Kwartalnik Geologiczny, t. 24, nr 3, 1980 r., str. 689–710

UKD 551.79.022:550.93+550.838.5+561/.569(438.13:23 Góry Świętokrzyskie)

Leszek LINDNER

Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego

Stosunkowo liczne oznaczenia wieku bezwzględnego osadów czwartorzędowych regionu świętokrzyskiego uzyskane metodami: FCl/P, termoluminescencji, paleomagnetyzmu i ^{14}C, a także nowo odkryte stanowiska paleontologiczne na Kozim Grzbiecie i w Karsach, sprawiają, że region ten można uznać za wzorcowy pod względem liczby wyróżnionych i datowanych glacjałów („zlodowacenie otwockie", Narwi, Nidy, Sanu, Odry, Warty, Wisły) oraz interglacjałów („interglacjał celestynowski", podlaski, małopolski, mazowiecki, lubelski, eemski), których nomenklaturę podano w nawiązaniu do prac M.D. Baranieckiej (1975), S.Z. Różyckiego (1979, praca w druku) i L. Lindnera (1979).

WSTĘP

Pod pojęciem regionu świętokrzyskiego powszechnie rozumiany jest teren Gór Świętokrzyskich wraz z przylegającymi obszarami wyżynnymi, ograniczonymi od północnego zachodu doliną Pilicy, a od południowego wschodu doliną Wisły (fig. 1). Od strony północno-wschodniej region ten graniczy z Równiną Radomską, a od strony południowo-zachodniej przylega do Wyżyny Miechowskiej.

Zainteresowanie czwartorzędem regionu świętokrzyskiego zbiega się z początkami prac nad geologią naszego kraju, jednak pierwszych syntetycznych ujęć zagadnień stratygraficznych czwartorzędu dostarczają dopiero prace J. Czarnockiego (1931) i J. Samsonowicza (1934). W latach późniejszych ważnym momentem w badaniach nad czwartorzędem świętokrzyskim i przyległego odcinka doliny Wisły były prace M. Klimaszewskiego (1952) i J. Łyczewskiej (1959), które stanowiły podsumowanie wielu zagadnień stratygraficznych i paleogeograficznych oraz wskazały kierunki dalszych badań.

Punktem zwrotnym w badaniach czwartorzędu świętokrzyskiego był przełom lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych, w związku z koniecznością opracowania szeregu różnych tematycznie stanowisk osadów czwartorzędowych oraz demonstrowania ich w czasie wycieczek z racji VI Kongresu INQUA odbywającego się w Polsce w 1961 r. Wówczas też zrodziła się potrzeba wykonania bardziej nowoczesnych syntez stratygraficznych (S.Z. Różycki, 1961, 1967, 1972; T. Klatka, 1965; E. Rühle, 1965, 1973; J.E. Mojski, E. Rühle, 1965).

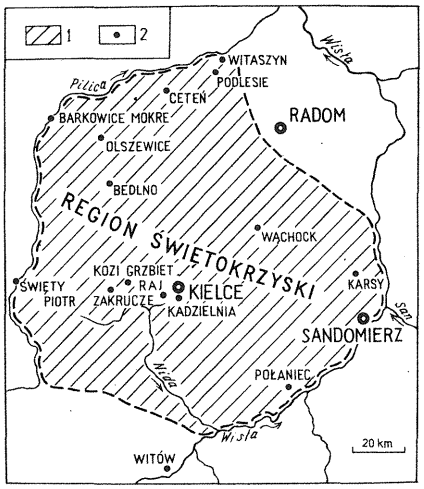


Fig. 1. Położenie regionu świętokrzyskiego
Location of the Góry Świętokrzyskie Mts region

1 – obszar regionu świętokrzyskiego; 2 – główne, czwartorzędowe stanowiska paleontologiczne i geochronologiczne (por. fig. 2)

1 – area of the Góry Świętokrzyskie Mts; 2 – major Quaternary paleontological and geochronological sites (see Fig. 2)

Niezwykle ważnym momentem w badaniach nad czwartorzędem świętokrzyskim było także podjęcie przez Instytut Geologiczny opracowania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski*. Do chwili obecnej wydano dla tego regionu ponad 20 arkuszy wspomnianej mapy (M. Bielecka, D. Dowgiałło, K. Grzybowski, M. Hakenberg, I. Jurkiewiczowa, P. Filonowicz, J. Kutek, R. Krajewski, B. Kwapisz, J. Łyczewska, J. Szajn, A. Walczowski), a kilkanaście dalszych jest na ukończeniu.

Dalszy wzrost zainteresowania czwartorzędem świętokrzyskim przyniosły lata siedemdziesiąte. Wzrost ten dotyczył głównie zagadnień stratygraficznych oraz paleogeograficznych i warunkowany był przede wszystkim odkryciem nowych stanowisk interglacjalnych i interstadialnych oraz potrzebą przeanalizowania wcześniej zebranych materiałów na szerszym tle regionalno-tematycznym. Obszerny przegląd literatury dotyczący tych zagadnień można znaleźć w pracach J. Łyczewskiej (1971) i L. Lindnera (1971, 1977*a*, 1979, praca w druku). Dla zapoznania badaczy z problematyką czwartorzędu świętokrzyskiego istotne znaczenie miały również dwa terenowe sympozja naukowe, z których pierwsze (1969 r.) dotyczyło wspomnianej problematyki dla części wschodniej, a drugie (1977 r.) dla części północno-zachodniej tego regionu.

Niniejszy artykuł stanowi próbę podsumowania ponad piętnastoletnich prac autora nad stratygrafią czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. Pełniejsze omówienie i uzasadnienie prezentowanego tu poglądu znajdzie Czytelnik w wydanej przez Instytut Geologiczny *Budowie geologicznej Polski* (Stratygrafia – Kenozoik), w rozdziale poświęconym stratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego (L. Lindner, praca w druku).

PROTOPLEJSTOCEN

Przesunięcie do pliocenu osadów reprezentujących tzw. serię preglacjalną Mazowsza i północnego przedpola wyżyn środkowopolskich (S.Z. Różycki, 1972) nie wyklucza istnienia w rejonie świętokrzyskim osadów reprezentujących najstarszy czwartorzęd, nazwany ostatnio okresem protoplejstoceńskim, obejmujący

odcinek czasowy od 1 790 000 do 920 000 lat BP, tj. całą środkową część epoki paleomagnetycznej Matuyama – od początku epizodu Olduvai do początku epizodu Jaramillo (S.Z. Różycki, praca w druku).

„ZLODOWACENIE OTWOCKIE" (DONAU)

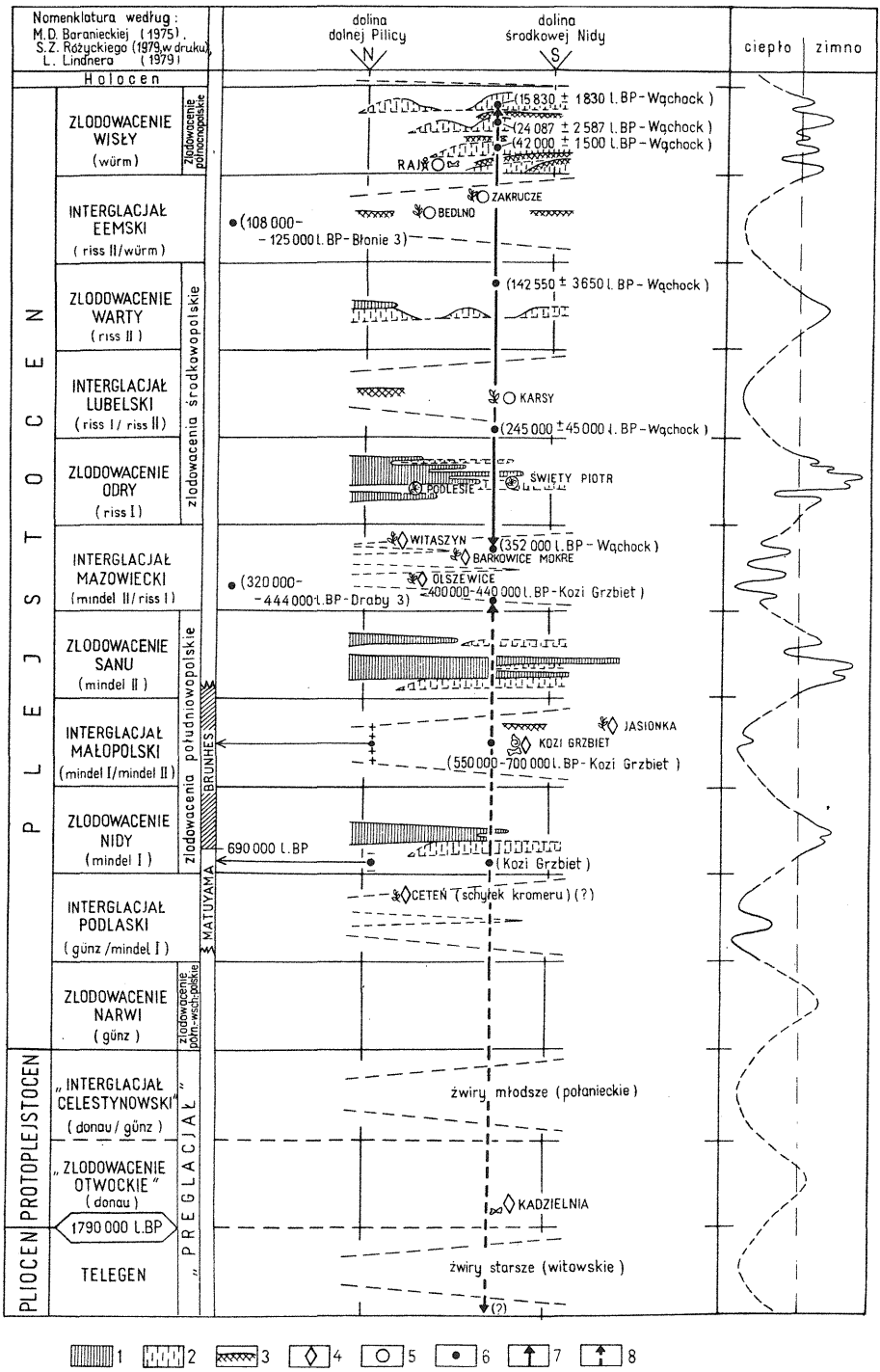
Do facji lądowych starszej części okresu protoplejstoceńskiego należy zaliczyć różnego rodzaju gliniaste wietrzeliska rozwinięte przede wszystkim na utworach węglanowych oraz gliny wietrzelinowe wypełniające formy krasowe i zawierające szczątki kostne. W obrębie jednej z takich form na Kadzielni w Kielcach (fig. 1 i 2) znaleziono, obok gatunków plioceńskich, szereg gatunków gryzoni (*Dolomys episkopalis*, *Clethrionomys kretzoii*, *Mimomys plioceanicus*, *M. newtoni*, *Muscardinus* sp.), których nie było uprzednio (K. Kowalski, 1958). Fauna ta charakteryzuje środowisko stepowe i w nawiązaniu do ostatnich danych (J. Chaline, 1977) winna reprezentować jedno z pierwszych dolnoczwartorzędowych ochłodzeń klimatycznych, określanych u nas jako „zlodowacenie otwockie" (M.D. Baraniecka, 1975; L. Stuchlik, 1975) paralelizowane z eburonianem badaczy holenderskich, zlodowaceniem donau w Alpach oraz ochłodzeniem zarejestrowanym we wschodniej Anglii warstwami *Norwich Crag* i *Weybourne Crag*. Według W.A. Zubakowa (1978) ochłodzenie to trwało od 1 790 000 do 1 250 000 lat BP.

