

Leszek LINDNER *

ROZWÓJ PALEOGEOMORFOLOGICZNY ZACHODNIEJ CZĘŚCI REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

(11 fig.)

Palaeogeomorphologic evolution of the western part of the Holy Cross region in Pleistocene

(11 Figs.)

Treść: W oparciu o całość dostępnych materiałów geologicznych oraz badania własne podjęto próbę ukazania paleogeomorfologii zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie, ze szczególnym uwzględnieniem ewolucji układu interglacjalnych dolin rzecznych oraz rozwoju głównych epizodów glacialnych. Najstarszym z tych epizodów było zlodowacenie Nidy (Mindel I), w czasie którego łądolód skandynawski oparł się o północne zbocza najwyższych pasm górskich regionu świętokrzyskiego. Bezpośrednio młodszym epizodem glacialnym było zlodowacenie Sanu (Mindel II), podczas którego łądolód w tym samym mniej więcej czasie oparł się o Karpaty oraz osiągnął maksymalne rozprzestrzenienie w Górach Świętokrzyskich. Ostatnim epizodem glacialnym wywierającym poważny wpływ na ewolucję paleogeomorfologiczną analizowanego rejonu było zlodowacenie Odry (Riss I). Łądolód tego zlodowacenia objął swym zasięgiem jedynie strefę północnego i północno-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, gdzie pozostawił kilka fazowych poziomów glin zwałowych. Natomiast w południowej części analizowanego rejonu śladem tego zlodowacenia jest wówczas uformowany i przetrwały do dziś główny układ odpływu wód dolinnych.

WSTĘP

W niniejszej pracy została przedstawiona próba stratygraficzno-przestrzennego powiązania w jedną całość wszystkich dostępnych materiałów geologicznych dotyczących problematyki czwartorzędowej obszaru

* Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego. 02-089 Warszawa, al. Żwirki i Wigury 93.

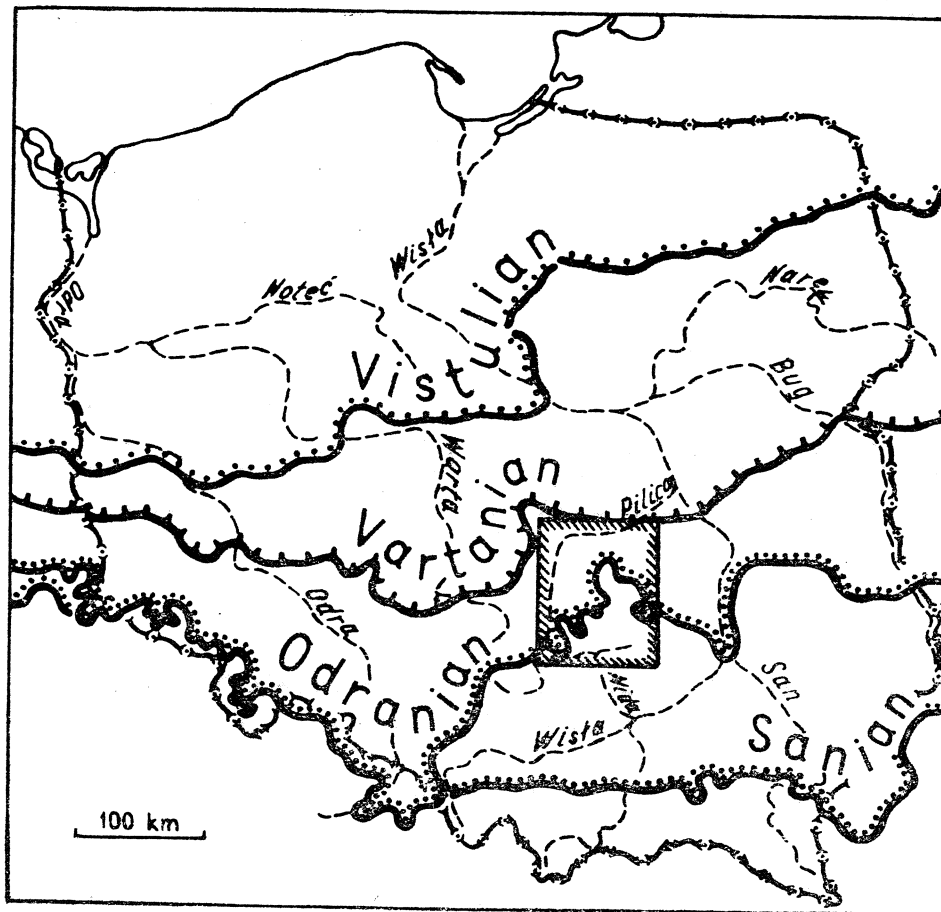


Fig. 1. Położenie analizowanego obszaru (zasięgi zlodowaceń: Sanu = Sanian = Mindel II, Odry = Odranian = Riss I, Warty = Vartanian = Riss II, Wisły = Vistulian = Würm według S. Z. Różyckiego 1972a)

Fig. 1. Situation of the studied area/extent of glaciations: San = Sanian = Mindel II, Odra = Odranian = Riss I, Warta = Vartanian = Riss II, Vistula = Vistulian = Würm, after S. Z. Różycki 1972a)

ograniczonego od zachodu i północy doliną środkowej i dolnej Pilicy, od wschodu południkiem Wąchocka, a od południa dolinami: Białej Nidy i Czarnej Nidy (fig. 1).

Danymi wyjściowymi dla tej próby były, obok publikowanych materiałów prof. S. Z. Różyckiego (1967, 1972 a, b, 1976, 1977), również ponad 10-letnie szczegółowe badania terenowe przeprowadzone na tym obszarze przeze mnie (Lindner 1967, 1970 a, b, 1971 a, b, 1972 a, b, 1976 a, b, c, 1977 a, b, c, Lindner i Braun 1974, Lindner i Kowalski 1974, Lindner i Ziemińska-Tworzydło 1974, Lindner i Głazek 1976, Lindner i Ruszczyńska-Szenajch 1977, Chlebowski i Lindner 1975, 1976, Hakenberg i Lindner 1971, 1973, Głazek et al. 1976, 1977 a, b, Giżejewski i Lindner 1977, Karaszewski et al. 1977) i naszych magistrantów oraz prace wykonane przy okazji badań geologicznych dla potrzeb Centralnej Magistrali Kolejowej. Poza badaniami kartograficzno-geologicznymi prace te obejmowały sprofilowanie kilku tysięcy odsłonień i sond geologicznych oraz analizę i zestawienie w przekroje geologiczne około

3 tys. profilów otworów wiertniczych, z których blisko połowa przebija osady czwartorzędowe.

Wykorzystano też materiały zawarte w publikacjach Borówko-Dłużakowej (1977), E. Ciuka i E. Rühlego (1952), Czarnika (1966), Czarnockiego (1927, 1931, 1950, 1975), Filonowicza (1972), Grzybowskiego (1966, 1972), Jurkiewiczowej i Mamakowej (1960), Jurkiewiczowej et al. (1973), Kowalskiego (1974, 1975, 1976), Karaszewskiego (1952), J. K. Kozłowskiego (1974), Lamparskiego (1970, 1971, 1976), Lewandowskiego et al. (1975), Lewandowskiego i Zielińskiego (1977), Łyczewskiej (1968, 1971, 1972), Makowskiej (1977), Madeyskiej (1974, 1977), Marciniak (1975), Niklewskiego (1966), Passendorfera (1931 a, b), Radłowskiej i Mycielskiej-Dowgiałło (1972, 1974), Ruszczyńskiej-Szenajch (1966), Rühlego (1952, 1956, Sobolewskiej (1952, 1956), Środonia i Gołabowej (1956), Szajna (1977) i Żołnierza (1971).

Wszystkie uzyskane dane, dzięki przeprowadzeniu przestrzennej analizy genetyczno-wiekowej poszczególnych typów osadów czwartorzędowych, pozwoliły na określenie ich pozycji stratygraficznej. Na załączonym profilu syntetycznym (fig. 2) przedstawiono jedynie pozycję plejstocennskich stanowisk paleontologicznych oraz glin zwałowych, utworów lessowych i gleb kopalnych. Natomiast na 9 kolejnych mapach (fig. 3—11) odtworzono zarys głównych, interglacialnych i glacialnych elementów paleogeomorfologicznych, przyjmując za układ odniesienia zgeneralizowany obraz obecnych wychodni skał czwartorzędowych.

ZŁODOWACENIE NARWI (GÜNZ)

Z całości zebranych materiałów wynika, że lądolód najstarszego zlodowacenia — z l o d o w a c e n i a N a r w i (fig. 2) nie dotarł do regionu świętokrzyskiego, lecz zatrzymał się na północ od doliny dolnej Pilicy (Różycki 1972a). Rejon świętokrzyski znalazł się w tym czasie w strefie peryglacialnej, odznaczającej się między innymi intensywnym rozwojem procesów zboczowych, których śladem są różnego rodzaju osady koluwalne zachowane powszechnie u podnóży większych wyniosłości, gdzie leżą na skałach przedczwartorzędowych i przykryte są lessami, osadami zastoiskowymi lub glinami zwałowymi zlodowaceń południowopolskich — Mindel (Lindner 1977 a, b). Wspomniane osady koluwalne osiągają do 20 m miąższości. W obrębie niektórych kopalnych obniżeń zostały one rozcięte erozyjnie przez system dolinny z okresu interglacjału poprzedzającego starsze zlodowacenie południowopolskie.

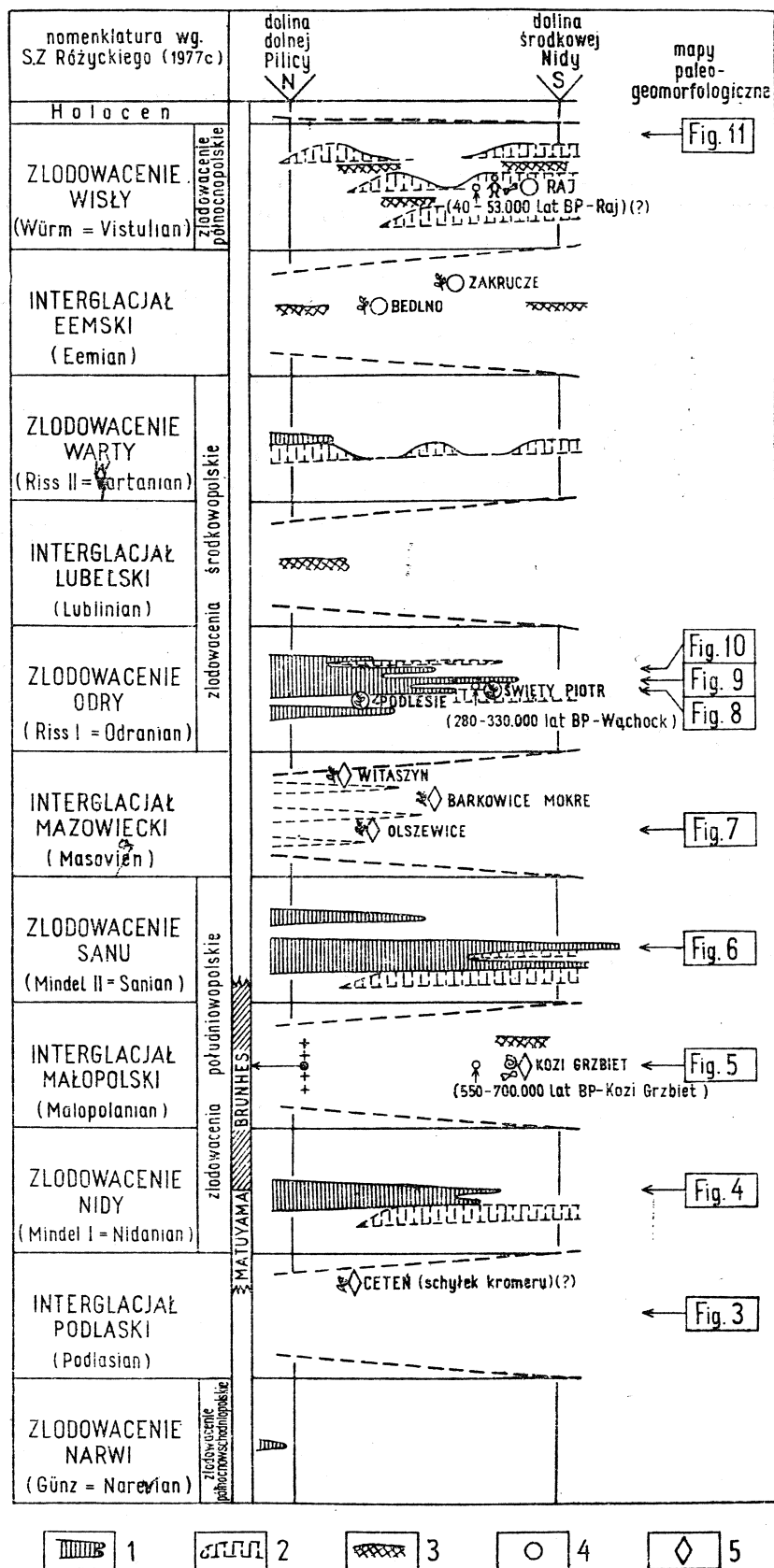


Fig. 2. Profil syntetyczny (przestrzenno-stratygraficzny) głównych typów osadów plejstocénskich zachodniej części regionu świętokrzyskiego (między doliną dolnej Pilicy na północy, a doliną środkowej Nidy na południu) 1 — gliny zwałowe; 2 — Lessy; 3 — gleby kopalne; 4 — stanowiska paleontologiczne młodszego plejstocenu; 5 — stanowiska paleontologiczne środkowego plejstocenu

Fig. 2. Synthetic (areal-stratigraphic) profile of main types of Pleistocene deposits of the western part of the Holy Cross region (between the lower Pilica valley in the north and the middle Nida valley in the south). 1 — tillits; 2 — loess; 3 — palaeosols; 4 — palaeontologic localities of the Upper Pleistocene; 5 — palaeontologic localities of the Middle Pleistocene

INTERGLACJAŁ PODLASKI

Dzięki licznym wierceniom oraz sondowaniom elektrooporowym wykonanym zarówno w północnej, jak i południowej części charakteryzowanego rejonu udało się zrekonstruować (fig. 3) system rzeczny rozcinający wspomniane wyżej osady koluwalne. Doliny tego systemu wypełnione są osadami piaszczysto-żwirowymi bez materiału skandynawskiego. W zachodniej części Gór Świętokrzyskich dna tych dolin wyznaczają najgłębiej sięgającą erozję plejstocenską, znajdują się 40—60 m poniżej obecnej powierzchni terenu oraz wyznaczają przepływ na wysokości 160—180 m npm. Natomiast w strefie położonej na N od Gór Przysusko-Niekląńskich ich dna leżą znacznie wyżej niż dna dolin z młodszych interglacjałów i znajdują się na głębokości 20—30 m od obecnej powierzchni terenu, to jest na wysokości 120—130 m npm.

