

Leopold DOLECKI, Józef WOJTANOWICZ

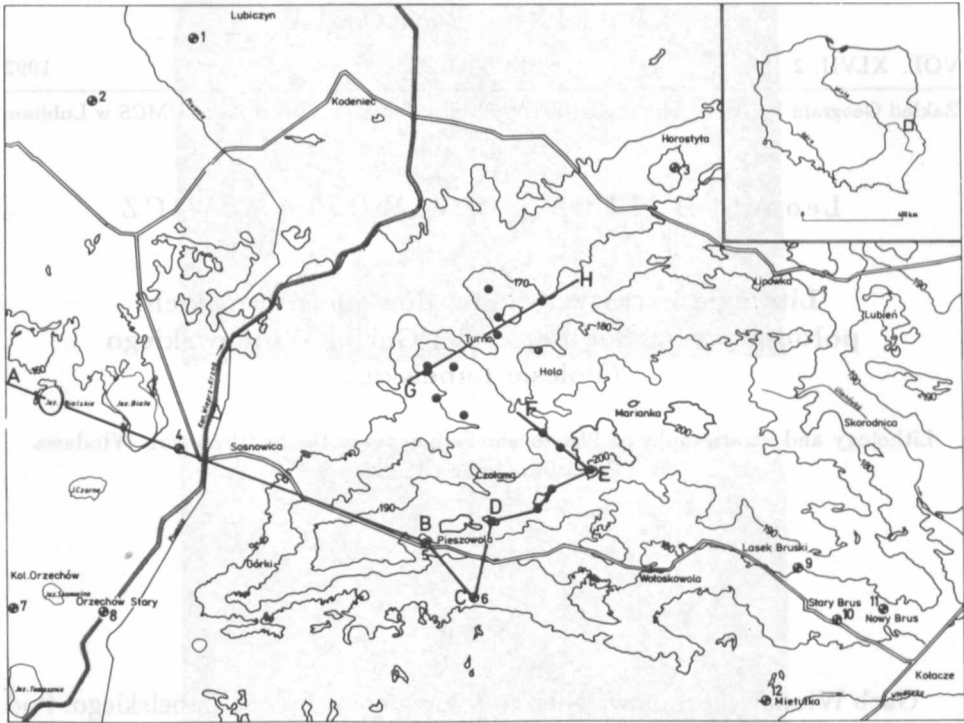
**Litologia i stratygrafia osadów plejstocenijskich
południowo-zachodniej części Garbu Włodawskiego
(Polesie Lubelskie)**

Lithology and Stratigraphy of Pleistocene Sediments in the Southwestern Włodawa
Elevation (Lublin Polesie)

WSTĘP

Garb Włodawski stanowi jeden z mezoregionów Polesia Lubelskiego. Pod względem morfologicznym jest to najwyższej wzniesiona i najbardziej zróżnicowana pod względem hipsometrycznym jednostka regionalna Polesia Lubelskiego. Garb wyciągnięty jest w kierunku równoleżnikowym od Sosnowicy na zachodzie do Włodawy na wschodzie na długości około 34 km; szerokość wału wynosi od 2 (3) do 10 km i wzrasta w kierunku wschodnim. Wysokości dochodzą do 197,5 m n.p.m., a wysokości względne do 40 m. Obszar ten znajduje się na styku 4 arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* 1:50 000, a mianowicie: Sosnowicy, Kaplanosów, Kołacz i Orzechowa Nowego. Wyniki szczegółowego kartowania geologicznego dla tych arkuszy wzbogacone o nowe oznaczenia wieku bezwzględnej metodą TL dla 20 próbek osadów (obok ponad 30 wcześniej wykonanych datowań) stanowiły podstawę nowej próby określenia stratygrafii występujących tu osadów, nawiązującej do schematu stratygraficznego opracowanego dla Polski SE (Dolecki, Harasimiuk, Wojtanowicz 1992). Opracowany teren ograniczony jest do SW krańców Garbu Włodawskiego i bezpośrednio przylegającego, to znaczy od Kolonii Orzechów na zachodzie po Kołacz na wschodzie oraz od Pieszowoli i Brusa na S po Horostytę na N (ryc. 1).

Podstawowy materiał opracowania stanowiły dokumentacje geologiczne z kartowania, w którym brali udział autorzy (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a, b, 1982a, b, Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a,b).



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny zachodniej części Garbu Włodawskiego i rozmieszczenie głównych punktów badawczych. Nazwy i lokalizacja głównych punktów badawczych: 1 — Lubiczyn, 2 — Żmiarki, 3 — Horostyta, 4 — Sosnowica, 5 — Pieszowola (H-6), 6 — Pieszowola (7), 7 — Kol. Orzechów, 8 — Orzechów Stary, 9 — Lasek Bruski, 10 — Brus Stary, 11 — Brus Nowy, 12 — Brus. A-B-C, C-D-E-F, G-H — linie przekrojów geologicznych

Western part of the Włodawa Elevation and location of main research sites. Names and location of main research sites: 1 — Lubiczyn, 2 — Żmiarki, 3 — Horostyta, 4 — Sosnowica, 5 — Pieszowola (H-6), 6 — Pieszowola (7), 7 — Kolonia Orzechów, 8 — Orzechów Stary, 9 — Lasek Bruski, 10 — Brus Stary, 11 — Brus Nowy, 12 — Brus. A-B-C, C-D-E-F, G-H — geological sections

Sposób opracowania laboratoryjnego limitowała obowiązująca przy kartowaniu instrukcja (1977). Osady rozpozniowano na podstawie tradycyjnych kryteriów ze szczególnym uwzględnieniem wyników datowań TL uzyskanych w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie (analiza: dr J. Butrym). Znaczną pomoc stanowiły wyniki licznych wierceń wykonanych na badanym terenie. Konstrukcja sieci przekrojów pozwoliła na szczegółową paralelizację różnowiekowych osadów w układzie przestrzennym i stratygraficznym.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Historia badań wykonanych na omawianym terenie jest już dość bogata. Pierwsze wiadomości na temat rzeźby terenu i osadów czwartorzędowych podał B. Zaborski (1927). Między innymi wspominał o formach glacialnych okolic Górek, Pieszowoli, Lubiczyna, Lasku Bruskiego, Brusa Nowego i Wielkiego Łanu. Wyróżnił dwa poziomy morfologiczne: niski (163–166 m) i średni (167–170 m); pierwszy z nich uważał za sandr.

Po II wojnie światowej badania geomorfologiczne i ogólnogeograficzne zapoczątkował na Polesiu Lubelskim A. Jahn (1947) oraz T. Wilgat (1950, 1954, 1957, 1963). W pierwszych latach po wojnie powstały także przeglądowe mapy geologiczne obejmujące omawiany teren, na których analizowano przynależność genetyczną oraz stratygrafię występujących tu utworów geologicznych (Różycki 1946, Pożaryski, Rühle 1949). Powstają prace dotyczące genezy występujących tu jezior oraz form krasowych (Wilgat 1954, Maruszczak 1966a,b). Pierwsze mapy geologiczne oparte na terenowych kartowaniach geologicznych opracowane zostały przez J. Trembaczowskiego (1965, 1968) oraz J. E. Mojskiego i J. Trembaczowskiego (1972, 1974). Wyniki swoich obserwacji publikują w kilku pracach (Mojski 1972a, Mojski, Trembaczowski 1975, 1977). Pagórki okolic Górek, Wołoskowoli i Różanki uważają za moreny czołowe, natomiast na zapleczu strefy morenowej lodowca notują występowanie pagórków kemowych zbudowanych z piasków, mułków i żwirów, które od czasów B. Zaborskiego (1927) uznawano za moreny czołowe. Autorzy ci po raz pierwszy zwracają uwagę na występowanie rynien dolinnych znaczących linię przepływu wód wodnolodowcowych w poprzek Garbu Włodawskiego. Zaznaczają, że kierunek tych form nawiązuje do kierunków tektonicznych w podłożu skał czwartorzędowych; sieć dolinna wyraźnie nawiązuje do stref labilnych, mniej odpornych na erozję (Mojski, Trembaczowski 1975).

W opublikowanych w latach osiemdziesiątych i na początku lat dziewięćdziesiątych nowych mapach geologicznych i objaśnieniach do nich (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a,b, 1982a,b, Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a) podano wiele nowych faktów dotyczących zagadnień paleogeograficznych w kenozoiku, a także szkice rzeźby podłoża czwartorzędu, szkice geomorfologiczne, występowania surowców mineralnych, stosunków hydrogeologicznych oraz cech geologiczno-inżynierskich gruntów. Nieco szerzej potraktowano zagadnienie rzeźby tego terenu w podsumowującej kartowanie geologiczne pracy J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1983), gdzie załączono także mapę geomorfologiczną obejmującą południową część Garbu Włodawskiego aż po równoleżnik Łęcz-

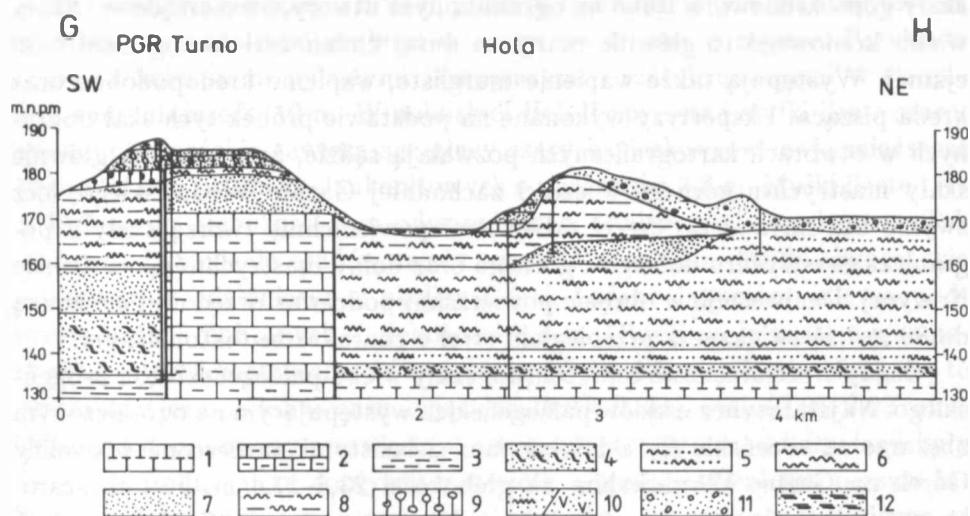
nej. W pracy tej wyznaczono fazy deglacjacji lodowca Odry na podstawie rozmieszczenia marginalnych ciągów wzgórz morenowych w nawiązaniu do zasięgów wyznaczonych na sąsiedniej Białorusi przez A. W. Matwiejewa i innych (1982).

Ważnym przyczynkiem do rekonstrukcji paleogeograficznych na Polesiu Lubelskim było wyznaczenie przebiegu dolinopodobnych obniżzeń w powierzchni skał podczwartorzędowych i powiązanie ich z podobnymi formami na terenach sąsiednich (Buraczyński, Wojtanowicz 1983, Buraczyński 1988). Te obniżone strefy dolinopodobne — jak wynika z badań — mają zróżnicowany wiek i genezę. Mogą to być doliny rzeczne, obniżenia typu krasowego, a także przekształcone erozyjnie i egzarycyjnie rowy i strefy uskoków tektonicznych warunkujące kierunek transgresji lodowców plejstocenijskich.

GŁÓWNE RYSY RZEŻBY PODCZWARTORZĘDOWEGO PODŁOŻA

Garb Włodawski stanowi równoleżnikową elewację podłoża kredowego silnie rozczłonkowaną tektonicznie, a także przez procesy krasowe i erozyjne w trzeciorzędzie i plejstocenie. Dowodami na istnienie tektoniki trzecio- i czwartorzędowej są liczne zlustrowane płaszczyzny spękań odcinków kredowych rdzeni z wierceń, występowanie obok siebie na powierzchni skał kredowych wychodni górnego i dolnego masyfów, znaczne różnice w głębokościach nawiercanych skał kredowych w blisko położonych otworach (ryc. 2), załamania spadków w profilach podłużnych den kopalnych dolin oraz linearne elementy powierzchni topograficznej (topolineamenty). Kierunki uskoków młododoalpejskich nawiązują do kierunków tektoniki starszego podłoża paleozoicznego. Przeważają kierunki NE-SW oraz poprzeczne do tych ostatnich NW-SE oraz kierunek W-E. Silne ruchy tektoniczne nastąpiły na przełomie miocenu i pliocenu (Buraczyński, Wojtanowicz 1982, Harasimiuk, Henkiel 1979). Niekiedy stwierdzenie zjawisk tektonicznych w skałach kredowych jest trudne ze względu na wykształcenie tych skał w różnych postaciach miękkich margli, kredy piszącej i wapieni marglistych. Przy pomocy metod geoelektrycznych nie zawsze udaje się wyznaczyć strefy o znaczących amplitudach oporności i wykartować ich przebieg. Niemniej jednak w okolicy Sosnowicy prace geoelektryczne wykazały istnienie dyslokacji o przebiegu zgodnym z istniejącą w podłożu dyslokacją Hanny w kierunku NE-SW. Wzdłuż tej strefy rozwinięta jest rozległa dolina wycięta w skałach górnokredowych (Jagodziński, Giziewicz 1983, Dolecki, Gardziel, Nowak 1990a). Obniżenie to biegnie od kopalnej doliny Wieprza przez Piaseczno i Orzechów Nowy oraz Sosnowicę

do Kodeńca, gdzie skręca w kierunku NE. Obniżenie to w opracowaniu J. Buraczyńskiego (1988) nazwane zostało „kopalną wschodnią doliną Wieprza”. Z doliną tą w okolicach Piaseczna łączy się inna rozległa kopalna dolina biegnąca w kierunku WSW-ENE. W okolicy Brusa Nowego i Kołacz dochodzi ona pod południowe krańce Garbu Włodawskiego. Forma ta podobnie jak poprzednio opisana ma predyspozycje tektoniczna.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny okolic Turna i Holi. Kreda; mastrycht: 1 — kreda pisaćca, 2 — margiel. Eocen: 3 — ily, Oligocen: 4 — piaski glaukonitowe, 5 — mułki piaszczyste (miejscami z rumoszem i głazami piaskowców), 6 — mułki, 7 — piaski, 8 — mułki ilaste. Plejstocen; zlodowacenie Odry: 9 — glina zwałowa, 10 — mułki piaszczyste i piaski kemów, 11 — piaski i żwiry kemów. Holocen: 12 — namuły torfiaste

Geological section at Turno and Holi. Cretaceous, Maestrichtian: 1 — writing chalk, 2 — marl. Tertiary, Eocene: 3 — clays, Oligocene: 4 — glauconite sands, 5 — sandy silts (locally with sandstone rubble and blocks), 6 — silts, 7 — sands, 8 — clayey silts. Pleistocene, Odra Glaciation: 9 — till, 10 — sandy silts and kame sands, 11 — kame sands and gravels. Holocene: 12 — peaty muds

Do form nawiązujących do poprzecznych uskoków należy zaliczyć erozyjne obniżenia założone na kierunkach NW-SE w okolicach Turna i Holi (ryc. 2) oraz rozległe obniżenie biegnące od Horostytej do Kołacz wykorzystywane przez współczesną rzekę Ulinówkę, dopływ Włodawki. Wiercenie kartograficzne w Brusie Nowym dokumentuje osady wypełniające rozległe i głębokie obniżenie. Dno jego znajduje się na rzędnej 91,8 m. Najgłębiej zalegają osady miąższego porwaka kredowo-oligocenijskiego przewarstwowanego żwirami skandynawskimi i zaburzonego glacictektonicznie zapewne przez najstarszy z lodowców, jaki tu dotarł w przeszłości. Łączna miąższość przemieszczonych osadów wynosi 40,3 m. Występowanie tego typu porwaków

w podobnej sytuacji morfologicznej w Puchaczowie sygnalizowane było już wcześniej przez J. E. Mojskiego i J. Trembaczewskiego (1975).

