

LESZEK LINDNER

Glacialne tarasy marginalne ładolodu 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.

STRESZCZENIE: Etapowy, glacyoscylacyjny zanik ładolodu maksymalnej glacyfazy zlodowacenia środkowopolskiego (*G III max. a*) na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zaznaczył się czterema tarasami marginalnymi, miejscami ograniczonymi w swych proksymalnych częściach niewielkimi morenami czołowymi. Tarasy te tworzyły się w okresach glacyetapowego nabrzmiewania czoła ładolodu, dzięki wymuszonej działalności wód proglacialnych i ekstraglacialnych, osadzających materiał piaszczysty pomiędzy czołem ładolodu a kulminacjami podłoża. Okresy glacyetapowego nabrzmiewania czoła lodowego oddzielone były okresami interglacyetapowego, powierzchniowego zaniku ładolodu, co z uwagi na morfologię podłoża wyrażało się odsłanianiem coraz to niżej położonych stref brzeżnych.

WSTĘP

W czasie badań prowadzonych nad osadami czwartorzędowymi północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich autor zwrócił szczególną uwagę na problematykę związaną z transgresją, maksymalnym zasięgiem i zanikiem ładolodu glacystadiału Radomki zlodowacenia środkowopolskiego (*G III max.*). Badaniami objęto obszar o powierzchni 1300 km², leżący pomiędzy Radoszycami, Opoczmem, Drzewicą, Wieniawą koło Przysuchej a Szydłowcem. Całość prac terenowych wykonano w Pracowni Geologii Czwartorzędu Zakładu Nauk Geologicznych PAN pod kierun-

kiem prof. dr S. Z. Różyckiego, któremu autor serdecznie dziękuje za cenne wskazówki udzielane w czasie prowadzenia badań oraz za wspólne wyjazdy terenowe.

Na obszarze NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zlodowacenie środkowopolskie reprezentowane jest przez trzy wyraźne serie akumulacji glacialnej, przez utwory zastoiskowe i fluwioglacjalne związane z kolejnymi transgresjami i recesjami lądolodu glacystadiału Radomki (*G III max.*) oraz przez kongeliflukcyjnie uruchamiane pokrywy zwierzelinowe. Z uwagi na swą rangę klimatostratygraficzną (Różycki 1964), serie akumulacji glacialnej odpowiadają trzem glacyfazowym oscylacjom czoła lądolodu (Lindner 1970a, b).

Transgresja lądolodu glacyfazy przedmaksymalnej Końskich (*G III max.—b*) wyraziła się zamykaniem dolin rzecznych i tworzeniem w nich osadów zastoiskowych, które przechodzą ku górze w osady fluwioglacjalne i przykryte są gliną zwałową wyznaczającą zasięg tej glacyfazy (fig. 1). Zanik lądolodu środkowopolskiego w czasie interglacyfazy przedmaksymalnej Podlesia (*G III max.—b/a*) objął, zależnie od morfologii podłoża i miąższości lądolodu, pas szerokości od 4 km do 10 km. Ślady niszczenia powierzchni uprzednio osadzonej gliny zwałowej świadczą o ówczesnym rozwoju procesów erozyjno-denudacyjnych. Transgresja lądolodu glacyfazy maksymalnej Gowarczowa (*G III max. a*) spowodowała ponowne zatamowanie wód dolinnych i stworzyła warunki dla akumulacji młodszej serii zastoiskowej, przykrytej przez utwory fluwioglacjalne oraz glinę zwałową wyznaczającą maksymalny zasięg glacyfazy Gowarczowa, a tym samym maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego (fig. 1). W okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego podstawa czoła lądolodu sięgała w rejonie przysuskim do wysokości 300—330 m n.p.m., a w rejonie koneckim do wysokości 275—285 m n.p.m.

Zanik lądolodu glacyfazy Gowarczowa przebiegał jednocześnie w obu rejonach, oraz miał charakter etapowy. W oparciu o wzajemne rozmieszczenie tarasów marginalnych, moren czołowych, stożków sandrowych, kemów, moren martwego lodu, form szczelinowych, stref zaburzeń glacitektonicznych oraz w oparciu o rozdzielność glin zwałowych prześlędzono tu cztery glacyetapy wyraźnego formowania czoła lądolodu oddzielone okresami interglacyetapowego, powierzchniowego jego zaniku (Lindner 1970a). Dalszy zanik lądolodu doprowadził podczas optimum interglacyfazy pomaksymalnej Wolanowa (*G III max.+a/b*) do odsłonięcia strefy szerokości 20—25 km (Różycki 1961). Tak znaczne wycofanie się czoła lądolodu i towarzyszące temu znaczne obniżenie lokalnych baz erozyjnych sprzyjało ożywieniu przepływu wód ekstraglacjalnych. W czasie glacyfazy pomaksymalnej Wieniawy (*G III max.+b*) czoło lądolodu środkowopolskiego transgredowało na odległość 10—12 km w stosunku do położenia podczas glacyfazy maksymalnej. Maksymalny zasięg lądolodu glacyfazy Wieniawy (fig. 1) wyznaczony jest przez trzeci poziom

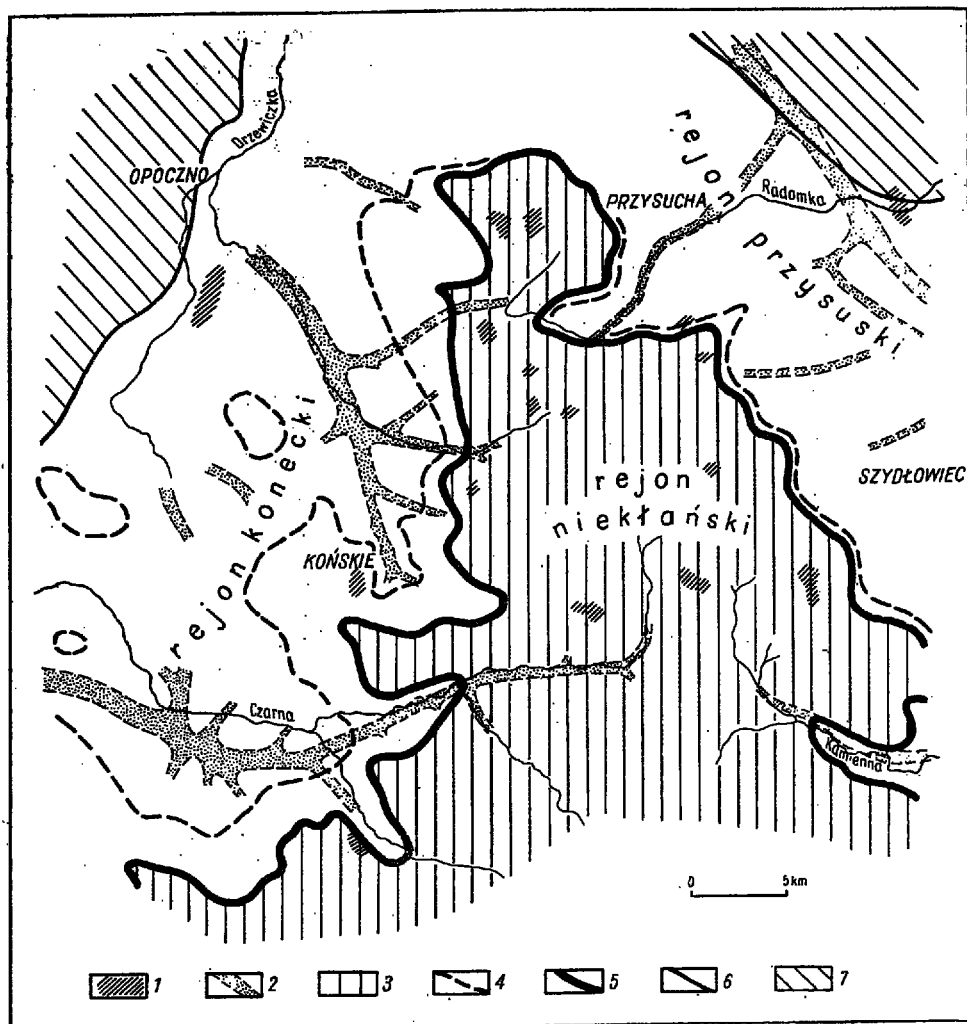


Fig. 1

Zasięgi glacyfaz zlodowacenia środkowopolskiego (G III) w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na tle kopalnych dolin rzecznych z okresu interglacjalu wielkiego (J II/III)

1 płyty osadów zlodowacenia krakowskiego (G II); 2 doliny rzeczne w okresie interglacjalu wielkiego (J II/III); 3 obszar nie objęty zasięgiem lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego; 4 zasięg lądolodu glacyfazy przedmaksymalnej Końskich (G III max.-b); 5 zasięg lądolodu glacyfazy maksymalnej Gowarczowa (G III max. a); 6 zasięg lądolodu glacyfazy pomaksymalnej Wieniawy (G III max.+b); 7 obszar objęty zasięgiem lądolodu glacyfazy pomaksymalnej Wieniawy (G III max.+b)

Range of glaciophases of the Middle Polish glaciation (G III) in the NW margin of the Holy Cross Mts. on the background of the fossil river beds of the Great interglacial (J II/III)

1 lobes of deposits of the Cracow glaciation (G II); 2 river valleys during the Great interglacial (J II/III); 3 area not covered by the Middle Polish glacier; 4 range of the pre-maximal glaciophase of Końskie (G III max.-b); 5 range of the maximal glaciophase of Gowarczów (G III max. a); 6 range of the postmaximal glaciophase of Wieniawa (G III max.+b); 7 area covered with ice of the postmaximal glaciophase of Wieniawa (G III max.+b)

środkowopolskiej gliny zwałowej. Z maksymalnym zasięgiem tej glacyfazy wiąże się utworzenie wyraźnej doliny odpływu marginalnego oraz akumulacja pokaźnych form strefy czołowlodowcowej.