Cechą charakterystyczną osadów wypełniających te doliny jest wyraźna zależność ich składu petrograficznego od występujących w sąsiedztwie skał przedczwartorzędowych. W przypadku profilu z Cetenia (fig. 2) w osadach tych zarysowuje się podział na cztery cykle erozyjno-akumulacyjne (Makowska 1977), zaś analiza palinologiczna zachowanej w nich serii organogenicznej zdaje się wskazywać na ich kromerski wiek (Borówko-Dłużakowa 1977). Makowska (1977) skłonna jest postarzyć te osady i paralelizować je z serią preglacjalną Ponurzyca określoną przez Baraniecką (1975) i Stuchlika (1975) na schyłek ochłodzenia eburonian i ocieplenia waalian.

W świetle dotychczas zebranych materiałów wydaje się, że charakteryzowany system rzeczny reprezentuje okres interglacjału bezpośrednio poprzedzającego zlodowacenia południowopolskie, a więc okres nazywany dotychczas interglacjałem kromerskim lub przasnyskim, dla którego obecnie proponuje się nazwę *interglacjał podlaski*. Doliny odwadniające w czasie tego interglacjału południową część charakteryzowanego obszaru uchodziły ku zachodowi, zapewne w stronę odżywającego wówczas potężnego rowu tektonicznego Kleszczowa koło Bełchatowa (por. Baraniecka, Sarnacka 1971, Lindner 1977 a). Natomiast doliny rozcinające w czasie tego interglacjału północną część charakteryzowanego obszaru utworzone zostały przez rzeki należące do ówczesnego dorzecza pra-Wisły.

ZLODOWACENIE NIDY (MINDEL I)

Pierwszym lądolodem skandynawskim, który wkroczył na obszar świętokrzyski, był lądolód starszej części zlodowacenia południowo-polskiego — Mindel, która to część w świetle nowych materiałów ze stanowiska interglacjalnego na Kozim Grzbiecie (Lindner, Głazek 1976, Głazek et. al. 1976, 1977 a) urasta do rangi odrębnego glaciału nazwa-

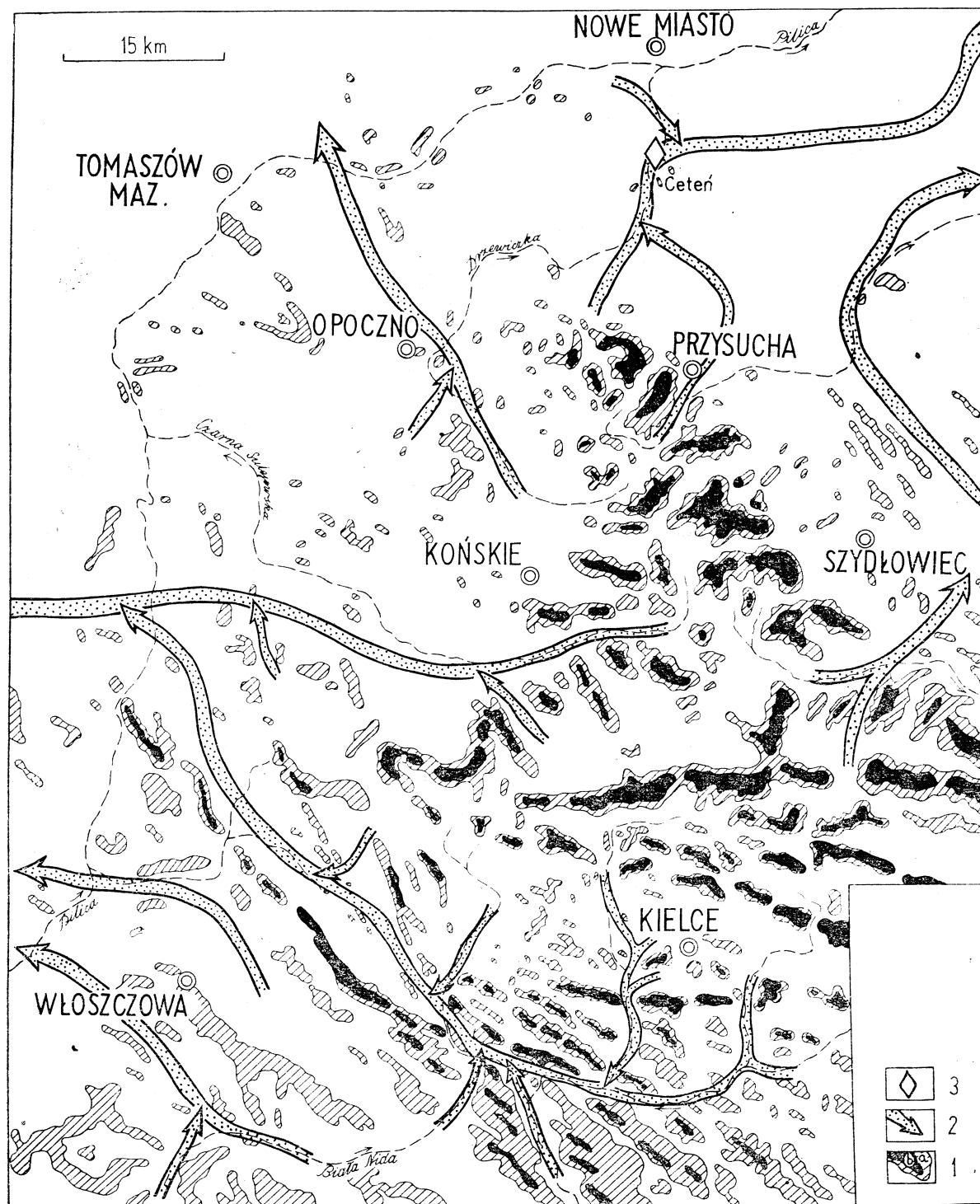


Fig. 3. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie interglacjalu podlaskiego (Cromerian = Podlasian). 1 — podłoże czwartorzędowe tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbiety silniej wyniesione (b); 2 — przebieg interglacjalnych dolin rzecznych; 3 — stanowisko paleontologiczne

Fig. 3. Western part of the Holy Cross region during the Podlasie Interglacial (Cromerian = Podlasian). 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) and more elevated crests (b); 2 — interglacial river valley system; 3 = palaeontologic locality

nego zlodowaceniem Nidy (Mindel I). W zachodniej części regionu świętokrzyskiego śladem lądolodu tego zlodowacenia jest między innymi najniżej zachowany poziom gliny zwałowej ze zmienną ilością

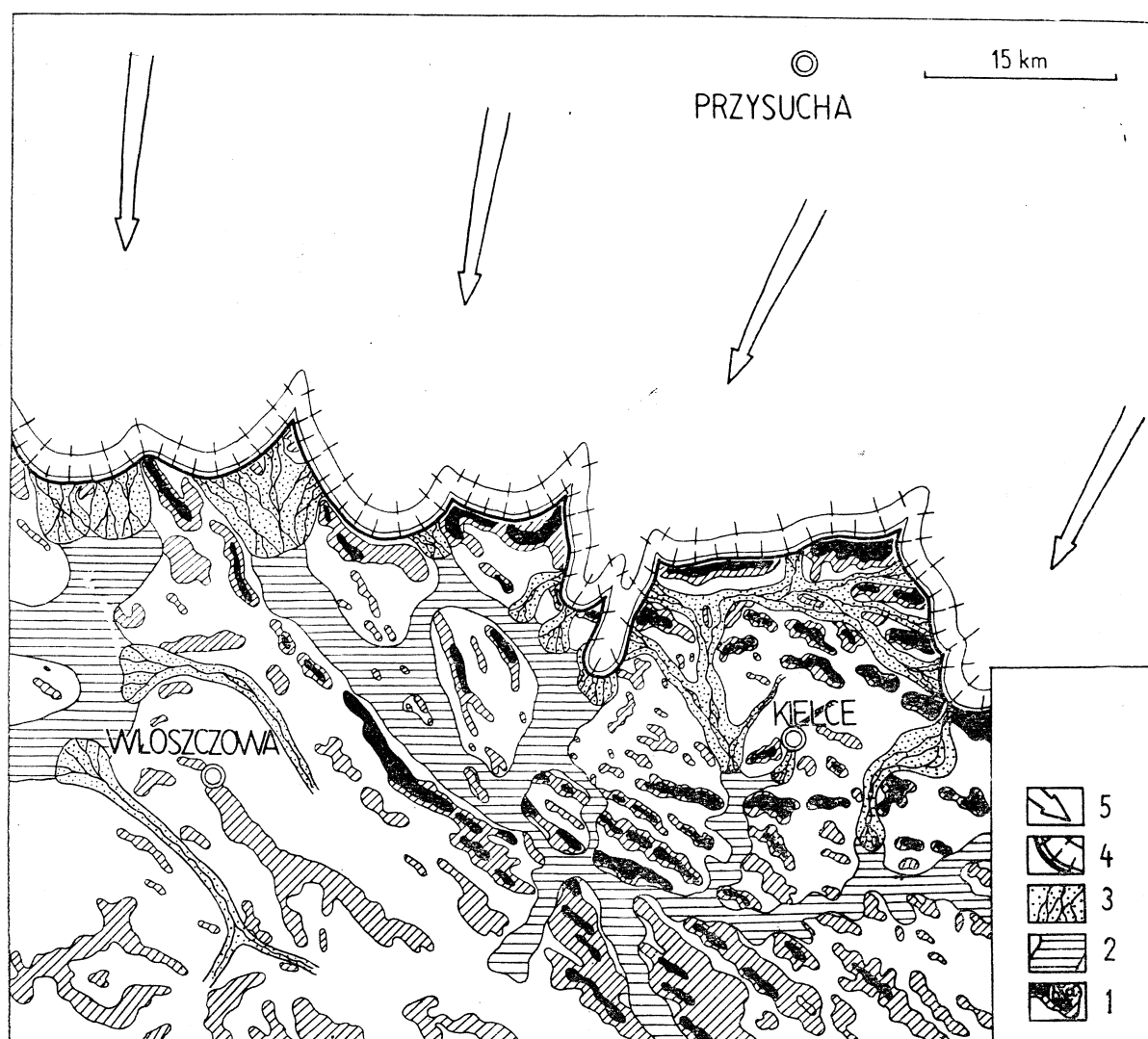


Fig. 4. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Nidy (Mindel I = Nidanian) 1 — podłoże czwartorzędowe tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbiety silniej wyniesione (b); 2 — zasięg akumulacji zastoisłkowej; 3 — zasięg akumulacji fluwialnej (proglacialnej i ekstraglacialnej); 4 — lądolód; 5 — kierunki ruchu lądolodu

Fig. 4. Western part of the Holy Cross region during maximum extent of the ice sheet of the Nida Glaciation (Mindel I = Nidanian). 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) or more elevated crests (b); 2 — area of ice-dam lacustrine accumulation; 3 — area of fluvial (proglacial and extraglacial) accumulation; 4 = ice sheet; 5 — directions of ice sheet movement

materiału skandynawskiego, stwierdzony wierceniami w zachodniej części Równiny Radomskiej (Jurkiewiczowa et al. 1973), na zachód od Końskich, na północ od Przedborza, w rejonie Radoszyc i Rudy Strawczyńskiej (Lindner 1977 a, b) oraz w rejonie Bodzentyna (por. Czarnocki 1950, 1975, Łyczewska 1971).

