

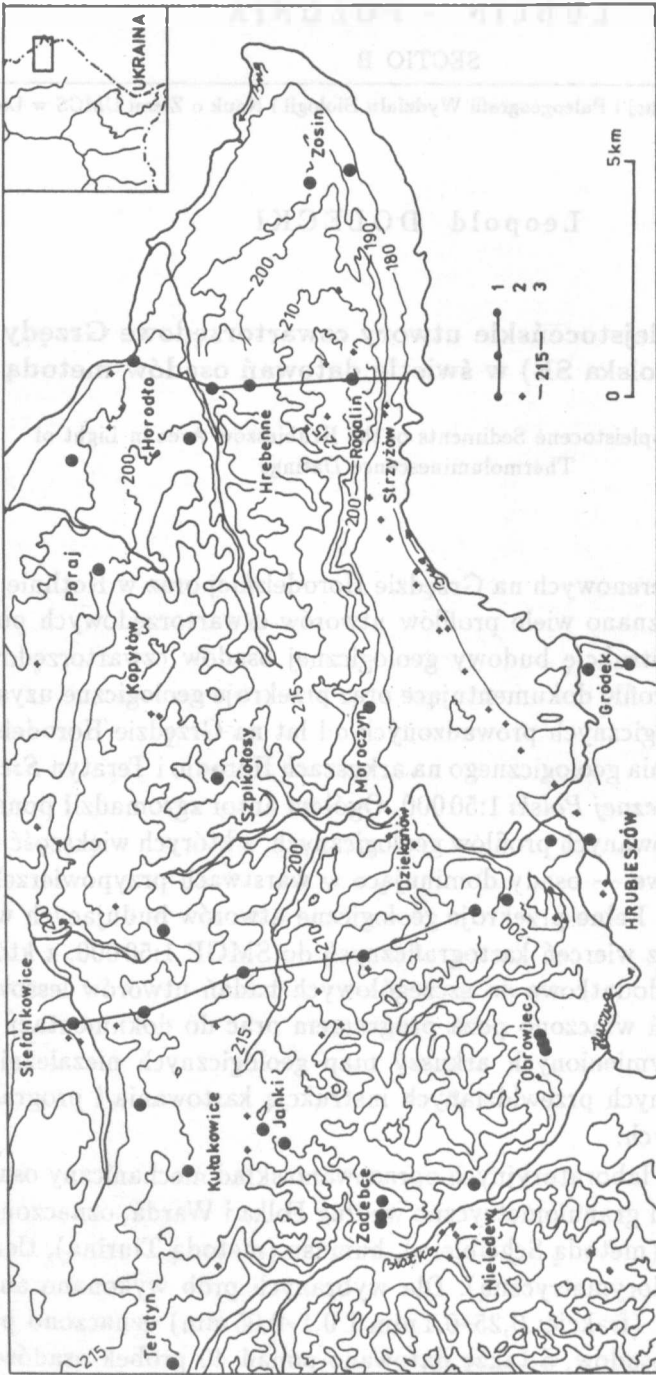
Leopold DOLECKI

**Eo- i mezoplejstocenijskie utwory czwartorzędowe Grzędy
Horodelskiej (Polska SE) w świetle datowań osadów metodą TL**

*Eo- and Mesopleistocene Sediments of the Hrubieszów Area in Light of
Thermoluminescence Datings*

Podczas prac terenowych na Grzędzie Horodelskiej oraz w Kotlinie Hrubieszowskiej rozpoznano wiele profilów utworów czwartorzędowych pozwalających na rekonstrukcję budowy geologicznej osadów czwartorzędowych (ryc. 1). Główne profile dokumentujące oraz przekroje geologiczne uzyskano podczas prac geologicznych prowadzonych od lat na Grzędzie Horodelskiej, a ostatnio kartowania geologicznego na arkuszach Horodło i Teratyn *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*. Ogółem autor zgromadził ponad 40 szczegółowo opracowanych profilów geologicznych, z których większość obejmuje utwory lessowe — osady dominujące w warstwach przypowierzchniowych tego regionu. Pełne przekroje geologiczne utworów budujących wierzchołki uzyskano z wierceń kartograficznych do SMGP 1:50 000, z których pobierano próbki dodatkowe do szczegółowych badań utworów lessowych. Wyniki tych badań włączono poza programem prac do dokumentacji geologicznej wyżej wymienionych arkuszy map geologicznych niezależnie od badań laboratoryjnych przewidzianych instrukcją kartowania i programem prac kartograficznych.

W ramach prac laboratoryjnych opracowano skład mechaniczny osadów, obliczono wskaźniki granulometryczne według Folka i Warda, oznaczono zawartość węglanów (metodą Scheiblera), humusu (metodą Tiurina), tlenków żelaza (metodą kolorymetryczną). Dla wybranych prób wykonano analizy minerałów ciężkich (frakcje: 0,25–0,1 mm i 0,1–0,05 mm) oznaczono petrografię wybranych osadów, a także datowano ponad 40 próbek osadów metodą TL. Oprócz badań składu mechanicznego metodą pipetową — przewidzianą instrukcją kartowania geologicznego — autor wykonywał dla więk-



Ryc. 1. Położenie terenu badań i lokalizacja punktów badawczych; 1 — profile ze szczegółową dokumentacją oraz linie przekrojów geologicznych, 2 — lokalizacja wykorzystanych w opracowaniu wierceń, 3 — izohipsy współczesnej powierzchni
 Location of the studied area and research sites; 1 — borehole sections with detailed documentation and geological cross-sections, 2 — boreholes used for the study, 3 — contour lines of the present land surface

szości prób oznaczenia granulometryczne metodą areometryczną Scheiblera w modyfikacji Prószyńskiego. Wyniki tych prac dały możliwość porównywania uzyskanych danych z wynikami zamieszczanymi w starszych opracowaniach znanych z literatury. Uzyskana dokumentacja uzupełniona opisami wierceń geologicznych archiwalnych pozwoliła na szczegółowe opracowanie przekrojów geologicznych (ryc. 1, 2, 3). Większość prac laboratoryjnych, takich jak oznaczenia składu mechanicznego, zawartości węglanów, humusu, tlenków żelaza, wykonana została w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej UMCS z bezpośrednim udziałem autora.*

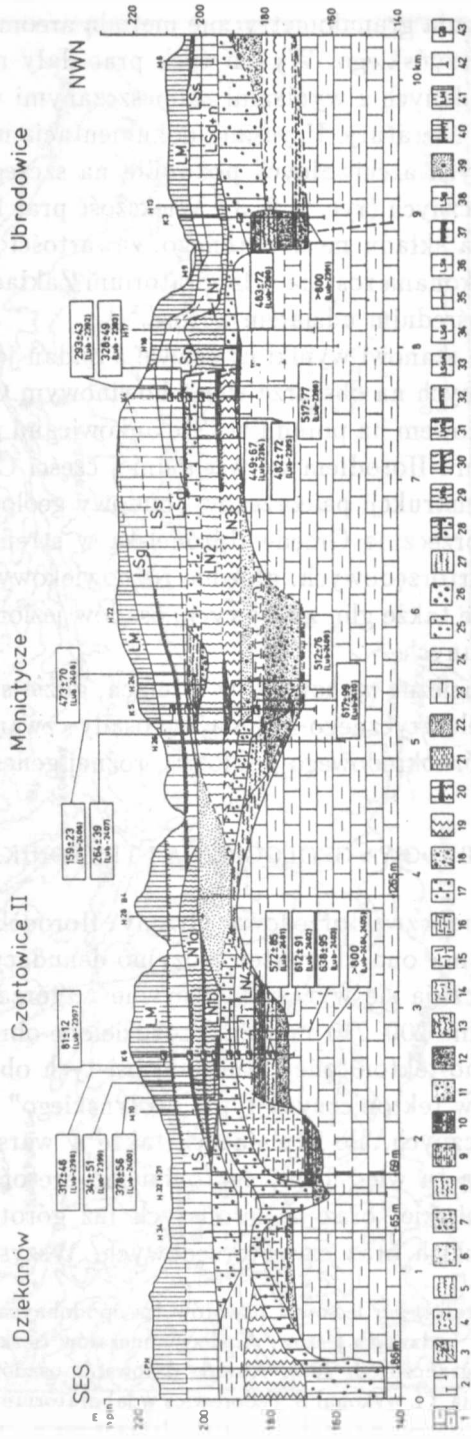
Niniejsza praca stanowi wyniki częściowe z badań jeszcze nie zakończonych, a wykonywanych na obszarze wierzchowinowym Grzędy Horodelskiej pomiędzy Hrubieszowem na południu i Stefankowicami na północy oraz pomiędzy Strzyżowem i Horodłem we wschodniej części Grzędy Horodelskiej. Jest to próba rekonstrukcji paleorzeźby i budowy geologicznej w przekroju przecinającym poprzecznie Grzędę Horodelską w strefie najniższych pokryw osadów czwartorzędowych, głównie różnowiekowych lessów, utworów lessopodobnych, ale także glin zwałowych, osadów jeziornych, piasków wodnolodowcowych i innych.

Przekroje geologiczne wykonano w strefach, gdzie stwierdzono na podstawie zdjęcia geoelektrycznego najniższe osady czwartorzędowe przywiązane do depresji górnokredowego podłoża o różnej genezie.

BUDOWA GEOLOGICZNA I TEKTONIKA

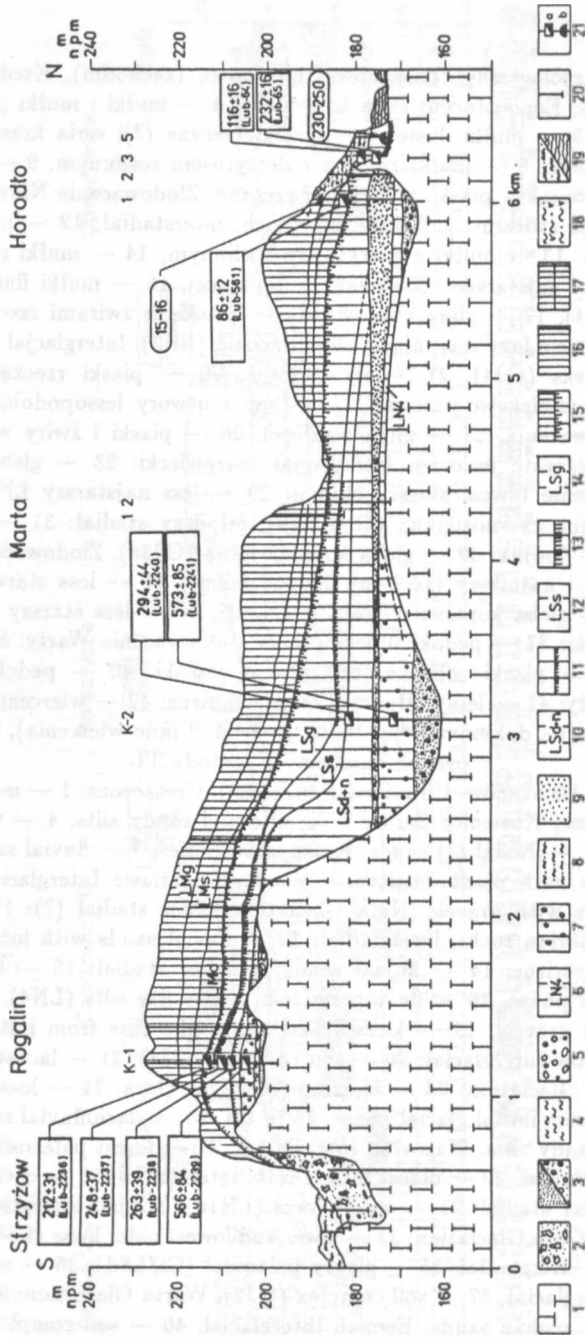
Powierzchnię podczwartorzędową Grzędy Horodelskiej budują skały wieku kredowego; ma ona charakter erozyjno-denudacyjny. W rzeźbie tej powierzchni zaznaczają się wyraźnie masywne wzgórza o wyrównanej powierzchni w poziomie 200–210 m n.p.m., rozdzielone obniżeniami o złożonej genezie strukturalno-tektonicznej. Kierunki osi tych obniżenń nawiązują do głównych kierunków tektonicznych typu „wołyńskiego” zachowanych w obrębie skał paleozoicznych, ale istniejących także w warstwach mezokenozoicznych. Występują tu więc formy tektoniki faz bretońskiej i asturyjskiej, ruchów fazy laramijskiej oraz najmłodszych faz górotwórczych dolnosarmackich, posarmackich oraz czwartorzędowych. Wszystkie one nawiązują