LITOLOGIA OSADÓW PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Powierzchnię podczwartorzędową na przeważającym obszarze stanowią skały górnokredowe, a tylko na ograniczonym utworzy trzeciorzędowe. Skały wieku kredowego to głównie margle o dużej zmienności litologicznej i facyjnej. Występują także wapienie margliste, wapienie kredopodobne oraz kreda pisząca. Ekspertyzy wykonane na podstawie próbek tych skał pobranych w otworach kartograficznych pozwalają sądzić, że występują głównie skały mastrychtu górnego w części zachodniej Garbu Włodawskiego, lecz zwykle bez najwyższej części. Miejscami powierzchnię tworzą skały z pogranicza mastrychtu dolnego i górnego oraz dolny mastrycht (np. w Brusie Nowym). Deniwelacje w obrębie powierzchni podczwartorzędowej dochodzą do 80 m i są związane z przebiegiem stref o charakterze tektonicznym.

Osady trzeciorzędowe reprezentują skały wieku paleogeńskiego i neogeńskiego. Najstarszym z osadów paleogeńskich występującym na ograniczonym obszarze są eoceńskie ily z konglomeratami żelazistymi nawiercone w okolicy Górek na Garbie Włodawskim na głębokości 23,8–27,4 m. Jest to szarobrunatny ił z rdzawymi konglomeratami zwietrzały w stropie. Zawiera on 72% ił i 17–50,7% frakcji pyłu (Buraczyński, Wojtanowicz 1981b). Podobne ily — znane niestety tylko z opisu studziennego — stwierdzono w Turnie (PGR) na głębokości 24 m; nie przewiercono ich do 25 m. Występują one pod miąższymi osadami oligocenu. Przez porównanie z innymi obszarami wiek omawianych iłów przyjmuje się za górnoeoceński (Buraczyński, Wojtanowicz 1981b).

Osady oligoceńskie mają większe rozprzestrzenienie i budują niekiedy kulminacje wyższych form przedczwartorzędowej rzeźby. Największe miąższości skał tego wieku stwierdzono w zachodniej części Garbu Włodawskiego w okolicy Górek, Wołoskowi, Turna i Holi, gdzie stanowią jądro Garbu Włodawskiego. Osady tego wieku w wierceniach wykonanych w okolicach Pieszowoli i Pasieki uważane były do niedawna za mułki interglacjału wielkiego (Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a). W Górkach osady oligoceńskie stanowią piaski glaukonitowe średnio- i drobnodziarniste szare z odcieniem zielonym, lokalnie ze żwirem kredowym i przewarstwieniami mułków węglanowych. W składzie mineralnym tych piasków przeważają minerały odporne i średnioporne z nieznacznym udziałem (4,4–8,4%) amfibolu (Buraczyński, Wojtanowicz 1981b). W Lasku Bruskim i Brusie Starym oraz w Kołaczach są to piaski pylaste szare i ciemnoszare zawierające

głazy zlepieńców piaskowcowych o średnicy niekiedy przekraczającej 15 cm, ciemnoszare tworzące miejscami ławice i bruki. W Turnie, Holi, Pasiece i Pieszowoli osady oligoceńskie wykazują większe zróżnicowanie; mają one miąższość 17–20 i więcej metrów (ryc. 2). W Pieszowoli i Pasiece najstarsze są piaski drobne jasnoszare leżące bezpośrednio na kredzie względnie na mułkach i iłach eoceńskich. W Turnie, na iłach szarych — zapewne eoceńskich — leży warstwa o miąższości 24 m piasków ciemnozielonych glaukonitowych o zmiennym ziarnie od grubego w spągu po drobne w stropie. Przykryte są one z kolei iłami pylastymi jasnoszarymi i szarobrunatnymi w stropie o łącznej miąższości 19 m. W pobliskiej Holi ily pylaste i mułki ilaste szarozielone oligoceńskie zawierające głazy szarych piaskowców mają miąższość 30 m i leżą na piaskach glaukonitowych o miąższości 2,8 m. Mułki ilaste i ily w Holi są do głębokości 8 m odwapnione, a poniżej silnie węglanowe. Tak znaczne odwapnienie osadów należy wiązać z neogenem. Mułki oligoceńskie znalezione w odsłonięciu w okolicy Górek badano laboratoryjnie na podstawie próbek pobranych z głębokości 3,8 m. Określają je następujące parametry granulometryczne: $Mz=5,3\phi$, $\sigma_1=1,71$, $Sk_1=0,43$, $K'_G=0,96$. Są to więc osady lessopodobne zawierające aż 76,8% frakcji pyłu (0,05–0,02 mm). Osad był deponowany z zawiesiny, a warunki dynamiczne akumulacji były dość jednorodne, przy dopływie materiału z bliskiej odległości, o czym informuje słabe wysortowanie osadu. Są to więc zapewne osady jeziorne ze strefy przybrzeżnej zbiornika.

Osady wieku miocenijskiego stwierdzono tylko w otworze kartograficznym w Horostytej, gdzie występują na powierzchni zrębu tektonicznego pod przykryciem miąższych różnowiekowych glin zwałowych i mułków plejstocenijskich. Datowanie tych osadów metodą TL dało wynik: więcej niż 1 000 000 lat BP (Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a). Osady miocenijskie mają w Horostytej miąższość 15,3 m. Zalegają bezpośrednio na skałach górnokredowych i zróżnicowane są w profilu pionowym pod względem litologicznym. W spągu są to piaski, środkową część pokładu stanowią mułki ilaste, a górną piaski drobne i pylaste.

Charakterystyczną cechą piasków występujących w dolnej części (2,5 m) jest ich jednorodność; aż 91,2% ziarn występuje we frakcji 0,5–0,1 mm. Piaski są umiarkowanie wysortowane ($\sigma_1=0,66$) o symetrycznym rozkładzie uziarnienia ($Sk_1=0,03$). Ziarno jest słabo obtoczone ($Wo=825$, $Nm=3,3$). W składzie minerałów ciężkich dominują: granat (44,5%), cyrkon (12,1%) i rutyl (10,8%).

Mułki ilaste środkowej części pokładu mają miąższość 8,5 m i barwę jasnoszarą. Charakteryzują się wysokim udziałem frakcji pyłu (59,7–86,9%). Zawartość łu wynosi 11–32% i tylko 0,3–8,3% piasku. Osad pod wzglę-

dem granulometrycznym określają następujące parametry: $Mz=4,72-5,82\phi$, $\sigma_1=0,18-0,55$, $K_G=0,85-1,25$. Mułki zawierają dużo minerałów ciężkich nieprzezroczystych (do 91,3%). Wśród przezroczystych najwięcej jest granatu (do 35%), amfiboli (4–31,3%), muskowitu (4,1–26,2%), turmalinu (8,1–10,8%), cyrkonu (7,7–10,8%) i dystenu (8,8–10,4%).

Piaski drobne i pylaste górnej części pokładu mają charakter osadu wielomodalnego, co świadczy o różnych źródłach alimentacyjnych. Skład minerałów ciężkich charakteryzuje przewaga minerałów przezroczystych (51,8–57,7%), a wśród nich dominują: granat (do 42%), turmalin (do 12%), rytul (do 12%), staurolit (do 10,9%) i muskowit (do 10%); zupełnie brak biotyty i glaukonitu.

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA OSADÓW PLEJSTOCENSKICH

UTWORY PREGLACJALNE (EOPLEJSTOCENSKIE)

Najstarsze osady plejstocenske to gliny wietrzelinowe ze żwirami nawiercone w otworze kartograficznym w Żmiarkach na północnych peryferiach Garbu Włodawskiego. Zapewne nieco młodsze osady tej serii nawiercono także w Uhninie, gdzie jednak znane są wyłącznie z opisu wierceń. Pochodzenie preglacjalne mają także mułki jeziorne stwierdzone w otworach archiwalnych w Dębowej Kłodzie oraz Żmiarkach, gdzie leżą na osadach trzeciorzędowych, a także piaski rzeczne nawiercone w otworze kartograficznym w Żmiarkach, gdzie występują na głębokości 32–36,5 m.

Gliny wietrzelinowe ilaste i żwiry deluwialne wieku preglacjalnego są jednym z najbardziej miąższych i najpowszechniej występujących utworów czwartorzędowych na Arkuszu Orzechów Nowy *Szczegółowej mapy geologicznej* 1:50 000 (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a,b). Osady tego wieku i genezy stwierdzono w otworach Kolonia Łomnica (15–19,7 m), Wólka Wytycka (16,8–24,2 m), Wola Wereszczyńska (8,6–22 m), Wiązowiec (22–29 m), Sumin (15–21 m). Występują one na skałach górnokredowych, a poniżej glin zwałowych ze zlodowaceń południowopolskich. Na Garbie Włodawskim zachowały się te osady jedynie wyjątkowo.

Preglacjalne gliny wietrzeline ze żwirami badane były laboratoryjnie na podstawie próbek z otworu kartograficznego w Żmiarkach, gdzie mają miąższość zaledwie 0,7 m. Charakteryzują je następujące parametry granulometryczne: $Mz=1,50\phi$, $\sigma_1=0,45$, $Sk_1=0,06$, $K_G=1,25$. Wśród żwirów występujących w tym osadzie przeważają średnice 2,5–5 cm. Są to żwiry skał lokalnych: margli i wapieni kredowych oraz gez, kwarców żyłowych, a także krzemieni i rogowców. Pod względem litologicznym jest to bezładna mieszanina

ilasto-piaszczysta-marglista, szarobiała ze względu na znaczną domieszkę wietrzelin margli górnokredowych. Żwiry występujące w tym osadzie są w przeważającej części dobrze obtoczone (76,8%) o kształcie dyskoidalnym i sferoidalnym. W składzie granulometrycznym tych osadów są znaczne wahania. Wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych także wskazują na znaczną zmienność tych osadów. Są to więc utwory kształtowane w wyniku procesów deluwialnych i deluwialno-koluwalnych (Buraczyński, Wojtanowicz 1981b, Dolecki, Gardziel, Nowak 1990a).

Mułki jeziorne preglacjalne stwierdzono w Dębowej Kłodzie na głębokości 27–33 m. Występują one także w sąsiednich Żmiarkach, gdzie mają miąższość 8 m. Są to mułki i pyły piaszczyste przechodzące w części dolnej w Żmiarkach w piaski drobnoziarniste jasnoszare. Znane są one jedynie z opisów, nie mają dokumentacji z badań laboratoryjnych.

Piaski ze żwirami rzeczne zostały zbadane na podstawie próbek z otworu kartograficznego w Żmiarkach, gdzie mają miąższość 4,5 m i charakteryzują się następującymi parametrami granulometrycznymi: $Mz=2,15-2,22\phi$, $\sigma_1=1,29-2,64$, $Sk_1=0,54-0,60$, $K_G=1,94-1,54$. W piaskach wyraźnie dominuje frakcja 0,5–0,25 mm (38–55,3%). Wykonane analizy minerałów ciężkich wskazują na przewagę zespołu minerałów ciężkich: granat (51–53,9%), rutil (10–10,4%), turmalin (4,6–8,3%). Dużo jest także staurolitu (7,2%) i dys-tenu (2,8–3,3%). Charakterystyczne wzbogacenie w granat i niska zawartość minerałów mało odpornych na wietrzenie wskazują, że są to osady staroczwartorzędowe z domieszką materiału trzeciorzędowego. Podobny skład i charakter frakcji ciężkiej został stwierdzony w osadach profilu Ponurzyca, na arkuszu Otwock koło Warszawy w warstwach datowanych przez M. D. Baraniecką na eburonian (Kosmowska-Ceranowicz 1976). W tych węglanowych piaskach występują żwiry skał trzeciorzędowych. Piaski badane były pod względem obtoczenia ziarn kwarcu frakcji 0,5–1,0 mm. Przeważają ziarna częściowo obtoczone (55,1%) i obtoczone (33,1%), kanciastych ziarn jest niewiele (11,7%). Wskaźnik obróbki jest wysoki ($W_o=1118$); są to osady rzeczne.

ZŁODOWACENIE NAJSTARSZE — NARWI

Osady najstarszego zlodowacenia najpełniej zostały rozpoznane na podstawie otworu kartograficznego w Żmiarkach, gdzie występują powyżej preglacjalnych piasków rzecznych ze żwirami. Najstarszą serią osadów związaną z omawianym zlodowaceniem są piaski rzeczne o miąższości 18 m. Należy je zapewne wiązać z fazą wstępującą najstarszego zlodowacenia. Występują one na głębokości 14–32 m i charakteryzują się wyraźnym

udziałem materiału krystalicznego pochodzenia północnego (gnejsy, granity, piaskowce kwarcytowe) oraz wzrostem zawartości skaleni. W profilu pionowym tych piasków zaznacza się wyraźny ubytek ku górze frakcji 0,5–0,25 mm na korzyść wzrostu udziału frakcji 0,25–0,1 mm. Wskaźniki granulometryczne tych piasków wahają się w następujących przedziałach: $Mz=2,14-3,62\phi$, $\sigma_1=0,75-2,81$, $Sk_1=\text{od } -0,07 \text{ do } 0,63$, $K_G=1,13-1,97$. W badanych na obtoczenie ziarnach kwarcu frakcji 0,5–1,0 mm przeważają ziarna obtoczone (63–64,5%) i częściowo obtoczone (32,2–32,8%), nieobtroczone stanowią jedynie 2,7–4,8%. Wskaźnik obtoczenia waha się w zakresie $Wo=1490-1030$. Jest to obraz obróbki charakterystyczny dla środowiska rzecznoego (Racynowski 1964). W składzie minerałów ciężkich zaznacza się zróżnicowanie piasków górnej i dolnej części warstwy. Górne piaski, a więc drobniejsze, mają mniejsze ilości frakcji ciężkiej w próbie niż piaski dolnej części warstwy. W dolnych piaskach dominują granaty (27,1–42,9%), dużo jest także amfibolu (7,9–14,1%). W piaskach drobnych z górnej części warstwy dużo jest staurolitu (17,2%), rutyłu (16,9%) przy niskiej obecności granatu (9,7%). Występują łyszczyki (muskowit, chloryt). Wykonane badania i analiza wyników wskazują, że rzeka, którą reprezentują piaski, charakteryzowała się zmienną dynamiką, była to zapewne rzeka o charakterze roztokowym, o różnej szybkości przepływu wód.

