

LESZEK LINDNER

## Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

THE QUATERNARY IN THE NW MARGIN OF THE HOLY CROSS MTS.

**STRESZCZENIE:** Czwartorzęd NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zaczyna się osadami związanymi z lądolodem zlodowacenia krakowskiego (Mindel), który pokrył cały badany obszar. Nadzwyczaj szcążkowe zachowanie tych osadów wskazuje na znaczne rozmiary procesów erozyjno-denudacyjnych w okresie interglacjału wielkiego (Holstein). Zlodowacenie środkowopolskie (Riss) reprezentowane jest trzema glacyfazowymi seriami akumulacji glacialnej oraz osadami związanymi z kolejnymi transgresjami i recesjami lądolodu. Interglacjał eemski zaznaczył się rozwojem procesów erozyjno-denudacyjnych, akumulacją rzeczną i organogeniczną oraz procesami glebotwórczymi. Ostatni okres chłodny (Würm) wyraźnie dzieli się na okres starszy — lessotwórczy i okres młodszy — glacialny, charakteryzujący się kongeliflukcyjnym uruchamianiem pokryw zwietrzelinowych oraz utworzeniem powierzchni tarasu II.

### WSTĘP

Pracę nad stratygrafią osadów czwartorzędowych zachowanych na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich autor wykonał w Pracowni Geologii Czwartorzędu Zakładu Nauk Geologicznych PAN pod kierunkiem prof. dr S. Z. Różyckiego, któremu pragnie podziękować serdecznie za udzielenie wielu cennych rad i wskazówek.

Opracowany obszar położony jest pomiędzy Radoszycami, Opoczmem, Wieniawą koło Przysuchej a Szydłowcem i obejmuje powierzchnię około 1300 km<sup>2</sup>. Szczegółowe kartowanie geologiczne osadów czwartorzędowych przeprowadzono na obszarze 680 km<sup>2</sup>, a pozostałą część terenu zbadano przeglądowo. Dla całego obszaru opisano w terenie 865 punktów dokumentacyjnych oraz przeanalizowano 250 profili wierceń (zebranych w archiwach Centralnego Urzędu Geologii, Instytutu Geologicznego oraz

Przedsiębiorstwa Geologicznego w Kielcach-Białogonie). W oparciu o całość zebranych materiałów ustalono szczegółową stratygrafię osadów plejstocenijskich tego obszaru (Lindner 1970). W niniejszej pracy zawarta jest jedynie ogólna charakterystyka czwartorzędu północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

W obrębie badanego obszaru pierwszych bardziej szczegółowych opisów osadów czwartorzędowych dostarczyły prace E. Passendorfera (1925, 1931) i C. Kuźniara (1927). Północna część obszaru była jednym z podstawowych terenów badań prowadzonych nad oscylacyjnym zanikiem lądolodu środkowopolskiego (Różycki 1961, 1967), przebiegiem procesów erozyjno-akumulacyjnych w okresie interglacjalu wielkiego (Różycki 1964a) oraz nad klimatostratygraficznymi jednostkami podziału plejstocenu (Różycki 1964b). W południowej części obszaru stratygrafię osadów plejstocenijskich zajmowali się: J. Czarnocki (mat. niepublikowane, dotyczące wiercenia Podlesie pod Radoszycami), I. Jurkiewiczowa (1968, patrz także Jurkiewiczowa & Mamakowa 1960) oraz A. Srodoń i M. Gołąbowa (1956).

Problem egzaracyjnej działalności lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich podjął Z. Lamparski (1961, 1965), zaś autor (Lindner 1967) zajął się występującymi tu osadami lessowymi. Znajomość czwartorzędu tego obszaru uzupełniają materiały kartograficzne zestawione przez E. Rühlego (1947) oraz J. Dylłką i I. Jurkiewiczową (1950).

#### PODŁOŻE OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

##### *Trias, jura dolna i środkowa*

Na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich podłożem osadów czwartorzędowych są rozmaite osady klastyczne bądź węglanowe triasu dolnego, środkowego i górnego oraz jury dolnej i środkowej, które były przedmiotem szczegółowych prac m.in. C. Kuźniara, J. Czarnockiego, E. Passendorfera, S. Z. Różyckiego, R. Krajewskiego, W. Karaszewskiego, A. Kleczkowskiego, I. Jurkiewiczowej oraz H. Senkiewiczowej. Osady te ujęte są w szereg płaskich synklin i antyklin oraz rozcięte są przez sieć krzyżujących się uskoków, w obrębie których wyróżnia się trzy zasadnicze kierunki: podłużny (NW-SE), poprzeczny i równoleżnikowy. Ostateczny obraz tektoniczny osadów mezozoicznych jest rezultatem fałdowań i wypiętrzeń laramijskich, a być może i ruchów młodszych.

