

Stefan Zbigniew RÓŻYCKI \*

## OD „MOCHT” DO SYNTEZY STRATYGRAFII PLEJSTOCENU POLSKI

(1 fig.)

### *From Mochty to a synthesis of the Polish Pleistocene*

(1 Fig.)

**Treść:** Przedstawiono zarys podstaw metodycznych oraz badań plejstocenu Polski, prowadzonych pod kierunkiem autora w ostatnim 30-leciu. Badania te zostały zapoczątkowane szczegółowym profilowaniem i przestrzenną analizą odsłonięć w krawędzi doliny Wisły koło Mocht, a w dalszej kolejności, przy zastosowaniu szeregu metod badawczych, objęły swym zasięgiem znaczną część Polski. Wynikiem tych badań jest między innymi propozycja nowego schematu stratygraficznego czwartorzędu Polski, w którego obrębie wyróżniono 6 zlodowaceń i 5 okresów interglacjalnych. Pięć ostatnich zlodowaceń (Nidanian, Sanian, Odranian, Wartanian i Vistulian), wraz z dzielącymi je interglacjami, obejmują część czwartorzędu nazywaną plejstocenem (do 690 000 lat B. P.), natomiast zlodowacenie Narewian wraz ze starszą częścią czwartorzędu (od 690 000 do 1 790 000 lat B.P.) proponuje się nazywać protoplejstocenem.

Zamknięcie okresu 30-letniej działalności naukowej w zakresie geologii czwartorzędu nasuwa chęć jej podsumowania w zwartej formie.

Naczelnym celem tej działalności, obok wielu innych pomocniczych, było opracowanie stratygrafii czwartorzędu Polski i jej nawiązanie do krajów sąsiednich.

Jest to temat bardzo szeroki, a jego przedstawienie stanowi sprawę kłopotliwą, gdyż wymaga poruszenia wielu problemów, co do których panują rozbieżne poglądy. Ma ona jednak tę zaletę, że reprezentowana stratygrafia obejmuje nie tylko rezultaty osobistych badań autora, ale również wyniki prac szerokiego zespołu współpracowników oraz jest przeglądem i podsumowaniem naszych wspólnych osiągnięć, dorobku kilkudziesięciu osób pracujących wspólnie na uzgodnionych od 1946 roku zasadach metodycznych.

Prace te były rozpoczęte początkowo w ramach Katedry Geografii

---

\* 00-325 Warszawa, ul. Krakowskie Przedmieście 30 m. 4.

Fizycznej, od 1952 r. Katedry Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego oraz w ramach Pracowni Geologii Czwartorzędu Zakładu Nauk Geologicznych PAN. Włączone tu zostały również prace wykonane przez moich uczniów, którzy wyszli z wymienionych zakładów i którzy, działając w ramach innych instytucji, zachowali wspólne podstawy metodyczne badań czwartorzędu.

Rozproszenie tych prac w setkach autorskich publikacji w różnych wydawnictwach zaciera wspólny nurt, którym one szły bez względu na to, gdzie były wykonywane i publikowane. Nie wszystkie też prace, nawet mające istotne znaczenie dla rozwoju poglądów zarówno wymienionych uczniów, jak i moich własnych, zostały opublikowane. Stwarza to luki, które obserwatorowi z zewnątrz utrudniają zobaczenie całej linii rozwojowej prac badawczych, linii realizowanej w bardzo skromnych warunkach materialnych i wskutek trudności wydawniczych nie znajdującej pełnego odbicia w publikacjach.

Prace te nie przebiegały w odosobnieniu od wyników badań innych ośrodków naukowych. Często jednak, ze względu na nieco odmienne podstawy metodyczne, wyniki te wymagały przepracowania i dostosowania do naszego sposobu myślenia. Aby je przedstawić, przejdźmy chociaż pobieżnie te etapy rozwoju naszych poglądów, które doprowadziły do niżej prezentowanego stanowiska.

Punktem wyjścia do naszej długiej drogi były wątpliwości i zastrzeżenia, które narastały już w latach międzywojennych i dotyczyły poprawności przekrojów geologicznych, zestawionych na podstawie odległych od siebie wierceń, budowania stratygrafii na podstawie pojedynczych profili, często bardzo od siebie odległych, o niepewnych nawiązaniach.

Aby zdobyć doświadczenia, jak istotnie wyglądają przekroje osadów czwartorzędowych, postanowiliśmy poznać je na podstawie szczegółowego profilowania dobrych, ciągnących się kilometrami odsłoneń w wysokiej krawędzi doliny Wisły w Mochtach, a później między Miączymem, Wólką Smoszewską, Mochtami, Gałachami i Zakroczymiem. Te żmudne prace zostały wykonane w czasie letnich kursów w roku 1948 i w roku 1951 w ramach studenckich praktyk terenowych pod ścisłą opieką personelu dydaktycznego Katedry Geografii Fizycznej UW. Od tych prac rozpoczęło się formowanie młodej kadry, która wzięła udział w dalszych badaniach. Mochty stały się symbolem początku nowego okresu badań.

W późniejszych latach przekroje te zostały przedłużone do okolic Płocka, w kierunku wschodnim zaś wzdłuż krawędzi Narwi i Bugu po okolice Małkini. W sumie otrzymaliśmy niemały przekrój geologiczny o długości blisko 200 km, ciągnący się z zachodu na wschód.

Wynikiem tych prac było stwierdzenie w seriach czwartorzędowych

wielu powierzchni erozyjnych, parokrotne powtarzanie się dużych kopalnych dolin rzecznych, leżących poza obrębem współczesnych dolin oraz nieciągłości poszczególnych warstw. Ponadto zdefiniowano lokalny charakter tzw. zaburzeń glacitektonicznych oraz stwierdzono dużą zależność obserwowanych profili od starszych jednostek geomorfologicznych, widocznych na powierzchni lub słabo nawet zaznaczających się w obrębie wysoczyzny morenowej, a przede wszystkim od form kopalnych.

W ten sposób zwrócona została uwaga na to, że w przekrojach geologicznych granice dzielące różne utwory muszą mieć pełny sens geomorfologiczny i powinny być interpretowane jako powierzchnie erozyjne lub akumulacyjne, a nie tylko jako linie prowadzone przygodnie i łączące miejsca występowania podobnych utworów. Ten ostatni, szeroko stosowany sposób postępowania, dawał przekroje uważane przez niektórych za „obiektywne”, a w rzeczywistości w pełni nieprawdziwe. Przyjęty zaś przez nas sposób interpretacji, przy której linie pomiędzy wierceniami czy odsłonięciami powstawały drogą dedukcji, był w swym sensie geomorfologicznym znacznie bliższy prawdy i pozwalał na odczytywanie przebiegu kopalnych dolin, krawędzi erozyjnych, brzegów zbiorników itp., chociaż nie lokalizował ich z pełną ścisłością.

Od tych rezultatów już tylko jeden krok prowadził do prób przestrzennego odtworzenia kopalnych form rzeźby i kartograficznego ich ujęcia. W dalszym rozwoju myśli doprowadziło to do zdefiniowania metody paleogeomorfologicznej, rozumianej jako konsekwentne odtwarzanie wszystkich kolejno po sobie następujących zmian rzeźby powierzchni, a nie jako przedstawienie rozprzestrzenienia jakiegoś zjawiska w dowolnie wybranym momencie.

Analiza i rekonstrukcja paleogeomorfologiczna zaczęła również wypełniać treścią momenty reprezentowane przez przerwy erozyjne oraz uzupełniać zasięgi osadów usuniętych przez erozję. Ostateczny, w pełni zrekonstruowany „bieg zdarzeń” zaczął się znacznie wzbogacać nie tylko jako obraz paleogeograficzny, ale wnosił nowe elementy w znaczeniu stratygraficznym. Taki sposób postępowania wykazał również, że interpretacja najlepiej odsłoniętego profilu nie może być przeprowadzona bez dobrej znajomości szerszego zaplecza.

Z takim nastawieniem rozpoczęły się badania na większym obszarze. Młodzi magistranci z końca lat czterdziestych i początku pięćdziesiątych obejmowali swymi pracami wiele dolin rzecznych wraz z ich otoczeniem. Warte podkreślenia są prace o charakterze fizjograficznym dostarczające szczegółowych materiałów do rozważań w zakresie wyżej wspomnianej metody paleogeomorfologicznej. Wyniki tych prac pokazały, że dzięki ich zestawieniu można było uzyskać już stosunkowo szczegółowy obraz rozwoju dolin rzecznych Mazowsza i recesji zlodowacenia środkowopol-

skiego wraz z podziałem na szereg jednostek stratygraficznych niższego rzędu.

W późniejszych latach realizowaliśmy program mający na celu uzyskanie takiego podziału dla całego zlodowacenia środkowopolskiego. W tym celu prace zostały skoncentrowane w długiej strefie południkowej, przechodzącej między 20° i 22° południkiem przez całą Polskę od maksymalnych granic zasięgu ostatniego zlodowacenia, aż do podnóża Karpat i obejmującej obszary występowania na powierzchni osadów starszych zlodowaceń naszego kraju.

Był to ambitny plan badań, zakrojony na wiele lat i prowadzony przez duży zespół ludzi. Realizacja tego planu była tym trudniejsza, że dysponowaliśmy bardzo skromnymi środkami na roboty ziemne i praktycznie nie mieliśmy prawie żadnych możliwości wydawniczych.

W latach 1952—56 kilkunastoosobowa grupa magistrantów skartowała obszar tzw. Równiny Błońskiej i strefę lewobrzeżnych tarasów Wisły. Ponadto Laskowska (1961) opracowała krawędź doliny Wisły między Iłowem i Studzieńcem wykazując ząbienie się soliflukcyjnych spływów iłów warwowych z seriami aluwialnymi starszego, akumulacyjnego tarasu Wisły, potwierdzając ostatecznie jego związek z ostatnim okresem chłodnym.

Kilka prac wykonano wówczas również w rejonie doliny Skrwy (Lamparski 1961), w okolicach Baniochy i Góry Kalwarii (Makowska 1961, Sarnacka 1965) oraz z rejonu Wyszkowa (Straszewska 1961).

Następna grupa magistrantów (Dudaronek 1966, Dudek 1966, Grzybowski 1966, Rywocka-Kenig 1966, Rośliniec-Chodnikiewicz 1966, Stawin 1966, Wysoczański-Minkowicz 1969), w końcu lat pięćdziesiątych prowadziła szczegółowe badania geologiczne na południowym Mazowszu, wzdłuż lewego brzegu dolnej Pilicy. Zostały one podsumowane przez Ruszczyńską-Szenajch (1966b). Wykonano także prace w rejonie górnej Pilicy (Czarnik 1966, Lindner 1967b). Badaniami objęte zostały również tereny krasowe południowej Polski (Rudnicki 1967, Markowicz-Łohinowicz 1969), pod kątem widzenia zmian, które zachodziły na nich w czasie prowadzonych prac.

Na całym terenie Mazowsza i Wyżyny Małopolskiej rozrzucone były wycinki terenu objęte własnymi, szczegółowymi lub przeglądowymi badaniami terenowymi kierownika zespołu, co umożliwiało konsultację prowadzonych prac.

Główne tereny jego badań oprócz okolic Warszawy obejmowały północną część Wyżyny Małopolskiej (okolice Częstochowy, Jurę Polską, Niecek Nidziańską, północną część obrzeżeń Gór Świętokrzyskich) oraz koncentrowały się na prawym brzegu Pilicy, w strefie marginalnej zlodowacenia środkowopolskiego, na terenie Radomszczyzny i Opoczyńskiego, sięgając na zachodzie do Sulejowa i dolnego biegu rzeki Czarnej Sulejowskiej (nie publikowane).

