglazial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreussische Interglaziale. Jahrbuch der Reichsstelle für Bodenforschung, Bd. 60, Berlin.
- K r u p i ń s k i K . M . , 1997 — O ekspertyzie palinologicznej czerwonych ilów z Koźlaka koło Węgorzewa. *Prz. Geol.*, 45, 7.
- L i s i c k i S . , 1996 — Plejstocen Pojezierza Mrągowskiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- L i s i c k i S . , 1997 — Pleistocene of the Mrągowo Lakeland. *Geol. Quart.*, 43, 3.
- L i s i c k i S . , 1998 — Osady interglacjału mazowieckiego w centralnej części Pojezierza mazurskiego. *Prz. Geol.* 46, 2.
- L i s i c k i S . , W i n t e r H . , 1999 — Mrongovian and Brokian new stratigraphic units of Middle Pleistocene in northeastern Poland. *Geol. Quart.* 43, 2.
- Ł u n i e w s k i R . , B a r a n J . , 1988 — Dokumentacja badań geofizycznych wykonana metodą elektrooporową dla arkuszy Węgorzewo i Budry SMGP w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- N o w i c k i A . J . , 1965 — Mapa geologiczna trzeciorzędu lądowego w Polsce 1:500 000. Mapa miąższości nadkładu miocenu. Inst. Geol., Warszawa.
- M u c h o w s k a F . , Z . , M u c h o w s k i J . , 1991 — Wykształcenie i sposób występowania późnoglacialnych osadów jeziornych w północno-zachodniej części Krainy Wielkich Jezior mazurskich. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *UAM Ser. Geogr.*, 50.
- M u c h o w s k i J . , S t ę p i e ń A . , H o f f m a n E . , 1995 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sterławki Wielkie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- P o c h o c k a K . , 1998 — Północna część Krainy Wielkich Jezior Mazurskich. Mat. VII Konferencji — Stratygrafia plejstocenu Polski, Iznota 1998.

- Pochocka K., Skompski S., 1999 — Ekspertyza z oznaczenia malakofauny próbek ze stanowiska Biedaszki (ark. Węgorzewo SMGP). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pochocka-Szwarc K., Lisicki S., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Budry. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rzechowski J., Gronkowska B., Kenig K., Sobczuk S., 1975 — Litostratygrafia osadów glacialnych z profilów wierceń na Pojezierzu Mazurskim. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Słowański W., 1974a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kętrzyn, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Słowański W., 1974b — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kętrzyn, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Słowański W., 1975a — Objasnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Kętrzyn. Inst. Geol., Warszawa.
- Słowański W., 1975b — Czwartorzęd w Węgorzewie i okolicy. *Biul. Inst. Geol.* **288**, 16.
- Sobolewska M., 1975 — Analiza palinologiczna osadów interglacialnych z Węgorzewa. *Biul. Inst. Geol.* **288**, 16.
- Stępień A., Hoffman E., 1989 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sterławki Wielkie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szumański A., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Giżycko wraz z objaśnieniami. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winter H., 1999 — Orzeczenie palinologiczne dla ark. Węgorzewo SMGP. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winter H., Lisicki S., 1998 — New palyno- and lithostratigraphic interpretation of the Cenozoic lake sediments in the section Goleń, Mazury Lakeland. *Geol. Quart.* **42**, 1.
- Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska, 1996 — Raport o stanie środowiska województwa Suwalskiego. Bibl. Monitor. Środow., Warszawa
- Woźniak P., 1987 — Projekt badań geologicznych dla ark. Węgorzewo i Budry SGMP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zabiełski R., 1999 — Orzeczenie z wykonanych badań litologiczno-petrograficznych dla arkusza Budry SMGP 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Węgorzewo (67)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe:
 - a) przeważnie akumulacyjne
 - b) przeważnie spiętrzone (moreny wyciśnięcia)
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy wodnolodowcowe i wodnomorenowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Równiny zastoiskowe (obszary zastoiskowe)
- Formy akumulacji szczelinowej i ozy
- Kemy i tarasy kemowe
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie
- Równiny wodnomorenowe

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Stożki napływowo-usypiskowe
- Krawędzie

Formy jeziorne

- Tarasy jeziorne
- Powierzchnie abrazyjne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