##### *Trzeciorzęd*

Podczas całego trzeciorzędu badany obszar był lądem i podlegał intensywnemu działaniu procesów wietrzeniowych i erozyjno-denudacyjnych. Śladem paleogeńskiego wietrzenia tropikalnego są ułamki zsylikowanych skał jurajskich. Ułamki te zachowały się na powierzchniach

stanowiących zapewne fragmenty paleogeńskiego poziomu gradacyjnego, zdyslokowanego na początku neogenu. Okres neogeński wyraził się rozwojem procesów erozyjnych, wykorzystujących główne kierunki dyslokacji i zróżnicowanie litologiczne osadów mezozoicznych, oraz zaznaczył się akumulacją w płytkich zbiornikach śródlądowych (Koryciska).

#### PREPLEJSTOCEN

Na badanym obszarze nie stwierdzono osadów, które w oparciu o sytuację geologiczną i skład petrograficzny można by uznać za preplejstocenijskie (preglacialne). Natomiast sądząc ze składu petrograficznego osadów preplejstocenijskich na terenach sąsiednich (por. Jurkiewiczowa & Mamakowa 1960; Różycki 1961, 1967; Radłowska 1963; Ruszczyńska-Szenajch 1966) wynika, że obszar ten mógł być wówczas jednym ze źródeł materiału detrytycznego.

#### PLEJSTOCEN

##### *Zlodowacenie krakowskie (G II)*

Na badanym obszarze nie odnaleziono utworów mogących odpowiadać zlodowaceniu podlaskiemu czy interglacialowi przasnyskiemu. O narastaniu warunków peryglacialnych w anaglacialnej części zlodowacenia krakowskiego (G II) świadczą przerobione pokrywy zwietrzelinowe, zachowane pod gliną zwałową tego zlodowacenia.

Ładolód zlodowacenia krakowskiego (G II) pokrył cały badany obszar, pozostawiając osady fluwioglacialne oraz przypuszczalnie jeden poziom gliny zwałowej (fig. 1). Utwory zlodowacenia krakowskiego zachowane są nadzwyczaj szczątkowo (Lindner 1970), a miąższość ich waha się od 1,5 do 10 m. Często jedynym śladem pobytu tego ładolodu jest luźno występujący materiał skandynawski, sięgający do wysokości 400 m n.p.m. W porównaniu z obszarami sąsiednimi (Jurkiewiczowa & Mamakowa 1960, Radłowska 1963, Ruszczyńska-Szenajch 1966) wydaje się, że utwory zlodowacenia krakowskiego na badanym obszarze są odpowiednikiem wyróżnianej tam dolnej serii glacialnej tego zlodowacenia.

##### *Interglacjał wielki (J II/III)*

Szcątkowe występowanie osadów zlodowacenia krakowskiego wskazuje na nadzwyczaj intensywny przebieg procesów erozyjno-denudacyjnych w przedoptimalnej części interglacjału wielkiego.

Rzeki interglacjalne nie tylko odgrzebały swe przedplejstoczeńskie doliny, ale znacznie je pogłębiły wcinając się w podłoże mezozoiczne (Lindner 1970). Maksymalny rozwój procesów erozyjnych przypada mniej więcej na optimum klimatyczne interglacjalu wielkiego (Różycki 1964a). Głębokość ówczesnych dolin rzecznych wahała się od 20 do 50 m, a ich dna w stosunku do współczesnej powierzchni znajdują się na głębokości od 25 do 85 m. Przyczyną tak znacznego rozwoju procesów erozyjnych było zapewne wynoszenie całej strefy antyklinorium pomorsko-kujańsko-świętokrzyskiego od momentu zaniku lądolodu zlodowacenia krakowskiego do okresu optimum interglacjalnego. W poptymalnym okresie interglacjalu, doliny rzeczne zostały stopniowo wypełnione aluwiami (fig. 1). Miąższość interglacjalnych osadów rzecznych waha się od 9 do 33 m. Osady te reprezentowane są przez serię piaszczysto-żwirową z materiałem lokalnym, zwietrzałym materiałem północnym oraz ze szczątkami roślin.