„INTERGLACJAŁ CELESTYNOWSKI" (DONAU/GÜNZ)

W przypadku regionu świętokrzyskiego z młodszą częścią protoplejstocenu wiąże się zapewne akumulacja tzw. żwirów połanieckich (fig. 2) odznaczających się brakiem materiału skandynawskiego (W. Laskowska-Wysoczańska, 1975; L. Lindner, praca w druku). Osady te, mimo iż zachowane są głównie w strefach wododziałowych dolnych odcinków rzek południowoświętokrzyskich, leżą nieco niżej i są młodsze niż zbliżone do nich żwiry witowskie, określone przez S. Dżułyńskiego i in. (1968) jako villafranchien. W nawiązaniu do ostatnio proponowanego podziału stratygraficznego starszej części czwartorzędu (M.D. Baraniecka, 1975) żwiry połanieckie, jak też podobne im żwiry i piaski z rejonu doliny dolnej Kamiennej, Gór Świętokrzyskich oraz ich zachodnich obrzeżeń (L. Lindner, 1979, praca w druku) należy wiązać z działalnością rzeczną „interglacjału celestynowskiego" (donau/günz). Okres ten odpowiada waalowi (L. Stuchlik, 1975) i obejmuje odcinek czasowy od 1 250 000 do 920 000 lat BP (H.M. van Montfrans, 1971; W.A. Zubakow, 1978; S.Z. Różycki, praca w druku).

PLEJSTOCEN

W świetle ostatnio proponowanego podziału chronostratygraficznego czwartorzędu Polski (S.Z. Różycki, praca w druku) okres plejstoceński obejmuje odcinek czasowy od 920 000 lat BP, tj. górną część epoki paleomagnetycznej Matuyama (od początku epizodu Jaramillo) i całą epokę paleomagnetyczną Brunhes. Najmłodszą część tego odcinka – ostatnie 10 000 lat – wydzielono osobno jako holocen.


Nomenklatura według:
M.D. Baranieckiej (1975),
S.Z. Różyckiego (1979 w druku),
L. Lindnera (1979)
dolina dolnej Pilicy
dolina środkowej Nidy
N
S
ciepło
zimno
Holocen
PLEJSTOCEN
PLIOCEN
PROTOPLEJSTOCEN
ZLODOWACENIE WISŁY (würm)
Zlodowacenie północnopolskie
INTERGLACJAŁ EEMSKI (riss II/würm)
ZLODOWACENIE WARTY (riss II)
INTERGLACJAŁ LUBELSKI (riss I / riss II)
ZLODOWACENIE ODRY (riss I)
Zlodowacenia środkowopolskie
INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI (mindel II/riss I)
ZLODOWACENIE SANU (mindel II)
INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI (mindel I/mindel II)
ZLODOWACENIE NIDY (mindel I)
Zlodowacenia południowopolskie
BRUNHES
MATUYAMA
INTERGLACJAŁ PODLASKI (günz/mindel I)
ZLODOWACENIE NARWI (günz)
Zlodowacenie północnopolskie
„INTERGLACJAŁ CELESTYNOWSKI" (donau/günz)
„ZLODOWACENIE OTWOCKIE" (donau)
1790 000 l.BP
TELEGEN
„PREGLACJAŁ"
(15 830 ± 1830 l.BP - Wąchock)
(24 087 ± 2587 l.BP - Wąchock)
(42 000 ± 1500 l.BP - Wąchock)
RAJSK
ZAKRUCZE
BEDLNO
(108 000 - 125 000 l.BP - Błonie 3)
(142 550 ± 3650 l.BP - Wąchock)
KARSY
(245 000 ± 45 000 l.BP - Wąchock)
PODLESIE
ŚWIĘTY PIOTR
WITASZYN
(352 000 l.BP - Wąchock)
BARKOWICE MOKRE
OLSZEWICE
(320 000 - 444 000 l.BP - Draby 3)
(400 000 - 440 000 l.BP - Kozi Grzbiet)
JASIONKA
KOZI GRZBIET
(550 000 - 700 000 l.BP - Kozi Grzbiet)
690 000 l.BP
(Kozi Grzbiet)
CETEŃ (schyłek kromeru) (?)
żwiry młodsze (połanieckie)
KADZIELNIA
żwiry starsze (witowskie)
(?)
1
2
3
4
5
6
7
8

ZLODOWACENIE PÓŁNOCNO-WSCHODNIOPOLSKIE (NAJSTARSZE) = = ZLODOWACENIE NARWI (GÜNZ)

Podczas tego najstarszego zlodowacenia kontynentalnego lądolód skandynawski objął swym zasięgiem jedynie obszar Polski północno-wschodniej i częściowo zachodniej (S.Z. Różycki, 1972). Region świętokrzyski znalazł się więc wówczas w obrębie strefy ekstraglacjalnej, odznaczającej się między innymi znacznym zubożeniem szaty roślinnej i rozwojem tundry arktyczno-alpejskiej. Brak zwartej szaty roślinnej, jak też duże zróżnicowanie hipsometryczne, zwłaszcza na obszarze Gór Świętokrzyskich, oraz pokaźne ilości trzeciorzędowych i protoplejstoceńskich pokryw zwietrzelinowych sprzyjały w ówczesnych warunkach peryglacjalnych rozwojowi procesów zboczowych, prowadzących do tworzenia się różnych typów osadów koluwialnych i deluwialnych (L. Lindner, 1977*a*, praca w druku).

W większości przypadków, głównie w centralnej części regionu, osady te spoczywają bezpośrednio na podłożu przedczwartorzędowym, nie zawierają materiału skandynawskiego i są przykryte utworami mułkowo-piaszczystymi, lessami oraz glinami zwałowymi zlodowaceń południowopolskich (Nidy i Sanu). W Górach Świętokrzyskich osady te określone są jako tzw. wietrzeliny uwarstwione (J. Czarnocki, 1931; J. Łyczewska, 1971).

Zlodowacenie Narwi jest paralelizowane ze zlodowaceniem günz w Alpach (S.Z. Różycki, 1961, 1967, 1972) i obejmuje odcinek czasowy od 920 000 do 790 000 lat BP (H.M. van Montfrans, 1971; W.A. Zubakow, 1978). Na obszarze europejskiej części Związku Radzieckiego ze zlodowaceniem tym wiązała się zapewne akumulacja lessopodobnych mułków jeziornych datowanych metodą TL na 923 000 $\pm$ 100 000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974).

INTERGLACJAŁ KROMERSKI = INTERGLACJAŁ PODLASKI (GÜNZ/MINDEL I)

Interglacjał ten (utożsamiany też z kromerskim) w brzeżnych częściach regionu świętokrzyskiego reprezentowany jest przez osady żwirowo-piaszczysto-mułkowe, wypełniające kopalne formy dolinne rozcinające nie tylko wyżej wymienione osady zboczowe, ale również starsze od nich żwiry serii połanieckiej oraz utwory przedczwartorzędowe. Charakter litologiczny oraz rozprzestrzenienie tych osadów i ich znaczna miąższość (do 20–30 m) dowodzą, że reprezentują one kopalne serie aluwialne odznaczające się brakiem lub niewielką ilością materiału skandynawskiego (tylko w strefie przyległej do Równiny Radomskiej).

W obrębie doliny Drzewiczki koło Cetenia (fig. 1 i 2) serie te reprezentowane są przez kompleks piaszczysto-mułkowy, składający się co najmniej z czterech cyklów sedymentacyjnych z wkładką gytii w obrębie cyklu trzeciego (A. Makowska, 1976). Kompleks ten pokryty jest brukiem głazowym, powstałym z rozmycia

Fig. 2. Profil klimatochronostratygraficzny czwartorzędu regionu świętokrzyskiego (między doliną Pilicy – na północy a doliną środkowej Nidy – na południu)

Climatochronostratigraphic section of the Quaternary of the Góry Świętokrzyskie Mts region (from the Pilica River valley in the north to middle Nida River valley in the south)

1 – gliny zwałowe; 2 – lessy; 3 – gleby kopalne; 4 – staroczwartorzędowe stanowiska paleontologiczne; 5 – młodoczwartorzędowe stanowiska paleontologiczne; 6 – punkty datowane metodami bezwzględnymi; 7 – zasięg chronostratygraficzny stanowiska Wąchock; 8 – zasięg chronostratygraficzny stanowiska Kozi Grzbiet

1 – tills; 2 – loesses; 3 – fossil soils; 4 – Early Quaternary paleontological sites; 5 – Late Quaternary paleontological sites; 6 – points of radiometric datings; 7 – chronostratigraphic range of the Wąchock locality; 8 – chronostratigraphic range of the Kozi Grzbiet locality

osadów glacjalnych zlodowaceń południowopolskich. Z analizy palinologicznej wspomnianej gytii wynika, że może ona reprezentować schyłkową część interglacjału kromerskiego (Z. Borówko-Dłużakowa, 1977), natomiast M. Prószyński (1978) zalicza ją do młodszego plejstocenu.

W centralnej części regionu świętokrzyskiego odpowiednikiem wiekowym wspomnianych serii aluwialnych są tzw. żwirowiska bez materiału skandynawskiego, występujące w obrębie wielu dolin kopalnych (J. Czarnocki, 1931, 1950; J. Łyczewska, 1971; L. Lindner, 1977*a*). Żwirowiska te z reguły leżą ponad wyżej opisanymi osadami zboczowymi i powstały z ich przemycia.

Według podziału chronostratygraficznego czwartorzędu proponowanego przez W.A. Zubakowa (1978) interglacjał ten obejmuje odcinek czasu od 790 000 do 680 000 lat BP, natomiast według S.Z. Różyckiego (praca w druku) od 870 000 do 690 000 lat BP.

ZLODOWACENIA POŁUDNIOWOPOLSKIE (MINDEL I – MINDEL II)

ZLODOWACENIE NIDY (MINDEL I)

Lądolód tego zlodowacenia, uprzednio traktowanego jako stadiał przedmaksymalny (Strawczyna) zlodowacenia południowopolskiego (L. Lindner, 1977*a*), dotarł aż do północnej części regionu świętokrzyskiego i oparł się o północne zbocze głównych pasm Gór Świętokrzyskich oraz o północno-zachodnią część Pasma Przedborsko-Małogoskiego (L. Lindner, 1979, praca w druku). W południowo-wschodniej części tego regionu sięgnął on aż na obszar Niecki Połanieckiej. Na północ od wyżej wymienionego zasięgu śladem pobytu tego lądolodu jest najstarszy w regionie świętokrzyskim, miejscami dwudzielny, poziom gliny zwałowej (fig. 2).

