

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XLII/XLIII, 1

SECTIO B

1987/1988

Zakład Geografii Fizycznej i Zakład Geologii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

Leopold DOLECKI, Zbigniew GARDZIEL,
Jerzy NOWAK

**Litologia i stratygrafia osadów eo- i mezoplejstoceničkih
środkowej części Polesia Lubelskiego**

Lithology and Stratigraphy of Eo- and Mesopleistocene Sediments in Central Lublin
Polesie

WSTĘP

Obszar opracowania obejmuje zachodnie krańce Garbu Włodawskiego, północne fragmenty Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego oraz centralną część Równiny Parczewskiej (ryc. 1). Praca stanowi częściowe omówienie wyników kartowania geologicznego na arkuszach Sosnowica i Wisznice *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000. Przy rozpozniomowaniu osadów zastosowano schemat stratygraficzny plejstocenu R z e c h o w s k i e g o (1986), z uzupełnieniami autorów (ryc. 2). Wybór schematu Rzechowskiego uzasadniał fakt, iż autor ten wykorzystał do podziału plejstocenu bogate materiały terenowe, opracowane jednolicie zgodnie z zaleceniami *Instrukcji w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski...* (1977).

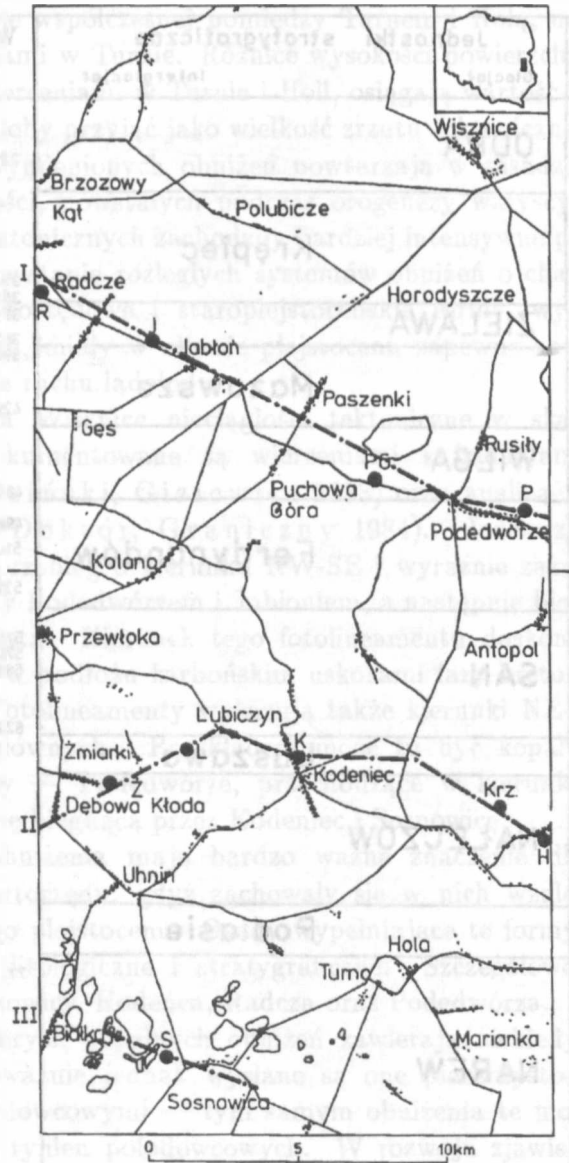
Niniejsza praca oparta jest na wynikach badań laboratoryjnych, analizie materiałów archiwalnych oraz obserwacjach terenowych autorów podczas

kartowania geologicznego, z nawiązaniem do wyników prac kartograficznych na obszarach sąsiednich.*

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU RZEŻBA ORAZ CHARAKTER LITOLOGICZNY I WIEK OSADÓW

Podstawowe dane, dotyczące charakteru litologicznego, rzeźby i wieku osadów budujących podłoże czwartorzędu badanego terenu, określono na podstawie ponad 390 archiwalnych otworów wiertniczych oraz 10 wykonanych specjalnie dla celów kartowania geologicznego odwiertów, przebijających osady czwartorzędowe. Pewną pomocą w interpretacji rzeźby podłoża czwartorzędu były wyniki badań geofizycznych, które przeprowadzono na linii głównych przekrojów geologicznych (Jagodziński, Gizewicz 1983). Badania geofizyczne oraz wiercenia dokumentują na arkuszu Sosnowica uskoki o amplitudzie rzędu 17–20 m. W podłożu podczwartorzędowym zaznaczają się kopalne obniżenia o niewyrównanym spadku i zróżnicowanej szerokości. Jedno z takich obniżen biegnie w kierunku SW–NE przez Sosnowicę w stronę Kodeńca, a następnie rozgałęzia się promieniście ku NW do Żmiarek, na N w kierunku Puchowej Góry oraz na NE w stronę Antopola. Południowo-wschodnia krawędź głównego obniżenia biegnie od Sosnowicy w kierunku Horostyty wzdłuż wyraźnych gradientów hipsometrycznych podłoża kredowego. Przebieg tego obniżenia jest mniej więcej równoległy do uskoku Hanny, istniejącego w podłożu paleozoicznym. Zachodzi tu więc permanencja kierunkowa uskoków w skali chronologicznej. Zrekonstruowana rzeźba powierzchni podczwartorzędowej wykazuje istnienie podrzędnych obniżen, których kierunki są poprzeczne w stosunku do głównych form. Dwa z takich obniżen ograniczają od NE i SW zrąb Horostyty, w którego stropie znajduje się płat osadów miocenkich. Zrąb ten — jak wynika z wierceń — ograniczony jest uskokami o zrzutach rzędu 30–40 m. Predysponowana tektonicznie jest także wyraźna poprzeczna strefa obniżenia, wykorzystana później jako dolina odpływu wód roztopowych na linii Ludwiczyn (na W od Marianki) — Sosnowe Bagno (pomiędzy Uhninem a Kodeńcem). Ten rów tektoniczny, zaznaczający się wyraźnie

* Autorzy składają serdeczne podziękowania dr E. Gawor-Biedowej, dr Z. Janczyk-Kopikowej i doc. dr S. Skompskiemu z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie, prof. dr hab. K. Karczmarzowi z Instytutu Biologii oraz doc. dr hab. J. Morawskiemu, dr K. Baladze i dr J. Butrymowi z Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie — za wykonanie specjalistycznych ekspertyz paleobotanicznych, mikropaleontologicznych i malakologicznych oraz analiz mineralów ciężkich i oznaczeń wieku metodą termoluminescencyjną.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny opisywanego obszaru: I, II, III — linie przekrojów geologicznych. Położenie głównych profili: R — Radcze, J — Jabłoń, PG — Puchowa Góra, P — Podedwórze, Z — Zmiarki, L — Lubiczyn, K — Kodeniec, Krz — Krzywierzba, H — Horostyta, S — Sosnowica

Location sketch of the studied area: I, II, III — geologic sections; main borehole sections: R — Radcze, J — Jabłoń, PG — Puchowa Góra, P — Podedwórze, Z — Zmiarki, L — Lubiczyn, K — Kodeniec, Krz — Krzywierzba, H — Horostyta, S — Sosnowica

Faza ^a 10	Wiek ^a kaBP	Jednostki stratygraficzne		Wiek TL ka BP
		Glacjał	Interglacjał	
8	251	ODRA		277 ± 41 (Lub-691)
9	297	Krepiec		
10	347	ZIELAWA		354 ± 53 (Lub-698)
	367			360 ± 54 (Lub-696)
11		Mazowsze		371 ± 55 (Lub-685)
		WILGA		387 ± 58 (Lub-688)
				397 ± 59 (Lub-689)
12	440	Ferdynandów		429 ± 64 (Lub-699)
13	472	SAN		480 ± 72 (Lub-682)
14	502			498 ± 74 (Lub-694)
		Luszała		514 ± 77 (Lub-690)
				537 ± 80 (Lub-679)
15	542	NAŁĘCZÓW		571 ± 85 (Lub-683)
16	592	Podlasie		574 ± 86 (Lub-680)
17	627			585 ± 87 (Lub-695)
18	627	NAREW		622 ± 93 (Lub-681)
19	647	PREPLEJSTOCEN		
20	668			
21				
22				771 ± 115 (Lub-684)

^a Shackleton, Opdyke, 1976

Ryc. 2. Jednostki stratygraficzne eo- i mezoplejstocenu
Stratigraphic units of Eo- and Mesopleistocene

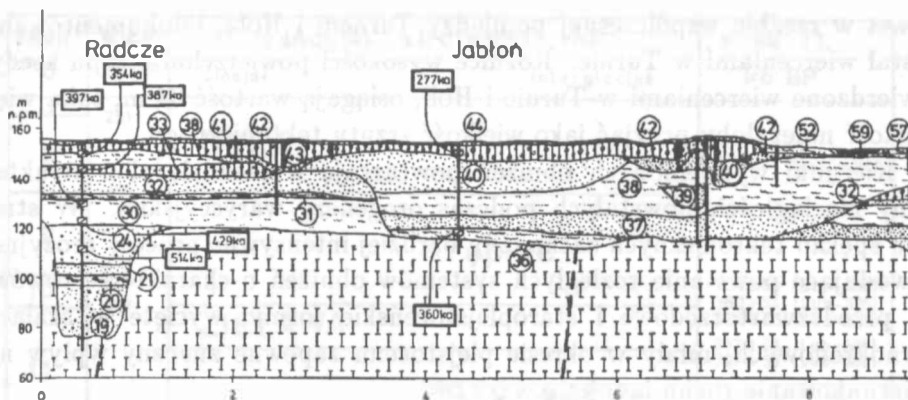
nawet w rzeźbie współczesnej pomiędzy Turnem i Holą, udokumentowany został wierceniami w Turnie. Różnice wysokości powierzchni stropu kredy, stwierdzone wierceniami w Turnie i Holi, osiągają wartość 34 m, taką więc wartość należałoby przyjąć jako wielkość zrzutu tektonicznego.

Kierunki wymienionych obniżeń powtarzają w zasadzie plan strukturalny nieciągłości, powstałych podczas orogenezy waryscyjskiej. W strefach spękań tektonicznych zachodziły bardziej intensywne procesy erozyjne, powodujące powstanie rozległych systemów obniżeń o charakterze rowów. Te przedczwartorzędowe i staroplejstocieńskie formy, wycięte w skałach górnokredowych, miały w okresie plejstocenu zapewne znaczny wpływ na ukierunkowanie ruchu lądolodu.