Mułki zastoiskowe najstarszego zlodowacenia nawiercono w Żmiarkach, gdzie przykryte są najstarszą gliną zwałową, oraz w Uhninie (PGR), gdzie przykryte są piaskami wodnolodowcowymi zlodowacenia Nidy. Mułki zastoiskowe badane były na podstawie próbek z wiercenia w Żmiarkach. Są to ilaste szare mułki laminowane, miejscami z soczewkami żwirów skał skandynawskich (gnejsy, granity) w środkowej części warstwy. Mułki mają miąższość 3 m i leżą na piaskach rzecznych opisanych powyżej. W osadzie dominuje frakcja pyłu (82,2%), piasku jest średnio 9,4%, a łu 8,2%. Określają ten osad następujące wskaźniki granulometryczne: $Mz=4,22\phi$, $\sigma_1=1,24$, $Sk_1=0,42$, $K_G=3,30$. W składzie minerałów ciężkich przeważają nieprzezroczyste (77,6%). Wśród przezroczystych najwięcej jest granatu (40,8%), rutyłu (16,9%) i amfibolu (10%). Przewaga rutyłu pochodzącego z niszczenia skał krystalicznych północnych, a także średnio odpornego na niszczenie granatu zdają się świadczyć, że mułki osadzały się blisko czoła lądolodu w warunkach subakwalnych, na co wskazują zwiększone udziały muskowitu (15,8%) i chlorytu (10,9%). Z bliskiej strefy lodowca pochodzą zapewne występujące w osadzie sporadyczne żwiry skał krystalicznych.

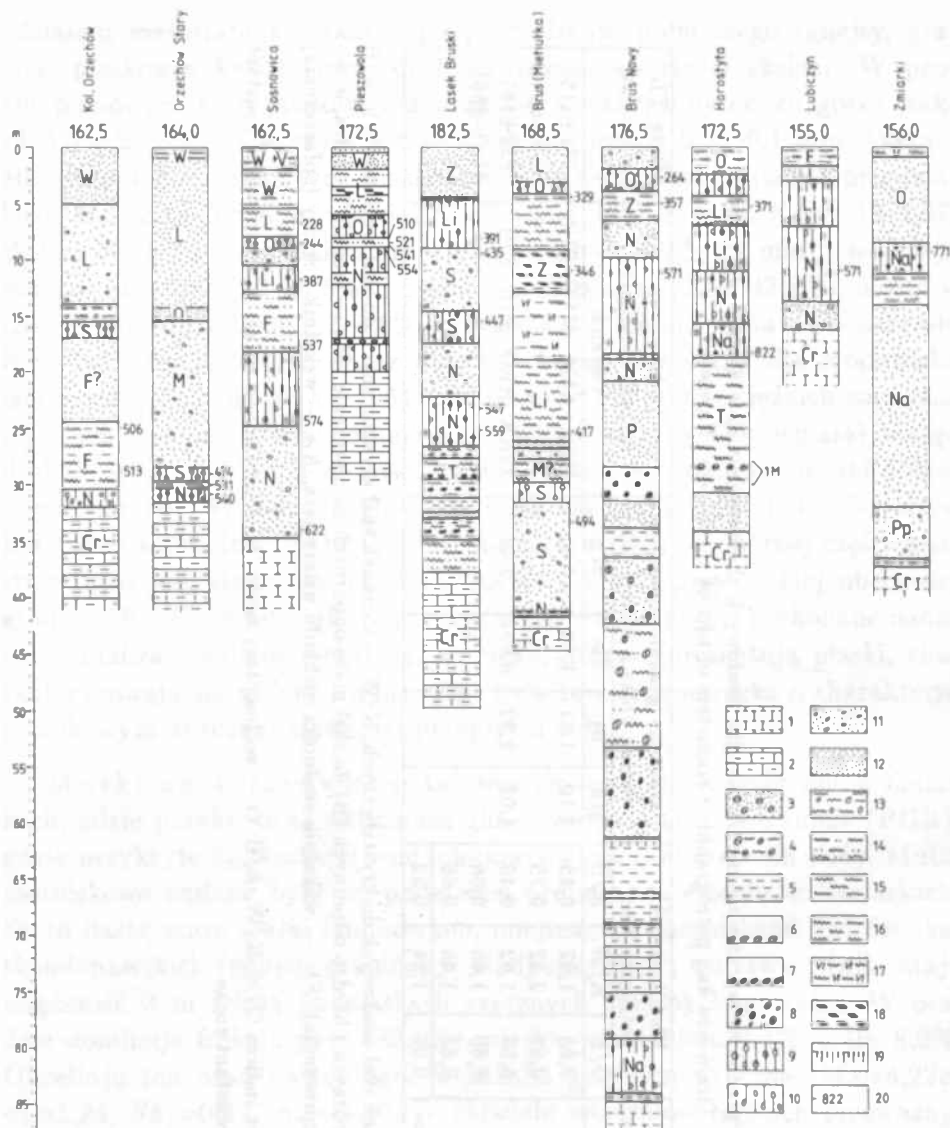
Gliny zwałowe najstarszego zlodowacenia nawiercone zostały w otworach kartograficznych w Żmiarkach oraz w Horostycie (ryc. 3). W Żmiar-

Tab. 1. Cechy granulometryczno-petrograficzne glin zwalowych zlodowacenia najstarszego — Narwi
 Grain-size and petrographic parameters of tills of the Oldest (Narwi)

Profil	Głębokość występowania (m)	Współczynniki petrograficzne		Parametry granulometryczne według Folka i Warda (ϕ)			Podstawowe zespoły minerałów ciężkich	Daty TL (w tys. lat)	
		O/K	K/W	A/B	Mz	σ_1			Sk_1
Żmiarki	8,5 - 11	0,68	1,92	0,45	4,10	1,81	1,76	0,61	771±115 (Lub-684)
		0,54	2,52	0,35	4,08	2,92	0,09	1,01	
Horostyta	14 - 18,7	0,59	1,92	0,49					
		0,80	1,40	0,66					
	\bar{X}	0,83	1,45	0,66					
		0,66	1,84	0,52					

Objaśnienia: O/K — stosunek skał osadowych do krystalicznych, K/W — stosunek skał krystalicznych do skał węglanowych, A/B — stosunek żwirów skał odpornych i bardzo odpornych (B) do skał mało odpornych na niszczenie. Mz — średnia średnica, σ_1 — wskaźnik wysortowania (rozproszenia), Sk_1 — wskaźnik skośności rozkładu uziarnienia, K_G — wskaźnik kurtozy (spłaszczenia) rozkładu uziarnienia

Glaciation, and petrographic indices O/K, K/W, A/B: O — sedimentary rocks, K — crystalline rocks, A — gravels of resistant rocks, B — gravels of non-resistant rocks



Ryc. 3. Profile podstawowe z wierzeń wykonanych na Garbie Włodawskim i bezpośrednim sąsiedztwie oraz daty TL osadów. Litologia: 1 — kreda pisząca, 2 — margiel, 3 — piaski ze żwirami i głazami szarych lokalnych piaskowców, 4 — mułki ze żwirami i głazami piaskowców, 5 — ily, 6 — bruki żwirów skał lokalnych, 7 — bruki żwirów skał skandynawskich, 8 — żwiry i głazy skandynawskie, 9 — gliny zwalowe, 10 — gliny zwalowe przemyte, 11 — piaski ze żwirami skał północnych, 12 — piaski, 13 — mułki ze żwirami północnych, 14 — mułki piaszczyste, 15 — mułki, 16 — mułki ilaste, 17 — gytie, 18 — torfy i mułki torfiaste, 19 — gleba kopalna, 20 — daty TL. Stratygrafia: Cr — kreda, T — trzeciorząd, Pp — preglacjał, Na — zlodowacenie Narwi, P — interglacjał podlaski, N — zlodowacenie Nidy, F — interglacjał ferdynandowski, S — zlodowacenie Sanu, M — interglacjał mazowiecki, Li — zlodowacenie Liwca, Z — interglacjał Zbójna, O — zlodowacenie Odry, L — interglacjał lubelski, W — zlodowacenie Warty, E — interglacjał eemski, V — zlodowacenie Wisły. Liczby obok profilów informują o wieku TL osadów w tys. lat BP

kach węglanowa (do 6% CaCO_3) glina zwałowa leży na mułkach zastoiskowych na głębokości 8,5–11 m. Gлина ta datowana została metodą TL na 771 ± 115 ka (Lub-684). W otworze Horostyta na północnych krańcach Garbu Włodawskiego nawiercono najstarszą glinę na głębokości 15,5–18,7 m, gdzie zalega na osadach wieku mioceńskiego, a poniżej gliny zwałowej zlodowacenia Nidy. Gлина została datowana metodą TL na 822 ± 183 ka (Lub-683). Cechy granulometryczne i petrograficzne tych najstarszych glin ilustruje tab. 1. Skład minerałów ciężkich gliny z Horostytej charakteryzuje się wyraźną przewagą minerałów przezroczystych, wśród których dominują wyraźnie: granat (40,6%), amfibol (31,62%), piroksen (11,2%), a na dalszych miejscach są epidot (3,3%), turmalin (2,8%), rutyl (2,2%), staurolit (1,7%), apatyt (1,2%), cyrkon (1,2%). Gлина zawiera 8,8–11,8% CaCO_3 . W glinie zwałowej w Żmiarkach przeważają także minerały ciężkie przezroczyste (60,2%), a wśród nich: granat (50,8%), amfibol (32%), piroksen (8,5%), biotyt (3,3%), epidot (1,3%), staurolit (1,3%). Uderzające jest, że w glinie zlodowacenia najstarszego nadzwyczaj mało jest minerałów odpornych na wietrzenie, takich jak cyrkon, rutyl, turmalin, natomiast bardzo wyraźnie dominuje granat, przy współdziałaniu amfibolu i charakterystycznej zmienności frekwencji innych minerałów. Cechy te według J. Rzechowskiego (1974) są typowe dla litotypu stratygraficznego zlodowacenia najstarszego (podlaskiego).

INTERGLACJAŁ PODLASKI

Osadów interglacjału podlaskiego nigdzie w wierceniach na Garbie Włodawskim nie znaleziono. Z intersekcyjnej analizy sekwencji stratygraficzno-facjalnej osadów wynika, że w owym okresie przeważała erozja nad akumulacją. W owym czasie zapewne wyprzątnięte zostały starsze osady plejsto-

Principal borehole sections from the Włodawa Elevation and its vicinity, with TL data of sediments. Lithology: 1 — writing chalk, 2 — marl, 3 — sands with gravels and boulders of grey local sandstones, 4 — silts with gravels and boulders of sandstones, 5 — clays, 6 — gravel lag of local rocks, 7 — gravel lag of Scandinavian rocks, 8 — gravels and boulders of Scandinavian rocks, 9 — tills, 10 — washed tills, 11 — sands with gravels of Scandinavian rocks, 12 — sands, 13 — silts with gravels of Scandinavian rocks, 14 — sandy silts, 15 — silts, 16 — clayey silts, 17 — gyttjas, 18 — peats and peaty silts, 19 — palaeosol, 20 — TL data. Stratigraphy: Cr — Cretaceous, T — Tertiary, Pp — Preglacial, Na — Narew Glaciation, P — Podlasie Interglacial, N — Nida Glaciation, F — Ferdynandów Interglacial, S — San Glaciation, M — Mazovian Interglacial, Li — Liwiec Glaciation, Z — Zbójno Interglacial, O — Odra Glaciation, L — Lublin Interglacial, W — Warta Glaciation, E — Eemian Interglacial, V — Vistulian Glaciation. Numbers at sections indicate TL age of sediments in ka B.P.

ceńskie występujące pierwotnie zapewne w większym zwarcu. Zachowały się one jedynie w nielicznych miejscach, szczególnie w położeniach międzydolinnych w wyższych piętrach hipsometrycznych.

ZŁODOWACENIE NIDY

Pozostawiło głównie osady wodnolodowcowe (górne i dolne) oraz lodowcowe.

Piaski wodnolodowcowe dolne nawiercono w Sosnowicy, w dnie kopalnej pradoliny, gdzie mają miąższość 10 m (ryc. 3). Są to piaski średnioziarniste o następujących parametrach granulometrycznych (wartości średnie): $Mz=1,41\phi$, $\sigma_1=0,68$, $Sk_1=-0,03$, $K_G=1,42$. Wśród ziaren kwarcu badanych pod względem obróbki we frakcji 0,5–1,0 mm przeważają nieobtoczone (57,5%), wskaźnik obróbki $Wo=788$, a wskaźnik niejednorodności $Nm=6,7$. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (48,4–52,4%) oraz amfibol (11,1–12,3%). Dużo jest rutylu (6,6–12,5%) i andaluzytu (do 6,5%). Wśród żwirów przeważają skały krystaliczne (54,1%) nad wapieniami i dolomitami (10,5%). Piaski zawierają od 7,3% $CaCO_3$ w stropie warstwy do 17,7% w dolnej części. Datowanie osadu wykonane metodą TL z głębokości 32,7 m dało wynik 622 ± 93 ka (Lub-681). Jest to najstarsza data dla osadu fluwioglacjalnego uzyskana na Garbie Włodawskim. Wiek piasków pośrednio datuje także wiek pradoliny, w której dnie występują. Nie powstała ona później niż wypełniające ją piaski. Jest więc starsza od zlodowacenia Nidy. Piaski wodnolodowcowe dolne zlodowacenia Nidy nawiercono także poniżej gliny zwałowej tego zlodowacenia w otworze Brus Nowy na głębokości 18,8–21,2 m (ryc. 3). Są to typowe piaski o średniej średnicy ziarna (Mz) 2,09 ϕ , niewysortowane ($\sigma_1=1,75$), o rozkładzie uziarnienia skośnym dodatnio ($Sk_1=0,21$) i kurtozie o charakterze leptokurtycznym ($K_G=1,15$). Ziarno kwarcowe badano na obtoczenie (frakcja 0,5–1,0 mm). Wyniki wskazują, że przeważają ziarna nieobtoczone (44,5–55%), wskaźnik obtoczenia $Wo=862-952$. Wśród minerałów ciężkich dominują: amfibol (35,2–50,8%), granat (18,9–21,3%) i epidot (5,7–9,1%). Minerałów odpornych jest niewiele.

Piaski wodnolodowcowe górne ze zlodowacenia Nidy nawiercono na powierzchni gliny zwałowej tego zlodowacenia w Łasku Bruskim na głębokości 17,4–22,2 m oraz w Brusie Nowym na głębokości 6,4–9,6 m. W Łasku Bruskim są to bezwęglanowe piaski ze żwirami o dominującym ziarnie o średnicy 0,5–0,25 mm i 0,25–0,1 mm. Średnie parametry granulometryczne tych piasków są następujące: $Mz=2,61\phi$, $\sigma_1=1,79$, $Sk_1=0,12$, $K_G=1,46$. Obtoczenie ziarn kwarcu frakcji 0,5–1,0 mm pozwala stwierdzić, że dominuje ziarno słabo obtoczone (43,5–59%) oraz nieobtoczone (29–52%).