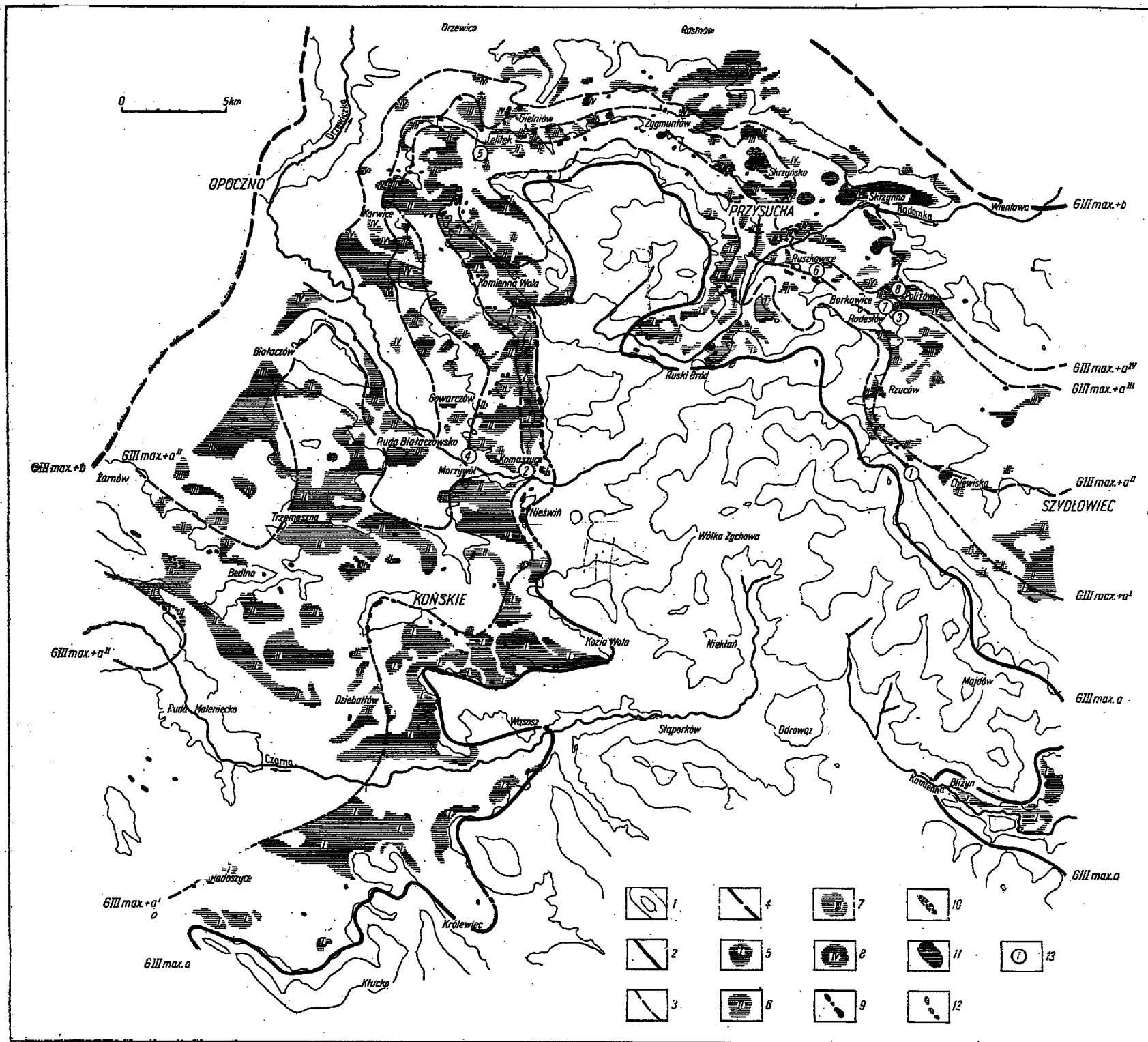
Celem niniejszej pracy jest przedstawienie sytuacji geomorfologicznej, budowy geologicznej i warunków paleogeomorfologicznych akumulacji tarasów marginalnych, związanych z zanikiem łądolodu glacyfazy maksymalnej Gowarczowa, oraz omówienie znaczenia tych form przy ustalaniu stratygrafii mniejszych jednostek klimatostratygraficznych plejstocenu.

Pierwszym, który na obszarze północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zwrócił uwagę na istnienie poziomów piaszczystych o charakterze tarasów fluwioglacjalnych, był C. Kuźniar (1927). Na sąsiednim obszarze zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich I. Jurkiewiczowa (1965) również stwierdziła obecność rozległego poziomu piaszczysto-żwirowego, nazywając go tarasem kemowym.

Autor, w oparciu o wstępne badania geologiczne, wykonane w okolicach Borkowic koło Przysuchej (Lindner 1967), interpretował zachowane tam fragmenty poziomów piaszczystych (miejscami ograniczonych niewielkimi morenami czołowymi) jako strzępy tarasów sandrowych, zwracając uwagę na rolę wód marginalnych w tworzeniu tych form. W wyniku dalszych prac, będących znacznym rozszerzeniem terenu badań geologicznych, oraz po przeprowadzeniu analizy paleogeomorfologicznej badanego obszaru autor (Lindner 1970a) scharakteryzował wspomniane formy jako marginalne typy tarasów kemowych, nazywając je tarasami marginalnymi z uwagi na to, że tworzenie się ich nie było ograniczone jedynie procesem deglacjacji arealnej, ale kontynuowane było także w okresach glacyetapowych transgresji czoła łądolodu wymuszającego marginalny odpływ wód proglacjalnych i ekstraglacjalnych. Istnienie tarasów kemowych w rejonie przysuskim potwierdzają prace A. Makowskiej (vide Baraniecka 1969).

W literaturze dotyczącej form akumulacji wodnolodowcowej tarasy kemowe znane są od dawna i opisywane m.in. z Litwy (Passendörfer 1946), Wysp Brytyjskich (Charlesworth 1928, Sisson 1958), Spitsbergenu (Klimaszewski 1960, Szupryczyński 1963) oraz Ameryki Północnej (Flint 1928, 1929).

Na obszarze Polski tarasy kemowe znane są z obszarów objętych przez łądolód ostatniego zlodowacenia jak i zlodowaceń starszych. Poza NW obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich, tarasy kemowe z okresu zlodowacenia środkowopolskiego rozpoznane zostały w Sudetach (Walczak 1957, 1969; Jahn 1963, 1969; Jahn & Szczepankiewicz 1967), na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Gilewska 1963, Klimek 1966) oraz w rejonie Międzyrzecza Łomżyńskiego (Straszewska 1968a,b).



Tarasy marginalne w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

1 poziomice; 2 maksymalny zasięg lądolodu glacyfazy Gowarczowa ($G III max. a$); 3 glacyetapy oscylacyjnego zaniku lądolodu glacyfazy Gowarczowa ($G III max. + a^I - G III max. + a^{IV}$); 4 maksymalny zasięg lądolodu glacyfazy Wieniawy ($G III max. + b$); 5 fragmenty I tarasu marginalnego; 6 fragmenty II tarasu marginalnego; 7 fragmenty III tarasu marginalnego; 8 fragmenty IV tarasu marginalnego; 9 moreny czołowe; 10 formy akumulacji szczelinowej; 11 kemy; 12 moreny martwego lodu; 13 odsłonięcia omawiane w tekście

Marginal terraces in the NW margin of the Holy Cross Mts.

1 contour lines; 2 maximal range of the glaciophase of Gowarczów ($G III max. a$); 3 glaciophases of the oscillation decline of the Gowarczów glaciophase ($G III max. + a^I - G III max. + a^{IV}$); 4 maximal range of the Wieniawa glaciophase ($G III max. + b$); 5 fragment of the Ist marginal terrace; 6 fragments of the IInd marginal terrace; 7 fragments of the IIIrd marginal terrace; 8 fragments of the IVth marginal terrace; 9 front moraines; 10 forms of fissure accumulation; 11 kames; 12 dead ice moraines; 13 exposures discussed in the text

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA I BUDOWA GEOLOGICZNA

W oparciu o szczegółowe kartowanie geologiczne osadów czwartorzędowych wyróżniono i prześledzono na badanym obszarze cztery (I—IV) główne, ogólnie biorąc, piaszczyste tarasy marginalne (fig. 2 i 3). W wielu miejscach proksymalne (tzn. od strony podparcia lodowego) części tych tarasów są ograniczone lub nadbudowane niewielkimi morenami czołowymi o wysokości z reguły nie przekraczającej 5 m. Niekiedy w obrębie poszczególnych głównych poziomów tarasowych można wydzielić dwa lub trzy słabo widoczne stopnie, których partie proksymalne podkreślone są pokrywą materiału grubożwirowego. Powierzchnie zachowanych fragmentów czterech głównych tarasów marginalnych leżą na wysokości: tarasu I — od 258 do 242 m n.p.m., tarasu II — od 230 do 220 m n.p.m., tarasu III — od 218 do 198 m n.p.m. i tarasu IV — od 202 do 187 m n.p.m. Pomiarów wysokości tych powierzchni dokonano w strefach proksymalnych opisywanych form, w miejscach kontaktu powierzchni tarasowej z ograniczającymi lub nadbudowującymi ją morenami czołowymi. Miejsca te były najlepiej osłaniane przed późniejszymi procesami denudacyjnymi.

I taras marginalny. W rejonie przysuskim (fig. 2 i 3) powierzchnia zachowanych fragmentów tego tarasu opada ku SE, leżąc na wysokości od 252—250 m n.p.m. (na SW od Przysuchej) do 248—246 m n.p.m. (na SE od Chlewisk). Zarówno koło Przysuchej jak i Chlewisk, najwyższy taras marginalny jest częściowo przykryty przez kongeliflukcyjnie przemieszczone pokrywy zwietrzelinowe utworów liasowych (fig. 4). Taras ten tworzą piaski drobnoziarniste i średnioziarniste z drobnym żwirem, warstwowane skośnie lub poziomo, i jedynie koło Borkowic, gdzie taras I przykryty jest lessem (Lindner 1967, 1970a), tworzą go poziomo smugowane piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków. U wylotu przelomowego odcinka doliny Radomki, najwyżej leżący taras marginalny zbudowany jest z poziomo warstwowanych piasków drobnoziarnistych pociętych kilkunastocentymetrowymi uskokami. W rejonie przysuskim szerokość tego tarasu waha się od 1 do 3 km, zaś miąższość osadów tarasowych nie przekracza 10 m. We wszystkich przypadkach, gdzie osiągnięto spąg tych osadów, stwierdzono, że leżą one na środkowopolskiej glinie zwałowej.