* Oznaczenia laboratoryjne lessów i utworów lessopodobnych wykonywano zgodnie z metodą stosowaną w badaniach lessów. Analizy minerałów ciężkich wykonała dr Maria Wilgat, badania petrograficzne dr Jerzy Nowak, datowania osadów metodą TL dr Jerzy Butrym (dwa oznaczenia TL wykonał S. Fedorowicz w laboratorium lubelskim). Wszystkie oznaczenia wieku TL wykonane zostały w jednym laboratorium, co nie jest bez znaczenia przy próbach paralelizacji chronostatygraficznej osadów.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny Dziekanów-Ubrodowice (zachodni). Kreda: 1 — margle, 2 — kreda pisząca, Eoplejstocen; seria kozienicka: 3 — mulki i mulki piaszczyste, 4 — mulki żwirowate, 5 — mulki ilaste, 6 — piaski rzeczne (?); seria krasnostawska: 7 — piaski i żwiry rzeczne, 8 — mulki rzeczne z detrytusem roślinnym, 9 — ily. Integłacjal podlaski: 10 — otoczaki i piaski ze żwirami rzeczne. Zlodowacenie Nidy, starszy stadial (?): 11 — piaski ze żwirami skał skandynawskich, interstadial: 12 — piaski ze żwirami lokalnymi, rzeczne, 13 — mulki z detrytusem roślinnym, 14 — mulki rzeczne; młodszy stadial: 15 — lessy najstarsze LN4 z fazy wstępującej, 16 — mulki fluwioperyglacialne lessopodobne (LN4), 17 — glina zwałowa, 18 — piaski ze żwirami rzeczne, 19 — lessy i mulki lessopodobne z fazy zstępującej zlodowacenia (LN3). Integłacjal ferdynandowski: 20 — pedokompleks (GJ4), 21 — ily jeziorne, 22 — piaski rzeczne. Zlodowacenie Sanu: 23 — ily zastoiskowo-jeziorne, 24 — less i utwory lessopodobne (LN2) z fazy wstępującej zlodowacenia, 25 — glina zwałowa, 26 — piaski i żwiry wodnolodowcowe, 27 — mulki piaszczyste jeziorne. Integłacjal mazowiecki: 28 — gleba kopalna leśna (GJ3b). Zlodowacenie Liwca, starszy stadial: 29 — less najstarszy LN1b, interstadial: 30 — gleba kopalna czarnoziemna (Gi/LN1b); młodszy stadial: 31 — less najstarszy LN1a. Integłacjal Zbójna: 32 — gleba kopalna leśna (GJ3a). Zlodowacenie Odry: 33 — less starszy dolny i najniższy (LSd+n) nierozdzielone, 34 — less starszy dolny (LSd), interstadial: 35 — gleba kopalna glejowa (Gi/LSd), 36 — less starszy środkowy (LSs). Integłacjal lubelski: 37 — pedokompleks (GJ2). Zlodowacenie Warty: 38 — less starszy górny (LSg), 39 — piaski eoliczne. Integłacjal eemski: 40 — pedokompleks (GJ1). Zlodowacenie Wisły: 41 — lessy młodsze. Znaki umowne: 42 — wiercenia (K-6 wiercenia kartograficzne z pełną dokumentacją; H-29, B-3, M-9 inne wiercenia), 43 — lokalizacja próbek datowanych metodą TL

Geological section Dziekanów-Ubrodowice (western). Cretaceous: 1 — marls, 2 — writing chalk; Eopleistocene, Kozienice Series: 3 — silts and sandy silts, 4 — silts with gravel, 5 — clayey silts, 6 — fluvial (?) sands; Krasnostaw Series; 7 — fluvial sands and gravels, 8 — fluvial sands with plant detritus, 9 — clays. Podlasie Interglacial: 10 — fluvial pebbles and sands with gravels. Nida Glaciation, older stadial (?): 11 — sands with gravels of Scandinavian rocks; interstadial: 12 — fluvial sands with local gravels, 13 — silts with plant detritus, 14 — fluvial sands; younger stadial: 15 — oldest loess LN4 from initial glacial phase, 16 — fluvioperiglacial loess-like silts (LN4), 17 — till, 18 — fluvial sands with gravels, 19 — loesses and loess-like silts from initial glacial phase (LN3). Ferdynandów Interglacial: 20 — soil complex (GJ4), 21 — lacustrine clays, 22 — fluvial sands. San Glaciation: 23 — ice-dam-lacustrine clays, 24 — loess and loess-like sediments (LN2) from initial glacial phase, 25 — till, 26 — glaciofluvial sands and gravels, 27 — lacustrine sandy silts. Mazovian Interglacial: 28 — forest palaeosol (GJ3b). Liwiec Glaciation, older stadial: 29 — oldest loess LN1b; interstadial: 30 — chernozem palaeosol (Gi/LN1b); younger stadial: 31 — oldest loess (LN1a). Zbójno Interglacial: 32 — forest palaeosol (GJ3a). Odra Glaciation: 33 — lower and lowest older loess (LSd+n), 34 — lower older loess (LSd); interstadial: 35 — gleyey palaeosol (Gi/LSd), 36 — middle older loess (LSs). Lublin Interglacial: 37 — soil complex (GJ2). Warta Glaciation: 38 — upper older loess (LSg), 39 — aeolian sands. Eemian Interglacial: 40 — soil complex (GJ1). Vistula Glaciation: 41 — younger loess. Symbols: 42 — boreholes (K-6 are mapping boreholes with full documentation; H-29, B-3, M-9 are other boreholes), 43 — location of TL samples



do waryscyjskiego planu strukturalnego bądź do dysjunktywnych uskoków rozwiniętych kulisowo w stosunku do starszych struktur w górnych partiach pokryw mezokenozoicznych (Chiżniakov, Żelichowski 1974, Harasimiuk 1975, 1980, Żelichowski, Kozłowski 1983).

Grzęda Horodelska znajduje się w obrębie jednostki tektoniczno-strukturalnej określanej nazwą podniesienia kumowskiego. Jest to jednostka zrębowa w wyniesionej strefie podniesionej platformy wschodnioeuropejskiej. Od NW ograniczona jest ona uskokiem Święcicy oraz Udału, natomiast od południa jednym z uskoków włodziemskich przebiegającym zapewne w strefie doliny dolnej Huczwy (Czermiński, Znosko 1967). Podniesienie kumowskie stanowi złożony element tektoniczny, w obrębie którego rysują się jednostki niższego rzędu, jak blok Dubienki i Grabowca.

We wschodniej jego części poniżej skał karbońskich leżą osady starszego paleozoiku, a w części zachodniej płaty skał dewońskich rozdzielone usko-

Ryc. 3. Przekrój geologiczny Strzyżów–Horodło (wschodni). Kreda: 1 — margle, 2 — wietrzliny i rumosze margli. Eoplejstocen: 3 — piaski i piaski ze żwirami rzeczne, 4 — mułki rzeczne. Zlodowacenie Nidy: 5 — piaski i żwiry wodnolodowcowe, 6 — mułki fluwioperyglacialne lessopodobne (LN4 ?), 7 — glina zwałowa. Interglacja Zbójna: 8 — piaski gliniaste z fauną mięczaków rzeczne, 9 — piaski rzeczne. Zlodowacenie Odry: 10 — less starszy dolny i najniższy (LSd+n) zróżnicowany facjalnie, 11 — interstadialna gleba glejowa (Gi/LSd), 12 — less starszy środkowy (LSs). Interglacja lubelski: 13 — pedokompleks. Zlodowacenie Warty: 14 — less starszy górny (LSg). Interglacja eemski: 15 — pedokompleks. Zlodowacenie Wisły: 16 — lessy młodsze (LM): LMd (less młodszy dolny), LMs (less młodszy środkowy), LMg (less młodszy górny), 17 — gleby interstadialne i pedolity w obrębie lessów młodszych, 18 — deluwia i koluwia lessów młodszych. Holocen: 19 — mułki piaszczyste i mady den dolinnych. Znaki umowne: 20 — wiercenia i odsłonięcia, 21 — lokalizacja próbek datowanych metodami: a — TL (J. Butrym), b — F/Cl/Cool (T. Wysoczański-Minkowicz)

Geological section Strzyżów–Horodło (eastern). Cretaceous: 1 — marls, 2 — weathering waste and rubble of marls. Eopleistocene: 3 — fluvial sands and sands with gravel, 4 — fluvial silts. Nida Glaciation: 5 — glaciofluvial sands and gravels, 6 — fluvioperiglacial loessy-like silts (LN4?), 7 — till. Zbójno Interglacial: 8 — fluvial clayey sands with remains of mollusc shells, 9 — fluvial sands. Odra Glaciation: 10 — lower and lowest older loess (LSd+n), facially-varied, 11 — interstadial gleyey soil (Gi/LSd), 12 — middle older loess (LSs). Lublin Interglacial: 13 — soil complex. Warta Glaciation: 14 — upper older loess (LSg). Eemian Interglacial: 15 — soil complex. Wisła Glaciation: 16 — younger loesses (LM): LMd (lower younger loess), LMs (middle younger loess), LMg (upper younger loess), 17 — interstadial soils and pedoliths within younger loesses, 18 — deluvia and colluvia of younger loess. Holocene: 19 — sandy silts and muds of valley bottoms. Symbols: 20 — boreholes and exposures, 21 — sampling sites for: a — TL-datings (J. Butrym), b — F/Cl/Coll datings (T. Wysoczański-Minkowicz)

kiem Serebryszcza. Zrębowe podniesienie kumowskie stanowi obszar dodatkowych anomalii grawimetrycznych (Żelichowski 1972). W obrębie Grzędy Horodelskiej w zrębie kumowskim powyżej krystaliniku występują skały eokambru i silnie zniszczone, nie tworzące jednolitej pokrywy skały ordowiku i syluru. Przykrywają je skały dewońskie oraz karbońskie, na których z kolei leżą osady mezozoiczne reprezentowane przez kredę górną oraz podścielające ją tylko miejscami i sporadycznie węglanowe skały jurajskie. Miąższość skał kredowych na Grzędzie Horodelskiej dochodzi do ponad 380 m. Są to głównie skały kredowe w facji kredy piszącej w górnych partiach, natomiast niżej występują margle, wapienie i ponownie margle z coraz bardziej rosnącą domieszką piasków i piaskowców drobnoziarnistych (Bocheński i inni 1955).

Uskoki w tych mało zróżnicowanych litologicznie skałach tylko z trudem dają się wyróżnić na podstawie treści paleontologicznej w blisko obok siebie położonych otworach wiertniczych. Na podstawie badań geoelektrycznych jest to także utrudnione ze względu na podobną oporność skał w zakresie 30–50 omów (Łuniewski 1990). O istnieniu stref tektonicznych informują: zwiększone uszczelnienie i zwietrzenie skał, lustra tektoniczne obserwowane w rdzeniach wiertniczych oraz zróżnicowanie przestrzenne osadów piaszczystych albu i cenomanu oraz kredy piszącej górnego mastrychtu (Żelichowski 1972).

Wiek deformacji tektonicznych w obrębie skał kredowych niekiedy trudno jest określić ze względu na brak pokryw skał trzeciorzędowych. Istniejące deformacje tektoniczne w pokrywach starszego czwartorzędu wskazują, że wiek struktur może być także bardzo młody. Jak stwierdzają W. P. Palienko i I. L. Sokołowski (1981) po tortonie aż do początków czwartorzędu na Wyżynie Wołyńskiej i Małym Polesiu przeważały ruchy podnoszące. Osady miocenijskie zostały wskutek tego całkowicie uprzątnięte. Amplituda pionowa ruchów potortońskich w tej części platformy wschodnioeuropejskiej dochodziła do 200–225 m, natomiast we wczesnym czwartorzędzie do 25 m.

Przebieg współczesnych dolin rzecznych nawiązuje bardzo wyraźnie do rzeźby podczwartorzędowej warunkowanej cechami strukturalno-tektonicznymi. Świadczy o tym zrekonstruowana rzeźba stropu skał kredowych Grzędy Horodelskiej na podstawie przebijających skały czwartorzędowe wierceń i studni kopanych gospodarczych (ryc. 1).

UTWORY EOPELJSTOCENIJSKIE

Na terenie Grzędy Horodelskiej nie stwierdzono dotychczas występowania osadów trzeciorzędowych. Bezpośrednio na skałach górnokredowych leżą osady czwartorzędowe, w tym osady eooplejstocenijskie reprezentowane przez piaski ze żwirami, piaski oraz mułki i ły. Szczegółowy opis tych utworów dał J. Rzechowski (1987) na podstawie materiałów wiertniczych oraz odsłoneń na północnym przedpolu Grzędy Horodelskiej w Kotlinie Dubienki oraz na południe od interesującego nas obszaru w Kotlinie Hrubieszowskiej. Ważnym przyczynkiem do badań osadów eooplejstocenijskich stanowiło opracowanie A. Malickiego i K. Pękali (1972) dotyczące osadów z kliniarni w Buśnie, tuż przy północnej krawędzi Grzędy Horodelskiej, gdzie znaleziono interesujące odsłonięcie osadów uważane przez autorów za profil z interglacjału mazowieckiego. Profil opracowany został pod względem palinologicznym przez dr T. Szczyrkę. Analiza tego profilu już podczas jego demonstracji w 1972 r. wzbudziła ożywione dyskusje na temat wieku i pozycji stratygraficznej. W 1980 r. dr Z. Janczyk-Kopikowa przeprowadziła reinterpretację diagramu pyłkowego z Buśna paralelizując go z osadami preglacjałnymi z Kaznowa, które z kolei zostały uznane za odpowiednik fragmentu reperowego profilu preglacjału z Ponurzyca (Janczyk-Kopikowa 1981, Janczyk-Kopikowa, Mojski, Rzechowski 1980, Baraniecka 1975).

Osady eooplejstocenijskie (preglacjałne) występujące we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej oraz na Wyżynie Wołyńskiej znajdują się w pozycji stratygraficznej, której spąg wyznaczają osady morskie sarmatu dolnego, natomiast strop — pierwsze zlodowacenie, które objęło ten obszar, a więc zlodowacenie Nidy.