Na arkuszu Wisznice nieciągłości tektoniczne w skałach mezokenozoicznych udokumentowane są wierceniami i badaniami geoelektrycznymi (Jagodziński, Gizewicz 1983) oraz analizą fotolineamentów (Bażyński, Doktor, Graniczny 1984). Jeden z głównych lineamentów ma przebieg o kierunku NW-SE i wyraźnie zaznacza się na odcinku pomiędzy Podedwórzem i Jabłoniem, a następnie biegnie w kierunku Brzozowego Kąta. Kierunek tego fotolineamentu doskonale pokrywa się z istniejącymi w podłożu karbońskim uskokami fazy bretońskiej orogenezy hercyńskiej. Fotolineamenty wykazują także kierunki NE-SW, a więc poprzeczne do głównych. Przykładem może tu być kopalne obniżenie na odcinku Rusiły — Podedwórze, przechodzące w kierunku południowym w głębszą formę biegnącą przez Kodeniec i Sosnowicę.

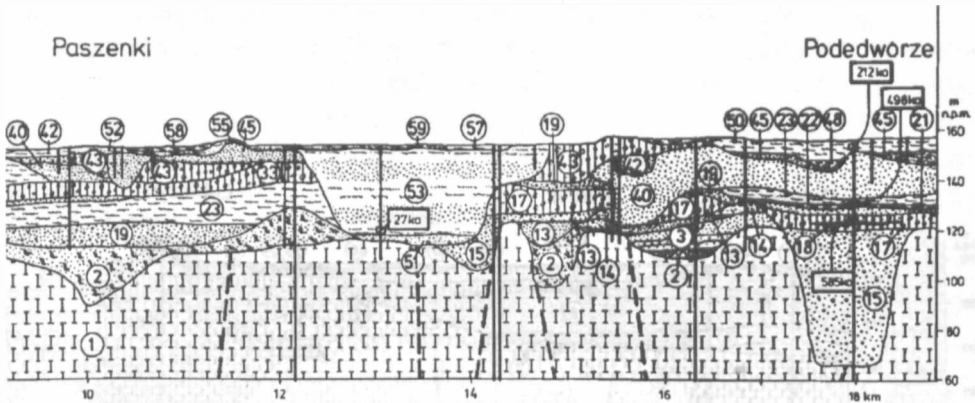
Kopalne obniżenia mają bardzo ważne znaczenie dla badań geologicznych czwartorzędu, gdyż zachowały się w nich względnie kompletne osady starszego plejstocenu. Osady wypełniające te formy wykazują duże zróżnicowanie litologiczne i stratygraficzne. Szczegółowo rozpoznano je w okolicy Sosnowicy, Kodeńca, Radcza oraz Podedwórza.

Dna niektórych kopalnych obniżeń zawierają niekiedy osady trzeciorzędowe, przeważnie jednak wysłane są one piaszczysto-żwirowymi osadami wodnolodowcowymi — tym samym obniżenia te mogą mieć charakter kopalnych rynien polodowcowych. W rozwoju zjawisk tektonicznych, warunkujących powstanie części kopalnych obniżeń, można więc dopatrywać się wielofazowości. Najstarszą z tych faz dokumentują wąskie gardzielowe rynny, wypełnione w spągu osadami trzeciorzędowymi, np. w okolicy Podedwórza i Puchowej Góry. Następne nasilenie zjawisk tektonicznych należałoby łączyć z preplejstocenem, kiedy to powstawały głębokie obniżenia znacznej szerokości, wypełniane później osadami różnej genezy — od deluwialnej po glacialną, np. w okolicy Żmiarek i Dębowej Kłody. Niewykluczone, że procesy tektoniczne zachodziły także w neoplejstocenie,



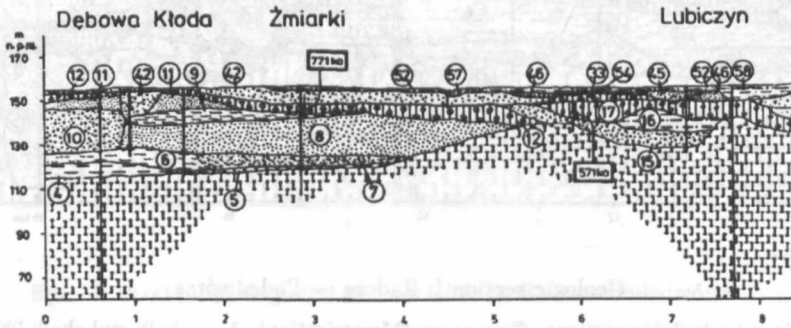
Ryc. 3. Przekrój geologiczny nr I na odcinku Radcze–Podedwórze

Objaśnienia do przekrojów geologicznych: Kreda, mastrycht: 1 — kreda pizująca i margle kredopodobne. Trzeciorzęd, eocen + oligocen: 2 — mulki, mulki piaszczyste, piaski glaukonitowe; miocen: 3 — piaski, piaskowce, mulki, ily; pliocen: 4 — ily. Preplejstocen: 5 — gliny zwietrzelinowe ze żwirami, 6 — mulki jeziorne, 7 — piaski ze żwirami rzeczne. Zlodowacenie Narwi: 8 — piaski rzeczne ze żwirami krystalicznymi, 9 — mulki zastoiskowe, 10 — piaski i żwiry wodnolodowcowe, 11 — piaski zastoiskowe, 12 — glina zwałowa. Interglacjał podlaski: 13 — piaski jeziorne, 14 — gytie. Zlodowacenie Sanu, stadiał kocki: 15 — piaski ze żwirami wodnolodowcowe; stadiał ciechanowski: 16 — piaski zastoiskowe, 17 — glina zwałowa, 18 — piaski lodowcowe, 19 — piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Interglacjał ferdynandowski: 20 — piaski jeziorno-rzeczne z soczewkami torfów, 21 — piaski rzeczne, 22 — mulki koluwalne, 23 — mulki jeziorne z soczewkami torfów, 24 — piaski rzeczno-peryglacialne. Zlodowacenie Wilgi: 25 — piaski ze żwirami wodnolodowcowe (dolne), 26 — glina zwałowa, 27 — mulki i piaski ze żwirami lodowcowe, 28 — mulki zastoiskowe, 29 — piaski ze żwirami wodnolodowcowe (górne). Interglacjał mazowiecki: 30 — mulki i ily jeziorne. Zlodowacenie Zielawy (=Liwca): 31 — piaski pylaste wodnolodowcowe, 32 — piaski wodnolodowcowe (dolne), 33 — glina zwałowa, 34 — mulki zastoiskowe, 35 — piaski wodnolodowcowe (górne). Interglacjał Krępcza: 36 — piaski i mulki jeziorne z soczewkami torfu, 37 — piaski ze żwirami rzeczne, 38 — mulki i ily jeziorne, 39 — piaski rzeczno-jeziorne, 40 — piaski rzeczne, 41 — gliny koluwalne. Zlodowacenie środkowopolskie, stadiał Odry: 42 — piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne), 43 — glina zwałowa, 44 — piaski i żwiry lodowcowe, 45 — piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne); interstadiał Polichny: 46 — piaski jeziorne, 47 — mulki jeziorne, 48 — torfy, 49 — namuly torfowe; stadiał Warty: 50 — piaski i mulki jeziorne. Interglacjał eemski: 51 — piaski i żwiry rzeczne. Nierozdzielone osady zlodowacenia Vistulian i środkowopolskiego: 52 — piaski i mulki jeziorne i rzeczne. Zlodowacenie Vistulian: 53 — piaski i mulki jeziorne i rzeczne, 53a — torfy. Holocen: 54 — piaski pylaste eluwialne, 55 — piaski eoliczne, 56 — deluwia glin zwałowych, 57 — piaski i mulki rzeczno-rozlewiskowe, 58 — torfy, 59 — namuly torfiaste, 60 — gytie



Geologic section I: Radcze — Podedwórze

Explanations to geologic sections: Cretaceous (Maestrichtian): 1 — chalk and chalk-like marls. Tertiary (Eocene+Oligocene): 2 — silts, sandy silts, glauconite sands; Miocene: 3 — sands, sandstones, silts, clays; Pliocene: 4 — clays. Preglacial: 5 — weathering clays with gravels, 6 — lake silts, 7 — fluvial sands with gravels. Narew Glaciation: 8 — fluvial sands with crystalline gravels, 9 — ice-dam silts, 10 — glaciofluvial sands and gravels, 11 — ice-dam sands, 12 — till. Podlasie Interglacial: 13 — lake sands, 14 — gyttjas. San Glaciation, Kock Stadial: 15 — glaciofluvial sands with gravels; Ciechanów Stadial: 16 — ice-dam sands, 17 — till, 18 — glacial sands, 19 — glaciofluvial (upper) sands and gravels. Ferdynandów Interglacial: 20 — lake-fluvial sands with peat inserts, 21 — fluvial sands, 22 — colluvial silts, 23 — lake silts with peat inserts, 24 — fluvio-periglacial sands. Wilga Glaciation: 25 — glaciofluvial (lower) sands with gravels, 26 — till, 27 — glacial sands with gravels and silts, 28 — ice-dam silts, 29 — glaciofluvial (upper) sands with gravels. Mazovian Interglacial: 30 — lake silts and clays. Zielawa (Liwiec) Glaciation: 31 — glaciofluvial silty sands, 32 — glaciofluvial (lower) sands, 33 — till, 34 — ice-dam silts, 35 — glaciofluvial (upper) sands. Krępiec Interglacial: 36 — lake sands and silts with peat inserts, 37 — fluvial sands with gravels, 38 — lake silts and clays, 39 — fluvio-lacustrine sands, 40 — fluvial sands, 41 — colluvial clays. Middle Polish Glaciation, Odra Stadial: 42 — glaciofluvial (lower) sands and gravels, 43 — till, 44 — glacial sands and gravels, 45 — glaciofluvial (upper) sands and gravels; Polichna Interstadial: 46 — lake sands, 47 — lake silts, 48 — peats, 49 — peaty muds; Warta Stadial: 50 — lake sands and silts. Eemian Interglacial: 51 — fluvial sands and gravels. Non-subdivided sediments of the Vistulian and Middle Polish glaciations: 52 — lake and fluvial sands and silts. Vistulian Glaciation: 53 — lake and fluvial sands and silts, 53a — peats. Holocene: 54 — eluvial silty sands, 55 — aeolian sands, 56 — till delluvia, 57 — fluvial-floody sands and silts, 58 — peats, 59 — peaty muds, 60 — gyttjas

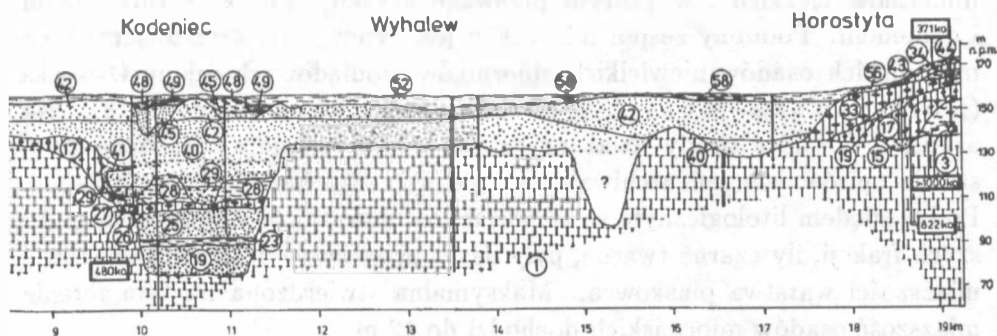


Ryc. 4. Przekrój geologiczny nr II na odcinku Dębowa Kłoda–Horostyta (objaśnienia jak na ryc. 3)

Geologic section II: Dębowa Kłoda–Horostyta (see Fig. 3)

o czym zdaje się świadczyć rozległe obniżenie, wypełnione osadami tego wieku, położone na W od Podedwórze i sięgające swym dnem do podłoża kredowego. Styl tektoniczny omawianego obszaru oraz przebieg kopalnych obniżzeń nawiązują do tektoniki terenów sąsiednich.