W rejonie koneckim fragmenty I tarasu marginalnego zachowane są wyraźniej niż w rejonie przysuskim (fig. 2). W północnej części rejonu koneckiego powierzchnia tych fragmentów znajduje się na wysokości 258—254 m n.p.m. Taras akumulowany był tu pomiędzy główną częścią lobu koneckiego a jezorem Lesiakówki (Lindner 1970a). Na wysokości Kamiennej Woli, proksymalne części najwyższego tarasu ograniczone są morenami czołowymi utworzonymi z fluwioglacjalnego materiału piaszczysto-żwirowego. Z badań przeprowadzonych przez Z. Lamparskiego

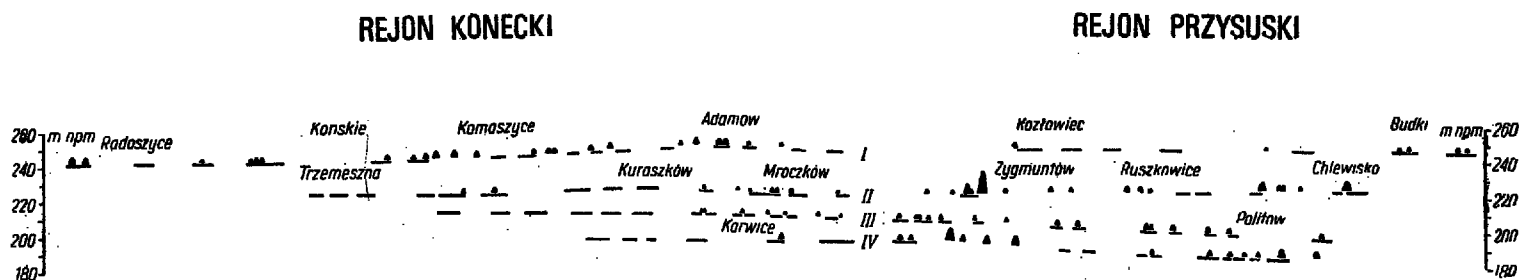


Fig. 3

Profil podłużny tarasów marginalnych (I—IV) w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wraz z ograniczającymi lub nadbudowującymi je morenami czołowymi (przewyższenie ok. $\times 100$)

Longitudinal profile of the marginal terraces (I—IV) in the NW margin of the Holy Cross Mts. together with the bordering or overlying front moraines (vertical exaggeration ca. $\times 100$)

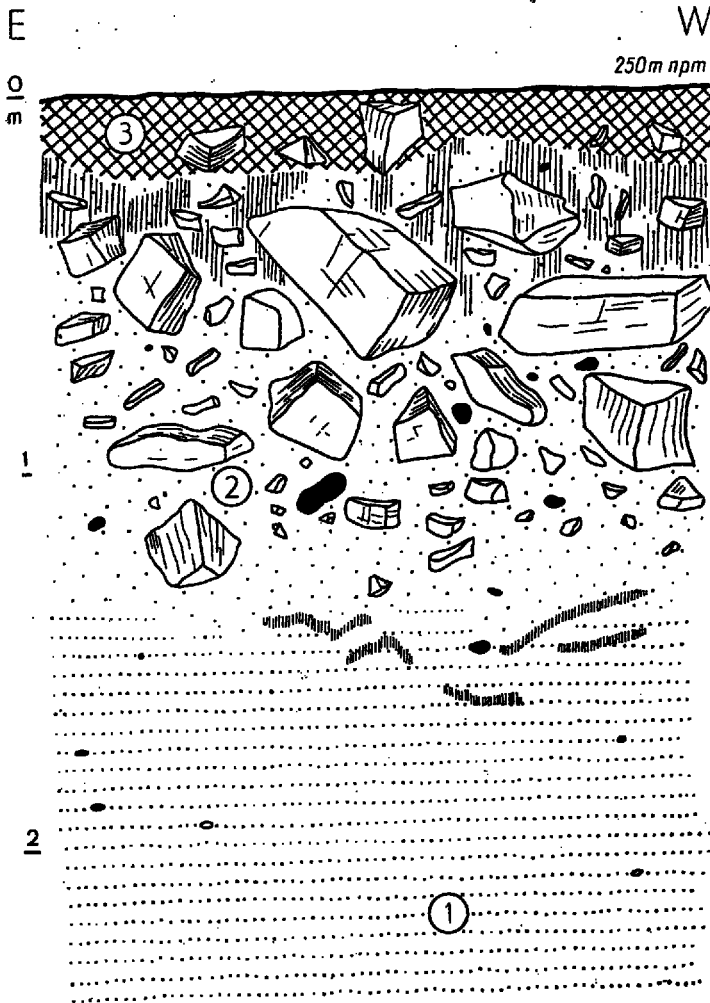


Fig. 4

Profil osadów I tarasu marginalnego w (Wola Zagrodnej (odsłonięcie 1)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gawarczowa — I glacyetap (G III *mar.+a*): 1 piase drobnoziarnisty z drobnym żwirkiem, warstwowany poziomo (czarny — materiał północny Zlodowacenie bałtyckie (G IV *mar.*): 2 piaszczysto-gruzowa pokrywa zwietrzalinowa utworów łasowych (czarny — materiał północny), w górnej części wytrącenia żelaziste (poziom fluwialny współczesnej gleby). Holocen; 3 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of the 1st marginal terrace at (Wola Zagrodna (exposure 1)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — 1st glaciophase (G III *mar.+a*)¹ 1 fine-grained sand with fine gravel, horizontally bedded (black — northern material). Baltic glaciation (G IV *mar.*): 2 sandy-gravelous weathering cover of the Liassic rocks (black — northern material), ferruginous incrustations in the upper part (fluvial horizon of recent soil Holocene: 3 humus horizon of recent soil

(1965) wynika, że moreny te zbudowane są wyłącznie z materiału północnego. Pomiędzy Kamienną Wolą a Końskimi powierzchnia fragmentów opisywanego tarasu układa się na wysokości 255—250 m n.p.m., tworząc wyraźny stopień na zachodnim stoku spiętrzonego wału tzw. moreny gowarczowskiej. Taras ten tworzą piaski i mulki (fig. 5), a widoczna naprzemianległość serii jest przypuszczalnie wynikiem rytmicznych zmian klimatycznych, warunkujących gwałtowny przepływ wód lub jego zamieranie. Na SW od Końskich (pomiędzy Końskimi a Dziebałtowem) powierzchnia tarasu leży na wysokości 252—248 m n.p.m. i w części proksymalnej nadbudowana jest częściowo stożkami sandrowymi, usypany-

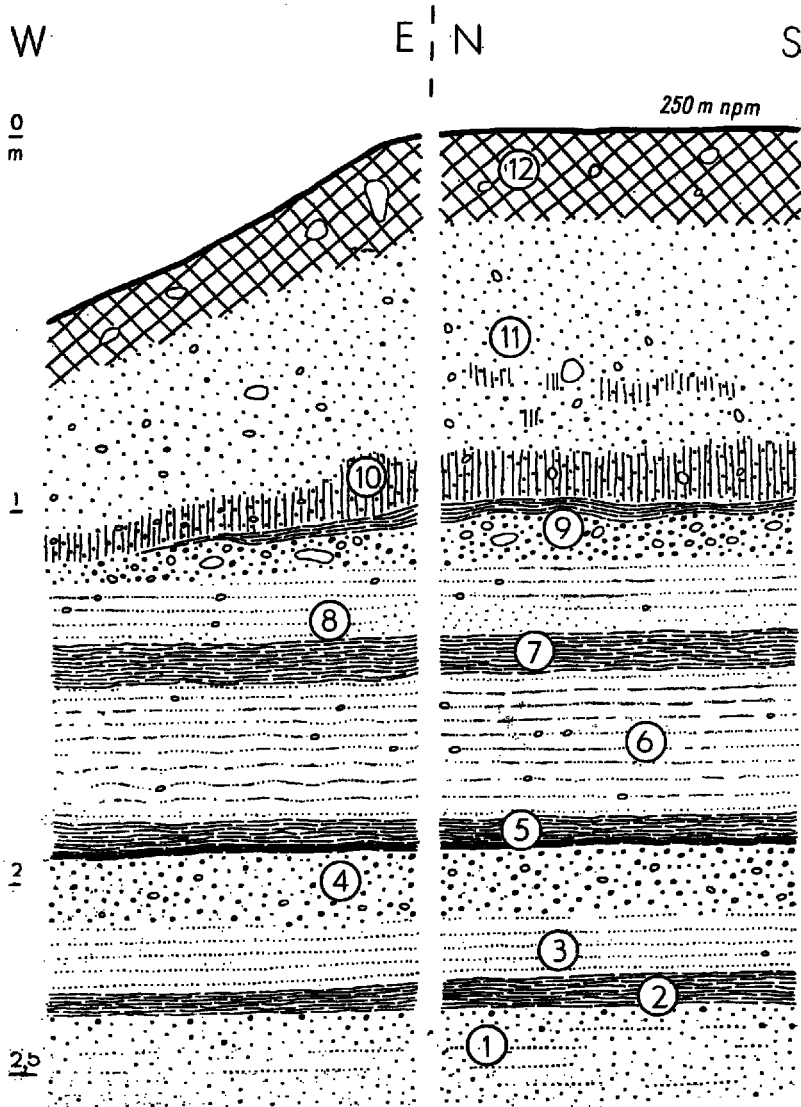


Fig. 5

mi w wyniku glacyetapowej oscylacji czoła lądolodu. W strefie Radoszyc fragmenty powierzchni I tarasu marginalnego występują na wysokości 248—242 m n.p.m. Również tutaj osady tarasowe leżą na środkowopolskiej glinie zwałowej i w części proksymalnej ograniczone są morenami czołowymi. W rejonie koneckim szerokość zachowanych fragmentów tego tarasu waha się od 0,5 do 3 km.