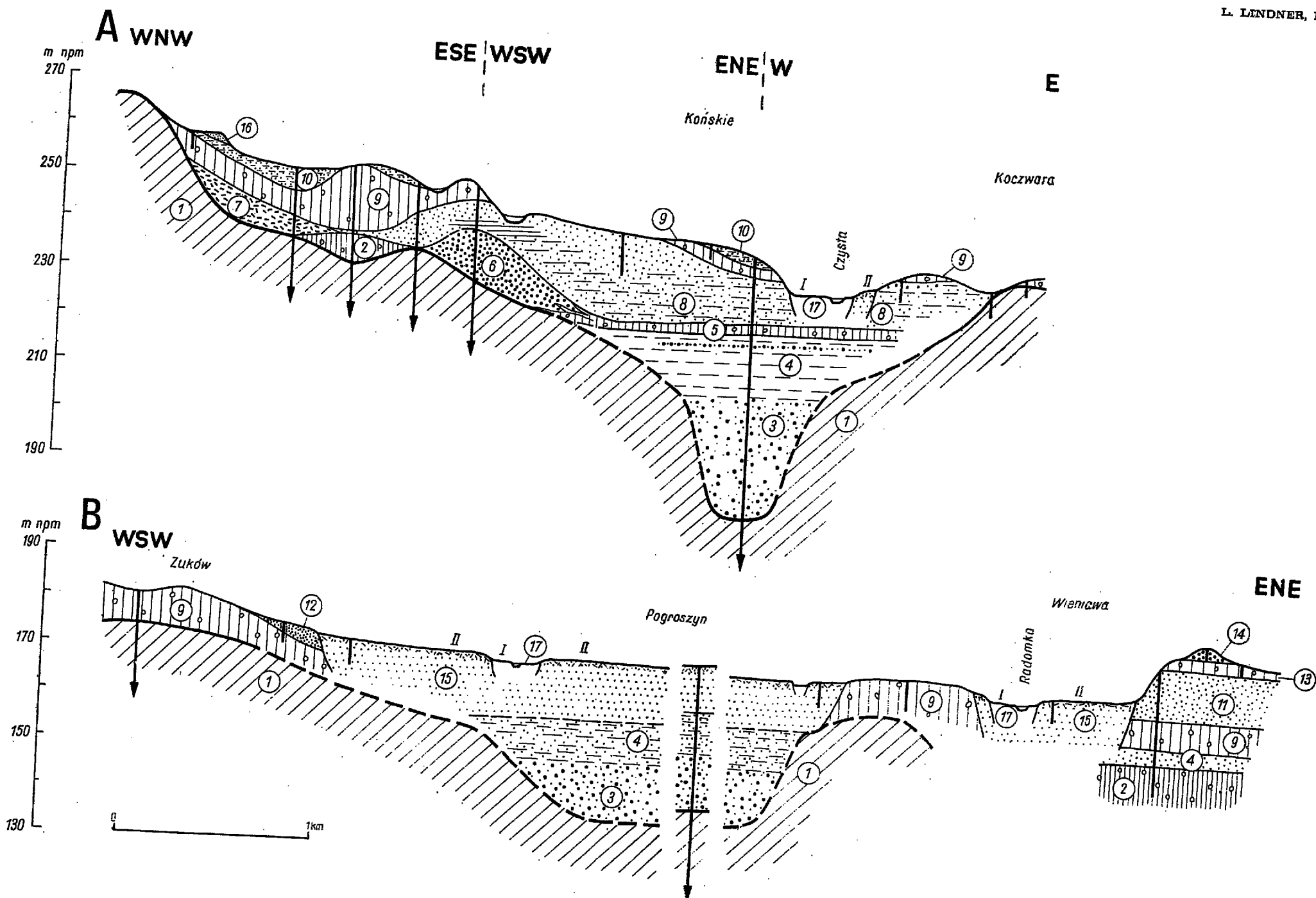
Według J. Czarnockiego seria piaszczysto-żwirowa, wypełniająca obniżenie podłoża w Podlesiu, miała reprezentować interglacjal poprzeczający najstarsze zlodowacenie, zaś zdaniem I. Jurkiewiczowej (in Jurkiewiczowa & Mamakowa 1960) odpowiadać miała interglacjalowi tegeleńskiemu, czy też (Jurkiewiczowa 1966) akumulacji fluwioglacjalnej w okresie zlodowacenia krakowskiego. Obecnie przyjmowany wiek tej serii wynika nie tylko z jej składu petrograficznego, ale też z jej dolinowego położenia oraz analizy paleogeomorfologicznej (Lindner 1970), a także z korelacji z obszarami sąsiednimi (Różycki 1961, 1964a; Radłowska 1963; Ruszczyńska-Szenajch 1966; Grzybowski 1966).

Z rozważań paleogeomorfologicznych (Lindner 1970) wynika również, że udokumentowane palynologicznie osady interglacjalu wielkiego w profilu Sewerynowa (Jurkiewiczowa & Mamakowa 1960) były akumulowane w dolinie jednego z południowych dopływów głównej rzeki interglacjalnej (Czarnej?).

### *Zlodowacenie środkowopolskie (G III)*

Zlodowacenie środkowopolskie (G III) jest reprezentowane przez trzy wyraźne serie akumulacji glacialnej oraz utwory związane z kolejnymi transgresjami i recesjami lądolodu glacystadialu Radomki (G III max.). Z uwagi na swą rangę klimatostratygraficzną (Różycki 1964b), serie akumulacji glacialnej odpowiadają tutaj trzem glacyfazowym oscylacjom czoła lądolodu.