Wskaźnik obróbki $W_o=770-1021$, natomiast wskaźnik niejednorodności N_m waha się w zakresie 6,3–7,5. W składzie minerałów ciężkich dominują nieprzezroczyste (50–75,9%). Natomiast wśród przezroczystych najwięcej jest granatu (17,5–50,4%), amfibolu (18,9–47%) i epidotu (3,8–27%). Mało jest cyrkonu (0,0–0,3%) i staurolitu (0,3–3,3%).

W Brusie Nowym piaski wodnolodowcowe górne mają nieco grubsze ziarno: $Mz=1,57\phi$, są źle wysortowane ($\sigma_1=1,93$), rozkład uziarnienia jest skośny dodatnio ($Sk_1=0,29$), a kurtoza ma charakter leptokurtyczny ($K_G=1,24$). W składzie minerałów ciężkich tych piasków przeważają nieprzezroczyste (48,6–60,8%). Wśród przezroczystych najwięcej jest amfibolu (30,3–36,5%), granatu (25,7–35,6%), epidotu (6,9–9,1%) i turmalinu (5,0–8,2%). Jest to osad niedalekiego transportu, wodnolodowcowy.

Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy są najbardziej zachowanym i najbardziej miąższym osadem glacialnym wśród glin zlodowaceń południowopolskich. Mają one zmienną miąższość od 0,5 m w Brusie do 9,2 m w Brusie Nowym. Najmniejszą miąższość mają gliny w obrębie obniżenia powierzchni podczwartorzędowej, gdzie leżą zwykle bezpośrednio na skałach górnokredowych z pokrywami bruków żwirowo-głazowych w stropie świadczącymi o silnym przemyciu i erozji tych pokryw. Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy nawiercono w Orzechowie Starym, Sosnowicy, Pieszowoli, Lasku Bruskim, Brusie, Brusie Nowym, Orzechowie 1, Horostytej oraz w Lubiczynie. Dla glin tych uzyskano 6 datowań metodą TL, wiek ich waha się w zakresie od 540 ka do 571 ka. Cechy granulometryczno-petrograficzne tych glin przedstawia tab. 2. Wskaźniki petrograficzne tych glin uzyskane z 7 otworów po uśrednieniu dają wynik: $O/K=1,00$, $K/W=1,18$, $A/B=0,78$.

W składzie petrograficznym analizowanym przez J. Rzechowskiego (1979, 1980) i J. Nowaka (1986) dominują skały krystaliczne skandynawskie. Są to najczęściej różne odmiany granitów (granitoidów) oraz innych kwaśnych skał magmowych i wylewnych (porfiry), gnejsy, łupki krystaliczne, a sporadycznie gabr, diabazów, sjenitów i ciemnych skał metamorficznych. Udział skał krystalicznych w poszczególnych otworach waha się od 33,5% w Orzechowie Starym (wartości średnie z prób) do 46,5% w Lasku Bruskim. Na drugim miejscu pod względem liczebności są wapienie paleozoiczne (Wp), do których należą głównie wapienie jasnoszare i szare oraz brązowszare i brązowe, a także organogeniczne wapienie (sylur? ordowik?) z dobrze zachowanymi fragmentami fauny (trylobity, koralowce, ramienionogi i inne). Rzadziej spotyka się wapienie krystaliczne i czarne wapienie bitumiczne. Udział wapieni paleozoicznych waha się od 1,3% w Orzechowie Starym do 41,3% w Lasku Bruskim. Dolomity paleozoiczne występują w materiale

gruzowo-głazowym dość powszechnie, udział ich jest w zakresie 0,0–5,8%. Udział piaskowców północnych jest podobny (od 3,6% do 9,6%). Piaskowce reprezentowane są przez różnorodny zestaw skał. Najliczniejsze są różowe i czerwonawe piaskowce old redu, ponadto występują szare i szarzielonkawe piaskowce silnie skrzemionkowane, piaskowce arkozowe i twarde kwarcyty. Znaczny procent żwirów stanowią kwarcie północne Qp, będące okruchami z rozpadu skał krystalicznych, ilość ich waha się w zakresie 2,8–8,4%.

W zespole skał lokalnych dominują skały węglanowe (W), najczęściej są to wapienie białe, wapienie kredowate, okruchy kredy piszącej mastrychtu, wapienie gezwate i gezy z wrostkami glaukonitu, kwarcu i ciemnych minerałów — niekiedy odwapnione. Piaskowców lokalnych (P) jest niewiele 0,3–1,0%, są to przeważnie miękkie i kruche jasnoszare i szarobrunatne piaskowce trzeciorzędowe o spoiwie węglanowym lub węglanowo-ilastym. W podobnej ilości występują kwarcie trzeciorzędowe (Q) mlecznobiałe, żółtawe i różowe — jest to tzw. „fasolka”. Nieznaczną domieszkę (do 1%) stanowią krzemienie oraz rogowce i lidyty oraz mułowce niekiedy z glaukonitem lub fragmentami czertów oraz czarne i brunatnoszare piaskowce krzemionkowe o spoiwie fosforytowym i konkretje fosforytowe oraz drobne okruchy skał zwykle nieoznaczalne (I) z powodu znacznego zwietrzenia. W składzie minerałów ciężkich glin złodowacenia Nidy zwraca uwagę następująca kolejność udziału procentowego minerałów przezroczystych: granat — amfibol. W dalszej kolejności minerały są zmienne, może to być epidot, turmalin lub staurolit.

INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI

Reprezentowany jest na Garbie Włodawskim przez mułki jeziorne o zróżnicowanej miąższości, wykształceniu litologicznym i facjalnym. Szczegółowo badane były w profilu Sosnowica 6 (Janczyk-Kopikowa 1986, 1991, Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a, 1991). Na podstawie sytuacji stratygraficznej, w jakiej występują osady, oraz datowania metodą TL osady tego wieku wyróżniono także w profilach Orzechów Kolonia, Orzechów Stary i Pieszowola 7 (tab. 3). W profilu Kolonia Orzechów należą tu mułki uważane w starszych opracowaniach (Buraczyński i Wojtanowicz 1981a,b) za plioceńskie na podstawie składu minerałów ciężkich. Datowanie tych osadów metodą TL na 506 ± 75 ka (Lub-2415) oraz 513 ± 77 ka (Lub-2416) wyjaśnia wiek osadów. Analizę palinologiczną osadów jeziornych w Sosnowicy wykonała na podstawie zbadanych 16 próbek Z. Janczyk-Kopikowa (1986) i stwierdziła sukcesję roślinną charakterystyczną dla interglacjału ferdynandowskiego. Analogia jest pełna tak pod względem następstwa tak-

Tab. 3. Cechy granulometryczne i chemiczno-mineralogiczne osadów jeziornych z interglacjiu ferdynandowskiego na Garbie Włodawskim
 Grain-size and chemico-mineralogical parameters of the Ferdynandów Interglacial at the Włodawa Elevation

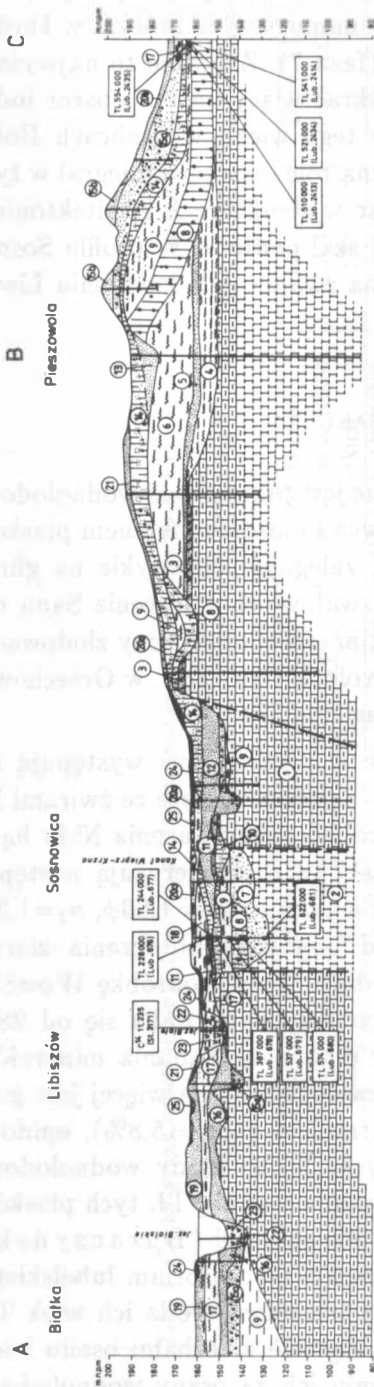
Profil	Głębokość występowania (m)	Parametry granulometryczne według Folk'a i Warda (ϕ)			Podstawowe zespoły mineralów ciężkich	Zawartość CaCO ₃ (%)	Daty TL (tys. lat)
		Mz	σ_1	Sk_1			
Sosnowica	12,9-18,3	5,47	1,63	0,00	0,22	GRA, AMF, MUS	7,3 537±80 (Lub-679)
Kolonia	24,1-30,1	5,47	1,82	0,38	0,63	GRA, TUR, STA	4,0 506±75 (Lub-2416)
Orzechów	29,6-30,4	3,79	2,40	0,18	1,52	GRA, AMF, EPI	10,2 531±79 (Lub-2419)
Stary Pieszowola	7,75-8m0	4,97	2,43	0,11	1,00	GRA, AMF, EPI	0,00 510±76 (Lub-2413) 521±78 (Lub-2434) 541±81 (Lub-2414)

sonów, jak i maksymalnych wartości. Profil w Sosnowicy jest niepełny w stosunku do Ferdynandowa, gdyż kończy się w momencie, w którym w Ferdynandowie notuje się tzw. drugie optimum (faza 7). Zapewne tę najwyższą część profilu osadów jeziornych zniszczył wkraczający na ten obszar lodowiec. Na podstawie występowania mułków tego wieku w okolicach Hołodysk i Pieszowoli należy stwierdzić, że znaczną rolę niszczącą odegrał w tym względzie lodowiec Liwca i Odry, wyciskając w strukturach glaciektonicznych osady tego wieku na zboczach elewacji skał podłoża. W profilu Sosnowica mułki ferdynandowskie przykrywa glina zwałowa zlodowacenia Liwca (ryc. 4).

ZŁODOWACENIE SANU

W profilach geologicznych reprezentowane jest przez piaski wodnolodowcowe akumulowane przed nasunięciem lodowca i określane mianem piasków dolnych oraz piasków z okresu deglacjacji, zalegających zwykle na glinie zwałowej — określanych jako górne. Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu nie zachowały się na Garbie Włodawskim w takim stopniu jak gliny zlodowacenia Nidy. Występowanie ich stwierdzono w Kolonii Orzechów, w Orzechowie Starym, Lasku Bruskim oraz w otworze Brus (ryc. 3).

Piaski wodnolodowcowe dolne w profilu Brus występują na głębokości 31,5–41,3 m. Są to piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami leżące na silnie rozmytej powierzchni gliny zwałowej zlodowacenia Nidy bądź starszego stadiału zlodowacenia Sanu. Piaski te charakteryzują następujące parametry granulometryczne (wartości średnie): $Mz=1,60\phi$, $\sigma_1=1,30$, $Sk_1=0,0-0,17$, $K_G=1,08-3,54$. Badane pod względem obtoczenia ziarna kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm wskazują na słabą i średnią obróbkę $W_0=835$ do 1039, $Nm=6,9-9,4$. Zawartość ziarn nieobtoczonych waha się od 28% w dolnej części warstwy do 51% w górnej. Wykonane badania minerałów ciężkich wykazały, że wśród minerałów przezroczystych najwięcej jest granatu (26–42%), amfibolu (14,9–20,6%), turmalinu (10,7–15,8%), epidotu (4,3–13,6%). Mało jest minerałów odpornych. Są to osady wodnolodowcowe. Do niedawna, biorąc pod uwagę datowanie metodą TL tych piasków przez M. Prószyńskiego, przypisywano im wiek podlaski (Buraczyński, Wojtanowicz 1983). Nowa data tym razem z laboratorium lubelskiego uzyskana dla próbki piasków z górnej części warstwy określa ich wiek TL na 494 ka BP (Lindner i inni 1991), co łącznie z cechami osadu i ich stratygraficzną sekwencją przesądza o uznaniu ich za osady wodnolodowcowe ze zlodowacenia Sanu. Zlodowacenie to o maksymalnym zasięgu okre-



Ryc. 4. Przekrój przez krańce SW Garbu Włodawskiego. Kreda: mastrycht: 1 — margiel, 2 — kreda piaszcząca. Trzeciorzęd: oligocen: 3 — piaski glaukonitowe, 4 — mułki ilaste, 5 — piaski, 6 — mułki. Plejstocen: zlodowacenie Nidy: 7 — piaski ze żwirami wodolodowcowe, 8 — glina zwałowa, interglacjał Ferdynandowski: 9 — mułki i ility jeziorne, zlodowacenie Liwca: 10 — glina zwałowa, 11 — piaski ze żwirami, interglacjał Zbojną: 12 — piaski rzeczne, 13 — piaski jeziorno-rzeczne, zlodowacenie Odry: 14 — glina zwałowa, 15a — piaski ze żwirami, 15b — piaski kempowe, interglacjał lubelski: 16 — piaski rzeczne, 17 — mułki jeziorne, zlodowacenie Warty: 18 — mułki fluwioperylglacialne, 19 — piaski fluwioperylglacialne, zlodowacenia Warty i Wisły (nierozdzielone): 20a — piaski i mułki jeziorne, 20b — piaski deluwialne, zlodowacenie Wisły: 21 — piaski eoliczne, 22 — torfy. Holocen: 23 — gytie, 24 — namuły torfiste, 25 — torfy niskie

Geological section across the southwestern Włodawa Elevation Maestrictian: 1 — marl, 2 — writing chalk. Tertiary, Oligocene: 3 — glauconite sands, 4 — clayey silts, 5 — sands, 6 — silts. Pleistocene, Nida Glaciation: 7 — glaciofluvial sands with gravels, 8 — till, Ferdynandów Interglacial: 9 — lacustrine silts and clays, Liwiec Glaciation: 10 — till, 11 — sands with gravels, Zbojno Interglacial: 12 — fluvial sands, 13 — lacustrine-fluvial sands, Odra Glaciation: 14 — till, 15a — sands with gravels, 15b — kame sands, Lublin Interglacial: 16 — fluvial sands, 17 — lacustrine silts, Warta Glaciation: 18 — fluvioperiglacial silts, 19 — fluvioperiglacial sands, Warta and Wisła Glaciations (together): 20a — lacustrine sands and silts, 20b — deluvial sands, Wisła Glaciation: 21 — aeolian sands, 22 — peats. Holocene: 23 — gyttjas, 24 — peaty muds, 25 — allocthonous peats

ślane jest w innych schematach stratygraficznych jako zlodowacenie Wilgi (Rzechowski 1986, Baraniecka 1990) lub San 2 (Lindner 1988).