II taras marginalny. W północnej części rejonu przysuskiego, pomiędzy Gielniowem a Przysuchą (fig. 2 i 3), fragmenty powierzchni tego tarasu osiągają wysokość 227—224 m n.p.m. i ograniczone są morenami czołowymi wykazującymi ślady wyraźnych zaburzeń glacitektonicznych (Zygmuntów). Na SE od Przysuchy powierzchnia II tarasu leży na wysokości 226—223 m n.p.m., a koło Politowa zachowana jest pod lessem młodszym na wysokości 220 m n.p.m. W tym ostatnim przypadku odsłaniający się fragment tarasu reprezentowany jest przez kompleks piaszczysto-mułkowy spoczywający na środkowopolskiej glinie zwałowej i osiągający 8 m miąższości (Lindner 1970a). Dolna część tego kompleksu

Fig. 5

Profil osadów I tarasu marginalnego w Komaszycach (odsłonięcie 2)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gowarczowa — I glacyetap (*G III max.+a¹*): 1 piasek średnioziarnisty z drobnym żwirkiem i śladami poziomego warstwowania; 2 mułek żółtoszary; 3 piasek drobnoziarnisty warstwowany poziomo; 4 piasek gruboziarnisty ze żwirem, niewarstwowany; 5 mułek szarobłoty, w dole silnie ilasty; 6 piasek drobnoziarnisty z drobnym żwirkiem, poziomo warstwowany; 7 mułek szarobłoty; 8 piasek drobnoziarnisty z drobnym żwirkiem, górna część warstwowana poziomo, dolna niewarstwowana; 9 piasek gruboziarnisty ze żwirem, niewarstwowany, wyżej mułek; 10 piasek różnoziarnisty ze żwirem, silnie zażelazony (poziom iluwialny współczesnej gleby); 11 piasek różnoziarnisty ze żwirem, niewarstwowany (poziom eluwialny współczesnej gleby). Holocen: 12 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of the 1st marginal terrace at Komaszycze (exposure 2)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — 1st glaciophase (*G III max.+a¹*): 1 medium-grained sand with fine gravel and traces of horizontal bedding; 2 yellowish-grey silt; 3 fine-grained sand, horizontally bedded; 4 coarse-grained sand with gravel, nonbedded; 5 yellowish-grey silt, strongly argillaceous at the bottom; 6 fine-grained sand with fine gravel, horizontally bedded; 7 yellowish-grey silt; 8 fine-grained sand with fine gravel, upper part horizontally bedded, lower — nonbedded; 9 coarse-grained sand with gravel, nonbedded, higher up — silt; 10 variously grained sand with gravel, strongly ferruginous (alluvial horizon of recent soil); 11 variously grained sand with gravel, nonbedded (alluvial horizon of recent soil). Holocene: 12 humus horizon of recent soil

to piaski średnioziarniste z cienkimi przewarstwieniami gliny zwałowej (spływy z podcinanej wówczas krawędzi gliniastej). Górna część, to na przemian legle warstwowane piaski i mułki (fig. 6). Z uzyskanego profilu wynika, że w okresie akumulacji górnej części II tarasu marginalnego istniały na przemian okresy akumulacji fluwialnej i limnicznej. W południowej części rejonu przysuskiego fragmenty opisywanego tarasu znajdują się na wysokości 227—220 m n.p.m. i przetrwanie swoje zawdzięczają w dużym stopniu nadbudowującym je morenom czołowym.

W rejonie koneckim fragmenty rozważanego tarasu marginalnego zachowane są na wysokości 230—225 m n.p.m. i zarówno w północnej, jak i południowej części rejonu, proksymalne ich części zakończone są morenami czołowymi wyznaczającymi linię kontaktu lodowego (fig. 2). W licznych odsłonięciach widać, że moreny zbudowane są w głównej mierze z materiału żwirowo-głazowego (fig. 7). W południowej części rejonu koneckiego taras II zbudowany jest z piasków drobnoziarnistych lub średnioziarnistych warstwowanych poziomo lub skośnie. W północnej części tego rejonu osady tarasowe zawierają natomiast coraz liczniejsze przewarstwienia mułkowe (fig. 8). Zarówno w rejonie koneckim jak i przysuskim, szerokość zachowanych fragmentów opisywanego tarasu waha się od 0,5 do 3 km. Z uwagi na tendencję „wchodzenia” tego tarasu w doliny ekstraglacialne oraz ze względu na częste pochylenie jego powierzchni ku ograniczającym go morenom czołowym, jak również z przeprowadzonych badań petrograficznych i pomiarów strukturalnych, wynika znaczna rola wód ekstraglacialnych w dostarczaniu materiału budującego II taras marginalny.

III taras marginalny. Powierzchnia zachowanych fragmentów tego tarasu znajduje się w rejonie koneckim na wysokości 218—210 m n.p.m., a w rejonie przysuskim na wysokości 212—198 m n.p.m. (fig. 3).

W północnej części rejonu przysuskiego powierzchnia fragmentów III tarasu układa się na wysokości 212—208 m n.p.m., pochylając się w kierunku wschodnim. Taras ten zachowany jest głównie w sytuacjach wododziałowych i szerokość jego nie przekracza 1 km (fig. 2). Koło Przysuskiej osady tarasu leżą na środkowopolskiej glinie zwałowej, osiągają od 3 do 5 m miąższości i reprezentowane są przez piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, warstwowane skośnie lub poziomo i przechodzące ku górze w piaski różnoziarniste z pojedynczymi otoczkami żwiru (o średnicy do 3 cm) oraz z kilkunastocentymetrowymi przewarstwieniami piasku gliniastego. U wylotu przelomowego odcinka doliny Radomki powierzchnia opisywanego tarasu leży na wysokości 206—202 m n.p.m. W Ruskowicach widać, jak w dystalnej części moreny czołowej osady fluwioglacialne zazębiają się z utworami piaszczysto-żwirowymi III tarasu marginalnego. W proksymalnej części tej moreny odsłania się materiał żwirowy, którego obecne położenie jest zapewne wynikiem akumulacji na lodzie i rezultatem późniejszego, grawitacyjnego zaburzenia

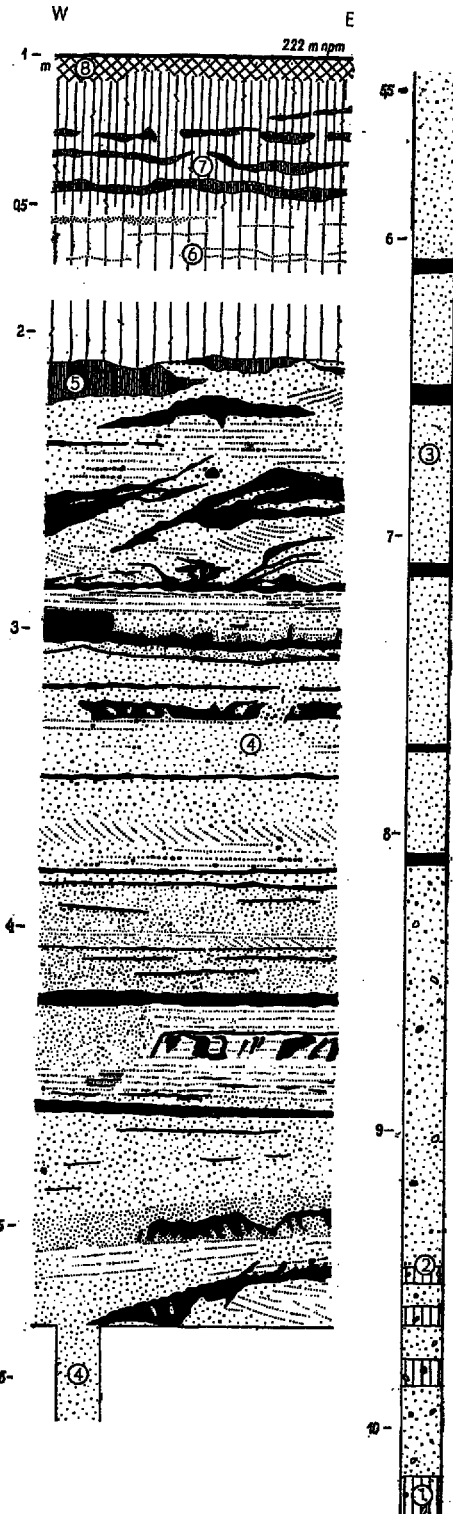


Fig. 6

Profil osadów II tarasu marginalnego w Politowie (wąwóz Lisie Jamy, odsłonięcie 3)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gowarczowa — II glacyetap (G III max.+aII): 1 glina zwalowa; 2 piasek różnoziarnisty ze żwirami i przewarstwieniami gliny; 3 piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami mułku; 4 pakiet piaszczysto-mułkowy z zaburzeniami sedimentacyjnymi i wytrąceniami żelazistymi. Interglacja eemski (J III/IV): fragmenty poziomu piaszczystego silnie żelazistego (glebowo-wietrzeniowego). Okres stepowo-tundrowy — początek zlodowacenia bałtyckiego (G IV max. tr.): 5 less wapnisty ze smugami piaszczystymi; 7 less zgliniiony ze smugami piaszczystymi. Holocen: 8 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of the IInd marginal terrace at Politów (Lisie Jamy ravine, exposure 3)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — IInd glaciophase (G III max.+aII): 1 till; 2 variously grained sand with gravel and loamy intercalations; 3 medium-grained sand with silty intercalations; 4 silty-arenaceous band with sedimentary disturbances and ferruginous incrustation. Eemian interglacial (J III/IV): 5 fragments of an arenaceous, strongly ferruginous horizon (soil-weathering). Steppe-tundra period — beginning of the Baltic glaciation (G IV max. tr.): 6 calcareous loess with streaks of sand; 7 loamy loess with sandy streaks. Holocene: 8 humus horizon of recent soil

północnej części moreny czołowej. Pomiedzy Ruszkowicami a doliną Radomki, w obrębie serii tarasowej, pojawiają się przewarstwienia mułków ilastych, miejscami o charakterze warwowym (fig. 9). Miąższość tych przewarstwień waha się od 10 do 60 cm, i miejscami są one rozerwane

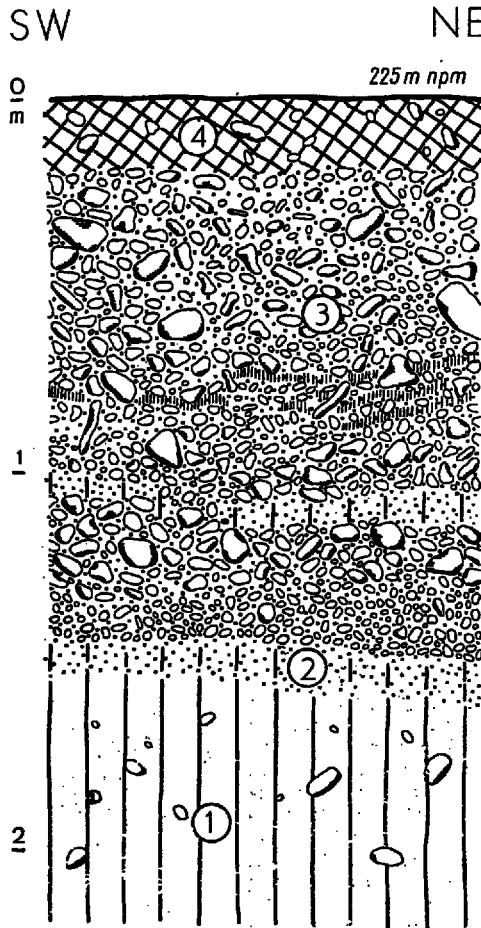


Fig. 7

Profil osadów moreny czołowej ograniczającej II taras marginalny w Morzywole (odsłonięcie 4)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gowarczowa — II glacyetap (G III max. + a^{II}): 1 glina zwałowa; 2 piasek różnoziarnisty, gliniasty; 3 żwir z głazami i przewarstwieńiami piasku gliniastego oraz wytrąceniami żelazistymi pochodzenia glebowego. Holocen: 4 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of front moraine limiting the IInd marginal terrace at Morzywól (exposure 4)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — IInd glaciophase (G max. + a^{II}): 1 till; 2 variously grained, loamy sand; 3 gravel with boulders and interbeddings of loamy sand and ferruginous incrustations of soil origin. Holocene: 4 humus horizon of recent soil

uskokami. Pomiedzy Ruszkowicami a Politowem fragmenty III tarasu marginalnego znajduja się na wysokości 206—200 m n.p.m. i zbudowane są przewaznie z piasków różnoziarnistych (fig. 10). Proksymalne części