Podłożę osadów czwartorzędowych na badanym obszarze stanowią przeważnie skały mastrychtu górnego, wykształcone jako kreda pisząca, z przewodnimi dla tego piętra zespołami otwornic (Gawor-Biedowa 1984). Jedynie w NW części arkusza Sosnowica i SW części arkusza Wisznice czwartorzęd leży na osadach kampanu, związanych z istnieniem w tym miejscu wyniesionej struktury zrębowej Stępkowa (Stochlak 1979). Skały kampanu zostały odsłonięte w wyniku ścicia skrzydeł tego zrębu przez trzeciorzędową powierzchnię denudacyjną. Miąższość osadów kampanu, reprezentowanych głównie przez kredę piszącą z wkładkami wapieni marglistych, ocenia się na około 130 m.



Skąły trzeciorzędowe występują tylko w niektórych miejscach. Są one zróżnicowane pod względem litologicznym i stratygraficznym, ale ich znajomość oparta jest w głównej mierze na opisach wierceń archiwalnych. Stwierdzono występowanie osadów oligocenu, miocenu oraz pliocenu.

Oligocen reprezentują piaski glaukonitowe drobno- i średnioziarniste, zielonkawe i zielonkawoszare. Występują one w okolicach Turna, Górek oraz Hołowna. Niekiedy piaski oligoceńskie przewarstwione są łąkami oraz pyłami z licznym glaukonitem. Stwierdzona miąższość osadów oligocenu waha się od 1,2 do 25,0 m. Na arkuszu Wisznice — jak można przypuszczać z opisów wierceń — wykształcenie litologiczne oligocenu jest podobne do opisanego wcześniej, z tym że w piaskach glaukonitowych pojawiają się żwiry. Występowanie oligocenu ma charakter wyspowy i ogranicza się do okolic Horodyszca, Wisznicy, Podedwórzka i Polubicz Dworskich.

Osady miocenne występują na utworach oligoceńskich (np. w okolicy Podedwórzka) lub bezpośrednio na skałach kredowych. W profilu Horostyta były dokładniej badane na podstawie próbek z wiercenia kartograficznego, wykonanego dla potrzeb *Szczegółowej mapy geologicznej Polski*. Mają one tam miąższość 15,3 m i składają się z trzech wyraźnie wyodrębniających się grup litologicznych. Część dolna wykształcona jest w postaci jasnoszarych piasków drobnoziarnistych, środkowa — w postaci szarosiwych

mulków ilastych, a górna — najbardziej zróżnicowana — reprezentowana jest przez gliny mulkowate, mulki ilasto-piaszczyste oraz piaski drobnoziarniste z wyraźną domieszką żwirów kwarcowych, litytów, rogowców i drobnych okruchów lignitów. W osadach tych występuje charakterystyczny zespół mineralów ciężkich*, w którym przewagę uzyskuje granat z turmalinem i dystenem. Podobny zespół mineralów jest typowy dla drobnoziarnistych miocenijskich osadów niewielkich zbiorników śródlądowych rejonu Otwocka (Kociszewska-Musiał, Kosmowska-Ceranowicz 1976). Na arkuszu Wisznice osady uważane za miocenijskie znane są tylko na podstawie opisów wierceń archiwalnych; nie były one badane laboratoryjnie. Pod względem litologicznym są to piaski średnioziarniste z domieszką grubszych frakcji, ility czarne twarde, pyły ilasto-piaszczyste oraz pięciometrowej miąższości warstwa piaszczysta. Maksymalna stwierdzona na tym terenie miąższość osadów miocenijskich dochodzi do 12 m.

Osady pliocenijskie zostały rozpoznane w wierceniach archiwalnych tylko na arkuszu Sosnowica, gdzie występują w kilku płatach o ograniczonym zasięgu. Są to ility ciemnoszare z zielonym odcieniem, lekko plastyczne. Nawiercono je pomiędzy Białką i Dębową Kłodą oraz w Uhninie, gdzie przewarstwione są piaskami gruboziarnistymi. Podobne pod względem litologicznym osady pliocenijskie stwierdzono na sąsiadującym od południa arkuszu Orzechów Nowy (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a,b) w Kol. Orzechów oraz w Zagłębczu.

LITOLOGIA ORAZ STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Osady czwartorzędowe pokrywają całą powierzchnię omawianego obszaru. Są one silnie zróżnicowane tak pod względem miąższości, jak również wykształcenia litologicznego oraz wieku i genezy (ryc. 3, 4, 5). Miąższość osadów czwartorzędowych waha się od 5,5 m na obszarze wysoczyzny (w Górkach, na arkuszu Sosnowica) do 89,5 m w kopalnych obniżeniach, przemodelowanych erozyjnie podczas zlodowaceń plejstocenijskich. Dużo jest osadów poligenicznych, silnie przekształconych przez różnorodne procesy i czynniki geologiczne, co bardzo utrudnia interpretację genetyczną.

* Analizy mineralów ciężkich wykonał doc. dr hab. J. Morawski z Zakładu Geologii UMCS w Lublinie.

PREPLEJSTOCEN

Utwory preplejstocieńskie stwierdzono tylko w zachodniej części arkusza Sosnowica (ryc. 4). Najstarszym osadem jest — poligeniczny zapewne — utwór o charakterze deluwialno-zwietrzelinowym w postaci marglistej zwietrzeliny, przemieszanej z piaskami rzecznyymi oraz lokalnymi żwirami skał kredowych (dobrze obrobione otoczaki o kształcie dyskoidalnym i sferoidalnym) i trzeciorzędowych, takich jak: kwarcze białe, rogowce szare i ciemnooliwkowe oraz kongrecje fosforytowe. Utwór ten leży na powierzchni skał górnokredowych i stwierdzony został w Żmiarkach oraz w Uhninie. Skład petrograficzny żwirów występujących w tym osadzie oraz proporcje udziału poszczególnych grup są podobne do występujących w seriach osadów eoplejstocieńskich poziomu krasnostawskiego w Stężycy koło Krasnegostawu (Mojski 1964). Ponad tym utworem deluwialno-zwietrzelinowym znajduje się warstwa piasków ze żwirami o genezie rzecznej. Charakteryzują się one dobrą obróbką ziarna kwarcowego* (wskaźnik obróbki Wo wynosi 1118). W składzie minerałów ciężkich zaznacza się wzbogacenie osadu w granat oraz niska zawartość minerałów mało odpornych na wietrzenie. Podobny skład i charakter frakcji ciężkiej osadów występuje w profilu Ponurzyca na arkuszu Otwock w warstwach, które M. D. Baraniecka datowała na eburonian (Kosmowska-Ceranowicz 1976). Piaski o podobnym uziarnieniu, występujące na arkuszu Parczew sąsiadującym od zachodu z omawianym terenem, zostały przez Stochlaka (1979) zaliczone również do preplejstocenu. Na arkuszu Sosnowica preplejstocen reprezentowany jest ponadto przez mulki jeziorne o miąższości 5–8 m, które stwierdzono w otworach archiwalnych w Dębowej Kłodzie i Żmiarkach, gdzie podścielone są piaskami drobnoziarnistymi jasnoszarymi.

ZŁODOWACENIE NARWI

Osady zlodowacenia Narwi, podobnie jak osady preplejstocieńskie, rozpoznane zostały jedynie w części zachodniej arkusza Sosnowica, w okolicy Dębowej Kłody, Żmiarek i Uhnina (ryc. 4). Zachowaniu się tych starych osadów plejstocieńskich sprzyjała dogodna sytuacja morfologiczna, w jakiej te utwory zostały zdeponowane. Obszar ten leżał na peryferiach szlaków, wzdłuż których następowały sukcesyjne nawroty erozji subglacjalnej, nawiązującej do przebiegu kopalnych obniżzeń, które ukierunkowywały

* Badanie obróbki ziarna kwarcowego wykonano dla frakcji 1,0–0,5 mm na graniformetrze spychaczowym według metodyki Krygowskiego (1964).

przesuwanie się mas lodowych na południe. Wśród osadów zlodowacenia Narwi rozpoznano: rzeczne piaski ze żwirami, mułki zastoiskowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe, piaski zastoiskowe oraz glinę zwałową.

Najstarszymi osadami zlodowacenia Narwi są różnoziarniste piaski rzeczne. Jak wynika z analizy wierceń, mięjsza (około 18 m) warstwa tych piasków przykrywa na stosunkowo dużym obszarze omówione poprzednio preplejstoczeńskie piaski ze żwirami. Badania laboratoryjne piasków rzecznych z profilu w Żmiarkach wskazują, że występuje w nich wyraźny udział materiału krystalicznego pochodzenia północnego (Dolecki, Gardziel, Nowak 1986). Z obrazu zróżnicowania cech fizycznych i strukturalnych tego osadu można wnioskować, że akumulacja zachodziła przy zmiennej dynamice środowiska sedymentacyjnego, prawdopodobnie w warunkach rzeki roztokowej, której zdolność transportowa wyraźnie malała. Wiązało się to zapewne z fazą wstępującą najstarszego zlodowacenia, którego bezpośrednim śladem są osady zastoiskowe i glacialne, przykrywające omawiane piaski.