Transgresja lądolodu glacyfazy przedmaksymalnej — Końskich (G III max.—b) wyraziła się zamykaniem dolin i tworzeniem w nich zastoisk (Lindner 1970). W rejonie przysuskim transgresja lądolodu spowodowała stopniowe przesuwanie na południe zastoiska dolnej Pilicy. W re-



A — Przekrój geologiczny przez dolinę Czystej w rejonie Końskich  
 B — Przekrój geologiczny przez dolinę Radomki w rejonie Wieniawy

1 utwory mezozoiczne; zlodowacenie krakowskie (G II); 2 glina zwałowa; interglacjał wielki (J III/III); 3 piaski różnoziarniste ze żwirem lokalnym i północnym oraz z ułamkami drewna; zlodowacenie środkowopolskie — glacyfaza przedmaksymalna Końskich (G III max.-b); 4 mułki z przewarstwieniami piasku oraz piaski ze żwirem lokalnym i północnym; 5 glina zwałowa; 6 żwir i piaski kopalnych moren czołowych; 7 pokrywa zwietrzelinowa z materiałem północnym; glacyfaza maksymalna Gowarczowa (G III max. a); 8 mułki i piaski drobnoziarniste z wkładkami łów; 9 glina zwałowa; 10 piaski i mułki tarasów marginalnych; glacyfaza pomaksymalna Wieniawy (G III max.+b); 11 piaski drobnoziarniste; 12 piaski różnoziarniste w górze z gruzem płaskowcowym (tarasu II); 16 piaski wydymowe; holocen: 17 piaski i mułki (tarasu I)

A — Geological cross-section of the Czysta river valley in the Końskie area  
 B — Geological cross-section of the Radomka river valley in the Wieniawa area

1 Mesozoic deposits; Cracovian (G II) glaciation: 2 till; Great interglacial (J III/III): 3 variously grained sands with local and northern gravels and pieces of wood; Middle Polish glaciation — premaximal glacyphase of Końskie (G III max.-b); 4 silts with sandy intercalations and sands with local northern gravels; 5 till; 6 gravels and sands of fossil front moraines; 7 weathering cover with northern material; Gowarczów maximal glacyphase (G III max. a); 8 silts and fine-grained sands with clay intercalations; 9 till; 10 sands and silts of the marginal terraces; Wieniawa postmaximal glacyphase (G III max.+b); 11 fine-grained sands; 12 variously grained sands; 13 till; 14 sands and gravels of front moraines; Baltic glaciation (G IV max.): 15 variously grained sands with sandstone debris at top (II-nd terrace); 16 dune sands; Holocene: 17 sands and silts (I-st terrace)

jonie koneckim stopniowo spiętrzane wody Drzewiczki i Czarnej utworzyły starsze zastoisko konecko-radoszyckie. Serie zastoiskowe w kilku miejscach osiągają 30 m miąższości i reprezentowane są przez mułki zawierające przewarstwienia piaszczysto-żwirowe z materiałem lokalnym i północnym (fig. 1). Przewarstwienia te reprezentują osady stożków napływowych, akumulowanych przez wody ekstraglacialne w brzeżnych częściach zbiorników zastoiskowych (Lindner 1970). W przypadku profilu Podlesia, przewarstwienie piaszczysto-żwirowe w serii mułkowej skłoniło J. Czarnockiego do wyróżnienia tu zlodowacenia najstarszego, zaś I. Jurkiewiczową (in: Jurkiewiczowa & Mamakowa 1960) do niesłusznego rozdzielenia tej serii na część dolną, odpowiadającą zlodowaceniowi krakowskiemu, i część górną związaną z interglacjałem wielkim. Torfy, pojawiające się w górnej części osadów starszego zastoiska konecko-radoszyckiego, reprezentują przypuszczalnie jeden z przedmaksymalnych interglacyetapów zlodowacenia środkowopolskiego. Utwory zastoiskowe przechodzą ku górze w serie fluwioglacjalne i przykryte są przez glinę zwałową (fig. 1), wyznaczającą razem z kopalnymi morenami czołowymi zasięg glacyfazy przedmaksymalnej.

Zanik łądolodu środkowopolskiego w czasie interglacyfazy przedmaksymalnej — Podlesia (*G III max.-b/a*) objął, zależnie od morfologii podłoża i miąższości łądolodu, pas szerokości od 4 do 10 km. Ślady niszczenia powierzchni uprzednio osadzonej gliny zwałowej (Podlesie) świadczą o rozwoju w tym czasie procesów erozyjno-denudacyjnych.

Transgresja łądolodu glacyfazy maksymalnej — Gowarczowa (*G III max. a*) spowodowała ponowne zatamowanie wód dolinnych i sprzyjała utworzeniu młodszego zastoiska konecko-radoszyckiego (Lindner 1970) oraz kongeliflukcyjnemu uruchamianiu pokryw zwietrzelinowych. Osady młodszego zastoiska konecko-radoszyckiego reprezentowane są przez ily warwowe, mułki oraz piaski drobnoziarniste o łącznej miąższości nie przekraczającej 20 m (fig. 1). Osady młodszego zastoiska konecko-radoszyckiego pokrywa seria fluwioglacjalna oraz glina zwałowa, wyznaczająca maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (fig. 2). W okresie maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia „stopa” łądolodu sięgała w rejonie przysuskim do wysokości 300—330 m n.p.m., a w rejonie koneckim do 275—285 m n.p.m. Ostatnio zebrane przez autora materiały (Lindner 1970) wykazały, że w rejonie przysuskim nacisk łądolodu środkowopolskiego skierowany był z NE, a w rejonie koneckim z sektorów północnych ze skretem ku E, co potwierdza poglądy S. Z. Różyckiego (1961) i Z. Lamparskiego (1965).