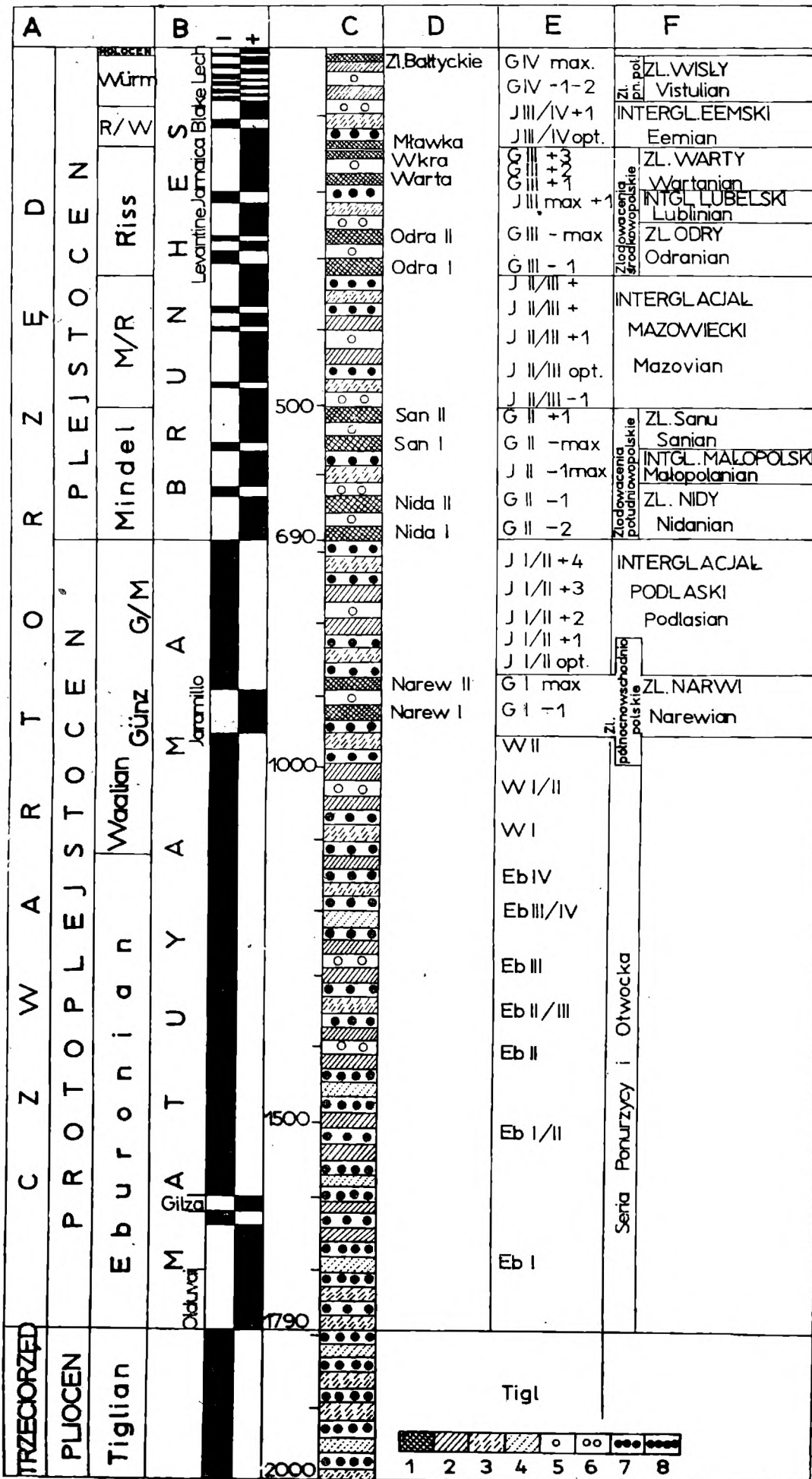


Fig. 1. Schemat podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski, oparty na podstawie badań pracowników Zakładu Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego, i Pracowni Geologii Czwartorzędu PAN i innych. A — podział chronostratygraficzny; B — Jednostki paleomagnetyczne; C — Jednostki paleoklimatyczne w rytmie stadialnym według klimatycznego charakteru optimum i pessimum, na podstawie badań T. Wysoczańskiego (w druku). Skala wiekowa w tysiącach lat; C — Względna ocena ociepleń i ochłodzeń na podstawie krzywej światowych zmian termicznych, według T. Wysoczańskiego (w druku); Skala zmian klimatów: 1 — silne ochłodzenie (złodowacenie); 2 — umiarkowane ochłodzenie; 3 — słabe ochłodzenie; 4 — nieznaczne ochłodzenie; 5 — słabe ocieplenie; 6 — umiarkowane ocieplenie; 7 — wydätne ocieplenie; 8 — znaczne ocieplenie. D — nazwy regionalne złodowaceń Polski; E — Symbole stratygraficzne według zasad klimatostatygaficznych (Różycki, 1972); F — nazewnictwo stratygraficzne regionalne dla Polski.

Fig. 1. Geological time table of the Quaternary of Poland (based on the investigation carried out in the Laboratory of Quaternary Geology of Polish Academy of Sciences and other sources). A — Chronostratigraphic divisions; B — Geopolarity units; C — Climato-stratigraphic units (after T. Wysoczański, in print), time scale in thousands of years. Relative scale of climate changes: 1 — intensive cooling (glaciation); 2 — moderate cooling; 3 — weak cooling; 4 — insignificant cooling; 5 — weak warming; 6 — moderate warming; 7 — intensive warming; 8 — very intensive warming. D — Local names of glaciations; E — Climato-Stratigraphic symbols (after Różycki, 1972); F — Stratigraphy of Quaternary for Poland.

W tej poprzednio mało znanej strefie sięgającej do maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego wyznaczono szereg postojów recesyjnych lądolodu. Dość bogaty materiał wiertniczy, zebrany z tego obszaru w związku z poszukiwaniami rud żelaza, pozwolił wejrzeć bliżej w jego budowę geologiczną. Okazało się, że gliny zwałowe na zapleczu maksymalnego stadiału rozdzielają się na kilka poziomów, z których każdy dochodzi do moren czołowych innego zasięgu. Gliny te przedzielone były utworami pochodzenia wodnego (iły warwowe, piaski rzeczne i sandrowe), świadcząc o ponownym nasunięciu się lądolodu na strefę poprzednio przezeń opuszczoną na odległość od kilku do kilkunastu kilometrów. Każde z pasemek morenowych wiązało się zatem z krótkotrwałą recesją i ponowną transgresją lodu, zazwyczaj nie przekraczającą poprzedniego zasięgu. Dalej na zapleczu gliny te łączyły się w jeden dobrze wyrażony poziom ciągnący się do doliny Pilicy i dalej na jej lewym brzegu.

W innych jednak przypadkach, moreny czołowe nie były związane z określonymi poziomami glin i zwykle występowały w formie mniej regularnych pasm. Wyciągnięty z tego został wniosek, że mamy tu do czynienia z dwoma rodzajami ciągów czołowomorenowych — pierwszym nazwanym fazalnym, powstałym po niewielkiej recesji w czasie ponownego nasunięcia lądolodu i drugim, który odpowiada tylko etapowi zahamowania topnienia skrajnej części lodu.

W sumie dało to podstawę do wyróżnienia stadiału Radomki (maksymalnego) i faz recesyjnych z późniejszą transgresją lądolodu, nazwanych fazami Wieniawy i Odrzywoła oraz kilku stref etapowego zahamowania topnienia czoła lodu. Po tej części zlodowacenia przychodził długi interglacystadiał Pilicy, po którym dopiero następowała transgresja glaciostadiału Warty (Różycki 1961a, 1972).

Na ukształtowanie się tych poglądów wpłynęły również wcześniej poczynione obserwacje na lodowcach Spitsbergenu z okresu wyprawy 1934 roku oraz doświadczenia przeprowadzone w czasie eksperymentów laboratoryjnych nad tworzeniem się form rzeźby typu morenowego na topniejącym lodzie (Różycki 1958).

W strefie moren stadiału Warty także dały się wyróżnić dwie fazy (Warki i Grójca) przedzielone interglacifazą Rawy Mazowieckiej.

Podobne stosunki skonstatowały: Z. Michalska (1961 a, b), M. D. Baraniecka (1974) i J. Nowak (1974) na północnym i środkowym Mazowszu, wydzielając fazy Nasielska, Ciechanowa i Mławy oraz Straszewska (1968) w rejonie dolnego Bugu. Fazy te przedzielone są okresami erozji, sedymentacji rzecznej, fluwioglacjalnej i zastoiskowej.

Wszystkie te wahania świadczyły o stosunkowo niewielkich zmianach położenia czoła lądolodu. Wyjątek stanowią okresy poprzedzające usypanie moren stadiału Warty i Wkry i być może okres przed powstaniem moren mławskich. Przy ustalaniu łączności między ciągami more-

nowymi bardzo użyteczna okazała się rekonstrukcja każdorazowej sieci odpływu wód lodowcowych.

Tak więc zlodowacenie środkowopolskie, poprzednio tylko dwudzielne, zaczęło dzielić się na trzy bądź cztery większe stadiały oraz kilkanaście drobniejszych faz przedzielonych poziomami osadów wodnych. Było to zatem wkroczenie w etap szczegółowszego podziału osadów glacialnych marginalnej strefy lądolodu.

Otwierał się jednocześnie problem rozróżniania interglacialnych osadów rzecznych od piasków sandrowych, które poza strefą sąsiadującą z czołem lądolodu są analogicznym osadem wód bieżących. Na drodze ściśle sedimentologicznej rozróżnienie ich jest bardzo wątpliwe. Przyjmowana czasem za kryterium obecność materiału gruboziarnistego (żwirów i głazów) nie jest miarodajna, gdyż występuje on także w osadach rzecznych w przypadkach rozwoju erozji bocznej. Ale z takiego pojmowania osadów sandrowych zrodził się pogląd, że zasypywanie dolin naszych rzek następowało na skutek akumulacji rzecznej a nie sandrowej, w wyniku zatamowania ich biegu przez nasuwający się lądolód. Pogląd ten wydawał się jednak wątpliwy i wymagał wyjaśnienia.

Punktem wyjścia do rozpoczętych w tym kierunku badań była duża dolina kopalna w zachodniej części Radomskiego, prześlędzona na długości około 70 km, usytuowana między dwoma garbami jury środkowej, biegnąca od okolic Jastrzębia koło Szydłowca, w kierunku Gapinina koło Nowego Miasta nad Pilicą. Częściowo była ona odgrzebana przez młodszą erozję, a na innych odcinkach przykrywały ją osady morenowe zlodowacenia środkowopolskiego. Osady jej były dość dobrze poznane szeregiem wierceń poszukiwawczych, które przebijały całą miąższość czwartorzędu. Wiercenia te wykazały, że dolina ma ponad 60 m głębokości i jest wypełniona osadami, regularnie powtarzających się czterech cykli akumulacji aluwialnej. Każdorazowo cykle zaczynały się od grubych żwirów z otoczkami niesionymi z południa, których wymiary malały z biegiem rzeki ku północy. W stropowych częściach osadów poszczególnych cykli występowały coraz drobniejsze piaski i szczątki roślin, a nawet dość częste odłamki drewna.

Wymienione cztery cykle aluwialne zostały stwierdzone na całej długości kopalnej doliny aż do Pilicy, gdzie wiązały się z analogicznymi cyklami aluwialnymi tej rzeki i dały się prześlędzić zarówno w górę, jak i w dół jej biegu, wiążąc się ze starszymi cyklami akumulacji aluwialnej Wisły, prześlędzonymi aż do Warszawy, gdzie istniały dwa dobrze dokumentowane przekroje przez całą dolinę.

Miąższość osadów poszczególnych cykli wzrastała w dół biegu rzeki, a ich stropowa powierzchnia obniżała się konsekwentnie ku północy z malejącym spadkiem (w bocznych dopływach wynosił on ok. 1‰, a w dolinach głównych rzek malał do 0,4—0,5‰), którego wartość zbli-

żała się do istniejącej obecnie na tych samych odcinkach. Tak więc nie ulegało wątpliwości, że osady były sypane z południa.

Najmłodszą serię aluwialną, dającą się prześledzić na przestrzeni około 50 km w bocznym dopływie Pilicy schodzącym z Gór Przysuskich, pokrywały ciemnoszare muły jeziorzyskowe ze szczątkami roślin i warstwą pni drzewnych. Miąższość tych osadów wzrastała w dół biegu rzek wskazując, że powstały one w dużym zbiorniku wodnym zatamowanym od północy przez czoło lodolodu, który znajdował się wówczas mniej więcej na wysokości Warszawy.

Najciekawszym wynikiem było to, że organogeniczne serie interglacjalne Olszewic, Barkowic Mokrych i Witaszyna znalazły się w przedziałach między różnymi poziomami osadów aluwialnych. „Olszewice” leżały w stropie osadów II cyklu aluwialnego, „Barkowice Mokre” i „Sewerynów” w stropie III, a „Witaszyn” i dotychczas nie opracowany „Bąków” — w stropie IV serii i w obrębie dolnej części jeziorzyskowego kompleksu szarych mułów stropowych.

Wszystkie te serie interglacjalne uznawane były na podstawie istniejących oznaczeń paleobotanicznych za równoznaczne i zaliczane do interglacjału mazowieckiego („Wielkiego”). Natomiast na podstawie badań geologicznych wynika niezbiecie, że należą one do trzech różnych poziomów w obrębie tego samego interglacjału i każdy z nich reprezentuje niezależne, poważne wahnienie klimatyczne ograniczone okresami znacznego ochłodzenia. Według (do tego czasu przyjmowanych) definicji Jessena i Milthersa (1928) co najmniej dwa, a być może i trzy z nich mogły być uznane za niezależne interglacjały. Był to wynik zupełnie zaskakujący, gdyż kwestionował nie tylko poprawność paralelizacji paleobotanicznych, ale ponadto poważnie zmieniał pogląd na okres interglacjalny, rozumiany dotąd jako jeden etap ocieplenia między dwoma ochłodzeniami. Ten nowy wynik skłaniał do zajęcia stanowiska, że na interglacjał składać się może parę poważnych wahań klimatycznych o różnym charakterze *optimów* i *pessimów*. Zmuszał też do wyróżniania odpowiedników stadiałów cieplejszych i bardziej chłodnych — kalidostadiałów i frygidostadiałów (S. Z. Różycki 1961b, 1964a, b). Palinogramy dwóch pierwszych z wymienionych ociepleń były zbliżone do siebie, ale różniły się tempem wchodzenia w optimum niektórych drzew ciepłolubnych (*Alnus*, *Carpinus*, *Abies*) i czasem trwania zespołu lasu dębowego. Trzecie optimum było już zdecydowanie chłodne i zaznaczyło się tylko wzrostem ilości sosny między dwoma okresami znacznej przewagi brzozy i roślinności zielnej.

Analogiczne zestawienie zrobione wzdłuż bogatej w stanowiska interglacjału mazowieckiego doliny Wieprza i jej sąsiedztwa dało niemal identyczny wynik potwierdzając, że fakty zaobserwowane w rejonie dorzecza Pilicy nie miały charakteru lokalnego.



Omówione wyżej stwierdzenia miały doniosłe znaczenie stratygraficzne, gdyż wykazały, że okresy interglacjalne, podobnie jak glacialne, dzielą się na analogiczne jednostki II rzędu, odpowiadające czasowo jednostkom stadialnym glacialów. Różnią się one między sobą charakterem termicznym, różnym stopniem ocieplenia i ochłodzenia osiąganym w optimach i pessimach oraz niejednakowym układem stosunków ewaporacji wynikającym z różnic wilgotności klimatu i zdolności parowania zależnej od temperatury.

Było to przejście do ustawienia stratygrafii czwartorzędu na zasadzie polistadialnej, zasadniczo różniącej się od poliglacializmu, gdyż dotychczas poszczególne transgresje stadialne (II rzędu) były łączone w większe jednostki I rzędu, które odpowiadały czterem klasycznym okresom tzw. schematu alpejskiego, który w ciągu ostatnich 50 lat przestał być podziałem lokalnym, a stał się podstawą porozumienia światowego.

W naszym przypadku polistadializm stał się punktem wyjścia dla klimatostatygrafii — przyjętej jako podstawa do opracowania stratygrafii całego czwartorzędu.

Powstaje pytanie, czy wielostadialność jest tylko cechą interglacjału mazowieckiego, czy też występuje ona w innych interglacjalach?