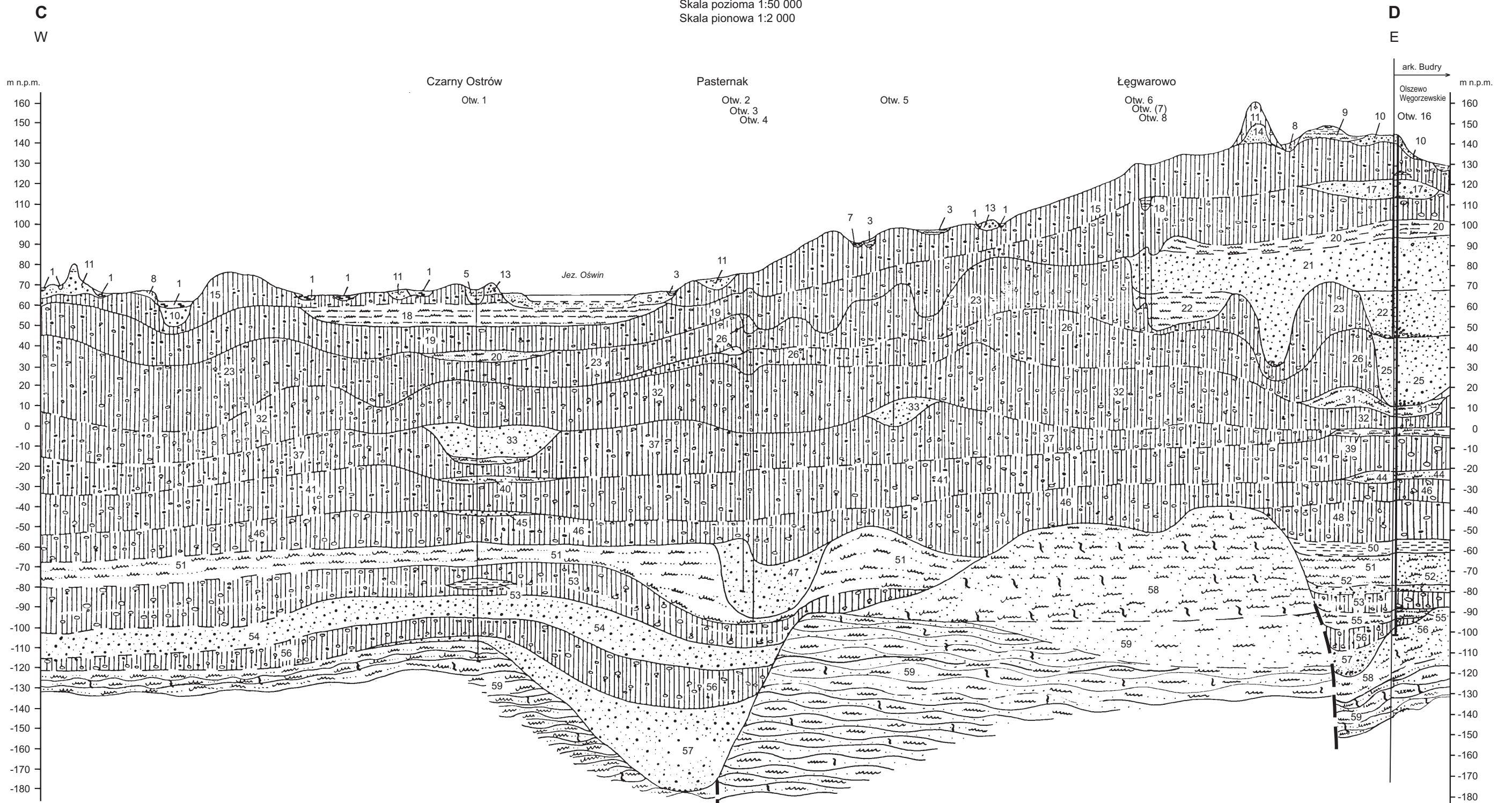
Formy antropogeniczne

- Kanały
- Budowle, nasypy
- Grodziska

Opracowali: K. POCHOCKA-SZWARC, S. LISICKI

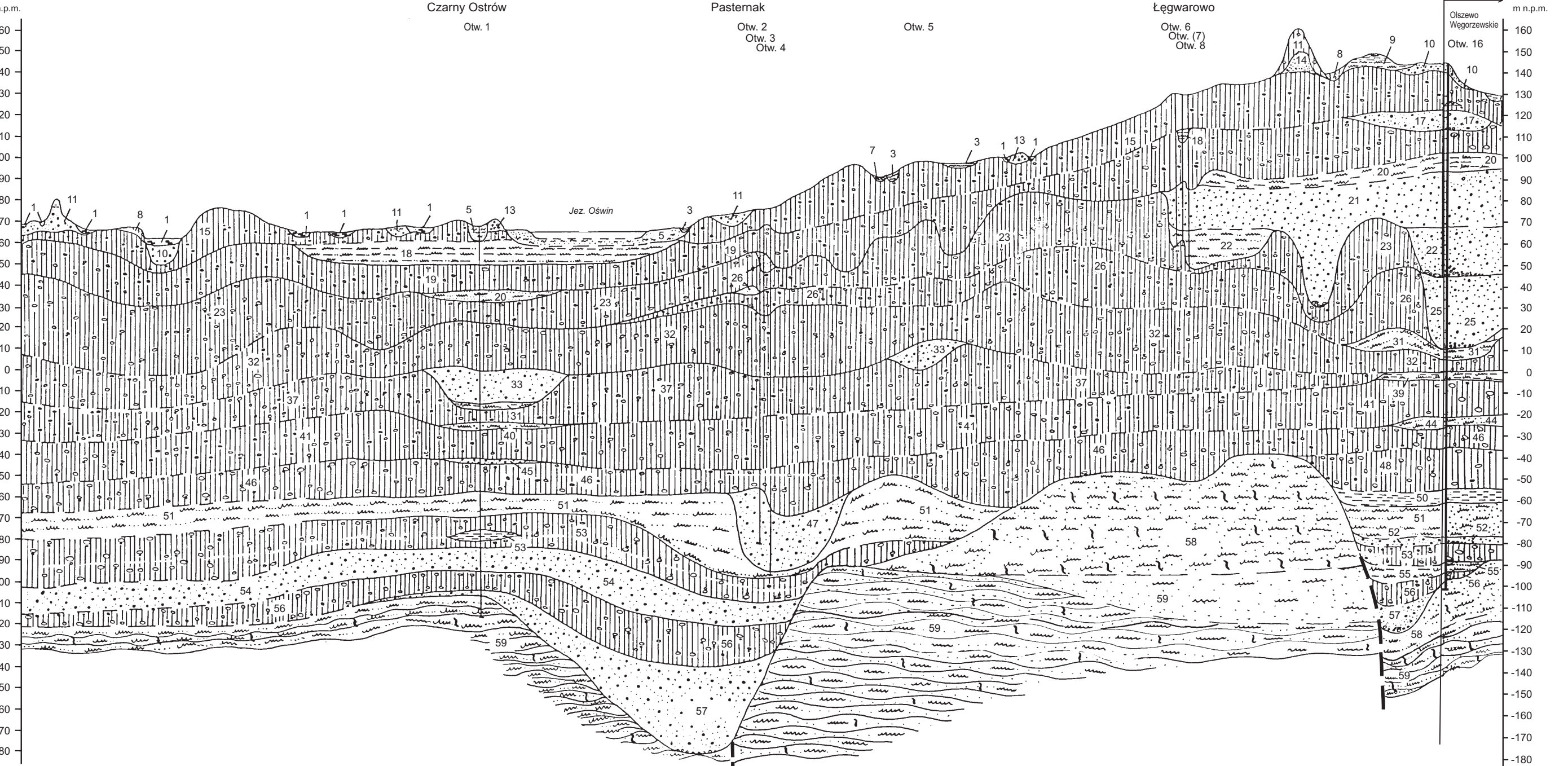
PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala pozioma 1:50 000
Skala pionowa 1:2 000



C
W

D
E



| | | | | | | |
|--|--|---|---|---|--|--|
| 1 — t _{Qh} | 10 — fg _{B3} pż2 _{Qp4} | 19 — g _{B2} gzw _{Qp4} | 26 — g _{W1} gzw _{Qp3} | 41 — g _C gzw _{Qp2-3} | 50 — b _{S1} i _{Qp2} | 56 — g _{A1} gzw _{Qp1} |
| 3 — ph _{Qh} | 11 — (k) _{B3} imp _{Qp4} | 20 — b _{B2} imp1 _{Qp4} | 31 — b _{O3} pm _{Qp3} | 44 — b _G mp _{Qp2} | 51 — b _{N3} mp _{Qp2} | 57 — fg _{A1} pż _{Qp1} |
| 5 — li _{Qh} | 13 — (c) _{B3} ppż _{Qp4} | 21 — fg _{B2} ppż _{Qp4} | 32 — g _{O3} gzw _{Qp3} | 45 — fg _G ppż2 _{Qp2} | 52 — fg _{N3} ppż2 _{Qp2} | 58 — p _{Pc} |