Piaski rzeczne przechodzą w stropie w mułki zastoiskowe, związane już wyraźnie z „zimnymi” osadami zlodowacenia Narwi (ryc. 4). Mułki zastoiskowe, występujące w okolicach Dębowej Kłody i Żmiarek, mają miąższość 3–6 m, barwę jasnoszarą, są plastyczne, słabowęglanowe (1,0–1,2% CaCO_3), warwowo laminowane. Aż 82,2% składu mechanicznego stanowi frakcja pylasta, udział frakcji piaszczystej wynosi 9,4%, a ilastej 8,2%. Mułki są słabo wysortowane — wskaźnik wysortowania według Folk'a i Warda (1957) σ_I wynosi 1,24, a rozkład uziarnienia charakteryzuje się bardzo skośną asymetrią ($Sk_I = 0,42$). W składzie minerałów ciężkich duży jest udział minerałów ciemnych (77,6%), przy niskiej zawartości minerałów przezroczystych (22,4%). Wśród tych ostatnich przeważa granat (40,8%), wraz ze znaczną ilością rutylu (16,9%) i amfibolu (10,0%). Duży udział rutylu, pochodzącego ze skał krystalicznych północnych, jak również średniopornych na niszczenie granatów i małoopornych amfiboli wskazują, że mułki akumulowane były w pobliżu lądolodu, w warunkach subakwalnych, o czym informują również zwiększone ilości muskowitu (15,8%) i chlorytu (10,9%). Podobny wniosek nasuwa się także po analizie charakteru uziarnienia osadu.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski zastoiskowe zlodowacenia Narwi znane są jedynie z opisów archiwalnych profili wiertniczych w rejonie Dębowej Kłody. Wyróżniono je ze względu na sekwencję stratygraficzną, w jakiej występują. Pierwszą grupę tych osadów stanowi miąższy kompleks piasków ze żwirami, żwirów i otoczków, włożony w głęboko rozcięte mułki jeziorne i zalegające poniżej nich piaski rzeczne preplejstoczeńskie. Osad

ten przykryty jest piaskami zastoiskowymi o silnie zredukowanej miąższości, wyklinowującymi się w kierunku SE.

Glina zwałowa młodszego stadiału zlodowacenia Narwi badana była laboratoryjnie na podstawie próbek pobranych w Żmiarkach. Ma ona wyraźnie dwuzielny charakter, co przejawia się w uziarnieniu oraz cechach mineralogicznych. Glina ta jest węglanowa (1,2–6,0% CaCO_3), plastyczna, z małą zawartością żwirów. Krzywe uziarnienia w całej serii wykazują skośność dodatnią (Sk_I w granicach od 0,18 do 0,50), przy zmiennej kurtozie (K_G wynosi od 1,15 do 2,88) oraz słabym i bardzo słabym wysortowaniu ($\sigma_I = 1,27–2,17$). Wśród minerałów ciężkich niemal całkowicie brak takich minerałów odpornych na wietrzenie, jak cyrkon, rutyl i turmalin. Wyraźnie dominuje granat, przy dużym udziale amfiboli oraz charakterystycznej zmienności frekwencji innych minerałów ciężkich. Te cechy mineralogiczne są typowymi dla litotypu stratygraficznego gliny, należącej do najstarszego zlodowacenia (Rzechowski 1974). Średnie wartości współczynników petrograficznych żwirów, wyliczone dla dwóch próbek gliny, są następujące: $O/K = 0,61$, $K/W = 2,21$, $A/B = 0,40$. Udział skał krystalicznych jest wyraźnie wyższy niż wapieni paleozoicznych, jest to więc glina nieco zwietrzała. Zawartość piaskowców skandynawskich jest w obu badanych próbach identyczna (8,6%), zbliżona do zawartości skał lokalnych (6,9–8,6%). Dla gliny tej uzyskano datę TL* 771 ± 115 ka BP (Lub–684). Podobną datę określono w laboratorium lubelskim dla gliny zwałowej zlodowacenia Narwi w profilu Serniki (Rzechowski 1986).

INTERGLACJAŁ PODLASKI

Osadów interglacjału podlaskiego nie badano laboratoryjnie, brak jest także ich datowań bezwzględnych. Pozycja stratygraficzna omawianych osadów może być zidentyfikowana tylko na podstawie położenia ich względem osadów o znanym wieku i określonej sekwencji stratygraficznej. Występują przypuszczalnie tylko na arkuszu Wisznice. Z tego interglacjału pochodzą zapewne piaski jeziorne (ryc. 3), nawiercone w otworach hydrogeologicznych w Podedwórzcu na głębokościach 32–34 m oraz 36–38 m. Na piaskach tych zalegają bezwęglanowe gytie ze szczątkami drewna, zawierające w spągu pojedyncze otoczaki skał północnych. Gytie przykryte są w okolicy Podedwórzca gliną zwałową bądź piaskami i żwirami wodnolodowcowymi. Pomędzy stropem gytii i gliną zwałową znajduje się więc obszerna luka stratygraficzna. Nie precyzując wieku gytii można stwierdzić, że może

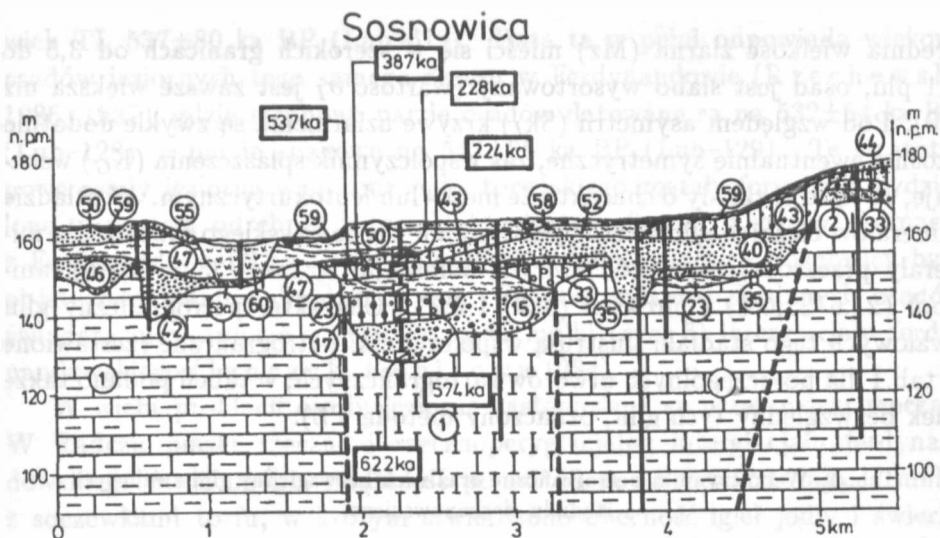
* Daty TL zostały określone przez dr J. Butryma w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Lublinie.

ona pochodzić z któregoś z cieplejszych okresów od zlodowacenia Narwi, po najmłodszy stadiał zlodowacenia Sanu, którego osady leżą na niej. W opracowaniach Trembaczewskiego (1965, 1968) omawiane gytie z Podedwórza paralelizowane były z gytiami nawierconymi w otworze Mosty na arkuszu Kaplonosy i datowane na interglacjał mazowiecki, a przykrywająca je glina zwałowa zaliczana była do zlodowacenia środkowopolskiego. Na podstawie sytuacji geologicznej, w jakiej występują gytie, można przypuszczać, że zachowały się one w stropie erozyjnych ostańców strefy przydolinnej rzek z interglacjału podlaskiego lub anaglacjalnego okresu zlodowacenia Sanu. Brak próbek uniemożliwia dokładne poznanie omawianych gytii, jednak w dalszych badaniach starszego plejstocenu Polesia Lubelskiego osad ten może być cennym źródłem informacji.

ZŁODOWACENIE POLUDNIOWOPOLSKIE

W schemacie stratygraficznym Rzechowskiego (1986) zlodowacenie południowopolskie rozdzielone jest na dwie części interglacjałem Luszawy. Starszą część nazywa zlodowaceniem naleczowskim, młodszą — zlodowaceniem Sanu. To ostatnie składa się z dwu stadiałów: starszego — zwanego kockim oraz młodszego — zwanego ciechanowskim, rozdzielonych interstadiałem dęblińskim.

Najstarsze na omawianym obszarze osady zlodowacenia południowopolskiego znaleziono w otworze kartograficznym w Sosnowicy (ryc. 5) oraz w wierceniach archiwalnych w Podedwórze. Są to piaszczysto-żwirowe utwory wodnolodowcowe, wypełniające dno rynny wypreparowanej w górnokredowym podłożu. Dla tych osadów występujących w Sosnowicy uzyskano datę TL 622±93 ka BP (Lub-681), byłyby to więc piaski stadiału kockiego zlodowacenia Sanu. Osady wodnolodowcowe tego wieku nawiercono także w okolicy Lubiczyna, gdzie zalegają niezgodnie na glinie zwałowej zlodowacenia Narwi. W okolicy Podedwórza piaski wodnolodowcowe stanowią główne wypełnienie obniżień kopalnych, rozcinających podczwartorzędowe podłoże. Przykrywa je tam glina zwałowa stadiału ciechanowskiego. Osady wodnolodowcowe stadiału kockiego charakteryzują się zmiennymi parametrami granulometrycznymi: M_z przyjmuje wartości od 0,36 do 2,0 ϕ , σ_1 mieści się w granicach od 0,68 do 2,12, jedynie wielkość Sk_1 ulega niewielkim wahaniom od -0,02 do 0,1. Obróbka ziarn kwarcu jest średnia ($Wo = 831-965$, $Nm = 6,5-7,2$). Wśród minerałów ciężkich najważniejszą rolę odgrywa zespół złożony z granatu, amfibolu i piroksenu. Minerale te stanowią łącznie 67,7–83,5% całego składu minerałów ciężkich. Są to osady świeże, zawierające od 5,3% do 17,7% węglanów. W Po-



Ryc. 5. Przekrój geologiczny nr III przez osady czwartorzędowe w rejonie Sosnowicy (objaśnienia jak na ryc. 3)

Geologic section III of Quaternary sediments in the Sosnowica area (explanations see Fig. 3)

dedwórzcu przykrywa je glina zwałowa, datowana metodą TL na 585 ± 87 ka BP (Lub-695).

Wśród osadów zlodowacenia Sanu największe rozprzestrzenienie na badanym obszarze mają osady glacialne i fluwioglacialne stadiału ciechanowskiego (ryc. 3, 4, 5), paralelizowanego w schemacie Rzechowskiego (1986) z 14 stadiów¹⁸⁰ osadów głębokomorskich według Shackletona i Opdyke'a (1976). Gлина zwałowa stadiału ciechanowskiego spotykana jest w licznych otworach hydrogeologicznych i surowcowych, w których osiąga miąższość rzędu 5–10 m. Poziom ten występuje także w profilach otworów kartograficznych: Podedwórze, Lubiczyn, Horostyta i Sosnowica (Dolecki, Gardziel, Nowak 1986, 1987a). W Podedwórzcu strop gliny jest rozmyty, na co wskazuje bruk żwirów i głazów. Gлина rozdzielona jest tam przez piaski glacialne na dwa poziomy, nie różniące się pod względem składu petrograficznego żwirów, lecz wykazujące różną zawartość węglanów. W obu poziomach wśród żwirów zdecydowanie przeważają skały północne (95,7–100,0%), z niewielką przewagą skał krystalicznych nad wapieniami. Pod względem zawartości węglanów górny poziom gliny jest wyraźnie bogatszy (16,1%) niż dolny (8,4%); podobna sytuacja zaznacza się w dwudzielnej glinie zwałowej w Sosnowicy. Gлина zwałowa stadiału ciechanowskiego, w świetle wyników badań uziarnienia, ma charakter heterogeniczny.