Analiza rozprzestrzenienia tej gliny oraz równowiekowych jej osadów fluwioglacjalnych i zastoiskowych akumulowanych w jeziorzyskach zaporowych, spiętrzanych przez lądolód w starszych dolinach do wysokości 230—240 m n.p.m. dała możliwość odtworzenia maksymalnego zasięgu zlodowacenia Nidy (fig. 4). Brak we wspomnianej glinie głazików z wapieni tortońskich przy znacznej ilości piaskowców triasowych i liasowych świadczy z jednej strony, że pierwotny zasięg morza tortońskiego nie sięgał na północ tak daleko, jakby to mogło wynikać z sugestii Liszkowskiego (1972, 1976), a z drugiej strony zdaje się być dodatkowym argumentem wskazującym na możliwość transportu tych wapieni przez młodszy lądolód wkraczający na obszar kielecki od wschodu południowego wschodu, skąd miał możliwość pobierania występujących tam *in situ* wapieni tortońskich (por. Czarnocki 1931, Łyczewska 1971, S. Z. Różycycki 1972 a, J. Głazek et al. 1976). Zarówno rozprzestrzenienie omawianej gliny, jak też skład petrograficzny zawartej w niej głazików świadczy, że lądolód zlodowacenia Nidy nasuwał się w zachodniej części regionu świętokrzyskiego z północy, tak jakby nie przeszkadzały mu kulminacje Gór Przysusko-Niekląńskich, i oparł się w swym maksymalnym zasięgu o pasma wzniesień o orientacji mniej lub bardziej równoleżnikowej.

INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI

Glina zwałowa zlodowacenia Nidy oraz osadzone na S od jej maksymalnego zasięgu równowiekowe osady zastoiskowe i fluwioglacjalne są rozcięte erozyjnie, a utworzone w ten sposób obniżenia wypełnia kilkunastometrowa seria piaszczysto-żwirowa z materiałem skandynawskim. Seria ta jest pozostałością wyraźnego przepływu rzeczno rozwiniętego zarówno w południowej, jak i w północnej części charakteryzowanego obszaru (fig. 5). W starszych opracowaniach skłonny byłem przepływ ten interpretować jako ślad interstadialnej działalności rzecznej (Lindner 1977 a, b.). Dopiero ostatnio odkryte i wnikliwie zbadane krasowe stanowisko faunistyczne na Kozim Grzbiecie (Wódkowski 1971, K. Kowalski 1975, K. Kowalski in. Bartolomei et. al. 1975, Głazek et. al. 1976, 1977 a, b, c, Lindner, Głazek 1976, Rzebik-Kowalska 1976, Stworzewicz 1976, Młynarski 1977), a zwłaszcza możliwość powiązania występujących w nim osadów z osadami lodowcowymi oraz interglacjalny charakter zachowanej fauny, jej wiek bezwzględny określony metodą FCl/P na około 700—550000 l. BP i wyniki badań paleomagnetycznych (fig. 2) upoważniają do zmiany wspomnianej wyżej interpretacji i uznania utworzonego wówczas systemu dolinnego za ślad procesów rzecznych w i n t e r g l a c j a ł e m a ł o p o l s k i m, dzielącym zlodowacenie południowopolskie na dwa odrębne zlodowacenia.

W północnej części analizowanego regionu doliny rzeczne interglacjału małopolskiego zostały utworzone przez rzeki będące dopływami

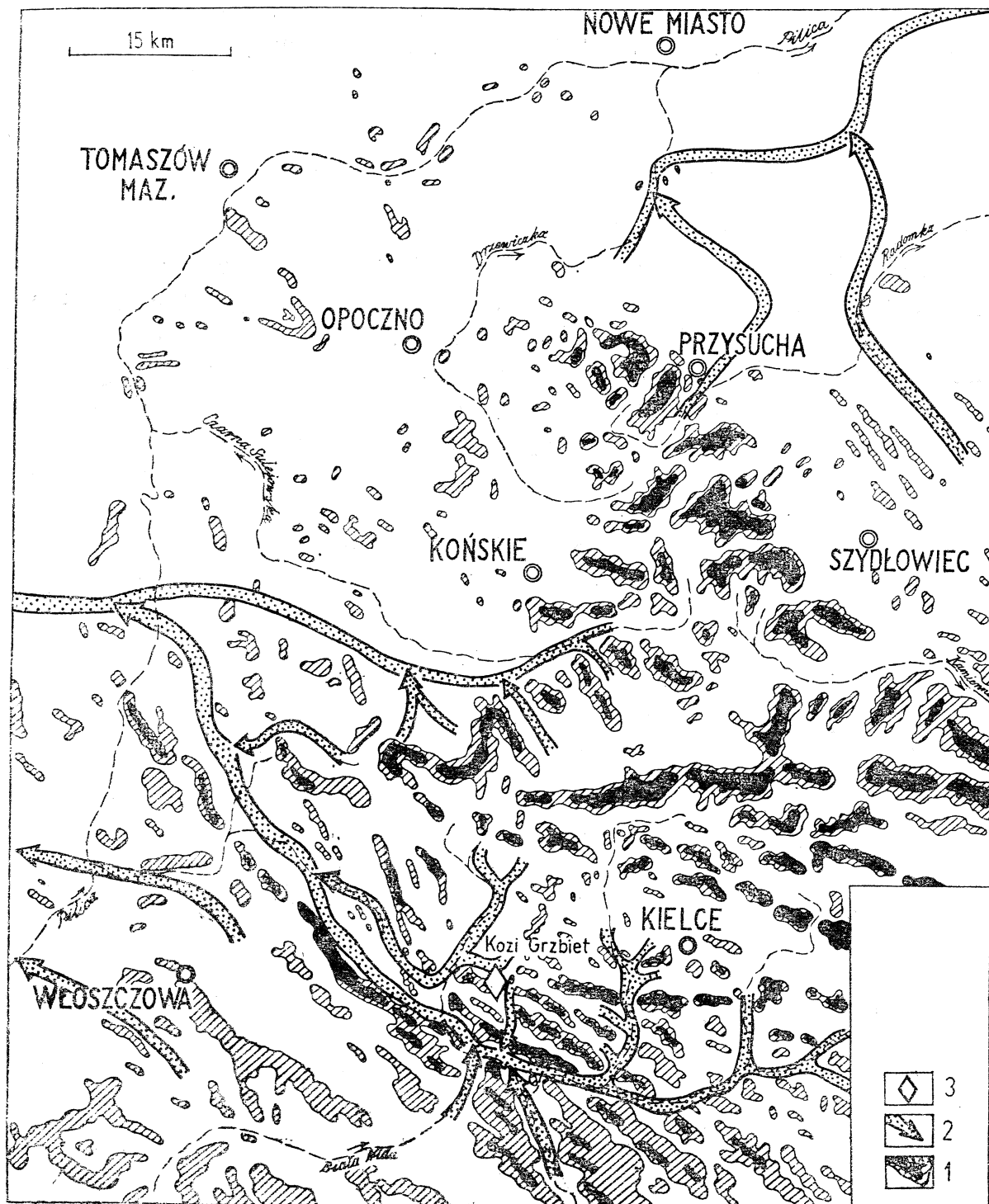


Fig. 5. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie interglacjału małopolskiego (Kości Grzbiet = Małopolska). 1 — podłoże czwartorzędowe tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbiety silniej wyniesione (b); 2 — przebieg interglacialnych dolin rzecznych; 3 — stanowisko paleontologiczne

Fig. 5. Western part of the Holy Cross region during the Małopolska Interglacial (Kości Grzbiet = Małopolska). 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) or more elevated crests (b); 2 — interglacial river valley system; 3 — palaeontologic locality

ówczesnej pra-Wisły. Dna tych dolin znajdują się nieco głębiej niż w przypadku interglacjału podlaskiego, lecz nie tak głęboko jak w interglacjale mazowieckim. W południowej części analizowanego rejonu doli-

ny interglacjału małopolskiego, mimo pewnych przesunięć w stosunku do dolin starszych, są od nich płytsze i w dalszym ciągu uchodzą ku zachodowi.

ZŁODOWACENIE SANU (MINDEL II)

Kolejne narastanie lądolodu skandynawskiego, tym razem w młodszej części zlodowacenia południowopolskiego, określonej jako zlodowacenie Sanu, zaznaczyło się w zachodniej części regionu świętokrzyskiego akumulacją między innymi lessów i mułków lessowych. Osady te spoczywają na seriach rzecznych interglacjału małopolskiego oraz starszych utworach lodowcowych i zboczowych, a przykryte są ilami warwowymi, piaskami fluwioglacjalnymi oraz miejscami dwudzielną gliną zwałową (fig. 2). Jak wykazały liczne przekroje geologiczne, dwudzielność tej gliny nie jest zjawiskiem ciągłym. Występuje ona na południe od głównych pasm Gór Świętokrzyskich i ograniczona jest do stosunkowo szerokich stref (5—15 km) wokół wyniosłości przekraczających 250 m npm.

Początkowo sądzono, że wspomniana dwudzielność glin reprezentuje dwa odrębne zlodowacenia (Czarnocki 1927, 1931) lub dwa stadiały w obrębie zlodowacenia krakowskiego (m. in. Klimaszewski 1952, Łyczewska 1971, S. Z. Różycki 1972 a, b). W świetle ostatnio zebranych materiałów (Lindner 1977 a), wydaje się, że gliny te odpowiadają dwu fazom w obrębie zlodowacenia Sanu: starszej — przedmaksymalnej i młodszej — maksymalnej.

Z analizy rozprzestrzenienia tych glin oraz pozostałych po nich osadów rezidualnych a także podścielających i przykrywających je osadów widać, że zachodnia część Gór Świętokrzyskich była każdorazowo najpóźniej zlodowacona. Występują tam między innymi ślady najwyżej spiętrzanych przez lądolód jeziorzysk zaporowych (fig. 6) oraz wielokrotnie stwierdzona w glinach zwałowych obecność ogładzonych okruchów wapieni tortońskich oraz okruchów świętokrzyskich skał paleozoicznych. Fakty te zdają się potwierdzać poglądy m. in. Siemiradzkiego (1888), Czarnockiego (1927, 1931), Łyczewskiej (1971), S. Z. Różyckiego (1972 a) odnośnie do przyniesienia tych okruchów przez lądolód wkraczający do zachodniej części Gór Świętokrzyskich od wschodu i południowego-wschodu (mapa 4), a więc z obszarów gdzie wspomniane skały występują *in situ*. W świetle materiałów zebranych ostatnio przez Lamparskiego (1976) wydaje się ponadto możliwym, iż w momencie maksymalnego rozwoju zlodowacenia Sanu napierający z północy lądolód skandynawski mógł przekroczyć Pasma Łysogórskie. Taka interpretacja kierunków ruchu lądolodu zlodowacenia Sanu w zachodniej części Gór Świętokrzyskich, przy jednoczesnym wkraczaniu głównej masy tego lądolodu na analizowany obszar od północno-zachodu (fig. 6) nakazuje

liczyć się z możliwością połączenia obu wspomnianych mas lodowych w strefie jakby „szwa lodowego” ciągnącego się od okolic Morawicy, Zelejowej i Miedzianki przez zachodnią część Padołu Strawczyńskiego, zachodnią część Pasma Oblegorskiego aż do kulminacji we wschodniej części Gór Mniowskich.

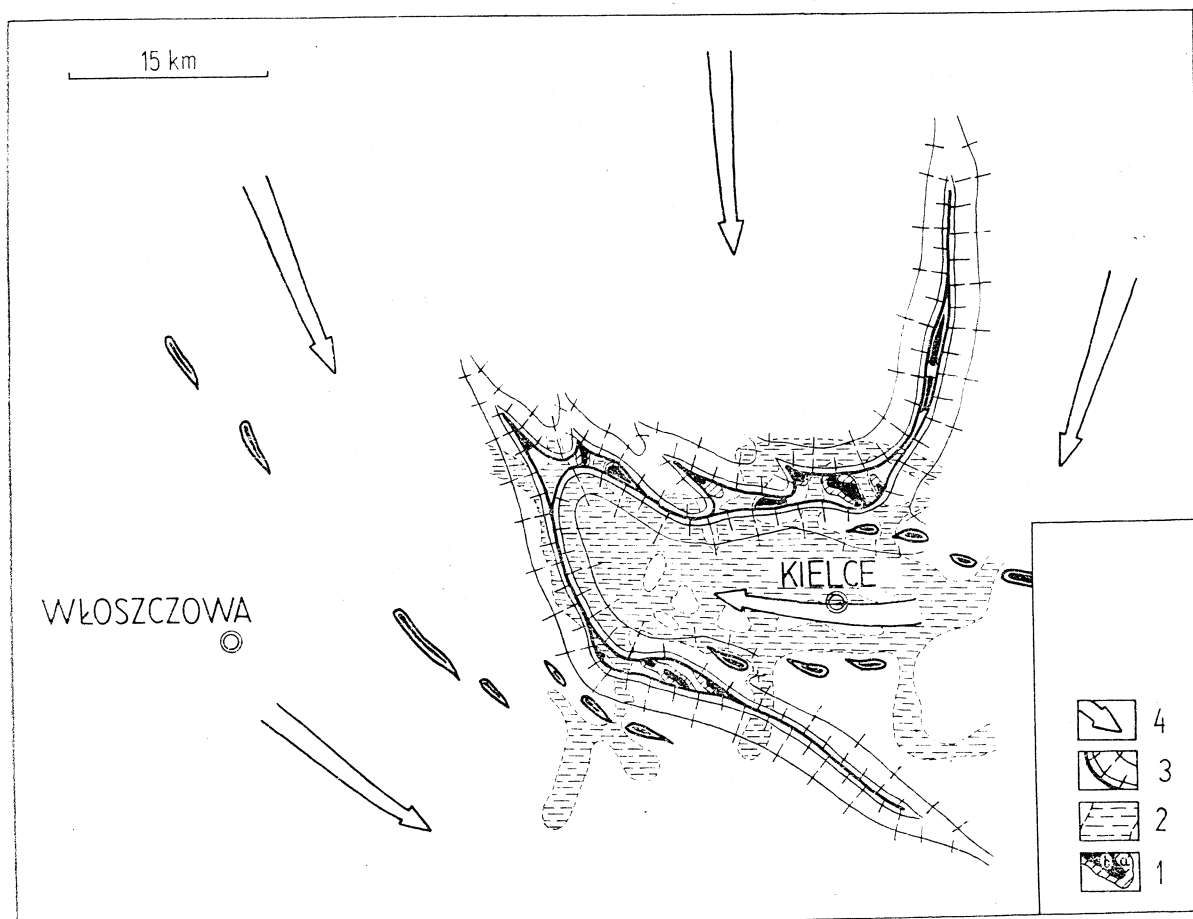


Fig. 6. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Sanu (Mindel II = Sanian). 1 — podłoże czwartorzędu tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbiety silniej wyniesione (b); 2 — zasięg akumulacji zastoiszkowej; 3 — lądolód; 4 — kierunki ruchu lądolodu