Aby dać na to odpowiedź, możemy to zagadnienie rozpatrzyć dla ostatniego interglacjału (eemskiego), dla którego dysponujemy wyjątkowo bogatymi danymi. Interglacjał ten w zasadzie był traktowany również jako jednorazowe, poważne wahnięcie klimatyczne z charakterystyczną dla jego wilgotnego optimum obfitością leszczyny w fitofazie lasu dębowego z grabem (*Carpinus*), które prawie zawsze pozwala na jednoznaczne jego rozpoznanie. Po wyraźnym ochłodzeniu, zaznaczonym pojawieniem się lasu mieszanego z brzozą, sosną, świerkiem i pewną ilością drzew liściastych, ale z bardzo ubogą leszczyną, pojawia się w szeregu profili warstwa z obfitym zespołem pyłków drzew ciepło- i wilgociolubnych o podobnym składzie jak poprzednio w optimum i stwarza zaburzenia w harmonijnym przebiegu ochłodzenia w poptymalnej części interglacjału. Interpretowane jest ono zazwyczaj jako nagromadzenie palinopoli na wtórnym złożu, wymytych z osadów optymalnej części interglacjału. Powtarza się ono jednak w wielu pełniejszych profilach, leżących od siebie nawet w dużej odległości np. Sławno (Tolpa 1961), Wola pod Warszawą — opracowana przez Borówko-Dłużakową (1960), Główczyn — opracowany przez Niklewskiego (1968) itp., ma ciągłe i konsekwentnie układające się frekwencje poszczególnych elementów o podobnym składzie, a więc nie ma cech złoża wtórnego. Reprezentuje natomiast późniejszą, drugą falę poprawy klimatu, o krótszej fazie optymalnego ocieplenia stadialnego.

W okresie schyłkowym ostatniego interglacjału, w którym już ustępują składniki lasów liściastych — jak wykazał Niklewski (1968) — wyraźnie zaznacza się dwukrotna zmiana lasu sosnowego i brzozowego. Wy-

jaśniona jest ona jako skutek pożarów leśnych, gdyż przypomina kolejne fazy zarastania wypalenisk. Jednak nigdzie nie ma śladów zwęgleń, które by mogły świadczyć, że istotnie były pożary. Jest to zresztą typowa sukcesja po okresach wylesień, które mogły nastąpić ze względów klimatycznych. Że właśnie względy klimatyczne były przyczyną tego zjawiska, świadczy fakt, że sukcesja ta powtarza się w profilach odległych od siebie nawet na setki kilometrów. O rozrzedzeniach lasu świadczy wzrastająca rola roślinności zielnej, wśród której coraz obficiej pojawia się stepowa *Arthemisia*.

W schyłkowym okresie ostatniego interglacjału mamy więc dwa dalsze stadiały, ale już o charakterze chłodnym i suchym, które się wiążą z powstaniem niższych poziomów młodszego lessu, przedzielonych dwoma wyraźnymi poziomami glebowymi. Tylko najwyższy poziom młodszego lessu wiąże się z transgresją leszczyńską ostatniego zlodowacenia, która rozpoczęła się po 26 000 lat B. P.

Historia rzek w interglacjale eemskim wykazuje również parokrotne następstwo cykli aluwialnych, ale komplikowanych dość wydatnymi okresami erozyjnymi. Stąd układ tych cykli nie jest tak przejrzysty jak w poprzednim interglacjale. Większe pakiety osadów organogenicznych są rzadkie i znane dopiero w górnej części środkowej Wisły (koło Zawichosta) oraz poniżej Warszawy.

Prace z końca lat pięćdziesiątych wykonane nad Narwią i Bugiem (Michalska, 1961a, Straszewska, 1968) przyniosły ściślejsze zdefiniowanie podejrzewanego wcześniej (na podstawie odsłoneń w Gałachach), ale niedostatecznie udokumentowanego najstarszego zlodowacenia (starszego od krakowskiego), dla którego przyjęta została pierwotnie nazwa zlodowacenia podlaskiego (G I). Teraz można było ustalić, że składa się ono z dwóch dobrze rozwiniętych niezależnych poziomów glin zwałowych, z których starszy sięga na południe po okolice Mielnika nad Bugiem. Przedzierał je okres erozji, a utworzone wówczas doliny zostały zasypane w ciągu jednego cyklu akumulacji fluwialnej i przykryte ilami warwowymi (Straszewska 1968). Osady te definiowały ten okres jako przerwę rzędu interstadialnego.

Po tym najstarszym zlodowaceniu w rejonie dolnego Bugu, według wyników badań Straszewskiej (1968) oraz Nowak (1974), nastąpiła erozja rzeczna typu interglacjalnego, prowadząca do powstania doliny o głębokości kilkudziesięciu metrów. Podobnie jak w interglacjale mazowieckim, dolina ta została zasypana, ale nie w czterech, lecz w sześciu cyklach akumulacji fluwialnej. Dwa ostatnie z nich kończy sedymentacja ilów warwowych, świadczących o tym, że panowały wówczas warunki chłodne spowodowane nasuwaniem się czoła lądolodu następnego zlodowacenia — krakowskiego (G II).

W północnej części obszaru, objętego najstarszym zlodowaceniem (G I), w rejonie Węgorzewa, znane były wiercenia z organogenicznymi

osadami jeziornymi, leżącymi na dość znacznych głębokościach i przykrytymi kompleksami morenowymi 60—130-metrowej miąższości. Natomiast miąższość osadów jeziornych osiągała nieznane gdzie indziej rozmiary — do 100 m. W skład ich wchodziła seria złożona z sześciu cykli sedimentacyjnych, a więc w ilości analogicznej, jak stwierdzona w wyżej wspomnianych dolinach. W górnej części osadów interglacjalnych, odpowiadających dwóm końcowym chłodnym seriom fluwialnym, stwierdzono warstwy piasków z dwoma przewarstwieniami torfowymi, a niżej cztery cykle szarych mułów ze szczątkami roślin, przedzielane warstwami piaszczystymi. Cały ten dolny kompleks charakteryzowała flora leśna z wyjątkową obfitością jodły i świerka nie posiadająca odpowiednika nigdzie w klasycznych obszarach występowania interglacjału mazowieckiego. Mimo to, seria ta zaliczona została do tegoż interglacjału przez Krausego i Grossa (1939), a za nimi i przez polskich paleobotaników, w większości do dziś podtrzymujących takie stanowisko.

Na poglądy Krausego wpłynęło przekonanie o dużej miąższości zasypania z ostatniego zlodowacenia, czemu przeczą znajdowane we wschodniej części Pojezierza Mazurskiego osady interglacjału eemskiego leżące na niewielkiej głębokości (Ber 1973, Borówko-Dłużakowa 1971). Niżej leżące gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego oddzielone są od glin zlodowacenia krakowskiego torfami i glebami kopalnymi, które niewątpliwie trzeba odnieść do interglacjału mazowieckiego. Osady najstarszego interglacjału przykryte są zatem seriami osadów trzech zlodowaceń i dwóch interglacjałów.

Istotnym dowodem niezależności serii tego interglacjału od interglacjału mazowieckiego jest fakt, że w odległości zaledwie 20 km od Przasnysza, gdzie występuje on w swoim typowym jodłowym wykształceniu koło Makowa Mazowieckiego, znaleziony został typowy interglacjał mazowiecki (Michalska 1961a, Gołąbowa 1957).

W tym okresie badań ważnym elementem stało się zakończenie wieloletnich studiów palinologicznych profilu tzw. „preglacjału” z Ochoty w Warszawie z wiercenia specjalnie w tym celu wykonanego przez „Geoprojekt”. Wprawdzie autorka tego opracowania (Stachurska 1961), powstrzymała się od interpretacji stratygraficznej swoich wyników, ale analiza zestawionego przez nią palinogramu przeprowadzona przez J. Niklewskiego i autora, w nawiązaniu do materiałów holenderskich wykazała, że jest to seria, którą należy zaliczyć do pliocenu i to nie najwyższego (Brunssunian, dolny Reuverian). Odpadła więc poprzednia tendencja interpretowania „preglacjału” jako najstarszego czwartorzędu, chociaż w serii tej już zaznaczyły się pewne objawy wahań klimatycznych, głównie wilgotnościowe. Znaczny wzrost udziału roślin zielnych zaznaczył się w próbkach górnopliocenijskich, pobranych z innych miejsc północnego Mazowsza i zbadanych przez Doktorowicz-Hrebniaką (1957). W związku z tym, w odróżnieniu od poprzednich koncepcji, dolna gra-

nica czwartorzędu, tak jak był on pojmowany w tym czasie, przesunęła się wyżej.

W pierwszym okresie badań, gdy większość prac koncentrowała się na Mazowszu, mniej uwagi poświęcano zagadnieniom lessu.

W miarę przesuwania się prac na południe, zagadnienie lessu stawało się coraz bardziej istotne i wówczas zaczęto się nim zajmować gruntowniej, poświęcając najwięcej uwagi północnej granicy lessu z jego wyspowym występowaniem. Opracowano wówczas szereg profili i obszarów występowania lessów w rejonie Miechowa (Ruszczyńska 1961, Lindner 1967b), na obszarze Jury Polskiej i Wyżyny Małopolskiej (Straszewska, Kopczyńska 1961, Straszewska, Mycielska 1961, Lindner 1967a, 1971a). Opracowane zostały również: lełowski płat lessów i inne wyspy lessowe rozrzucone w północnej części pasma Jury. Na podstawie rozłożenia tych płatów w stosunku do wyniosłości i rozkładu wielkości ziarn oraz składu minerałów ciężkich (Chlebowski, Lindner 1975, 1976), stwierdzono, wbrew zdaniu niektórych innych badaczy (Jersak 1970), że less Wyżyny Małopolskiej pochodził z nawiania pyłu z zachodu i że terenem jego wywiewania były wielkie powierzchnie piaszczyste północnej części Górnego Śląska i doliny Warty. Położenie tych płatów w stosunku do rzeźby podłoża i rozkład uziarnienia lessów przemawiał również za tym, że powstawały one w wyniku transportu eolicznego na niedużych wysokościach i na względnie niewielkie odległości. Sytuacja ta zaczynała się zmieniać dopiero na wschód od Miechowa, gdzie pojawił się less bardziej pylasty i lepiej przesegregowany.

Wyłaniający się obraz rozmieszczenia lessu skłonił mnie do podjęcia szerszej analizy warunków jego występowania na terenach położonych bardziej na wschód, na Równinie Rosyjskiej, na Syberii oraz w Azji Środkowej i Wschodniej. Analiza ta doprowadziła do wniosku o strefowości rozmieszczenia obszarów lessowych i ich zależności od nasuwających się frontów chłodnych na ciepłe i suche powierzchnie pustynne i półpustynne, z których pył mógł być porywany na średnie i duże wysokości i w zależności od tego przenoszony na różne odległości.

W związku z zagadnieniami eolicznymi więcej uwagi poświęcono również obszarom wydmowym centralnej i południowej Polski, wyróżniając wśród nich starsze wielkie powierzchnie rozwiewania i obrzeżające je wydmy śródlądowe oraz odróżniając je od młodszych wałów wydmowych na tarasach dolin rzecznych.

W nawiązaniu do problematyki lessów i wydm zwrócono uwagę również na gleby kopalne, w których opracowaniu wzięła udział Konecka-Betley (1968, 1976), dochodząc do bardzo interesujących wyników genetycznych — a w dalszej konsekwencji — wniosków stratygraficznych (Konecka-Betley, Straszewska 1977) oraz zwracając uwagę, że szereg z tych gleb ma charakter leśny, a nie stepowy, jak dotychczas sądzono.

Wyniki prac w Polsce środkowej zachęciły do ich rozszerzenia na

tereny sąsiednie przy zachowaniu tych samych metod badawczych: od zachodu — na teren Zachodniego Pomorza (Kopczyńska-Zandarska 1970) i północno-zachodniej Wielkopolski (Kozłowska 1976), a na północnym wschodzie w kierunku Mazur i Podlasia (Michalska 1967, Straszewska 1968, 1974a, b, c, 1975).

W północno-wschodniej Polsce przeprowadzono szczegółowe badania składu narzutowych głazów skandynawskich, co dało szereg interesujących wyników — m. in. udokumentowano zróżnicowanie ich inwentarza na obszarach równin morenowych i w strefach czołowomorenowych (Nunberg 1972).

Rozszerzenie prac na najbardziej północną i zachodnią część Mazowsza zbliżało je do maksymalnej granicy ostatniego zlodowacenia i strefy jego przedpola. Przy dokładniejszych studiach zasięg tego zlodowacenia okazał się bardziej złożony, niż dotychczas sądzono. Rejonem Nidzicy zajęła się Michalska (Michalska, Marciniak 1974), gdzie obok wielu interesujących sytuacji geomorfologicznych odnalazła stanowisko interglacjału eemskiego (Niklewski, mat. archiw.) na dnie głębokiej doliny i drugie na wysoczyźnie morenowej. Na zachód od Nidzicy — w rejonie Dąbrówna i Uzdoma Marks (1977), udokumentował przebieg granicy ostatniego zlodowacenia.

Lamparski nawiązując do swoich poprzednich prac w dolinie Skawy na zachód od Płocka (Lamparski 1961, 1964), znacznie rozszerzył teren swoich badań w kierunku Lipna, zajmując nowe interesujące stanowisko w sprawie genezy występujących tam drumlinów (Lamparski 1972). Ujawnił on również szereg poważnych zmian w systemie odwodnienia strefy czołowomorenowej ostatniego zlodowacenia i jej powiązań z systemem pradolin. Zdumiewająco skomplikowane okazało się ukształtowanie podłoża podczwartorzędowego, wykazującego amplitudę rzeźby dochodzącą do 200 m.

Próba syntezy stratygrafii czwartorzędu Polski była przedstawiona w 1961 w referacie na Kongresie INQUA w Warszawie (Różycki 1965b) i w t. I przewodnika wycieczek Kongresu INQUA w Polsce „Od Bałtyku do Tatr” (S. Z. Różycki 1961a).

Stanowisko tam zajęte rozwinięte zostało następnie w dwóch kolejnych wydaniach „Plejstocen Polski Środkowej” (S. Z. Różycki 1967, 1972) oraz w artykule na temat klimatostatygrafii (Różycki 1964b) i wielu innych publikacjach.