Piaski wodnolodowcowe górne badano na podstawie próbek z profilu Lasek Bruski, gdzie występują na głębokości 9,0–14,6 m. Leżą tam na glinie zwałowej zlodowacenia Sanu, a przykryte są gliną zwałową zlodowacenia Liwca. Są to bezwapienne żółtawe piaski z drobnymi żwirkami skał północnych. Średnie parametry granulometryczne tych piasków są następujące: $Mz=2,82\phi$, $\sigma_1=1,50$, $Sk_1=0,30$, $K_G=1,71$. Piaski te zawierają od 15% do 53% nieobtoczonych ziarn kwarcu oraz 41–72% ziarn słabo obtoczonych. Wskaźnik $Wo=707-1038$, a $Nm=5,6-9,7$.

Wśród minerałów ciężkich przeważają nieprzezroczyste. Wśród przezroczystych dominują: granat (17,4–39,2%), epidot (11,8–23,1%), amfibol (3,0–23,7%) i turmalin (7,8–13,7%). Próbką ze stropu tych piasków została datowana metodą TL na 435 ± 65 ka (Lub-2427).

Gliny zwałowe ze zlodowacenia Sanu zwykle mają w znacznym stopniu zredukowaną przez erozję i denudację swoją pierwotną miąższość, szczególnie w strefach przepływu wód roztopowych, a więc zwykle w obniżeniach. W postaci małomiastszych pokryw i rezydualnych płatów gliny te zachowały się w obrębie „kopalnej doliny wschodniej Wieprza” w Kolonii Orzechów na głębokości 14,9–16,7 m. Występują także w postaci małomiastszej warstwy w Orzechowie Starym, gdzie zostały datowane metodą TL na 474 ± 71 ka (Lub-2418). Leżą tam na głębokości 28,5–29,6 m na mułkach interglacjału ferdynandowskiego (ryc. 3). Gлина zlodowacenia Sanu zachowała się także w profilu Brus, gdzie leży na piaskach datowanych metodą TL na 494 ka, a poniżej mułków datowanych tą samą metodą na 417 ka BP. Cechy fizyczno-mechaniczne oraz petrograficzne tych glin ilustruje tab. 4.

Zwraca uwagę znaczne podobieństwo cech granulometrycznych glin zwałowych ze zlodowaceń Sanu i Nidy, lecz odmienne cechy mineralogiczne osadów. W glinach zlodowacenia Sanu dominują w składzie minerałów ciężkich amfibol, a na drugim miejscu jest granat, gdy natomiast w glinach zwałowych zlodowacenia Nidy relacja jest odwrotna.

Skład petrograficzny żwirów frakcji 5–10 mm z omawianych glin badany był ekspertyzowo przez J. Rzechowskiego (1979, 1980) oraz J. Nowaka (1986). W składzie petrograficznym glin zlodowacenia Sanu zwraca uwagę znaczna zawartość skał krystalicznych skandynawskich obejmujących głównie różne granitoidy i granity, skały magmowe oraz wylewne. Ich zawartość waha się od 30,1% w Kolonii Orzechów do 51% w Lasku Bruskim. Dużo jest także wapieni paleozoicznych, głównie szarych i sza-

Tab. 4. Cechy granulometryczno-petrograficzne glin zwalowych zlodowacenia Sanu na Garbie Włodawskim
Grain-size and petrographic parameters of tills of the San Glaciation at the Włodawa Elevation

Profil	Głębokość występowania (m)	Współczynniki petrograficzne			Parametry granulometryczne według Folk'a i Warda (ϕ)			Podstawowe zespoły minerałów ciężkich	Daty TL (w tys. lat)
		O/K	K/W	A/B	Mz	σ_1	Sk_1		
Kolonia Orzechów (1)	14,9-16,7	0,97	1,12	0,83	4,33	2,85	0,21	0,97	474±71 (Lub-2418)
Orzechów Stary	28,5-29,6	1,08	1,04	0,86	4,76	2,53	0,90	1,11	
Lasek Bruski	15,0-16,2	0,71	1,78	0,54	4,75	1,98	0,11	1,19	447±67 (Lub-2428)
Brus (1)	30,6-31,3	0,97	1,21	0,72	4,10	2,39	0,17	1,30	AMF, GRA, TUR
	$\bar{X} =$	0,93	1,28	0,73					

rozielonkawych wapieni dewońskich i sylurskich, a także ordowickich. Są to masywne wapienie krystaliczne. Ich ilość waha się w niewielkim zakresie 30,8–37,3%. Dolomity paleozoiczne dewońskie i sylurskie występują w zakresie od ułamków procent do 4,3%. Znacznie większa jest frekwencja piaskowców różnych odmian, jak piaskowców arkozowych prekambryjskich, drobnoziarnistych piaskowców kambru, piaskowców old redu o barwie czerwonej i różowej oraz szarych piaskowców zapewne karbońskich. Ilość piaskowców w poszczególnych profilach waha się w granicach 3,9–6,5%. Zawartość kwarców powstałych z rozpadu skał krystalicznych wynosi 1–9,8%. Wapienie lokalne stanowią 0,5–12,3% żwirów. Wśród skał lokalnych przeważają margle, opoki kredowe margliste, kreda pisząca, gezy danu i wyjątkowo okruchy muszłowca sarmackiego. Z innych skał lokalnych należy wyliczyć piaskowce odmiany skał mastrychtu i danu, a także piaskowce sarmackie (jest ich łącznie 0,4–2%). Kwarce trzeciorzędowe (tzw. „fasolka”) występują w ilości 0,0–1,7%. W nieznacznych ilościach zdarzają się krzemienie (głównie kredowe) do 0,6% oraz różne odmiany skał rogowcowych i mułowców w ilości 2,6–6,9%, a w Kolonii Orzechów nawet do 16,5%. W śladowych ilościach występują piryty oraz zwietrzałe i zlimonityzowane żwiry i okruchy węgla kamiennego, ksyolitów i lignitu (0,0–0,4%) (Rzechowski 1979, 1980, Nowak 1986). Obliczone średnie wskaźniki petrograficzne na podstawie średnich z badanych profili glin zlodowacenia Sanu prezentują się następująco: $O/K=0,93$, $K/W=1,28$, $A/B=0,73$. Dla glin tego poziomu stratygraficznego uzyskano dwie daty TL: w Orzechowie Starym 474 ± 71 ka (Lub-2418) oraz w Lasku Bruskim 447 ± 67 ka (Lub-2428).

INTERGLACJAŁ SAN/LIWIEC (MAZOWIECKI ?)

Okres ten w profilach wiertniczych rejestrują głównie ślady erozji i denudacji. W wierceniu Orzechów Stary śladem tego interglacjału są piaski ze żwirami przykrywające glinę zwałową zlodowacenia Sanu na głębokości 15,24–28,5 m; nie mają one jednak dokumentacji z badań litologicznych. Piaski rzeczne z tego okresu znalezione zostały także w innych otworach kartograficznych położonych na północ od Garbu Włodawskiego w strefie rozległej kopalnej doliny o przebiegu Sosnowica–Kodeniec.

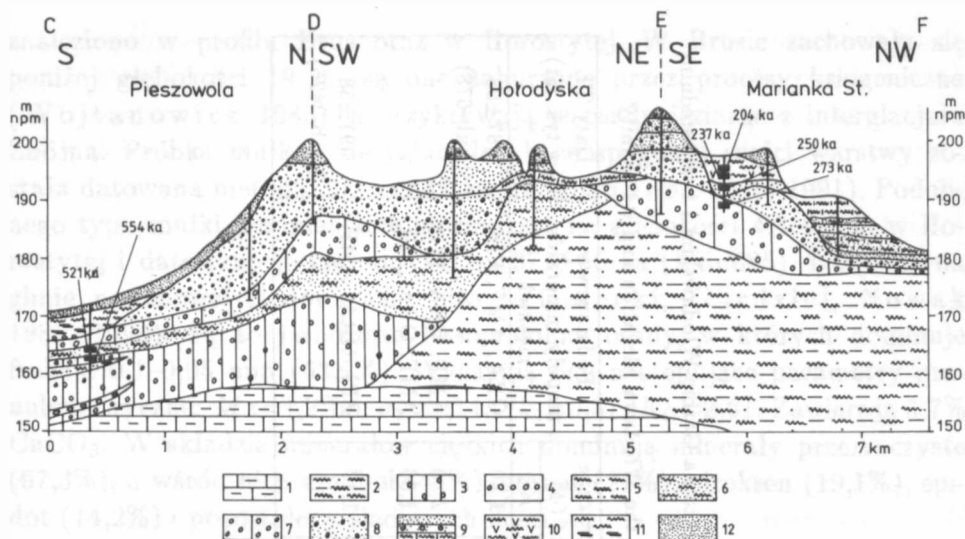
Interglacialne osady jeziorne w tej pozycji stratygraficznej w najbliższej okolicy znane są z profilu Radcze koło Rudna (Dolecki, Gardziel, Nowak 1990b), gdzie leżą na fluwioperyglacialnych piaskach zlodowacenia Sanu na głębokości 24,4–33,6 m i przykryte są gliną zwałową zlodowacenia Liwca podścieloną piaskami wodnolodowcowymi. Na podstawie ekspertyzowych badań palinologicznych K. Bałaga (1987) stwierdziła w tych osadach

jeziornych pyłki roślinności wskazującej na klimat umiarkowany. Liczna roślinność światłolubna wskazuje, że przeważały duże otwarte przestrzenie. Z roślinności drzewnej znaleziono pyłki przewodnie leśne. Część dolna osadów zawiera głównie pyłki sosny, jodły i traw. W środkowej części warstwy maleje ilość pyłków sosny, pojawia się brzoza oraz olsza, dąb i wiąz. Jeszcze wyżej zwiększa się udział sosny, maleje udział brzozy i olchy, a wzrasta wiąz i dębu; pojawia się topola i wyraźnie wzrasta udział traw i bylic. Omawiane osady jeziorne datowano metodą TL w spągowej części warstwy 429 ± 64 ka (Lub-699) i w górnej części warstwy 397 ± 59 ka (Lub-689).

ZŁODOWACENIE LIWCA

Na Garbie Włodawskim i w bezpośrednim sąsiedztwie istnieją wyraźne ślady tego zlodowacenia w postaci osadów lodowcowych i fluwioperyglacjalnych, co ma doniosłe znaczenie przy ustaleniu zasięgu i charakteru tego zlodowacenia. Gлина zwałowa z tego zlodowacenia nawiercona została już w kilku otworach na Polesiu Lubelskim. Najpełniej została udokumentowana w profilu Radcze. Znaleziono ją także w Sosnowicy na głębokości 10,2–12,9 m, gdzie przykrywa mułki z interglacjału ferdynyndowskiego (ryc. 4). Gliny zwałowe zlodowacenia Liwca w Radczu i Sosnowicy datowano metodą TL i uzyskano identyczne daty TL: 387 ± 58 ka (Lub-678), (Lub-688) (Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a, b). Gлина tego zlodowacenia pojawia się także w Lasku Bruskim na głębokości 4,65–9,0 m, gdzie datowano ją metodą TL na 391 ± 58 ka (Lub-2426) (ryc. 3). Występuje także w Lubiczynie, 10 km na N od Sosnowicy oraz w Horostytej, gdzie leży na glinie zlodowacenia Nidy.

Skład mechaniczny glin zwałowych zlodowacenia Liwca jest podobny jak innych glin zwałowych południowopolskich zlodowaceń na Garbie Włodawskim. Zakres zmienności parametrów granulometrycznych tych glin przedstawia się następująco: $Mz = 2,33 - 4,57\phi$, $\sigma_1 = 1,67 - 3,07$, $Sk_1 = -0,05$ do $0,30$, $K_G = 1,17 - 2,30$. Skład petrograficzny glin badany był na podstawie próbek z otworów w Sosnowicy, Horostytej oraz Lubiczyna. Dominują skały krystaliczne skandynawskie, których ilość waha się od 36,1 do 50%. Na drugim miejscu są wapienie paleozoiczne (12,6–34,6%). Na dalszych miejscach są dolomity paleozoiczne (0,8–9,8%) i piaskowce paleozoiczne (6,1–11%) oraz kwarcy („fasolka”) (4,6–21,1%). W zespole skał lokalnych występują skały węglanowe — głównie wapienie kredowate, gezowate, gezy oraz okrucy margli i kredy piszącej (0,8–3,3%). Piaskowce lokalne reprezentowane są przez jasnoszare i szarobrunatne piaskowce trzeciorzędowe (2–4,8%). Z pozostałych



Ryc. 5. Przekrój geologiczny okolic Pieszowoli i Marianki. Kreda; mastrycht: 1 — margle, Trzeciorzęd; oligocen: 2 — mułki, mułki piaszczyste i ilaste miejscami ze żwirami i głazami szarych piaskowców. Plejstocen; zlodowacenie Nidy: 3 — glina zwałowa, 4 — żwiry, 5 — mułki piaszczyste, interglacjał ferdynandowski: 6 — mułki i piaszki jeziorne, zlodowacenie Odry: 7 — glina zwałowa, 8 — piaszki i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe, 9 — piaszki i mułki kemów i teras kemowych, interglacjał lubelski: 10 — mułki jeziorne, 11 — torfy i namuły torfiaste, zlodowacenia Warty i Wisły (nierozdzielone): piaszki deluwialne

Geological section in Pieszowola and Marianka area Cretaceous, Maestrichtian: 1 — marls. Tertiary, Oligocene: 2 — silts, sandy and clayey silts, locally with gravel and boulders of grey sandstones. Pleistocene, Nida Glaciation: 3 — till, 4 — gravel, sandy silts, Ferdynandów Interglacial: 6 — lacustrine silts and sands, Odra Glaciation: 7 — till, 8 — glacial and glaciofluvial sands and gravels, 9 — sands and silts of kame terraces, Lublin Interglacial: 10 — lacustrine silts, 11 — peats and peaty muds, Warta and Wisła Glaciations (together): 12 — deluvial sands

skał lokalnych należy wymienić mułowce starsze ciemnoszare (0,3–3,6%), rogowce (do 0,3%), krzemienie (do 0,4%) i okruchy syderytu (0,2%).

Wskaźniki petrograficzne obliczone na podstawie średnich z oznaczeń w poszczególnych próbach tych glin wynoszą: $O/K=1,14$, $K/W=1,07$, $A/B=0,77$. W składzie mineralów ciężkich glin zwałowych zlodowacenia Liwca wśród mineralów przezroczystych dominują granaty bądź amfibole; na drugim miejscu są także przemienne te same minerały. W Lasku Bruskim wyjątkowo dominuje epidot, a na drugim miejscu jest granat. Dalsze miejsca po amfibolu i granacie zajmuje piroksen i turmalin, a następnie epidot i rutyl. Podstawowe cechy mechaniczno-petrograficzne omawianych glin ilustruje tab. 5.