Zanik łądolodu glacyfazy maksymalnej (*G III max. a, rec.*) przebiegał jednocześnie w rejonie przysuskim i koneckim i miał charakter etapowy. W oparciu o wzajemne położenie tarasów marginalnych, kemów, moren czołowych, moren martwego lodu, form szczelinowych oraz stref zaburzeń glacitektonicznych i oddzielność glin zwałowych prześledzono

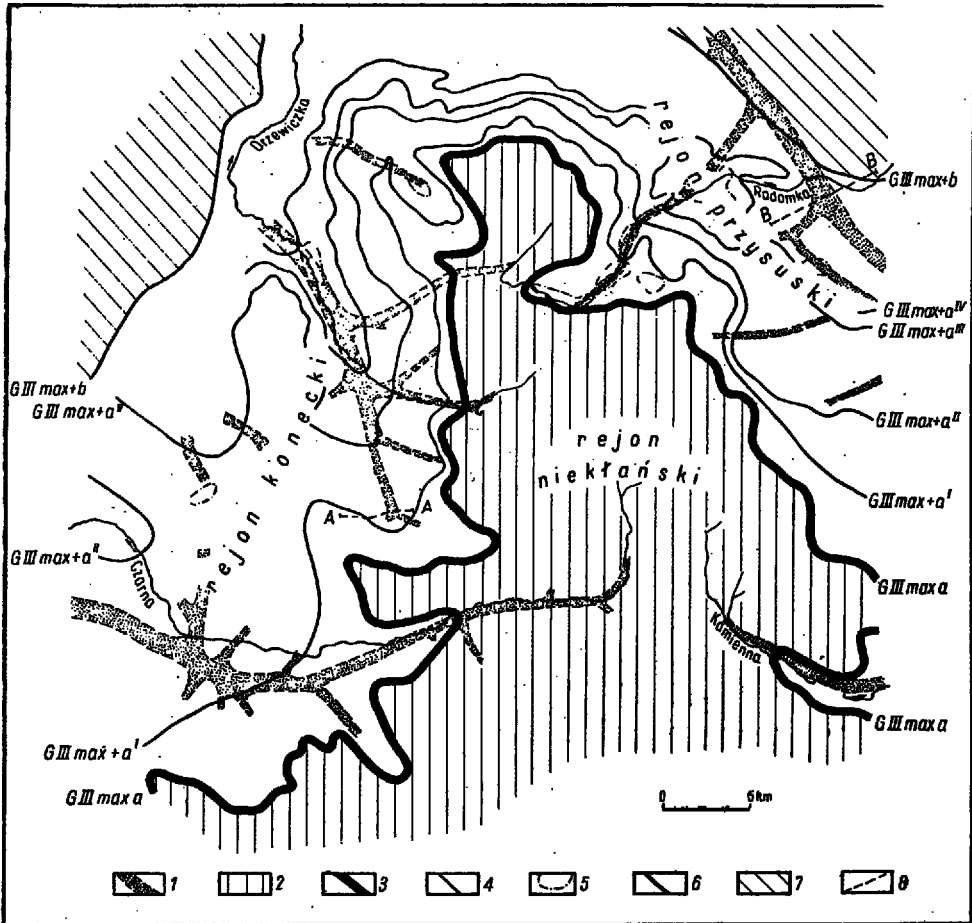


Fig. 2

Zasięgi glacyfaz i glacyetapów zlodowacenia środkowopolskiego ( $G III$ ) na obszarze NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

1 doliny rzeczne w okresie interglacjalu wielkiego ( $J II/III$ ); 2 obszar nie objęty przez lądolód zlodowacenia środkowopolskiego; 3 maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego — glacyfaza maksymalna Gowarczowa ( $G III max. a$ ); 4 zasięgi czoła lądolodu podczas kolejnych glacyetapów ( $G III max. +a^I$ ,  $G III max. +a^II$ ,  $G III max. +a^III$ ,  $G III max. +a^IV$ ); 5 położenie brył martwego lodu; 6 zasięg czoła lądolodu podczas glacyfazy pomaksymalnej Wieniawy ( $G III max. +b$ ); 7 obszar objęty zasięgiem lądolodu glacyfazy pomaksymalnej Wieniawy ( $G IV max. +b$ ); 8 linie przekrojów geologicznych z fig. 1

Extents of glaciophases and glaci-subphases of the Middle Polish glaciation ( $G III$ ) in the NW margin of the Holy Cross Mts.