Ostatnie lata, dzięki wzmożonej akcji wierceń geologicznych zakładanych w związku z systematycznym, szczegółowym kartowaniem kraju przez Instytut Geologiczny, przyniosły wiele nowych faktów, które poważnie uzupełniły poprzednio nakreślony obraz. Również szereg nowych ważnych faktów zostało ujawnionych przez członków naszego zespołu, pracujących o wiele skromniejszymi środkami.

Nowym momentem jest stwierdzenie serii Otwocka — Ponurzy

wyróżnionej przez Baraniecką (1975) i palinologicznie rozpoznanej przez Stuchlika (1975) jako stropowa część tegelenu i cały eburon. Obejmuje ona górną, mułową, część tzw. „preglacjału” Mazowska i, jak wiadomo z wierceń na terenie Warszawy, leży w stropie serii Ochoty, w której występują dwa poziomy zwirowe, przedzielone torfami ze starszym typem flory (Stachurska 1961).

W obrębie najstarszego zlodowacenia, które (w ramach porządkowania nazewnictwa stratygraficznego polskiego plejstocenu) proponujemy nazywać zlodowaceniem Narwi (narewian), ujawniło się wiele szczegółów. Dwudzielna jego glina zwałowa została nawiercona w szeregu punktów północno- i środkowo-wschodniej Polski. Na podstawie próbek, pobranych z tych wierceń Rzechowski (1974), stwierdził, że mają one odmienny skład petrograficzny niż gliny zlodowacenia krakowskiego i sięgają swoim południowo-wschodnim jęzorem do dolnego Wieprza. Nie ma ich jednak w całej środkowej części kraju i jak wynika z pracy Kozłowskiej (1976), pojawiają się one dopiero w depresji Odry.

W wierceniach, które przebijały osady dolinne interglacjału J I/II, powtarza się 6-cykłowa seria aluwialna. Ponowne wiercenie w Węgorzewie potwierdziło występowanie profilu palinologicznego interglacjału jodłowego, który wbrew zdaniu opracowującej go autorki, w dalszym ciągu uważam za zupełnie różny od interglacjału mazowieckiego.

Dla najstarszego interglacjału (w ramach porządkowania nazewnictwa stratygraficznego zaszła potrzeba zmiany nazwy), podobnie jak dla wszystkich pozostałych interglacjałów, proponujemy przyjęcie nazwy od prowincji Polski. W tym przypadku najodpowiedniejsza byłaby nazwa interglacjału podlaskiego, poprzednio użyta dla najstarszego zlodowacenia, które wyżej proponowaliśmy przemianować na zlodowacenie Narwi (Narewian) w myśl zasady nadawania zlodowaceniom nazw od rzek.

Największe zmiany wprowadzono w zakresie stratygrafii zlodowacenia krakowskiego, nazywanego również zlodowaceniem południowopolskim. Na jego rozdzielną na dwa duże glaciostadia już poprzednio była zwracana uwaga. Dwudzielność glin zwałowych tego zlodowacenia stwierdziła we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej Laskowska-Wysoczańska (1971), a w Jasionce w spągu glin zwałowych młodszego nasunięcia odnalazła osady organiczne (Laskowska-Wysoczańska 1967, Dąbrowski 1967) ciepłego interstadiału obecnie podniesionego do rangi interglacjału Kozięgo Grzbietu (Głazek, et al. 1976). Interglacjał ten charakteryzuje zespół fauny „typu kromerskiego” (Kowalski 1975, 1976, Stworzewicz 1976, Młynarski 1977), dane zaś geologiczno-geochemiczne, geochronologiczne i paleomagnetyczne określają go jako okres cieplejszy od obecnego (Głazek et al. 1977).

Sytuacja geologiczna wskazuje, że interglacjał ten jest młodszy od pierwszych objawów fali chłodu obejmującego północną część Gór Świętokrzyskich, a starszy od zlodowacenia, które przekroczyło ten region.

Wspomniane stanowisko jest podstawą do rozdzielenia serii moren krakowskich na dwa zlodowacenia. Starsze z nich o mniejszym zasięgu (Lindner 1977a) nazwane zostało zlodowaczeniem Nidy (Nidanian). Wspomniana seria z Jasionki nie jest równoczesna interglacjałowi z Koziego Grzbietu i zapewne reprezentuje późniejszy i nieco chłodniejszy kalidostadiał tego interglacjału, który w całości został nazwany interglacjałem małopolskim.

Dopiero po tym interglacjale lądolód wkroczył szeroko w dolinę Sanu, zbliżył się do Karpat i pokrył ich skraj, osiągając na tym odcinku maksymalny zasięg. Przyjęta została dla niego nazwa zlodowacenia Sanu (Sanian), która w dawnej nomenklaturze odpowiadałaby maksymalnej części zlodowacenia krakowskiego, którą to nazwę postanowiliśmy przestać używać. Łącznie zaś zlodowacenie Nidy i zlodowacenie Sanu przedzielone interglacjałem małopolskim będziemy nazywać zlodowaczeniami południowopolskimi — traktując je jako odpowiednik wielozłodowego mindlu.

W obrębie Gór Świętokrzyskich Lindner (1971b, 1977a) podjął pracę nad rozpozniowaniem występujących tam glin „krakowskich” i wyróżnił trzy ich poziomy. W dwóch górnych, odpowiadających zlodowaczeniu Sanu (Sanian) występują liczne narzutniaki wapieni trzeciorzędowych, których nie ma w glinie najniższej, chociaż zawiera ona lokalny materiał narzutowy z całą pewnością pochodzący z północy (piaskowce liasowe i z pstrego piaskowca). Potwierdza to poprzednio wysuniętą hipotezę, że narzutowce wapieni tortońskich pojawiły się w morenach świętokrzyskich w wyniku wstecznego ruchu lądolodu opływającego Góry Świętokrzyskie i nasuwającego się od południa i południowego wschodu na nie zajętą jeszcze przez lód zachodnią część tego masywu.

Prace nad składem gładów narzutowych w centralnej części Gór Świętokrzyskich prowadzone przez Lamparskiego (mat. nie publik.), wykazały w osadach zlodowacenia Sanu obok kwarcytów kambryjskich duży udział krzemieni jurajskich, które w znacznej ilości zostały przeniesione przez lód z północy ponad pasmem głównym Łysogór. Dowodziłoby to, że przy maksymalnym rozwoju tego zlodowacenia cały masyw Świętokrzyski był pokryty przez lądolód, który przesunął się ponad nim w kierunku południowo-wschodnim.

W stratygrafii interglacjału mazowieckiego („wielkiego”) — nie zašły żadne zmiany. Doniosłym faktem było stwierdzenie w profilu wiercenia w Ferdynandowie (nad dolnym Wieprzem) opracowanym palinologicznie przez Janczak-Kopikową (1975) w bezpośredniej nadległości poprzednio wyróżnionych ciepłych kalidostadiałów „Olszewic” i „Barkowic Mokrych” oraz chłodniejszego Witaszyna. Potwierdziło to całkowicie słuszność metody zastosowanej już w roku 1961, która na podstawie położenia serii organogenicznych między osadami cykli aluwialnych, wykazała wielostadiałny charakter tego interglacjału. Pozostały jednak

wątpliwości, czy główne optimum interglacjalne, którego domniemane istnienie sugerowane było w Syrnikach, jest nim istotnie, czy też przypadało ono dopiero w poziomie „Olszewic”.

Lata między 1971—1976 rokiem przyniosły szereg doniosłych stwierdzeń i uzupełnień.

Poprzednio podana stratygrafia aluwii z okresu interglacjalnego mazowieckiego w dolinie Wisły znalazła potwierdzenie w widłach Wisły i Narwi (Nowak 1974), gdzie również między cyklami aluwialnymi pojawiły się serie interglacjalnych osadów organogenicznych. Sarnacka (1977) stwierdziła podobny układ starszych aluwii w dolinie Wisły między ujściem Pilicy i Górą Kalwarią. Dalsze prace potwierdziły go w innych dolinach rzek „wielkiego” interglacjalnego Polski Środkowej. Szczególnie wyraziście układały się one w dolinie Wieprza, bogatej w stanowiska interglacjalne, które uszeregowały się w analogiczny układ sekwencji parokrotnych ociepleń i ochłodzeń jak w dolinie Pilicy.

Powstał jednak problem, gdzie między kolejno powtarzającymi się stadiami ociepleń i ochłodzeń należy położyć granicę między okresami interglacjalnymi i glacialnymi. Czy po ostatnim ociepleniu, w którym pojawiły się jeszcze lasy mieszane, czy przed pierwszym ochłodzeniem z florą zbliżoną do tundrowej, która pojawiła się w jej spągu w poziomie „Barkowic”. Rozstrzygnięcie na drodze botanicznej nie było jasne i przy istniejących poglądach na interglacjalną, jako okres o klimacie zbliżonym do obecnego w danym miejscu, stawało się dyskusyjne i właściwie doprowadzało do sytuacji bliskiej konsternacji i załamania się panujących powszechnie poglądów.

Wyjaśnienie udało się uzyskać w drodze geologicznej przedłużając profil doliny Wisły na północny-wschód od Warszawy, wzdłuż doliny Bugu (Straszewska 1968). Wówczas okazało się, że na północ, w rejonie Wyszkowa w stropie 3. cyklu aluwii interglacjalnych pojawiają się gliny zwałowe, iły warwowe i piaski sandrowe o południowym pochyleniu powierzchni (a więc przeciwnym niż aluwia rzeczne Wisły). Po chwilowym cofnięciu się (stadialnym) czoła lądolodu ponownie posuwa się naprzód, zamykając dolinę Wisły na północ od Warszawy i spiętrzając jej wody w wielkie jeziorzysko, którego zalew sięga coraz dalej na południe, aż do doliny Pilicy i skraju Wyżyny Małopolskiej, sięgając przeszło 150 km na południe od czoła lądolodu. Typ osadów tego wielkiego jeziorzyska, nazwanego jeziorzyskiem Pilicy, zmienia się w miarę odsuwania na południe. Bliżej lodu osady jego są bardzo zbliżone do ilów warwowych, ale chociaż ujawniają one rytmiczność, są bardziej mulaste i mają zabarwienie szare, zapewne świadczące o obecności w nich pewnej ilości składników organicznych (palinologicznie nie były badane). W okolicy Góry Kalwarii w tych samych mulach pojawia się *Paludina diluviana*, z całą pewnością znajdująca się tu *in situ*, z dobrze zachowaną warstwą perłową, pospolita na całym południowym Mazowszu



w formie obtoczonej wśród żwirów wodno-lodowcowych różnych faz zlodowacenia środkowopolskiego.

W odległości około 70 km od strefy, którą poprzednio zajmował lód, pojawia się organogeniczna seria „Witaszyna” z optimum sosnowym i małą domieszką świerka. W odległości około 16 km w Bąkowie występuje już seria typu interglacjalnego z obfitą florą wodną i znaczną ilością odłamków drewna (palinologicznie nie opracowana).

W obrębie wielkiego jeziorzyska Pilicy, o szerokości sięgającej ponad 200 km, występuje więc znaczne zróżnicowanie facjalne od osadów mułowych ze szczątkami organicznymi na południu do osadów typu ilów warwowych na północy w pobliżu czoła lądolodu.

W odległości około 100 km na północ od Warszawy transgresja zlodowacenia środkowopolskiego wyraża się wybitnie chłodną fitofazą w spągu interglacjalnej serii „Barkowic Mokrych”. Mimo ciepłego charakteru optimum klimatycznego w tym profilu, w ocenie stratygraficznej, opartej na zlodowaceniach, byłby to zatem interglacystadiał. A więc w okresie początkowym rozwoju zasadniczo chłodnego okresu mogą być znaczne ocieplenia. Ten pozornie zaskakujący wniosek staje się mniej frapujący, jeśli uwzględnimy, że w ciągu interglacystadiału, który trwał niecałe 20 000 lat, swobodnie mieszczą się całe ogromne wahania klimatyczne holocenu. Nie ma zaś żadnych racjonalnych powodów, aby sądzić, że przebiegały one inaczej.

Otwartą sprawą pozostaje tylko, jakiemu ze zjawisk, na których opieraliśmy naszą stratyografię, należy przypisać większą wagę czy pojawieniu się zlodowacenia, czy ciepłemu charakterowi interstadiałów (ociepleń)?

Nakazuje to w każdym razie dużą ostrożność w klasyfikowaniu pozycji stratygraficznej ociepleń tylko na podstawie botanicznej bez dobrego rozpoznania ich pozycji geologicznej.

Dyskusji też podlega sztywne traktowanie odległości położenia stref roślinnych od skraju lądolodu. Mogą być one zmienne zależnie od tempa nadchodzenia ocieplenia i przebiegu zmian opadów, które w wielu przypadkach mają równie wielki wpływ na kształtowanie szaty roślinnej. Trzeba też zwracać uwagę na rodzaj gleb, na których rozwijała się flora, i stopień ich przygotowania do przyjęcia nowej flory lub jej przetrwania na wcześniej wytworzonych glebach.

Na tle tych uwag łatwo możemy spostrzec, że wchodzenie roślinności na tereny świeżo opuszczone przez lodowiec jest bardziej powolne niż na terenach leżących poza nim, gdzie wietrzenie chemiczne i procesy glebowe już wcześniej przygotowały warstwę urodzajną.

Podobne opóźnienia mogą nastąpić na świeżo usypanych tarasach akumulacyjnych, jak można było przestudiować na tarasach Wieprza w porównaniu ze stanowiskami położonymi nieopodal na wysoczyźnie.

W związku z powyższymi obserwacjami wyłoniła się jako istotna

sprawa rozróżniania zbiorników wodnych w dolinach rzecznych, w bezodpływowych lub słaboodpływowych depresjach na wysoczyźnie morenowej, w rozległych zbiornikach podparcia lodowcowego oraz w zapadliskach krasowych.