Fig. 6. Western part of the Holy Cross region during maximum extent of the ice sheet of the San Glaciation (Mindel II = Sanian). 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) or more elevated crests (b); 2 — area of ice-dam lacustrine accumulation; 3 — ice sheet; 4 — directions of ice sheet movement

Mimo znacznej miąższości lądolodu w czasie maksymalnej fazy omawianego zlodowacenia, którego czoło oparło się o Karpaty, w strefie wspomnianego „szwa lodowego” istniały warunki do powstania oaz śródlodowych oraz wolnych od lodu tzw. wklęsłych form nunatakowych (Lindner, W. Kowalski 1974, Lindner 1977 c). Zarówno jedne, jak i drugie w momencie maksymalnego rozwoju lądowego oraz jego zaniku były miejscem najwyższej sięgającej akumulacji kemowej. Jednym z lepszych przykładów tej akumulacji są piaski i mułki sięgające w Pasmie Obłę-

gorskim do 420 m npm. (Lindner 1971b, 1977a), a na zboczu Miedzianki do wysokości 320 m npm. (Radłowska, Mycielska-Dowgiałło 1972, 1974, Lindner 1977 c). Z procesem zaniku lądolodu maksymalnej fazy zlodowacenia Sanu wiązała się również akumulacja niżej zachowanych piasków kemowych (Lindner 1977a), oraz pagórków żwirowo-piaszczystych będących zapewne szczątkami moren martwego lodu lub form szczelinowych.

Kolejno młodszy poziom gliny zwałowej zlodowacenia Sanu, odpowiadający przypuszczalnie jego młodszemu stadiu lub fazie pomaksymalnej, wykształcony jest jedynie w północnej części regionu świętokrzyskiego (fig. 2). Powyżej tego poziomu, w rejonie Wyśmierzyc zachowany jest kompleks osadów z serią organogeniczną reprezentującą interglacjał mazowiecki (Jurkiewiczowa et al. 1973).

INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI

Procesy erozyjne zapoczątkowane w regionie świętokrzyskim pod koniec zlodowacenia Sanu osiągnęły maksimum swego rozwoju w przedoptymalnej części interglacjału mazowieckiego (Grzybowski 1966, 1972, Lindner 1971, 1977a). W zachodniej części tego rejonu śladem tych procesów są głębokie doliny rzeczne, których przebieg ukazano na fig. 7. Na mapie tej ukazano także stanowiska organogeniczne omawianego interglacjału, z których większość została już opracowana (Passendorfer 1931 a, Ciuk i Rühle 1952, Sobolewska 1952, 1956, Rühle 1952, 1956, Jurkiewiczowa, Mamakowa 1960, Jurkiewiczowa et al. 1973).

Doliny ukazane na fig. 7 wypełnia od 10 do 30 m gruba seria piaszczysto-żwirowa, w obrębie której Różycki (1964) wyróżnił cztery główne cykle erozyjno-akumulacyjne, z których każdy rozpoczyna się materiałem żwirowym, a kończy mułami lub wyżej wspomnianymi utworami organogenicznymi.

W południowej części analizowanego obszaru dna dolin rzecznych z interglacjału mazowieckiego leżą na głębokości 20—30 m poniżej obecnej powierzchni terenu i układają się od około 220 m npm. w dorzeczu Bobrzy do około 200 m npm. w dorzeczu Wiernej Rzeki i około 150—136 m npm. w strefie dorzecza środkowej Pilicy na północ od Przeborza. Doliny te uchodziły ku zachodowi i być może stanowiły wschodnią część dorzecza rzeki interglacialnej, której dno w strefie dorzecza Widawki znajduje się na wysokości 100—117 m npm. (por. Baraniecka, Sarnacka 1971).

W północnej części analizowanego obszaru doliny rzeczne tego okresu odznaczają się jeszcze większą głębokością. Nierzadko ich dna znajdują się na głębokości 40—60 m poniżej obecnej powierzchni terenu i układają się na wysokości od 160 m npm. w okolicy Szydłowca i 140 m npm. w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego do około 90 m npm. w okolicy Nowego Miasta i 70 m npm. koło Witaszyna. W północnej części analizo-

Tak głęboko sięgająca erozja interglacialna była zapewne wynikiem ówczesnych ruchów wznoszących w strefie Gór Przysusko-Niekląńskich (nazywanych także Garbem Gieleniowskim), stanowiących jakby południową część struktury wału środkowopolskiego. Ruchy te mogły odbywać się na zasadzie odnawiania linii nieciągłości laramijskich i w efekcie doprowadzić do utworzenia wyraźnej strefy krawędziowej NW—SE ciągnącej się od Drzewicy i Przysuchy w stronę Skarżyska (fig. 7) i dalej ku południowemu-wschodowi. W okresie młodszego zlodowacenia strefa ta była jedną z najpoważniejszych przeszkód na drodze transgresji lądolodu.

ZŁODOWACENIE ODRY (RISS I)

Jednym z bezpośrednich dowodów zbliżania się do analizowanego obszaru lądolodu tego młodszego zlodowacenia, dla którego proponuje się nazwę zlodowacenia Odry, jest pojawienie się osadów zastoiskowych w stropie serii rzecznej interglacjału mazowieckiego. Akumulacja tych osadów odbywała się w rozległych jeziorzyskach zaporowych utworzonych na skutek zatamowania dolnych odcinków dolin interglacialnych przez wkraczające w nie masy lądolodu. Z rozprzestrzenienia tych osadów wynika, że najstarsze z nich tworzyły się w czasie transgresji i na przedpolu lądolodu, którego czoło musiało sięgać co najmniej kilkanaście kilometrów na południe od doliny dolnej Pilicy pozostawiając po sobie oddzielny poziom gliny zwałowej (fig. 2). Okres ten najprawdopodobniej odpowiada przedmaksymalnemu stadiu zlodowacenia Odry, który E. Rühle (1970) nazwał stadiem Krzny.

W zachodniej części Równiny Radomskiej, w profilu z Podlesia (fig. 2), powyżej gliny zwałowej tego stadiu stwierdzono (Jurkiewiczowa et al. 1973) serię międzymorenową z gytą. Z przeprowadzonej przez K. Mamakową analizy palinologicznej tych osadów wynika, że mogą one reprezentować okres interstadialny poprzedzający maksymalny stadiu zlodowacenia Odry.

Z okresem transgresji lądolodu maksymalnego stadiu — Radomki, w obrębie zlodowacenia Odry wiąże się obok akumulacji lessów ponowne tworzenie jeziorzysk zaporowych. Starszy moment akumulacji w obrębie tych jeziorzysk odpowiada fazie przedmaksymalnej — Końskich stadiu Radomki, w czasie której czoło lądolodu oparło się o zachodnią część Pasma Przedborskiego oraz podnóża Gór Radoszyckich i Przysusko-Niekląńskich, (fig. 8), pozostawiając tam oddzielny poziom gliny zwałowej (fig. 2).

Zanik tego lądolodu w czasie interfazy przedmaksymalnej objął pas o szerokości 4—15 km. Ślady zniszczenia powierzchni uprzednio osadzonej gliny zwałowej dowodzą ówczesnego rozwoju procesów erozyjno-de-

nudacyjnych. W zachodniej części Niecki Włoszczowskiej odpowiednikiem tego okresu jest nie tylko chwilowe spłynięcie tzw. zastoiska koniecpolskiego (Czarnik 1966), ale również akumulacja serii organogenicznej, która w profilu Święty Piotr (fig. 2) dobrze charakteryzuje interfazowe warunki klimatyczne (Niklewski 1966, Marciniak 1975).

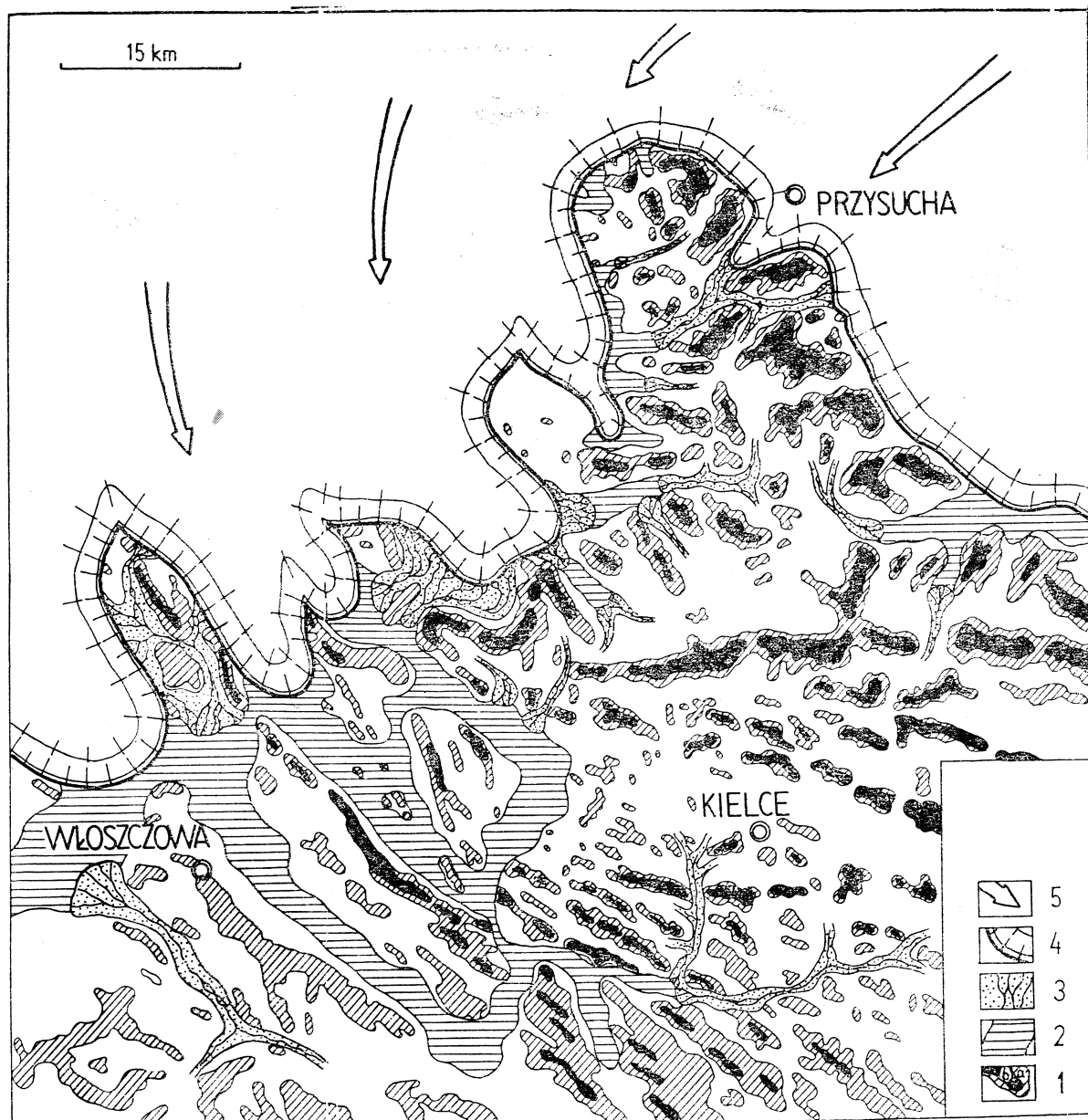


Fig. 8. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu fazy przedmaksymalnej (Końskich) zlodocenia Odry (Riss I = Odranian). 1 — podłoże czwartorzędu tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbiety silniej wyniesione (b); 2 — zasięg akumulacji zastoiskowej; 3 — zasięg akumulacji fluwialnej (proglacialnej i ekstraglacialnej); 4 — lądolód; 5 — kierunki ruchu lądolodu

Fig. 8. Western part of the Holy Cross region during the maximum extent of the ice sheet of the pre-maximum (Końskie) phase of the Odra Glaciation (Riss I = Odranian). 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) or more elevated crests (b); 2 — area of ice-dam lacustrine accumulation; 3 — area of fluvial (proglacial and extraglacial) accumulation; 4 — ice sheet; 5 — directions of ice sheet movement

