

LESZEK LINDNER¹

PLEJSTOCEN PÓŁNOCNO-ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

(1 fig.)

Pleistocene of the north-western margin of the Holy Cross Mts.

(1 Fig.)

Treść: Łądolód zlodowacenia krakowskiego (Mindel) pokrył cały badany obszar. Szcątkowe zachowanie osadów tego zlodowacenia świadczy o znacznych rozmiarach procesów erozyjno-denudacyjnych w okresie wielkiego interglacjału (Holstein). Zlodowacenie środkowopolskie (Riss) reprezentowane jest trzema glacyfazowymi seriami akumulacji glacialnej oraz osadami związanymi z kolejnymi transgresjami i recesjami łądolodu. W czasie zaniku łądolodu glacyfazy maksymalnej (Gowarczowa), istniały na przemian okresy przewagi powierzchniowego zaniku łądolodu (interglacyetapy) oraz okresy tworzenia czoła łądolodu (glacyetapy). Interglacjał eemski (Eem) zaznaczył się rozwojem procesów erozyjno-denudacyjnych, akumulacją rzeczną i organogeniczną oraz procesami glebotwórczymi. Ostatni okres chłodny (Würm), wyraźnie dzieli się na okresy starszy — lessotwórczy i okres młodszy — glacialny, odznaczający się kongeliflukcyjnym uruchamianiem pokryw zwietrzelinowych oraz utworzeniem powierzchni tarasu II.

WSTĘP

Prace nad stratygrafią osadów plejstocenijskich NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wykonano w Pracowni Geologii Czwartorzędu Zakładu Nauk Geologicznych PAN pod kierunkiem Prof. dra S. Z. Różyckiego, któremu autor pragnie serdecznie podziękować za cenne rady i wskazówki udzielane w czasie prowadzenia badań.

Opracowany obszar położony jest pomiędzy Radoszycami, Opoczmem, Wieniawą koło Przysuchej a Szydłowcem i obejmuje powierzchnię około 1300 km². Dla całego obszaru opisano w terenie 865 punktów dokumentacyjnych oraz przeanalizowano 250 profilów geologicznych wierceń zebranych w archiwach Centralnego Urzędu Geologii, Instytutu Geologicznego i Przedsiębiorstwa Geologicznego w Kielcach — Białogonie. W oparciu o całość zebranych materiałów zestawiono 40 przekrojów geologicznych oraz wykonano 10 map paleogeomorfologicznych, które stanowiły podstawę ustalenia szczegółowej stratygrafii osadów plejstocenijskich tego rejonu (L. Lindner, 1970 a, b).

Szereg zagadnień plejstocenu NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich było przedmiotem opracowań wykonanych przez L. Sawickiego, (1922), E. Passendorfera (1931), C. Kuźniara (1927), J. Czarnoc-

¹ Warszawa, ul. Smolna 16, m. 7.

kiego (mat. archiwalne), I. Jurkiewiczową i K. Matakową (1960), A. Środonia i M. Gołabową (1956), S. Z. Różyckiego (1961, 1964 a, b, 1967), Z. Lamparskiego (1965) oraz L. Lindnera (1967, 1970 a, b, c).

PODŁOŻE OSADÓW PLEJSTOCENSKICH (TRIAS, JURA DOLNA I ŚRODKOWA)

W rejonie północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich podłożem osadów czwartorzędowych są, powszechnie się odsłaniające, grubo- i średnioziarniste piaskowce oraz wapienie i margle triasu dolnego, wapienie triasu środkowego, mułowce i margle triasu górnego, drobnoziarniste piaskowce, mułowce i ilowce jury dolnej oraz piaskowce, ły i wapienie jury środkowej.

ZŁODOWACENIE KRAKOWSKIE (G II)

W rejonie północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich nie odnaleziono osadów preplejstocennych oraz utworów mogących odpowiadać zlodowaceniowi podlaskiemu czy interglacjalowi przasnyskiemu.