Północna część regionu świętokrzyskiego oraz obszar Niziny Mazowieckiej stanowił doskonały teren dla studiów nad przebiegiem transgresji maksymalnego zasięgu i zaniku lądolodów zlodowaceń środkowopolskich. Starsze z tych zlodowaceń utożsamiane z glacistadią Radomki proponujemy nazwać zlodowaceniem Odry (Odranian). Kontynuowane przez Lamparskiego (1971) prace nad udziałem materiału pochodzenia lokalnego (kredowego i jurajskiego) w żwirach moren zlodowacenia Odry prowadziły do coraz bardziej dokładnego wyznaczenia zasięgu tego zlodowacenia i odczytania kierunku ruchów w skrajnej części tego lądolodu. Pozwoliły one również na wyodrębnienie jeziorów, którymi wdzierano się ono w otwarte od północy doliny górzystej części mezozoicznych obrzeżeń świętokrzyskich oraz na skomplikowane zmiany ruchów lądolodu przy jego wkraczaniu na północny skraj Jury Polskiej w rejonie Częstochowy (Różycki i Lamparski 1967, Lamparski, 1971).

Lindner (1970, 1971b) szczegółowo przestudiował przebieg nasuwania się lodu w NW części regionu świętokrzyskiego i kolejne fazy jego recesji, w czasie których na stokach Gór Przysuskich, Nieklańskich i Radoszyckich doszło do powstania szeregu recesyjnych tarasów kemowych.

Szczegółowe prace podjęte w związku z budową Centralnej Magistrali Kolejowej, która przecina znaczną część północnej części Wyżyny Małopolskiej, poważnie uzupełniły znajomość czwartorzędu Niecki Włoszczowskiej. Dokonane przy tej okazji podsumowanie poprzednich badań rejonu Lełowa ujawniło przebieg zamykania przez lód dolin schodzących z pasma Jury. Pasma to według wszelkiego prawdopodobieństwa stanowiło nunatak rozdzielający masy lodu posuwające się wzdłuż obniżień doliny Warty od zachodu i doliny Pilicy od wschodu. Serie wierceń, przecinające w paru przekrojach dolinę tej ostatniej rzeki, pozwoliły odczytać jej skomplikowaną historię i ustalić jej stosunek do lessów tzw. lessowej wyspy lełowskiej, w której pod ciągłą powłoką młodszego lessu zachowały się płyty lessu starszego. Jego występowanie pod przykryciem osadów młodszych i moren starszej serii zlodowacenia środkowopolskiego stwierdzono również dalej na północny-wschód, aż po okolice Częstochowy.

Na wschodnim stoku pasma Jury szczegółowo wyznaczono przebieg zasięgu zlodowacenia Odry, stwierdzając jego tendencję analogiczną jak w północnej części Gór Świętokrzyskich, do wdzierania się w doliny otwarte od północno-wschodu i sypania tarasów kemowych.

W etapie swego maksymalnego zasięgu posuwający się pod górę lądolód zlodowacenia środkowopolskiego wykazał dużą aktywność egzarycyjną formując podobnie jak w północno-zachodniej części Gór Święto-

krzyskich szereg dobrze wyrażonych form mutonizowanych (S. Z. Różycki 1976).

W podsumowaniu można stwierdzić, że północno-wschodni kierunek nasuwania się lądolodu maksymalnego zasięgu zlodowacenia Odry był odmienny niż w czasie zlodowaceń południowopolskich, kiedy przeważał ruch lodu z północnego-zachodu. Wskazuje to na odmiennie położenie głównego ośrodka centralnego zlodowacenia skandynawskiego, przesuwanego się bardziej ku wschodowi.

Natomiast lądolód młodszej części zlodowacenia środkowopolskiego, glaciostadiału Warty, określanego obecnie jako zlodowacenie Warty (wartanian), w swoim maksymalnym zasięgu uzyskuje zarys niezależny od poprzednich położzeń stref morenowych zlodowacenia Odry i jest wyraźnie związany z transgresją lodu posuwającego się z północy z lokalnym odchyleniem zachodnim w rejonie Niecki Sieradzkiej.

Na podstawie rekonesansów w strefie Wału Trzebnickiego i analizy materiałów zebranych z sąsiednich terenów można było ustalić, że w rejonie Żar młodszy glaciostadiał zlodowacenia Warty, czyli glaciostadiał Wkry, przekracza zasięg zlodowacenia Warty i łączy się ze stadiem łużyckim. Dalej na zachodzie wiąże się on z „Warthe Stadium” geologów zachodniemieckich. Przedłużenie zaś zasięgu zlodowacenia Warty w znaczeniu polskim — stanowią moreny Fläming.

Już poprzednio zwracaliśmy uwagę, że między starszą częścią zlodowacenia środkowopolskiego i zlodowaceniem Warty istnieje długa przerwa, w której powstają gleby kopalne i torfy. Poprzednio znane było tylko jedno stanowisko osadów organogenicznych powstałych w tej przerwie, a mianowicie stanowisko w okolicach Będzina (Gilewska, Stuchlik 1958).

Lata ostatnie przyniosły dalsze odkrycia stanowisk tego wieku znajdujących się w jasnych sytuacjach geologicznych, ale zinterpretowanych niewłaściwie zarówno pod względem stratygraficznym, jak i palinologicznym. Pierwsze z nich pochodzi z Łukowa, gdzie uznane zostało za bliżej nie określony „interglacjał łukowski” (Rühle 1969).

Wyróżniając interglaciostadiał Pilicy, dzielący maksymalny glaciostadiał zlodowacenia środkowopolskiego (glaciostadiał Radomki) od zlodowacenia Warty zwrócono uwagę, że był on wyjątkowo ciepły i jego flora miała wiele cech zbliżających je do interglacjałów. Jednak w osadach rzecznych reprezentowany on był tylko przez jeden cykl akumulacji rzecznych, co wskazywało, że stanowi on jednostkę II rzędu, rangi ciepłego kalidostadiału. Być może ze względu na swój charakter florystyczny, w stratygrafii typu facjalnego zasługuje on na nazwę interglacjału — który w zgodzie z wnioskiem Środonia (1969) i zasadą, że dla interglacjałów należałoby przyjmować nazwy od prowincji, na nazwanie interglacjałem lubelskim.

Studia interglacjałów rozszerzone zostały również na osady inter-

glacjalu ostatniego (eemskiego), którego nazwa w proponowanej nomenklaturze nie ulega zmianie. Okazję do tego dały badania serii jeziornej w Gołkowie (Różycki 1968) możliwe dzięki dobremu odsłonięciu ściany podczas eksploatacji łupków bitumicznych. Profil palinologiczny osadów opracowała Janczyk-Kopikowa (1966), a liczne wiercenia i sondy z tego terenu zestawiała Gadomska (1966).

Przeanalizowanie całości doprowadziło do wniosku, że istniało tam jezioro dystroficzne na przemian z torfowiskiem wysokim, pokryte później przez osady stożków napływowych. Zestawienie profili oraz przekrojów pozwoliło odtworzyć przemiany rzeźby, którym ulegało w czasie ostatniego interglacjalu otoczenie jeziora gołkowskiego. Z punktu widzenia stratygraficznego wykazało ono dobitnie, że w interglacjale eemskim po dwóch kalidostadiach ciepłych i wilgotnych następują dwa dalsze stadiały chłodniejsze i suchsze, podzielone okresami, w których powstaje gleba kopalna (Różycki, 1978).

Po tym następuje okres rozwoju ostatniego zlodowacenia reprezentowany przez osady bardziej gruboziarniste pochodzące z soliflukcji i intensywnego zmywu z powierzchni wysoczyzny.

Wyniki te zostały potwierdzone poprzez zestawienie profili ostatniego interglacjalu z jeziora żoliborskiego na Woli (gdzie wykonane były specjalne wiercenia dzięki uprzejmości dyrekcji przedsiębiorstwa „Geoprojekt”) opracowanego palinologicznie przez Borówko-Dłużałkową (1960) i również wykazującego dwudzielność eemskiego optimum klimatycznego. Z dwóch wyróżnionych tu kalidostadiów cieplejszy był dolny.

Dwudzielność optimum interglacjalu eemskiego potwierdzają wyniki badań Makowskiej (1977), która (w ramach prac pozaplanowych IG) opracowała budowę wglębną rejonu dolnej Wisły. Stwierdziła ona dwudzielność morskiej transgresji w czasie interglacjalu eemskiego, co wiąże się z poprzednio opisywanym dwukrotnym optimum tego interglacjalu. Praca jej wpłynęła też poważnie na ocenę wieku tarasów dolnej Wisły.

Prace stratygraficzne w strefie ostatniego zlodowacenia są dopiero w toku. Obecnie można już stwierdzić, że miąższość osadów tego zlodowacenia jest zmienna. Nie tworzą one jednolitej, grubej pokrywy, jak sądzono dotychczas. Na szczególną uwagę zasługuje fakt stwierdzenia nad dolną Wisłą przez Makowską (1973) poziomu morenowego, który należy do ostatniego zlodowacenia i jest starszy od glaciostadiału leszczyńskiego.

Dużo uwagi poświęcono natomiast stratygrafii osadów okresu ostatniego zlodowacenia w strefie ekstraglacialnej (lessy i osady jeziorne). Nie spowodowały one jednak zmian poprzednio zajmowanego przeze mnie stanowiska.

Dla ostatniego zlodowacenia proponuję używać nazwy zlodowacenie Wisły (Vistulian).

Mniej uwagi poświęcono młodszym osadom odnoszącym się do okresu ostatniej deglacjacji i holocenu. Z ciekawszych wyników warto wspomnieć o historii jeziora Niechorze (Kopczyńska-Lamparska 1976), rynny janoszyckiej (Lamparski 1976), rozwoju flory okrzemkowej jeziora Mikołajskiego (Marciniak 1972), powstania tzw. poziomu „czarnych dębów” z doliny Wisły, Bugu, Wisłoka i Nidy, który okazał się nierównoczesowy (Laskowska-Wysoczańska 1971, Lindner 1977b, Straszewska 1968, Mościcki 1953, Mycielska-Dowgiałło 1972).

Wyniki naszych prac omówione powyżej zostały rozszerzone o badania przeprowadzone za granicą (Różycki 1957a, b, 1960, 1961c, 1965a, 1970a, b; Różycki, Minkow 1961; Różycki, Wysoczański 1969; Straszewska 1974a, b; Madeyska 1977; Rudnicki 1971), co pozwoliło na wzbogacenie treści syntezy czwartorzędu Polski.

Celem, do którego dążyliśmy w ciągu długich lat naszej wspólnej drogi — było przede wszystkim skonstruowanie poprawnego schematu stratygraficznego i opracowanie zasad jego stosowania.

Drugim celem było opracowanie paleogeografii Polski w czwartorzędzie. Wobec szybko przebiegającego toku zdarzeń w czwartorzędzie, okazało się to niemożliwe bez dalszego uszczegółowienia stratygrafii do jednostek niższych rzędów. Bez tego wpadało się w pozory równoczesności bynajmniej nie równoczesnych zjawisk, których czas trwania ograniczał się do pojedynczych tysięcy, a nawet setek lat. Umożliwiała to klimatostratygrafia, pozwalająca paralelizować z dużym prawdopodobieństwem warstwy pozbawione szczątków organicznych.

Jednak stosowanie klimatostratygrafii bez analizy paleogeomorfologicznej okazało się niemożliwe, gdyż dopiero stosując tę analizę można było uzupełnić luki nie zapisane w profilach konkretnych osadem. Obie metody zaczęły się więc łączyć ze sobą i każda z nich przygotowywała stopniowo materiał do realizacji rekonstrukcji paleogeomorfologicznych w szerszej skali krajowej, co jest następnym naszym celem do którego dążymy.

Będzie to realizacja tego programu, który został naszkicowany w referacie na posiedzeniu plenarnym w czasie Kongresu INQUA w Warszawie w 1961 roku.

Obecnym naszym etapem prac nad stratygrafią plejstocenu Polski, do którego dochodzimy po długiej, poprzednio omówionej drodze, jest próba przejścia na ustalenie jego chronologii w skali czasowej, opartej na dostępnych datowaniach wieku bezwzględne i włożenia w tę skalę poszczególnych jednostek. Tą drogą można uzyskać bardziej wiarygodne powiązania ze stratygrafią czwartorzędu w innych krajach.

Pracę nad tym zagadnieniem prowadził Wysoczański-Minkowicz (1969) ostatnio dochodząc do końcowych wniosków. Wysiłki w tym kierunku podjął on w latach sześćdziesiątych, opracowując nowe metody datowań oparte na analizach składu chemicznego kości kopalnych ssaków, a mia-

nowicie na stosunku zawartego w nich fluoru, chloru i tlenku fosforu oraz, niezależnie od nich, strat kolagenu.

Pierwsza z tych metod stanowi poważną modyfikację metody fluorowej Oakleya (1963) i otwiera możliwości datowania do miocenu (ok. 5 milionów lat), a więc obejmuje cały plejstocen i pliocen.

Druga z tych metod nawiązuje do prac Pidopličko (1952) i, jak się okazało, pozwala na rozpoznanie kierunku zmian klimatycznych.

Podstawę do zapoczątkowania tych badań dały analizy kości z pięknymi profilami jaskiń: Nietoperzowej i Koziarni w rejonie doliny Prądnika, których opracowaniem pod względem archeologicznym i sedymentologicznym zajmowali się Chmielewski (1958) i Madeyska-Niklewska (1969), a faunę opracował Kowalski (1961, 1962) i jego zespół. Materiał z tych dwóch odsłoneń obejmował kości z prawie całego profilu osadów od ostatniego interglacjału do ostatniego zlodowacenia i był częściowo datowany metodą radiowęgla. Wysoczański-Minkowicz (1969) wykazał, w wyniku swoich prac nad materiałem kostnym pochodzącym z tych jaskiń i innych stanowisk, przede wszystkim niezależność strat kolagenu od wieku, natomiast stwierdził powiązanie tych strat z warunkami klimatycznymi czasu pogrzebania kości. Mianowanym wskaźnikiem wiekowym okazał się współczynnik stosunku zawartości fluoru do apatyty. Ale układał się on na dwóch niezależnych krzywych: jednej z rumoszków i wietrzelik wapiennych i drugiej ze stanowisk otwartych w lessach, torfach i żwirach, więc ze środowisk zasadowych i bardziej kwaśnych.