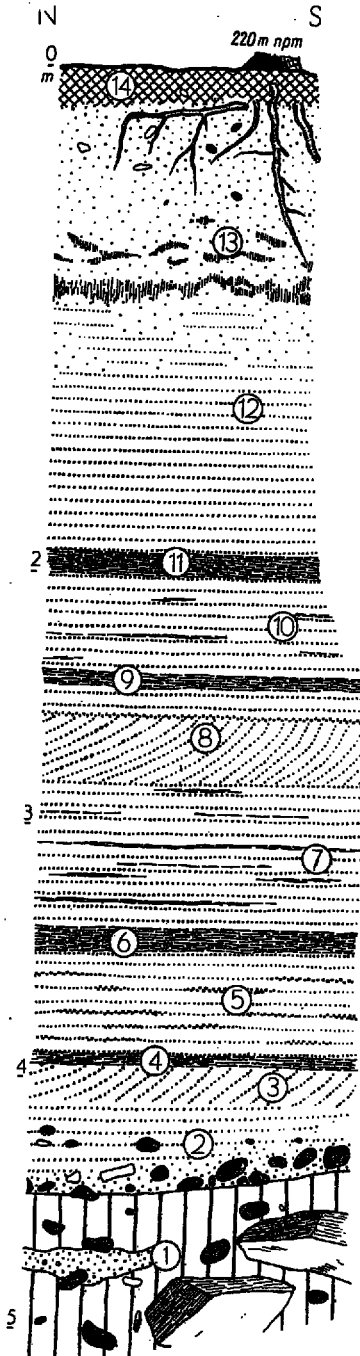
Fig. 8

Profil osadów II tarasu marginalnego w Lelitku
(odsłonięcie 5)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gowarczowa — II glacyetap (G III *mar.+a^{II}*): 1 gлина zwałowa z blokami piaskowców lławowych i materiałem północnym (czarny) oraz soczewką piasku gruboziarnistego; 2 piasek gruboziarnisty w dole niewarstwowany, ze żwirzem i glazkami materiału lokalnego i północnego (czarny); 3 piasek gruboziarnisty skośnie warstwowany; 4 mułek żółty; 5 piasek średnioziarnisty z soczewkami piasku gruboziarnistego, poziomo warstwowany; 6 mułek żółty; 7 piasek średnioziarnisty, poziomo warstwowany ze smugami mułku żółtobrazowego; 8 piasek średnioziarnisty skośnie warstwowany; 9 mułek żółty; 10 piasek średnioziarnisty poziomo warstwowany, ze smugami mułku żółtego; 11 mułek żółtobrazowy; 12 piasek średnioziarnisty warstwowany poziomo; 13 piasek średnioziarnisty niewarstwowany z pojedynczymi otoczkami materiału lokalnego i północnego, w dole z żelazistym poziomem fluwialnym, wyżej o charakterze eluwium. Holocen: 14 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of the IInd marginal terrace at Lelitek
(exposure 5)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — IInd glaci-subphase (G III *mar.+a^{II}*): 1 till with the Lower Jurassic boulders and northern material (black) and with a lens of coarse-grained sand; 2 coarse-grained sand, nonbedded at the bottom, with gravel and cobbles of local and northern material (black); 3 coarse-grained sand, cross-bedded; 4 yellowish silt; 5 medium-grained sand with lenses of coarse-grained one, bedded; 6 yellowish silt; 7 medium-grained sand, horizontally bedded with streaks of yellowish-brown silt; 8 medium-grained sand, cross-bedded; 9 yellowish silt; 10 medium-grained sand, bedded, with streaks of yellowish silt; 11 yellowish-brown silt; 12 medium-grained sand, horizontally bedded; 13 medium-grained, nonbedded sand with single pebbles of local and northern material, with fluvial ferruginous horizon at bottom, higher up of eluvial character. Holocene: 14 humus horizon of recent soil



opisywanego tarasu ograniczone są morenami czołowymi o charakterze fluwioglacjalnym lub formami szczelinowymi. Pomędzy Politowem a doliną Jabłownicy III taras marginalny zbudowany jest także z utworów

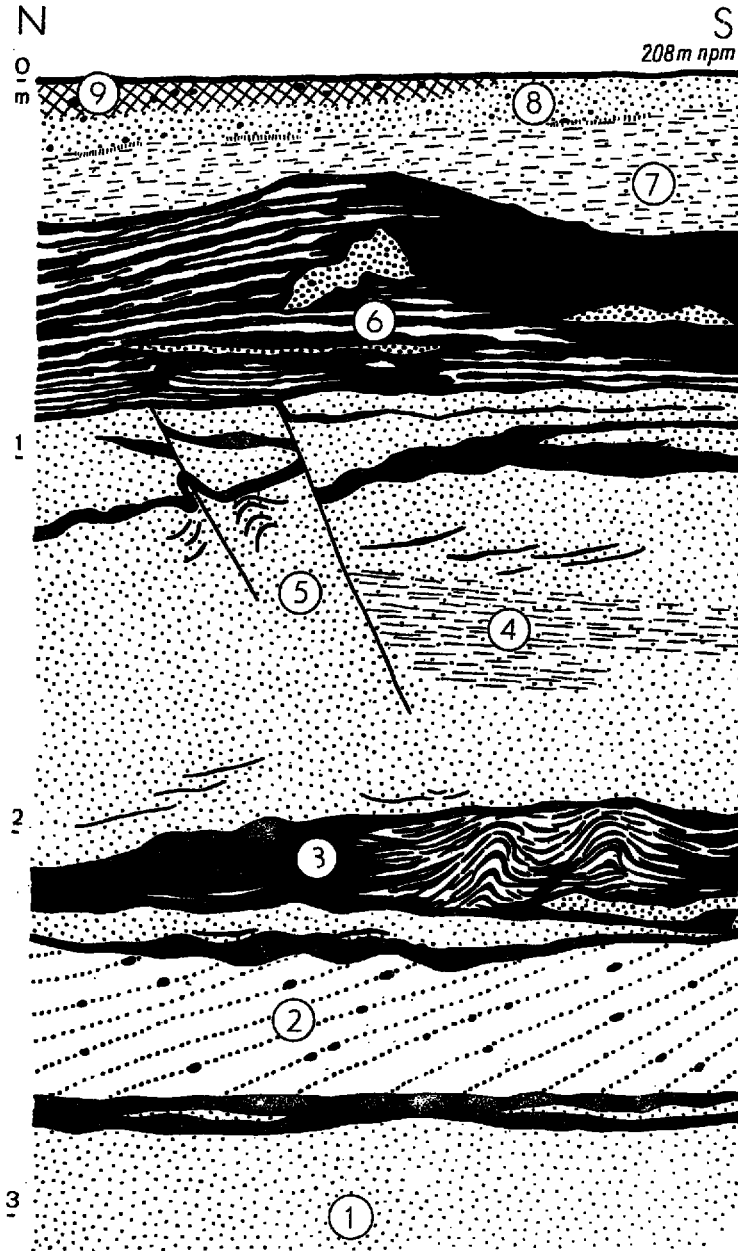


Fig. 9

piaszczystych; powierzchnia jego leży na wysokości 200—198 m n.p.m. i częściowo nadbudowana jest lessem młodszy.

W rejonie koneckim fragmenty *III* tarasu marginalnego najlepiej zachowały się w strefie dorzecza Drzewiczki (fig. 2). W środkowej części tego dorzecza (okolice Rudy Białaczowskiej i Gowarczowa) powierzchnie fragmentów rozważanego tarasu znajdują się na wysokości 217—212 m n.p.m. Na NW od Kamiennej Woli fragmenty *III* tarasu nadbudowane są zwirowo-piaszczystymi morenami czołowymi, a w najbardziej północnej części rejonu koneckiego osady tego tarasu odsłaniają się spod pokryw zwietrzelinowych otulających wychodnie piaskowców liasowych.

IV taras marginalny. W północnej części rejonu przysuskiego (okolice Gielniowa) fragmenty tego tarasu leżą na wysokości 200—195 m n.p.m. i w wielu miejscach ograniczone są morenami czołowymi (fig. 2). Koło Skrzywna powierzchnia zachowanych fragmentów *IV* tarasu układa się na wysokości 194—190 m n.p.m., a więc na wysokości odpowiadającej powierzchni istniejących tam form kemowych. Ponieważ zarówno

Fig. 9

Profil osadów *III* tarasu marginalnego w Ruszkowicach (odsłonięcie 6)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gowarczowa — *III* glacyetap (*G III max.+a^{III}*):
 1 piasek drobnoziarnisty, niewarstwowany, z mułkiem ilastym w strople; 2 piasek gruboziarnisty ze żwirkiem, warstwowany skośnie; 3 mułek ilasty żółtobrazowy ze słabo widocznymi smugami mułku jaśniejszego, szarozółtego (ślady warw?), miejscami zaburzony; 4 mułek piaszczysty; 5 piasek średnioziarnisty z warstewkami brązowego mułku ilastego, widoczne przesunięcia materiału wzdłuż płaszczyzn uskokowych; 6 mułek ilasty, brązowy, z wyraźnymi jaśniejszymi warwami zawierającymi domieszkę materiału drobnopiaszczystego oraz z soczewkami piasku gruboziarnistego; 7 piasek mułkowy; 8 piasek różnoziarnisty z drobnym żwirem. Holocen: 9 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of the *III*rd marginal terrace at Ruszkowice (exposure 6)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — *III*rd glaciophase (*G III max.+a^{III}*):
 1 fine-grained, nonbedded sand with argillaceous silt at top; 2 coarse-grained sand with gravel, cross-bedded; 3 argillaceous silt, yellowish-brown, with hardly traceable streaks of lighter silt, yellowish-grey (traces of varvae?), disturbed in places; 4 sandy silt; 5 medium-grained sand with intercalations of brown argillaceous silt, faulting visible; 6 argillaceous silt, brown, with distinct lighter varves containing an admixture of fine-sandy material and with lenses of coarse-grained sand; 7 silty sand; 8 variously grained sand with fine gravel. Holocene: 9 humus horizon of recent soil