| 7 — d _Q | 14 — (c) _{B3} pż _{Qp4} | 22 — li _{Qp3-4} | 33 — fg _{O3} ppż _{Qp3} | 46 — g _G gzw _{Qp2} | 53 — g _{Qp2} | 59 — p _{Cr3} |
| 8 — fgg _{B3} pm _{Qp4} | 15 — g _{B3} gzw _{Qp4} | 23 — g _{W2} gzw _{Qp3} | 34 — b _{O1} mi _{Qp3} | 47 — fg _G ppż1 _{Qp2} | 54 — fg _{N3} ppż1 _{Qp2} | |
| 9 — b _{B3} pm _{Qp4} | 18 — b _{B2} imp2 _{Qp4} | 25 — fg _{W1} pż2 _{Qp3} | 37 — g _{O2} gzw _{Qp3} | 48 — g _{S3} gzw _{Qp2} | 55 — b _{A1} im _{Qp1} | |

- Piaski, żwiry i glazy; piaski i żwiry
- Piaski
- Piaski i mułki, piaski pyłowate; piaski pyłowate z glaukonitem
- Piaski, mułki i gliny
- Piaski i gliny
- Mułki
- Iły; iły i mułki
- Gliny zwalowe
- Mułowce piaszczyste z glaukonitem
- Torfy
- Namuły

U w a g a : symbole, znaki konwencjonalne i pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracowali: K. POCHOCKA-SZWARC, S. LISICKI