Po wielu udoskonaleniach analitycznych metody F-Cl-P-Coll okazało się, że wprowadzenie do współczynnika zawartości chloru daje poprawkę na środowisko pogrzebania kości i otrzymane wartości współczynnika wiekowego sprowadza do krzywych wieku wszystkich znalezisk lądowych, wyłącza natomiast znaleziska morskie lub pochodzące z dużych zbiorników wodnych. Przez nawiązanie oznaczeń dla okazów, których wiek datowany był metodami radiowęgla i argonu-potasu, można było otrzymać wyskalowanie czasowe krzywej fluoro-chloro-apatytowej od najmłodszego plejstocenu aż pod koniec miocenu, odczytując z niej wiek we względnie niezłych granicach błędów.

Porównawczy materiał kostny dla omówionego typu oznaczeń otrzymany został z wielu krajów Europy zachodniej (przede wszystkim z Francji) i południowej (z Węgier, Jugosławii, Bułgarii) europejskiej części ZSRR, Azerbejdżanu, Armenii, Uzbekistanu i Syberii oraz z Ameryki Północnej i Australii. Wyniki otrzymane metodą fluoro-chloro-apatytową dobrze koordynowały się ze znanym ich wiekiem lub dawały wskazówki tam, gdzie on nie był znany.

Współczynnik strat kolagenu układał się zgodnie z trendem zmian klimatycznych w skali jednostek stadialnych (II rzędu). Między innymi jednym z interesujących i weryfikujących metodę wyników było ozna-

czenie wieku kości mamutowych, pochodzących z bardzo odległych miejsc i we wszystkich przypadkach wykazujących niskie straty kolagenu, charakterystyczne dla okresów chłodnych.

Bardzo interesujące wyniki, określające wiek fauny rozpoznanej na podstawie paleontologicznej, dały liczne analizy kości pochodzących z jaskiń i kotłów krasowych na Jurze Polskiej, w Sudetach, Tatrach oraz Górach Świętokrzyskich.

Ostatnio do bardzo ważnych wyników należy oznaczenie wieku tzw. „fauny kromerskiej” odnalezionej w rozpadlinie pojaskiniowej we wspomnianym uprzednio stanowisku na Kozim Grzbiecie koło Miedzianki w Górach Świętokrzyskich. Pozycja stratygraficzna tych osadów została określona jako młodsza od pierwszego etapu zlodowacenia krakowskiego, a starsza od okresu maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia.

Dysponując własnymi oznaczeniami wieku i wskaźnikami, które dawały straty kolagenu dla trendu klimatycznego, Wysoczański-Minkowicz nie ograniczył się do wyników uzyskanych własną metodą, ale zaczął je zestawiać z rezultatami, uzyskanymi dla innych krajów wszelkimi innymi metodami łącznie z paleomagnetycznymi, oznaczeniami paleotemperatur ze stosunku izotopów tlenu i węgla oraz nowo uzyskanymi wynikami zmian natężenia promieniowania słonecznego, które w swoim zasadniczym przebiegu okazały się zgodne na obu półkulach, podobnie jak współczesne zmiany klimatyczne.

Wyniki zestawień wskazują między innymi, że dziś przy rozpatrywaniu zagadnień stratygraficznych czwartorzędu nie można ograniczać się tylko do skali regionalnej, ale trzeba je uzgadniać w skali światowej. Udowodniła to najlepiej dyskusja na temat dolnej granicy plejstocenu. Przy rozstrzyganiu jej trzeba było sięgnąć do wyników opracowań długich rdzeni z dna oceanów, w których osadach najlepiej został zanotowany początek ochłodzenia światowego około 1 800 000 lat BP. Na czterech kolejnych kongresach w Londynie (1948), Algierze (1952), w Rzymie (1953) i Christchurch (1973) — został on uznany zgodnie za początek plejstocenu.

Próba powiązania wartości, odczytanych z krzywych astronomicznych i paleotemperatur, bezpośrednio ze zlodowaczeniami okazała się trudna i dawała wyniki wątpliwe. Było to o tyle zrozumiałe, że zlodowacenia zależą nie tylko od warunków termicznych, ale również od ilości opadów stałych i ich rozkładu w ciągu roku.

Natomiast zestawienie jednostek stadialnych, wyróżnianych metodami klimatostatygraficznymi w sposób ciągły przez cały czwartorzęd, wypadło zdumiewająco zgodnie z wyżej wymienionymi krzywymi. Podkreślić trzeba, że dane dla skonstruowania tych krzywych zostały użyte zupełnie niezależnymi metodami: dla stadiałów metodami geologicznymi, a dla zmian paleotemperatur i natężenia promieniowania metodami fizykochemicznymi i astronomicznymi.

Pierwsza obserwacja polega na tym, że zgeneralizowane krzywe zmian termicznych, otrzymane omówionymi ostatnio metodami, mają ilość okresów o odchyleniach negatywnych (ochłodzeń) i pozytywnych (ociepleń) niemal taką samą, jak ilość wyróżnionych stadiałów ciepłych i chłodnych (łącznie glacistadiałów i interglacistadiałów oraz frigidol i kalidostadiałów). Długość półokresu wahnień od pessimum do optimum stadialnego w obu przypadkach wyniosła około dwudziestuparu tysięcy lat, a więc prawie tyle, co wypadło z rozważań klimatostatygraficznych. Wartość ta zgadzała się również nieźle z już dobrze datowanym okresem wahnienia od maksimum rozwoju ostatniego zlodowacenia do atlantyckiego optimum holocenu, odpowiadającego rzędowi wahnienia stadialnego.

Zbieżności te zachęciły do dalszych prób bardziej szczegółowego zestawienia w jeden system wszystkich posiadanych danych. Nie wykazały one sprzeczności, ale wręcz odwrotnie, konsekwentnie łączyły się w jedną logiczną całość. W wyniku tego wyłonił się schemat stratygrafii naszego plejstocenu, oparty na tej zasadzie, nawiązujący zasadniczo do schematu stratygraficznego przedstawionego w II wydaniu „Plejstocenu Polski środkowej” (Różycki 1972), ale wprowadzający do niej szereg istotnych zmian w zakresie nomenklatury, zasad podziału, powiązania jego z datowaniami bezwzględными oraz wnoszący szereg uzupełnień, szczególnie w starszej części plejstocenu (por. Lindner 1978).

Jako dolną granicę czwartorzędu przyjęto zgodnie z uchwałami kongresów datę 1 800 000 lat BP, odpowiadającą początkowi ochłodzenia popliocenijskiego, odczytanego w osadach oceanów i przemianach flory lądowej.

Całość tego okresu nie nazywamy jednak plejstocenem, jak to robi wielu badaczy na zachodzie Europy, ale nazywamy czwartorzędem (Quaternary) dzieląc go na dwie części: młodszą do 690 000 lat BP, obejmującą całą epokę paleomagnetyczną Brunhes, dla której utrzymujemy nazwę plejstocenu w znaczeniu zbliżonym do tradycyjnego, (do którego wchodzi okresy mindlu, rissu i würmu) oraz starszą obejmującą okres 690 000 lat BP do 1 790 000 lat BP (kończy się günzem, a zaczynający się konstатовanym florystycznie w Holandii okresem ochłodzenia eburonu), dla którego przyjmujemy nazwę protoplejstocenu. Ten ostatni okres obejmuje górną część okresu paleomagnetycznego Matuyama od początku momentu Olduvay.

Tym podziałem przeciwstawiamy się więc podziałom, które używają nazw plejstocenu górnego (od 120, 100 bądź 70 000 lat BP) plejstocenu środkowego (od 500, 700 a nawet 1030 tysięcy lat BP), a pozostałą dalszą część (do 1 800 000 bądź 2 500 000, czy nawet do 4 czy 5 milionów lat BP) nazywają plejstocenem dolnym powodując ogromne zamieszanie w całej istniejącej praktyce terminologicznej.

Przystosowując się do warunków panujących w średnich szerokoś-



ciach półkuli północnej, wyróżniamy dwie równoległe skale: chronostratygraficzną i skalę stratygrafii litofacjalnej.

Skala czasowa oddaje w tysiącach lat kolejne fale ociepleń i ochłodzeń według rytmu ociepleń i ochłodzeń, wynikających ze zmian natężenia promieniowania słonecznego na obu półkulach. Jest to więc chronologiczny rytm stadiałów (jednostek II rzędu), oznakowanych symbolami literowo-cyfrowymi, według tych samych zasad, które były przyjęte dla klimatostratygrafii. Ugrupowane są one w większe jednostki I rzędu, obejmujące grupy stadiałów, ale nie w sensie glacjałów i interglacjałów, lecz dłuższych okresów o ogólnym charakterze chłodnym lub ciepłym, w czasie których parokrotnie mogą się powtarzać zlodowacenia lub ocieplenia stadialne.

Dla tych jednostek utrzymane zostały tradycyjne nazwy tzw. schematu alpejskiego. W przyjętej symbolice utrzymane zostały cyfry rzymskie dla okresów chłodnych, a dla okresów ciepłych jako cyfry łamane oznaczeń ochłodzeń, które one rozdzielają. Poprzedzające je duże litery orientują, czy chodzi o okresy ochłodzeń (G) czy ociepleń (J).

Stosowanie tej symboliki jako wskaźnika chronologicznego jest niezależne od typu osadów, które reprezentują dany okres w danym miejscu, a więc mogą odnosić się zarówno do strefy glacialnej, jak i jej przedpola, a nawet i dla obszarów ekstraglacialnych.

Druga skala ma charakter regionalno-facjalny i odnosi się do typu realnie rozwijających się zdarzeń związanych z określonym zespołem wpływów klimatycznych. Odnosić się więc będzie ona np. do konkretnego okresu pokrycia danego terenu przez lądolód, rozwoju określonego typu lasów interglacialnych itp.

W tej skali zastosowane zostały nazwy regionalne uformowane od nazw prowincji (dla interglacjałów) i większych rzek (dla glacjałów). W stosunku do wyróżnień chronologicznych granice ich przebiegają skośnie, nie obejmując tego samego przeciągu czasu w północnej i południowej części kraju. W tym ujęciu określenie „zlodowacenie” odnosić się będzie do właściwego okresu pokrycia przez lód i następującej po niej deglacjacji — i odpowiadać będzie każdej większej transgresji lądolodu bez względu na jej rangę czasową.

Skonstruowany na tych zasadach system stratygrafii czwartorzędu wywoła wiele wątpliwości, żądań wyjaśnień i sprzeciwów szczególnie u badaczy stojących na stanowisku stratygrafii „składankowej”, ale może zyska sobie chociaż wąskie grono zwolenników wśród tych, którzy dojrzą, że skonstruowany jest on w ramach szerszej pomyślanego systemu i prowadzi do porządkowania powszechnie używanych, ale nieadekwatnych pojęć.

Nie jest to miejsce, aby tutaj udzielać wszystkich odpowiedzi i wyjaśnień. Jeśli czas pozwoli, znajdą się one na innym miejscu łącznie z całym materiałem dowodowym.

Pełna realizacja wytkniętego celu — mam nadzieję — będzie dziełem następnego pokolenia geologów czwartorzędu i tego sukcesu życzę im z całego serca.

Maszynopis nadesłano IX 1977  
przyjęto do druku V 1978

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Baraniecka M. D. (1974), Plejstocen nad dolną Wkrą (The Pleistocene on the Lower Wkra River). *Biul. Inst. Geol.*, 268, p. 5—90, Warszawa.
- Ber A., (1973), Sytuacja geologiczna stanowisk interglacjału eemskiego na pojezierzu suwalskim (Geological Setting of Eemian Interglacial Localities in Suwałki Lake District). *Prz. geol.* 7, p. 363—366, Warszawa.
- Borówko-Dłużakowa Z., (1960), Dwa nowe profile interglacjalne z Warszawy w świetle badań paleobotanicznych (Two new interglacial stratigraphical columns from Warsaw in the light of paleobotanical investigations). *Biul. Inst. Geol.*, 150, p. 105—124, Warszawa.
- Borówko-Dłużakowa Z., (1971), Kopalna flora interglajału eemskiego w Smolnikach koło Suwałk (Fossil flora from Eemian Interglacial at Smolniki near Suwałki). *Prz. geogr.*, 43, 4, p. 598—600, Warszawa.
- Chlebowski R., Lindner L., (1975), Wpływ podłoża na skład minerałów ciężkich głównych wysp lessowych NW części Wyżyny Małopolskiej (Relation between heavy mineral composition and source material of main „loess islands” in NW part of Małopolska Upland). *Acta geol. pol.* 25, 1, p. 163—178, Warszawa.
- Chlebowski R., Lindner L., (1976), Próba zastosowania analizy minerałów ciężkich w problematyce badawczej lessów na przykładzie lessów młodszych zachodniej części regionu świętokrzyskiego (Attempt to Apply the Heavy Minerals Analysis to the Loess Research Problems Exemplified by Younger Loesses of the Western Part of the Góry Świętokrzyskie Area). *Biul. Inst. Geol.*, 297, p. 293—305, Warszawa.
- Chmielewski W., (1957), Stan zachowania kości zwierząt w osadach Jaskini Nietoperzowej w Jerzmanowicach (État de conservation des ossements d'animaux recuillis dans la grotte Nietoperzowa de Jerzmanowice). *Biul. Perygl.*, 6, p. 127—135, Łódź.
- Czarnik J., 1966. Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpola nad Pilicą (Quaternary stratigraphy of the country north of Koniecpol on the Pilica — Central Poland). *Acta geol. pol.*, 16, 3, p. 379—400, Warszawa.
- Dąbrowski M. J., (1967), Analiza pyłkowa interstadiału z Jasionki koło Rzeszowa (Pollen analysis of an Interstadial profile from Jasionka near Rzeszów). *Acta geol. pol.*, 17, 3, p. 509—520, Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicka J., (1957), Wzorcowe spektra pyłków pliocenów osadów węglonośnych (Index Pollen Spectra of Pliocene Coal-bearing Sediments). *Pr. Inst. Geol.*, 15, p. 87—165, Warszawa.
- Dudarenek R., (1966), Czwartorzęd okolic Gostomii nad Pilicą (The Quaternary in the environs of Gostomia on the Pilica river). *Acta geol. pol.*, 16, 3, p. 277—285, Warszawa.
- Dudek Z., (1966), Ozo-morena Rosochy na tle budowy geologicznej okolic Nowego Miasta nad Pilicą (L'Os-moraine de Rosocha en corrélation avec la structure géologique des environs de Nowe Miasto sur la Pilica). *Acta geol. pol.*, 16, 3 p. 261—275, Warszawa.