W strefie Gór Świętokrzyskich glina ta w wielu przypadkach odznacza się niewielką ilością materiału skandynawskiego i z tego powodu była określana jako tzw. morena lokalna lub glina głazonośna, mająca być śladem lokalnego zlodowacenia Gór Świętokrzyskich (J. Czarnocki, 1931; J. Łyczewska, 1971). Glina ta podesłana jest jednym z najstarszych w Polsce poziomów lessowych (fig. 2), osadami fluwioglacjalno-zastoiskowymi oraz leży na równowiekowych jej osadach zboczowych, na aluwiach interglacjału podlaskiego oraz na starszych osadach zboczowych i rzecznych lub na utworach przedczwartorzędowych (L. Lindner, 1977*a*, 1979, praca w druku).

Cała południowa część regionu świętokrzyskiego znajdowała się podczas zlodowacenia Nidy w strefie objętej warunkami peryglacjalnymi i była miejscem akumulacji przede wszystkim osadów zboczowych i wyżej wspomnianych lessów (fig. 2).

Z oznaczeń wiekowych metodą paleomagnetyczną i FCl/P osadów oraz szczątków kostnych zachowanych w obrębie stanowiska na Kozim Grzbiecie koło Kielc (J. Głazek i in., 1976*a*, 1977) wynika, że maksimum zlodowacenia Nidy w Polsce musiało przypadać na ok. 700 000 – 640 000 lat BP. Zlodowacenie to odpowiada tzw. glacjałowi A badaczy holenderskich, a więc okresowi, na który zdaniem H.M. van Montfransa (1971) przypada granica między epoką polaryzacji normalnej (Brunhes) a epoką polaryzacji odwrotnej (Matuyama). W europejskiej części Związku Radzieckiego z okresem tego zlodowacenia wiąże się akumulacja lessu datowanego metodą TL na 607 000 ±65 000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974). W świetle ostatnio zebranych danych dla półkuli północnej wspomniane zlodowacenie obejmuje odcinek czasowy od 720 000 do 680 000 lat BP (W.A. Zubakow, 1978).

INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI (MINDEL I/MINDEL II)

Osady żwirowo-piaszczyste oraz żwiry i bruki morenowe zachowane w regionie świętokrzyskim w stropie osadów zlodowacenia Nidy reprezentują ślad erozji i akumulacji rzecznej interglacjału małopolskiego, uprzednio charakteryzowanego jako interstadiał Jasionki – Pilczycy w obrębie zlodowacenia południowopolskiego (L. Lindner, 1977*a*). Do powyższej zmiany rangi klimatostratygraficznej wspomnianego okresu skłaniają ostatnio wykonane szczegółowe badania geologiczne, paleontologiczne, mineralogiczno-petrograficzne, geochronologiczne, geochemiczne i paleomagnetyczne krasowego stanowiska na Kozim Grzbiecie (fig. 1, 2).

Najbardziej interesujące okazały się w tym względzie gliny jaskiniowe tego stanowiska, które obok szczątków zwierzęcych zawierały materiał (skalenie, minerały ciężkie) pochodzący z rozmytych, pierwotnie tu sięgających, osadów fluwioglacjalnych zlodowacenia Nidy. Bogaty zespół fauny stwierdzony w tych glinach zawiera liczne ślimaki, płazy, gady i ssaki. Dla określenia wieku tych glin istotne jest ich przykrycie piaskami wodnolodowcowymi zlodowacenia Sanu (L. Lindner, 1979) oraz współwystępowanie w tych glinach *Pliomys lenki*, *Mimomys savini*, *Dicrostonyx simplicior*, *Ursus deningeri*, *Helicigona banatica*, *Pliobatrachus langhae* i być może *Bombina* cf. *bombina*, które dowodzą, że jest to późnokromerski zespół faunistyczny (J. Głazek i in., 1976*a*, 1977).

Podobny wniosek wypływa z oznaczeń wieku bezwzględnego kości metodą FCl/P (550000 – 700000 lat BP), wykonanych przez T. Wysoczańskiego-Minkowicza (J. Głazek i in., 1976*a*) i wskazujących na tzw. Kromer II badaczy holenderskich, oraz z badań paleomagnetycznych wykonanych przez P. Tuchołkę (J. Głazek i in., 1977) dowodzących, że analizowane gliny jaskiniowe charakteryzują się dodatnią polaryzacją magnetyczną i tym samym są młodsze od optimum interglacjału kromerskiego (H.M. van Montfrans, 1971). Ostatnie oznaczenia wieku bezwzględnego stropowej partii wspomnianych piasków wodnolodowcowych metodą termoluminescencji na 400000 – 440000 lat BP (M. Prószyński, 1978) świadczą o możliwości późniejszej redepozycji tych piasków, zapewne w wyniku działalności eolicznej w początkowej części interglacjału mazowieckiego (fig. 2).

Z całości uzyskanych danych oraz porównań z profilem serii organogenicznej w Jasionce (M.J. Dąbrowski, 1967; W. Laskowska-Wysoczańska, 1967) wynika, że opisywany interglacjał odznaczał się klimatem cieplejszym i bardziej wilgotnym od współczesnego. Interglacjał ten oddzielał glacjał A od glacjału B (H.M. van Montfrans, 1971) i odpowiadał ociepleniu voigtstedt (A.G. Cepek, 1967; K. Erd, 1973). Według W.A. Zubakowa (1978) obejmował on odcinek czasu od 680000 do 610000 lat BP.

ZLODOWACENIE SANU (MINDEL II)

W czasie tego zlodowacenia, uprzednio traktowanego jako maksymalny stadiał zlodowacenia południowopolskiego, lądolód skandynawski wkroczył na obszar świętokrzyski dwukrotnie. Śladem pierwszego wkroczenia jest miejscami dwudzielny poziom gliny zwałowej (fig. 2) – spoczywającej na osadach zboczowych, zastoiskowych, fluwioglacjalnych i lessach osadzonych w starszej części tego zlodowacenia – utożsamianej z jego przedmaksymalnym stadiałem (L. Lindner, 1977*a*). Wyżej wspomniana dwudzielność gliny zwałowej wiąże się z faktem dwukrotnej (dwufazowej) transgresji lądolodu.

W czasie fazy starszej lądolód nie pokrył całkowicie Gór Świętokrzyskich, pozostawiając wolne od lodu nie tylko sterczące w formie nunataków wzniesienia o wysokości ponad 300 – 350 m n.p.m., ale również szereg niżej położonych obsza-

rów o charakterze jakby oaz śródlodowych (L. Lindner, 1977*a*). Dobra znajomość składu petrograficznego frakcji żwirowo-głazowej z osadzonej wówczas dolnej gliny zwałowej tego zlodowacenia (fazy Małogoszcza), a zwłaszcza obecność w niej materiału trzeciorzędowego i paleozoicznego (poza strefami występowania *in situ*) potwierdza pogląd odnośnie do możliwości wkroczenia lądolodu tej fazy na obszar kielecki od wschodu i południowego wschodu (J. Czarnocki, 1931; J. Łyczewska, 1971; S.Z. Różycki, 1972; L. Lindner, 1977*a*, 1979).

Podczas fazy maksymalnej (fazy Bobrzy) lądolód po zbliżeniu się do Gór Świętokrzyskich usiłował ponownie obejść je od południa i południowego wschodu, by w momencie swego maksymalnego rozwoju sforsować te góry całkowicie. Fakt ten nie wyklucza jednak możliwości jednoczesnego tworzenia form nunatakowych (T. Klatka, 1965) o charakterze oaz śródlodowych, będących miejscem akumulacji kemowej (C. Radłowska, E. Mycielska-Dowgiałło, 1972; L. Lindner, 1977*a*).

Materiały kartograficzno-geologiczne dotyczące czwartorzędu regionu świętokrzyskiego pozwalają sądzić, że miąższość lądolodu w czasie fazy maksymalnej w obrębie obniżeń oddzielających poszczególne pasma wyniosłości wynosiła co najmniej 300–400 m. Tak wysokie położenie powierzchni lądolodu fazy maksymalnej wskazuje, że największy zasięg zlodowacenia Sanu w regionie świętokrzyskim mógł być równowiekowy z osiągnięciem przez ten lądolód brzegu Karpat, gdzie ślady jego sięgają do wysokości 400 m n.p.m. (M. Klimaszewski, 1967).

Dowodem ponownego, zdecydowanego wkroczenia lądolodu zlodowacenia Sanu na obszar świętokrzyski jest poziom gliny zwałowej pomaksymalnego stadiału tego zlodowacenia (fig. 2) stwierdzony wierceniami w północno-wschodniej części tego regionu (L. Lindner, 1979, praca w druku). W rejonie Wyśmierzyc poziom ten pokrywa seria organogeniczna interglacjału mazowieckiego (I. Jurkiewiczowa, i in., 1973). Natomiast zarówno w zachodniej, jak i południowo-zachodniej części regionu świętokrzyskiego ze wspomnianym stadiałem wiązała się akumulacja lessów (fig. 2).

Z posiadanych danych odnośnie do wieku osadów interglacjału małopolskiego oraz wieku osadów interglacjału mazowieckiego (fig. 2) wynika, że w przypadku Polski zlodowacenie Sanu obejmowało odcinek czasowy od ok. 550000 do ok. 440000 lat BP (J. Głazek i in., 1976*a*, *b*; M. Prószyński, 1978). W nawiązaniu do podziału stratygraficznego proponowanego przez badaczy niemieckich i holenderskich (A.G. Cepek, 1967; H.M. van Montfrans, 1971) dwudzielne zlodowacenie Sanu winno obejmować tzw. glacjał B i zlodowacenie Elstery. Na terenie Związku Radzieckiego okresowi temu odpowiada młodsza glina zwałowa zlodowacenia Oki, datowana metodą termoluminescencji na 560000 ±60000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974).

INTERGLACJAŁ WIELKI = INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI (MINDEL II/RISS I)

W regionie świętokrzyskim interglacjał mazowiecki (wielki, holsztyński, lichwiński) zaznaczył się nie tylko procesami wietrzeniowo-denudacyjnymi i krasowymi czy też erozyjno-akumulacyjną działalnością rzeczną, typową dla okresów międzylodowcowych, ale również osadzeniem serii organogenicznych, zachowanych zarówno w sytuacjach wysoczyznowych, jak i dolinach rozcinających gliny zwałowe zlodowacenia Sanu oraz pokrytych glinami zlodowacenia Odry.

Według S.Z. Różyckiego (1964) przedoptymalna część interglacjału mazowieckiego w przypadku dolin rzecznych odznaczała się przewagą erozji wgłębnej, a część pooptymalna przewagą procesów akumulacyjnych. Ta zasadnicza zmiana działalności rzecznej była wynikiem zmieniających się warunków klimatycznych,

postępujących w kierunku stopniowego ochłodzenia. Śladem tej działalności są trzy- lub czterocykliczne serie aluwialne, wypełniające większość ówczesnych dolin rzecznych.