Pierwsze obszerniejsze studium poświęcone osadom preglacjałnym Wyżyny Lubelskiej opublikował A. Jahn i M. Turnau-Morawska (1952) oraz A. Jahn (1956ab). Osady preglacjałne badane były także wcześniej przez A. Jahn i A. Malickiego (1937). Badał je także J. Lewiński (1932) w okolicach Chełma i Lublina oraz inni autorzy w bezpośrednim sąsiedztwie interesującego nas terenu (Prószyński 1933, 1952, Rühle 1937, 1948). Ważnym wydarzeniem stało się odkrycie przez J.E. Mojskiego (1964) serii krasnostawskiej osadów preglacjałnych, młodszej od serii kozienickiej poznanej wcześniej. Autor ten stwierdził, że serie kozienicka i krasnostawska leżą w różnych położeniach hipsometrycznych i reprezentują różnowiekowe serie preglacjału. W Polsce SE wykształcenie osadów eooplejstocenijskich jest podobne, niewiele różni się także miąższości tych osadów dochodzące do 4–6 m, ale miejscami także więcej. Osady eooplejstocenijskie na Grzędzie

dzie Horodelskiej i w bezpośrednim sąsiedztwie rozpoznano w wielu miejscach (Prószyński 1952, Mojski 1956, 1965, Jahn 1946, 1947, 1952, 1956a,b, 1960, Dolecki 1974a,b, 1977, 1981, 1991, Dolecki, Nowak 1991, Rzechowski 1987, Harasimiuk, Rzechowski, Skompski 1991).

Zróźnicowanie położenia wysokościowego spągu osadów eoplejstocieńskich da się wyjaśnić tylko istnieniem tektoniki dysjunktywnej, w wyniku której powstały różne drobne i większe struktury tektoniczne usytuowane kulisowo w stosunku do stref głębokich rozłamów tektonicznych (Rzechowski 1987). W położeniach najwyższych osady eoplejstocieńskie przywiązane są — jak stwierdza powyżej cytowany autor — do stref antyklinalnych wypiętrzeń pokrywy skał kredowych nad starymi zrębami tektonicznymi, natomiast niżej występują w rowach tektonicznych, np. w Hrubieszowie czy w Smolarach Rogowych na Polesiu. Osady eoplejstocieńskie rozpoznano także na sąsiednim obszarze poza granicą państwową (Makkawiejew 1959, Marynicz 1963). Większość stanowisk tych osadów poznana została na podstawie wierceń. W odsłonięciach badane były między innymi w Teremcu i Mateuszowie przez J. Rzechowskiego (1987).

Autor ten stwierdza, że w profilu tych osadów można generalnie wydzielić dwie serie, z których każda rozpoczyna się gruboziarnistym piaskiem ze żwirami i ku stropowi stopniowo przechodzi w piasek gruboziarnisty i średnioziarnisty miejscami zgliniony lub zapyłony kończąc się mułkiem lub łem bezwapiennym w stropie. Seria młodsza jest zazwyczaj w górze ścięta erozyjnie, a wyżej leżą osady glacialne lub fluwioglacialne. Strop górnej serii jest zwykle zaburzony hydroplastycznie. W serii starszej uwidacznia się warstwowanie frakcjonalne oraz poziome, ale miejscami także drobne warstwowanie przekątne wskazujące na transport z południa. W osadach piaszczystych przeważa frakcja grubo- i średnioziarnista (do 50%). Piaszki czyste są zazwyczaj dobrze wysortowane, jednodalne. Osady zglinione zawierają struktury spływowe charakterystyczne dla sedymentacji na pograniczu spływów błotnych (mud-flow) częstych dla rzek regionów suchych i półsuchych, gdzie deszcze nawałne wywołują podobne zjawiska. Większość skał występujących wśród żwirów eoplejstocieńskich znana jest z utworów trzeciorzędowych i kredowych z północnej krawędzi Roztocza Południowego, z old redu Podola i Płyty Ukraińskiej. Są to osady rzeczne zdeponowane w warunkach klimatu suchego względnie półsuchego. Obecne ich rozmieszczenie jest wynikiem młodych ruchów tektonicznych trwających także w czwartorzędzie oraz postsedymentacyjnych procesów degradacji (Rzechowski

1987). Osady te zostały datowane metodą TL w laboratorium lubelskim; liczą one >800 ka BP (Harasimiuk i inni 1991).

W wierceniach wykonanych na wierzchołku Grzędy Horodelskiej osady eoplejstocenijskie stwierdzono w obrębie dna oraz na zboczach paleodolin wyciętych w skałach górnokredowych i przykrytych miększymi osadami plejstocenijskimi (Dolecki 1974, 1977, 1991, Rzechowski 1987). Stwierdzono ich występowanie w wierceniach Czartowiec K-6, w Moniatyczach K-5, Stefankowicach K-3 na arkuszu SMGP 1:50 000 Teratyn oraz w wierceniach Rogalin K-1 na arkuszu Horodło. Występują także blisko powierzchni terenu w lasach nadleśnictwa Strzelce tuż na północ od morfologicznej krawędzi Grzędy Horodelskiej (już poza prezentowanym na ryc. 2 przekrojem geologicznym). Wiek tych osadów — jak wynika z datowanych metodą TL osadów przykrywających — jest starszy niż 638 ka. W partiach spągowych datowano je w Czartowcu i Stefankowicach na więcej niż 800 ka BP. W Czartowcu jest to zróżnicowana litologicznie seria osadów klastycznych złożona w obrębie terasy na kredowym zboczu paleodoliny przecinającej poprzecznie Grzędę Horodelską. Dolna część serii to żwiry i piaski; górna to mułki i ropy z detrytusem roślinnym. Utwory te występują w niskich położeniach hipsometrycznych. Starsze od opisanych są utwory eoplejstocenijskie nawiercone pomiędzy Ubrodowicami i leśniczówką Stefanka w lasach strzeleckich. W otworze Teremiec K-2 są to naprzemianległe piaski, piaski ze żwirami i przewarstwieniami mułków. Charakterystyczną ich cechą jest całkowity brak żwirów skał krystalicznych, natomiast dominacja lokalnych wapieni (78%), ilowców (12%), piaskowców trzeciorzędowych (4,4%) z domieszką krzemienia (1%). Próbkę pobrana ze spągu tych utworów w Teremcu została datowana metodą TL na więcej niż 800 ka BP. Osady tego typu nawiercono także w sąsiednim otworze Teremiec K-1; zostały one uznane za starsze od opisanych poprzednio osadów budujących terasę plejstocenijską, gdyż w otworze Stefankowice K-3 są one włożone w starszą serię plejstocenijską leżącą bezpośrednio na skałach górnokredowych. Na przekroju geologicznym (ryc. 2) mamy więc klasyczny przykład występowania serii kozienickiej w wyższym poziomie hipsometrycznym i młodszej serii krasnostawskiej w położeniu dolnym.

Skład petrograficzny żwirów serii krasnostawskiej w Czartowcu wykonany dla czterech frakcji wykazuje, że wybitną przewagę mają trzeciorzędowe wapienie rafowe (w zależności od badanej frakcji od 51% do 85%). Licznie występują szczątki fauny kredowej i czwartorzędowej (6,8–14,6%), dużo jest piaskowców lokalnych (2,2–8,9%), kredowych wapieni, margli i geł (do 19%). Występują także kwarcy żyłowe (1,3–17,7%), krzemienie (do 9%), lidyty i rogowce (do 10,3%), a śladowo także mułowce. Pod względem składu petrograficznego są one bardzo podobne do analizowanych przez

J. Rzechowskiego (1987) żwirów eoplejstocieńskich w profilu Gołębie (d. Hołubie nad Bugiem). W profilu Czartowiec K-6 osady eoplejstocieńskie serii krasnostawskiej mają miąższość 10 m (Dolecki, Nowak 1991).

INTERGLACJAŁ PODLASKI

Osady interglacjału podlaskiego nawiercone zostały w najgłębszej strefie kopalnej pradoliny w okolicach Dziekanowa. Nawiercone zostały w otworach hydrogeologicznych i zidentyfikowane na podstawie opisu i sytuacji geologicznej, w jakiej występują. Są to piaski ze żwirami z przewarstwieniami piasków czystych włożone w dno pradoliny wyerodowane w skałach górnokredowych i przykrywających kredę osadów eoplejstocieńskich serii krasnostawskiej. W profilu Stefankowice K-3 być może należy do tej jednostki stratygraficznej zaliczyć także mułki aluwialne z detrytusem roślinnym leżące na żwirach z materiałem skandynawskim, a podścielone utworami eoplejstocieńskimi datowanymi metodą TL na >800 ka BP. Z wstępnych wyników badań palinologicznych wykonanych dla 5 próbek mułków rzecznych wynika, że przeważają w osadzie pyłki drzew, których skład wskazuje na klimat borealny. Badania palinologiczne tych osadów są w toku. Żwiry z materiałem skandynawskim leżące poniżej tych mułków mogą sugerować także inną pozycję stratygraficzną; mogą one stanowić ekwiwalent interstadiału w obrębie zlodowacenia Nidy. Niżej leżące żwiry o charakterze fluwioglacjalnym stanowiłyby więc jedyny ślad starszego stadiału zlodowacenia Nidy.

ZŁODOWACENIE NIDY

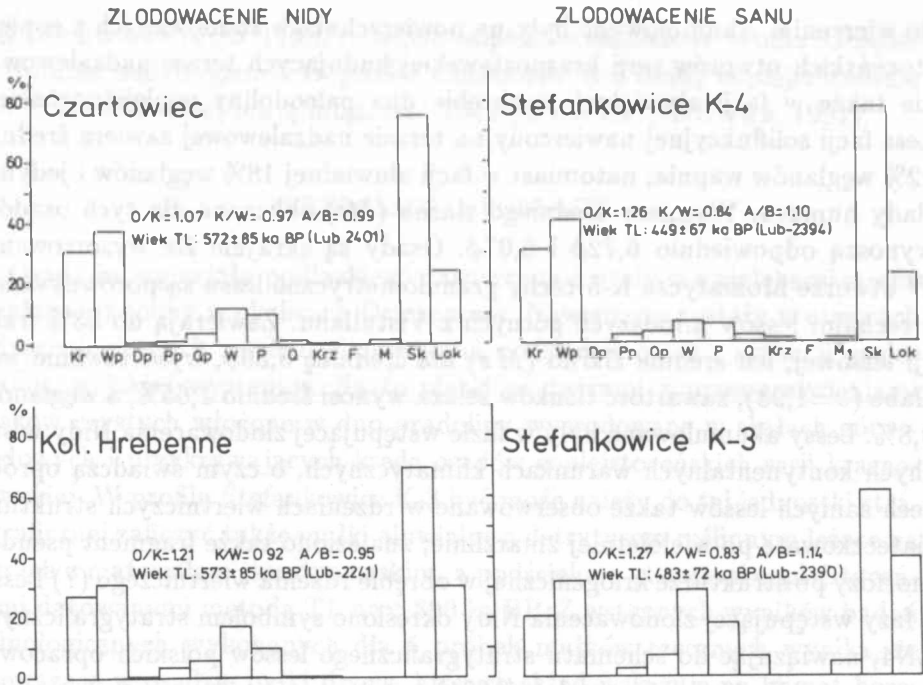
Ta jednostka stratygraficzna wyróżniona jest zgodnie ze schematem stratygraficznym opracowanym przez M. Harasimiuka i innych (1988) oraz L. Doleckiego i innych (1993). W schemacie stratygraficznym L. Lindnera (1988) odpowiada zlodowaceniu San 1.

Na Grzędzie Horodelskiej osady tego zlodowacenia są zróżnicowane genetycznie. Reprezentują je lessy i utwory lessopodobne różnych facji oraz utwory glacialne i fluwioglacjalne. Najstarsze z wymienionych utworów to lessy stwierdzone w otworach Czartowiec K-6 i Moniatycze K-5 w facji soliflukcyjnej oraz w Dziekanowie i Horodle w facji aluwialnej. W Czartowcu less był datowany metodą TL w górnej części pokładu 612 ± 91 ka BP (Lub-2402) oraz w dolnej części 638 ± 95 ka BP (Lub-2403). W otworze Moniatycze K-5 less tego poziomu stratygraficznego datowano w górnej części pokładu 617 ± 99 ka BP (Lub-2410). Lessy są silnie zwarte i trudne

do wiercenia. Akumulowane były na powierzchniach zbudowanych z eoplejstocenijskich utworów serii krasnostawskiej budujących terasę nadzalewową, ale także w facji aluwialnej w obrębie dna paleodoliny eoplejstocenijskiej. Less facji soliflukcyjnej nawiercony na terasie nadzalewowej zawiera średnio 12% węglanów wapnia, natomiast w facji aluwialnej 18% węglanów i jedynie ślady humusu. Wymiary średniego ziarna (Mz) obliczone dla tych osadów wynoszą odpowiednio $6,72\phi$ i $6,07\phi$. Osady są skrajnie źle wysortowane. W otworze Moniatycze K-5 cechy granulometryczne lessu są porównywalne z cechami lessów młodszych górnych z Vistulianu. Zawierają do 53% frakcji lessowej, ich średnie ziarno (Mz) ma średnicę $5,89\phi$, wysortowanie jest słabe ($\sigma=1,98$), zawartość tlenków żelaza wynosi średnio 1,65%, a węglanów 9,8%. Lessy akumulowane były w fazie wstępującej zlodowacenia Nidy w suchych kontynentalnych warunkach klimatycznych, o czym świadczą oprócz cech samych lessów także obserwowane w rdzeniach wiertniczych struktury siateczkowate po wieloletniej zmarzlinie; znaleziono także fragment pseudomorfozy po strukturze kriogenicznej w obrębie rdzenia wiertniczego (?) Lessy z fazy wstępującej zlodowacenia Nidy określono symbolem stratygraficznym LN4, nawiązując do schematu stratygraficznego lessów polskich opracowanego przez H. Maruszcza (1991).