- Gadomska S., (1966), Sytuacja geologiczna osadów interglacjalu eemskiego w Gołkowie k. Warszawy (Geological Situation of the Eemian Interglacial Deposits at Gołków near Warszawa). *Kwart. geol.*, 10, 2, p. 442—451, Warszawa.
- Gilewska S., Stuchlik L., (1958), Przedwarciański interstadiał z Brzozowicy koło Będzina (Pre-Warta Interstadial at Brzozowica near Będzin). *Monograph. Botan.*, 7, p. 69—93, Warszawa.
- Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., (1976), Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.*, 26, 3, p. 377—393, 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 small fauna of the Mindelian I/Mindelian II interglacial and its stratigraphic correlations. *Proc. 7 Intern. Speleological Congr. Scheffield* (w druku).
- Gołabowa M., (1957), Roślinność interglacjalna z Makowa Mazowieckiego (Interglacial Vegetation from Maków Mazow. Central Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 118, p. 91—103, Warszawa.
- Grzybowski K., (1966) Recessja stadiału Warty (złodowacenie środkowopolskie) w okolicach Warki nad Pilicą (La recession du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale aux environs de Warka sur la Pilica). *Acta geol. pol.*, 16, 3, p. 339—364, Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., (1966), Interglacial eemski w Gołkowie k. Warszawy (The Eemian Interglacial at Gołków near Warsaw). *Kwart. geol.*, 10, 2, p. 453—460, Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., (1975), Flora interglacjalna mazowieckiego w Ferdynandowie (Flora of the Masovian Interglacial at Ferdynandow). *Biul. Inst. Geol.*, 290, p. 5—70, Warszawa.
- Jersak J., (1970), Główne kierunki wiatrów osadzających less w czasie ostatniego piętra zimnego (Les directions des vents prédominants accumulant les loess au cours du dernier étage froid). *Acta geogr. lodz.* 24, p. 225—238, Łódź.
- Jessen K., Milthers V., (1928), Stratigraphical and palaeontological studies of the interglacial freshwater deposits in Jutland and north-west Germany. *Denmarks Geol. Unders.*, 2, 48., København.
- Konecka-Betley K., (1968), The typology of fossil soil on the example of Nieledeu. *Rocz. Glebozn.*, 19 (dodatek), p. 261—269, Warszawa.
- Konecka-Betley K., (1976), Poziomy diagnostyczne śródlesowych gleb kopalnych Polski południowo-wschodniej (Diagnostic Horizons of the Intra-loess Fossil Soils of South-Eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 297, p. 121—133, Warszawa.
- Kopczyńska-Lamparska K., (1976), Radiocarbon datings of the Late Glacial and Holocene deposits of Western Pomerania. *Acta geol. pol.*, 26, 3, p. 413—418, Warszawa.
- Kopczyńska-Zandarska K., (1970), Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu Półn.-Zach. Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego (Stratigraphy and palaeogeomorphology of the Early and Middle Pleistocene in the N. W. Pomorze, Poland). *Studia geol., pol.*, 33, p. 1—108, Warszawa.
- Kowalski K., (1961), Plejstocenijskie gryzonie Jaskini Nietoperzowej w Polsce (Pleistocene rodents from Nietoperzowa cave in Poland). *Folia Quater.*, 5, p. 1—22, Kraków.
- Kowalski K., (1962), Paleozoologiczne datowanie osadów jaskiniowych. (Paleozoological dating of cave sediments). *Folia Quater.* 8, p. 1—19, Kraków.
- Kowalski K., (1975), Earliest appearance of lemmings in the Quaternary of

- Poland. In: Alberdi A. T. i Aquirre E. (Eds). *Acta I coloquio Internacional Sobre Biostratigrafia Continental del Neogeno Superior y Cuaternario Inferior*, Montpellier-Madrid 1974, p. 99—104, Madrid.
- Ko w a l s k i K. (1976), Fauna kręgowców plejstocenskich regionu świętokrzyskiego. *Mat. II Nauk. Konf. Paleontologów*, Kielce.
- K o z ł o w s k a M. (1976), Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia Pojezierza Myśliborskiego raz Równiny i Kotliny Gorzowskiej: *Maszynopis* w Bibliotece Wyd. Geol. UW, Warszawa.
- K r a u s e P. G., G r o s s H. (1939), Das Interglazial von Angenburg nebst Bemerkungen über einige andere osprensische Interglaziale. *Jb. Reichstant. Bodersforsch*, 68, Berlin.
- L a m p a r s k i Z. (1961), Zmarzlinowo-pęcznieniowe struktury peryglacyjne w Bądkowie Kościelnym nad Skrwą (The periglacial structures at Bądkowo Kościelne on the Skrwá river). *Pr. o Plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 223—238, Wyd. Geol., Warszawa.
- L a m p a r s k i Z. (1964), Zarys stratygrafii czwartorzędu i morfologia dorzecza dolnej Skrwy (Précis de la stratigraphie de Quaternaire et morphologie de la basse Skrwá, Masovie-Pologne septentrionale). *Acta Geol. Pol.*, 14, 3, p. 415—436, Warszawa.
- L a m p a r s k i Z. (1971), Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego (Glacial erosion in the marginal zone of the ice sheet of Middle Polish — Riss Glaciation). *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 13, p. 1—85, Warszawa.
- L a m p a r s k i Z. (1972), Geneza form drumlinowych okolic Zbójna — Pojezierze Dobrzyńskie (Origin of drumlines near Zbójno — Dobrzyń Lakeland). *Acta geol. pol.*, 22, 1, p. 139—158, Warszawa.
- L a m p a r s k i Z. (1976), New radiocarbon dating of the Glacial and Holocene organic deposits of the Janoszyce furrow, Dobrzyń Lakeland. *Acta geol. pol.*, 26, 3, p. 419—428, Warszawa.
- L a s k o w s k a W. (1961), Znaczenie procesów zsuwowych i soliflukcyjnych w budowie przykrawędziowego odcinka tarasu II doliny Wisły w okolicy Studzieńca (Slide and solifluction processes in the escarpment of terrace II in the Vistula valley in the vicinity of Studzieniec). *Pr. o plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 201—222, Warszawa.
- L a s k o w s k a - W y s o c z a ń s k a W. (1967), Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa (The interstadial of the Cracovian glaciation from Jasionka near Rzeszów). *Acta geol. pol.*, 17, 3, p. 495—508, Warszawa.
- L a s k o w s k a - W y s o c z a ń s k a W. (1971), Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat Rejonu Rzeszowskiego (Quaternary stratigraphy and palaeogeomorphology of the Sandomierz Lowland and the Foreland of the Middle Carpathians, Poland). *Studia geol. pol.*, 34, p. 1—109, Warszawa.
- L i n d n e r L. (1967a), Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchej (L'île loessique de Borkowice près Przysucha). *Acta geol. pol.*, 17, 3, p. 443—462, Warszawa.
- L i n d n e r L. (1967b), Lessy dorzecza Uniejówki (Les loess du bassin de l'Uniejówka), *Acta geol. pol.*, 17, 3, p. 463—494, Warszawa.
- L i n d n e r L. (1970), 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, p. 603—633, Warszawa.
- L i n d n e r L. (1971a), Wyspa lessowa Oblęgonka koło Kielc. (Loess deposits at Ob-

- ługorek near Kielce, Holy Cross Mts.). *Acta geol. pol.*, 21, 2, p. 265—278, Warszawa.
- Lindner L. (1971b), Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology of the north-western margin of the Holy Cross Mountains, Poland). *Studia geol. pol.*, 35, p. 1—113, Warszawa.
- Lindner L. (1977a), Zlodowacenia plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Pleistocene Glaciations in the western part of the Holy Cross Mts. — Central Poland). *Studia geol. pol.*, vol. 53, p. 000—00, Warszawa.
- Lindner L. (1977b), Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów” metodą  $^{14}\text{C}$  (The Age of River Flood-terraces from the Góry Świętokrzyskie in the Light of  $^{14}\text{C}$  Datings of the „Black Oak Horizons” *Kwartalnik Geol.*, 21, 2, p. 325—333, Warszawa.
- Lindner L. (1978), Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie (Palaeogeomorphologic evolution of the western part of the Holy Cross region in Pleistocene). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 48, 3—4 p.
- Madeyska T. (1977), Wiek młodszych lessów Bułgarii Północnej w świetle badań geologicznych stanowiska paleolitycznego w Museliewie (Chronology of North Bulgarian loess in the light of geological investigation at Meselievo). *Studia geol. pol.*, 52, p. 297—314, Warszawa.
- Madeyska - Niklewska T. (1969), Górnoplejstocenijskie osady jaskiń Wyżyny Krakowskiej (Upper Pleistocene deposits in caves of the Cracow Upland). *Acta geol. pol.*, 19, 2, p. 000—000, Warszawa.
- Makowska A. (1961), Diapiry ilów warwowych w Baniosze pod Warszawą (Diapir forms in varved clays at Baniocha near Warsaw). *Pr. o plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 159—176, Wyd. Geol., Warszawa.
- Makowska A. (1973), Lessy w strefie glacialnej zlodowacenia północno-polskiego (Loesses in the Glacial Zone of the North Polish Glaciation). *Kwart. geol.*, 17, 1, p. 152—166, Warszawa.
- Makowska A. (1977), Rewizja sytuacji stratygraficznej osadów tzw. interglacjalnego chełmińskiego w Bagarcie koło Unisławia (Revision of the Stratigraphic Setting of Deposits of So-called Chelmno Interglacial from Bagart near Unisław). *Kwart. geol.*, 21, 1, p. 105—117, Warszawa.
- Marciniak B. (1972), Zastosowanie analizy diatomologicznej do stratygrafii późnoglacialnych osadów Jeziora Mikołajskiego. (The application of the Diatomological Analysis for the Stratigraphy of the Late Glacial Deposits of the Mikołajskie Lake). *Studia geol. pol.*, 39, p. 1—138, Warszawa.
- Markowicz - Łohinowicz M. (1969), Próba oceny intensywności korozji krasowej w czwartorzędzie na obszarze Jury Częstochowskiej (Essai d'évaluation de l'intensité de corrosion karstique pendant de Quaternaire dans le Massif calcaire du Jura de Częstochowa). *Speleologia*, 4, 1, p. 19—26, Warszawa.
- Marks L. (1977), Zasięg lodolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa. *Maszynopis w Bibliotece Wyd. Geol. UW.*, Warszawa.
- Michalska Z. (1961a), Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza (Stratigraphy of the pleistocene and palaeomorphology of the north-eastern part of Mazowsze — Central Poland). *Studia geol. pol.*, 7, p. 1—105, Warszawa.
- Michalska Z. (1961b), O wieku moren czołowych w okolicy Mławy i Przasnysza w świetle badań stratygraficznych i paleomorfologicznych (Age determination of end-moraines in the vicinity of Mława and Przasnysz by stratigraphic and palaeomorphological studies). *Pr. o plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 47—58, Wyd. Geol., Warszawa.
- Michalska Z. (1967), Stratygrafia plejstocenu północnego Mazowsza w świetle

- nowych danych (La stratigraphie du Pléistocène de la Masovie du Nord à la lumière des données récentes). *Acta geol. pol.*, 17, 3, p. 393—418, Warszawa.
- Michalska Z., Marciniak B. (1974), Kopalne jezioro z okresu interglacjalnego eemskiego w Nidzicy. *Mat. I Krajowego Sympozjum Paleolimnologicznego*, Włocławek n/Wisłą.
- Młynarski M. (1977), New notes on the Pliocene and Pleistocene herpetofauna of Poland. *Acta zool. crac.* 22, Kraków.
- Mościcki W. (1953), Pierwsze wyniki datowania wieku drewna kopalnego w Polsce metodą radiowęglą (First results of age determination of fossil wood in Poland by the C<sup>14</sup> method). *Acta geol. pol.*, 3, 1, p. 187—189, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E. (1972), Rozwój doliny środkowej Wisły w holocenie w świetle badań z okolic Tarnobrzegu (Holocene evolution of Middle Vistula valley in the light of examinations made near Tarnobrzeg). *Prz. geogr.*, 44, 1, p. 73—83, Warszawa.
- Niklewski J. (1968), Interglacjał eemski w Głównicy koło Wyszogrodu (The Eemian Interglacial at Głównica near Wyszogród — Central Poland). *Monograph. Botanicae* 27, p. 125—190, Warszawa.
- Nowak J. (1974), Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej (Stratigraphy of the Pleistocene in the Northern Part of the Warsaw Depression). *Biul. Inst. Geol.* 268, p. 91—164, Warszawa.
- Oakley K. P. (1963). Fluorine —, uranium — and nitrogen dating. *The Scientist and Archeology*, nr 6.
- Pidopličko J. G. (1952), Novyj metod opredelenia geologičeskogo vozrasta iskopajemych kostiej četvertičnoj sistemy. *Izd. Akad. Nauk, USSR*, Kiev.
- Rosłaniec-Chodnikiewicz M. (1966), Stratygrafia czwartorzędu okolic Starej Warki (La stratigraphie du Quaternaire aux environs de Stara Warka). *Acta geol. pol.*, 16, 3, p. 365—378, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1957a), Peryglacjalne deformacje kości długich niedźwiedzia (Déformation periglaciaire des os longs de l'ours). *Biul. Perygl.*, 5, p. 105—108, Łódź.
- Różycki S. Z. (1957b), Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Torella, Spitsbergen (Zones modelées et phénomènes periglaciaires de la Terre de Torell, Spitsbergen). *Biul. Perygl.*, 5, p. 51—88, Łódź.
- Różycki S. Z. (1960), O vremieni obrazowanija oazisa Banger Hills. *Bull. Sov. Antarkt. Expedicji*, 20, p. 10—14, Leningrad.
- Różycki S. Z. (1961a), Middle Poland, Guide book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part II, 1, p. 1—116, VIth Congress INQUA, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1961b), Sub-stage of the Great Interglacial Stage. *Pr. o plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 13—34, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1961c), Changements pléistocène de l'extension de l'inlandsis en Antarctide Orientale d'après L'étude des anciennes plages élevées de l'Oasis Bunger, Queen's Mary Land. *Biul. Perygl.* 10, p. 257—381, Łódź.
- Różycki S. Z. (1964a), Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciaire”. *Report of the VIth Congress INQUA*, 2, p. 211—225, Łódź.
- Różycki S. Z. (1964b), Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu (Système climato-stratigraphique de la division du Pléistocène). *Acta geol. pol.*, 14, nr 3, p. 321—340, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1965a), The directions of winds carrying loess dust as shown by analysis of accumulative loess forms in Bulgaria. *Abstracts, Supplements, VII INQUA Congress*, Boulder and Denver (Colorado).
- Różycki S. Z. (1965b), Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. *Report of the VIth Congress INQUA*, 1, p. 123—142, Łódź.