Łądołód zlodowacenia krakowskiego (G II) pokrył cały badany rejon, pozostawiając osady fluwioglacjalne oraz przypuszczalnie jeden poziom gliny zwałowej. Utwory zlodowacenia krakowskiego zachowane są szczątkowo (fig. 1), a miąższość ich waha się od 1,5 do 10 m. Często jedynym śladem pobytu łądołodu tego zlodowacenia jest luźno występujący materiał skandynawski sięgający do wys. 400 m npm. W porównaniu z obszarami sąsiednimi (I. Jurkiewiczowa i K. Matakowa, 1960, C. Radłowska 1963; H. Ruszczyńska-Szenajch, 1966) wydaje się, że utwory zlodowacenia krakowskiego są odpowiednikiem wyróżnianej tam dolnej serii glacialnej tego zlodowacenia.

WIELKI INTERGLACJAŁ (J II/III)

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

Rzeki interglacjalne (fig. 1) nie tylko odgrzebały swe przedplejstocenne doliny, ale znacznie je pogłębiły wcinając się w podłoże mezozoiczne (L. Lindner 1970 a, b). Maksymalny rozwój procesów erozyjnych przypada mniej więcej na optimum klimatyczne wielkiego interglacjału (S.Z. Różycki, 1964 a; K. Grzybowski, 1966). Głębokość ówczesnych dolin rzecznych wahała się od 20 m do 50 m, a ich dna w stosunku do współczesnej powierzchni znajdują się na głębokości od 25 m do 85 m. W poptymalnym okresie interglacjału, doliny rzeczne zostały stopniowo zapełnione aluwiami, których miąższość waha się od 9 do 33 m. Osady te reprezentowane są przez serię piaszczysto-żwirową z materiałem lokalnym, zwierzęcym materiałem północnym oraz ze szczątkami roślin.

ZŁODOWACENIE ŚRODKOWOPOLSKIE (G III)

Zlodowacenie, nazywane od czasów L. Sawickiego (1922) zlodowaceniem środkowopolskim, jest na badanym obszarze reprezentowane przez trzy wyraźne serie akumulacji glacialnej oraz utwory związane z ko-

lejnymi transgresjami i recesjami łądolodu glacystadią Radomki (G III max). Z uwagi na swą rangę klimatostatygaficzną (S. Z. Różycki 1964 b) serie akumulacji glacialnej odpowiadają tu trzem glacyfazowym oscylacjom czoła łądolodu (fig. 1).

Transgresja łądolodu glacyfazy przedmaksymalnej — Końskich (G III max-b) wyraziła się zamykaniem dolin i tworzeniem w nich zastoisk (L. Lindner, 1970 a). W rejonie przysuskim transgresja łądolodu spowodowała stopniowe przesuwanie na południe zastoiska dolnej Pilicy. W rejonie koneckim stopniowo spiętrzone wody Drzewiczki i Czarnej utworzyły starsze zastoisko konecko-radoszyckie. Serie zastoiskowe, leżąc na osadach interglacialnych, w kilku miejscach osiągają 30 m miąższości i reprezentowane są przez mułki zawierające przewarstwienia piaszczysto-żwirowe z materiałem lokalnym i północnym. Przewarstwienia te reprezentują osady stożków napływowych, akumulowanych przez wody ekstraglacialne w brzeżnych częściach zbiorników zastoiskowych (L. Lindner, 1970 a). W przypadku profilu Podlesia, przewarstwienie piaszczysto-żwirowe w serii mułkowej skłoniło J. Czarnockiego (Podlesie pod Radoszycami) do wyróżnienia tu zlodowacenia najstarszego, a I. Jurkiewiczową (z K. Mąkowską 1960) do niesłusznego rozdzielenia tej serii na część dolną, odpowiadającą zlodowaceniowi krakowskiemu i część górną wiązaną z wielkim interglacjalem. Utwory zastoiskowe przechodzą ku górze w serie fluwioglacialne i przykryte są przez glinę zwałową wyznaczającą razem z kopalnymi morenami czołowymi zasięg glacyfazy przedmaksymalnej (fig. 1).