W północno-zachodniej części regionu świętokrzyskiego w stropie osadów drobnoziarnistych, kończących poszczególne cykle akumulacji aluwialnej, zachowane są wkładki osadów organogenicznych zbadanych palinologicznie, m.in., w stanowiskach Olszewic, Barkowic Mokrych i Witaszyna (fig. 1, 2). W interpretacji S.Z. Różyckiego (1964, 1967, 1972) osady te były akumulowane w obrębie starorzeczy rozwiniętych na powierzchniach stopniowo zasypywanych, coraz to młodszych kopalnych serii aluwialnych. Tym samym wspomniane osady mimo iż pochodzą z tego samego interglacjału (M. Sobolewska, 1952, 1956; I. Jurkiewiczowa, K. Mamakowa, 1960), to jednak nie są jednoczesne (fig. 2).

Zdaniem M. Sobolewskiej (1956) seria organogeniczna z Olszewic obejmuje cztery okresy klimatyczne, w obrębie których lasy sosnowe i sosnowo-brzozowe ustępowały lasom jodłowo-grabowym, a te z kolei były wypierane przez lasy sosnowo-brzozowe. Seria z Barkowic Mokrych rozpoczyna się według M. Sobolewskiej (1952) okresem lasów brzozowo-sosnowych, by poprzez okres przejściowy (lasy świerkowo-sosnowe) osiągnąć optimum warunków paleoflorystycznych w okresie lasów jodłowo-grabowych. Schyłkową część tego ocieplenia ponownie rozpoczyna okres przejściowy (tym razem lasy sosnowo-brzozowe), a kończy okres panowania lasów brzozowo-sosnowych. W profilu Witaszyna krótkotrwałe ocieplenie zarejestrowane jest rozwojem lasów sosnowo-brzozowych ze znaczną ilością roślinności zielnej (A. Środoń – *fide* E. Ciuk, E. Rühle, 1952).

Odpowiednikiem paleoklimatycznym optymalnej części interglacjału mazowieckiego jest zapewne warstwa kostna z *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth odkryta w stanowisku Draby 3 koło Działoszyna (fig. 2) i datowana metodą FCl/P na 320000–440000 lat BP (J. Głazek i in., 1976*b*). Również wspomniane poprzednio datowanie metodą termoluminescencji stropowej części piasków w profilu Koziego Grzbietu (fig. 2) na 400000–440000 lat BP (M. Prószyński, 1978) świadczy, że początek interglacjału mazowieckiego przypada na ok. 440000 lat BP.

Schyłkową część interglacjału mazowieckiego reprezentują piaski rzeczne, stwierdzone w profilu Wąchocka pod iłami warwowymi i gliną zwałową zlodowacenia Odry. Piaski te są datowane metodą termoluminescencyjną na około 352000 lat BP (L. Lindner, M. Prószyński, 1979). Najprawdopodobniej zostały one akumulowane podczas ochłodzenia poprzedzającego ocieplenie Witaszyna (fig. 2).

W europejskiej części Związku Radzieckiego interglacjał lichwiński datowany jest metodą termoluminescencji na 460000–318000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974), a ostatnio okres jego trwania przedłużony jest nawet do 280000 lat BP (W.A. Zubakow, 1978). Być może, iż interglacjałowi mazowieckiemu odpowiada ocieplenie klimatyczne określone oznaczeniami nacieków węglanowych (metodą uranową) w jaskiniach północnej Anglii na 350000 + ? lat BP (A.C. Waltham, R.S. Harmon, 1977).

ZLODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIE (RISS I – RISS II)

ZLODOWACENIE ODRY (RISS I)

Lądolód zlodowacenia Odry (Saale 1, dnieprzańskie) objął swym zasięgiem jedynie północną, północno-zachodnią i północno-wschodnią część regionu świętokrzyskiego i pozostawił tam od jednego do czterech poziomów „dachówkowo"

nakładających się glin zwałowych, odpowiadających poszczególnym fazom w obrębie maksymalnego stadiału (Radomki) zlodowacenia środkowopolskiego.

Zarówno południowa, jak i centralna część regionu świętokrzyskiego znalazła się w tym czasie w obrębie strefy ekstraglacjalnej, odznaczającej się początkowo akumulacją lessów (dolnych – starszych), a następnie potężną sedymentacją dolinną oraz wietrzeniem i procesami mrozowymi, typowymi dla obszarów objętych warunkami peryglacjalnymi (T. Klatka, 1965; J. Łyczewska, 1971; L. Lindner, 1971, 1977*a*).

Z materiałów kartograficzno-geologicznych, danych wiertniczych i analizy paleogeomorfologicznej wynika, że lądolód maksymalnego stadiału zlodowacenia Odry pokrył znaczną część Niecki Włoszczowskiej, przywarł do północnych i zachodnich zboczy Pasma Przedborsko-Małogoskiego i objął swym zasięgiem całą Nieckę Łopuszańską (L. Lindner, 1977*a*). Bardziej na północy przywarł on do zboczy Gór Przysusko-Niekłańskich (L. Lindner, 1971), przekroczył dolinę Kamiennej i pokrył znaczną część Wyżyny Opatowskiej (D. Kosmowska-Suffczyńska, 1972; L. Lindner, 1979, praca w druku; L. Lindner, M. Prószyński, 1979).

W strefie doliny Pilicy koło Świętego Piotra (fig. 2) lądolód ten przykrył osady organogeniczne zachowane powyżej tzw. zastoiska koniecpolskiego, charakteryzujące interfazowe warunki paleoklimatyczne z anaglacjalnej części zlodowacenia Odry (J. Niklewski, 1966; B. Marciniak, 1975).

W najbardziej północno-wschodniej części regionu świętokrzyskiego, w profilu Podlesie (fig. 1 i 2), zachowane są ponadto osady organogeniczne, charakteryzujące przedmaksymalny interstadiał opisywanego zlodowacenia (I. Jurkiewiczowa i in., 1973). Osady te oddzielają gliny zwałowe stadiału Radomki od glin zwałowych stadiału przedmaksymalnego – Krzny (E. Rühle, 1970).

Z oznaczeń wiekowych metodą termoluminescencji osadów odsłoniętych w profilu Wąchocka (fig. 1 i 2) wynika, że występująca tam glina zwałowa zlodowacenia Odry ograniczona jest od dołu osadami datowanymi na 352 000 lat BP, a od góry na 245 000 ±45 000 lat BP (L. Lindner, M. Prószyński, 1979). Daty te zdają się dobrze określać pozycję chronostratygraficzną wspomnianej gliny, a tym samym okres maksymalnego rozprzestrzenienia lądolodu zlodowacenia Odry (dnieprowskiego), jeśli zważyć, że w europejskiej części Związku Radzieckiego maksimum tego zlodowacenia datowane jest na 290 000 – 250 000 lat BP, a związane z nim lessy na 280 000 ±26 000 lat BP i 230 000 ±25 000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974, 1978).

INTERGLACJAŁ LUBELSKI (RISS I/RISS II)

W regionie świętokrzyskim procesy erozji i denudacji zapoczątkowane w kataglacjalnej części zlodowacenia Odry osiągnęły pełnię rozwoju w interglacjale lubelskim (odincowskim), uprzednio charakteryzowanym jako tzw. interstadiał Pilicy (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1966; S.Z. Różycki, 1967, 1972) lub interstadiał wyleziński (E. Rühle, 1970) w obrębie zlodowacenia środkowopolskiego. W południowej części tego regionu wspomniane procesy powodowały rozcinanie przede wszystkim najwyższych, dolinnych powierzchni tarasowych, a w części północnej, północno-zachodniej i północno-wschodniej, w strefie uprzednio pokrytej przez lądolód zlodowacenia Odry, również glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych tego zlodowacenia.

W niektórych przypadkach interglacjalna działalność erozyjno-denudacyjna poprzedzona była krótkotrwałą akumulacją zboczową oraz zbiornikową, nawiązującą zapewne do układu paleohydrograficznego w okresie zaniku lądolodu

zlodowacenia Odry. W profilu Wąchocka śladem tej akumulacji są nadglinowe piaski i mułki jeziorne, datowane metodą termoluminescencji na 245000 ±45000 lat BP, tj. na początkową część interglacjału lubelskiego (L. Lindner, M. Prószyński, 1979). W europejskiej części Związku Radzieckiego osady tego interglacjału (odincowskiego) są datowane metodą termoluminescencji na 256000 ±29000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974), natomiast w północnej Anglii ocieplenie to datowane jest metodą uranową na 225000 ±75000/45000 lat BP i jest uznawane za odpowiednik interglacjału hoxnian (A.C. Waltham, R.S. Harmon, 1977).

W regionie świętokrzyskim warunki klimatyczne interglacjału lubelskiego dobrze scharakteryzowane są przez zachowane tu śródlessowe gleby kopalne „typu Tomaszów" (J. Jersak, 1973) oraz ostatnio odkryte i opracowane stanowisko paleoflorystyczne Karsy koło Ożarowa (D. Kosmowska-Suffczyńska, K. Szczepanek, praca w druku). W obrębie tego stanowiska, mimo stosunkowo małej miąższości badanych osadów organogenicznych, wyróżniono początkowo fazę lasów sosnowo-brzozowych o zdecydowanej przewadze brzozy, dalej fazę panowania świerka i olszy oraz wzrostu drzew ciepłolubnych (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus*), a następnie fazę schyłkową z dominacją grabu i jodły. Znikomy udział roślinności zielnej dowodzi, że zwarcie lasów w tej fazie miało charakter optimum interglacjalnego. Zdaniem K. Szczepanka na terenach wyżynnych wokół wspomnianego stanowiska panowały wówczas lasy grabowo-jodłowe i mieszane lasy liściaste z dość dużym udziałem dębu i leszczyny, natomiast w obrębie obniżeń występowały olszyny z niewielką domieszką świerka.

ZLODOWACENIE WARTY (RISS II)

Kolejna transgresja lądolodu skandynawskiego w czasie zlodowacenia Warty (Saale 2, moskiewskie), uprzednio traktowanego jako stadiał pomaksymalny zlodowacenia środkowopolskiego, spowodowała przesunięcie czoła tego lądolodu aż do północnych brzegów współczesnej doliny dolnej Pilicy, a być może doprowadziła nawet do objęcia jego zasięgiem także północno-wschodniej części Równiny Radomskiej. Prawie cały region świętokrzyski znajdował się w tym czasie poza zasięgiem lądolodu, w strefie objętej warunkami peryglacjalnymi, a ograniczająca go od północnego zachodu dolina Pilicy pełniła rolę doliny marginalnej, odprowadzającej wody lodowcowe ku wschodowi.

W centralnej części regionu świętokrzyskiego, a zwłaszcza w strefie Gór Świętokrzyskich, ówczesne warunki peryglacjalne sprzyjały przede wszystkim rozwojowi procesów zboczowych (L. Lindner, 1977*a*, 1979). Procesy te wyrażały się uruchomieniem wcześniej wytworzonych pokryw gliniasto-gruzowych i ich odmian gołoborzowych. Reliktowe płaty takich pokryw odznaczają się brakiem materiału drobnoziarnistego i wraz z analogicznymi pokrywami z okresu zlodowacenia Odry zachowane są w najniższych poziomach gołoborzy łysogórskich (T. Klatka, 1962, 1965). Wspomniane pokrywy, schodząc po zboczach wyniosłości, nadbudowywały formujące się wówczas w obrębie dolin powierzchnie tarasowe (L. Lindner, 1971, 1977*a*; M. Hakenberg, L. Lindner, 1971).