Akumulację osadów morenowych zlodowacenia Nidy poprzedziła faza erozji wód proglacjalnych, które rozcięły aluwialne osady aż do kredowego podłoża, a następnie złożyły w dnie rynny utwory gliniasto-głazowe. Potem nastąpiła akumulacja miększej moreny, która zachowała się jednak głównie w obniżeniach ówczesnej powierzchni. W profilu Hrubieszów CPN mięszość moreny silnie wzbogaconej w lokalny kredowo-marglisty materiał dochodzi do 25 m. W górnej części zawiera porwaki żwirów eoplejstocenijskich oraz margli z podłoża. Zachowała się w najgłębszych miejscach pradoliny Huczwy. Gлина ta nie była badana laboratoryjnie, w profilu tego otworu o głębokości 86 m opróbowano osady tylko do głębokości 58 m, uważając niżej leżącą morenę o pokroju „lokalnej” za osady wieku kredowego. Dopiero bliższa obserwacja osadu wykazała jego glacialną genezę i plejstocenijski wiek. Oprócz otworu CPN w Hrubieszowie glinę zwałową zlodowacenia Nidy nawiercono także w kilku otworach hydrogeologicznych w okolicach Dziekanowa, a także w otworach kartograficznych w Czartowcu K-6, Rogalinie K-1 i Kol. Hrebenne K-2. Wiek glin określono metodą TL: Czartowiec 572 ± 85 ka BP (Lub-2401), Rogalin 566 ± 84 ka BP (Lub-2239), Kol. Hrebenne 573 ± 85 ka BP (Lub-2241).

Pod względem petrograficznym omawiane gliny zwałowe badane były w Czartowcu i Kol. Hrebenne, gdyż tylko tam były niezwięznięte, węglanowe. Charakterystyczną cechą składu petrograficznego jest dominacja zwi-



Ryc. 4. Skład petrograficzny glin zwałowych zlodowacenia Nidy i Sanu na Grzędzie Horodelskiej. Skąły skandynawskie: Kr — krystaliczne, Wp — wapień paleozoiczne, Dp — dolomity paleozoiczne, Pp — piaskowce paleozoiczne, Qp — kwarcze paleozoiczne. Skąły lokalne: W — wapień, P — piaskowce, Q — kwarcz, Krz — krzemienie, F — konkretje fosforytowe, M, M1 — margle, Sk — skąły skandynawskie, Lok — skąły lokalne. O/K — stosunek skąły osadowych do krystalicznych, K/W — stosunek skąły krystalicznych do żwirów wapieni paleozoicznych, A/B — stosunek żwirów skąły małoodpornych na niszczenie do żwirów skąły odpornych

Petrographic composition of tills of the Nida and San glaciations at the Horodło Ridge. Sk — Scandinavian rocks: Kr — crystalline, Wp — Palaeozoic limestones, Dp — Palaeozoic dolomites, Pp — Palaeozoic sandstones, Qp — Palaeozoic quartz. Local rocks: W — limestones, P — sandstones, Q — quartz, Krz — flints, F — phosphorite concretions, M, M1 — marls, Sk — Scandinavian rocks, Lok — local rocks. O/K — ratio of sedimentary to crystalline rocks, K/W — ratio of crystalline rocks to gravels of Palaeozoic limestones, A/B — ratio of gravels of non-resistant to resistant rocks

Tab. 1. Uśrednione wskaźniki petrograficzne glin zlodowacenia Nidy według metody J. Rzechowskiego

Mean petrographic indices of tills from the Nidanian glaciation (J. Rzechowski method)

Otwór badawczy	O/K	K/W	A/B
Czartowiec	1,07	0,97	1,04
Kolonia Hrebenne	1,21	0,92	0,95

rów frakcji 5–10 mm w następującej kolejności: wapienie paleozoiczne, skały krystaliczne, kwarcze paleozoiczne, piaskowce paleozoiczne, śladowe części dolomitów paleozoicznych. Skały skandynawskie stanowią łącznie od 69,8% do 75,6% żwirów badanej frakcji. Wśród pozostałych żwirów występują wapienie (12,1–17,3%) i piaskowce trzeciorzędowe (9,91–10,16%) oraz śladowe części kwarców, krzemieni i margli (ryc. 4).

Z fazy zstępującej zlodowacenia Nidy pochodzą piaski rzeczne oraz przykrywające je lessy. Osady tego typu nawiercono w otworach Moniatycze K-5 oraz Stefankowice K-4. Piaski są średnioziarniste z domieszką żwirów głównie kredowych. Ich parametry granulometryczne obliczone według wzorów Foka i Warda są następujące: $Mz=1,66\phi$, $Md=1,53\phi$, $\sigma_1=0,90$, $Sk_1=0,20$, $K_G=1,14$. Zawierają one tylko śladowe części węglanów (0,7%). W składzie minerałów ciężkich tych piasków badanych we frakcji 0,25–0,1 mm przeważają minerały przezroczyste; nieprzezroczystych jest 35,3%. Wśród przezroczystych dominują kolejno: granat (21,7%), dysten (21,4%), staurolit (18,3%), turmalin (13,3%), glaukonit (13,5%), cyrkon (6,7%), epidot (4,9%), a na dalszych miejscach są: rutyl, andaluzyt i topaz. Przeważają więc wyraźnie minerały odporne, co łącznie ze wskaźnikami granulometrycznymi świadczy o rzeczonym pochodzeniu osadu. Zwraca uwagę brak wśród analizowanych minerałów amfiboli i piroksenów. Rzeka przemieszczała więc w owym okresie głównie materiał lokalny.

Z fazy zstępującej zlodowacenia Nidy pochodzą także lessy i utwory lessopodobne nawiercone w otworach Moniatycze K-5 na głębokości 27,5–30,5 m oraz w Stefankowicach K-4 na głębokości 26,9–31,5 m. W Moniatyczach są to lessy piaszczyste, szczególnie w dolnej części pokładu, zawierające 2,1–8,0% węglanów, 0,12% humusu, 0,96% tlenków żelaza (wartości średnie). Charakteryzują je następujące parametry granulometryczne: $Mz=5,78\phi$, $Md=5,15\phi$, $\sigma_1=2,65$, $Sk_1=0,46$, $K_G=1,99$. Zawierają one frakcji „lessowej” 0,05–0,02 mm w zakresie 21–55%; średnio 46,3%.

W otworze Stefankowice K-4 lessopodobne osady tego wieku objęte w stropie pokładu pedogenezą rangi interglacjalnej nawiercono na głębokości 26,9–28,8 m. Niezwietrzały, zalegający poniżej gleby kopalnej osad zawiera średnio 27,1% węglanów, 0,12% humusu i 1,52% tlenków żelaza. Charakteryzują go następujące parametry granulometryczne: $Mz=7,17\phi$, $Md=6,48\phi$, $\sigma_1=2,73$, $Sk_1=0,40$, $K_G=0,87$. Osad zawiera średnio 35% frakcji „lessowej” oraz 28% ilu.

Cechy mineralogiczne lessów z fazy zstępującej zlodowacenia Nidy rozpoznano na podstawie próbek z profilu w Moniatyczach K-4. W składzie minerałów ciężkich frakcji 0,25–0,1 mm dominują minerały przezroczyste. Nieprzezroczyste mieszczą się w granicach 32,8–40,3%. Wśród przezroczy-

stych dominują kolejno: granat (49,0–50,0%), turmalin (15,1–17,4%), rutil (3,4–6,1%), cyrkon (4,1–5,2%), andaluzyt (1,3–1,4%) i na dalszym miejscu apatyt (0,4–1,1%). Zwraca uwagę całkowity brak biotyty i piroksenu oraz tylko niewielka ilość amfiboli (0,8%). Materiałem alimentacyjnym pyłów były więc raczej wietrzeliny skał miejscowych, a nie utwory glacialne. Lessy z fazy zstępującej zlodowacenia Nidy określono symbolem stratygraficznym LN3 (Dolecki 1991).

INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI

Interglacjał ferdynandowski (Janczyk-Kopikowa i inni 1981) stanowi ciepły interwał z dwoma cieplejszymi wahnięciami i rozdzielającym je ochłodzeniem; okres ten paralelizowany jest ze stadiami tlenowymi wierceń głębokomorskich od 13 do 15 (Lindner 1988, 1991). Chronostratygraficznie okres ten na podstawie datowań TL lokowany jest w interwale 560–510 ka (Rzechowski 1977, 1982). W schematach autorów zachodnich interglacjał ferdynandowski paralelizowany jest z ociepleniem Voigtstedt (Erd 1979). Niektórzy z nich wyróżniają w obrębie tego interwału okres zimny odpowiadający stadiałowi (Kukla 1975) lub glacjałowi (Zagwijn 1986), podczas którego akumulowane były lessy (Brunnacker i inni 1982). W przyjętym przez autora schemacie stratygraficznym interglacjał ferdynandowski rozdziela zlodowacenie przedmaksymalne i maksymalne w obrębie zlodowaceń południowopolskich, oddziela więc zlodowacenia Nidy i Sanu.

Na Grzędzie Horodelskiej ślady tego interglacjału w postaci gleb kopalnych stwierdzono w profilu Stefankowice K-4 (ryc. 5) oraz poniżej iltów zastoiskowych ze zlodowacenia Sanu w profilu Kol. Zadębcze I. W Stefankowicach K-4 jest to dolna gleba kompleksu glebowego, która oddziela less ze zlodowacenia Nidy od lessu z fazy wstępującej zlodowacenia Sanu, na którym wytworzyła się górna gleba kopalna. Obie te gleby tworzą pedokompleks o łącznej miąższości 4,2 m. Górna gleba kompleksu o profilu gleby brunatnej wylugowanej rozwijała się we wczesnej fazie zlodowacenia Sanu. Substrat tej gleby datowano metodą TL na 517 ± 77 ka BP (Lub-2396). Znaczna ilość humusu w poziomie akumulacyjnym górnej gleby (0,33%) oraz wtórne węglany wypełniające szczeliny rozcinające glebę wskazują raczej na dość suche warunki podogenezy w okresie finalnym rozwoju pedokompleksu. W poziomie A₁A₃ gleby występują szczeliny wypełnione osadem humusowym, świadczące o sezonowej zmarzlinie. W poziomie brunatnienia silnie wzbogaconym w frakcję iltu (do 40%) występuje do 2,61% tlenków żelaza.

Dolna gleba kompleksu charakteryzuje się nieco odmiennymi cechami niż górna. Jest to gleba brunatna, której cechy diagnostyczne są silnie za-

tarte przez późniejszą pedogenezę. Profil gleby jest całkowicie wylugowany z węglanów i w górnej części zaburzony przez soliflukcję. W poziomie akumulacyjnym występuje do 40% frakcji iltu, natomiast w poziomie brunatnienia jest 2,25–2,35% tlenków żelaza. Ślady humusu notuje się tylko w górnej części profilu glebowego zaburzonego przez soliflukcję oraz szczeliny z sezonowym wypełnieniem. Znaczą więc one jakiś okres wyraźnego ochłodzenia, jaki zaistniał pomiędzy tworzeniem się gleby dolnej i górnej pedokompleksu.

Pozycja stratygraficzna dolnej gleby oraz jej cechy diagnostyczne zdają się wskazywać, że można ją paralelizować z glebą poziomu łubińskiego w schemacie stratygraficznym lessów Ukrainy SE opracowanym przez M. F. Wieklicza (1968, 1980). Stratygraficznie odpowiada ona zapewne glebie rozwiniętej w profilu A w Ferdynandowie na „drugim poziomie litostratygraficznym glin morenowych zlodowacenia południowopolskiego”, dla których J. Butrym otrzymał daty TL 578 ka, 565 ka, 583 ka, a w spągu gliny 604 ka i 606 ka (Rzechowski 1986). Są to więc daty zgodne z uzyskanymi dla gliny zwałowej zlodowacenia Nidy na Grzędzie Horodelskiej.

Śladem interglacjału ferdynandowskiego są także resztki dobrze wykształconej gleby, z której przed denudacją zachował się poziom iluwalny zasobny w tlenki żelaza i iltu w środkowej części profilu Kol. Ządębce I w zachodniej części Grzędy Horodelskiej. Substrat gleby datowano metodą TL na 547 ± 82 ka BP (Lub-2441) (Maruszczyk, Dolecki, Łanczont 1992). Data ta potwierdza chronostratygraficzną pozycję gleby kopalnej.

ZŁODOWACENIE SANU

Jest to zlodowacenie maksymalne sięgające w swoim najdalszym zasięgu po Karpaty. W schemacie stratygraficznym L. Lindnera (1988) jest to jednostka określana nazwą zlodowacenia San 2, natomiast w schemacie P.I.G. odpowiada mu zlodowacenie Wilgi (Instrukcja... 1991).

Zlodowacenie Sanu pozostawiło na Grzędzie Horodelskiej wyraźne ślady w postaci lessów, osadów glacialnych, fluwioglacialnych, glacialimnicznych i fluwioperyglacialnych. Te ostatnie nawiercono w profilu Moniatycze poniżej moreny Sanu i podścielających morenę lessów na głębokości 26,5–27,5 m. Zostały one datowane metodą TL na 512 ± 76 ka BP (Lub-2410), odpowiadają więc pod względem wieku TL substratowi górnej gleby z kompleksu ferdynandowskiego w wierceniu Stefankowice K-4. Charakterystyczną cechą omawianych ilastych utworów fluwioperyglacialnych jest znaczna zawartość węglanów (13%), tlenków żelaza (3,08%) i substancji organicznej (0,39%). Występują także skorupki mięczaków o charakterze „lessowym”: *Pupilla sp.*, *Succinea oblonga* (Drap.). Osady te przykryte są 1,5 m warstwą piasków

rzecznych. Wyżej leżą lessy akumulowane we wczesnej fazie zlodowacenia o charakterystycznym drobnym rozmiarze średniego ziarna.