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 km do 10 km. Ślady niszczenia powierzchni, uprzednio osadzonej gliny zwałowej (Podlesie), świadczą o ówczesnym rozwoju procesów erozyjno-denudacyjnych.

Transgresja łądolodu glacyfazy maksymalnej — Gowarczowa (G III max a) spowodowała ponowne zatamowanie wód dolinnych i sprzyjała utworzeniu młodszego zastoiska konecko-radoszyckiego oraz kongeliflukcyjnemu uruchamianiu pokryw zwietrzelinowych (L. Lindner, 1970 a). Osady młodszego zastoiska konecko-radoszyckiego reprezentowane są przez ily warwowe, mułki oraz piaski drobnoziarniste o łącznej miąższości nie przekraczającej 20 m. Pokrywa je seria fluwioglacialna oraz glina zwałowa, wyznaczająca maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego (fig. 1). W okresie maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia „stopa” łądolodu sięgała w rejonie przysuskim do wysokości 300—330 m npm., a w rejonie koneckim do wysokości 275—285 m npm. Zebrane materiały potwierdzają wcześniej podany pogląd (S.Z. Różycki, 1961; Z. Lamparski, 1965) odnośnie do kierunków transgresji łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na badanym obszarze.

Zanikanie łądolodu glacyfazy maksymalnej (G III max a, rec.) przebiegało jednocześnie w rejonach przysuskim i koneckim i miało charakter etapowy. W oparciu o wzajemne położenie tarasów marginalnych, kemów, moren czołowych, moren martwego lodu, form szczelinowych oraz stref zaburzeń glacytektonicznych i oddzielność glin zwałowych prześledzono tu cztery glacyetapy wyraźnego formowania się czoła łądolodu, oddzielone okresami interglacyetapowego, powierzchniowego jego zaniku. Etapowość ta warunkowana była czynnikami klimatycznymi, sam zaś przebieg i szybkość deglacjacji badanego obszaru wyraźnie uzależnione były od morfo-