We wschodniej i północno-wschodniej części regionu świętokrzyskiego zlodowacenie Warty zaznaczone jest ponadto poziomem lessu górnego – starszego, pokrywającego glebę kopalną „typu Tomaszów" (J. Jersak, 1973) oraz odpowiadające jej czasowo poziomy wietrzeniowe. W obrębie profilu Wąchocka opisywanemu okresowi odpowiadają piaski i pyły pokrywowe, powstałe w ówczesnych warunkach peryglacjalnych przy współudziale procesów eolicznych. Skład mineralny wspomnianych piasków potwierdza ich związek genetyczny z niżej

występującymi osadami rezydualnymi i zboczowymi, powstałymi w schyłkowej części interglacjału lubelskiego, zaś określony metodą termoluminescencji wiek tych piasków na 142 550 ± 3650 lat BP (fig. 2) pozwala wiązać ich akumulację z młodszą częścią zlodowacenia Warty (L. Lindner, M. Prószyński, 1979).

Na obszarze Związku Radzieckiego maksimum tego zlodowacenia (moskiewskiego) obejmuje odcinek czasowy od 195 000 ± 24 300 do 152 000 ± 16 000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974).

INTERGLACJAŁ EEMSKI (RISS II/WÜRM)

Podobnie jak w interglacjałach poprzednich, tak i w interglacjale eemskim w regionie świętokrzyskim dominowały procesy erozyjno-denudacyjne i wietrzeniowo-glebowe oraz miała miejsce akumulacja organogeniczna. W przedoptymalnej części tego interglacjału w większości przypadków erozja rzeczna prowadziła do odpreparowania starszych założeń dolinnych. W wielu miejscach rzeki interglacjalne były jednak zmuszone do dziedziczenia odpływu wód lodowcowych z okresów zlodowaceń Odry i Warty. Niekiedy rozcinały one podłoże zbudowane ze skał przedczwartorzędowych (M. Hakenberg, L. Lindner, 1971; L. Lindner, 1971, 1977*a*, 1979, praca w druku). Podczas młodszej, pooptymalnej części interglacjału doliny te uległy zasypaniu aż do utworzenia wyższych poziomów tarasowych, związanych ze zlodowaceniem Wisły.

Śladem akumulacji organogenicznej w interglacjale eemskim są częste w regionie świętokrzyskim torfy, gytie i namuły, wypełniające starsze zagłębienia zarówno pochodzenia lodowcowego, krasowego, jak też starorzecza w obrębie ówczesnych dolin rzecznych. Najlepiej zbadanym stanowiskiem tych osadów jest profil w Bedlnie koło Końskich, który zdaniem A. Środonia i M. Gołąbowej (1956) reprezentuje pełny obraz przemian roślinności od tundry z okresu poprzedniego zlodowacenia, poprzez wszystkie fazy rozwoju lasów z optimum klimatycznym w fazie f, odznaczającej się panowaniem dębu i leszczyny, do tundry arktycznej z okresu zlodowacenia Wisły. Optymalną część interglacjału zawiera także profil w Zakruczu koło Małogoszcza, dla którego opublikowano na razie jedynie fragment jego górnej części (L. Lindner, M. Ziembińska-Tworzydło, 1974).

Na północ od regionu świętokrzyskiego optimum interglacjału eemskiego (w profilu Błonie 3 koło Warszawy – fig. 2) datowane jest przez M. Prószyńskiego metodą termoluminescencji na 108 000 – 125 000 lat BP (W. Karaszewski, 1974). Zdaniem T. Wysoczańskiego-Minkowicza (1975) optymalna część interglacjału eemskiego przypada na 127 000 – 117 000 lat BP.

W europejskiej części Związku Radzieckiego interglacjał ten datowany jest na 110 000 ± 14 000 lat BP (W.A. Zubakow, 1974) i 108 000 – 114 000 lat BP (I.K. Iwanowa i in., 1977). W jaskiniach północnej Anglii jest on datowany metodą uranową na okres od 131 000 ± 18 000 do 90 000 ± 11 000 lat BP (A.C. Waltham, R.S. Harmon, 1977).

Dobrym przykładem eemskich procesów wietrzeniowo-glebowych są gleby kopalne zachowane dzięki młodszej pokrywie lessowej przede wszystkim we wschodniej i północno-wschodniej części regionu świętokrzyskiego (fig. 2 i 3). Gleby te rozwinięte są zarówno na lessach starszych, jak i na równowiekowych im utworach pokrywowych (m.in. J. Jersak, 1973; K. Konecka-Betley, K. Straszewska, 1977; L. Lindner, M. Prószyński, 1979). W większości stanowisk gleba kopalna z interglacjału eemskiego stanowi dolną, starszą część kompleksu glebowego, określanego mianem „kompleksu gleb typu Nietulisko I" (J. Jersak, 1973). W obrębie tego kompleksu glebę interglacjalną, a właściwie jej najniższą („ogłowioną")

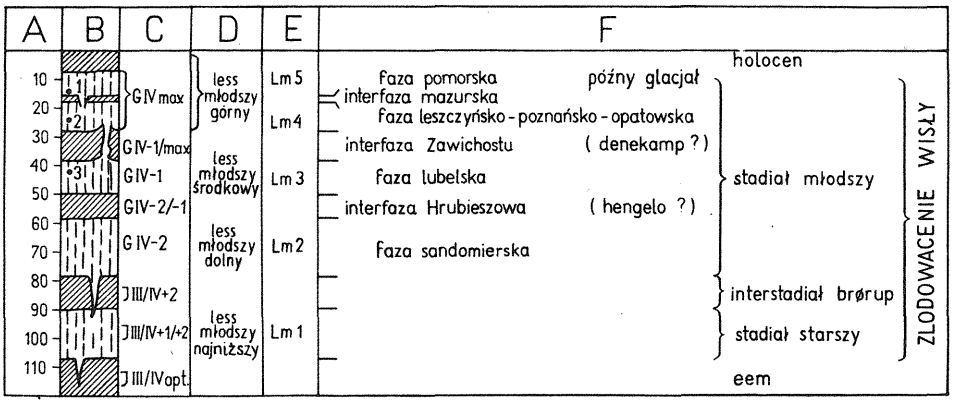


Fig. 3. Profil chronostratygraficzny lessów młodszych (zlodowacenia Wisły) regionu świętokrzyskiego
Chronostratigraphic section of the Younger (Vistulian Glaciation) Loesses in the Góry Świętokrzyskie Mts region

A – wiek w tysiącach lat; B – syntetyczny profil lessów (kreski pionowe) i gleb kopalnych (kreski skośne) z zachowanymi w nich strukturami peryglacjalnymi na podstawie prac J. Jersaka (1973), K. Koneckiej-Betley, K. Straszewskiej (1977) oraz L. Lindnera, M. Prószyńskiego (1979) – z położeniem punktów datowanych metodą termoluminescencji: 1 – 15830 ± 1830 lat BP; 2 – 24087 ± 2587 lat BP; 3 – 42000 ± 1500 lat BP (według L. Lindnera, M. Prószyńskiego, 1979); C – symbole stratygraficzne według S.Z. Różyckiego (1961); D – nazewnictwo według K. Koneckiej-Betley i K. Straszewskiej (1977); E – symbole poziomów lessowych według propozycji autora; F – próba korelacji jednostek klimatostratygraficznych zlodowacenia Wisły w nawiązaniu do prac S.Z. Różyckiego (1961, 1972), J.E. Mojskiego (1969), J. Jersaka (1973), K. Koneckiej-Betley i K. Straszewskiej (1977) oraz L. Lindnera i M. Prószyńskiego (1979).

A – age in millennia; B – synthetic section of loesses (vertical strokes) and fossil soils (oblique strokes) and preserved periglacial structures (after J. Jersak, 1973; K. Konecka-Betley, K. Straszewska, 1977, and L. Lindner, M. Prószyński, 1979), and location of points dated by thermoluminescence method: 1 – 15,830 ± 1,830 y B.P.; 2 – 24,087 ± 2,587 y B.P.; 3 – 42,000 ± 1,500 y B.P. (after L. Lindner, M. Prószyński, 1979); C – stratigraphic symbols after S.Z. Różycki (1961); D – names after K. Konecka-Betley and K. Straszewska (1977); E – symbols of loess horizons as proposed by the author; F – preliminary correlation of climatostratigraphic units of the Vistulian Glaciation made with reference to papers by S.Z. Różycki (1961, 1972), J.E. Mojski (1969), J. Jersak (1973), K. Konecka-Betley and K. Straszewska (1977) and L. Lindner and M. Prószyński (1979)

część stanowi poziom iluwialny (B) gleby płowej. Wyższą część wspomnianego kompleksu stanowi less młodszy najniższy oraz nałożony na niego czarnoziem, reprezentujący interstadiał brørup (J. Jersak, 1973; K. Konecka-Betley, K. Straszewska, 1977).

ZLODOWACENIE PÓŁNOCNOPOLSKIE = ZLODOWACENIE WISŁY (WÜRM)

Podczas tego zlodowacenia (bałtyckiego, wałdajskiego) region świętokrzyski znajdował się na południe od zasięgu lądolodu skandynawskiego, w strefie objętej warunkami peryglacjalnymi, sprzyjającymi rozwojowi procesów zboczowych i akumulacji dolinnej oraz ułatwiającymi działalność lessotwórczą i wydmotwórczą. Krótkotrwałe okresy polepszenia warunków klimatycznych podczas tego zlodowacenia były w tym regionie wyrażone procesami glebotwórczymi, akumulacją organogeniczną oraz pierwszym pojawieniem się człowieka paleolitycznego.

Analiza powstałych wówczas pokryw zboczowych i zazębiających się z nimi lub pokrywających je osadów lessowych (T. Klatka, 1962, 1965; L. Lindner, 1977*a*, 1979, praca w druku) oraz analiza przebiegu ówczesnej akumulacji dolinnej (M. Hakenberg, L. Lindner, 1971; L. Lindner, 1977*a*, 1979, praca w druku) dowodzi, że ochłodzenie w starszym stadiale opisywanego zlodowacenia doprowadziło do znacznego zubożenia interglacjalnej szaty roślinnej i wyraziło się, poza akumulacją lessu młodszego najniższego – Lm 1 (fig. 3), rozwojem spłukiwania oraz

rozwojem starszych cyklów rzecznych w obrębie aluwiów eemsko-bałtyckich. Aluwia te były akumulowane do momentu utworzenia powierzchni tarasu III (M. Hakenberg, L. Lindner, 1971).

Pierwsze poważniejsze ocieplenie w starszej części zlodowacenia, wiązane z interstadiałem brørup, sprawiło w Polsce środkowej ponowny rozwój szaty leśnej. W regionie świętokrzyskim nie ma wprawdzie stanowisk paleoflorystycznych czy paleopedologicznych z tego interstadiału, lecz na podstawie analizy osadów w jaskini Raj koło Chęcin (fig. 1, 2) oraz zachowanych w nich szczątków faunistycznych i narzędzi krzemiennych (K. Kowalski, 1974; J.K. Kozłowski, 1974; T. Madeyska, 1974) można sądzić, że reprezentują one dolną i środkową część zlodowacenia Wisły, zapewne od końca interstadiału brørup poprzez środkowowürmski cykl lessotwórczy aż do następującego po nim złagodzenia klimatu. Zdaniem J.K. Kozłowskiego (1974) zachowane w jaskini narzędzia krzemienne należy odnieść do wschodnioszarenckiej kultury mustierskiej.