Średnia wielkość ziarna (M_z) mieści się w szerokich granicach od 3,5 do 5,1 phi, osad jest słabo wysortowany (wartość σ_I jest zawsze większa niż 2,0). Pod względem asymetrii (Sk_I) krzywe uziarnienia są zwykle dodatnio skośne, ewentualnie symetryczne, zaś współczynnik spłaszczenia (K_G) wskazuje, że są to rozkłady o charakterze mezo- lub leptokurtycznym. W składzie minerałów ciężkich glin zwałowych stadiału ciechanowskiego przeważają minerały przezroczyste, wśród których dominują: granat (33,4–49,8%), amfibol (21,6–31,6%) i piroksen (3,3–11,2%). Charakter petrograficzny glin zwałowych tego stadiału ilustrują współczynniki petrograficzne (zestawione w tab.1 dla poszczególnych otworów kartograficznych; w tabeli podano także wiek bezwzględny tych glin, oznaczony metodą TL).

Tab. 1. Współczynniki petrograficzne oraz wiek bezwzględny glin zwałowych stadiału ciechanowskiego

Petrographic coefficients and absolute age of tills of Ciechanów Stadial				
Współczynniki petrograficzne oraz wiek bezwzględny	Nazwa otworu wiertniczego kartograficznego			
	Lubiczyn	Horostyta	Sosnowica	Podedwórze
O/K	0,70	0,79	0,95	
K/W	1,76	1,45	1,41	
A/B	0,56	0,66	0,67	
Tys. lat BP (nr próby)	571±85 (Lub-683)		574±86 (Lub-680)	585±87 (Lub-695)

Należy wspomnieć, że pod względem uziarnienia i charakteru petrograficznego gliny zwałowe stadiału ciechanowskiego omawianego obszaru są bardzo podobne do gliny nawierconej na sąsiednim arkuszu Orzechów Nowy, uznanej za glinę górną starszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a,b).

Ze stadiąłem ciechanowskim związane są także piaski wodnolodowcowe, które zachowały się w obrębie kopalnych rynien, gdzie stanowią bądź ich dolne wypełnienie, bądź też zalegają na glinach stadiału ciechanowskiego. Nie ma jednak dla nich szczegółowej dokumentacji laboratoryjnej.

INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI

Osady interglacjału ferdynandowskiego stwierdzone zostały na badanym obszarze w kilku otworach wiertniczych. W najbardziej jasnej sytuacji stratygraficznej występują one w profilu Sosnowica (ryc. 5), gdzie reprezentują je mulki jeziorne występujące na datowanej metodą TL glinie zwałowej stadiału ciechanowskiego zlodowacenia Sanu. Mulki jeziorne w Sosnowicy mają

wiek TL 537 ± 80 ka BP (Lub-679). Data ta w pełni odpowiada wiekowi osadów jeziornych tego samego okresu w Ferdynandowie (Rzechowski 1986, 1987), gdzie stropowe partie osadów datowane są na 532 ± 64 ka BP (Lub-128), a partie spągowe na 543 ± 65 ka BP (Lub-129). Te stratotypowe osady jeziorne wieku mezoplejstocenińskiego zostały formalnie wydzielone w postaci odrębnej jednostki litostratygraficznej jako tzw. formacja z Ferdynandowa (Rzechowski 1987). Mułki jeziorne z Sosnowicy były objęte badaniami palinologicznymi. Spektra pyłkowe zbadanych osadów świadczą niewątpliwie o tym, że są to mułki (ryc. 6) interglacjalu ferdynandowskiego (Janczyk-Kopikowa 1984).

W wielu profilach osady jeziorne zastępowane są przez piaski rzeczne. W Radczu piaski rzeczne i rzecznoperyglacjalne interglacjalu ferdynandowskiego mają ogólną miąższość ponad 40 m. Przewarstwiają je mułki z soczewkami torfu, w którym stwierdzono obecność igieł jodły i świerka (Karczmarsz 1986). Ponad piaskami rzecznyymi w okolicy Radcza występują heterogeniczne pod względem uziarnienia utwory fluwioperyglacjalne, wykształcone w postaci mułków piaszczystych. Są one wyraźnie wzbogacone w minerały ciężkie odporne na wietrzenie. Od spągu ku stropowi rośnie w nich zawartość węglanów, co wskazuje na wzrost suchości i chłodu pod koniec sedymentacji tych osadów. Datowanie tych mułków piaszczystych metodą TL wykazało wiek 514 ± 77 ka BP (ryc. 3). W profilu Podedwórze piaski o miąższości 4 m zalegają na erozyjnej powierzchni gliny zwałowej stadiału ciechanowskiego. W piaskach tych stwierdzono (Skompski 1985) występowanie ślimaków *Lithoglyphus jahni* Urbąński oraz małża *Sphaerium rivicola* (Lamarczk). Są to gatunki o charakterze interglacjalnym.

Powyżej piasków rzecznych — zarówno w otworze w Radczu, jak i w Podedwórze — występują osady o wyraźnie zimniejszym charakterze, o czym można wnosić na podstawie cech fizycznych i strukturalnych oraz zawartości fauny. W profilu Podedwórze piaski przykryte są szarymi mułkami o charakterze koluwalnym, zawierającymi liczne żwiry i okruchy skał skandynawskich. Skompski (1985) badając próby mułków znalazł w nich zimnolubnego małżoraczka *Candona neglecta* Sars.

Zalegające powyżej mułków koluwalnych mułki jeziorne zawierają także faunę mięczaków i małżoraczków, która pozwoliła na wyróżnienie trzech faz rozwoju jeziora. W fazie „a” było to jezioro płytkie i panował wówczas klimat chłodny, na co wskazuje obecność zimnolubnego małżoraczka *Candona neglecta* Sars i brak ślimaka *Lithoglyphus jahni* Urbąński. W fazie „b” jezioro było głębsze, natomiast w fazie „c” uległo ponownemu spłyceniu. W obu tych fazach warunki paleoekologiczne były inne niż w fazie „a”. Kli-

mat był wówczas umiarkowany, na co wskazuje obecność ślimaków *Lithoglyphus jahni* Urbaniński, *Valvata piscinalis* (Müller) oraz małży *Pisidium moitessierianum* Paladilhe i *Sphaerium rivicola* (Lamarck), a także małżoraczka *Scottia browniana* (Jones). Wniosek ten potwierdza także obecność glochidiów małża *Anodonta cygnea* (L.). Jak wskazuje Skompski (1985), gatunki *Lithoglyphus jahni* Urbaniński i *Scottia browniana* (Jones) całkowicie przesądzają sprawę wieku osadów jeziornych, które nie mogą być młodsze od interglacjału mazowieckiego, ale mogą być starsze. Próbkę osadów jeziora z fazy „a” badała także Janczyk-Kopikowa (1984). Stwierdziła nieobecność w nich pyłku ciepłolubnych drzew liściastych, zaś uzyskane spektra pyłkowe dają raczej obraz roślinności klimatu chłodnego, borealno-subarktycznego. Ekspertyza ta potwierdza wnioski paleoklimatyczne sugerowane przez Skompskiego (1985). Byłby to więc okres wyraźnego ochłodzenia, jakie zarejestrowano w spektrach pyłkowych interglacjału ferdynandowskiego w jego schyłkowym stadium. Mułki jeziorne z Podedwórze badane były pod względem granulometrycznym, zawartości minerałów ciężkich oraz węglanów. Stwierdzono, że pod tym względem są one podobne do mułków jeziornych z Sosnowicy. Próbkę osadów „zimnych” fazy „a” rozwoju jeziora w Podedwórze datowano także metodą TL, uzyskując wiek 498 ± 74 ka BP (Lub-694).

Prawdopodobnie tego samego wieku są mułki, nawiercone na podobnej rzędnej w kilku otworach położonych na NW od Podedwórze (mają tam większą miąższość, dochodzącą nawet do 10 m), jak również w Paszenkach oraz na zachód od tej wsi. Występują tam one na piaskach wodnolodowcowych stadiału ciechanowskiego bądź bezpośrednio na osadach trzeciorzędowych.

ZŁODOWACENIE WILGI

Powyżej utworów interglacjału ferdynandowskiego i poniżej osadów interglacjału mazowieckiego wyróżnia się w nowszych podziałach stratygraficznych mezoplejstocenu Polski odrębne piętro zimne, nazwane zlodowaczeniem Wilgi (Mojski 1984, 1985). Osady tego zlodowaczenia obejmują znaczny odcinek czasu, oceniany na około 400-500 ka BP (Pożaryski, Mojski 1987). W schemacie stratygraficznym Lindnera (1988a) dla regionu świętokrzyskiego — zlodowaczenie Wilgi paralelizowane jest ze zlodowaczeniem Sanu 2, które odpowiada globalnemu ochłodzeniu, zarejestrowanemu w rdzeniach głębokomorskich jako 12. stadium ¹⁸⁰ i datowane jest na 472-440 ka BP (Shackleton, Opdyke 1976). Z tym globalnym ochłodzeniem wiąże zlodowaczenie Wilgi również Rzechowski (1986). Na-

tomiast inni autorzy (Harasimiuk, Maruszczak, Wojtanowicz 1988; Butrym, Maruszczak, Wojtanowicz 1988) uważają, że ochłodzenie to jest jednym ze stadiałów postmaksymalnych Sanianu, nie widzą więc pomiędzy zlodowaczeniem Sanu i zimnym okresem Wilgi ocieplenia rangi interglacjalnej, natomiast interglacjał ferdynandowski lokują poniżej stadiału maksymalnego zlodowaczenia Sanu (Elsterian II).

Niewątpliwie glacialne osady zlodowaczenia Wilgi nawiercono w Kodeńcu (ryc. 4), gdzie reprezentowane są przez glinę zwałową, mulki i piaski ze żwirami, mulki zastoiskowe oraz piaski wodnolodowcowe. Osady te zachowały się w obrębie doliny kopalnej. Gлина zwałowa występuje na głębokości 51,4–53,9 m. Jest ona piaszczysta i charakteryzuje się następującymi wskaźnikami uziarnienia: $M_z = 4,05$ phi, $\sigma_I = 2,7$, $Sk_I = 0,2$, $K_G = 0,93$. Zawiera znaczną ilość głazików i żwirów skandynawskich, zwykle słabo obtoczonych, o średnicy do 10 cm. Pod względem petrograficznym są to głównie skały krystaliczne (40,3%), wśród których najczęściej występują granitoidy ciemnoszare oraz gnejsy i łupki krystaliczne. Duży jest udział skał krystalicznych ciemnych. Wśród wapieni paleozoicznych pojawiają się charakterystyczne wapienie brązowe i brązowszare, zwykle organogeniczne. Materiału lokalnego jest we frakcji żwirowej zaledwie 5,1%. Współczynniki petrograficzne, obliczone dla tej gliny wynoszą: $O/K = 1,0$, $K/W = 1,13$, $A/B = 0,82$. Gлина zawiera 9,0% węglanów. W składzie minerałów ciężkich badanych we frakcji 0,25–0,1 mm przeważają amfibole (35,4%) oraz granaty (31,6%). Na dalszych miejscach plasują się: rutyl (4,7%), epidot (3,8%), biotyt (2,3%) i staurolit (1,4%). Gлина ma wiek TL równy 480 ± 72 ka BP (Lub-682), co odpowiada datom TL gliny tego zlodowaczenia (Rzechowski 1986) w reperowym stanowisku w Ferdynandowie (482 ka BP) oraz Sernikach (471 ka BP). Osad ten można z powodzeniem paralelizować wiekowo z osadami zlodowaczenia San 2 na obszarze świętokrzyskim oraz w SE części Wyżyny Miechowskiej i Niecki Nidziańskiej (Lindner 1988a,b).