Lessy z fazy wstępującej zlodowacenia Sanu nawiercono w otworze Moniatycze K-5 oraz Stefankowice K-4. W tym ostatnim otworze mają one miąższość 5,1 m. Najniższe ogniwo stratygraficzne tych lessów zostało objęte pedogenezą interstadialną i weszło w całości w skład kompleksu glebowego ferdynandowskiego. Less z fazy wstępującej zlodowacenia Sanu w Stefankowicach nie objęty procesem glebowym charakteryzują następujące parametry granulometryczne: $Mz=7,01\phi$, $Md=6,05\phi$, $\sigma_1=3,01$, $Sk_1=0,63$, $K_G=1,23$. W utworze jest 3,4% węglanów, 0,10% humusu i 2,11% tlenków żelaza. Frakcji „lessowej” jest średnio 41,5% a iłu 22,8%.

W profilu Moniatycze K-5 less tego poziomu stratygraficznego występuje w facji eolicznej i ma miąższość 7,5 m, z czego 3,5 m od stropu jest bezwęglanowy, a niżej zawiera 1,68–8,84% węglanów. Charakteryzują go następujące parametry granulometryczne: $Mz=6,04\phi$, $Md=5,38\phi$, $\sigma_1=3,47$, $Sk_1=0,31$, $K_G=1,29$. W lessie występują zaledwie śladowe ilości humusu (0,04%) oraz średnio 1,52% tlenków żelaza. W lessie bezwęglanowym z górnej części pokładu stosunki granulometryczne są nieco inne: $Mz=5,43\phi$, $Md=5,01\phi$, $\sigma_1=1,76$, $Sk_1=0,55$, $K_G=2,93$. Porównanie tych parametrów granulometrycznych oraz cech chemicznych osadów wskazuje, że brak węglanów w stropowej części pokładu lessu nie jest cechą wtórną, lecz ma związek z cechami osadu alimentacyjnego dla tych lessów. Lessy z fazy wstępującej zlodowacenia Sanu datowano metodą TL na podstawie próbki pobranej w partii stropowej tych lessów w profilu Stefankowice K-4. Uzyskano wynik: 482 ± 72 ka BP (Lub-2395). Data ta potwierdza prawidłowość paralelizacji stratygraficznej tych lessów określonych symbolem stratygraficznym LN2.

Wyraźnym śladem niedalekiego sąsiedztwa czoła lądolodu są osady limnoglacialne nawiercone w profilu Hrubieszów CPN w sąsiedztwie pradoliny Huczwy, a także w Dziekanowie, gdzie rozdzielają w profilu pionowym gliny zlodowacenia Nidy i Sanu. Iły limnoglacialne występują w profilach położonych w sąsiedztwie starych kopalnych dolin na peryferiach obszaru wierzchowinowego. W okolicy Hrubieszowa mają one miąższość 6-10 m i więcej. Osady te stosunkowo łatwo rozpoznać w opisach otworów wiertniczych ze względu na charakterystyczną warstwową strukturę i skład mechaniczny pozwalający paralelizować nawet osady leżące w znacznych odległościach w obrębie regionu. W profilu Hrubieszów CPN nawiercone zostały na głębokości 19–27 m. Wyróżnia je i indywidualizuje ujemna skośność rozkładu uziarnienia w zakresie od -0,24 do -0,08. Zawierają one 19–33% węglanów i znaczną domieszkę humusu (do 0,54%) oraz frakcji iłu (36–37%), a tylko ślady piasku. Średnie ziarno (Mz) ma średnicę $7,94\phi$, $Md=8,26\phi$, osad jest źle wysorto-

wany ($\sigma=1,85$), parametr kurtozy ($K_G=0,79$) wskazuje na rozkład platykurtyczny uziarnienia, co z kolei świadczy o polimodalności uziarnienia, a więc dostawy osadu z różnych środowisk sedymentacyjnych.

W nieco innym wykształceniu facjalnym znaleziono mułki i ropy zastoiskowe w Kolonii Zadębce I w profilu położonym w wąwozie rozcinającym wschodnie zbocze doliny rzeki Białki. Występują tam osady zastoiskowe bezpośrednio pod gliną zwałową zlodowacenia Sanu objętą w całości interglacjalną pedogenezą. Próbkę pobrana z pogranicza spągu gliny zwałowej i ropy zastoiskowych datowana została metodą TL 478 ± 62 ka BP (Lub-178). Osady zastoiskowe w nieco większym zwarciu występują na północnej krawędzi Grzędy Horodelskiej w okolicy wsi Putnowice, 1,5 km na SW od kliniarni w Białopolu. Występują tam na żwirach bezwęglanowe mułki i ropy zawierające nawet do 98% frakcji ropy i osiagające miąższość nawet do 7 m.

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu występują na Grzędzie Horodelskiej dość powszechnie, lecz pod miąższą pokrywą lessów lub utworów lessopodobnych. Na powierzchni terenu występuje miejscami na północnym przedpolu Grzędy Horodelskiej w postaci rezydualnych płatów, gdzie zachowała się w obniżeniach podłoża. Badania glin zwałowych wykonano na podstawie próbek z 4 wierceń kartograficznych oraz z jednego odsłonięcia. Gлина zwałowa ma zmienną miąższość. Maksymalną stwierdzono w wierceniu Stefankowice 3, gdzie osiaga 8,2 m i wypełnia obniżenie zapewne o charakterze tektonicznym, o czym świadczą różnice hipsometrycznego położenia stropu gliny w bezpośrednio sąsiadującym otworze Stefankowice K-4. Skład petrograficzny glin zwałowych badano we frakcji żwirów 5–10 mm w profilach Stefankowice K-3 i K-4. W innych profilach gliny były bezwęglanowe; względy metodyczne nie pozwalały na ich analizę petrograficzną. W profilu Stefankowice K-4 gлина miała miąższość 1,8 m i badano ją na podstawie 5 próbek, natomiast w Stefankowicach K-3 węglanowa, nie objęta pedogenezą gлина zwałowa miała miąższość 5,3 m i badano ją na podstawie 2 próbek. Ogólnie w składzie petrograficznym badanych żwirów przeważają bezwzględnie skały skandynawskie stanowiąc 68,43% żwirów. Dominują wśród nich wapień paleozoiczne (36,17%), skały krystaliczne (25,4%) oraz kwarcze paleozoiczne (5,12%) i piaskowce paleozoiczne (1,17%). Zwraca uwagę całkowity brak dolomitów paleozoicznych oraz łupków paleozoicznych. Wśród skał lokalnych wyraźnie dominują wapień (11,87%) oraz piaskowce (11,73%). Pozostałe to kwarcze trzeciorzędowe (3,26%) oraz ropy (2,45%). Obliczone wskaźniki petrograficzne z poszczególnych próbek i profili po uśrednieniu są następujące: $O/K=1,26$, $K/W=0,83$, $A/B=1,12$. Gliny zwałowe były datowane metodą TL w Stefankowicach K-3: 473 ± 70 ka BP (Lub-2408) oraz Stefankowicach K-4: 449 ± 67 ka BP (Lub-2394). W Kolonii Zadębce I zwietrzała

głina zwałowa odsłaniająca się na powierzchni terenu datowana została tą samą metodą w stropie pokładu na 445 ± 58 ka BP (Lub-177) oraz w spągu pokładu 478 ± 62 ka BP (Lub-178).

INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI (SAN/LIWIEC)

W najnowszych schematach stratygraficznych plejstocenu okres pomiędzy ostatnim ze zlodowaceń południowopolskich i pierwszym ze zlodowaceń środkowopolskich określany jako interglacjał mazowiecki (Holstein s.l.) rozdzielany jest na dwa interglacjały oraz dzielące je osobne zlodowacenie. W Europie Zachodniej jest to jednostka stratygraficzna Fühne (Erd 1978), a w Polsce zlodowacenie Liwca (Lindner, Brykczyńska 1980) odpowiadający na zachodzie Europy floram Dömnitz (Erd 1978).

Na Grzędzie Horodelskiej interglacjał mazowiecki zaznaczył się głównie w postaci intensywnej erozji i denudacji, która w znacznym stopniu zredukowała miąższość lessów z fazy zstępującej zlodowacenia Sanu, a także innych osadów peryglacialnych i glacialnych w obrębie stoków i w dolinach. W interglacjałach mazowieckim wytworzyła się miększa gleba rozwinięta na różnych starszych osadach. Gleba ta wskutek denudacji w późniejszym okresie zachowała się w stanie kopalnym na niewielu stanowiskach. Jednym z tych miejsc są profile Kol. Zadębce I i II. Rozwinięta jest tam na glinie zwałowej zlodowacenia Sanu oraz produktach jej denudacji. Jest to gleba płowa o znacznej miąższości (Dolecki 1977, 1981). Substrat gleby w obrębie poziomu akumulacyjnego datowano metodą TL na 351 ± 52 ka BP (Lub-2400) (Maruszczak, Dolecki, Łanczont 1992).

W otworze kartograficznym Czartowiec K-6 zdenudowana w górnej części gleba interglacialna tego poziomu stratygraficznego rozwinięta powyżej powierzchni erozyjnej ścinającej glinę zwałową zlodowacenia Nidy datowana została metodą TL na $378 \pm$ ka (Lub-2400).

Innym śladem interglacjału mazowieckiego na Grzędzie Horodelskiej są piaski i mułki rzeczno-zastoiskowe rozprzestrzenione szeroko w obrębie dolin Huczwy i Bugu (Prószyński 1952, Mojski 1956, 1965, Jahn 1956, Dolecki 1977, 1981).

ZLADOWACENIE LIWCA

Grzęda Horodelska podczas zlodowacenia Liwca położona była w strefie peryglacialnej tego zlodowacenia; akumulowane były utwory lessowe, które w schemacie stratygraficznym lessów polskich opracowanym przez

H. Maruszczaka (1991) określane są nazwą lessów najstarszych i oznaczone symbolem LN1. Poza odsłonięciem w Nieledwi, gdzie rozwinięta jest na nich najstarsza w tym profilu gleba interglacjalna, lessy zlodowacenia Liwca rozpoznano w niewątpliwej sytuacji stratygraficznej w profilach Kol. Zadębce (Dolecki 1977, 1981, 1991) i datowano metodą TL (Maruszczak, Dolecki, Łanczont 1992). Lessy ze zlodowacenia Liwca w Kol. Zadębce akumulowane były na glebie interglacjalnej mazowickiej rozwiniętej na glinie zwałowej ze zlodowacenia Sanu. Na lessach tych wytworzyła się miększa gleba paralelizowana z interglacjalnym Zbójna. Zwiertzały substrat tej gleby w jej poziomie akumulacyjnym datowano metodą TL na 312 ± 46 ka BP (Lub-2443), natomiast w poziomie genetycznym gleby B₁: 327 ± 49 ka BP (Lub-2444). W dolnej części pokładu LN1 w tym profilu uzyskano datę TL 342 ± 51 ka BP (Lub-2445). Są więc to daty całkowicie porównywalne z datami uzyskanymi tą samą metodą i w tym samym laboratorium dla LN1 w profilu reperowym lessów w Nieledwi: 327 ± 40 ka BP (Lub-168); $336,4 \pm 40$ ka BP (Lub-169); 341 ± 41 ka BP (Lub-170); $351,6 \pm 42$ ka BP (Lub-171) oraz $367,8 \pm 44$ ka BP (Lub-172) (Butrym, Maruszczak 1983).

Lessy ze zlodowacenia Liwca wykazują zróżnicowanie stratygraficzne. Rozdziela je gleba interstadialna na dwa poziomy stadialne: młodszy — określony symbolem LN1a oraz starszy — LN1b. Gleby interstadialne dzielące LN1 w różnych profilach wykazują zróżnicowane zaawansowanie pedogenezy. W profilu Kol. Zadębce II gleba ma miąższość zaledwie 0,9 m i profil genetyczny typu A1-(B)C. W poziomie akumulacyjnym zawiera 0,27% humusu, w poziomie genetycznym (B)C zwiększa się zawartość ilu do 25–27%, a tlenków żelaza do 3,18%. Glebę przecinają szczeliny wypełnione węglanami.

W profilu wiercenia Czartowiec K-6 lessy ze zlodowacenia Liwca stwierdzono na głębokości 18–25 m; we wcześniejszych opracowaniach tego profilu uznano je mylnie za lessy starsze ze zlodowacenia Odry (Dolecki, Nowak 1991, Dolecki 1991). LN1 w profilu Czartowiec K-6 rozdziela doskonale wykształcony czarnoziem zawierający w poziomie akumulacyjnym 1,4% humusu, a więc prawie tyle co współczesne czarnoziemy na Grzędzie Horodelskiej. W górnej części profilu glebowego występują w formie pseudomyceliów węglany; humusu ubywa wraz z głębokością. Lessy zlodowacenia Liwca w profilu Czartowiec K-6 charakteryzują się stosunkowo drobnym ziarnem średnim. Parametry granulometryczne są następujące: $Mz = od 6,66$ do $7,25\phi$, $Md = od 5,53$ do $6,25\phi$, $\sigma_1 = 2,69-3,60$ (są to więc osady skrajnie źle wysortowane), $Sk_1 = od 0,61$ do $0,72$, $K_G = od 0,95$ do $1,32$. Less zawiera

od 0,84% do 4,45% węglanów, od 0,16% do 0,23% humusu oraz 2,34–2,86% tlenków żelaza.