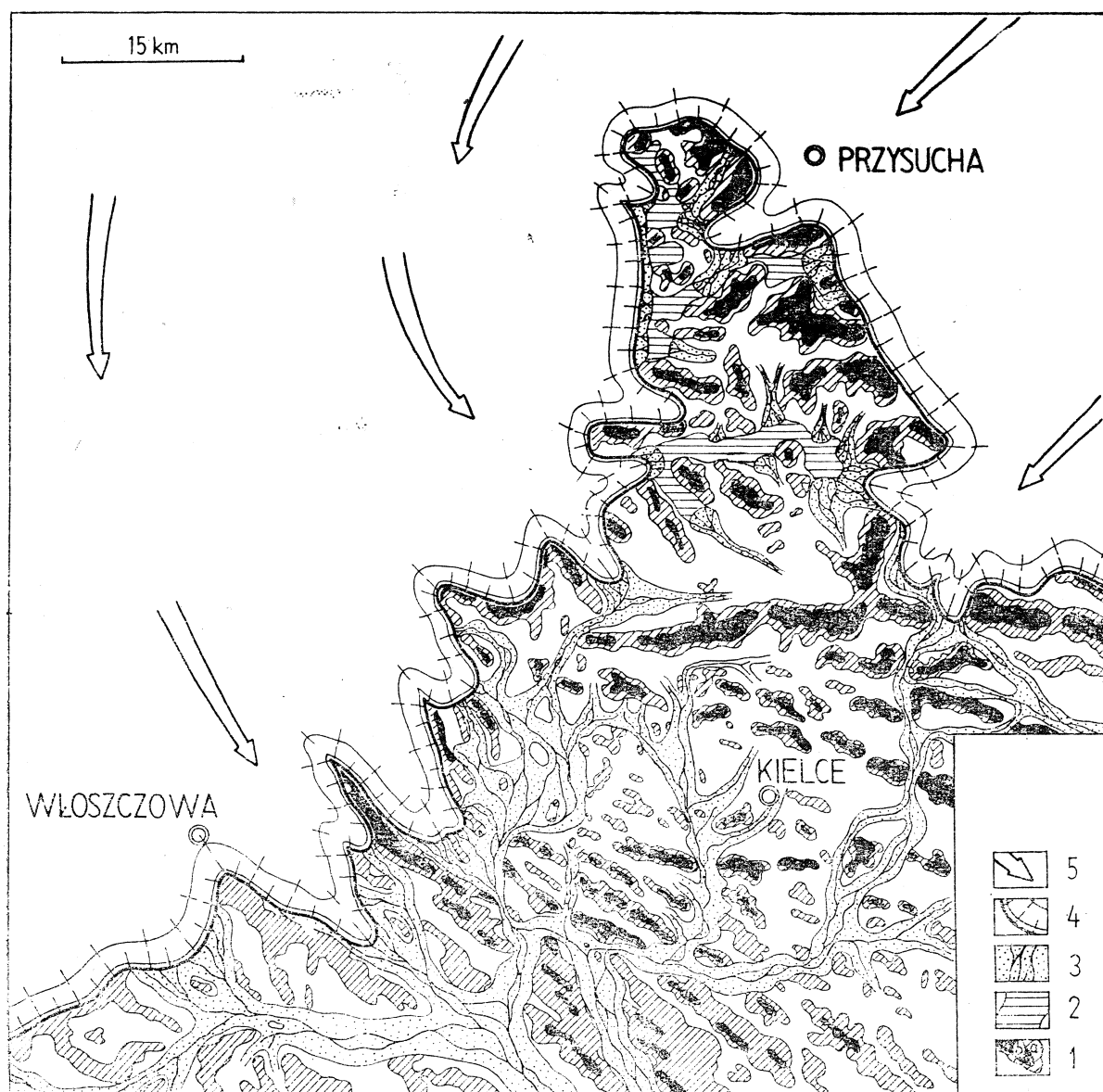


Fig. 9. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu fazy maksymalnej (Gowarczowa) zlodowacenia Odry (Riss I = Odranian). 1 — podłoże czwartorzędu tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbiety silniej wyniesione (b); 2 — zasięg akumulacji zastoiiskowej; 3 — zasięg akumulacji fluwialnej (proglacialnej i ekstraglacialnej); 4 — lądolód; 5 — kierunki ruchu lądolodu

Fig. 9. Western part of the Holy Cross region during the maximum extent of the ice sheet of the maximum (Gowarczów) phase of the Odra Glaciation (Riss I = Odranian). 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) or more elevated crests (b); 2 — area of ice-dam lacustrine accumulation; 3 — area of fluvial (proglacial and extraglacial) accumulation; 4 — ice sheet; 5 — directions of ice movement

Transgresja lądolodu fazy maksymalnej — Gowarczowa spowodowała ponowne zatamowanie wód dolinnych i utworzenie jeziorzysk zaporowych, które w momencie maksymalnego zasięgu lądolodu tej fazy, a tym samym i zlodowacenia Odry (fig. 9), zostały zepchnięte w górne odcinki dolin rozcinających Góry Przysusko-Niekląnskie (Lindner 1971 a, 1977). Natomiast większość dolin w środkowej i południowo-wschodniej

części charakteryzowanego rejonu była w momencie maksymalnego zasięgu lądolodu wykorzystywana przez wody proglacjalne kierujące się w stronę doliny Nidy, dziedziczącej od tego momentu odpływ ku południowi. Śladem tego przepływu są piaski i żwiry, nadbudowane miejscami bocznymi stożkami napływowymi i wraz z nimi zachowane na wysokości 250—270 m n.p.m., to jest 20—30 m nad obecnymi dnami dolin. W dorzeczu Bobrzy, w górnej części wspomnianych osadów rozwinięte są liczne struktury mrozowe (Giżejowski, Lindner 1977) związane z ówczesnymi warunkami peryglacjalnymi.

Przedstawiony na mapie 7 maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Odry został wyznaczony w oparciu o szczegółowe kartowanie geologiczne rozprzestrzenienia gliny zwałowej tego zlodowacenia, zakorzenionych w niej form czołowomorenowych oraz powierzchni odpływu wód proglacjalnych. Z danych uzyskanych tą drogą wynika, że w momencie maksymalnego zasięgu lądolodu jego „stopa” w zachodniej części charakteryzowanego obszaru sięgała do wysokości 240—280 m n.p.m. a w części północno-wschodniej do 300—330 m n.p.m. (Lindner 1971 a, 1977 a). Zróżnicowanie to warunkowane było głównym naporem mas lodowych z NE (por. Lamparski 1971, Lindner 1971 a, S. Z. Różycki 1976) oraz w miarę swobodnym opływaniem od zachodu Gór Przysusko-Niekląńskich, Gór Radoszyckich i Pasma Przedborsko-Małoskiego (Lindner 1976 a).

Niezwykle interesujące okazały się także wnioski wypływające z określenia metodą termoluminescencji wieku bezwzględnego piasków podglinowych w profilu Wąchocka (fig. 2). Uzyskana przez M. Prószyńskiego (vide Karaszewski et al. 1977) data 280 tys. do 330 tys. lat BP świadczy, że wyżej występująca glina zwałowa została pozostawiona przez lądolód zlodowacenia Odry, który musiał w tym rejonie przekroczyć dolinę Kamiennej, a więc sięgać dalej na południe niż to przyjmuje S. Z. Różycki (1967, 1972 a) i Bartosik (1970).

Zanik lądolodu maksymalnej fazy zlodowacenia Odry miał charakter etapowy (fig. 10). Etapowość ta podkreślona jest kilkoma poziomami tarasów marginalnych (Lindner 1970 a,) będących rezultatem akumulacyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacialnych szukających odpływu wzdłuż czoła lądolodu, między jego masą a wyniosłościami podłoża znajdującymi się na przedpolu. Zdaniem S. Z. Różyckiego (1972 a) w czasie interfazy pomaksymalnej — Wolanowa zanik ten doprowadził do odsłonięcia strefy o szerokości 20—25 km.

Ponowna transgresja lądolodu zlodowacenia Odry w czasie pierwszej, pomaksymalnej fazy — Wieniawy, doprowadziła do utworzenia strefy czołowej w odległości 10—30 km od zasięgu lądolodu fazy maksymalnej (fig. 10). Poza osobnym poziomem gliny zwałowej (fig. 2) zasięg lądolodu fazy Wieniawy wyznacza wyraźny ciąg form czołowomorenowych oraz znajdujące się na zewnątrz od niego powierzchnie odpływu fluwio-glacialnego głównie o charakterze dolin marginalnych (fig. 10). Jedynie

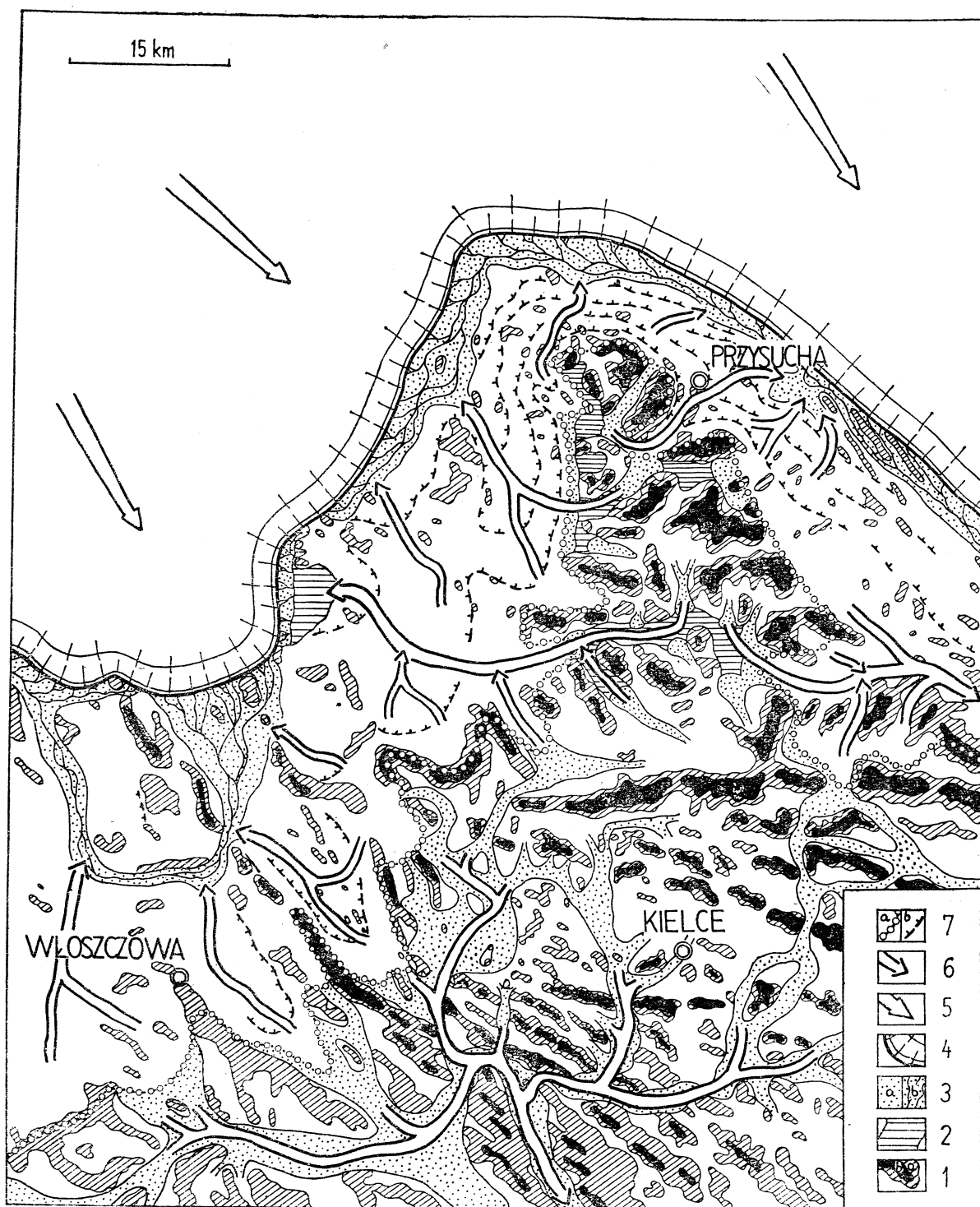


Fig. 10. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomaksymalnej (Wieniawy) zlodowacenia Odry (Riss I = Odranian) z uwzględnieniem niektórych elementów fazy maksymalnej tego zlodowacenia. 1 — podłoże czwartorzędu tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbiety silniej wyniesione (b); 2 — zasięg akumulacji zastoiiskowej; 3 — zasięg akumulacji fluwialnej (proglacialnej i ekstraglacialnej) w okresie fazy maksymalnej (a) i fazy pomaksymalnej (b); 4 — lądolód; 5 — kierunki ruchu lądolodu; 6 — kierunki odpływu wód ekstraglacialnych; 7 — zasięg lądolodu fazy maksymalnej (a) i etapów jego zaniku (b)

Fig. 10. Western part of the Holy Cross region during the maximum extent of the ice sheet of the Wieniawa (first after the maximum) phase of the Odra Glaciation (Riss I = Odranian) considering some elements of the maximum phase of this glaciation. 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) or more elevated crests (b); 2 — area of ice-dam lacustrine accumulation; 3 — area of fluvial (proglacial and extraglacial) accumulation during maximum phase (a) and the next one (b); 4 — ice sheet; 5 — directions of the ice sheet movement; 6 — directions of outflow of extraglacial streams; 7 — extent of the ice sheet of the maximum phase (a) and of its retreating stages (b)

między Fałkowem a Żarnowem ówczesna sytuacja paleogeomorfologiczna stworzyła warunki dla utworzenia niewielkiego jeziorzyska zaporowego w dorzeczu Czarnej Sulejowskiej. Zarówno wymienione wyżej doliny marginalne, jak też wspomniane jeziorzysko, zbierały także wody ekstraglacialne spływające zarówno z Gór Przysusko-Niekląńskich, zachodniej części Gór Świętokrzyskich, jak też Niecki Włoszczowskiej (fig. 10). W zachodniej części Gór Świętokrzyskich wody te rozcinały powierzchnie zasypania dolinnego z okresu maksymalnej fazy zlodowacenia Odry dając ostatecznie powierzchnię IV tarasu o wysokości względnej od 6—8 m w górnych odcinkach dolin do 12—18 m w dolinie środkowej Nidy.