W Kodeńcu na glinie zwałowej zlodowaczenia Wilgi leżą mulki i piaski ze żwirami genezy lodowcowej. Ku wschodowi przechodzą one w fację szarych mulków. Mulki i piaski ze żwirami mają podobny skład minerałów ciężkich jak glina zwałowa. Cechy tych osadów świadczą o chłodnych warunkach sedymentacyjnych oraz o zmiennej energetyce środowiska, związanego z bliskością lądolodu (Dolecki, Gardziel, Nowak 1986, 1990a).

Osady wodnolodowcowe zlodowaczenia Wilgi składają się z dwóch poziomów: górnego i dolnego. Akumulacja dolnego poziomu poprzedzała osadzenie się gliny zwałowej, natomiast poziom górny kończył sedymentację. Piaski wodnolodowcowe dolne mają w okolicy Kodeńca miąższość około

24 m. Są to głównie gruboziarniste piaski ze żwirami i otoczkami. Piaski wodnolodowcowe górne wypełniają bruzdy erozyjne, wycięte w mulkach zastoiskowych i piaskach lodowcowych. Są to piaski średnio- i gruboziarniste, typowe dla środowiska wodnolodowcowego, jak o tym świadczą wyniki analiz laboratoryjnych (Dolecki, Gardziel, Nowak 1986, 1990a). Po osadzeniu piaski podlegały wyraźnym wpływom czynników egzogenicznych, takich jak wietrzenie i procesy glebotwórcze, na co między innymi wskazuje zwiększony we frakcji ciężkiej udział minerałów odpornych na wietrzenie, jak również całkowite odwapnienie osadów.

INTERGLACJAL MAZOWIECKI

W otworze kartograficznym Radcze (ark. Wisznice) na głębokości 24,4–33,6 m nawiercono węglanowe (1,6–14,4% CaCO_3), warwowo laminowane mulki i piaski, z płaskimi soczewkami ilów zawierających detrytus roślinny. Osady te leżą na zdenurowanych w stropie piaskach fluwioperyglacialnych z interglacjalu ferdynandowskiego, datowanych TL na 514 ka BP (ryc. 3). Cechy granulometryczne mulków i piasków wskazują, że mają one genezę jeziorną (Dolecki, Gardziel, Nowak 1987a, w druku). Potwierdzają to także wyniki analizy minerałów ciężkich, wśród których dominują chloryt (26,2–48,8%) i muskowitz (11,5–15,5%), przy znacznym udziale biotyту (7,4–8,8%), amfibolu (9,4–19,6%) oraz rutylu (2,0–8,3%). Osad poddany był ekspertyzowym badaniom palinologicznym (Bałaga 1986), z których wynika, że spągowa część osadów jeziornych zawiera głównie pyłki sosny, nieco pyłków jodły oraz traw. W środkowej części warstwy mulków wyraźnie maleje ilość pyłków sosny, pojawiają się pyłki brzozy i w nieco mniejszej ilości dębu, wiązu oraz olszy, jak również znaczna ilość pyłków bylic i traw. W stropie serii osadów jeziornych ponownie zwiększa się domieszka pyłków sosny, wzrasta udział pyłków wiązu i dębu oraz traw i bylic, a także pojawiają się pyłki topoli; maleje natomiast zawartość pyłków brzozy i olszy. Na podstawie analizy jedynie 3 próbek, gdy miąższość osadów jeziornych wynosi niecałe 10 m, trudno jest formułować daleko idące wnioski stratygraficzne. Można jednak stwierdzić, że klimat w okresie akumulacji osadów jeziornych miał charakter raczej umiarkowany i przeważały duże otwarte przestrzenie, na co wskazywałaby liczna roślinność światłolubna.

Osady jeziorne datowano metodą TL, otrzymując wyniki: w spągu osadów 429 ± 64 ka BP (Lub-699), w stropie – 397 ± 59 ka BP (Lub-689). Akumulacja osadów zachodziła więc w okresie, który na krzywej izotopowej ^{18}O w profilach głębokomorskich (Shackleton, Opdyke 1976) odpowiada wyraźnemu ociepleniu, stanowiącemu stadium 11. Ten odcinek

czasu odpowiada dolnej części tzw. interglacjalu wielkiego w tradycyjnym rozumieniu. W schematach stratygraficznych Lindnera (1984, 1988a) oraz Rzechowskiego (1986) okres ten odpowiada interglacjalowi mazowieckiemu (u Rzechowskiego ze znakiem zapytania). Charakter tego interglacjalu na terenie Polesia Lubelskiego nie jest jeszcze dokładnie poznany. W profilu Brus, na sąsiednim arkuszu Kolacze, interglacjal mazowiecki reprezentują osady starszej części akumulacji jeziornej, które w stropie wieńczą gytie z sukcesją pyłkową wskazującą na znaczne ochłodzenie, o czym świadczy także charakter nadległych osadów oraz struktury peryglacjalne (Wojtanowicz 1983).

ZŁODOWACENIE ZIELAWY

Ochłodzenie rejestrowane powyżej interglacjalu mazowieckiego, rozdzielające tzw. wielki interglacjal na dwie części, zaobserwował w obszarze świętokrzyskim Lindner (1984, 1988a,b). Pozostawiło ono po sobie osady peryglacjalne w postaci mulków lessowych. Fakt ten pozwolił Lindnerowi na wyróżnienie tzw. zlodowacenia Liwca. W profilach głębokomorskich (Shackleton, Opdyke 1976) okres ten odpowiada chłodnemu 10. stadium na krzywej izotopowej ^{18}O . Rzechowski (1986) również zauważa dwudzielność interglacjalu mazowieckiego, ale nie dokumentuje rozdzielającego go okresu jako ochłodzenia rangi glacialu. Ochłodzenie to uważane było dotychczas za jeden z frigidostadiałów interglacjalu wielkiego.

Znalezienie w profilu Radcze niewątpliwych osadów glacialnych pomiędzy dwoma seriami o charakterze interglacialnym pozwala stwierdzić, że i na Polesiu Lubelskim występują wyraźne ślady zlodowacenia, odpowiadającego zlodowaceniu Liwca na obszarze świętokrzyskim. Autorzy uważają, że stwierdzone na Polesiu Lubelskim w profilu Radcze ślady tego zlodowacenia, w postaci typowych osadów, są bardzo wyraźne i proponują dla tego okresu nazwę „zlodowacenie Zielawy”. Zlodowacenie Zielawy na omawianym obszarze reprezentowane jest przez piaski wodnolodowcowe, glinę zwałową oraz mulki zastoiskowe.

Gliny zwałowe zlodowacenia Zielawy leżą na różnych głębokościach i w różnych sytuacjach paleomorfologicznych (ryc. 3, 4, 5). W Lubiczynie i Horostycie znajdują się w strefie wysoko wyniesionej powierzchni podczwartorzędowej, na głębokości odpowiednio 3,0 m i 7,0 m. W Sosnowicy występują w obrębie kopalnej rynny na głębokości 10,5 m, natomiast w Radczu na głębokości 9,2 m. W składzie mineralów ciężkich tych glin przeważają minerały przezroczyste, wśród których dominują amfibole, gra-

naty i pirokseny. Cechą charakterystyczną jest szczególnie wysoki udział amfiboli, dochodzący nawet do 46,8% w Horostycie i 37,9% w Lubiczynie. Jedynie w Sosnowicy i Radczu przeważają granaty: 49,4% i 47,6%. Uderzająco niska jest frekwencja minerałów odpornych na wietrzenie, takich jak cyrkon, turmalin czy dysten.

Cechy składu mechanicznego glin zwałowych zlodowacenia Zielawy są podobne we wszystkich stanowiskach. Są to gliny piaszczyste lub piaszczysto-pylaste. Średnia wielkość ziarna (M_z) waha się w wąskim zakresie od 3,0 do 3,46 phi. Osad jest słabo wysortowany, o czym świadczą wartości wskaźnika σ_I wynoszące 2,08–2,97. Krzywe uziarnienia są prawie symetryczne lub dodatnio skośne (Sk_I przyjmuje wartości od -0,06 do 0,31) i mają charakter leptokurtyczny ($K_G = 1,11$ –1,41).

Wśród przebadanych żwirów frakcji 5–10 mm przeważają w glinach skały skandynawskie, których udział stanowi od 39,4% w Sosnowicy do 92,7% w Lubiczynie i 96,7% w Horostycie. Skały lokalne mają podrzędne znaczenie — ich udział wynosi 0,0–7,3%. Wśród skał skandynawskich przeważają wapienie paleozoiczne nad skałami krystalicznymi, reprezentowanymi głównie przez granitoidy, granity różowe i czerwone, gnejsy, porfiry i gabra. W Horostycie i Lubiczynie dużo jest piaskowców skandynawskich, których ilość stanowi odpowiednio 11,2% i 11,0%. Z każdego poziomu węglanowych glin zwałowych zbadano po kilka prób z różnych głębokości pod względem składu petrograficznego żwirów, a następnie obliczono współczynniki gładzowe. Użytkano następujące wartości: w profilach Lubiczyn i Horostyta $O/K = 1,17$, $K/W = 1,09$, $A/B = 0,73$; w profilu Sosnowica $O/K = 1,10$, $K/W = 1,09$, $A/B = 0,85$; w profilu Radcze $O/K = 1,38$, $K/W = 0,80$, $A/B = 1,10$.

Gliny zwałowe zlodowacenia Zielawy zawierają do 10% węglanów. W Lubiczynie i Horostycie strop tych osadów podlegał wyraźnie procesom wietrzenia. Gliny datowano metodą TL, uzyskując następujące dane: w Sosnowicy 387 ± 58 ka BP (Lub-678), w Radczu 387 ± 58 ka BP (Lub-688). W Horostycie wiek gliny określają pośrednio leżące nad nią mułki zastoiskowe, datowane metodą TL na 371 ± 55 ka BP (Lub-685).