1 river valleys during the Great interglacial ( $J II/III$ ); 2 area not covered by the Middle Polish glacier; 3 maximal extent of the Middle Polish glacier — Gowarczów maximal glaci-phase ( $G III max. a$ ); 4 extents of the ice front during subsequent glaci-subphases ( $G III max. +a^I$ ,  $G III max. +a^II$ ,  $G III max. +a^III$ ,  $G III max. +a^IV$ ); 5 situation of the dead ice slabs; 6 extent of the ice front during the Wieniawa postmaximal glaci-phase ( $G III max. +b$ ); 7 area covered by the glacier of the Wieniawa postmaximal glaci-phase ( $G IV max. +b$ ); 8 lines of cross-sections in Fig. 1. Explanation of Polish geographical names: *rejon konecki* — Końskie area, *rejon nieklafski* — Nieklaf area, *rejon przysuski* — Przysucha area

tu cztery glacyetapy wyraźnego formowania czoła lądolodu (fig. 2), oddzielone okresami interglacyetapowego, powierzchniowego jego zaniku. Etapowość ta warunkowana była czynnikami klimatycznymi, zaś sam przebieg i szybkość deglacjacji badanego obszaru wyraźnie uzależnione były od morfologii podłoża oraz miąższości lądolodu i jego własności fizycznych. Podczas interglacyetapów powierzchniowy zanik lądolodu (w wyniku pochylenia podłoża) powodował odsłanianie spod lodu stosunkowo wąskich stref brzeżnych oraz sprzyjał akumulacji form charakterystycznych dla tzw. deglacjacji arealnej. W czasie glacyetapowego nabrzmiewania czoła lądolodu, wyrażającego się miejscami aktywnym ruchem, następowało (w wyniku pochylenia podłoża) wymuszanie marginalnego przepływu wód ekstraglacialnych i proglacialnych. Śladem czterokrotnego ( $G III max.+a^I$ ,  $G III max.+a^{II}$ ,  $G III max.+a^{III}$ ,  $G III max.+a^{IV}$ ) glacyetapowego formowania się czoła są tu fragmenty czterech piaszczysto-mułkowo-żwirowych tarasów marginalnych. Miejscami proksymalne części tych tarasów ograniczone są niewielkimi morenami czołowymi, wyznaczającymi strefę postoju czoła lądolodu.

Dalszy zanik lądolodu doprowadził w czasie interglacyfazy pomaksymalnej — Wolańska ( $G III max.+a/b$ ) do odsłonięcia strefy szerokości 20—25 km (Różycki 1961). Tak znaczne wycofanie się czoła lądolodu i towarzyszące mu znaczne obniżenie lokalnych baz erozyjnych sprzyjało ożywieniu się przepływu wód ekstraglacialnych.

Podczas glacyfazy pomaksymalnej — Wieniawy ( $G III max.+b$ ) czoło lądolodu transgredowało na odległość 10—12 km w stosunku do położenia w czasie glacyfazy maksymalnej (fig. 2). Zasięg ten wyznacza trzeci poziom środkowopolskiej gliny zwałowej (fig. 1). Z maksymalnym zasięgiem tej glacyfazy wiąże się powstanie wyraźnej doliny odpływu marginalnego oraz akumulacja okazałych form strefy czołowo-lodowcowej.

Znaczne obniżenie lokalnej bazy erozyjnej w okresie interglacystadiału Pilicy ( $G III max.+1$ ) przejawiało się na badanym obszarze silnym rozwojem erozji wgłębnej. Wynikiem tego procesu jest poziom erozyjno-akumulacyjny (taras III) w dorzeczu Czarnej. Powierzchnia tego poziomu wynosi od 5 do 7 m ponad średni poziom rzek i wykazuje pochylenie zgodne ze spadkiem niższych tarasów akumulacyjnych.

Na obszarze NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich nie stwierdzono osadów lub form odpowiadających młodszym glacystadiom czy interglacystadiom zlodowacenia środkowopolskiego.

### *Interglacjał eemski (J III/IV)*

Procesy erozyjne, zapoczątkowane w kataglacialnej części zlodowacenia środkowopolskiego, osiągnęły maksimum rozwoju w interglacjale eemskim (J III/IV). Eemskie doliny rzeczne osiągają od 10 do 20 m głą-



bokości i ich dna znajdują się od 8 do 10 m poniżej powierzchni tarasu zalewowego (Lindner 1970). Erozja eemska doprowadziła do wyprątnięcia z dolin glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego oraz do wcięcia się ówczesnych rzek w niżej leżące osady zastoiskowe (fig. 1). Zapętnianie tych dolin zapoczątkowane zostało w poptymalnym okresie interglacjału i kontynuowane było w okresie późniejszym (G IV).

W tym czasie, gdy w dolinach rzecznych miały miejsce interglacjalne procesy erozyjno-akumulacyjne, w zagłębieniach bezodpływowych akumulowane były osady organogeniczne (Bedlno), a na pozostałym obszarze rozwijały się procesy wietrzeniowe i glebotwórcze (Politów). Odkryte przez E. Passendorfera (1931) osady organogeniczne Bedlno reprezentują, zdaniem A. Środonia i M. Gołąbowej (1956), pełen obraz przemian roślinnych — od tundry schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, poprzez rozwój lasów liściastych w optimum interglacjału, do tundry zlodowacenia bałtyckiego. Stwierdzone w Politowie fragmenty gleby kopalnej, rozwiniętej na piaskach środkowopolskich, przykryte są lessami i reprezentują horyzont  $A_1/B$  lub  $B$  gleby brunatnej (Lindner 1970).