W centralnej i wschodniej części regionu świętokrzyskiego stadiał młodszy (główny) zlodowacenia Wisły jest wyrażony akumulacją od dwóch do czterech poziomów lessowych (fig. 3), kontynuacją akumulacji wyżej wymienionych osadów dolinnych oraz powstaniem dwóch generacji spływów kongeliflukcyjnych, prowadzących w Górach Świętokrzyskich do rozwoju gołoborzy (T. Klatka, 1962, 1965).

Najpełniejszych profilów osadów lessowych stadiału głównego zlodowacenia Wisły dostarcza Wyżyna Opatowska, a zwłaszcza okolice Sandomierza (K. Konecka-Betley, K. Straszewska, 1977) oraz okolice Kunowa (J. Jersak, 1973) i Wąchocka (L. Lindner, M. Prószyński, 1979). Profile te upoważniają do wyróżnienia ponad „kompleksem gleb typu Nietulisko I" lessu młodszego dolnego – Lm2, lessu młodszego środkowego – Lm3 oraz dwudzielnego lessu młodszego górnego – Lm4 i Lm5 (fig. 3).

Less młodszy dolny – Lm2 pokrywa czarnoziem z interstadiału brørup, a w jego stropie rozwinięty jest (np. w Chobrzanach) poziom glebowy, określony przez K. Konecką-Betley i K. Straszewską (1977) jako gleba inicjalna, powstała w czasie interfazy Hrubieszowa – hengelo? (fig. 3). W nawiązaniu do nomenklatury proponowanej przez S.Z. Różyckiego (1961, 1967, 1972) akumulacja lessu młodszego dolnego przypadała na fazę sandomierską (fig. 3).

Less młodszy środkowy – Lm3 zachowany jest ponad wyżej wspomnianą glebą inicjalną w szeregu profilach Wyżyny Opatowskiej (K. Konecka-Betley, K. Straszewska, 1977). W profilu Wąchocka jego górna część została datowana metodą termoluminescencji (fig. 2 i 3) na 42000 ±1500 lat BP (L. Lindner, M. Prószyński, 1979). Akumulacja tego lessu przypadała na tzw. fazę lubelską (S.Z. Różycki, 1961, 1967, 1972). Ochłodzenie to oddzielało interfazę (interstadiał?) hengelo, datowaną w Holandii metodą ^{14}C na odcinek czasowy od 51 600 do 38 700 ±400 lat BP (W.H. Zagwijn, 1974), od interfazy denekamp, datowanej w Holandii na 38 700 ±2700 lat BP (W.H. Zagwijn, 1974), a we Francji na 30 370 lat BP (A. Leroi-Gourhan, 1977). Gleba kopalna (niekiedy wielowarstwowa) zachowana w stropie lessu młodszego środkowego (czasem określana jako „gleba typu Komorniki" – J. Jersak, 1965, 1973) charakteryzowana jest jako gleba tundrowa, rozwinięta w czasie tzw. interfazy Zawichostu – denekamp? (K. Konecka-Betley, K. Straszewska, 1977; L. Lindner, M. Prószyński, 1979).

Dolna część lessu młodszego górnego – Lm4 datowanego w profilu Wąchocka (fig. 2 i 3) metodą termoluminescencji na 24087 ±2587 lat BP (L. Lindner, M. Prószyński, 1979) była akumulowana w okresie bezpośrednio poprzedzającym maksymalne rozprzestrzenienie lądolodu zlodowacenia Wisły (faza leszczyńsko-poznańska), datowane na ok. 20000 lat BP (N.A. Mörner, 1970). W nomenklaturze S.Z. Ró-

życkiego (1961, 1967, 1972) okres ten odpowiada fazie opatowskiej. Gleba kopalna rozwinięta na opisywanym lessie (m.in. w Wąchocku) składa się z kilku nałożonych na siebie horyzontów akumulacyjno-glejowych i jest interpretowana jako odpowiednik interfazy mazurskiej (L. Lindner, M. Prószyński, 1979). Na obszarze Europy południowo-zachodniej odpowiednikiem tej interfazy jest tzw. interstadiał lascaux, datowany na 17190 i 16100 lat BP (A. Leroi-Gourhan, 1977).

Wyższa część lessu młodszego górnego – Lm5 jest w profilu Wąchocka (fig. 2) datowana metodą termoluminescencji na 15380 ± 1830 lat BP (L. Lindner, M. Prószyński, 1979), co skłania do wiązania akumulacji tego lessu z fazą pomorską zlodowacenia Wisły (fig. 3).

Późnoglacjalną historię regionu świętokrzyskiego charakteryzują m.in. badania osadów wypełniających rozcięcia erozyjne powierzchni lessu młodszego górnego m.in. w okolicach Kunowa (J. Jersak, 1975). Z analizy zachowanych tam osadów, występującej w nich malakofauny i oznaczeń metodą ^{14}C wynika, że po okresie akumulacji wspomnianego lessu nastąpiło jego rozcinanie erozyjne, a następnie zapełnianie utworzonych dolinek mułkami ze szczątkami malakofauny i rozmytym poziomem gleby kopalnej typu „Nietulisko II" (z interfazy alleröd?). Wyżej występuje czarnoziem staroholoceński datowany na 8620 ± 260 lat BP (J. Jersak, 1975) oraz młodsze namuły pylasto-gliniaste.

Z badań palinologicznych późnoglacjalno-holoceńskich stanowisk florystycznych wynika (K. Szczepanek, 1961), że w allerödzie w regionie świętokrzyskim nastąpił rozwój lasów sosnowo-brzozowych, które w młodszym dryasie uległy rozluźnieniu. Z okresem późnego glacjału wiąże się także utworzenie w dolinach rzecznych opisywanego regionu powierzchni tarasu II.

HOLOCEN

Okres holoceński przez niektórych badaczy traktowany jako ocieplenie interglacjalne w regionie świętokrzyskim zaznaczył się początkowo erozją, a następnie akumulacją dolinną, procesami wydmotwórczymi, sedymentacją organogeniczną oraz słabym rozwojem procesów zboczowych.

W Górach Świętokrzyskich, gdzie panowały lasy iglaste (K. Szczepanek, 1961), holoceńskie procesy denudacyjne (głównie spłukiwanie) prowadziły do niszczenia cienkich pokryw lessowych i odpreparowania würmskich i starszych pokryw gliniasto-gruzowych oraz sprzyjały przeobrażaniu ich w gołoborza (T. Klatka, 1962).

W obrębie dolin rzecznych procesy holoceńskie wyrażały się początkowo erozją wgłębną, prowadzącą do rozcinania powierzchni tarasu II, a następnie akumulacją czterostopniowego tarasu zalewowego I (M. Hakenberg, L. Lindner, 1973). Wyższe stopnie tego tarasu budują piaski z wkładkami mad i torfów oraz pni drzew, datowanych metodą ^{14}C na 1300 ± 130 lat BP, 1190 ± 120 lat BP (L. Lindner, 1977*b*). Pnie te noszą ślady obróbki ręką ludzką, powstałej w wyniku karczowania lasów w czasach bliskich początkom naszej państwowości. Nasilenie akumulacji niższych stopni tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich przypada na ostatnie 300 lat (E. Falkowski, 1971).

Najbardziej wymownym śladem holoceńskiej działalności eolicznej w regionie świętokrzyskim są formy wydmowe Niecki Włoszczowskiej i Wzgórz Koneckich. W okolicach Nagłowic i Końskich w wydmach tych zachowane są 2 – 3 poziomy gleb kopalnych z licznymi węgielkami drzewnymi, świadczącymi o młodoholoceńskim wypalaniu lasów i pozyskiwaniu tą drogą pól pod uprawy.

Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, al. Żwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 12 maja 1979 r.

PIŚMIENNICTWO

BARANIECKA M.D. (1975) – Znaczenie profilu z Ponurzycy dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. Kwart. Geol., **19**, p. 651–665, nr 3. Warszawa.

BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. (1977) – Diagram palinologiczny z profilu Ceteń–Zapole nad Drzewiczką. Przewodnik Sympozjum Terenowego. Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego, p. 126–127. Wyd. Geol. Warszawa.

CEPEK A.G. (1967) – Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A – Geol. Paläont., **12**, p. 375–404, nr 3/4. Berlin.

CHALINE J. (1977) – Essai de biostratigraphie et de corrélations climatiques du Pléistocène inférieur et moyen continental holaretique d'apres l'evolution et la dynamique des migrations de Rongeurs. Recherches Francaises sur le Quaternaire. INQUA 1977, Suplement au Bulletin de l'AFEQ, **50**, nr 1. Paris.

CIUK E., RÜHLE E. (1952) – Dwa przekroje geologiczne przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami. Biul. Państw. Inst. Geol., **68**, p. 199–274. Warszawa.

CZARNOCKI J. (1931) – Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Zastoisko środkowopolskie. Uwagi ogólne co do wieku polskich zlodowaceń. Rocz. Pol. Tow. Geol., **7**, p. 82–105. Kraków.

CZARNOCKI J. (1950) – Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Pr. Państw. Inst. Geol., **1**. Warszawa.

DĄBROWSKI M.J. (1967) – Analiza pyłkowa interstadiału z Jasionki koło Rzeszowa. Acta Geol. Pol., **17**, p. 509–520, nr 3. Warszawa.

DŻUŁYŃSKI S., KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ M., OSZAST J., STARKEL L. (1968) – O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej. Studia Geomorph. Carp.-Balc., **2**, p. 63–76. Kraków.

ERD K. (1973) – Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. Z. Geol. Wiss., **9**, p. 1087–1103. Berlin.

FALKOWSKI E. (1971) – Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, **12**, p. 5–121. Warszawa.

GŁAZEK J., LINDNER L., WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T. (1976*a*) – Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., **26**, p. 337–393, nr 3. Warszawa.

GŁAZEK J., SULIMSKI A., SZYNKIEWICZ A., WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T. (1976*b*) – Middle Pleistocene karst deposits with *Ursus spelaeus* at Draby near Działoszyn, Central Poland. Acta Geol. Pol., **26**, p. 451–466, nr 3. Warszawa.

GŁAZEK J., KOWALSKI K., LINDNER L., MŁYNARSKI M., STWORZEWICZ E., TUCHOŁKA P., WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T. (1977) – Cave deposits at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts, Central Poland) with Vertebrate and snail faunas of the Mindelian I/Mindelian II Interglacial and their stratigraphic correlations. Proc. 7th Intern. Speleolog. Congr., p. 211–214. Scheffield.

HAKENBERG M., LINDNER L. (1971) – Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy. Acta Geol. Pol., **21**, p. 241–264, nr 2. Warszawa.

HAKENBERG M., LINDNER L. (1973) – Holoceński rozwój doliny środkowej Nidy. Acta Geol. Pol., **23**, p. 435–444, nr 2. Warszawa.

JERSAK J. (1965) – Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. Acta Geogr. Uniw. Lodziensis, **20**. Łódź.