Mułki zastoiskowe zlodowacenia Zielawy związane z okresem recesji lądolodu nawiercono w profilu Horostyta (ark. Sosnowica), gdzie zalegają na glinie zwałowej tego zlodowacenia. Stanowią one ślad jeziora powstałego w obrębie moreny ablacyjnej. Mułki mają miąższość 1,6 m. W ich składzie granulometrycznym zaznacza się wyraźna przewaga frakcji 0,05–0,1 mm. Mułki charakteryzują następujące wskaźniki granulometryczne: $M_z = 4,2$ phi, $\sigma_I = 1,44$, $Sk_I = 0,37$, $K_G = 2,61$. W zespole minerałów ciężkich przeważają minerały przezroczyste (67,3%), a wśród nich amfibole (47,0%), granaty (21,0%) i pirokseny (19,1%). Ponadto występują epidot (4,2%)

i rutyl (3,7%), a inne minerały ciężkie są sporadyczne. Osad zawiera 3,7% CaCO_3 . Wiek mułków, jak już wcześniej wspomniano, określony został metodą TL na 371 ± 55 ka BP (Lub-685).

Zasięg przestrzenny łądolodu Zielawy nie jest dotychczas jednoznacznie określony. Prawdopodobnie sięgał on na południe od Sosnowicy, o czym zdają się świadczyć cechy mineralogiczne i petrograficzne niektórych glin zwałowych, nawierconych na sąsiednich arkuszach *Szczegółowej mapy geologicznej Polski*: Orzechów Nowy (Buraczyński, Wojtanowicz 1981a,b) oraz Kołacze (Buraczyński, Wojtanowicz 1982). Gliny te zaliczone zostały do młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego, jednak analiza wyników badań laboratoryjnych owych glin wskazuje, że mogą one pochodzić ze zlodowacenia Zielawy.

INTERGLACJAŁ KRĘPCA

Pozycja stratygraficzna interglacjału Krępca lokuje go powyżej zlodowacenia Zielawy (Liwca) i poniżej zlodowacenia środkowopolskiego. Okres ten w schematach stratygraficznych Lindnera (1984, 1988a) i Rzechowskiego (1986) paralelizowany jest z 9. stadiem krzywej izotopowej ^{18}O osadów głębokomorskich (Shackleton, Opdyke 1976). Lindner używa dla tego okresu ocieplenia nazwy interglacjał Zbójna, natomiast w schemacie stratygraficznym Rzechowskiego zachowana jest nazwa interglacjał mazowiecki. Wobec stwierdzenia istnienia niewątpliwych osadów glacialnych, rozdzielających interglacjał mazowiecki, wydaje się słuszne wydzielenie tej jednostki chronologicznej jako odrębny interglacjał Krępca. Daty TL stropowej i środkowej części warstwy osadów interglacialnych w profilu Krępiec (Harasimiuk, Maruszczyk, Wojtanowicz 1988), badanych palinologicznie przez Janczyk-Kopikową (1982), wynoszą odpowiednio: 334 ka BP i 350 ka BP.

Osady związane z interglacjałem Krępca stanowią na omawianym obszarze Polesia Lubelskiego szeroko rozprzestrzenioną i miększą formację (ryc. 3, 4, 5). Przeważają wśród nich piaski rzeczne ze żwirami oraz osady limniczne, stanowiące starsze ogniwo stratygraficzne interglacjału.

Utwory jeziorne, wykształcone w postaci mułków, badane były na podstawie prób pobranych w wierceniach Radcze i Jabłoń (Dolecki, Gardziel, Nowak 1987a). Ekspertyzę palinologiczną wykonała Bałaga (1986) na podstawie próbek z otworu Radcze. We wszystkich próbach zawartość procentowa sumy pyłków drzew i krzewów (AP) była większa od sumy pyłków roślin zielnych łądowych. Z drzew ciepłolubnych zanotowano występowanie olszy, dębu, lipy, leszczyny, jesionu i grabu. Udział

pyłku roślin zielnych, dochodzący do 30%, świadczy o występowaniu dużych powierzchni z roślinnością światłolubną, co potwierdzają takie taksony, jak bylice, rokitnik, jałowiec, wierzba i posłonek. Jest to obraz roślinności klimatu umiarkowanie chłodnego z lasami sosnowo-brzozowymi, w których występowała znaczna domieszka drzew ciepłolubnych.

Mułki jeziorne, znajdujące się w Jabłoniu pod przykryciem osadów rzecznych na głębokości 34,3–39,0 m, zawierają soczewki torfu. W torfie tym Karczmarz (1986) stwierdził występowanie znacznej ilości olszy, małą frekwencję roślin zielnych oraz całkowity brak sosny i brzozy. Autor ten jest skłonny umieścić badane osady w drugim okresie interglacjalu mazowieckiego. Data TL mułków z soczewkami torfu wynosi 360 ± 54 ka BP (Lub-696), co w pełni odpowiada datom osadów interglacjalnych w profilu Krępiec. Mułki jeziorne zawierają węglan wapnia: od 12% w Jabłoniu do 22% w Radczu. Ich parametry granulometryczne są mało zróżnicowane: Mz mieści się w granicach od 5,23 do 5,78 phi, σ_I wynosi 1,68–2,01, Sk_I zmienia się od -0,37 do 0,44, a $K_G = 0,55$ –0,96. W Radczu w mułkach największą frekwencję wśród minerałów ciężkich wykazują granat (29,7–40,2%), amfibol (31,6–38,6%) i piroksen (5,6–9,9%), a kolejne miejsca zajmują: cyrkon, rutyl, turmalin, epidot i apatyt. Charakterystyczną cechą osadów jest wysoka zawartość amfiboli i wyjątkowo mała — jak na osady jeziorne — ilość muskowitu, biotyty i chlorytu.

Strop mułków podlegał silnej erozji pod wpływem działalności rzecznej. Sięgała ona w okolicy Jabłonia blisko 35 m poniżej stropu mułków stwierdzonych w otworze w Radczu. W miejscu tym osadzały się następnie piaski i żwiry, wykazujące w profilach pionowych wyraźną cykliczność, z zaznaczającymi się poziomami erozyjnymi, podkreślonymi brukiem żwirowym. W osadach piaszczystych widoczna jest pionowa dyferencjacja o charakterze frakcjonalnym. Piaski akumulowane wcześniej mają ziarno grubsze niż piaski osadzone pod koniec interglacjalu.

Interglacjalne piaski rzeczne posiadają następujące współczynniki granulometryczne: Mz = 1,0–1,82 phi, σ_I zmienia się od 0,52 do 1,12, Sk_I mieści się w granicach od -0,03 do 0,28, a K_G przyjmuje wartości od 0,88 do 1,55. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (23,6–60,9%), następne miejsca zajmują amfibole (11,2–31,3%), staurolit (2,9–6,5%), turmalin (3,1–5,6%) i rutyl (2,1–6,7%). Są to osady bezwęglanowe.

Powyżej mułków jeziornych i piasków rzecznych interglacjalu Krępeca w okolicy Radcza i Jabłonia zalega glina zwałowa środkowopolska, datowana metodą TL w Jabłoniu na 277 ± 41 ka BP (Lub-691). W spągowej partii owej gliny w wierceniu w Radczu datowano porwak soczewki mułku z lokalnego podłoża na 354 ± 53 ka BP (Lub-698), byłby to więc mułek z interglacjalu

Krępcza. Mułki te wraz z piaskami rzecznyymi kończą sedimentację osadów mezoplejstocenijskich na omawianym obszarze.

WNIOSKI

1. Na Równinie Parczewskiej w okolicy Dębowej Kłody i Żmiarek zachowały się osady najstarszego zlodowacenia w postaci gliny zwałowej, mułków i piasków zastoiskowych. Utwory te leżą na piaskach i mułkach preglacjalnych. W profilu Żmiarki glina zwałowa została wydatowana metodą TL na 771 ka BP. Jest to zapewne glina zwałowa z górnego stadiału zlodowacenia Narwi i można ją paralelizować z najstarszą gliną zwałową w profilu Serniki.

2. Interglacjał podlaski pozostawił ślady w postaci piasków jeziornych. Należą do niego prawdopodobnie także gytie jeziorne, na które natrafiono w Podedwórzcu, lecz nie posiadają one dokumentacji palinologicznej. Pozycja stratygraficzna tych osadów jest niepewna, mogą one bowiem pochodzić także z interglacjału Luszawy (małopolskiego).

3. Nie znaleziono i nie udokumentowano na badanym terenie osadów zlodowacenia nałęczowskiego (Nidy) ani też osadów z interglacjału Luszawy (małopolskiego).

4. Osady zlodowacenia południowopolskiego reprezentowane są przez utwory wodnolodowcowe stadiału kockiego. Wypełniają one dna dolin kopalnych bądź występują bezpośrednio na osadach najstarszego zlodowacenia. W Sosnowicy datowano je metodą TL na 622 ka BP. Stadiał ciechanowski reprezentowany jest powszechnie przez osady lodowcowe i wodnolodowcowe. Wiek gliny zwałowej tego stadiału określają daty TL: 571 ka BP w Lubiczyźnie, 574 ka BP w Sosnowicy oraz 585 ka BP w Podedwórzcu.

5. Interglacjał ferdynandowski udokumentowany został w profilu Sosnowica w pozycji stratygraficznej powyżej stadiału ciechanowskiego. Na Równinie Parczewskiej reprezentują go piaski rzeczne, mułki koluwalne, osady jeziorne — datowane w Sosnowicy metodą TL na 537 ka BP i w Podedwórzcu na 498 ka BP — oraz piaski rzecznoperyglacjalne, datowane w Radczu na 514 ka BP.

6. Zlodowacenie Wilgi, w świetle ustalonego położenia stratygraficznego interglacjału ferdynandowskiego, należy uznać za jednostkę wysokiej rangi stratygraficznej. W Kodeńcu wiek gliny zwałowej tego zlodowacenia określa data TL 480 ka BP. O dalekim zasięgu tego lądolodu na południe świadczą daty TL glin zwałowych, znalezionych na obszarze pasa wyżyn i Podkarpacia. Dotychczas do zlodowacenia Wilgi zaliczano także osady glacialne

złodowacenia Zielawy (Liwca), co powodowało znaczne rozciągnięcie w czasie tego złodowacenia.

7. Interglacjał mazowiecki określają daty TL od 429 ka BP do 397 ka BP. W Radczu osady tego interglacjału, datowane metodą TL w stropie i spągu, zalegają na osadach fluwioperyglacjałnych złodowacenia Wilgi, a pod udokumentowaną gliną zwałową złodowacenia Zielawy.

8. Złodowacenie Zielawy na badanym obszarze pozostawiło ślady w postaci gliny zwałowej, piasków wodnolodowcowych i mulków zastoiskowych. Glina zwałowa tego złodowacenia uzyskała w Sosnowicy i Radczu identyczne daty TL — 387 ka BP i została dobrze udokumentowana badaniami petrograficznymi i mineralogicznymi. W Horostycie oznaczono wiek mulków zastoiskowych, przykrywających glinę zwałową, uzyskując datę TL 371 ka BP.