W profilu Kolonii Zadębce II LN1 zawiera frakcji lessowej od 35–42%, a w LN1b do 45–50%. LN1a charakteryzuje się drobnym średnim ziarnem ($Mz=7,4\phi$), jest skrajnie źle wysortowany, rozkład uziarnienia jest bardzo dodatnio skośny, a kurtoza o charakterze leptokurtycznym. Less LN1b, ze starszego stadiału zlodowacenia Liwca jest w odróżnieniu od LN1 węglanowy (do 2,3%), lecz równie jak LN1a skrajnie źle wysortowany i ilasty. Data TL próbki tego lessu wskazuje, że jest on równowiekowy z substratem gleby interstadialnej rozdzielającej LN1 w profilu Czartowiec K-6.

INTERGLACJAŁ ZBÓJNA (LIWIEC/ODRA)

Profil palinologiczny tego interglacjału opracowany na podstawie badań osadów Zbójna z profilu położonego w zachodniej części Gór Świętokrzyskich opublikowali L. Lindner i E. Brykczyńska (1980). Osady tego wieku znaleziono także w Koninie-Marantowie (Borówko-Dłużakowa 1967) oraz w Raczkach Wielkich (Janczyk-Kopikowa 1985). Interglacjał Zbójna paralelizowany jest z interglacjałem Dömnitz (Erd 1978) w Niemczech, a na Białorusi odpowiada mu flory Czekalina (Zubakov 1986) oraz górne optimum klimatyczne z dwóch, jakie wydzieliła T. W. Jakubowska (1976) w profilu interglacjału lichwińskiego w okolicach Grodna. Zapewne należy tu także umieścić profil palinologiczny torfów i gytii datowanych metodą TL przez Szelkoplisa w Krukienicach na Podkarpaciu opisany przez spółkę autorską (Bojarskaja i inni 1973). Torfy w Krukienicach w wyższych położeniach hipsometrycznych przechodzą w gleby kopalne o zróżnicowanych profilach genetycznych w zależności od lokalnych warunków rzeźby w momencie ich tworzenia. Gleby kopalne z omawianego interglacjału znaleziono także na Wołyniu w Bojnicach oraz w Korszowie (Boguckij 1987), gdzie substrat gleby datowano metodą TL w laboratorium lubelskim na 314 ± 30 ka oraz 331 ± 50 ka w laboratorium kijowskim (Szelkoplis, Christoforowa 1987).

Na Grzędzie Horodelskiej nie znaleziono dotychczas profilu osadów organicznych z interglacjału Zbójna, natomiast stwierdzono kilka stanowisk gleb kopalnych z tego interglacjału. Najbardziej znanym stanowiskiem gleby kopalnej tego wieku jest profil główny (północny) w Nielewki koło Hrubieszowa. Gleba kopalna rozwinięta jest tam na lessie ze zlodowacenia Liwca i określona została w schemacie stratygraficznym lessów polskich (Maruszczak 1991) symbolem GJ3a. Gleba ta znaleziona i opisana przez

J. E. Mojskiego (1956, 1965) uznawana była wcześniej za pochodzącą z interglacjału eemskiego. W niewątpliwej sytuacji stratygraficznej znalazł autor glebę kopalną z interglacjału Zbójna w profilu Kol. Zadębcze II, gdzie występuje ona w środkowej części profilu i rozwinięta jest w stropie lessów i utworów lessopodobnych ze zlodowacenia Liwca. Gleba ma profil genetyczny A1g-A3g-Bt-C, jest to odgórnie oglejona gleba płowa o miąższości 1,9 m. Górne poziomy gleby przecina pseudomorfoza klina lodowego biegnąca z nadległego lessu starszego dolnego ze zlodowacenia Odry. W profilu Czartowiec K-6 na głębokości 18–21,2 m zachował się fragment poziomów genetycznych gleby interglacialnej silnie wzbogacony we wtórne węglany (szczególnie w stropie). Próbkę pobrana z tego residuum glebowego datowana została metodą TL na 312 ± 46 ka BP (Lub-2398), pochodzą więc one zapewne z gleby interglacialnej GJ3a. W profilu Stefankowice K-3 znaleziono kompleks glebowy złożony w dolnej części z gleby leśnej rozwiniętej na glinie zwałowej zlodowacenia Sanu z nałożoną glebą czarnoziemną, której substrat datowano metodą TL na 328 ± 49 ka BP (Lub-2393). Czarnoziem rozwijał się więc zapewne w finalnym okresie interglacjału Zbójna. W profilu kompleksu poniżej czarnoziemiu brak jest powierzchni erozyjnej, należy więc przypuszczać, że gleba leśna stanowiąca dolną część kompleksu glebowego pochodzi z optimum interglacjału Zbójna, a nie z interglacjału mazowieckiego, lecz nie można tego całkowicie wykluczyć. Z interglacjałem Zbójna należy wiązać także glebę kopalną znaną w profilu Teratyn (Dolecki 1981), gdzie występuje na głębokości 3,0 m i rozwinięta jest na LN1. Z gleby zachowały się dolne poziomy genetyczne w postaci poziomu Bt wyraźnie wzbogaczonego we frakcję ilu (27%) oraz tlenki żelaza (3,07%). Zwraca uwagę znaczna zawartość substancji humusowej zapewne namytej z już nie istniejących, zniszczonych przez denudację górnych poziomów genetycznych gleby interglacialnej. Ilość humusu jest równomiernie rozmieszczona w profilu i waha się w zakresie od 0,47% w górnej części do 0,36% w dolnej. Glebę, a właściwie jej „korzenie” przykrywają małomiąższe lessy starsze.

W obrębie dolin z interglacjałem Zbójna należy chyba wiązać piaski i żwiry rzeczne szeroko rozprzestrzenione i stanowiące zwykle fundament teras plejstocenijskich. Moszczą one powierzchnię erozyjną wyciętą w łażach i mułkach interglacjału mazowieckiego, utworach zastoiskowych i glacialnych zlodowacenia Sanu, lessopodobnych utworach tego zlodowacenia, a także żwirach i mułkach eoplejstocenijskich oraz marglach kredowych podłoża. Fundament teras plejstocenijskich charakteryzuje się dużą zmiennością miąższości osadów, ich granulacji i genezy. W Świerszczowie koło Hrubieszowa w obrębie doliny dolnej Huczwy osady piaszczysto-żwirowe pochodzące zapewne z interglacjału Zbójna nawiercono w obrębie terasy nadzalewowej wznoszą-

cej się do wysokości 185 m n.p.m. i ok. 6 m powyżej poziomu wody w Huczwie. Występują one warstwą o miąższości 2 m bezpośrednio na marglach górnej kredy. Powyżej leżą aluwialne osady pozakorytowe lessopodobne ze zlodowacenia Warty (13 m) przykryte lessami facji aluwialnej z ostatniego zlodowacenia.

J. Nowak wykonał analizę petrograficzną żwirów budujących fundament terasy nadzalewowej w Świerszczowie. Ze względu na ograniczoną masę próbki pochodzącej z wiercenia hydrogeologicznego analizowano cały materiał z przelotu 2 m. Znalaziono w nim łącznie 87 żwirów, z czego 38 reprezentowały skały skandynawskie, a 49 skały lokalne. Podstawową masę żwirów lokalnych próbki stanowiły białe wapienie margliste (39,1%) wieku kredowego z rostrami belemnitów oraz białe wapienie gruzełkowate z kawernami — podobne do litotamniowych. Do lokalnych należy także zaliczyć piaskowce średnioziarniste siwe o spoiwie węglanowym ze szklistymi ziarnami kwarcu (1,1%) oraz białe, doskonale obtoczone „fasolki” kwarcu (3,5%) i krzemienie ciemnozielone i oliwkowozielone, niektóre z czarną korą i ostrokrawędziste (11,5%). Trafiają się także nieliczne konkretje fosforytowo-piaszczysto-mulcowe stanowiące 1,1% próbki.

Wśród skał skandynawskich przeważają skały krystaliczne (19,5%) oraz wapienie paleozoiczne (16,1%). Wśród krystalicznych dominują skały kwarcowo-skaleniowe lub kwarc z przerostami skaleni, czasem muskowitu i biotyty. Występują ponadto ciemnoszare granity kwarcowo-skaleniowe, porfiry bałtyckie brązowoszare z charakterystycznymi plamami zapewne skaleni. Są także amfibolity, granity czerwone skaleniowe z ciemnymi minerałami, granity różowe i inne. Wśród wapieni paleozoicznych (16,1%) przeważają wapienie siwe i ciemnosiwe biogeniczne, niekiedy z fragmentami liliowców, tentakulitów i ramienionogów — zapewne wieku sylurskiego lub dewońskiego. Występują także wapienie plamiste i siwe z żyłkami kalcytu. Zwraca uwagę całkowity brak dolomitów paleozoicznych. Fakt ten zdaje się wskazywać, że żwiry pochodzą z rozmywanych osadów glacialnych zlodowacenia Sanu, wśród których także brak żwirów dolomitów paleozoicznych. Cecha ta wydaje się być ważnym instrumentem diagnostycznym dla żwirów akumulowanych w stadium finalnym mezoplejstocenu na tym terenie. Z innych skał występujących wśród analizowanych żwirów skandynawskich występują piaskowce paleozoiczne kwarcytyczne jasnosiwe i ciemnosiwe przekrystalizowane o bardzo słabo widocznej teksturze ziarn (2,3%), kwarc żyłowe białe (niektóre z biotytem) oraz kwarc żyłowe zielonkawe bardzo twarde (5,8%).

W podobnej sekwencji stratygraficznej występują piaski i żwiry w sąsiednim otworze położonym po przeciwnej stronie doliny Huczwy w obrębie wyższej terasy nadzalewowej przy masarni w Hrubieszowie. Analiza petro-

graficzna żwirów z fundamentu terasy wykonana przez J. Nowaka wykazała, że występują tam żwiry skał skandynawskich stanowiące 29,8% oraz żwiry skał lokalnych w ilości 70,2%. Podobnie jak w Świerszczowie brak jest całkowicie dolomitów paleozoicznych. Żwiry leżą bezpośrednio na skałach górnokredowych.

Rozpoziomowanie stratygraficzne osadów aluwialnych budujących terasy Huczwy i Bugu jest bardzo utrudnione ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną utworów czwartorzędowych, zróżnicowaną w układzie przestrzennym. Szczególnie dotyczy to doliny dolnej Huczwy, gdzie w stanie kopalnym zachowały się miejscami fragmenty starszych teras. Ogólny schemat budowy geologicznej teras plejstocenijskich przedstawiany był we wcześniejszych opracowaniach na podstawie sukcesywnie wzbogacanej dokumentacji (Mojski 1956, 1965, Jahn 1956, Dolecki 1974a,b, 1977, 1981, Dolecki, Skompski 1986).

Na wierzchowinach powyżej osadów ze zlodowacenia Liwca oprócz pokryw wietrzeniowych związanych z interglacją Zbójna zaznacza się wyraźna powierzchnia erozyjno-denudacyjna ścinająca różnowiekowe skały starsze. Analiza paleoreżby z tego okresu łącznie ze zróżnicowaniem budowy geologicznej stwierdzanej na podstawie blisko siebie położonych wierceń wskazuje, że okres ten charakteryzował się dużą intensywnością procesów tektonicznych.

Powyżej wymienionej powierzchni erozyjno-denudacyjnej w strefie wierzchowin występują miększe neoplejstocenijskie utwory lessowe zróżnicowane stratygraficznie. Reprezentują je lessy i utwory lessopodobne ze zlodowaceń Odry, Warty oraz Wisły rozdzielone zazwyczaj glebami kopalnymi rangi interglacjalnej bądź kompleksami glebowymi złożonymi z gleby optimum interglacjalnego i nałożonej gleby (zwykle gleby darniowej lub czarnoziem) z fazy wstępującej następnego zlodowacenia. Do niedawna uważano że kompleksy glebowe z taką sekwencją poszczególnych gleb w profilu należy łączyć z interglacją eemskim. Ostatnio stwierdzono występowanie w podobnej sekwencji także kompleksów glebowych w obrębie interglacjalnego lubelskiego. Miejscami są to trójpoziomowe gleby leśne typu brunatnych odgórnie oglejonych lub wylugowanych z miększymi nałożonymi poziomami humusowymi kształtowanymi w klimacie chłodniejszym związanym ze schyłkiem interglacjalnego (Maruszczak 1991). Prawdopodobnie ta dotyczy zapewne także starszych interglacjalnych poziomów glebowych.

Lessy neoplejstocenijskie osiagają na Grzędzie Horodelskiej miąższości rzędu 20–30 m, z czego na lessy vistuliańskie zajmujące największe powierzchnie i otulające starsze osady przypada 6–12 m w obrębie teras nadzalewowych do 17–21 m na wierzchowinach. Mniejsze miąższości lessów młod-

szych, a miejscami nawet ich całkowity brak stwierdza się w części NW i N obszaru i tam ukazują się na powierzchni lessy starsze, a miejscami i najstarsze lessy i utwory lessopodobne oraz utwory glacialne (Dolecki 1981, 1985, 1991).

WNIOSKI

1. Granice regionalne Grzędy Horodelskiej wyrażone hipsometrycznie predysponowane są czynnikiem tektonicznym, który zadecydował o charakterystycznej rzeźbie podłoża czwartorzędu oraz starszego plejstocenu. Ukierunkował on układ sieci rzecznej i układ orograficzny obszaru.