JERSAK J. (1973) – Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands. Acta Geogr. Lodziensia, **32**. Łódź.

JERSAK J. (1975) – Profil osadów późnoplejstoceńskich i holoceńskich w Kunowie. Przew. Konf. Teren. Less i zróżnicowanie typologiczne gleb kopalnych na Wyżynie Małopolskiej, p. 19–25. Łódź.

JURKIEWICZOWA I., MAMAKOWA K. (1960) – Interglacjał w Sewerynowie koło Przedborza. Biul. Inst. Geol., **150**, p. 71–104. Warszawa.

JURKIEWICZOWA I., MAMAKOWA K., RÜHLE E. (1973) – Utwory środkowego plejstocenu na południe od Wyśmierzyc (obok Nowego Miasta nad Pilicą). Folia Quaternaria, **43**. Kraków.

KARASZEWSKI W. (1974) – Age of the Warsaw ice dammed lake sediments. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, **22**, p. 151–155, nr 3/4. Warszawa.

KLATKA T. (1962) – Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. Acta Geogr. Univ. Lodziensis, **12**. Łódź.

KLATKA T. (1965) – Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. Rocz. Glebozn. (dodatek), **15**, p. 129–162. Warszawa.

KLIMASZEWSKI M. (1952) – Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Biul. Państw. Inst. Geol., **65**, p. 137–268. Warszawa.

KLIMASZEWSKI M. (1967) – Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. W: Czwartorzęd Polski, p. 431–497. PWN. Warszawa.

KONECKA-BETLEY K., STRASZEWSKA K. (1977) – Badania paleopedologiczne lessów okolic Sandomierza na tle ich stratygrafii. Studia Geol. Pol., **52**, p. 215–234. Warszawa.

KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D. (1972) – Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego w Górach Świętokrzyskich (Pasmo Jeleniowskie – dolina Kamiennej). Rocz. Pol. Tow. Geol., **42**, p. 93–104, z. 1. Warszawa.

KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D., SZCZEPANEK K. (praca w druku) – Interglacjał lubelski z Kars koło Ożarowa na Wyżynie Sandomierskiej. Folia Quaternaria.

KOWALSKI K. (1958) – An early Pleistocene fauna of small mammals from the Kadzielnia Hill in Kielce (Poland). Acta Palaeont. Pol., **3**, p. 1–47, nr 1. Warszawa.

KOWALSKI K. (1974) – Szczątki zwierzęce w osadach Jaskini Raj. Badania i udostępnienie jaskini Raj. Kiel. Tow. Nauk., Mat. X Jubil. Symp. Speleolog. w Górach Świętokrzyskich, p. 101–127. Warszawa.

KOZŁOWSKI J.K. (1974) – Środkowy paleolit z jaskini Raj: Szarentien czy Taubachien? Badania i udostępnienie jaskini Raj. Kiel. Tow. Nauk., Mat. X Jubil. Symp. Speleolog. w Górach Świętokrzyskich. p. 153–160. Warszawa.

LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. (1967) – Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. Acta Geol. Pol., **17**, p. 495–508, nr 3. Warszawa.

LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. (1975) – Zagadnienia paleohydrografii Kotliny Sandomierskiej. Mat. Sesji Nauk.-Spraw. Prac. Geol. Czwart. ZNG PAN. p. 17–31. Warszawa.

LEROI-GOURHAN A. (1977) – Les climats, les plantes et les hommes (Quaternaire supérieur d'Europe Occidentale). Studia Geol. Pol., **52**, p. 249–262. Warszawa.

LINDNER L. (1971) – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Pol., **35**. Warszawa.

LINDNER L. (1977*a*) – Zlodowacenia plejstoceńskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Pol., **53**. Warszawa.

LINDNER L. (1977*b*) – Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów" metodą ^{14}C. Kwart. Geol., **21**, p. 325–334, nr 2. Warszawa.

LINDNER L. (1979) – Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie. Rocz. Pol. Tow. Geol., **48**, p. 479–508, z. 3/4. Warszawa.

LINDNER L. (praca w druku) – Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. W: Budowa geologiczna Polski – Stratygrafia (Kenozoik). Inst. Geol. Warszawa.

LINDNER L., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. (1974) – Osady interglacjału eemskiego w Zakruczu koło Małogoszcza. Kwart. Geol., **18**, p. 636–646, nr 3. Warszawa.

LINDNER L., PRÓSZYŃSKI M. (1979) – Geochronology of the Pleistocene deposits exposed at Wąchock, northern part of the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., **29**, p. 121–132, nr 1. Warszawa.

ŁYCZEWSKA J. (1959) – Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego w świetle aktualnej problematyki. Prz. Geol., **7**, p. 86–91, nr 2. Warszawa.

ŁYCZEWSKA J. (1971) – Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Pr. Inst. Geol., **64**, p. 5–108. Warszawa.

MADEYSKA T. (1974) – Litologia i stratygrafia osadów jaskini Raj. Badania i udostępnienie jaskini Raj. Kiel. Tow. Nauk., Mat. X Jubil. Symp. Speleolog. w Górach Świętokrzyskich, p. 61–92. Warszawa.

MAKOWSKA A. (1976) – Staroplejstoceńskie osady organogeniczne w Ceteniu i ich związek z serią preglacjalną południowego Mazowsza. Kwart, Geol., **20**, p. 597–626, nr 3. Warszawa.

MARCINIAK B. (1975) – Zastosowanie analizy okrzemkowej do badań osadów czwartorzędowych. Mat. Sesji Nauk.-Spraw. Prac. Geol. Czwart. ZNG PAN, p. 44–51. Warszawa.

MOJSKI J.E. (1969) – Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich. Biul. Inst. Geol., **220**, p. 115–174. Warszawa.

MOJSKI J.E., RÜHLE E. (1965) – Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 12 – Czwartorzęd. Inst. Geol. Warszawa.

MONTFRANS H.M. van (1971) – Palaeomagnetic dating in the North Sea Basin. N. V. Princo. Rotterdam.

MÖRNER N.A. (1970) – Comparision between Late Weichselian and Late Wisconsion ice marginal changes. Eiszeit. u Gegenw., **21**, p. 173–176. Ohringen.

NIKLEWSKI J. (1966) – Plejstoceński profil pyłkowy z okolic Koniecpola nad Pilicą. Acta Geol. Pol., **16**, p. 401–412, nr 3. Warszawa.

PRÓSZYŃSKI M. (1978) – Studium geochronologii czwartorzędu i termoluminescencji osadów czwartorzędowych. Komitet Bad. Czwart. PAN. Spraw. Bad. Nauk, **2**, p. 49–63. Warszawa.

RADŁOWSKA C., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1972) – Uwagi o deglacjacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich (w okolicach Chęcin). Prz. Geogr., **44**, p. 649–672, nr 4. Warszawa.

RÓŻYCKI S.Z. (1961) – Middle Poland. Guide-Book of Exc. VI INQUA Congr., Part II, **1**, p. 1–116. Warszawa.

RÓŻYCKI S.Z. (1964) – Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciaire". Report of the VI INQUA Congr., **2**, p. 211–225. Łódź.

RÓŻYCKI S.Z. (1967) – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. I. PWN. Warszawa.

RÓŻYCKI S.Z. (1972) – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. II. PWN. Warszawa.

RÓŻYCKI S.Z. (1979) – Od „Mocht" do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. Rocz. Pol. Tow. Geol., **48**, p. 445–478, z. 3/4. Kraków.

RÓŻYCKI S.Z. (praca w druku) – Principles of stratigraphic subdivisions of Quaternary of Poland. Quaternary in Poland. Poznań.

RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1966) – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy. Studia Geol. Pol., **22**. Warszawa.

RÜHLE E. (1965) – Czwartorzęd Polski. W: Zarys geologii Polski, p. 299–350. Wyd. Geol. Warszawa.

RÜHLE E. (1970) – Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. Acta Geogr. Univ. Lodziensis, **24**, p. 399–412. Łódź.

RÜHLE E. (1973) – Stratygrafia czwartorzędu Polski. W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych, p. 31–78. Wyd. Geol. Warszawa.

SAMSONOWICZ J. (1934) – Objaśnienie arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SOBOLEWSKA M. (1952) – Interglacjał w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. Biul. Państw. Inst. Geol., **66**, p. 245–284. Warszawa.

SOBOLEWSKA M. (1956) – Wyniki analizy pyłkowej osadów interglacjalnych z Olszewic. Biul. Inst. Geol., **100**, p. 271–290. Warszawa.

STUCHLIK L. (1975) – Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych z Ponurzycy (rejon Otwocka). Kwart. Geol., **19**, p. 667–678, nr 3. Warszawa.

SZCZEPANEK K. (1961) – Późnoglacjalna i holoceńska historia roślinności Gór Świętokrzyskich. Acta Palaeobot., **2**, nr 2. Kraków.

ŚRODOŃ A., GOŁĄBOWA M. (1956) – Plejstoceńska flora z Bedlna. Biul. Inst. Geol., **100**, p. 7–44. Warszawa.

WALTHAM A.C., HARMON R.S. (1977) – Chronology of cave development in the Yorkshire Dales, England. Proc. 7th Intern. Speleolog. Congr., p. 423–425. Sheffield.

WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T. (1975) – Chronologia późnego plejstocenu. Mat. Sesji Nauk.-Spraw. Prac. Geol. Czwart. ZNG PAN, p. 94–111. Warszawa.

ZAGWIJN W.H. (1974) – Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Meded. Rijks Geol. Dienst. N. S., **25**, p. 101–111, nr 3. Maastricht.

ИВАНОВА И.К., КЕСЬ А.С., ХАЛЧЕВА Т.А. (1977) – Симпозиум комиссий по лёссам в СССР. Изв. АН СССР, сер. географ, **3**, стр. 16–133. Москва.

ЗУБАКОВ В.А. ред. (1974) – Геохронология СССР, Том III, Новейший этап (поздний плиоцен – четвертичный период). Изд. Недра. Ленинград.

ЗУБАКОВ В.А. (1978) – Позднекайнозойская ледниковая эпоха: хронология и периодизация. В: Чтения памяти Л.С. Берга, **20**, стр. 7–38. Изд. Наука. Ленинград.

Лешек ЛИНДНЕР

ОЧЕРК ХРОНОСТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СВЕНТОКШИСКОГО РАЙОНА

Резюме

Нижнечетвертичный период (протоплейстоцен по С.З. Ружицкому, в печати) продолжался с 1790000 до 920000 лет тому назад. Нижняя часть протоплейстоцена в Свентокшиском районе (фиг. 1) представлена глинами, являющимися продуктами выветривания, иногда с костными остатками (Кадзельня), характерными для степной среди (К. Ковальски, 1958; J. Chaline, 1977) в период „отвоцкого оледенения", сравнимого с оледенением донау (М.Д. Баранецка, 1975; Л. Стухлик, 1975). Верхняя часть протоплейстоцена представлена так называемым поланецким гравием, отличающимся отсутствием скандинавского материала (В. Лясковска-Высочаньска, 1975). Этот гравий является признаком речной деятельности во время „целестиновского межледниковья", отвечающего межледниковью донау) гюнц, т.е. ваалу (М.Д. Баранецка, 1975; Л. Стухлик, 1975).