#### *Okres stepowo-tundrowy (G IV-2 do G IV max.tr.)*

Okres stepowo-tundrowy, poprzedzający glacialną część ostatniego zlodowacenia, zaznaczył się na badanym obszarze akumulacją trójdzielnych lessów młodszych, zachowanych w postaci równoleżnikowo wyciągniętej wyspy lessowej Borkowic (Lindner 1967). Akumulacja ta przerywana była dwukrotnie, a śladem tych przerw są gleby kopalne, z których dolna reprezentująca typ gleby *lessivé* odpowiada fazie Hrubieszowa (G IV-2/-1), a górna — znacznie słabiej wykształcona — fazie Zawichostu (G IV-1/max.tr.). Najprawdopodobniej z okresem tym wiąże się również pierwszy cykl eolicznego modelowania piaskowcowych grzybów i gzymsów deflacyjnych w okolicy Niekłania i Piekła. Narastające stopniowo warunki peryglacjalne sprzyjały wówczas wietrzeniu mrozowemu, oraz kongeliflukcyjnemu uruchamianiu pokryw zwietrzelinowych.

#### *Zlodowacenie bałtyckie (G IV max.)*

W czasie glacialnej części zlodowacenia bałtyckiego, w wyniku dalszego narastania warunków peryglacjalnych, nastąpiło główne uruchomienie pokryw zwietrzelinowych. Pokrywy te schodząc w doliny były źródłem materiału gruzowego, nadbudowującego powierzchnię akumulowanego wówczas tarasu II (fig. 1). Powierzchnia tego tarasu wznosi się od 3 do 5 m ponad średni poziom rzek.

Schyłek zlodowacenia bałtyckiego odznaczał się ponownym rozwojem procesów eolicznych, powodujących tworzenie wydm i umożliwiających dalsze modelowanie skalisk deflacyjnych

## HOLOCEN

Z okresem holoceńskim wiąże się kilkumetrowa erozja rzeczna oraz akumulacja tarasu I — zalewowego (fig. 1).

*Instytut Geologii Podstawowej  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93  
Warszawa, w grudniu 1968 r.*

## LITERATURA CYTOWANA

- CZARNOCKI J. (Podlesie pod Radoszycami). Rękopis w arch. Inst. Geol. Warszawa.
- DYLJK J. & JURKIEWICZOWA I. 1950. Łódź (arkusz przeglądowej mapy geologicznej Polski). Warszawa.
- GRZYBOWSKI K. 1966. Erozja i akumulacja rzeczna w okresie wielkiego interglacjału w rejonie Niewierszyna (Erosion and river accumulation at the Great Interglacial time the Niewierszyn region). — *Przegląd Geol.*, R. 14, nr 3. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I. 1968. Radoszyce; objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I. & MAMAKOWA K. 1960. Interglacjał w Sewerynowie koło Przedborza (The interglacial at Sewerynów near Przedbórz). — *Biul. Inst. Geol.* 150. Warszawa.
- KUŹNIAK C. 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1926 na obszarze arkusza Końskie (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1926 pour la feuille Końskie). — *Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 16. Warszawa.
- LAMPAIRSKI Z. 1961. Udział materiału lokalnego w zespole glazowym form akumulacji czołowomorenowej w końcowej strefie zlodowacenia środkowopolskiego (The percentage distribution of local material in end-moraines of Middle-Polish (Riss) glaciation). — *Prace o plejstocenie Polski Środkowej*, cz. 1. Warszawa.
- 1965. Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego na przykładzie rozmieszczenia materiału lokalnego w utworach morenowych. Rękopis w arch. Instytutu Geologii Podstawowej U.W. Warszawa.
- LINDNER L. 1967. Wyspa lessowa Borkowic koło Przysucha (L'île loessique de Borkowice près Przysucha). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 3. Warszawa.
- 1970. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology of the north-west margin of the Holy Cross Mountains, Poland). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 35. Warszawa.
- PASSENDORFER E. 1925. Sprawozdanie z badań geologicznych w granicach arkuszy Przedbórz i Opoczno oraz w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1924 sur les feuilles Przedbórz et Opoczno et dans la Tatra). — *Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 10. Warszawa.
- 1931. Interglacjał w Bedlnie koło Końskich, woj. kieleckie. Warunki geologiczne występowania utworów interglacjałnych w Bedlnie (The Interglacial in Bedlno near Końskie, voiv. of Kielce. Geological description). — *Spraw. Komis. Fizjogr. PAU*, t. 65. Kraków.