2. Okres najaktywniejszej przebudowy rzeźby to eo- i mezoplejstocen ze szczególnym uwzględnieniem ruchów tektonicznych zachodzących w okresie finalnym mezoplejstocenu. Wnioski te są zgodne z obserwacjami poczynionymi w tym względzie na południowej krawędzi Roztocza w okolicy Hedwiżyna i Smolinki przez W. Laskowską-Wysoczańską (1979), badaczy ukraińskich na południowym Polesiu (Koszyk i inni 1987) oraz w bezpośrednim sąsiedztwie po wschodniej stronie doliny Bugu (Szelkopljas i inni 1985).

3. W podłożu czwartorzędu reprezentowanym przez zróżnicowane litologicznie skały górnokredowe zachowały się główne formy rzeźby dolin potocznych odgrzebanych w eoplejstocenie. Występują poziomy: krasnostawski w obrębie paleodolin i kozienicki w obrębie kopalnej wierzchowiny. Zróżnicowanie hipsometryczne poziomów uformowało się w wyniku dysjunktywnych ruchów o charakterze tektonicznym.

4. Interglacjał podlaski pozostawił ślady w postaci silnej erozji w obrębie dolin. Wytworzył się wówczas system terasów erozyjnych ścinających miejscami starsze poziomy eoplejstocenijskie (Dolecki 1977).

5. Osady glacialne reprezentują gliny morenowe ze zlodowaceń południowopolskich. Starsze z nich paralelizowane jest ze zlodowaczeniem Nidy, natomiast młodsze ze zlodowaczeniem Sanu według schematu M. Harasim i innych (1988) oraz L. Doleckiego i innych (1991). Utwory te odpowiadają odpowiednio zlodowaczeniu San 1 i San 2 w schemacie stratygraficznym czwartorzędu L. Lindnera (1988) oraz zlodowaczeniu Sanu i Wilgi w schemacie stratygraficznym PIG w Warszawie (1991). Należy jednak zaznaczyć, że zlodowaczenie Wilgi obejmuje okres 510–365 ka BP (Mojski 1988). Osady zlodowaceń Nidy i Sanu występują w różnych formach rzeźby, co zdaje się przeczyć poglądom niektórych autorów, że lądolód rozprzestrzenił się na południu wyłącznie wzdłuż istniejących negatywnych form rzeźby

nie pokrywając wododziałów (Zaleskij 1987, Giereńczuk i inni 1972, Dorofiejew 1972).

Z osadów strefy peryglacialnej zlodowacenia zachowały się lessy i utwory lessopodobne różnych facji z dużym piętnem diagenety zachodzącej pod przykryciem nasuwającego się lodu, a także późniejszego obciążenia młodszymi osadami i związanych z tym konsekwencji fizycznych i chemicznych. Z dat TL uzyskanych dla omawianych najstarszych lessów w stropie i spągu Czartowiec K-5 wynika, że w fazie wstępującej akumulacja tych osadów zachodziła w interwale 638–612 ka, lessy te odpowiadają wiekowo i stratygraficznie lessom poziomu III w reperowym profilu A w Ferdynandowie (Janczyk-Kopikowa i inni 1981), gdzie były datowane metodą TL w laboratorium lubelskim na 651 ka (Rzechowski 1986, fig. 2). Są to lessy najstarsze określone symbolem stratygraficznym LN4. Osady glacialne zlodowacenia Nidy akumulowane były — jak wynika z dat TL — w interwale 612–565 ka, natomiast w okresie fazy zstępującej zlodowacenia akumulacja lessów zachodziła w interwale 566–542 ka BP. Lessy te i utwory lessopodobne oznaczone są symbolem LN3 (Dolecki 1991).

6. Jedynym — jak dotąd — znalezionym śladem interglacjału ferdynandowskiego na badanym terenie są gleby kopalne. W profilu Stefankowice K-4 jest to gleba kopalna brunatna wyługowana, występująca w pedokompleksie z glebą z wczesnej fazy zlodowacenia Sanu. Śladem tego interglacjału są zapewne także zachowane przed erozją i denudacją resztki gleby kopalnej w środkowej części profilu Kol. Zadębcze I, gdzie substrat gleby datowano metodą TL na 547 ka BP. Osadów organicznych z interglacjału ferdynandowskiego na Grzędzie Horodelskiej nie stwierdzono. Występują one w profilach sąsiedniego Polesia Wołyńskiego w okolicach Lubomla i Szacka, gdzie należą do poziomu białowieskiego (=Ferdynandów) (Szelkopljas, Christoforowa 1987). Ich wiek potwierdzają analizy palinologiczne (Zaleskij 1987). Osady te zawierają faunę tyraspolską i leżą na morenie wieku wołyńskiego odpowiadającej zlodowaceniowi Nidy w Polsce oraz poziomowi sulskiemu na obszarze SE Ukrainy (Wieklicz 1980, Szelkopljas, Christoforowa 1987).

7. Zlodowaceniem maksymalnym w Polsce SE było zlodowacenie Sanu (=Wilga = San 2 = Oka = Krukienice). Objęło ono cały obszar Grzędy Horodelskiej i miało charakter pokrywy. Dotarło do Karpat, o czym świadczą materiały geologiczne oraz daty TL karpaccy glin zwałowych z maksymalnego zasięgu i innych utworów glacialnych (Butrym, Maruszczak, Wojtanowicz 1988, Łanczont, Butrym, Pękala 1987, Butrym, Gerlach 1985, Maruszczak, Dolecki, Łanczont 1992).

8. Lessy i utwory lessopodobne z fazy wstępującej zlodowacenia Sanu akumulowane były w okresie 517–482 ka, co stwierdzono na podstawie datowania tych osadów w profilu Stefankowice K-4. Lessy tego poziomu stratygraficznego oznaczono symbolem LN2 nawiązując do oznaczenia zastosowanego w schemacie stratygraficznym lessow polskich H. Maruszczaka (1991).

9. Utwory glacialne zlodowacenia Sanu reprezentują gliny zwałowe, ility zastoiszkowe oraz piaski i żwiry fluwioglacjalne. Charakterystyczną cechą petrograficzną glin zwałowych tego wieku na Grzędzie Horodelskiej jest całkowity brak we frakcji żwirów 6–10 mm dolomitów paleozoicznych. Może to stanowić dość istotną cechę diagnostyczną glin tego wieku w układzie regionalnym. Gliny akumulowane były — jak wynika z dat TL — w interwale 473–445 ka BP.

10. Interglacjał mazowiecki (San/Liwiec) zaznaczył się początkowo intensywną erozją i denudacją. Gleby kopalne z tego okresu zachowały się w nielicznych stanowiskach. Należą do nich gleby w profilach Kol. Zadębcze I i II rozwinięte na glinie zwałowej zlodowacenia Sanu oraz gleba rozwinięta na glinie zwałowej ze zlodowacenia Nidy w profilu Czartowiec K-6. Należy chyba zaliczyć tu także dobrze rozwiniętą glebę na glinie zwałowej w wierceniu Jersaka (1973, 1988) i określoną przez tego autora jako „gleba typu Tomaszów”. Cechy lessów przykrywających tę glebę zdają się świadczyć, że są to lessy ze zlodowacenia Liwca, gleba pochodzi więc z interglacjału mazowieckiego. Na sąsiednim obszarze Wołynia, po drugiej stronie granicy państwowej omawianej glebie mazowieckiej odpowiada gleba sokalska wytworzona na glinie zwałowej zlodowacenia Oki znaleziona przez A. Boguckiego (1987) w Bojanicach.

11. Zlodowacenie Liwca zaznaczyło się na Grzędzie Horodelskiej akumulacją lessów i utworów lessopodobnych. Osady glacialne tego zlodowacenia stwierdzone zostały na Polesiu Lubelskim (Dolecki i inni 1993, Dolecki, Wojtanowicz 1994). Grzęda Horodelska była więc wówczas w strefie peryglacialnej tego zlodowacenia. Lessy akumulowane były w dwóch stadiałach rozdzielonych w profilach glebą rangi interstadialnej (Czartowiec K-6, Kol. Zadębcze II).

12. Interglacjał Zbójna kończy sekwencję stratygraficzną osadów mezoplejstocenijskich. Okres ten pozostawił ślady w postaci dobrze wykształconych gleb leśnych znalezionych w profilach Nielewki, Kol. Zadębcze II oraz Teratynie. Być może należą tu także najniższe gleby interglacialne w profilach Michałówki i Trzeszczan badanych dawniej przez J. E. Mojskiego (1956, 1965). Mogą tu także należeć kompleksy glebowe rozwinięte na glinie zwałowej zlodowacenia Sanu nawiercone w Stefankowicach K-3 i K-4,

a rozwinięte w postaci gleb leśnych z nałożonym poziomem humusowym. Glebom interglacjału Zbójna na Wołyniu odpowiada gleba kopalna łucka (Boguckij 1987), doskonale rozwinięta na przykład w profilu Bojanice w sąsiedztwie doliny Bugu po drugiej stronie granicy państwowej.

LITERATURA

- Baraniecka M.D. 1975; Znaczenie profilu Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. *Kwartalnik Geologiczny*, 19, 3, Warszawa.
- Bocheński T., Bolewski A., Michałek Z. 1955; O skałach oolitych karbonu nadbużańskiego. *Inst. Geol., Warszawa*.
- Boguckij A.B. 1987; Osnownyje lessovyje i paleopoczwiennyje gorizonty periglacialnoj lessowo-poczwiennoj serii plejstocena jugo-zapada Vostoczno-Ewropejskoj Platformy. *Stratigrafija i korrelacja morskich i kontynentalnych otłozhenii Ukrainy (Sbornik naucznych trudov)*. Naukova Dumka. Kijew, 47-52.
- Bojarskaja T.D., Dobrodiev O.P., Muratova M.B. 1973; Paleogeograficzeskije usłowija wremieni nakoplenija plejstocenowych otłozhenii bliz sieła Krukienicy. *Viestnik Moskovskogo Universiteta, Geografija*, 3, Moskwa, 80-85.
- Borówko-Dłużakowa Z. 1967; Badania paleobotaniczne osadów młodoplejstocenijskich (Brørup) w Koninie-Marantowie. *Prace Inst. Geol.*, 48, Warszawa, 81-136.
- Brunnacker K., Loscher M., Tillmans W., Urban B. 1982; Correlation of the Quaternary terrace sequence in the lower Rhine Valley and North Alpine Foothills of Central Europe. *Quaternary Res.*, 18, Pergamon Press, Oxford, 152-173.
- Butrym J., Maruszczak H. 1983; Termoluminescencyjna chronologia lessów z profilu Nieledeu. *Sprawozdania z badań naukowych Kom. Bad. Czwart. PAN*, 5, Warszawa, 114-117.
- Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1988; Chronologia termoluminescencyjna osadów łądolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58, Kraków, 191-205.
- Butrym J., Gerlach T. 1985; Przyczynek do chronostratygrafii osadów zlodowacenia południowopolskiego na Pogórzu Dynowskim. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balc.*, 19, Kraków, 29-35.
- Chizniakow S.W., Żelichowski A.M. 1974; Zarys tektoniki obszaru lubelsko-łwowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 18,4, Warszawa.
- Czerwiński J., Znosko J. 1967; Zum Problem der Kaledoniden in Sudostpolen. *Ber. deutsch Ges. Geol. Wiss., A. Geol. Palaontol.*, 12, 1-2, Berlin.
- Dolecki L. 1974a; Charakterystyka geologiczno-morfologiczna okolic Horodła. *Przew. Ogóln. Zjazdu Pol. Tow. Geogr.*, Lublin, 23-28.
- Dolecki L. 1974b; Zarys geologiczno-morfologiczny okolic Hrubieszowa. *Przew. Ogóln. Zjazdu Pol. Tow. Geogr.*, Lublin, 28-35.
- Dolecki L. 1977; Utwory czwartorzędowe okolic Hrubieszowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 21, 4, Warszawa, 803-818.
- Dolecki L. 1981; Litologia i stratygrafia lessów Grzędy Horodelskiej. *Annales UMCS, sec. B*, 32/33, Lublin, 151-187.
- Dolecki L. 1985; Thickness of Vistulian loessy cover at Grzęda Horodelska (Horodło Plateau — Nieledeu, Obrowiec and Horodło vicinity). *Guide-book of the international*