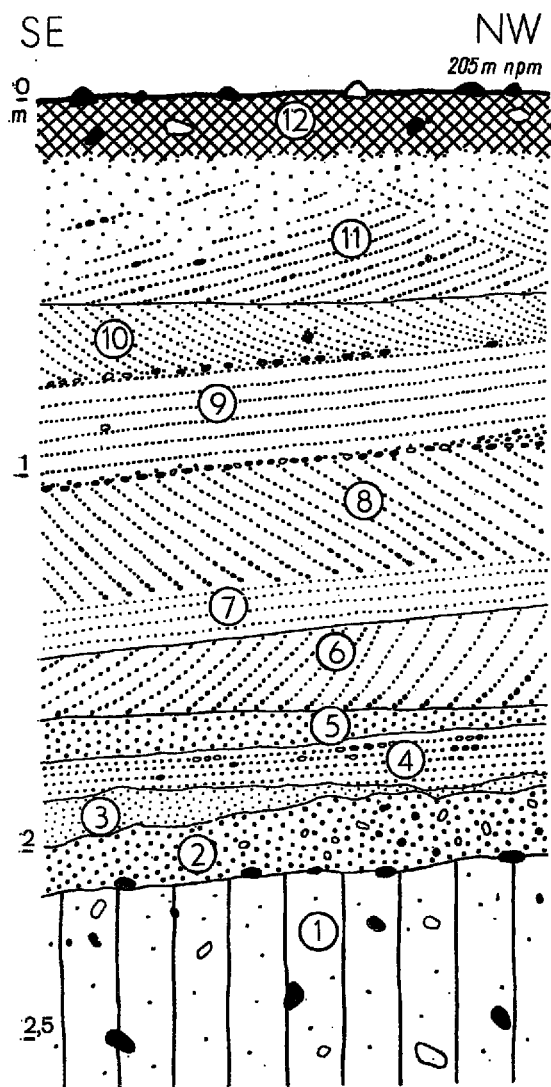


Fig. 10

Profil osadów III tarasu marginalnego w Radestowie (odsłonięcie 7)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gowarczowa — III glacyetap (*G III max.+a^{III}*): 1 glina zwalowa, piaszczysta; 2 piasek gruboziarnisty ze żwirami lokalnymi i północnymi (czarny), niewarstwowany; 3 piasek drobnoziarnisty, niewarstwowany; 4 piasek różnoziarnisty ze żwirami i śladami warstwowania; 5 piasek gruboziarnisty, niewarstwowany; 6 piasek różnoziarnisty skośnie warstwowany; 7 piasek drobnoziarnisty; 8 piasek różnoziarnisty skośnie warstwowany; 9 piasek drobnoziarnisty warstwowany równolegle; 10 piasek średnioziarnisty skośnie warstwowany; 11 piasek różnoziarnisty z drobnym żwirami i śladami skośnego warstwowania. Holocen: 12 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of the IIIrd marginal terrace at Radestów (exposure 7)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — IIIrd glaci-subphase (*G III max.+a^{III}*): 1 sandy till; 2 coarse-grained sand with local and northern gravel (black), nonbedded; 3 fine-grained sand, nonbedded; 4 variously graded sand with gravel and traces of bedding; 5 coarse-grained sand, nonbedded; 6 variously graded sand, cross-bedded; 7 fine-grained sand; 8 variously graded sand, cross-bedded; 9 fine-grained sand, horizontally bedded; 10 medium-grained sand, cross-bedded; 11 variously graded sand with fine gravel and traces of cross-bedding. Holocene: 12 humus horizon of recent soil

górną część osadów tarasowych, jak i górną część osadów kompleksu kemowego, odznaczają się obecnością materiału średnio- i grubopiaszczystego z pojedynczymi otoczkami drobnego żwiru, wydaje się, że w akumulacji górnej części kompleksu kemowego uczestniczyły częściowo wody marginalne (Lindner 1970a) i w tym sensie formy kemowe mogą reprezentować tu częściowo ostańce erozyjne IV tarasu marginalnego. W południowo-wschodniej części rejonu, powierzchnia fragmentów IV tarasu marginalnego znajduje się na wysokości 190—187 m n.p.m. Z odsłoneń położonych na północ od Politowa wynika, że dolną część osadów tarasowych stanowią piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwiru oraz

ślądami skośnego warstwowania, a górna część osadów tarasowych reprezentowana jest przez warstwowane horyzontalnie piaski drobnoziarniste i mułki (fig. 11).

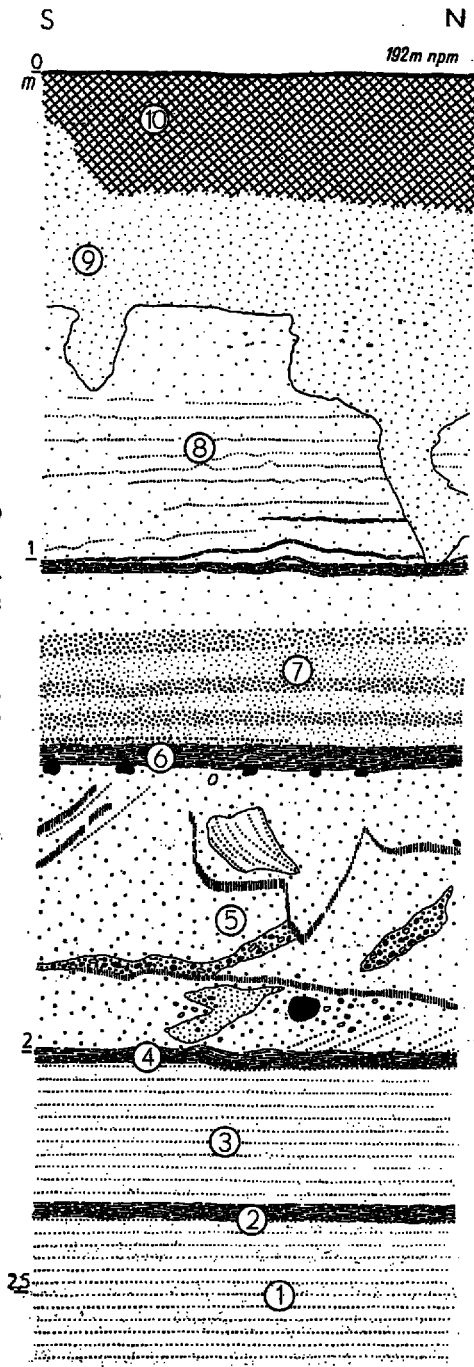
Fig. 11

Profil osadów IV tarasu marginalnego w Politowie (odsłonięcie 8)

Zlodowacenie środkowopolskie, glacyfaza Gowarczowa — IV glacyetap (G III max.+a^{IV}): 1 piasek drobnoziarnisty poziomo warstwowany; 2 mułek szary; 3 piasek drobnoziarnisty poziomo warstwowany; 4 mułek szarozółty; 5 piasek różnoziarnisty z soczewkami piasku gruboziarnistego, żwirami i głazkami materiału lokalnego i północnego (czarne) oraz ze śladami skośnego warstwowania i smugami wytrąceń żelazistych; 6 mułek szarobrazowy; 7 piasek pylasty ze smugami piasku średnioziarnistego; 8 piasek drobnoziarnisty miejscami ze śladami warstwowania poziomego, oraz z warstewkami szarozółtego mułku; 9 piasek drobnoziarnisty z pyłem, nie-warstwowany. Holocen: 10 poziom humusowy współczesnej gleby

Profile of the IVth marginal terrace at Politów (exposure 8)

Middle Polish glaciation, the Gowarczów glaciophase — IVth glaciophase (G III max.+a^{IV}): 1 fine-grained sand, horizontally bedded; 2 grey silt; 3 fine-grained sand, horizontally bedded; 4 yellowish-grey silt; 5 variously grained sand with lenses of coarse-grained one, gravel and local and northern (black) cobbles, and with traces of cross-bedding and streaks of ferruginous incrustations; 6 grey-brownish silt; 7 silty sand with streaks of medium-grained sand; 8 fine-grained sand, in some places with traces of horizontal bedding, and with intercalations of yellowish-grey silt; 9 fine-grained sand with silt, nonbedded. Holocene: 10 humus horizon of recent soil



W północnej części rejonu koneckiego fragmenty IV tarasu marginalnego zachowane są koło Karwic i na północ od Rudy Białaczowskiej, przy czym powierzchnia ich układa się na wysokości 202—198 m n.p.m.

ROZWÓJ PALEOGEOMORFOLOGICZNY

Opisane wyżej fragmenty czterech głównych tarasów marginalnych, w powiązaniu z innymi formami akumulacji lodowcowej oraz w oparciu o rozdzielność glin zwałowych, pozwoliły odtworzyć przebieg etapowego zaniku łądolodu glacyfazy maksymalnej Gowarczowa (*G III max. a, rec.*). Charakterystykę rozwoju paleogeomorfologicznego tarasów marginalnych należy rozpocząć od przedstawienia maksymalnego zasięgu łądolodu glacyfazy Gowarczowa (*G III max. a*) na NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (fig. 1 i 2). Zasięg ten wyznaczono w oparciu o rozprzestrzenienie gliny zwałowej glacyfazy gowarczowskiej. Głina ta, zarówno w rejonie przysuskim jak i koneckim, tworzy zwartą pokrywę i leży przekraczającą w stosunku do gliny zwałowej poprzedniej glacyfazy. Podczas wykonywania szczegółowego zdjęcia geologicznego stwierdzono, że w strefach bezpośredniego kontaktu z wychodniami utworów mezozoicznych osady środkowopolskie przykryte są na znacznych przestrzeniach pokrywami zwietrzelinowymi, częściowo przerobionymi i przemieszczonymi w warunkach peryglacjalnych (Lindner 1970a). Z zebranych materiałów wynika, że łądolód środkowopolski osiągnął swój maksymalny zasięg prawie jednocześnie w rejonach przysuskim i koneckim oraz w dolinie Kamiennej.

W rejonie przysuskim zasięg czoła łądolodu nie był tak prostoliniowy, jak to przyjmuje M. Klimaszewski (1952), J. E. Mojski i E. Rühle (1965) czy S. Z. Różycki (1967). Wyodrębnił się tu jezior lodowcowy Ruskiego Brodu, którym masy lodowe wkroczyły w przełomowy odcinek doliny Radomki. Ostatnio wykonane obserwacje potwierdziły istnienie w rejonie Skarżyska-Kamiennej jeziora lodowcowego o zasięgu zbliżonym do zarysu podanego przez W. Karaszewskiego (Galon & Roszkówna 1961).