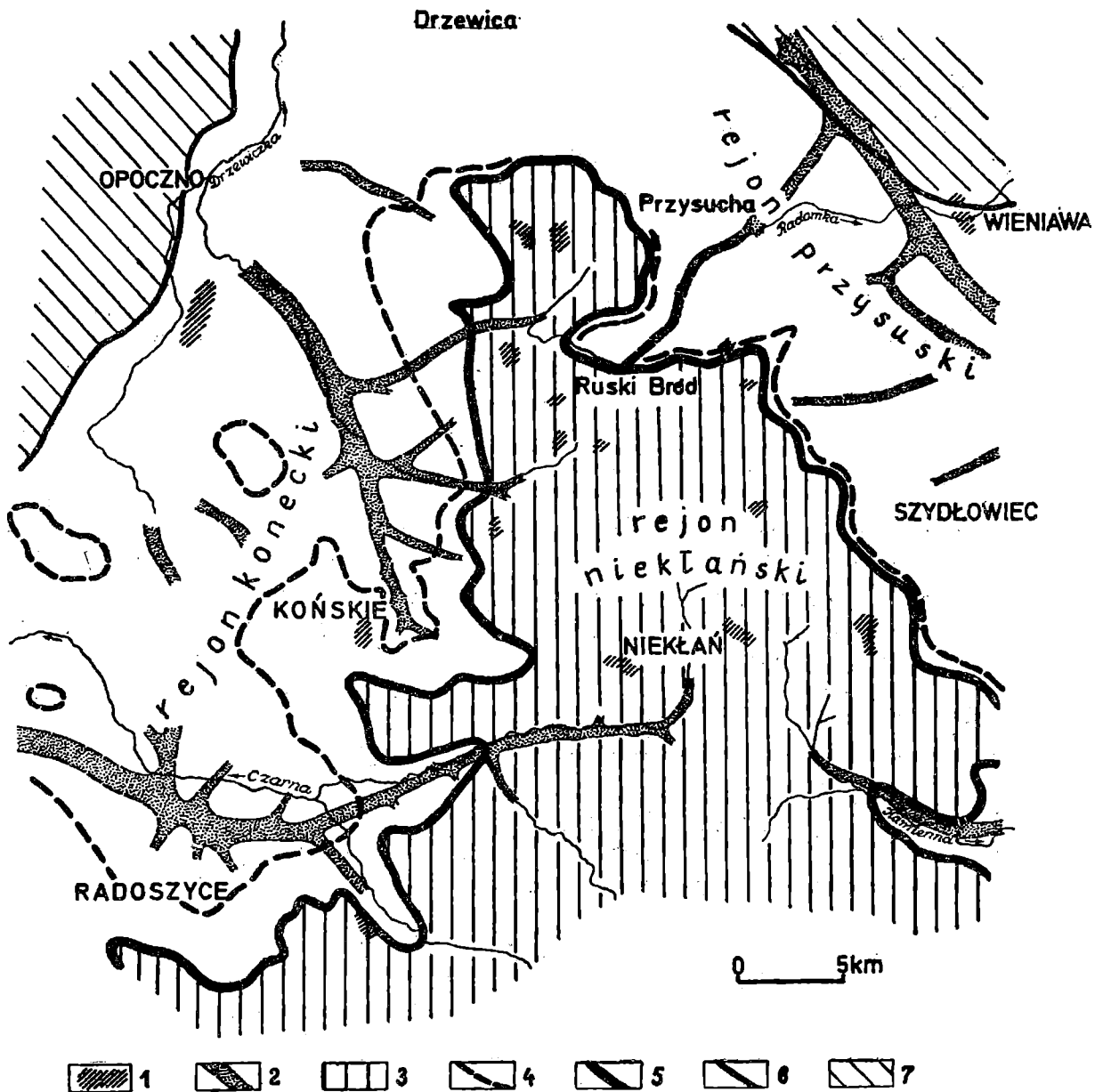


Fig. 1. Zasięgi glacyfaz zlodowacenia środkowopolskiego G III w rejonie północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, na tle głównych, kopalnych dolin rzecznych z okresu wielkiego interglacjału J II/III. 1 — płyty osadów zlodowacenia krakowskiego G II; 2 — doliny rzeczne w okresie wielkiego interglacjału J II/III (nieco uproszczone); 3 — obszar nie objęty zasięgiem lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego; 4 — zasięg lądolodu glacyfazy przedmaksymalnej Końskich G III max-b; 5 — zasięg lądolodu glacyfazy maksymalnej Gowarczowa G III max a; 6 — zasięg lądolodu glacyfazy pomaksymalnej Wiśniawy G III max+b; 7 — obszar objęty zasięgiem lądolodu glacyfazy pomaksymalnej Wiśniawy G III max+b

Fig. 1. The range of the Middle Polish Glaciation G III in the region of north-western margin of the Holy Cross Mts and the main buried river valleys from the Great Interglacial J II/III. 1 — patches of deposits of the Cracovian Glaciation G II; 2 — river valleys of the Great Interglacial J II/III (slightly simplified), 3 — the area not covered with ice-sheet during the Middle Polish Glaciation; 4 — range of ice-sheet of the pre-maximum Końskie Glaciphase G III max-b; 5 — range of ice-sheet of the maximum Gowarczów glaciphase G III max a; 6 — range of ice-sheet of the post-maximum Wiśniawa glaciphase G III max+b, 7 — area covered by ice-sheet during the post-maximum Wiśniawa glaciphase G III max+b

logii podłoża oraz miąższości lodolodu i jego własności fizycznych. Podczas interglacyetapów powierzchniowy zanik lodolodu powodował (w wyniku pochylenia podłoża) odsłanianie spod lodu stosunkowo wąskich stref brzeżnych oraz sprzyjał akumulacji form charakterystycznych dla tzw. deglacjacji arealnej. W czasie glacyetapowego nabrzmiewania czoła lodolodu, wyrażającego się miejscami aktywnym ruchem, następowało (w wyniku pochylenia podłoża) wymuszanie marginalnego przepływu wód ekstraglacjalnych i proglacjalnych. 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 zidentyfikowanych po raz pierwszy przez C. Kuźniara (1927), a ostatnio opisanych szczegółowo (L. Lindner, 1970 c). Miejscami proksymalne części tych tarasów ograniczone są niewielkimi morenami czołowymi, wyznaczającymi strefę postoju czoła lodolodu.