Верхнечетвертичное время, охватывающее плейстоцен и голоцен продолжается с 920000 лет тому назад до настоящего времени. В плейстоцене выделены отложения шести оледенений и пяти межледниковий (С.З. Ружицки, 1979, в печати; Л. Линднер, 1979).

Во время оледенения Нарвы (гюнц) Свентокшиский район попал в экстрагляциальную зону – а тогдашние перигляциальные условия способствовали развитию процессов на склонах (Я. Чарноцки, 1931; Я. Лычевска, 1971; Л. Линднер, 1977*a*, 1979, в печати).

В подлясском межледниковьи (гюнц/миндель I) вначале преобладали эрозионные процессы, а потом речная аккумуляция, способствовавшая накоплению ископаемых серии аллювиальных отложений с прослоями органогенных серий пород (А. Маковска, 1976; З. Борувко-Длужакова, 1977).

Во время оледенения Ниды (миндель I) скандинавский континентальный ледник впервые упёрся в северный склон Свентокшиских гор, где и оставил самый нижний, местами двучленный горизонт валунной глины, залегающей под самым старшим лёссовым горизонтом.

Определение возраста отложений в пункте Кози Гжбет палеомагнитным методом и методом FCI/P показало, что максимум оледенения приходится на время 700000–640000 лет тому

назад. Малопольское межледниковье (миндель I/миндель II) выделено в Польше впервые по остаткам фауны в пункте Кози Гжбет, характерным для позднекромерской группы фауны (Е. Глазек. и др., 1976*a*, 1977). Такой же вывод следует из определений возраста методом FCI/P (550000—700000 лет т.н.), указывающих на т.н. кромер II, согласно голландским исследователям.

Во время оледенения Сана (миндель II) скандинавский континентальный ледник в максимуме ледниковой стадии покрыл весь описываемый район, оставив после себя двухчленную (двухфазовую) валунную глину и отдельный горизонт валунной глины на севере Свентокшиского района, относящийся к периоду, последовавшему за максимальной стадией оледенения. Эти глины сопровождаются тремя горизонтами лёссов. Оледенение Сана охватывало временной период с 550000 до около 440000 лет т.н.

Мазовецкое межледниковье (миндель II/рисс I) отмечено не только горизонтами продуктов выветривания и денудации, карстовых или эрозионно-аккумулятивной речной деятельностью, но и отложением органогенных серий, в частности в Ольшовицах, Барковицах Мокрых и Виташине. Определение восраста пород в пункте Драбы 3 около Дзялошина методом FCI/P и методом термолюминесценции подглинных аллювиальных серий в пункте Вонхоцк показало, что период мазовецкого межледниковья длился с 440000 до около 352000 лет т.н.

Во время оледенения Одры (рисс I) скандинавский континентальный ледник захватил только север и северо-запад Свентокшиского района и оставил там от одного до четырёх горизонтов, заходящих друг на друга валунных глин, отвечающих отдельным фазам стадии оледенения Радомки. Означение возроста разреза Вонхоцк методом термолюминесценции показало, что залегающая там валунная глина оледенения Одры подстилается снизу отложениями, возраст которых насчитывает 352000 лет т.н.

Люблинское межледниковье (рисс I/рисс II) фиксируется органогенными отложениями в Карсах (Д. Космовска-Суффчиньска, К. Щепанек, в печати), а также ископаемыми почвами "типа Томашув" (Е. Ерсак, 1973). В разрезе Вонхоцк признаком межледниковой аккумуляции служат суглинки, лежащие над глиной, датируемые на 245000 ±45000 лет т.н.

Во время оледенения Варты (рисс II) почти весь Свентокшиский район был вне распространения скандинавского континентального ледника, в зоне, где господствовали перигляциальные условия. Их признаком служат образовавшиеся в то время склоновые отложения и лёссы. В разрезе Вонхоцк им отвечают песчано-пылистые покровные образования, датируемые термолюминесцентным методом на 142550 ±3650 лет т.н.

В эемском межледниковьи (рисс II/вюрм), так же как в предыдущих межледниковьях в рассматриваемом районе преобладали эрозионно-денудационные явления и процессы выветривания почв, а также аккумуляция органогенных остатков, как в карстовых углублениях, так и ледниковая. В разрезе Блоне 3 (на север от Свентокшиского района) оптимум эемского межледниковья датируется на 108000—125000 лет т.н. (В. Карашевски, 1975).

Во время оледенения Вислы (вюрм) Свентокшиский район снова оказался вне распространения скандинавского континентального ледника, в зоне перигляциальных условий, способствующих развитию склоновых процессов, долинной аккумуляции и образованию дюн и лёссов, в результате чего осадилось пять главных лёссовых горизонтов (фиг. 3), из которых три высшие датируются на 42000 ±1500 лет т.н. (Lm 3), 24087 ±2587 лет т.н. (Lm 4), 15380 ±1830 лет т.н. (Lm 5).

Голоценовый период, охватывающий последние 10 тыс. лет, отразился в данном районе долинной аккумуляцией, карстовыми явлениями, органогенной аккумуляцией, а также процессами на склонах и образованием дюн.

В свете выше описанных исследований. Свентокшиский район можно считать эталонным, с точки зрения комплектности выделенных главных хроностратиграфических элементов четвертичного периода в Польше.

Leszek LINDNER

AN OUTLINE OF CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY IN THE GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS REGION

Summary

The Early Quaternary (Protopleistocene as interpreted by S.Z. Różycki, in press) comprises time span from 1,790,000 to 920,000 y. B.P. In the Góry Świętokrzyskie Mts region (Fig. 1), the lower part of the Protopleistocene is represented by weathering loams, sometimes with bone remains (Kadzielnia), typical of steppe environment (K. Kowalski, 1958; J. Chaline, 1977) from times of the "Otwock Glaciation", corresponding to the Donau Glaciation (M.D. Baraniecka, 1975; L. Stuchlik, 1975). Upper part of the Protopleistocene is represented by so-called Połaniec Gravels, characterized by the lack of Scandinavian material (W. Laskowska-Wysoczańska, 1975). The gravels evidence the action of rivers in time of the "Celestynów Interglacial", corresponding to the Donau/Günz, i.e. Waal Interglacial (M.D. Baraniecka, 1975; L. Stuchlik, 1975).

The Late Quaternary (Pleistocene and Holocene) comprises the time span from 920,000 y. B.P. to the present. Within the Pleistocene, there are identified deposits corresponding to 6 glaciations and 5 interglacials (S.Z. Różycki, 1979, in press; L. Lindner, 1979).

During the Narew (Günz) Glaciation, the Góry Świętokrzyskie Mts region was situated in the extra-glacial zone. The periglacial conditions predominating at these times, were favourable for development of slope processes (J. Czarnocki, 1931; J. Łyczewska, 1971; L. Lindner, 1977*a*, 1979, in press).

During the Podlasie (Günz/Mindel I) Interglacial, at first erosion was predominating and later – fluvial accumulation, resulting in origin of fossil alluvial series sometimes with organogenic intercalations (A. Makowska, 1976: Z. Borówko-Dłużakowa, 1977).

During the Nida (Mindel I) Glaciation, Scandinavian icesheet has rearched for the first time the northern slopes of the Góry Świętokrzyskie Mts., leaving there the lowermost, locally bipartite till horizon. The tills rest on the oldest loess horizon. Paleomagnetic and FCl/P datings of deposits from the Kozi Grzbiet locality (see J. Głazek et al., 1976*a*, 1977) show that the maximum of this glaciation has taken place 700,000 to 640,000 y. B.P.

In Poland, the Małopolska (Mindel I/Mindel II) Interglacial has been evidenced for the first time by the results of studies of faunal remains from the Kozi Grzbiet locality, representing Late Cromerian faunal assemblage (J. Głazek et al., 1976*a*, 1977). Similar conclusions were drawn on the basis of datings made by the FCl/P method, indicating so called Cromerian II of Dutch researchers (550,000 – 700,000 y. B.P.).

During the maximum stage of the San (Mindel II) Glaciation, the Scandinavian icesheet covered the whole studied area. It left bipartite (two-phase) till and a separate till horizon, corresponding to the post-maximum stage, in northern part of the Góry Świętokrzyskie Mts region. The tills are accompanied by three loess horizons. The San Glaciation comprises time span from 550,000 to about 440,000 y. B.P.

The Masovian (Mindel II/Riss I) Interglacial is here represented by weathering-denudational and karst levels, products of erosional-accumulational activity of rivers, as well as organogenic series, e.g. at Olszewice, Barkowice Mokre and Witaszyn. Datings of material from the Draby 3 locality near Działoszyn and sub-till alluvial series from the Wąchock locality, made by FCl/P and thermoluminescence methods, respectively, show that the Interglacial comprises time span from about 440,000 to about 352,000 y. B.P.

During the Odra (Riss I) Glaciation, the Scandinavian icesheet comprised the northern and north-western parts of this region only. It left there from one to four till horizons, displaying imbricate arrangement. The horizons correspond to individual phases of the Radomka stage. Dating of material from the Wąchock section (Fig. 2), made by the thermoluminescence method, show that till of the Odra Glaciation, occurring in that section, is delineated at the base by deposits 352,000 y. old.

The Lublin (Riss I/Riss II) Interglacial is represented by organogenic deposits from Karsy (D. Kosmowska-Suffczyńska, K. Szczepanek, in press) and fossil soils of the "Tomaszów" type (J. Jersak, 1973). In the Wąchock section, interglacial reservoir accumulation is represented by supra-till silts dated at 245,000±45,000 y. B.P.

During the Warta (Riss II) Glaciation, almost the whole region of the Góry Świętokrzyskie Mts was situated in the periglacial zone, beyond the extent of the Scandinavian icesheet (Fig. 2). The periglacial conditions are evidenced by formation of slope deposits and loesses. The equivalents of these deposits in the Wąchock section include sandy-silty cover deposits, dated by thermoluminescence method at 142,550±3,650 y. B.P.

In the Eemian (Riss II/Würm) Interglacial, similarly as in the earlier, erosional-denudational and weathering-soil processes were predominating and organogenic accumulation was taking place in both karst and glacigenic depressions in the studied area. In the section Błonie 3, north of the Góry Świętokrzyskie Mts region, the optimum of the Eemian Interglacial is dated at 108,000–125,000 y. B.P. (W. Karaszewski, 1975).

In times of the Vistulian (Würm) Glaciation, the region was similarly situated beyond the reach of the Scandinavian icesheet. Periglacial conditions, predominating here, were favourable for the development of slope processes, valley accumulation and formation of dunes and loess covers, resulting in origin of 5 major loess horizons (Fig. 3). The upper three of the loess horizons are dated at 42,000± ±1,500 y. B.P. (Lm3), 24,087±2,587 y. B.P. (Lm4) and 15,380±1,830 y. B.P. (Lm5).

The Holocene period, comprising the last 10,000 years, was characterized by valley and organogenic accumulation and development of karst, slope and dune-forming processes in this region.

In the light of the above data, the region of the Góry Świętokrzyskie Mts may be recognized as a reference area for Poland on account of completeness of the recognized major chronostratigraphic units of the Quaternary.