W rejonie koneckim łądolód zlodowacenia środkowopolskiego, po przekroczeniu linii Radoszyce-Końskie (Passendorfer 1931, Klimaszewski 1952, Mojski & Rühle 1965, Różycki 1967), wcisnął się jezorami w doliny Czystej i Czarnej. Zasięg tych jeziorów był jednak mniejszy niż to przyjmuje W. Karaszewski (vide Galon & Roszkówna 1961), R. Krajewski (1962) czy I. Junkiewiczowa (1968). Na północ od spiętrzonego wału tzw. moreny gowarczowskiej, w czasie maksymalnego zasięgu zlodowacenia wyodrębnił się z łądolodu jezior Lesiakówki, którym masy lodowe wdarły się w dolinę Brzuśni.

W północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich okres maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego trwał stosunkowo krótko. Świadczy o tym zarówno brak wyraźnych śladów odpływu marginalnego, jak i mała miąższość osadów zastoiskowych w zabarykadowanych dolinach, czy też niewielkie rozmiary moren czołowych nadbudowujących proksymalne części stożków sandrowych i kulminacje wału gowarczowskiego.

Zanik łądolodu glacyfazy Gowarczowa rozpoczął się jednocześnie w rejonach przysuskim i koneckim oraz w strefie Skarżyska i wyraził się znacznym obniżeniem powierzchni łądolodu w okresie pierwszego interglacyetapu (*G III max.+a/a'*). Obniżenie powierzchni łądolodu uwarunkowane było intensywnym rozwojem procesów ablacyjnych, które doprowadziły do częściowego lub całkowitego stopienia się lodu w stosunkowo wąskiej strefie brzeżnej. Szerokość tej strefy wahała się od 1 do 6 km, a odsłanianie jej podyktowane było morfologią podłoża oraz szybkim wytapianiem się stosunkowo cienkiej i słabo przykrytej materiałem ablacyjnym, brzeżnej części łądolodu. W odsłanianej strefie marginalnej zbierały się, szukając odpływu, zarówno wody uwolnione z uprzednio spiętrzonych zastoisk, jak i wody ekstraglacialne czy proglacialne. Wody te, krążąc szczelinami i przetainami zamierającego łądolodu, powodowały ich stopniowe poszerzanie i zasypywanie. Śladem tej akumulacji są pagórki kemowe, „zatopione” później w osadach tarasów marginalnych. Interglacyetapowy, powierzchniowy zanik łądolodu sprzyjał pozostawianiu w obniżeniach dolinnych brył martwego lodu (Lindner 1970a).

Ochłodzenie klimatyczne w okresie pierwszego glacyetapu (*G III max.+a'*) przejawiało się zahamowaniem procesów ablacyjnych i aktywnym ruchem powodującym nabrzmiwanie masy łądolodu. Nabrzmiwanie to doprowadziło do utworzenia czoła odznaczającego się tendencją do nieznacznej transgresji, co z kolei spowodowało częściowe spiętrzenie wód w uprzednio odsłanianej strefie brzeżnej i zmusiło je do wyraźnej akumulacji marginalnej. Śladem tej akumulacji są opisane wyżej fragmenty I tarasu marginalnego. Moreny czołowe, nadbudowujące proksymalne części tego tarasu, podkreślają strefę kontaktu lodowego. Z analizy geomorfologicznej i budowy geologicznej tego tarasu wynika, że ówczesny odpływ wód marginalnych skierowany był z południowej części rejonu przysuskiego przez okolice Szydłowca do dorzecza Kamiennej, pełniącej wówczas rolę doliny marginalnej. Natomiast wody marginalne z północnej części rejonu przysuskiego kierowały się poprzez doliny górnych odcinków Radomki i Drzewiczki ku rejonowi koneckiemu. Wody formujące powierzchnię najwyższego tarasu marginalnego w rejonie koneckim, łącząc się w okolicy Nieświnia z wodami dopływającymi z rejonu przysuskiego, odpływały ku południowemu zachodowi, aby w strefie Radoszyc przelać się do dorzecza Nidy.

Badania zachowanych fragmentów I tarasu marginalnego oraz form towarzyszących (moren czołowych, form szczelinowych i stożków sandrowych), jak również przekroje geologiczne zestawione w oparciu o liczne wiercenia wykazały, że w czasie akumulacji wspomnianego tarasu miały miejsce nieznaczne transgresje czoła lądolodu. Transgresje te wyrażone są dwudzielnością gliny zwałowej glacyfazy maksymalnej, przy czym utworami rozdzielającymi są piaski i żwiry moren czołowych akumulowanych w proksymalnej części najwyższego tarasu (Dziebałtów, Brody). W wyniku glacyetapowej oscylacji lądolód stworzył na swym przedpolu warunki dla sypania stożków sandrowych na powierzchni wspomnianego tarasu.

Podczas drugiego interglacyetapu (*G III max.+a^I/a^{II}*), wskutek ponownego ocieplenia wyrażonego przewagą ablacji nad dostawą lodu z zaplecza, nastąpiło dalsze obniżenie powierzchni lądolodu. W okresie tym jeszcze wyraźniej zarysował się związek pomiędzy szybkością deglacjacji a miąższością lądolodu i ukształtowaniem jego podłoża. W południowej, wyżej położonej, części rejonu koneckiego odsłonięta została strefa brzeżna o szerokości od 4 do 8 km, podczas gdy w części północnej uwolniony został pas szerokości od 1 do 3 km. Interglacyetapowy zanik lądolodu doprowadził w rejonie przysuskim do odsłonięcia strefy szerokości od 1 do 3 km. Zarówno w rejonie przysuskim jak i w rejonie koneckim, w całkowicie lub częściowo odsłoniętych strefach brzeżnych zbierały się, szukając odpływu, wody proglacjalne i ekstraglacjalne. Te ostatnie, w wyniku działalności erozyjnej, rozcinały powierzchnię dopiero co utworzonego najwyższego tarasu marginalnego (fig. 12). Śladem akumulacji interglacyetapowej są formy kemowe (Skrzyńsko), utworzone w stopniowo poszerzanych szczelinach i przetainach zamierającego lądolodu.

Powstanie II tarasu marginalnego związane jest z ponownym spiętrzeniem wód ekstraglacialnych i proglacialnych podczas drugiego glacyetapu (*G III max.+a^{II}*). O nieznacznej transgresji czoła lądolodu w tym okresie świadczą zaburzenia glacictektoniczne brzeżnych części form kemowych Skrzyńska oraz spiętrzenia osadów budujących tzw. morenę zygmuntofską (Lindner 1970a). Transgredujący lądolód nasunął się na częściowo nie wytopiony jeszcze stary lód, a z pomiarów rozciągłości i pochylenia fałdów zaburzonych osadów wynika, że w rejonie przysuskim lądolód napierał z kierunku północno-wschodniego. Pochylenie powierzchni zachowanych fragmentów II tarasu marginalnego oraz badania strukturalne osadów tego tarasu wykazały, że w rejonie przysuskim wymuszony odpływ marginalny w okresie drugiego glacyetapu skierowany był poprzez okolice Szydłowca ku południowemu wschodowi. Analogiczne obserwacje, poczynione w rejonie koneckim, wskazują na odpływ ówczesnych wód marginalnych przez okolice Trzemesznej do dorzecza Nidy. Z uwagi na to, że w wielu miejscach II taras marginalny przejawia tendencję do „wchodzenia” w doliny ekstraglacialne, oraz ze względu

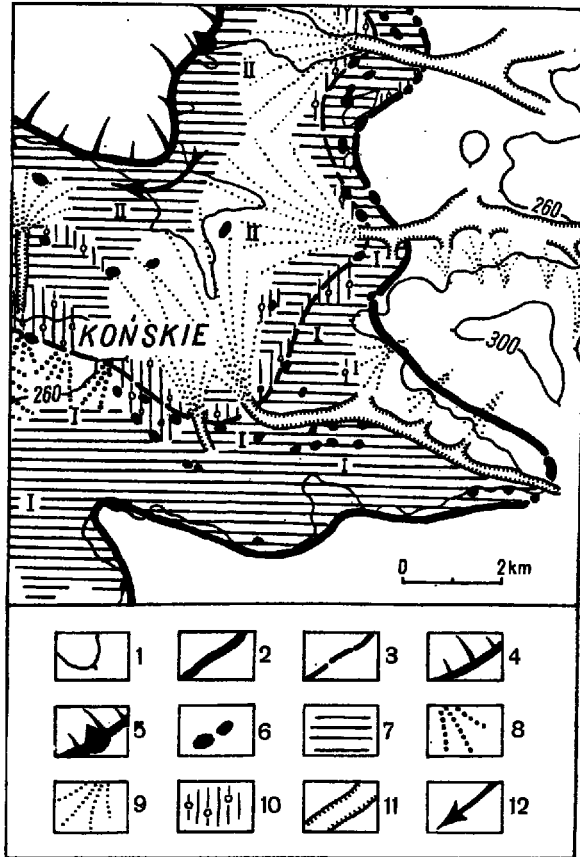


Fig. 12

Szkic paleogeomorfologiczny dla okresu tworzenia się II tarasu marginalnego w okolicach Końskich

1 poziomice; 2 linia maksymalnego zasięgu czoła lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego ($G III max. a$); 3 linia zasięgu czoła lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okresie tworzenia się I tarasu marginalnego ($G III max.+a^I$); 4 czoło lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okresie tworzenia się II tarasu marginalnego ($G III max.+a^{II}$); 5 czoło lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego z moreną czołową w okresie tworzenia się II tarasu marginalnego ($G III max.+a^{II}$); 6 moreny czołowe; 7 tarasy marginalne; 8 stożki proglacjalne; 9 stożki ekstraglacialne; 10 strefa wychodni gliny zwałowej pozostawionej przez lądolód zlodowacenia środkowopolskiego ($G III max. a$); 11 krawędzie erozyjne; 12 kierunek przepływu wód marginalnych w okresie II glacyetapu zlodowacenia środkowopolskiego ($G III max.+a^{II}$)

Paleogeomorphological sketch illustrating the origin of the IInd marginal terrace in the vicinity of Końskie

1 contour lines; 2 maximal range of the ice front of the Middle Polish glaciation ($G III max. a$); 3 range of the ice front of the Middle Polish glaciation during the formation of the Ist marginal terrace ($G III max.+a^I$); 4 ice front of the Middle Polish glaciation during the formation of the IInd marginal terrace ($G III max.+a^{II}$); 5 ice front of the Middle Polish glaciation with front moraine during the formation of the IInd marginal terrace ($G III max.+a^{II}$); 6 front moraines; 7 marginal terraces; 8 proglacial alluvial cones; 9 extraglacial cones; 10 zone of till exposures of the Middle Polish glaciation ($G III max. a$); 11 erosion escarpments; 12 direction of flow of the marginal waters during the IInd glaci-subphase of the Middle Polish glaciation ($G III max.+a^{II}$)

na częste pochylenie jego powierzchni ku ograniczającym go morenom czołowym, wynika znaczna rola wód ekstraglacialnych w akumulacji tego tarasu.