Dalszy zanik lodolodu doprowadził w czasie interglacyfazy pomaksymalnej — Wolanowa (G III max + a/b) do odsłonięcia strefy szerokości 20—25 km (S. Z. Różycki, 1961, 1967).

Podczas glacyfazy pomaksymalnej — Wieniawy (G III max + b), czoło lodolodu osiągnęło odległość mniejszą o około 10—12 km od swego maksymalnego położenia w czasie poprzedniej glacyfazy (fig. 1). Zasięg ten wyznaczony jest przez trzeci poziom środkowopolskiej gliny zwałowej. Z maksymalnym zasięgiem tej glacyfazy wiąże się powstanie wyraźnej doliny odpływu marginalnego oraz akumulacja okazałych form strefy czołowlodowcowej.

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

W rejonie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich nie stwierdzono osadów lub form odpowiadających młodszym glacystadialom czy interglacystadialom zlodowacenia środkowopolskiego.

INTERGLACJAL EEMSKI (J III/IV)

Procesy erozyjne, zapoczątkowane w kataglacjalnej części zlodowacenia środkowopolskiego, osiągnęły maksimum rozwoju w interglacjale eemskim (J III/IV). Eemskie doliny rzeczne osiągają od 10 do 20 m głębokości i ich dna znajdują się od 3 do 10 m poniżej powierzchni tarasu zalewowego (L. Lindner, 1970 a, b). Zapelnianie tych dolin zapoczątkowane zostało w poptymalnym okresie interglacjalu 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 (E. Passendorfer 1931, A. Środoń i M. Gołabowa 1956), a na pozostałym obszarze rozwijały się procesy wietrzeniowe i glebotwórcze (L. Lindner, 1970 a).

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 (L. 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), górna zaś znacznie słabiej wykształcona fazie Zawichostu (G IV-1/max tr.). Narastające stopniowo warunki peryglacjalne sprzyjały wówczas wietrzeniu mrozowemu i kongeliflukcyjnemu uruchamianiu pokryw zwietrzelinowych.

ZŁODOWACENIE 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. Powierzchnia tego tarasu wznosi się od 3 m do 5 m ponad średni poziom rzek (L. Lindner, 1970 a).

Schylek zlodowacenia bałtyckiego odznaczał się ponownym rozwojem procesów eolicznych umożliwiających tworzenie wydym.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego*

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Czarnocki J., (Podlesie pod Radoszycami). *Rękopis w arch. Inst. Geol.*, 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) *Prz. geol.*, 3, Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., Mamakowa K. (1960), Interglacjał w Sewerynowie koło Przedborza (The interglacial at Sewerynow near Przedbórz). *Biul. Inst. Geol.*, 150. Warszawa.
- Kuźniar 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). *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 16, Warszawa.
- Lamparski Z. (1965), Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego na przykładzie rozmieszczenia materiału lokalnego w utworach morenowych. *Maszynopis w arch. Inst. Geol. Podstawowej UW*, Warszawa.
- Lindner L. (1970a), 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.*, 25, Warszawa, 1971.
- Lindner L. (1967), Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchej (L'île loessique de Borkowice près Przysucha). *Acta Geol. Pol.*, 17, 3, Warszawa.
- Lindner L. (1970b), Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (The Quaternary in the NW margin of the Holy Cross Mts.). *Acta geol. pol.*, 20, 3, Warszawa.
- Lindner L. (1970 c), Glacialne tarasy marginalne lodolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Glacial marginal terraces of the Middle Polish ice sheet in the NW margin of the Holy Cross Mts.). *Acta Geol. Pol.* 20, 3, Warszawa.