- symposium: Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses. Lublin, 121-123.
- Dolecki L. 1991; The oldest overtilt and undertilt loesses on the Grzęda Horodelska Plateau (SE Poland). *Annales UMCS, sec. B, XLVI, Lublin*, 65-79.
- Dolecki L., Skompski S. 1986; Mięczaki plejstocenijskie z Horodła and Bugiem. *Kwartalnik Geologiczny*, 30, 2, Warszawa, 309-328.
- Dolecki L., Nowak J. 1991; Profil lessów w Czartowcu. Podstawowe profile lessów w Polsce, *UMCS, Lublin, B 35-42*.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1993; Litologia i stratygrafia osadów eoi mezoplejstocenijskich środkowej części Polesia Lubelskiego. *Annales UMCS, sec. B, XLII/XLIII, Lublin (1987/1988)*, 1-27.
- Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J. 1991; Stratigrafia glacialnych obrazowanii sredniego i wierchniego plejstocena jugo-wostocznoj czasti Polski. Antropogenowyje (czetwerticznuje) formacii Ukrainy k kongressu INQUA w Pekinie, Kijew 1991, 35-44.
- Dolecki L., Wojtanowicz J. 1994; Litologia i stratygrafia osadów plejstocenijskich południowo-zachodniej części Garbu Włodawskiego. *Annales UMCS, sec. B, vol. XLVII (1992)*.
- Dorofiejew L. M. 1972; Rasprostranienije i stratigraficzskoje położenije lednikowych otłozhenii w zapadnoj czasti Ukrainy [W:] Krajowyje obrazowanija matierikowych oliedienienii. „Nauka”, Moskwa, 246-253.
- Erd K. D. 1978; Pollenanalitische Untersuchungen im Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. *Paläont. Abh. Abt. A Bd 2,2-3, Berlin*.
- Giereńczuk K. I., Demiediuk N. S., Zdeniuk M. B. 1972; Okskoje matierikowoje oliedienienije na zapadie Ukrainy i jego krajowyje formy. [W:] Krajowyje obrazowanija matierikowych oliedienienii, Moskwa, 238-245.
- Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej, *UMCS, Lublin*.
- Harasimiuk M. 1975; Utwory pliocenijskie okolic Rejowca Fabrycznego. *Biul. Lubelskiego Tow. Nauk., Geogr., 17, 1-2, Lublin*.
- Harasimiuk M., Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1988; Quaternary stratigraphy in the Lublin Region, Southeastern Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 8, 15-25.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Skompski S. 1991; The malacofauna of the Eopleistocene profile near Teremiec (Eastern part of Lublin Upland). *Kwartalnik Geologiczny*, 35, 1, Warszawa, 57-69.
- Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym (nowelizacja instrukcji dyrektora Instytutu Geologicznego z dnia 21 X 1975). 1991, Warszawa.
- Jahn A. 1946; Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 16, Kraków, 126-138.
- Jahn A. 1947; Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem. *Kosmos*, ser. A, 65, Kraków, 1-50.
- Jahn A. 1952; Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1:300 000 „Zamość”. *Biul. Inst. Geol.*, 66, Warszawa.
- Jahn A. 1956a; Wyżyna Lubelska, rzeźba i czwartorzęd. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7, Warszawa.
- Jahn A. 1956b; Region lubelski; środkowa i wschodnia część wyżyny. [W:] *Regionalna Geologia Polski*, 2, Kraków.
- Jahn A. 1960; The oldest periglacial period in Poland. *Biul. Peryglacialny*, 9, Łódź.

- Jahn A., Turnau-Morawska M. 1952; Preglacja i najstarsze utwory plejstocenijskie Wyżyny Lubelskiej. Biuletyn Państw. Inst. Geol., 65, Warszawa.
- Jakubowska T.V. 1976; Paleogeografia lichwinskogo miezlednikowia Grodzieńskiego Ponemania (Paleokarpologiczeskije issledowanija), „Nauka i technika”, Mińsk.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. 1981; Position of the Ferdynandów Interglacial Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the European Plain. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 335, Warszawa, 65–79.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. 1980; Stratygrafia i zasięgi osadów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu między Wisłą i Bugiem. Przew. symp. terenowego: Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE. Lublin, 35–36.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1981; Analiza pyłkowa osadów z Kaznowa i Krępcza. Biul. Inst. Geol. 321, Warszawa, 249–258.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1985; Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Imionki, Skazdub Stary, Raczki Wielkie. MS., Arch. Inst. Geol.
- Jersak J. 1973; Litologia i stratygrafia lessów wyżyn południowej Polski. Acta Geogr. Lodziensia, 32, Łódź.
- Jersak J. 1988; Pozycja stratygraficzna lessów starszych wyżyn południowej Polski. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 914, Katowice, 22–47.
- Krassowska A., Żelichowski A.M. 1983; Mapa geologiczna bez utworów młodszych od kredy 1:500 000. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- Koszik J.A., Timofiejew W.M., Komlew A.A., Czmychał W.N., Gysiewa L.W., Bortnik S.J. 1987; Nowyje aspekty istorii razwitija reljefa jużnogo Polesija w antropogenie. Stratygrafia i korrelacja morskich i kontynentalnych otłozhenii Ukrainy (Sbornik naucznych trudov). „Naukowa Dumka”. Kijew, 135–143.
- Kukla G.J. 1975; Loess Stratigraphy of Central Europe. [W:] Butzer K.W., Isaac G.L. (Eds). After the Australopithecines, Mouton Publ., Hague, 99–188.
- Laskowska-Wysoczańska W. 1979; Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Roztocza. Przegląd Geol., 6, Warszawa, 318–321.
- Lewiński J. 1988; Ślady zlodowaceń w okolicy Chełma. Kosmos, ser. A, 57, 3–4, Lwów.
- Lindner L. 1988; Stratigraphy and extent of Pleistocene continental glaciations in Europe. Acta Geologica Polonica, 41, 1–2, Warszawa, 85–100.
- Lindner L. 1991; Stratigraphy of main Pleistocene loess horizons and paleosols in mid-eastern Europe. Acta Geologica Polonica, 41, 1–2, Warszawa, 85–100.
- Lindner L., Brykczyńska E. 1980; Organogenic deposits at Zbójno by Przedbórz, western slopes of the Holy Cross Mts and their bearing on stratigraphy of the Pleistocene of Poland. Acta Geologica Polonica, 30, 2, Warszawa, 153–163.
- Łuniewski R. 1990; Dokumentacja badań geofizycznych wykonanych metodą elektrooporową dla arkuszy Teratyn (828) i Horodło (829) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. MS. Arch. Inst. Geol. w Warszawie.
- Makkaewjew A.A. 1959; Czetwierticznije otłozhenija Pripiatskogo Polesija. Trudy Wsiesojuznogo Nauczno-issled. Inst. Hidrogeol. i Inż. Geol., Sbornik, 18.
- Malicki A., Jahn A. 1937; Pochodzenie zwirow występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i Południowego Nadbuża. Kosmos, ser. A. 62, 4, Lwów, 597–611.
- Malicki A., Pękala K. 1972; Interglacja w nowym plejstocenijskim profilu okolicy Białopola (Wyżyna Lubelska). Wiadomość wstępna. Annales UMCS, sec. B, 27, Lublin, 205–224.

- Maruszczak H. 1991; Zróznicowanie stratygraficzne lessów polskich. [W:] Podstawowe profile lessów w Polsce. UMCS. Lublin, 13–35.
- Maruszczak H., Dolecki L., Łanczot M. 1992; Możliwości zastosowania metody termoluminescencyjnej do datowania utworów czwartorzędowych starszych od 0,3–0,5 Ma. *Przegląd Geologiczny*, 9, Warszawa, 538–541.
- Marynicz A.M. 1963; Geomorfologija Jużnogo Polesija. Izd. Kijowskiego Uniwersyteta, Kijew.
- Mojski J.E. 1956; Less i inne utwory geologiczne okolic Hrubieszowa. *Biul. Inst. Geol.*, 100, Warszawa, 463–501.
- Mojski J.E. 1964; Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu. *Kwartalnik Geologiczny*, 8, 2, Warszawa.
- Mojski J.E. 1965; Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 187, Warszawa, 145–216.
- Palienko W. P., Sokołowski I. 1981; O strukturalnej obusłowlenności reliefu jugo-zapadnoej okrainy Wostoczno-Ewropejskoj Platformy. *Biul. Inst. Geol.*, 321, Warszawa, 193–205.
- Prószczyński M. 1933; Przewodnie zespoły malakologiczne z osadów słodkowodnych Polesia oraz komunikat w sprawie tzw. interglacjalu w Koszarach i Zbereżu. *Pam. XIV Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich w Poznaniu*, 1.
- Prószczyński M. 1952; Sposzczerzenia geologiczne z dorzecza Bugu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65, Warszawa, 313–364.
- Rühle E. 1937; Utwory lodowcowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Kosmos*, ser. A, LXII, Lwów, 81–109.
- Rühle E. 1948; Kreda i trzeciorząd zachodniego Polesia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 34, Warszawa, 1–120.
- Rzechowski J. 1977; Main lithotypes of tills in the Central Polish areas. *Biul. Inst. Geol.* 305, Warszawa.
- Rzechowski J. 1982; Dependence of till lithology on properties of a local Quaternary bedrock in Central Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 343, Warszawa.
- Rzechowski J. 1986; Pleistocene Till Stratigraphy in Poland. [W:] V. Sibrava, D.Q. Bowen, G.M. Richmond (Eds): *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Report of the International Geological Correlation Programme, Projekt 24.* Pergamon Press, Oxford, 365–372.
- Rzechowski J. 1987; Osady plio-plejstocenijskie wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (dorzecze Bugu). *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce.* Ossolineum, Wrocław, 179–193.
- Szelkopljas W.N., Christoforowa T.F. 1987; Sledy rannieplejstocennogo oledienienija na teritorii Ukrainy. *Stratigrafija i korrelacija morskich i kontinentalnych otlożenij Ukrainy. Sbornik naucznych trudov. „Naukowa Dumka”*, Kijew, 7–14.
- Szelkopljas W.N., Christoforowa T.F., Palienko W. P., Morozow G. W., Maruszczak H., Lindner L., Wojtanowicz J., Butrym J., Boguckij A. B. 1985; Chronologija obrazowanij lessowoj i lednikowoj formacii zapadnoej czasti USRR i sopriedielnych teritorii. *IGN USRR, preprint 85-18*, Kijew, 3–52.
- Wieklicz M.F. 1968; *Stratigrafija lessowoj formacii Ukrainy i sosiednich stran*, Kijew, 1–238.
- Wieklicz M.F. 1980; *Stratigraficzeskaja korrelacija lessow Ewropy. Międzynarodnyj Geologiczeskij Kongress XXVI sesja, doklady sovietskich geologov. Czetwerticznaja geologija i geomorfologija, distancjonnoje zondirowanija.* Izd. „Nauka”. Moskwa, 26–30.

- Zagwijn W.H. 1986; The Pleistocene of the Netherlands with special reference to glaciation and terrace formation. [W:] Sibrava V., Bowen D.O., Richmond G.M. (Eds), Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Quatern. Sci. Rev., 5, Pergamon Press, Oxford, 341-346.
- Zaleskij I.I. 1978; Krajowuje lednikowuje obrazowanija siewierozapada USSR w rajonie Luboml-Szack. Krajowuje obrazowanija matierikowych oliedienienii, „Naukowa Dumka”, Kijew, 89-97.
- Zaleskij I.I. 1987; Okskij etap razwitija Wołynskiego Polesija. Stratygrafija i korrelacija morskich i kontynentalnych otłożenii Ukrainy. Sbornik naucznych trudov, „Naukowa Dumka”, Kijew, 43-46.
- Zubakov V.A. 1986; The global climatic of the Pleistocene. „Gidro-meteoizdat”, Leningrad, 1-287.
- Żelichowski A.M. 1972; Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263, Warszawa, 1-79.
- Żelichowski A.M., Kozłowski S. 1983; Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego, Warszawa.

SUMMARY

Basing on a detailed analysis of over 40 sections of Quaternary sediments, examined by the author during over twenty years' studies in the Horodło Ridge as well as from boreholes for mapping needs at the sheets Teratyn and Horodło of the Detailed Map of Poland in scale of 1:50,000, two principal geological sections were prepared that run across the Horodło Ridge. Analysis of sediments, their stratigraphical setting and facial changeability, supplied with TL data from the same laboratory (at the Department of Physical Geography and Palaeogeography, Institute of the Earth Sciences, the Maria Curie-Skłodowska University, Lublin), enable reconstruction of geological structure of Quaternary sediments of the Horodło Ridge.

Undulating surface of the Upper Cretaceous sediments is mantled with the Eopleistocene sands, gravels, silts and clays, TL dated at over 800 ka B.P., and correlated with the Kozienice and the Krasnystaw series.

Glacial sediments are represented by tills of varying petrographic composition and age. They are correlated with the Nida and San glaciations, known from stratigraphic subdivisions of the Pleistocene of Poland (Harasimiuk et al. 1988, Dolecki et al. 1991). A till of the Nida Glaciation was TL-dated at 573 ka (Kolonia Hrebenne), 566 ka (Rogalin) and 572 ka (Czartowiec). TL-ages of tills of the San Glaciation are equal to: 473 ka (Stefankowice K-3), 449 ka (Stefankowice K-4), 445 ka and 478 ka (Kolonia Zadębcze). There are thick loesses of the Nida and San Glaciations age, their deposition occurred during initial and final phases of these glacial episodes. Loesses and loessy-like deposits of the Nida Glaciation are defined with stratigraphical symbols LN4 (initial phase) and LN3 (final phase). The first ones were deposited at the TL-date interval 638-612 ka whereas the others — at 566-542 ka.

The Ferdynandów Interglacial and early phase of the San Glaciation are identified by a well developed soil complex, TL-dated at 517 ka at the top. During initial phase of the San Glaciation the loess LN2 was deposited at 512/517-482 ka. The Mazovian Interglacial (San/Liwiec) is represented by traces of erosive-denudational processes, palaeosols and soil complexes. Well developed soils were noted at Kolonia Zadębcze and in the borehole Czartowiec. The Liwec Glaciation is indicated by periglacial sediments (loesses and

loessy-like series). Deposition occurred, according to the TL data, at 342–312 ka. The loesses are defined with a stratigraphical symbol LN1 (Maruszczak 1991). They are overlain by interglacial soils, corresponding to the Zbójno Interglacial at the end of the Mesopleistocene. Soils of this age (except for the previously known loess key section at Nieledeu) were noted at Kolonia Zadębce and Teratyn. Presumably, soils on glacial sediments and loess (LN1a), noted in boreholes at Czartowiec and Stefankowice K-3, are also of the same age. Substrates of upper genetic soil horizons of these soils were TL-dated at 312 ka and 328 ka, respectively. Above, there are thick Neopleistocene loesses of complex stratigraphy and interbedded with palaeosols.