Wyższe położenie gliny zwałowej fazy Wieniawy w północno-zachodniej części analizowanego obszaru niż w części północno-wschodniej może świadczyć, że tym razem główny napór lądolodu skierowany był z NW (fig. 10).

W kolejnej interfazie — Przytyka, według S. Z. Różyckiego (1972 a) zasięg aktywnego lodu zlodowacenia Odry zmniejsza się tym razem o około 30—40 km, by w młodszej fazie pomaksymalnej — Odrzywoła zbliżyć się na odległość 7—12 km w stosunku do położenia w fazie Wieniawy (fig. 11).

INTERGLACJAŁ LUBELSKI

Dalej postępujący zanik lądolodu zlodowacenia Odry doprowadził w czasie interstadiału Pilicy — obecnie podniesionego do rangi interglacialu lubelskiego (por. Środoń 1969), do rozwoju procesów erozyjno-denudacyjnych, których pozostałością na badanym obszarze jest z jednej strony szeroko rozwinięty cokół erozyjny najwyższego tarasu rzecznoego w dorzeczu Czarnej Sulejowskiej (Lindner 1971 a), a z drugiej strony bruk gładowo-rumoszowy utworzony w stropie dopiero co osadzonych glin zwałowych, dobrze widoczny między innymi w profilu Wąchocka (Karaszewski et al. 1977), oraz gleby kopalne (Różycki 1967) (fig. 2).

Na północ od doliny dolnej Pilicy z okresem tym wiąże się utworzenie systemu dolinnego z wcięciami erozyjnymi rzędu kilkunastu metrów. W rejonie Piotrkowa i Rzeczyca linie tych dolin są prawie identyczne z poprzednio tam istniejącymi obniżeniami, natomiast w rejonie Warki ówczesna dolina skierowana jest ku wschodowi (Ruszczyńska-Szenajch 1966).

ZŁODOWACENIE WARTY (RISS II)

Śladem ostatniego ze zlodowaceń skandynawskich, które dotarło do północnych krańców regionu świętokrzyskiego, jest glina zwałowa stadiału Warty (fig. 2) podniesionego do rangi zlodowacenia Warty.

W strefie krawędziowej doliny dolnej Pilicy w kilku miejscach glina ta pokrywa utwory lessowe (Karaszewski 1952, Ruszczyńska-Szenajch 1966) których odpowiednikiem wiekowym są zapewne kopalne pokrywy piaszczysto-pylaste, stwierdzone w spągu gleby interglacjału eemskiego w profilu Wąchocka (Karaszewski et al. 1977) oraz górny poziom tzw. lessów starszych występujących dosyć powszechnie na obszarze Wyżyny Małopolskiej (por. Jersak 1973, 1976). Śladem akumulacji dolinnej z tego zlodowacenia jest najprawdopodobniej najwyższy taras rzeczny w dolinie Czarnej Sulejowskiej, osiągający w środkowym odcinku tej doliny do 5—7 m wysokości względnej (Lindner 1971 a).

INTERGLACJAŁ EEMSKI

Procesy erozyjne zapoczątkowane w kataglacialnej części zlodowacenia Warty osiągnęły maksimum rozwoju w interglacjale eemskim. W okresie tego interglacjału, większość rzek charakteryzowanego rejonu dąży do odgrzebania swych starszych, interglacialnych założeń dolinnych. W wielu jednak przypadkach rzeki te, będąc zmuszone do dziedziczenia przepływu z okresu zlodowacenia Odry lub zlodowacenia Warty, zaczynają wcinąć się w podłoże zbudowane ze skał przedczwartorzędnych. Najlepszymi przykładami tego rodzaju sytuacji są przełomowe odcinki dolin: środkowej Nidy koło Sobkowa, Wiernej Rzeki koło Bocheńca, Bobrzy koło Górek Szczukowskich, Drzewiczki między Opoczmem a Drzewicą, Brzuśni koło Rozwad, czy Radomki koło Skrzynna (fig. 11).

W zachodniej części regionu świętokrzyskiego dna dolin eemskich znajdują się na głębokości 10—20 m pod powierzchnią tarasów zalewowych. Zapelnienie tych dolin utworami aluwialnymi wiąże się głównie z poptymalną częścią interglacjału (Hakenberg, Lindner 1971) i było kontynuowane w czasie zlodowacenia północnopolskiego aż do utworzenia powierzchni tarasu III (fig. 11).

W tym czasie, gdy w dolinach rzecznych rozwijały się interglacialne procesy erozyjno-akumulacyjne, w licznych zagłębieniach bezodpływowych pochodzenia lodowcowego (Bedlno) czy krasowego (Zakrucze) gromadziły się osady organogeniczne (fig. 2) (Passendorfer 1931 b, Środoń, Gołabowa 1956, Lindner, Ziemińska-Tworzydło 1974), a na pozostałym obszarze rozwijały się procesy wietrzeniowo-glebowe, których przykładem mogą być gleby kopalne (fig. 2) zachowane m. in. pod młodszymi lessami w Politowie (Lindner 1967) i w Wąchocku (Karaszewski et al. 1977).

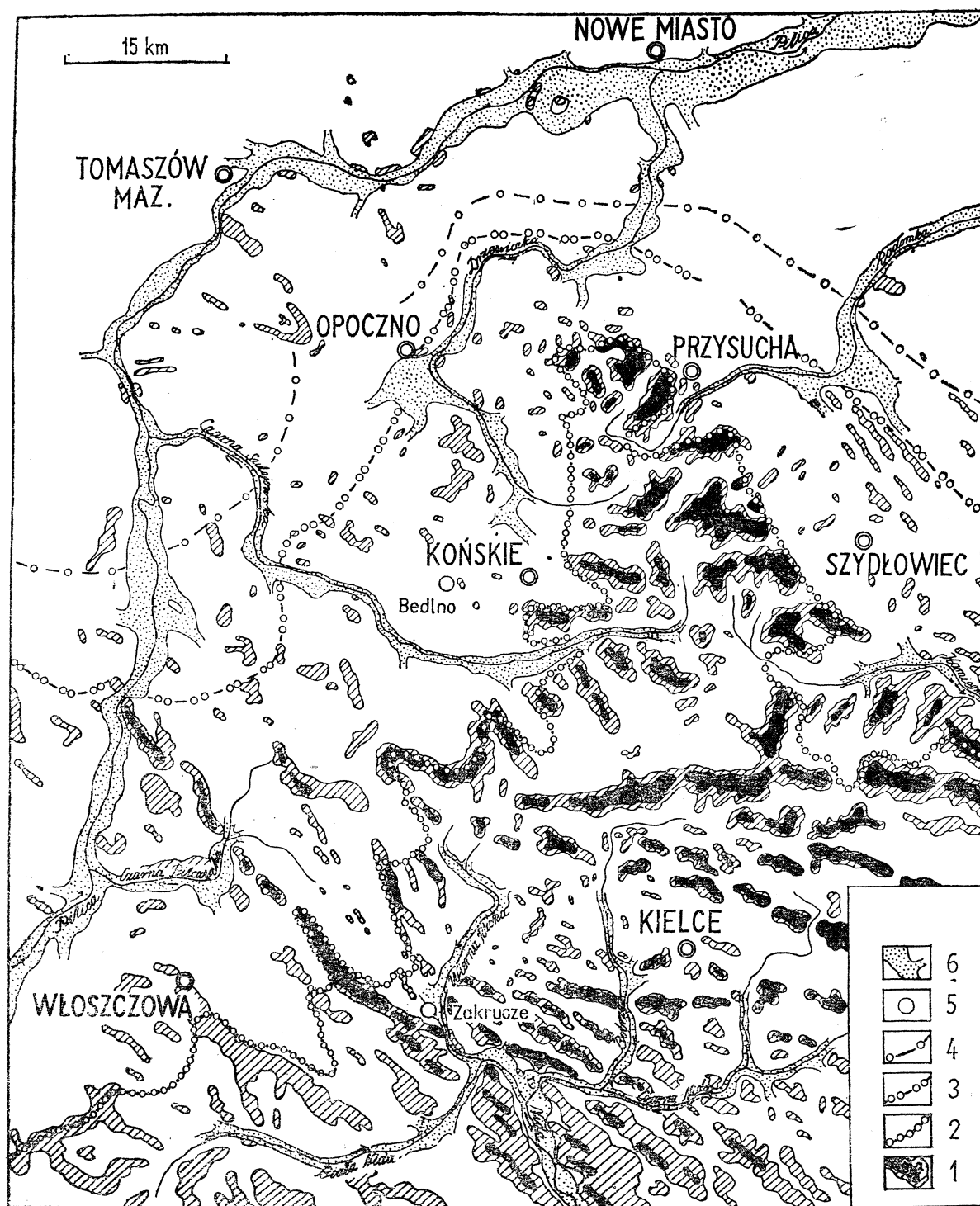


Fig. 11. Zachodnia część regionu świętokrzyskiego w okresie zlodowacenia Wisły (Würm = Vistulian) z uwzględnieniem niektórych elementów starszych. 1 — podłoże czwartorzędowe tworzące płaskie lub słabo wyniesione wychodnie (a) oraz grzbie-ty silniej wyniesione (b); 2 — zasięg lądolodu fazy maksymalnej (Gowarczowa) zlo-dowacenia Odry; 3 — zasięg lądolodu fazy pomaksymalnej — starszej (Wieniawy) zlodowacenia Odry; 4 — zasięg lądolodu fazy pomaksymalnej — młodszej (Odrzy-wola) zlodowacenia Odry; 5 — stanowiska paleontologiczne interglacjalu eemskiego; 6 — zasięg akumulacji fluwialnej (rozprzestrzenienie tarasu III) w okresie zlo-do-wacenia Wisły

Fig. 11. Western part of the Holy Cross region during the Vistula Glaciation (Würm = Vistulian) considering some elements of older origin. 1 — Quaternary bedrock forming flat or slightly elevated outcrops (a) or more elevated crests (b); 2 — extent of the ice sheet of the maximum (Gowarczów) phase of the Odra Glaciation; 3 — extent of the ice sheet of the next phase — Wieniawa one of the Odra Glaciation; 4 — extent of the ice sheet of the second (after the maximum) phase — Odrzywół one of the Odra Glaciation; 5 — palaeontologic localities of the Eemian Interglacial; 6 — extent of fluvial accumulation (area of the III rd terrace) during the Vistula Glaciation

ZŁODOWACENIE WISŁY (WÜRM)

W czasie zlodowacenia Wisły (północnopolskim lub bałtyckim) lądolód skandynawski pokrył jedynie Polskę północną oraz częściowo zachodnią. Omawiany obszar, podobnie jak i w przypadku poprzednich zlodowaceń, tak i tym razem znalazł się w strefie objętej warunkami peryglacjalnymi. Warunki te w pewnych okresach sprzyjały rozwojowi procesów zboczowych oraz zjawisk mrozowych, a w innych ułatwiały akumulację trójdzielnych tzw. lessów młodszych (fig. 2), osadzanych głównie przy współdziale stosunkowo niskich wiatrów zachodnich (Różycki 1972 a, Chlebowski, Lindner 1975, 1976, Lindner 1972b, 1976b).

W tym czasie, gdy w sytuacjach wyżynnych i wysoczyznowych następowała akumulacja najmłodszego z lessów würmskich, w dolinach rzecznych charakteryzowanego rejonu tworzona była powierzchnia wspomnianego wyżej tarasu III (fig. 11), którego wysokość względna waha się od 3—5 m w górnych odcinkach tych dolin do 5—8 m w odcinkach dolnych. Odpowiednikiem wiekowym tego tarasu są także osady piaszczysto-mułkowe pokrywające w jaskini Raj koło Chęcina starsze nieco utwory jaskiniowe, których wiek określony został metodami archeologicznymi, faunistycznymi i sedymentologicznymi (Kaczanowska 1974, Kozłowski 1974, Kowalski 1974, Madeyska 1974, 1977) na okres między końcem Brörupu a pierwszym głównym minimum klimatycznym Würmu to jest między 53 tys. a 40 tys. lat BP (fig. 2).

Schyłek zlodowacenia Wisły, tzw. późny glacjał zaznaczył się na omawianym obszarze przede wszystkim utworzeniem tarasu II, o wysokości względnej 2—4 m, oraz rozwojem procesów wydmywających (Hakenberg, Lindner 1971).

HOLOCEN

Okres holoceniński zarejestrowany jest w zachodniej części regionu świętokrzyskiego powstaniem czterostopniowego tarasu I (zalewowego) o wysokościach względnych od 1,8 do 0,5 m (Hakenberg, Lindner 1971, 1973, Lindner 1977 b), szczególnie dobrze wykształconego w dolinie Nidy i Pilicy (Falkowski 1971), oraz rozwojem procesów wydmywających i zboczowych, wśród których dominowało i dominuje do dziś splukiwanie.