- RADŁOWSKA C. 1963. Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Relief de la bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix). — Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 38. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1961. Middle Poland. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, vol. 1. Vith INQUA Congress. Warszawa.
- 1964a. Les oscillation climatiques pendant le „grand Interglaciaire”. — Report of the VI INQUA Congress, vol. 2. Łódź.
- 1964b. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu (Système climato-stratigraphique de la division du Pléistocène). — Acta Geol. Pol., vol. 14, no. 3, Warszawa.
- 1967. Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland). Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1966. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology in the lower Pilica region, Central Poland). — Studia Geol. Pol., vol. 22. Warszawa.
- RÜHLE E. 1947. Radom (arkusz przeglądowej mapy geologicznej Polski). Warszawa.
- ŚRODOŃ A. & GOŁĄBOWIA M. 1956. Plejstocenińska flora z Bedlna (Pleistocene flora of Bedlno, Central Poland). — Biul. Inst. Geol. 100. Warszawa.

### SUMMARY

**ABSTRACT:** The entire area of the NW margin of the Holy Cross Mts. has been covered by the glacier of the Cracovian (Mindel) glaciation. The deposits of the glaciation are preserved only in small fragments what clearly points to a strong action of denudation-erosive processes during the Great Interglacial (Holstein). The Middle Polish glaciation (Riss) is represented by three glacial phases series of glacial accumulation and by the sediments connected with the subsequent transgressions and recessions of the glacier. The Eemian interglacial has been marked by the development of denudation-erosive processes, fluvial deposition and by soil forming processes. The last cold period (Würm) is distinctly divided into an older part — loess-forming, and younger one — glacial. The latter is characterized by solifluctional changes in weathering covers and formation of the surface of the II-nd terrace.

The substratum of the Quaternary deposits in the north-western margin of the Holy Cross Mts. is, generally speaking, built of the Lower Triassic coarse- and medium-grained sandstones, and limestones and marls, and by the Middle Triassic limestones, Keuper siltstones and clays, Liassic claystones, siltstones and fine-grained sandstones, and by the Middle Jurassic clays, sandstones and limestones.

During the Palaeogene, tropical weathering processes were in action in this area what is proved by fragments of silicified Jurassic rocks. The Neogene is marked by the development of erosion processes that took advantage of the lines of tectonic unconformities and of the lithological differentiation of the Mesozoic rocks. The pre-Pleistocene deposits were not found in this area neither the ones that could be taken as corresponding to the Podlasie (Günz) glaciation or to the Przasnysz (Cromer) interglacial.

During the Cracovian (Mindel) glaciation the whole areas was covered by the glacier (Lindner 1970). The Cracovian deposits are preserved only fragmentarily

(Fig. 1) and are represented by solifluction covers, isolated till lobes and fluvio-glacial sediments. When compared to the adjacent areas (Jurkiewiczowa & Marmakowa 1960, Radłowska 1963, Rusczyńska-Szenajch 1966), they correspond to the lower glacial series of the Cracovian glaciation in those areas.

Fragmentary preservation of the Cracovian deposits points to an intensive denudation-erosive processes that took place during the pre-optimal part of the Great (Holstein) interglacial (Różycki 1964a, Lindner 1970). The depth of the valleys of that period ranged from 20 to 50 meters, and their bottoms are to be found at depths of 25—35 meters below the surface. During the post-optimal part of the interglacial (Różycki 1964a, Grzybowski 1966) these valleys have been filled in with alluvial sediments (Fig. 1).

The Middle Polish glaciation (Riss) is represented by three distinct glacial series and by ice-dammed and fluvio-glacial sediments connected with the subsequent transgressions and recessions of the glacier of the Radomka (Drenthe) glaciostadial. Because of their climatic-stratigraphical importance, the glacial series correspond to three glaciophase oscillations of the ice front (Lindner 1970). During the maximal extent of that glaciation, the foot of glacier reached in the Przysucha area the height of 300—330 m a.s.l., and in the Końskie area — the height of 275—285 m a.s.l. The disappearance of the glacier of the maximal glaciophase was simultaneous in both the above mentioned areas and took place in phases. Four glaciophases of a distinct development of the ice front have been traced here basing on the mutual distribution of marginal terraces, kames, front moraines, dead ice moraines, fissure forms and zones of glaciectonic disturbances, and on the superposition of tills. These glaciophases are:  $G III max. + a^I$  up to  $G III max. + a^{IV}$  (Fig. 2) which are separated by interglaciophase periods of surface disappearance of the ice front.

An erosive-accumulational horizon (*III-rd* terrace) in the Czarna drainage basin is a result of a considerable lowering of the local base of equilibrium during the Pilica (Ohe) interglaciostadial.

The period of the Eemian interglacial was marked by subsequent intensification of erosive processes and by organogenic accumulation (Passendorfer 1931, Środoń & Gołabowa 1956) and by the development of soil forming processes (Lindner 1970).

The last period of great cooling (Würm) was marked in its older-loess (steppe-tundra) part by an accumulation of tripartite younger loesses (Lindner 1967), and in its younger part (glacial) — by solifluction changes of weathering covers, formation of the *II-rd* terrace and of the dunes.

During the Holocene an erosion several metres deep and the accumulation of the *I-st* terrace took place (Fig. 1).

Institute of Geology  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93  
Warsaw, December 1968