9. Interglacjał Krępcza obejmuje okres od złodowacenia Zielawy po złodowacenie środkowopolskie. Osady interglacjału Krępcza znaleziono w Radczu i Jabłoni, co potwierdzają analizy palinologiczne oraz charakter i wiek osadów jeziornych, określony odpowiednio na 354 ka BP i 360 ka BP. Mulki i piaski rzeczne interglacjału Krępcza przykrywa glina zwałowa złodowacenia środkowopolskiego, datowana w Jabłoni metodą TL na 277 ka BP.

LITERATURA

- Balaga K. 1986; Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Radcze 1 na arkuszu Wisznice (1:50 000) [w:] Opracowanie specjalne dla arkusza Wisznice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis), Lublin.
- Bażyński J., Doktor S., Graniczny M. 1984; Mapa fotogeologiczna Polski 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981a; Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Orzechów Nowy (715). Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981b; Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, 715 — Orzechów Nowy. Inst. Geol. Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982; Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Kolacze (716). Inst. Geol. Warszawa.
- Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1988; Chronologia termoluminescencyjna osadów lądolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru (sum. Thermoluminescence chronology of the Sanian (= Elsterian II) inland-ice deposits in the San and the upper Dniester river basins). Ann. Soc. Geol. Polon. 58, 1-2; 191-205.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1986; Opracowanie specjalne do Szczegółowej mapy geologicznej Polski arkusz Sosnowica (679). Badania granulometryczno-petrograficzne osadów kenozoicznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis), Lublin.

- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1987a; Opracowanie specjalne do Szczegółowej mapy geologicznej Polski arkusz Wisznice (642). Badania granulometryczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis), Lublin.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1987b; Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, 679 — Sosnowica. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1990a; Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Sosnowica (679). Inst. Geol. (oprac. 1986), Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. w druku; Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Wisznice (642). Państw. Inst. Geol. (oprac. 1987), Warszawa.
- Dolecki L., Gardziel Z., Nowak J. 1990b; Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, 642 — Wisznice. Państw. Inst. Geol. Warszawa .
- Folk R.L., Ward W.C. 1957; Brazos River bar: a study in the significance of grain-size. *J. Sediment. Petrol.*, 27, 1; 3–26.
- Gawor-Biedowa E. 1984; Opracowanie mikropaleontologiczne prób do Szczegółowej mapy geologicznej Polski arkusze: Sosnowica i Wisznice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis). Warszawa.
- Harasimiuk M., Maruszczyk H., Wojtanowicz J. 1988; Quaternary stratigraphy in the Lublin region, southeastern Poland. *Quater. Stud. in Poland*, 8; 15–25.
- Instrukcja w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym. CUG Inst. Geol. Warszawa 1977.
- Jagodziński A., Giziewicz Z. 1983; Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusze Wisznice (642), Sosnowica (679), woj. białkopodlaskie, chełmskie, lubelskie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis). Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1982; Analiza pyłkowa plejstocenijskich osadów z Kaznowa i Krępcza (sum. Pollen analysis of the Pleistocene sediments at Kaznów and Krępiec). *Biul. Inst. Geol.*, 321 (1981); *Z badań czwartorzędu w Polsce*, 23; 249–259.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1984; Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Sosnowica, ark. Sosnowica 1:50 000, ark. Parczew 1:100 000, [w:] Opracowanie specjalne dla arkusza Sosnowica. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis). Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. 1981; Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland in the Quaternary stratigraphy of the European Plain (str. Pozycja interglacjalna z Ferdynandowa w stratygrafii Niżu Północnoeuropejskiego). *Biul. Inst. Geol.*, 335; *Geology of Poland*, 4; 65–79.
- Karczmarski K. 1986; Ekspertyza paleobotaniczna do tematu Wisznice, Szczegółowa mapa geologiczna w skali 1:50 000, [w:] Opracowanie specjalne dla arkusza Wisznice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis). Lublin.
- Kociszewska-Musiał G., Kosmowska-Ceranowicz B. 1976; Charakterystyka litologiczna osadów trzeciorzędowych i „preglacialnych” z wybranych profili wiertniczych Warszawy i okolic (sum. Description of the lithology of Tertiary and „preglacial” sediments from selected boreholes in Warsaw and its vicinity). *Prace Muzeum Ziemi*, 25, *Prace petrograficzne i geologiczne*, 29–54.
- Kosmowska-Ceranowicz B. 1976; Wiek osadów z Cetenia i Ponurzyca w świetle badań mineralogiczno-petrograficznych (sum. The age of deposits from Cetień and Ponurzyca in the light of mineralogical and petrographic analyses). *Kwart. Geol.*, 20, 3; 627–641.

- Krygowski B. 1964; Graniformametrija mechaniczna. Teoria, zastosowanie (zsf. Die Mechanische Graniformametre — Theorie und Anwendung). Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wyd. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 2, 4; Poznań.
- Lindner L. 1984; An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland (str. Zarys chronostratygrafii plejstocenu Polski). Acta Geol. Polon., 34, 1-2, 27-49.
- Lindner L. 1988a; Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego (sum. Glacial and interglacial units of the Pleistocene in the Holy Cross Mts.). Przegl. Geol., 36, 1; 31-39.
- Lindner L. 1988b; Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie Wyżyny Miechowskiej i Niecki Nidziańskiej (sum. Glacial and interglacial units in the Pleistocene of the Miechów Upland and Nida Basin). Przegl. Geol., 36, 3; 140-148.
- Mojski J.E. 1964; Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu (sum. Oldest Pleistocene formations in the Wieprz river valley near Krasnystaw). Kwart. Geol., 8, 2; 326-341.
- Mojski J.E. 1984; Mezoplejstocen. Niż Polski i wyżyny środkowopolskie. [w:] Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia. Część 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Inst. Geol. Warszawa; 82-113.
- Mojski J.E. 1985; Geology of Poland. Vol. I. Stratigraphy. Part 3b. Cainozoic. Quaternary. Warsaw.
- Pożaryski W., Mojski J.E. 1987; Plejstocen przelomu Wisły środkowej w świetle nowej stratygrafii czwartorzędu (sum. Pleistocene of the Middle Vistula river gorge in the light of the new stratigraphy of Quaternary). Przegl. Geol., 35, 3; 117-123.
- Rzechowski J. 1974; O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Nizinie Polskiej (sum. On lithotypes of lower and middle Pleistocene tills in Polish Lowland). Zesz. Nauk. Uniw. A. Mickiewicza w Poznaniu; Geografia, 10; 87-99.
- Rzechowski J. 1986; Pleistocene till stratigraphy in Poland. Quaternary glaciation in the Northern Hemisphere. Report of the International Geological Correlation Programme Project 24 (International Union of Geol. Sciences and UNESCO); 365-372.
- Rzechowski J. 1987; Problemy formalnej litostratygrafii czwartorzędu w Polsce (sum. The questions of formal lithostratigraphy of the Quaternary in Poland). Kwart. Geol., 31, 1; 125-137.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. 1976; Oxygen — isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 28 — 239 Late Pliocene to latest Pleistocene. Geol. Soc. of America, Memoir, 145; 449-464.
- Skompski S. 1985; Mięczaki i małżoraczki plejstocenijskie z Opola na Polesiu Lubelskim, [w:] Opracowanie specjalne dla arkusza Wisznice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. w Warszawie (maszynopis). Warszawa.
- Stochlak J. 1979; Objasnienia do Szczegolowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Parczew (678). Inst. Geol. Warszawa.
- Trembaczowski J. 1965; Szczegolowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, M 34-23 B Kaplonosy. Inst. Geol. Warszawa.
- Trembaczowski J. 1968; Objasnienia do Szczegolowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Kaplonosy (M 34-23 B). Inst. Geol. Warszawa.
- Wojtanowicz J. 1983; Stratygrafia czwartorzędu. [w:] Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego, Lublin; 73-91.

SUMMARY

The paper is a partial description of results of geological mapping of the sheets Sosnowica and Wisznice, Detailed Geological Map of Poland. Subdivision of deposits was based on the stratigraphic scheme of Rzechowski (1986), supplemented by the authors. Basing on laboratory analyses, archival data and fieldworks of the authors, as well as in connection with cartographic works in neighboring areas, the following conclusions are to be drawn.

Preglacial sands and silts of the Parczew Plain near Dębowa Kłoda and Żmiarki are overlain by deposits of the oldest glaciation, composed of till as well as ice-dam silts and sands. In the section Żmiarki a till was TL dated at 771 ka BP and it represents probably the upper stage of the Narew Glaciation, presumably corresponding to the oldest till in the section Serniki. Lake sands and gyttjas at Podedwórze belong probably to the Podlasie Interglacial but these sediments have not been laboratory analyzed and therefore, their stratigraphic location is uncertain. No sediments of the Nałęczów (Nida) Glaciation and the Luszawa (Małopolska) Interglacial were found in the studied area. Sediments of the South Polish Glaciation are represented by glaciofluvial series of the Kock Stadial, and by glacial and glaciofluvial deposits of the Ciechanów Stadial. Sandy-gravel deposits of the Kock Stadial that infill ancient valleys or directly overlie sediments of the oldest glaciation, were TL dated at 622 ka BP at Sosnowica. Tills of the Ciechanów Stadial were TL dated at 571 ka BP at Lubiczyn, 574 ka BP at Sosnowica and 585 ka BP at Podedwórze. The Ferdynandów Interglacial was proved in the section Sosnowica at stratigraphic position above the Ciechanów Stadial. In the described area it is represented by fluvial sands, colluvial silts, lake sediments (dated by TL method at 537 ka BP at Sosnowica and at 498 ka BP at Podedwórze) and fluvioperiglacial sands (dated at 514 ka BP at Radcze). The Wilga Glaciation should be considered in the light of the fixed stratigraphic position of the Ferdynandów Interglacial, for the unit of a high stratigraphic rank. At Kodeniec a till of this glaciation is TL dated at 480 ka BP. The Mazovian Interglacial is represented in the studied area by lake sediments, dated in the section Radcze by TL method at 429 ka BP in the bottom and 397 ka BP in the top. These sediments are underlain by fluvioperiglacial sediments of the Wilga Glaciation and underlain by till of the Zielawa Glaciation. The Zielawa (Liwiec) Glaciation is represented in this area by till, glaciofluvial sands and ice-dam silts. The till was TL dated at 387 ka BP, both at Sosnowica and Radcze, and well defined by petrographic and mineralogic studies. At Horostyta it is overlain by ice-dam silts, TL dated at 371 ka BP. The Krępiec Interglacial between the Zielawa Glaciation and the Middle Polish Glaciation is represented by fluvial sands with gravels and lake silts. Lake sediments of this interglacial were pollen and grain size analyzed on the basis of samples from boreholes at Radcze and Jabłoń. Silts at Jabłoń were TL dated at 360 ka BP and at Radcze at 354 ka BP. Sediments of the Krępiec Interglacial are overlain with till of the Middle Polish Glaciation, dated at Jabłoń at 277 ka BP.