*Maszynopis otrzymano IX 1977
przyjęto do druku V 1978*

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Baraniecka M. D., (1975), Zagadnienie profilu z Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza (The Ponurzyca Sequence and Its Implications for the Origin and Age of the Mazovia Preglacial). Kwart. geol. 19, nr 3, p. 651—666, Warszawa.

- Baraniecka M. D., Sarnacka Z., (1971), Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki (The Stratigraphy of the Quaternary, and Palaeogeography of the Drainage Basin of the Widawka). *Biul. Inst. Geol.* nr 254, p. 157—270, Warszawa.
- Bartolomei G., Chaline J., Fejfar O., Janossy D., Jeannet M., Koenigswald W. von, Kowalski K., (1975), Pliomys lenki (Heller 1930) (Rodentia, Mammalia) en Europe. *Acta Zool. Crac.* 20, nr 10, Kraków.
- Bartosik J., (1970), Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Limite de la glaciation de la Pologne Centrale — Riss en périphérie nord-est du Massif de la S-te Croix). *Acta geogr. lodz.*, nr 24, p. 61—74, Łódź.
- Borówko-Dłużakowa Z., (1977), Ceteń — Diagram palinologiczny z profilu Ceteń nad Drzewiczką (Ceteń — Pollen diagram of Ceteń sequence on the Drzewiczka River). *Przewodnik Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”*, s. 126—127, Wyd. Geol., 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, nr 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.* nr 297, p. 293—306, Warszawa.
- Ciuk E., Rühle E., (1952), Dwa przekroje geologiczne przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami (Two sections across the Pilica valley in the environs of Białobrzegi). *Biul. Państw. Inst. Geol.* nr 68, p. 199—274, Warszawa.
- 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, nr 3, p. 379—400, Warszawa.
- Czarnocki J., (1927), O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich (Sur les glaciations de la partie centrale du Massif de St. Croix). *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 17, p. 18—21, Warszawa.
- Czarnocki J., (1931), Dyluwium Gór Świętokrzyskich (Diluvium der Święty Krzyż Gebirge). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 7, p. 85—105, Kraków.
- Czarnocki J., (1950), Geologia regionu łysogórskiego (Geology of the Łysa Góra Region — Święty Krzyż Mts.). *Pr. Państw. Inst. Geol.* nr 1, p. 1—404, Warszawa.
- Czarnocki J., (1975), Stratygrafia Gór Świętokrzyskich — Plejstocen (Stratigraphy of the Góry Świętokrzyskie Mountains — Pleistocene). *Pr. Inst. Geol.* nr 76, p. 1—155, Warszawa.
- Falkowski E., (1971), Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski (History and prognosis for the development of bed configurations of selected sections of the Polish Lowland rivers). *Biul. Geol. Univ. Warsz.* 12, p. 1—121, Warszawa.
- Filonowicz P., (1972), Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Pleistocene deposits in the SW part of the Holy Cross Mts.). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 42, nr 1, p. 105—116, Kraków.
- Gizejewski J., Lindner L., (1977), Czarnów — Sedymentacja osadów fluwio-periglacialnych w dolinie Sufragańca i ich pozycja wiekowa (Czarnów — Deposition of fluvio-periglacial sediments in the Sufraganiec valley and their

- stratigraphic position). Przewodnik Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”, s. 7—14, Wyd. Geol., Warszawa.
- Głazek J., Kutek J., Lindner L., (1976). Okruchy wapieni mioceńskich w osadach morenowych na górze Sitki pod Chęcunami (Boulders of Tortonian limestones in till deposits of the Sitki hill near Chęciny, Holy Cross Mts.). *Prz. Geol.* 24, nr 8, p. 459—463, 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, nr 3, p. 377—393, Warszawa.
- Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., (1977 a), Geologiczna interpretacja stanowiska fauny staroplejstocenijskiej Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich (w druku).
- Głazek J., Kowalski K., Lindner L., Młynarski M., Stworzewicz E., Wysoczański-Minkowicz T., (1977 b), Kozi Grzbiet — Podział stratygraficzny starszej części zlodowacenia krakowskiego (Mindel) w oparciu o badania stanowiska fauny interglacialnej typu kromerskiego (Kozi Grzbiet — Stratigraphic subdivision of the older part of the Cracovian Glaciation (Mindel) as a result of investigation of the interglacial fauna site of Cromerian type). Przewodnik Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”, p. 15—24, Wyd. Geol., Warszawa.
- Głazek J., Kowalski K., Lindner L., Młynarski M., Stworzewicz E., Tuchołka P., Wysoczański-Minkowicz T., (1977 c), Cave deposits at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts. Central Poland) with vertebrate and snail fauna of the Mindelian I/Mindelian II interglacial and its stratigraphic correlations. *Proc. 7 Intern. Speleological Congr.*, p. 211—214, Sheffield.
- Grzybowski K., (1966), Erozja i akumulacja rzeczna w okresie wielkiego interglacjalu w rejonie Niewierszyna (Erosion and river accumulation at the Great Interglacial time, the Niewierszyn Region). *Prz. geol.* 14, nr 3, p. 132—134, Warszawa.
- Grzybowski K., (1972), Uwagi o plejstocenie w dolinie Pilicy na południe od Sulejowa (Remarks on the Pleistocene in the Pilica valley south of Sulejów). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 42, nr 1, p. 143—150, Kraków.
- Hakenberg M., Lindner L., (1971), Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy (Quaternary deposits of the middle Nida valley). *Acta geol. pol.* 21, nr 2, p. 241—264, Warszawa.
- Hakenberg M., Lindner L., (1973), Holocenijski rozwój doliny środkowej Nidy (Holocene history of the middle Nida valley). *Acta geol. pol.* 23, nr 2, p. 435—444, Warszawa.
- Jersak J., (1973), Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski (Lithology and Stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands). *Acta geogr. lodz.*, nr 32, p. 1—139, Łódź.
- Jersak J., (1976), Charakter gleb kopalnych w lessach i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne (Nature of Fossil Soils and Their Palaeogeographic and Stratigraphic Implications). *Biul. Inst. Geol.* nr 297, p. 21—40, Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., Mamakowa K., (1960), Interglacial w Sewerynowie koło Przedborza (The Interglacial at Sewerynów near Przedbórz). *Biul. Inst. Geol.* nr 150, p. 71—104, Warszawa.
- Jurkiewiczowa I., Mamakowa K., Rühle E., (1973), Utwory środkowego plejstocenu na południe od Wyśmierzyc — obok Nowego Miasta nad Pilicą (Middle pleistocene deposits south of Wyśmierzyce — near Nowe Miasto on the Pilica river). *Folia Quater.* nr 43, p. 1—26, Kraków.
- Kaczanowska M., (1974), Stanowisko paleolityczne w jaskini Raj (Poste pa-

- l'éolithique dans la grotte de Raj). *Bad. i udost. jaskini Raj*, p. 93-100, Wyd. Geol., Warszawa.
- Karaszewski W., (1952), *Stratygrafia utworów czwartorzędowych i występowanie lessów podmorenowych w rejonie Warki nad dolną Pilicą (Stratigraphy of the Quaternary deposits and the submorainic loesses in the vicinity of Warka)*. *Biul. Inst. Geol.* nr 66, p. 309—334, Warszawa.
- Karaszewski W., Konecka-Betley K., Lindner L., Prószyński M., (1977), Wąchock — Pozycja stratygraficzna osadów plejstocenijskich ze szczególnym uwzględnieniem kompleksu lessowego i występujących w nim gleb kopalnych (Wąchock — Stratigraphic position of Pleistocene deposits with a particular regard to loess complex and fossil soils). *Przew. Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”*, p. 94—102, Wyd. Geol., Warszawa.
- Klimaszewski M., (1952), *Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (The problems of the Pleistocene in Southern Poland)*. *Biul. Państw. Inst. Geol.* nr 65, p. 137—268, Warszawa.
- Kowalski K., (1974), *Szczałki zwierzęce w osadach jaskini Raj (Restes des animaux dans les sediments de la grotte de Raj)*. *Bad. i udost. jaskini Raj*, p. 101—130, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kowalski K., (1975), Earliest appearance of lemmings in the Quaternary of Poland. In: Alberdi A. T., Aguirre E., *Acta I coloquio Intern. Sobre Biostratigrafia Continental del Neogeno Superior y Cuaternario Inferior, Montpellier — Madrid*.
- Kowalski K., (1976), Fauna kręgowców plejstocenijskich regionu świętokrzyskiego. *Materiały II Nauk. Konf. Paleontologów*, Kielce.
- Kozłowski J. K., (1974), Środkowy paleolit w jaskini Raj: Szarentien czy Taubachien (Paleolithique moyen de la grotte de Raj: Charautien- ou Taubachien). *Bad. i udost. jaskini Raj*, p. 153—160, Wyd. Geol., Warszawa.
- Lamparski Z., (1970), Dynamika ruchu brzeżnej części lądolodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnie zbocza Gór Świętokrzyskich (The dynamics of ice movement of the marginal part of the ice sheet during the advance of the Middle Polish glaciation onto the north-eastern slopes of the Holy Cross Mts.). *Acta geol. pol.* 20, nr 3, p. 587—602, Warszawa.
- Lamparski 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.
- Lamparski Z., (1976), Sprawozdanie z przebiegu prac nad realizacją tematu „Próba odtworzenia kierunków ruchu lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na podstawie rozrzutu narzutniaków skandynawskich i lokalnych”. *Komitet Bad. Czwart. PAN, Spraw. z bad. nauk.* nr 1, p. 45—47, Warszawa.
- Lewandowski J., Romanek A., Studencki M., (1975), *Formy akumulacji międzylobowej w rejonie Suchedniowa (Forms of Inter-Lobe Accumulation in the Suchedniów Area, The Świętokrzyskie Mountains)*. — *Kwart. geol.* 19, nr 4, p. 887—902, Warszawa.
- Lewandowski J., Zieliński T., (1977), Kruk — Warunki akumulacji i wiek formy międzylobowej na tle stratygrafii osadów plejstocenijskich w kotlinie suchedniowskiej (Kruk — Conditions of accumulation and age of a glacial interlobal form against a background of stratigraphy of Pleistocene deposits in Suchedniów Basin). *Przew. Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”*, p. 84—93, Wyd. Geol., Warszawa.

- Lindner L., (1967), Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchy (L'île loessique de Borkowice près Przysucha). *Acta geol. pol.* 17, nr 3, p. 443—462, Warszawa.
- Lindner L., (1970 a), Glacialne tarasy marginalne lądolodu 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, nr 3, p. 603—633, Warszawa.
- Lindner L., (1970 b), Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (The Quaternary in the NW margin of the Holy Cross Mts.). *Acta geol. pol.* 20, nr 3, p. 635—644, Warszawa.
- Lindner L., (1971 a), 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., (1971 b), Wyspa lessowa Obłęgorka koło Kielc (Loess deposits at Obłęgorek near Kielce, Holy Cross Mts.). *Acta geol. pol.* 21, nr 2, p. 265—278, Warszawa.
- Lindner L., (1972 a), Plejstocen północno-zachodniego obrzeżenia gór Świętokrzyskich (Pleistocene of the north-western margin of the Holy Cross Mts.). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 42, nr 1, p. 117—124, Kraków.
- Lindner L., (1972 b), Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło koło Nieklania (Origin and age of the sandstone rocklets of Mt. Piekło near Nieklania, Holy Cross Mts.). *Acta geol. pol.* 22, nr 1, p. 169—180, Warszawa.
- Lindner L., (1976 a), An attempt to reconstruction of direction of ice sheet movement on the basis of analysis of glacial deformations in tills (exampled on north-western of the Holy Cross Mountains). In: Till its genesis and diagenesis, *Zesz. Nauk. UAM, Geografia* nr 12, p. 139—148, Poznań.
- Lindner L., (1976 b), Warunki akumulacji lessów młodszych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego (Accumulation Conditions of Younger Loesses in the Western Part of the Góry Świętokrzyskie Area). *Biul. Inst. Geol.* nr 297, p. 307—316, Warszawa.
- Lindner L., (1976 c), Pozycja stratygraficzna i rozprzestrzenienie glin zwałowych w środkowej części Wyżyny Małopolskiej (w druku).
- Lindner L., (1977 a), Zlodowacenia plejstocenyjskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Pleistocene Glaciations in the western part of the Holy Cross Mts. — Central Poland). *Studia geol. pol.* 53, p. 1—143, Warszawa.
- Lindner L., (1977 b), Wieki tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów” metodą ^{14}C (The Age of River Flood — terraces from the Góry Świętokrzyskie in the Light of ^{14}C Datings of the „Black Oak Horizons”). *Kwart. geol.* 21, nr 2, p. 325—334, Warszawa.
- Lindner L., (1977 c), Problemy paleogeomorfologii plejstocenu zachodniej części regionu świętokrzyskiego. Referat wygłoszony na Sesji Jubileuszowej z okazji 50-lecia pracy naukowej Prof. S. Z. Różyckiego.
- Lindner L., Braun J. J., (1974), Stratygrafia czwartorzędu i rozwój geomorfologiczny doliny Bobrzyczki w rejonie jaskini Raj (Stratigraphie du Quaternaire et développement morphologique de la vallée de la Bobrzyczka aux environs de la grotte de Raj). *Bad. i udost. jaskini Raj*, p. 131—142, Wyd. Geol., Warszawa.
- Lindner L., Głazek J., (1976), Sprawozdanie z badań geologiczno-geochemicznych krasowego stanowiska fauny czwartorzędowej Kozi Grzbiety w Górach Świętokrzyskich. *Komitet Bad. Czwart. PAN, Sprawozd. z bad. nauk.* nr 1, p. 48—55, Warszawa.
- Lindner L., Kowalski W. R., (1974), Czwartorzędowe zasypanie rejonu Mie-