Mułki i ility ze zlodowacenia Liwca o charakterze peryglacjalnym

Tab. 5. Cechy granulometryczno-petrograficzne glin zwalowych zlodowacenia Liwca na Garbie Włodawskim i bezpośrednim sąsiedztwie

Grain-size and petrographic parameters of tills of the Liwiec Glaciation at the Włodawa Elevation and its vicinity

Profil	Głębokość występowania (m)	Współczynniki petrograficzne		Parametry granulometryczne według Folka i Warda (ϕ)			Podstawowe zespoły mineralów ciężkich	Daty TL (w tys. lat)	
		O/K	K/W	A/B	Mz	σ_1			S _{k1}
Sosnowica	10,5-12,5	1,10	1,05	0,85	3,01	2,11	0,30	1,40	387±58 (Lub-678)
Horostyta	7,0-11,0	1,17	1,09	0,73	3,23	3,07	-0,05	2,30	AMF, GRA, PIR
Lubiczyn	3,0-6,0	1,17	1,09	0,73	3,36	2,57	0,12	1,36	AMF, GRA, PIR
Lasek Bruski Brus (1)	$\bar{X} =$ 4,6-9,0	1,14	1,07	0,77	4,57	1,74	0,22	1,17	EPI, GRA, AMF 391±58 (Lub-2426)

znaleziono w profilu Brus oraz w Horostytej. W Brusie zachowały się poniżej głębokości 19 m, są one zaburzone przez procesy kriogeniczne (Wojtanowicz 1983), a przykrywają je osady jeziorne z interglacjału Zbójna. Próbkę mułków peryglacialnych ze spągowej części warstwy została datowana metodą TL na 417 ka BP (Lindner i inni 1991). Podobnego typu mułki peryglacialne nawiercono na głębokości 4,4–6,2 m w Horostytej i datowano je metodą TL na 371 ± 55 ka (Lub-685). Leżą one na linii morenowej zlodowacenia Liwca (Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990). Są to jasnożółte lessopodobne osady, w których dominuje frakcja 0,1–0,05 mm (63,7%). Wykazują one następujące parametry granulometryczne: $Mz=4,2\% \phi$, $\sigma_1=1,14$, $Sk_1=0,37$, $K_G=2,61$. Zawierają 3,7% $CaCO_3$. W składzie minerałów ciężkich dominują minerały przezroczyste (67,3%), a wśród nich amfibol (47%), granat (21%), piroksen (19,1%), epidot (14,2%) i pozostałe w śladowych ilościach.

W otworze Brus mułki i mułki ilaste z fazy zstępującej zlodowacenia Liwca występują na głębokości 19–26,2 m. W osadach tych przeważa frakcja 0,05–0,01 mm (33,5–48,7%). Cechy granulometryczne tych osadów ilustrują średnie wartości parametrów granulometrycznych: $Mz=5,98\phi$, $\sigma_1=1,58$, $Sk_1=0,08$, $K_G=0,68$. W składzie minerałów ciężkich dominują minerały nieprzezroczyste (69,4–97,6%). Wśród minerałów przezroczystych najwięcej jest granatu (24,5–26,5%), epidotu (13,8–24,6%), amfibolu (13,8–21,8%), turmalinu (14,3–16,9%), a w spągu — biotyту (1,5–21,7%). Pozostałe minerały przezroczyste występują w śladowych ilościach. Analiza palinologiczna omawianych mułków w Brusie wykonana przez Ż. Janczyk-Kopikową (1981) wykazała, że w czasie ich sedymentacji panowały warunki typu tajgi z sosną i brzozą oraz znacznym udziałem roślinności światłolubnej otwartych przestrzeni. Klimat miał więc cechy borealno-arktyczne (Buraczyński, Wojtanowicz 1982). Próba ze spągu tych mułków datowana została metodą TL na 417 ka BP (Lindner i inni 1991).

INTERGLACJAŁ LIWIEC/ODRA (ZBÓJNO ?)

Jego początek charakteryzowało znaczne nasilenie erozji i denudacji, o czym informują przekroje geologiczne okolic Radcza, gdzie rozcięcie starszych osadów w tym okresie dochodziło do 35 m (Dolecki, Gardziel, Nowak 1990b, 1992). W tym czasie zniszczone zostały więc w znacznym stopniu i wyprzątnięte osady glacialne zlodowacenia Liwca, a także Sanu i rozdzielające je osady interglacjału mazowieckiego. Osady rzeczne z interglacjału Zbójna są zachowane w większym stopniu niż z interglacjału mazowieckiego. Osady jeziorne interglacjału Zbójna nawiercone zo-

stały w profilu Brus na głębokości 4–19 m i reprezentowane są przez gytie i torfy. Były one badane pod względem palinologicznym przez Z. Janczyk-Kopikową (1981). Wyniki tych badań zostały przedstawione przez J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1982b). Już po opublikowaniu tych danych torfy w Brusie zostały datowane metodą TL na 346 ka BP (Lub-346), a stropową część mułków przykrywających torfy na 329 ka BP (Lub-732) (Lindner i inni 1991). Gytie występujące w profilu Brus osadzały się w głębokim zbiorniku wodnym, gdyż brak w spągowej partii tych osadów megaspor. Górna część gytii (2,5 m) akumulowana była w zbiorniku spłyconym.

W osadzie pojawiają się liczne owoce i nasiona: *Nuphor lutheum*, *Najas marina*, *Schoenoplectus*, *Batrachium*, *Carex*. Rośliny te wskazują na zbiornik typu eutroficznego. Dolna część gytii zawiera pyłki świerka i olszy, co świadczy o klimacie borealnym. Górna część natomiast pyłki cisa, świerka, olszy, a także drzew ciepłolubnych: dębu, leszczyny i innych. Jest to więc optimum klimatyczne tego okresu. W nadległych torfach silnie rozłożonych o miąższości 3,5 m znaczny udział miała olsza, a z traw turzyce. Dane te świadczą raczej o klimacie umiarkowanym, tym bardziej że znaleziono także pyłki graba i jodły. Występujące powyżej torfów mułki jeziorne (4–9 m) powstały w klimacie borealnym z przejściem ku stropowi do klimatu subarktycznego z luźną pokrywą leśną, w której dominowała sosna, a udział roślinności zielnej wzrósł do 40%, co wskazuje na duży udział odkrytych powierzchni (Buraczyński, Wojtanowicz 1982b, Janczyk-Kopikowa 1981).

Do interglacjału Zbójna należy zaliczyć także mułki piaszczyste, o genezie zapewne jeziornej, znalezione w profilu Brus Nowy na głębokości 3,8–6,4 m i datowane metodą TL na 357 ± 53 ka (Lub-2424). Są to szare mułki z przewarstwieniami drobnych piasków całkowicie bezwapienne. Charakteryzują je następujące parametry granulometryczne: $Mz=4,92\phi$, $\sigma_1=1,60$, $Sk_1=0,39$, $K_G=1,14$. Skład minerałów ciężkich wskazuje, że w mułkach przeważają minerały przezroczyste (46,1–69,1%), a wśród nich dominują: epidot (24,4–34,9%), cyrkon (18,3–20,4%), rutyl (17,8–22%), turmalin (1,2–7%), granat (2,9–5,2%). Śladowo występuje chloryt (0,3%).

Piaski rzeczne z interglacjału Zbójna występują na znacznych powierzchniach pod przykryciem młodszych osadów w terenie położonym na SE od Garbu Włodawskiego, np. w Kołaczach, Starzyźnie i Szczęśnikach (Buraczyński, Wojtanowicz 1982b). W wysokim położeniu hipsometrycznym zostały stwierdzone w górnej części profilu w Lasku Bruskim na głębokości 0,0–4,65 m, gdzie stanowią współczesną powierzchnię terenu. Są to piaski średnioziarniste leżące na silnie przemytej z brukiem w stro-

pie glinie zwałowej zlodowacenia Liwca. Parametry tych piasków są następujące: $Mz=3,04\phi$, $\sigma_1=1,26$, $Sk_1=0,21$, $K_G=1,62$. Parametry obtoczenia ziarna kwarcowego frakcji 0,5–0,8 mm są następujące. Przeważają ziarna częściowo obtoczone (52,5–55%) oraz nieobtoczone (24–27,5%). Wskaźnik obtoczenia $Wo=1110$ –1188, wskaźnik niejednorodności $Nm=7,4$ –8,0. Piaski te mają skład minerałów ciężkich charakterystyczny dla osadów rzecznych. Przeważają minerały nieprzezroczyste (89,6%). Wśród przezroczystych góruje granat (28–41%), staurolit (12,2–22%), andaluzyt (5–15,3%), epidot (10,2–18,8%), sylimanit (2,2–6,8%) i amfibol (2,9–4,2%). Osad przenoszony był w warunkach wysokiej dynamiki transportu i depozycji.

ZŁODOWACENIE ODRY

Reprezentują je zróżnicowane litologicznie i genetycznie osady. Są to zwykle piaski wodnolodowcowe, piaski i żwiry lodowcowe, gliny i piaski zwałowe, a także osady poligeniczne akumulowane w zróżnicowanych warunkach środowiska. Największe powierzchnie zajmują osady wodnolodowcowe (dolne i górne). W terenie nie zawsze jest możliwe określenie, do której z wymienionych serii należą. Osady wodnolodowcowe górne leżą na powierzchni glin zwałowych i pochodzą z okresu recesji. Mogą one jednak pochodzić z różnych faz recesyjnych zlodowacenia Odry określanych przestrzennie jedynie w ogólnych zarysach (Buraczyński, Wojtanowicz 1983, Lindner, Maruszczak, Wojtanowicz 1985). Wodnolodowcowe piaski „dolne” znane są głównie z lakonicznych opisów wierceń hydrogeologicznych i surowcowych wykonanych na Garbie Włodawskim. Są to piaski średnioziarniste oraz grube ze żwirami różnej wielkości, a nawet głazami. W wiercieniu kartograficznym w Sosnowicy nawiercono je na głębokości 9–10,5 m. Mają one następujące parametry granulometryczne: $Mz=1,23\phi$, $\sigma_1=0,92$, $Sk_1=-0,26$, $K_G=1,58$. Badania obtoczenia ziarna kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm wskazują, że przeważają częściowo obtoczone (49,5%), dużo jest także nieobtoczonych (36,5%). Wskaźnik $Wo=1025$, $Nm=9,8$. W składzie minerałów ciężkich przeważają nieprzezroczyste (56,4%), a wśród przezroczystych dominują: granat (63,5%), rutyl (7,9%), amfibol (5%), turmalin i staurolit (po 4,6%), cyrkon (4,2%).

Piaski i żwiry lodowcowe rozprzestrzenione są szczególnie pomiędzy Pieoszową, Dębiną i Ludwiczynem oraz między Marianką i Hołą, koło Szmotówki, Zamołodycz, Brusa Nowego i w okolicy Horostytej, gdzie były badane na podstawie próbek z otworu kartograficznego. Leżą one zwykle na glinie zwałowej zlodowacenia Odry warstwą o miąższości 1–15 m. Skład mechaniczny piasków lodowcowych ma charakter wybitnie heterogeniczny,

wartości liczbowe wskaźników granulometrycznych mają więc duży zakres wahań. Przykładowo pomiędzy Sosnowicą i Horostytą wartości liczbowe wahają się w tej samej kolejności następująco: $Mz=1,76-3,88\phi$, $\sigma_1=0,76-2,29$, $Sk_1=0,21-0,58$, $K_G=1,11-1,54$. W składzie minerałów ciężkich tych osadów wśród minerałów przezroczystych przeważają granaty (19,3-59,5%) i amfibole (12,8-44,5%). W Sosnowicy w zwiększonej ilości występuje biotyt (0,6-15,4%), piroksen (4,9-11,6%) i epidot (4,6-8,0%).

Piaski, żwiry i głązy moren czołowych w południowej części Garbu Włodawskiego spotyka się w okolicy Pieszowoli, Marianki oraz Lasku Bruskiego, Nowego Brusa oraz Podgórze, gdzie tworzą niewielkie pagórki. W ich obrębie występują różnoziarniste piaski i piaski ze żwirami i głazami, gliną zwałową oraz gniazda i porwaki mułków ilastych i iłów. Osady te są bezładnie ułożone. Często w bezpośrednim sąsiedztwie występują głązy narzutowe, głównie granity pegmatytowe, różnorodne granitoidy i granity różowe gruboziarniste skaleniowe.

Piaski, żwiry i mułki kemów występują w najwyższych położeniach Garbu Włodawskiego, głównie w okolicach Turna, Holi, Marianki i Czolomy, gdzie nadają charakterystyczne piętno krajobrazowi tych okolic. Miąższość osadów budujących kemy często przewyższa 10 m, dochodząc w Mariance Starej do kilkunastu metrów. Piaski budujące kemy charakteryzują następujące zakresy liczbowych parametrów uziarnienia: $Mz=1,82-2,46\phi$, $\sigma_1=0,59-0,84$, $Sk_1=0,10-0,12$, $K_G=0,97-1,20$. Kemy zbudowane są z piasków różnej granulacji oraz żwirów, pyłów, a miejscami iłów.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry występują na Garbie Włodawskim zwykle pod cienkimi pokrywami żwirów i piasków wodnolodowcowych i lodowcowych. Gliny zwałowe w górnej części są zwykle całkowicie wylugowane z węglanów, natomiast głębiej zawartość $CaCO_3$ jest w granicach 4-15%, a nawet do 20%. Uwzględniając klasyfikację skał okruchowych według *Instrukcji kartowania geologicznego...* (1977) można pod względem składu mechanicznego wyróżnić wśród tych osadów: gliny mułkowate, gliny ilaste, gliny piaszczyste, ily pyłowato-piaszczyste i piaski pyłowato-ilaste. Barwa tych osadów jest zmienna w zależności od zawartości węglanów, charakteru petrograficznego i zawilgocenia. Parametry granulometryczne glin zwałowych zlodowacenia Odry wahają się w znacznych granicach: $Mz=2,96-4,62\phi$, $\sigma_1=1,78-2,93$, $Sk_1=-0,03-0,47$, $K_G=0,79-1,68$. W składzie minerałów ciężkich przeważają przezroczyste, a wśród nich granat, amfibol, piroksen i epidot, a tylko wyjątkowo cyrkon. Małe miąższości tych glin w otworach kartograficznych i odsłonięciach przesądziły, że osady te zwykle były zwietrzałe całkowicie. Tylko w Turnie oraz Mariance można było na podstawie węglanowych glin wykonać oznaczenia petrograficzne i obliczyć

wspólczynnikii glázowe. Wyniki tych obliczeń oraz charakterystykę litologiczną glin zwałowych przedstawia tab. 6.