- Różycki S. Z. (1967), Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland). Wyd. I, Państw. Wyd. Nauk., p. 1—251, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1968), Kotlina Gołkowska w ostatnim interglaciale (The Gołkow Depression during the last Interglacial). *Acta geol. pol.*, 18, 3, p. 623—657, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1970a), Ekspedycja międzynarodowa na południową Saharę, Cz. I (International expedition to Southern Sahara, part I). *Prz. geol.*, nr 10, p. 436—442, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1972), Plejstocen Polski Środkowej. Wyd. II, Państw. Wyd. Nauk., p. 1—315, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1976), Basal moraines composed of local material („Exaration Moraines”) in Małopolska Upland. *Zesz. Nauk. UAM*, Till its Genesis and Diagenesis. *Geografia* nr 12, p. 55—64, Poznań.
- Różycki S. Z., Minkow M., 1961. The stratigraphy of the danube loesses in north-east Bulgaria. *Abstract of papers. Supplement p.*, VIth INQUA Congress, Łódź.
- Różycki S. Z., Wysoczański T. (1969), L'application de la méthode fluor-chlore-apatite pour la datation relative et absolue du Quaternaire. In: *Études sur la Quaternaire dans le Monde*. p. 937—940, VIII INQUA Congress, Paris.
- Rudnicki J. (1967), Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich (Origin and age of the Western Tatra caverns). *Acta geol. pol.*, 17, 4, p. 521—592, Warszawa.
- Rudnicki J. (1971), Utwory piroklastyczne jaskini S. Angelo di Statte 392 Pu (Toranto) w pd. Włoszech (Les dépôts d'origine volcanique dans la caverne S. Angelo Di Statte, Pouille). *Speleologia* 5, 1—2, p. 23—31, Warszawa.
- Ruszczyńska H. (1961), Przedplejstocenijskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia osadów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki (Pre-Pleistocene denudation surfaces and the stratigraphy of Quaternary deposits in the Uniejówka basin, Southern Poland). *Pr. o plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 107—132, Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch H. (1966), Główne rysy budowy geologicznej i stratygrafii czwartorzędu lewobrzeżnej Pilicy (Main features of the geological structure and of the Quaternary stratigraphy in the region of the lower Pilica river, Middle Poland). *Acta geol. pol.*, 16, 3, p. 294—260, Warszawa.
- Rühle E. (1969), Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlasiu (The Section of Quaternary Deposits at Łuków in Podlasie). *Biul. Inst. Geol.*, 220, p. 81—98, Warszawa.
- Rywocka-Kenig K. (1966), Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru (Les kames aux environs de Bończa sur la Pilica en corrélation avec la structure géologique de la region). *Acta geol. pol.*, 16, 3, p. 325—338, Warszawa.
- Rzechowski J. (1974), O litotypach glin zwałowych Dolnego i Środkowego Plejstocenu na Niżu Polskim (On lithotypes of Lower and Middle Pleistocene tills in Polish Lowland). *Zesz. Nauk. UAM, Geografia* 10, p. 87—100, Poznań.
- Sarnacka Z. (1965), Struktury glacictoniczne i marzłociowe w Górze Kalwarii i Osieku na południe od Warszawy (Glacitectonic and frozen ground structures at Góra Kalwaria and Osiek south of Warsaw, Central Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 187, p. 217—238, Warszawa.
- Sarnacka Z. (1977), Osady organiczne w utworach rzecznych interglacjalnego mazowieckiego z Żabieńca na południe od Warszawy. (Organic Sediments in Masovian (Great) Interglacial Fluvial Series from Żabieniec, south of Warsaw). *Kwart. geol.*, 21, 1, p. 141—152, Warszawa.
- Stachurska A. (1961), Profil preglacjalnego z Ochoty w Warszawie w świetle ana-

- lizy palynologicznej (Preglacial profile from Ochota in Warsaw in the light of palynological analysis). *Pr. o plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 43—45, Warszawa.
- Straszewska K. (1961), Struktury spływowe oraz zaburzenia peryglacialne ilów warwowych w Michalinie koło Wyszkowa (Flow structures and periglacial disturbances in varved clays at Michalin near Wyszków, Central Poland). *Pr. o plejstocenie Polski Środkowej*, 1, p. 177—200, Warszawa.
- Straszewska K. (1968), Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology in the lower Bug region, Central Poland). *Studia geol. pol.*, 23, p. 1—149, Warszawa.
- Straszewska K. (1974a), Geneza tarasu zalewowego Dunaju na odcinku Widin-Šwištov, Północna Bułgaria (Origin of the lower Danube floodplain between Vidin and Švištov, Northern Bulgaria). *Studia geol. pol.*, 43, p. 1—94, Warszawa.
- Straszewska K. (1974b), Z zagadnień geologii czwartorzędu Bułgarii Północnej (On the problems of Quaternary geology of Northern Bulgaria). *Prz. geol.*, nr 4, p. 394—399, Warszawa.
- Straszewska K. (1974c), Kopalne osady jeziorne i dolinne okolic Łomży. Materiały I Krajowego Sympozjum Paleolimnologicznego, Włocławek n/Wisłą.
- Straszewska K. (1975), Middle Polish (Riss) Age of Marginal Forms in the Vicinity of Łomża, North-Eastern Poland. *Bull. de l'Acad. de Sc.*, 2, p. 111—118, Warszawa.
- Straszewska K., Koczyńska K., 1961. Samborzec, Guide book of Excursion from the Baltic to the Tatras. VIth INQUA Congress, Poland.
- Straszewska K., Mycielska E., 1961. Chobrzany, Guide book of Excursion from the Baltic to the Tatras. VIth INQUA Congress, Poland.
- Stuchlik L., 1975. Charakterystyka palinologiczna osadów preglacialnych z Ponurzyca, rejon Otwocka (Palynological Characteristics of the Preglacial Sediments of Ponurzyca — Otwock Area). *Kwart. geol.*, 19, 3, p. 667—675, Warszawa.
- Stworzewicz E., 1976. Interglacialna fauna ślimaków z Koziego Grzbietu koło Miedzianki. *Mat. II Nauk. Konf. Peleontologów*, Kielce.
- Śröder A. (1969), Pozycja stratygraficzna flor kopalnych lubelszczyzny zaliczanych do interglacjalu mazowieckiego (Stratigraphic position of fossil floras in the Lublin Region referable to the Masovian Interglacial). *Biul. Inst. Geol.*, 220, p. 5—10, Warszawa.
- Wysoczański-Minkowicz T. (1969), Próba oznaczenia wieku względnego kości kopalnych metodą fluoro-chloro-apatytową (An attempt at relative age determination of fossil bones by fluorine-chlorine-apatite method). *Studia geol. pol.*, 28, p. 1—78, Warszawa.
- Wysoczański-Minkowicz T. (w druku), Przebieg zmian klimatycznych w czwartorzędzie.

#### SUMMARY

**Abstract:** An outline is presented of methodical grounds and studies of the Pleistocene of Poland carried on under the author's supervision during the last thirty years. The studies started with a detailed profiling and spatial analysis of exposures along the edge of the Vistula valley near Mochty and then, applying various research methods, embraced a considerable part of Poland. These studies resulted, among others, in a proposal of a new stratigraphic scheme of the Po-



lish Quaternary which embraces 6 glaciations and 5 interglacials. The last five glaciations (Nidanian, Sanian, Odranian, Wartanian and Vistulian), together with interspacing interglacials, form a part of Quaternary called Pleistocene (up to 690 000 B. P.) while the Narewian Glaciation, together with the older part of Quaternary may be called Proto-pleistocene (690 000 — 1 800 000 B. P.).

In this paper the results of thirty years of scientific activity within the domain of Quaternary geology have been summed up. The studies have been carried on by the author and his followers, first as Chairman of the Physical Geography Department (1946—1951) and then as Chairman of the Institute of Quaternary Geology of Warsaw University (1952—1977) and in the Laboratory of Quaternary Geology of the Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences (1956—1977). Results of studies of those followers who have since left the mentioned institutes, but are working in other institutes and preserving the same scientific methods, have been also taken into account.

The studies have been conducted using classical geological and geomorphological methods, starting with a detailed profiling of exposures along the edge of the Vistula valley near Mochty and the supplemented by archaeological, palaeozoological, palaeobotanical, palaeopedological, palaeolimnological, lithological, mineralogical, petrological, palaeogeomorphological and other studies, including not only Middle Poland, but also its north-western, eastern and southern parts. These works enabled to establish stratigraphic schemes of the Polish Quaternary that were presented in several successive synthetic studies (Różycki, 1961a, 1967, 1972). The stratigraphic scheme of 1972 takes into consideration all research methods mentioned above and from the point of view of rhythm, number and rank of Quaternary climatic oscillations is one of the most complete schemes in Europe.

The newest stratigraphic subdivision of the Quaternary of Poland was presented by the author on June 6th 1977 at the Jubilee Session dedicated to the 50th anniversary of his research work. This subdivision also considers the results of studies carried out by means of the above mentioned methods, the palaeomagnetic data received lately and above all, the results of geochronologic studies carried out mainly by means of F-CI-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Wysoczański-Minkowicz 1969), dated by C 14 method, initiated in Poland by W. Mościcki (1953) and by the thermo-luminescence method, started in Poland by M. Prószyński (Karaszewski et al., 1977).

The results obtained in that manner allowed to correlate the curves of alterations of the solar radiation caused by secular changes of the earth's orbital parameters (Saraf, Pudnikova, 1967, 1968) and completion of previous stratigraphic schemes, accurately defining the rank of some climato-stratigraphic units and above all, a presentation of these units in a geochronologic scale.

The supplement confirmed the correlation of the oldest continental Scandinavian glaciation with the Günz (comp. Różycki 1961 a, Michalska 1961 a, Straszewska 1968). This glaciation is to be called the Narew Glaciation (Narewian = Günz), in accordance with a principle of naming glaciations after rivers.

The succeeding Podlasie Interglacial (Podlasian = Cromerian) is characteristic for its typical, fossil fluvial series (Straszewska 1968) and palynologic localities (Krause and Gross 1939), particularly in the north-eastern Poland.

The number of climato-stratigraphic units distinguished within the younger glaciations (South-Polish = Mindel and Middle-Polish = Riss) does not change in comparison with previous opinions (Różycki a, 1967, 1972). Instead, there is a change in rank of some climatic oscillations. Thus the warm period preceding the maximum substage of the South-Polish Glaciation obtain the rank of the Małopolska Interglacial (Malopolanian). This interglacial is supported by a palynologic locality at Jasionka (Laskowska-Wysoczańska 1967, Dąbrowski 1967) as well as palaeozoologically at Kozi Grzbiet (Kowalski 1975, 1976, Głazek et al., 1976, 1977, Stworzewicz 1976, Młynarski 1977). The large collagen index of analyzed bones and their absolute dating as 500—700 000 B. P. (Wysoczański-Minkowicz in: Głazek et al., 1976, 1977) played a large role in the understanding of the climate of that interglacial. The mentioned interglacial divides the South-Polish (Mindel) Glaciation into two glaciations: older — called the Nida Glaciation (Nidanian = Mindel I) and younger — called the San Glaciation (Sanian = Mindel II).

The well-know and universally analyzed period of the Mazovian Interglacial (Holsteinian) does not change. It still contains frigido- and calido-stadials (Różycki 1961 a, b, 1964 a, b, 1967, 1972).

On the other hand there is a change of rank one of the interstadials of the Middle-Polish Glaciation and limitation of its stages. The one is the interstadial separating the maximum substage of the Middle-Polish Glaciation from the following substage i.e. the Pilica interstadial after S. Z. Różycki (1961 a, 1972) and H. Ruszczyńska-Szejnach (1966). On the ground of palynologic criterion (Środoń 1969) as well as on palaeopedologic studies (Różycki 1961 a, 1967, Konecka-Betley and Ruszczyńska-Szenajch 1977) the period is of interglacial rank and is to be called the Lublin Interglacial (Lublinian). The preceding maximum substage of the Middle-Polish Glaciation is consequently of higher rank and is called the Odra Glaciation (Odranian = Riss I) while the younger substage, the following one, should be recognized as a separate Warta Glaciation (Wartanian = Riss II).

Some recent data confirmed the postulated by S. Z. Różycki (1961 a, 1968, 1972) bipartition of the Eemian Interglacial, supported also by palynologic data (among others Z. Borówko-Dłużakowa 1960) and by

a twofold marine transgression of the Eemian sea in the area of the lower Vistula valley (Makowska 1973, 1977).

Concerning the North-Polish Glaciation, presently called the Vistula Glaciation (Vistulian = Würm), the new data permit a suggestion of the Scandinavian ice sheet advance in northern Poland in a period preceding the Leszno substage (Makowska 1973).

Thus is the new stratigraphic scheme of the Quaternary of Poland there are six glaciations and five interglacial periods. All the glaciations except the first one (Nidanian, Sanian, Odranian, Wartanian and Vistulian), together with separating interglacials, form a part of Quaternary called Pleistocene (up to 690 000 B. P.) while the Narewian Glaciation together with the older part of Quaternary may be called Proto-pleistocene (690—1 800 000 B. P.)

*translated by L. Marks  
corrected by M. Kamiński*