- dzianki koło Chęciny (Quaternary cover around Mt. Miedzianka in the Holy Cross Mts.). *Acta geol. pol.* 24, nr 2, p. 415—424, Warszawa.
- Lindner L., Ruszczyńska-Szenajch H., (1977), Zagadnienie genetycznego zróżnicowania glin zwałowych i osadów pokrewnych (w druku).
- Lindner L., Ziemińska-Tworzydło M., (1974), Osady interglacjalne eemskiego w Zakruchu koło Małogoszcza (The Eemian Interglacial Deposits at Zakruche, Near Małogoszcz, Western Part of the Świętokrzyskie Mts.). *Kwart. geol.* 18, nr 3, p. 636—646, Warszawa.
- Liszkowski J., (1972), Wapienie litotamniowe na antyklinie chęcińskiej (Lithothamnium limestones within the Chęciny anticline). — *Prz. geol.* 20, nr 1, p. 34—35, Warszawa.
- Liszkowski J., (1976), W sprawie lodowcowego pochodzenia materiału trzeciorzędowego centralnych rejonów Gór Świętokrzyskich, dyskusja (On the glacial origin of Tertiary material from central parts of the Holy Cross Mts., a discussion). *Prz. geol.* 24, nr 8, p. 463—469, Warszawa.
- Łyczewska J., (1968), L'accumulation fluvio-périglaciaire dans la partie centrale du Bassin de la Nida, Pologne Centrale. *Biul. perygl.*, nr 17, p. 125—147, Łódź.
- Łyczewska J., (1971), Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego (The Quaternary of the Góry Świętokrzyskie Region). *Pr. Inst. Geol.* nr 64, p. 5—108, Warszawa.
- Łyczewska J., (1972), Niektóre problemy czwartorzędu regionu świętokrzyskiego (Problems of Quaternary Investigations in the Holy Cross Mts.). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 42, nr 1, p. 81—92, Kraków.
- Małowska T., (1974), Litologia i stratygrafia osadów jaskini Raj (Lithologie et stratigraphie des sédiments dans la grotte de Raj). *Bad. i udost. jaskini Raj*, p. 61—92, Wyd. Geol., Warszawa.
- Małowska T., (1977), Jaskinia Raj — Górnoplejstocenne osady jaskiniowe, stanowisko środkowopaleolityczne (Raj Cave — Upper Pleistocene cave deposits, Middle Palaeolithic site). *Przew. Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”*, p. 45—53, Wyd. Geol., Warszawa.
- Małowska A., (1977), Ceteń — Staroplejstocenne osady organogeniczne w Ceteniu nad Drzewiczką (Ceteń — Organogenic deposits of Early Pleistocene at Ceteń on the Drzewiczka River). *Przew. Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”*, p. 118—126, Wyd. Geol., Warszawa.
- Marciniak B., (1975), Zastosowanie metody analizy okrzemkowej do badań osadów czwartorzędowych. *Materiały Sesji Nauk. — Sprawozd. Prac. Geol. Czwartorzędu ZNG PAN (streszczenie referatów)*, p. 44—51, Warszawa.
- Młynarski M., (1977), New notes on the Pliocene and Pleistocene herpetofauna of Poland. *Acta Zool.* 22, Kraków.
- Niklewski J., (1966), Plejstocenny profil pyłkowy w okolicach Koniecpola nad Pilicą (The Pleistocene pollen profile from the vicinity of Koniecpol on the Pilica). *Acta geol. pol.* 16, nr 3, p. 401—412, Warszawa.
- Passendorfer E., (1931 a), Interglacja w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim i inne profile dyluwialne (The interglacial in Olszewice near Tomaszów Mazowiecki, Central Poland, and other diluvial profiles). *Spraw. Kom. Fizjograf. PAU*, nr 65, p. 67—80, Kraków.
- Passendorfer E. (1931 b), Interglacja w Bedlinie koło Końskich, woj. kieleckie. Warunki geologiczne występowania utworów interglacjalnych w Bedlinie (The interglacial in Bedlno near Końskie, voiv. of Kielce. Geological description). *Spraw. Kom. Fizjograf. PAU*, nr 65, p. 97—106, Kraków.
- Radłowska C., Mycielska-Dowgiałło E. (1972), Uwagi o deglacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich w okolicach Chęciny (Comments on de-

- glaciation in W part of Święty Krzyż Mountains — near Chęciny). *Prz. geograf.* 44, nr 4, p. 649—672, Warszawa.
- Radłowska C., Mycielska-Dowgiałło E. (1974), Deglaciation in the Świętokrzyskie Mts. *Geographia pol.* nr 26, p. 19—48, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1964), Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciaire”. *Report of the Vith Congress INQUA* 2, p. 211—225, 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. (1972 a), Plejstocen Polski Środkowej, Wyd. II, Państw. Wyd. Nauk., p. 1—315, Warszawa.
- Różycki S. Z. (1972 b), Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich (Problems of Quaternary deposits of the Holy Cross Mts. — Southern Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 42, nr 1, p. 67—80, Kraków.
- Różycki S. Z. (1976), Basal moraines composed of local material („Exaration Moraines”) in Małopolska Upland. In: Till its genesis and diagenesis, *Zesz. Nauk. UAM, Geografia* nr 12, p. 55—64, Poznań.
- Różycki S. Z. (1977), Od Mocht do syntezy plejstocenu Polski. Referat wygłoszony na Sesji Jubileuszowej z okazji 50-lecia pracy naukowej Prof. S. Z. Różyckiego.
- Ruszczyńska-Szenajch H. (1966), Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu doliny Pilicy (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology in the lower Pilica region, Central Poland). *Studia geol. pol.* 22, p. 1—100, Warszawa.
- Rühle E. (1952), Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem (Geological profile of the Quaternary in Barkowice Mokre near Sulejów). *Biul. Inst. Geol.* p. 219—243, Warszawa.
- Rühle E. (1956), Profil geologiczny osadów interglacjalnych w Olszewicach koło Tomaszowa Mazowieckiego i w Łańcuchowie nad Wieprzem (Geological Profile of the Interglacial Sediments in Olszewice near Tomaszów Mazowiecki and Łańcuchów on the Wieprz River) *Biul. Inst. Geol.* nr 100, p. 263—270, Warszawa.
- Rühle E. (1970), Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowo-polskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem (Les nouvelles unités stratigraphiques de la glaciation de la Pologne Centrale-Riss sur la territoire entre la moyenne Vistule et le bas Bug). *Acta geograf. Lodz.* nr 24, p. 399—412, Łódź.
- Rzebik-Kowalska B. (1976), The Neogene and Pleistocene Insectivores (Mammalia) of Poland. III. Soricidae: Beremendia and Blarinoides. *Acta zool. crac.* 21, nr 12, Kraków.
- Siemiradzki J. (1888), Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych w 1887 r. w okolicach Kielc i Chęcin (Compte rendu de recherches géologiques exécutées en été 1887 aux environs de Kielce et de Chęciny). *Pam. fizjograf.* 8, p. 3—18, Warszawa.
- Sobolewska M. (1952), Interglacja w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem (Interglacial at Barkowice Mokre near Sulejów). *Biul. Inst. Geol.* nr 66, p. 245—284, Warszawa.
- Sobolewska M. (1956), Wyniki analizy pyłkowej osadów interglacjalnych z Olszewic (Pollen Analysis of the Interglacial Deposits of Olszewice). *Biul. Inst. Geol.* nr 100, p. 271—290, Warszawa.
- Stuchlik L. (1975), Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych z Ponurzyca — rejon Otwocka (Palynological Characteristics of the Preglacial Sediments of Ponurzyca — Otwock Area). *Kwart. geol.* 19, nr 3, p. 667—678, Warszawa.

- Stworzewicz E. (1976), Interglacialna fauna ślimaków z Koziego Grzbietu koło Miedzianki. Materiały II Nauk. Konf. Paleontologów, Kielce.
- Szajn J. (1977), Stratygrafia osadów plejstocenijskich i rozwój sieci rzecznej we wschodniej części Niecki Włoszczowskiej (w druku).
- Śrdoń A. (1969), Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjalu mazowieckiego (Stratigraphic position of fossil floras in the Lublin Region referable to the Mazovian Interglacial). *Biul. Inst. Geol.* nr 220, p. 5—12, Warszawa.
- Śrdoń A., Gołabowa M. (1956), Plejstocenna Flora z Bedlno (Pleistocene flora of Bedlno — Central Poland). *Biul. Inst. Geol.* nr 100, p. 15—56, Warszawa.
- Wódkowski A. (1971), Fragment jaskini z fauną czwartorzędową w okolicach Miedzianki — Góry Świętokrzyskie (Fragment d'une caverne à ossement de la faune pleistocène aux environs du mont Miedzianka — Montagnes de St. Croix). *Speleologia* 6, nr 1—2, p. 41—47, Warszawa.
- Żołnierz A. (1971), Kemowe formy w Pasmie Przedborsko-Małoskim (Kames structures in the Przedbórz-Małosz Range). *Rocz. nauk.-dydakt. WSP w Krakowie* nr 40, *Pr. Geograf.* nr 5, p. 121—136, Kraków.

SUMMARY

Abstract: A palaeogeomorphologic evolution of the studied area is presented with a particular consideration of the evolution of a river valley system in the following interglacials: Podlasian = Cromerian = Günz/Mindel I, Malopolanian = Kozi Grzbiet = Mindel I/Mindel II, Masovien = Holsteinian = Mindel II/Riss I. The history of the studied area during the glacial periods is also described: Nidanian = Mindel I, Samian = Mindel II and Odranian = Riss I.

The collected observations (among others H. Ruszczyńska-Szenajch 1966, Różycki 1972a, Lindner 1971a, 1977a) suggest that the ice sheet of the oldest Scandinavian glaciation — of the Narevian (Günz) Glaciation did not reach the Holy Cross region (Fig. 1 and 2). During that time, the area was in a periglacial zone with developed slope processes which formed various colluvial deposits (Czarnocki 1927, 1931, Łyczewska 1971, 1972, Filonowicz 1972, Hakenberg and Lindner 1971, Lindner 1971a, 1977a).

In some of the fossil depressions, these deposits have been dissected by a valley system shown on Fig. 3 presenting a river pattern during the Podlasian Interglacial (Cromerian).

The first Scandinavian ice sheet that covered the described area was the ice sheet of the older part of the South-Polish Glaciation. This period, on the ground of data from the interglacial locality at Kozi Grzbiet (Lindner and Głazek 1976, Głazek et al., 1976, 1977 a, b), is considered to be a separate glaciation (Fig. 4) called the Nidanian Glaciation (Mindel I).

Till of the Nidanian Glaciation and ice-dammed lacustrine and fluvio-glacial deposits of the same age are erosively cut by a valley system

presented on Fig. 5. In all previous papers this system was interpreted as created by interstadial river activity (Lindner 1976c, 1976d, 1977a). The faunistic locality at Kozi Grzbiet studied recently, the interglacial features of its fauna (Kowalski 1976, Stworzewicz 1976, Młynarski 1977, Rzebik-Kowalska 1976) and its age determined by means of FCl/P method (Głazek et al., 1977b) enables a change of this interpretation. Thus the valley system of that age may be considered to be created in the Malopolianian (Kozi Grzbiet) Interglacial, separating the South-Polish Glaciation into two individual glaciations (Fig. 2).

The younger of the South-Polish glaciations was called the Sanian Glaciation (Mindel II). In the area of Poland this glaciation had its maximum extent and reached as far as the Carpathians. A differentiated petrographic composition of tills of that glaciation suggests (Czarnocki 1931, 1975, Łyczewska 1971, Różycki 1972, Lindner 1977a) that the ice sheet must have entered the western part of the Holy Cross Mts. in two, opposite to each other, ice lobes connecting in a zone of „an ice suture” shown on Fig. 6.

The erosive processes that started in a younger part of the Sanian Glaciation led to the formation of a well developed valley system in the Masovian (Holsteinian) Interglacial (Różycki 1961a, b, 1964a, b, 1972a, Ruszczyńska-Szenajch 1966, Grzybowski 1972, Lindner 1971a, 1977a), presented on Fig. 7.

During maximum of the Middle-Polish Glaciation, now referred to as the Odranian Glaciation, (Riss I) the Scandinavian ice sheet attempted several times to cover the described region (figs. 2, 8, 9, 10).

The final retreat of the ice sheet of the Odranian Glaciation during the Lublinian Interglacial (Ohe), led to intensive development of erosive-denudational and soil processes (Fig. 2).

The last Scandinavian glaciation that reached the northern margins of the Holy Cross region deposited a till of the Vartanian Glaciation (Riss II). In the area of the lower Pilica valley the till overlies loess (Fig. 2).

The Eemian Interglacial in the Holy Cross region was a period of development of erosive-accumulative processes concentrating mainly in the river valleys (Hakenberg and Lindner 1971). In the upland areas, soil-weathering processes have developed (Karaszewski et al., 1977) and depressions have been filled with organogenic deposits (Środoń and Gołabowa 1956, Lindner and Ziemińska-Tworzydło 1974).

During the Vistulian (Würm) Glaciation, the Holy Cross region was beyond the extent of the Scandinavian ice sheet, in a zone of periglacial processes. The older part of that period is connected with tripartite loess accumulation (Fig. 2) and valley accumulation (Fig. 11) while the younger part, with development of slope and dune processes.

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