Skład petrograficzny glin zwałowych zlodowacenia Odry jest bardzo charakterystyczny. Wśród skał skandynawskich przeważają skały krystaliczne (46,8–80,6%). Występują tu różne odmiany granitów (granitoidów) oraz innych skał magmowych i wylewnych, np. porfirów. Występują także gnejsy, łupki krystaliczne, a sporadycznie gabra, diabazy, sjenity i ciemne skały metamorficzne. Wapienie — co jest charakterystyczne — poza Marianką nie odgrywają żadnej roli. Nawet w niezwiérzalej glinie zwałowej w Turnie nie stwierdzono wapieni w składzie petrograficznym, gdy w Mariance jest ich aż 23,5%, a dolomitów paleozoicznych 0,9%. Gliny zawierają zmienną ilość piaskowców paleozoicznych: od 3% w Mariance do 26,2% w Brusie. Reprezentowane są one głównie przez piaskowce old redu o barwie czerwonej i różowej, a także przez piaskowce jasnoszare i szare kwarcyty oraz piaskowce arkozowe (Rzechowski 1980, Nowak 1986). Ważną rolę w składzie petrograficznym glin zwałowych zlodowacenia Odry odgrywają kwarcce północne powstałe z rozpadu skał krystalicznych. Ich ilość waha się od 6,7% w Mariance do 13,8% w Horostycie. Skały lokalne odgrywają w składzie petrograficznym podrzędną rolę, gdyż skał węglanowych (wapienie, kreda pisząca, gezy, margle) jest zaledwie od 0,2% do 5,9%. Kwarcce trzeciorzędowe występują w ilości 0,4–7,1%, krzemienie do 9%, mułowce i ilowce od 0,1 do 0,9%.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry były datowane metodą TL: w Sosnowicy 244 ± 37 ka (Lub-677), w Mariance 273 ± 41 ka (Lub-72), w Brusie Nowym 264 ± 40 ka (Lub-2423) (Dolecki, Gardziel, Nowak 1986, 1987, 1990, 1991, 1992, Buraczyński, Wojtanowicz 1981a, 1982a). Datowania TL dowodzą — zgodnie z ustaloną chronostratygrafią odrzańskich glin dokonaną przez L. Lindnera i innych (1985) — że gliny zwałowe w Mariance oraz w Brusie Nowym pochodzą z pierwszego stadiału postmaksymalnego zlodowacenia Odry, natomiast glina z Sosnowicy jest młodszą i akumulowana była w drugim stadialem postmaksymalnym tego zlodowacenia, podobnie jak większość glin stanowiących współczesną powierzchnię Garbu Włodawskiego.

INTERGLACJAŁ LUBELSKI

Reprezentowany jest przez piaski rzeczne oraz mułki ilaste jeziorne i torfy niskie. Piaski rzeczne z tego interglacjału występują głównie na peryferiach Garbu Włodawskiego. Stwierdzono je w profilu otworu kartograficznego w Lubiczynie 11 km na N od Sosnowicy, gdzie mają miąższość 1,3 m

Tab. 6. Cechy granulometryczno-petrograficzne glin zwałowych zlodowacenia Odry na Garbie Włodawskim
 Grain-size and petrographic parameters of tills of the Odra Glaciation at the Włodawa Elevation

Profil	Głębokość występowania (m)	Współczynniki petrograficzne			Parametry granulometryczne według Folkla i Warda (ϕ)					Podstawowe zespoły minerałów ciężkich	Daty TL (w tys. lat)
		O/K	K/W	A/B	Mz	σ_1	S_{k1}	K_G			
Turno	1,3-2,2	0,91	1,32	0,66	3,45	2,42	0,08	1,28	GRA, AMF, PIR	273±41	
Marianka		0,51	2,19	0,43	4,11	2,29	0,18	1,68	GRA, AMF, EPI	(Lub-72)	
Sosnowica	8,0-9,0				4,62	2,81	-0,03	0,95	GRA, AMF, PIR	244±37	
Brus Nowy	2,0-3,8				3,15	2,01	0,18	1,68	AMF, EPI, CYR	(Lub-677)	
Horostyta	2,5-4,4				4,50	2,71	0,21	0,79	AMF, GRA, PIR	264±40	
Pieszowola	6,5-8,0				4,26	2,93	0,15	0,89	AMF, GRA, EPI	(Lub-2423)	
Brus (1)	3,2-4,2				2,96	1,78	0,22	1,47	GRA, AMF, EPI		

i zalegają na głębokości 1,7–3,0 m na glinie zwałowej zlodowacenia Liwca ograniczone powierzchnią erozyjną kryjącą rozległą lukę stratygraficzną osadów. Parametry granulometryczne piasków interglacjalnych są następujące: $Mz=1,82\phi$, $\sigma_1=0,54$, $Sk_1=0,26$, $K_G=1,58$. Wykonane badania obtoczenia ziarna kwarcowego frakcji 0,8–1,0 mm wskazują, że przeważają ziarna słabo obtoczone (41,5%) oraz nieobtoczone (34,5%) przy dużej obecności ziarn obtoczonych (23,5%). Wskaźnik obtoczenia $Wo=1126$, a wskaźnik niejednorodności $Nm=9,4$.

W składzie minerałów ciężkich przeważają przezroczyste (76,5%), a wśród nich dominują: granat (52,3%), amfibol (11,6%), piroksen (7,5%), rutyl (6,2%), andaluzyt i staurolit (po 4,6%). Piaski są bezwęglanowe. Największe ich rozprzestrzenienie występuje w obszarze położonym na NW od Garbu Włodawskiego w okolicy Kodeńca.

Tab. 7. Tabela stratygraficzna osadów plejstocenijskich w otworach kartograficznych na Garbie Włodawskim i w bezpośrednim sąsiedztwie
Stratigraphical subdivision of the Pleistocene sediments in boreholes at the Włodawa Elevation and its vicinity

Zlodowacenie interglacjal	Kol. Orzechów	Orzechów St.	Sosnowica	Pieszowola	Brusnowy	Lassek Bruski	Brus	Żmierzki	Horoszyta	Lubyczyń	ka BP
Wisła	+										100
Eem			+							+	128
Warta		+	+	+				+			210
Lublin	+	+	+	+			+?				230
Odra		+	+	+	+		+	+	+		330
Liwiec/Odra (Zbójno)			+		+	+	+				365
Liwiec			+			+	+		+	+	400
San/Liwiec (Mazowsze)	+	+					+?				430
San	+	+				+	+				530
Ferdynandów	+	+	+	+							560
Nida	+	+	+	+	+	+	+		+	+	700
Podlasie						+?					770
Narew					+			+	+		900

Mułki jeziorne i piaski z interglacjalłu lubelskiego występują na omawianym obszarze dość powszechnie. Piaski jeziorne stwierdzono w okolicy jezior sosnowickich. W wykopach budowlanych pod domki letniskowe po południowej stronie jeziora Białka w piaskach spotykane są przewar-

stwienia mułków organicznych zawierających liczny detrytus muszli mięczaków, zwęglone fragmenty roślin oraz łuski ryb. Do osadów tego wieku należą zapewne także torfy wypełniające kopalne starorzecza znalezione w okolicach Kodeńca, gdzie odsłaniają się miejscami na powierzchni terenu. Torfy te stanowią dość stały poziom stratygraficzny na obszarze położonym na północ od Garbu Włodawskiego. Podczas badań geologicznych wykonywanych w ramach kartowania do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (arkusz Wisznice) stwierdzono występowanie powyżej omawianych torfów w Opolu-Podedwórzcu mułki, które zostały datowane metodą TL na 212 ± 32 ka (Lub-693) (Dolecki, Gardziel, Nowak 1990a). W świetle tej daty torfy nie mogą być eemskie jak przypuszczano dawniej (Wilgat 1957, Mojski, Trembaczowski 1961, 1974, 1975, Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a).

Mułki jeziorne z interglacjału lubelskiego stwierdzono w otworze kartograficznym w Sosnowicy na głębokości 6–8 m oraz w Pieszowoli na głębokości 2–6,5 m, a także w Mariance na głębokości 3,6–4 m (Dolecki, Gardziel, Nowak 1987, 1990a, Buraczyński, Wojtanowicz 1988). W osadach tych przeważa frakcja pyłowa (66,1–78,9%) oraz ilasta (16,7–30,9%). W Sosnowicy jest to jednorodna seria mułku ilastego z soczewkami mułków piaszczystych o barwie ciemnoszarej z licznymi domieszkami szczątków roślinnych. Datowano te osady metodą TL na 228 ± 34 ka (Lub-676) (Dolecki, Gardziel, Nowak 1990a). W Mariance są to bezwęglanowe mułki brunatnosiwie w stropie, niżej siwe, bimodalne – podobnie jak w Sosnowicy. Datowane zostały metodą TL na 237 ± 37 ka (Lub-70) (Buraczyński, Butrym, Wojtanowicz 1988). W Pieszowoli, w otworze kartograficznym nr 7 (arkusz Orzechów Nowy) są to mułki ilaste z cienkim przewarstwieniem silnie sprasowanego torfu zalegające na głębokości 2–6,5 m pod przykryciem dwumetrowej warstwy piasków całkowicie bezwęglanowe. Skład mechaniczny tych mułków jest podobny, parametry granulometryczne wahają się w nieznacznym zakresie: $Mz=5,34-5,43\phi$, $\sigma_1=1,63-1,78$, $Sk_1=0,32-0,37$, $K_G=0,79-0,84$. W składzie minerałów ciężkich mułków w Pieszowoli dominują wśród przezroczystych: amfibol, granat, turmalin, andaluzyt i biotyt. Natomiast w Sosnowicy muskowit, amfibol, chloryt, biotyt i dopiero na dalszych miejscach granat i piroksen. Cechy te świadczą o jeziornej genezie osadu.

ZŁODOWACENIE WARTY

Osady glacialne zlodowacenia Warty na Garbie Włodawskim nie występują, południowa granica zasięgu tego zlodowacenia położona jest na N od

Garbu Włodawskiego. Pojawiają się natomiast osady peryglacjalne, rzeczno-peryglacjalne i jeziorne utwory z tego zlodowacenia.

Piaski i mułki rzeczno-peryglacjalne występują powszechnie w okolicy jezior sosnowickich, gdzie leżą na osadach jeziornych interglacjału lubelskiego bądź na piaskach i żwirach wodnolodowcowych zlodowacenia Odry. Mułki rzeczno-peryglacjalne i piaski budują terasy pradolinne opadające w okolicy Sosnowicy miejscami wyraźnymi krawędziami ku równinom pojeziornym z ostatniego zlodowacenia. Osady budujące terasy pradolinne stanowią serię złożoną w górnej części z mułku ilastego siwego, a w dolnej z piasków średnioziarnistych ze żwirami. Piaski są jednomodalne z przewagą frakcji 0,5–0,25 mm. Ich podstawowe parametry granulometryczne są następujące: $Mz=1,47\phi$, $\sigma_1=0,69$, $Sk_1=0,05$, $K_G=1,55$.

W składzie minerałów ciężkich tych piasków przeważają nieprzezroczyste (80,7%). Wśród przezroczystych dominuje granat (41,2%), turmalin (22,2%), staurolit (11,3%), andaluzyt (8,1%) i rutyl (7,3%). Obróbka ziarn kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm wskazuje na przewagę ziarn słabo obtoczonych (nad nieobtoczonymi). Są to typowe piaski rzeczne.

Górna część serii — mułki rzeczno-rozlewiskowe mają wielomodalny rozkład uziarnienia, co świadczy o zróżnicowanych źródłach dostawy tworzywa osadu. Charakter uziarnienia określają następujące parametry granulometryczne: $Mz=4,08-5,57\phi$, $\sigma_1=1,93-2,21$, $Sk_1=0,12-0,22$, $K_G=0,77-0,87$. Cechy te wskazują, że akumulacja osadu zachodziła w warunkach peryglacjalnych przy dużym dopływie niewysortowanego materiału z transportu poprzecznego w dolinie. Pośrednio świadczą o tym także cechy mineralogiczne mułków. Piaski i mułki rzeczno-peryglacjalne w zachodniej części Garbu Włodawskiego, w okolicy jezior sosnowickich leżą na najstarszych osadach zlodowacenia Warty na tym terenie, a mianowicie na mułkach jeziorno-rozlewiskowych przykrywających z kolei jeziorne osady interglacjału lubelskiego bądź osady starsze.

Mułki jeziorno-rozlewiskowe zlodowacenia Warty są bardzo podobne pod względem granulometrycznym do mułków interglacjału lubelskiego, natomiast zasadniczo się od nich różnią pod względem mineralogicznym. W składzie minerałów ciężkich dominują przezroczyste, a wśród tych ostatnich granat (34,3–53,2%), amfibol (18,9–20,9%) i na dalszych miejscach turmalin (5,2–11,8%), cyrkon (3,9–7,1%), rutyl (5,1–6,6%), chloryt (2,7–3,3%) i muskowitz (2–3%). Mułki jeziorno-rozlewiskowe są bezwęglanowe.

Ze zlodowacenia Warty pochodzą także mułki lessopodobne, bezwęglanowe stanowiące górną część osadów jeziornych wypełniających misę jeziorną na wysoczyźnie Garbu Włodawskiego w okolicy Marianki, gdzie były badane przez J. Buraczyńskiego, J. Butryma i J. Wojtanowicza

(1988) i datowane metodą TL na 204 ± 30 ka (Lub-69). Być może należałoby tu zaliczyć także mułki lessopodobne z profilu Grabówka leżące na osadach organogenicznych (Buraczyński, Wojtanowicz 1974).

INTERGLACJAŁ EEMSKI

Osady wieku eemskiego występują w ograniczonym zasięgu i wyłącznie na peryferiach Garbu Włodawskiego. Są to piaski i mułki o zmiennej miąższości od 0,5 do 5–6 m. Występują one płytko, od 0 do 8 m od współczesnej powierzchni terenu. Osady te mają zmienne cechy granulometryczne i zmienną barwę. Największe rozprzestrzenienie mają mułki jeziorno-rozlewiskowe leżące zazwyczaj na mułkach fluwioperyglacialnych zlodowacenia Warty, na glinach zlodowacenia Odry bądź na piaskach interglacjału Zbójna. Piaski eemskie badane były na podstawie próbek pobranych w Sosnowicy. Charakteryzują się one następującymi parametrami granulometrycznymi: $Mz=1,85-1,92\phi$, $\sigma_1=0,57-0,54$, $Sk_1=0,12-0,16$, $K_G=1,04-1,13$.

W składzie minerałów ciężkich tych piasków przeważają przezroczyste (71,7–73,6%), a wśród nich granat (69,8–70,5%). Zawierają one mało amfibolu (0,4–1,4%), co świadczy o ich zwietrzeniu. Dużo jest minerałów odpornych: rutylu (5,8–7,3%), turmalinu (4,5–6,8%), cyrkonu (1,9–3,6%), staurolitu (2,9–4,5%).

Z badań nad obtoczeniem kwarcu wynika, że przeważają ziarna średnio obtoczone (41,5–46,5%) nad obtoczonymi (42–29%), dużo jednak jest nieobtoczonych (16–24,5%).