- Passendorfer E. (1931), Interglacial w Bedlnie koło Końskich woj. kieleckie. Warunki geologiczne występowania utworów interglacialnych w Bedlnie (The interglacial in Bedlno near Końskie void. of Kielce. Geological description). *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU* 65 Kraków.
- Radłowska C. (1963), Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Relief de la bordure nord-est des Montages de S-te Croix). *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN* 38, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1961), Middle Poland. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras. Part. II, 1, *Vith INQUA Congress*, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1964a), Les oscilation climatiques pendant le „grand Interglaciaire” *Report of the VI INQUA Congress* 2, Łódź.
- Różycki S. Z. (1964b), Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu (Système climatico-stratigraphique de la division du Pleistocène) *Acta geol. pol.*, 14, 3, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1967), Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland). PWN, 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.*, 22, Warszawa.
- Sawicki L. (1922), Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej (Über die mittelpolnische Endmoräne). *Rozprawy Wydz. Mat. Przyr. PAU*, Ser. III, 21, dz. A. Kraków.
- Środoń A., Gołabowa M. (1956), Plejstocenska flora z Bedlna (Pleistocène Flora of Bedlno — Central Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 100, Warszawa.

SUMMARY

No pre-Pleistocene deposits or sediments corresponding to Podlasie Glaciation (Günz) or Przasnysz Interglacial (Cromer) were found in the area of north-western margin of the Holy Cross Mts.

During the Cracovian Glaciation (Mindel) this whole region was covered with ice-sheet. Deposits of this Glaciation are preserved only in relics (fig. 1) and represented by separated patches of boulder clay and fluvio-glacial deposits, (I. Jurkiewiczowa and K. M am a k o w a, 1960, C. R a d ł o w s k a, 1963, H. R u s z c z y Ń s k a - S z e n a j c h, 1966). These deposits correspond to the lower glacial series of the Cracovian Glaciation.

Preservation of deposits of the Cracovian Glaciation only in scarce remains indicates considerable erosion and denudation processes during the preoptimal part of the Great Interglacial (H o l s t e i n) (S. Z. R ó ż y c k i 1964a, L. L i n d n e r 1970a, b). The depth of river valleys in that times was from 20 to 50 m. and their bottoms occur 25—85 m below the present surface. During the postoptimal period of Interglacial (S. Z. R ó ż y c k i 1964a, K. G r z y b o w s k i 1966) these valleys have been filled with alluvial deposits (Fig. 1).

The Middle Polish Glaciation (Riss) in the area under examination is represented by three distinct glacial series and by fluvio-glacial deposits connected with subsequent transgressions and recessions of the ice-sheet of the Radomka glacistadial (Drenthe). Because of their climate-stratigraphic significance (S. Z. R ó ż y c k i 1964 b), the series of glacial accumulation correspond to the three glaciphase oscillations of the ice-sheet front (Fig. 1). During the maximal extension of this glaciation the base of ice front was reaching in the Przysucha region 300—330 m. a.s.l. and in

the Końskie region 275—285 m a.s.l. Retreat of the ice-sheet of the maximal glaciophase proceeded simultaneously in these both regions. Four glaciocyclical oscillations were traced, separated by melting periods during interglaciestages (L. Lindner, 1970 a, b, c).

Considerable lowering of the local erosion base-level during the Pilica Interglaciestage (Ohe) resulted in the formation of erosion-and-accumulation surface (terrace III) in the Czarna river-basin.

The Eemian interglacial period was marked by further intensification of erosion processes and organogenic accumulation (E. Passendorfer, 1931, A. Śródź and M. Gołabowa, 1956) and by the development of soil-forming processes (L. Lindner, 1970a).

Three horizons of younger loesses were accumulated during the older (steppe-tundra) part of Würm whereas in its younger part congelifluction, formation of the terrace II and dune-forming processes took place.

translated by W. Narębski

*Warsaw University
Institute of Geology
Warszawa*