ZŁODOWACENIE VISTULIAN

Zlodowacenie to reprezentują piaski i mułki jeziorno-rozlewiskowe szeroko rozprzestrzenione, stanowiące w wielu miejscach współczesną powierzchnię terenu. Powierzchnie tych osadów odgraniczone są od form rzeźby zbudowanych ze starszych osadów wyraźnych stopniem hipsometrycznym. Zwykle te piaski i mułki leżą na osadach z interglacjału lubelskiego bądź na mułkach wieku warciańskiego. Miąższość ich waha się od 1,5 do 5,0 m. Zmienność ich cech granulometrycznych ilustrują zakresy wahań parametrów granulometrycznych: $Mz=1,98-2,38\phi$, $\sigma_1=0,57-1,26$, $Sk_1=0,1-0,46$, $K_G=1,0-1,53$. W osadach tych przeważa frakcja piasku (86,9–99%). Są to utwory bezwęglanowe. Badania obtoczenia ziarn kwarcu frakcji 0,5–0,8 mm wskazują, że przeważają ziarna nieobtoczone (50,7%) i średnio obtoczone (36,8%). Wśród minerałów ciężkich dominują przezroczyste (62,9%), a wśród nich kolejno: granat (41%), amfibol (16,9%), staurolit (10,1%) i rutyl (9,5%).

Na piaskach jezioro-rozlewiskowych miejscami występują lessopodobne osady o cechach typowych dla peryglacialnych pokryw wietrzeniowych opisywanych przez J. Dylika (1952) z obszarów Polski. Mają one niewielką miąższość 0,5–1,5 m i przywiązane są do stref peryferycznych plejstocenijskich równin pojeziornych. W odsłonięciach tych osadów można obserwować drobne struktury kriogeniczne i bruczki deflacyjne.

Najmłodszym osadem plejstocenijskim są torfy, które nawiercił K. Więckowski w jeziorach sosnowickich bezpośrednio na skałach górnokredowych bądź na małomiąższych piaskach lub ilach okrywających te skały. Są to torfy brunatne mszyste słabo i średnio rozłożone. Próbkę tego torfu z dna Jeziora Białego datowana była metodą C^{14} w laboratorium w Sztokholmie. Uzyskano wynik 11235 ± 140 lat (St.-3137) (Więckowski, Wojciechowski 1971). Torfy tworzyły się więc w okresie schyłkowym vistulianu w interstadiale alleröd.

Ze schyłku vistulianu pochodzą zapewne piaski eoliczne, które zajmują znaczne powierzchnie na elewacjach Garbu Włodawskiego, a szczególnie w części SW. Najwyraźniej rysują się one w krajobrazie tam, gdzie tworzą wydmy, które osiągają miejscami wysokości względne 2–4 m. Występują w pobliżu Górek, Czołomy, na S od Lubienia oraz w okolicy jeziora Czarne Sosnowickiego. Wydmy tworzą piaski średnio- i drobnociarniste dobrze wysortowane.

Stosunkowo najmniejsze powierzchnie zajmują piaski i żwiry deluwialne przywiązane do dolnych partii zboczy dolin i stoków. Występują one płacami, obserwowane były w odsłonięciach w okolicy Dębiny, Horostytej, a także na zboczach doliny Ulinówki.

WNIOSKI

1. Podłoże podczwartorzędowe zbudowane głównie z kredy i lokalnie tylko z cienkiej pokrywy trzeciorzędu tworzy elewację (garb) silnie rozczłonkowaną o deniwelacjach dochodzących do 80 m. Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej (głębokie doliny, wyniosłości) ma założenia tektoniczne. Garb był bardzo aktywny neotektonicznie w trzeciorzędzie i czwartorzędzie.

2. Miąższość osadów czwartorzędowych, bardzo zróżnicowana, dochodzi do 70 m.

3. Stwierdzono istnienie utworów preglacialnych-eoplejstocenijskich; glin zwietrzelinowych ze żwirami skał lokalnych, przekształconych w wyniku procesów deluwialnych, a także mułków jeziornych, piasków rzecznych i utworów pylastych.

4. Lokalny schemat stratygraficzny oparty jest na skali czasu skonstruowanej na podstawie datowań bezwzględnych osadów metodą TL w liczbie ponad 50, wykonanych w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie przez dr J. Butryma.

5. Badany obszar był 5-krotnie zlodowacony, w czasie glacjałów Narwi (900–770 ka BP), Nidy (700–560 ka BP), Sanu (530–430 ka BP), Liwca (400–365 ka BP) i Odry (330–230 ka BP). Z glacjałów tych pochodzą gliny zwałowe datowane TL i mające indywidualne cechy granulometryczno-petrograficzne. Na uwagę zasługuje wiarygodna dokumentacja glin zwałowych najstarszego zlodowacenia (zlodowacenia Narwi) datowanych na 822 ± 183 ka BP i 771 ± 115 ka BP (tab. 1).

6. Glacjał Liwiec, wydzielony i scharakteryzowany po raz pierwszy na badanym obszarze lokuje się w obrębie tzw. wielkiego interglacjału. Zwrócić należy uwagę na krótki czas trwania glacjału Liwca, 3–4 razy krótszy od pozostałych zlodowaceń. Jest to czas trwania właściwy raczej dla stadiałów niż dla glacjałów. W tym kontekście postulować należy pełniejszą charakterystykę paleoklimatyczną odcinka czasu interglacjału (?) 430–400 ka BP, bezpośrednio poprzedzającego glacjał Liwiec.

LITERATURA

- Bałaga K. 1987; Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Radcze (Dawidy), [W:] Opracowanie specjalne dla arkusza Wisznie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. w Warszawie.
- Baraniecka M. D. 1990; Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat (sum. Revision proposals of the Quaternary stratigraphy for the detailed Geological Map of Poland 1:50 000 in the light of main stratigraphic survey results in the recent 20 years). *Kwartalnik Geologiczny*, 34,1, Warszawa, 149–166.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974; Stosunki geomorfologiczne okolic Garbatówki na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. *Przewodnik XII Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr.*, II, Lublin, 79–84.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981a; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy. Wyd. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981b; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy. Wyd. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982a; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kołacze. Wyd. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982b; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kołacze. Wyd. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983; Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego (sum. The effect of the Middle-Polish

- glaciation on the relief of southern part of Polesie Lubelskie). *Annales UMCS*, sec. B, 35/36, Lublin, 63–80.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. 1988; Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Mariance na Garbie Włodawskim (sum. Dating of the fossil glacial lake in Marianka on the Włodawa Range). *Annales UMCS*, sec. B, 39(1984), Lublin, 91–104.
- Buraczyński J. 1988; Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego (sum. Sub-Quaternary surface relief of the Lublin Coal Basin). *Annales UMCS*, sec. B, 39 (1984), Lublin, 39–50.
- Centralny Urząd Geologiczny, Instytut Geologiczny, 1977, Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 w ujęciu kompleksowym. Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1987; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica. Wyd. Geol. Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1990a; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica. Wyd. Geol. Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1990b; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wisznice. Wyd. Geol. Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1991; Nowe stanowisko interglacjału ferdynandowskiego w Sosnowicy — Polesie Lubelskie (sum. New site of the Ferdynandów Interglacial at Sosnowica — Lublin Polesie), [W:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Zeszyty Nauk. Uniw. A.M. Geografia, 50, Poznań, 404–417.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1992; Litologia i stratygrafia osadów eozenu i mezoplejstocenijskich centralnej części Polesia Lubelskiego (sum. Lithology and stratigraphy of Eo- and Mesopleistocene sediments in central Lublin Polesie). *Annales UMCS*, sec. B, XLII/XLIII (1987/1988), Lublin, 1–30.
- Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J. 1994; Stratygrafia utworów glacialnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej. *Annales UMCS*, sec. B, XLIX, Lublin.
- Dylik J. 1952; Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce (sum. Wind worn stones and loess-like formations in Middle Poland). *Biul. Państwowego Inst. Geol.*, 67, Warszawa, 231–332.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1979; Neogeńskie rowy tektoniczne w okolicy Chełma (Wyżyna Lubelska). *Przegląd Geologiczny*, R. 27, 2, Warszawa, 102–103.
- Jagodziński A., Gizewicz Z. 1983; Dokumentacja z badań geoelektrycznych temat Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusze: Wisznice (642), Sosnowica (679), woj. białkopodlaskie, chełmskie, lubelskie. *Przeds. Bad. Geofiz.* Warszawa. *Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. w Warszawie*.
- Jahn A. 1947; Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim (Podlasie) (sum. The karst area of the village Siemień in the Radzyń-District Podlasie). *Czasopismo Geogr.*, 17, 3–4, Wrocław, 226–230.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1981; Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Brus 1 (Mietułka 1), Wólka Petryłowska 18. *Opracowanie specjalne dla arkusza Kołaczce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*. *Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. w Warszawie*.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1986; Orzeczenie dotyczące próbek z wierzeń Sosnowica, ark. Sosnowica 1:50 000. [W:] *Opracowanie specjalne dla arkusza Sosnowica Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*. *Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. w Warszawie*.

- Janczyk-Kopikowa Z. 1991; The Ferdynandów Interglacial in Poland. *Kwart. Geol.*, 35,1, Warszawa, 71-79.
- Kosmowska-Ceranowicz B. 1976; Wiek osadów z Cetenia i Ponurzyca w świetle badań mineralogiczno-petrograficznych (sum. The age of deposits from Ceten and Ponurzyca in the light of mineralogical and petrographic analyses). *Kwart. Geol.*, 20,3, Warszawa, 627-641.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1985; Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (Saalian) między górną Wartą i Bugiem. *Przegląd Geologiczny*, 2, Warszawa, 57-64.
- Lindner L. 1988; Stratigraphy and extent of the Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geologica Polonica*, 38,1-4, Warszawa, 63-83.
- Lindner L., Maruszczak H., Palienko V. P., Wojtanowicz J. 1991; Extent and chronology of stadial advances of the Saalian I Ice Sheet between the Odra and Dnieper Rivers. *Annales UMCS, sec. B, XLVI*, Lublin, 139-153.
- Maruszczak H. 1966a; Zagadnienie genezy i wieku jezior łącznińsko-włodawskich (sum. The problem of the genesis and age of the lakes between Łęczna and Włodawa, Eastern Poland). *Folia Soc. Sci. Lubl., sec. D, Geografia*, 5/6, Lublin, 31-37.
- Maruszczak H. 1966b; Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ krasu kredy piszącej) (rés. Phénomènes karstiques dans les roches du crétacé supérieur entre la Vistule et le Bug type de karst crayeux). *Przegląd Geogr.*, 38,3, Warszawa, 339-370.
- Matwiejew A. W., Moisiejew W. F., Ilkiewicz G. J., Lewicka R. J., Krutous E. A. 1982; Relief Białoruskiego Polesia. Minsk.
- Mojski J.E. 1972; Polesie Lubelskie. [W:] *Geomorfologia Polski*, 2, Warszawa, 363-372.
- Mojski J.E., Trembaczowski J. 1972; Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Włodawa. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- Mojski J.E., Trembaczowski J. 1974; Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Włodawa, *Wyd. Geol. Warszawa*.
- Mojski J.E., Trembaczowski J. 1975; Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego (sum. Cenozoic sediments of Polesie Lubelskie). *Biul. Inst. Geol.* 290, Warszawa, 97-139.
- Mojski J.E., Trembaczowski J. 1977; Plejstocenijskie osady jeziorne na Polesiu Lubelskim (sum. Pleistocene lake sediments in Lublin Polesie Region). *Studia Geol. Polon.* 52. Zagadnienia czwartorzędu. Warszawa, 315-323.
- Nowak J. 1986; Analiza składu petrograficznego żwirów do arkusza Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, Sosnowica. [W:] *Opracowanie specjalne, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. Warszawa*.
- Nowak J. 1987; Analiza składu petrograficznego żwirów na arkuszu Wisznice. [W:] *Opracowanie specjalne do arkusza Wisznice Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wisznice. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. w Warszawie*.
- Požaryski W., Rühle E. 1949; Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Lublin. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Raciniowski R. 1964; Obróbka mechaniczna ziarn kwarcu w środowisku glacialnym, wodnym i eolicznym (sum. Mechanical reworking of quartz grains in glacial, aqueous and aeolian environments). *Przegląd Geologiczny*, 12, Warszawa, 483-485.
- Różycki S. Z. 1946; Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Lublin, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rzechowski J. 1974; O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Nizinie Polskiej. *Zeszyty Nauk. U.A.M., Geografia*, 10, Poznań, 87-99.

- Rzechowski J. 1979; Analiza składu petrograficznego żwirów. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy. [W:] Opracowanie specjalne. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol., Warszawa.
- Rzechowski J. 1980; Analiza składu petrograficznego żwirów. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kołacz. [W:] Opracowanie specjalne. Centr. Arch. Geol. Inst. Geol. w Warszawie.
- Rzechowski J. 1986; Pleistocene Till Stratigraphy in Poland. [W:] Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Report of the International Geological Correlation Programme, Project 24. Pergamon Press, 365–372.
- Trembaczowski J. 1965; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kaplanosy. Wyd. Geol. Warszawa.
- Trembaczowski J. 1968; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kaplanosy. Wyd. Geol., Warszawa.
- Więckowski K., Wojciechowski I. 1971; Zmiany charakteru limnologicznego jezior sosnowickich (sum. Variations in the limnological character of lakes in the Sosnowica district). Wiadomości Ekologiczne, 17,3, Warszawa, 239–247.
- Wilgat T. 1950; Kras okolic Cycowa (sum. Karst in the surroundings of Cyców). Annales UMCS, sec. B, 4,9, Lublin, 229–256.
- Wilgat T. 1954; Jeziora łączynsko-włodawskie (sum. Lakes between Łęczna and Włodawa). Annales UMCS, sec. B, 7(1953), Lublin, 37–121.
- Wilgat T. 1957; Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie kanału Wieprz-Krzna (sum. Geomorphologic and hydrographic conditions in the Wieprz-Krzna canal zone). Przegląd Geograficzny, 29,2, Warszawa, 259–285.
- Wilgat T. 1963; Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. Materiały z sesji naukowej Pol. Tow. Geogr., Lublin, 9–30.
- Zaborski B. 1927; Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich (rés. Étude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes). Przegląd Geograficzny, 7, Warszawa, 1–52.

SUMMARY

The study is based on detailed geological mapping and over 50 TL data (by dr. J. Butrym, Lublin). Quaternary sediments of varied thickness (to 70 m) mantle elevation of the Cretaceous bedrock with a diversified relief (altitude difference to 80 m), formed during the Tertiary due to active neotectonic movements. The oldest Quaternary sediments are periglacial Eopleistocene weathering clays with gravels of local rocks (remodelled by deluvial processes) as well as lacustrine silts, fluvial sands and silts. The Meso- and Neopleistocene are presented in a local stratigraphical scheme (Table 7) by seven glaciations and six interglacials. The studied area has been five times glaciated — during the Narew, Nida, San, Liwiec and Odra glaciations. A particular attention should be paid to tills of the oldest i.e. Narew Glaciation, dated at 822 ± 183 ka and 771 ± 115 ka B.P. (Table 1). Tills of younger glaciations were also dated, and their grain-size and petrography were analysed (Tables 2–6). Complete description was done for most interglacials e.g. Ferdynandów (560–530 ka B.P.) and Liwiec/Odra (365–330 ka B.P.) ones. There is incomplete documentation for the Podlasie Interglacial (770–700 ka B.P.) and lack of palaeogeographical data for a palaeogeographical description of the interglacial San/Liwiec (430–400 ka B.P.).