W czasie trzeciego interglacyetapu ($G III max.+a^{II}/a^{III}$), w wyniku ponownego ocieplenia i tym samym wzmożenia procesów ablacyjnych, nastąpiło kolejne obniżanie powierzchni lądolodu. Wody proglaclalne i ekstraglacialne, krążąc pomiędzy proksymalną stroną moren czołowych ograniczających II taras marginalny a stopniowo zamierającym lądolodem, powodowały jego dalsze nadtapianie i przyczyniały się do odsłonięcia nowej i niżej leżącej strefy brzeżnej o szerokości od 1 do 3 km, w której zaczęła formować się sieć odpływu marginalnego. Podobnie, jak podczas starszych interglacyetapów, w szczelinach i przetainach zamierającego lądolodu miała miejsce piaszczysto-mułkowa akumulacja kemowa (na SE od Skrzyńska).

Wskutek ponownego oziębienia w okresie trzeciego glacyetapu ($G III max.+a^{III}$), nastąpiło zrównoważenie ablacji z dostawą nowego lodu z zaplecza strefy czołowej, wyrażające się utworzeniem czoła lodowego, zmuszającego po raz trzeci wody ekstraglacialne i proglaclalne do szukania sobie odpływu marginalnego. Śladem tego odpływu są omówione wyżej fragmenty III tarasu marginalnego. Podobnie jak w przypadku starszych tarasów marginalnych, tak i teraz proksymalne partie powierzchni tarasowej nadbudowane zostały niewielkimi morenami czołowymi, podkreślającymi wyraźnie linię kontaktu lodowego. Badania geologiczne oraz analiza hipsometryczna zachowanych fragmentów III tarasu wykazują, że ówczesny odpływ marginalny z północnej części rejonu koneckiego skierowany był poprzez rejon przysuski do obszaru położonego na północny wschód od Szydłowca. Większe pochylenie powierzchni III tarasu we wschodniej części rejonu przysuskiego (fig. 3), przy jednoczesnym, wyraźnie skośnym warstwowaniu piaszczystego kompleksu tarasowego oraz przy braku przewarstwień mułkowych, wskazuje na znaczne ożywienie wód marginalnych (będące zapewne rezultatem odstąpienia czoła lądolodu od kulminacji podłoża w okolicy Szydłowca) i wyraża tendencję do formowania swobodnego odpływu o charakterze sandrowym.

Istnienie kolejnego okresu przewagi powierzchniowego zaniku lądolodu — okresu czwartego interglacyetapu ($G III max.+a^{III}/a^{IV}$) — warunkowane było kolejnym polepszeniem klimatu. Zanik lądolodu sprzyjał wówczas stopniowemu obniżaniu lokalnej bazy erozyjnej i lokowaniu się odpływu wód pomiędzy proksymalną stroną III tarasu marginalnego a „wycofującą się” krawędzią lądolodu. Powierzchniowy zanik lądolodu, w przypadku obszarów o silnie zróżnicowanej morfologii podłoża (okolice Skrzyńska), charakteryzował się stopniowym poszerzaniem szczelin i tworzeniem przetain, których wypełnienie wyraża się obecnością form kemowych. Zanik ten doprowadził do odsłonięcia strefy brzeżnej o szerokości od 1 do 4 km i — podobnie jak w czasie starszych interglacyeta-

pów — odznaczał się pozostawieniem brył martwego lodu w obniżeniach dolinnych.

Zachowane fragmenty IV tarasu marginalnego, miejscami ograniczone morenami czołowymi, są śladem czwartego glacyetapowego (*G III max.+a^{IV}*) spiętrzenia wód marginalnych. Odpływ tych wód z północnej części rejonu koneckiego kierował się, podobnie jak w poprzednim interglacyetapie, do rejonu przysuskiego, a dalej do obszaru położonego na SE od Wieniawy. Z rozmieszczenia kompleksów mułkowych, wchodzących w skład serii tarasowej, wynika fakt unikania przez nie wylotów dolin ekstraglacialnych, gdzie przeważała akumulacja stożkowa w kierunku czoła lądolodu, oraz stref wypływów wód lodowcowych zaznaczonych formami szczelinowymi, stożkami sandrowymi lub akumulacyjnymi morenami czołowymi. Mułkowe partie tarasu marginalnego reprezentują zatem przypuszczalnie niewielkie i krótkotrwałe rozlewiska międzystożkowe, tworzące się na powierzchni odpływu marginalnego.

Dalszy zanik lądolodu glacyfazy Gowarczowa jest trudno prześledzić na większym obszarze z uwagi na częściowe przykrycie osadami glacyfazy pomaksymalnej Wieniawy (*G III max.+b*). Z materiałów zebranych głównie w północnej części rejonu przysuskiego wynika, że dalszy zanik lądolodu glacyfazy Gowarczowa miał również charakter etapowy i wyrażał się stopniowym obniżaniem masy lądolodu, o czym świadczą fragmenty niżej leżących powierzchni odpływu marginalnego.

Dodać należy, że skład petrograficzny frakcji żwirowej wchodzącej w skład serii tarasowych, oraz pomiary strukturalne wskazują, iż przeważająca część materiału budującego dwa wyższe tarasy marginalne (*I* i *II*) dostarczana była przez wody ekstraglacialne, spływające z wyniesień liasowych znajdujących się na przedpołu lądolodu. Materiał budujący dwa niższe tarasy marginalne (*III* i *IV*) był natomiast dostarczany głównie przez wody proglacialne. Różnorodność składu petrograficznego osadów budujących rozważane tarasy może być także rezultatem pionowego zróżnicowania w rozmieszczeniu materiału lokalnego i skandynawskiego w brzeżnej masie lądolodu środkowopolskiego.

UWAGI O SPOSOBIE ZANIKU LĄDOLÓDU I FORMOWANIU ODPIYWÓW MARGINALNYCH

Odtwarzając przebieg deglacjacji obszaru objętego zasięgiem brzeżnej strefy lądolodu, istotne znaczenie ma dokładne wyznaczenie maksymalnego zasięgu tego lądolodu. W przypadku, gdy maksymalny zasięg wyznaczają spiętrzone moreny czołowe lub wyraźne powierzchnie odpływu sandrowego, zagadnienie to jest znacznie prostsze niż wówczas, gdy w strefie brzeżnej mamy do czynienia z kemami czy morenami czołowymi o charakterze fluwioglacialnym, lub też gdy brak jest jakichkolwiek form akumulacyjnych strefy czołowlodowcowej. Przy wyznaczaniu ma-

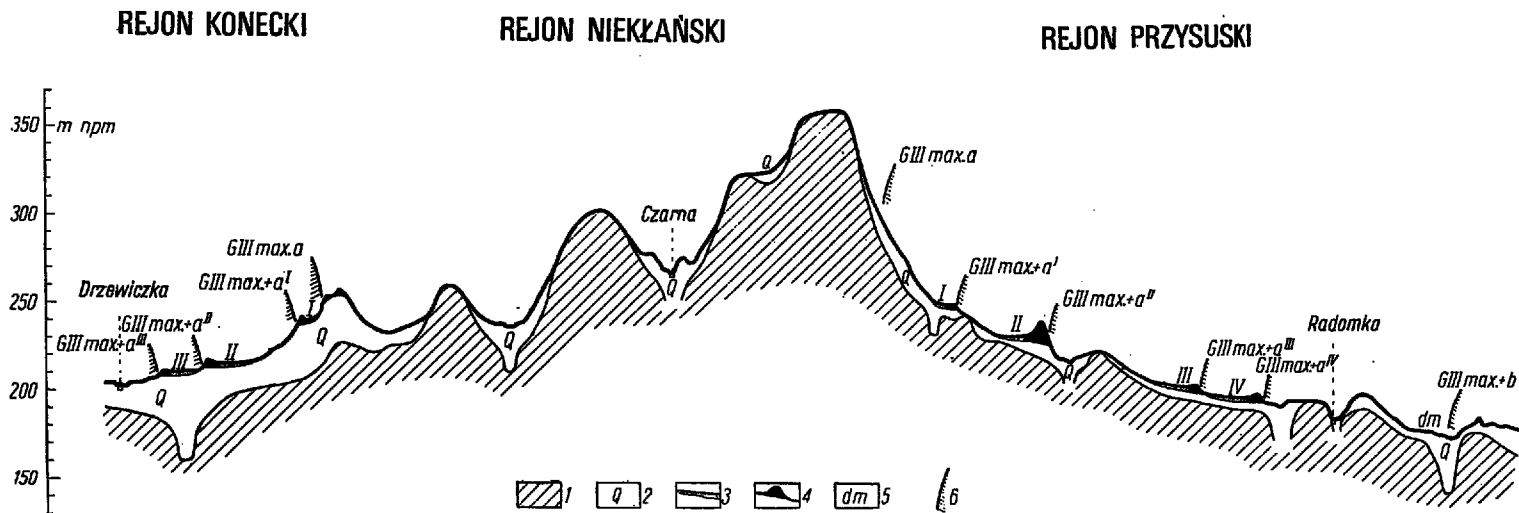


Fig. 13

Schemat glacyetapowego zaniku łądolodu środkowopolskiego w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

1 utwory przedczwartorzędowe; 2 nierozdzielone osady czwartorzędowe; 3 osady tarasów marginalnych; 4 moreny czołowe; 5 dolina marginalna; 6 czoło łądolodu

Scheme of the glaci-subphasal decline of the Middle Polish glacier in the NW margin of the Holy Cross Mts.

1 pre-Quaternary deposits; 2 undivided Quaternary deposits; 3 sediments of marginal terraces; 4 front moraines; 5 marginal valley; 6 ice front

ksymalnych zasięgów glacyoscylacji starszych zlodowaceń (*G II* oraz *G III*) dodatkowy kłopot sprawia znaczne zaawansowanie procesów erozyjno-denudacyjnych, utrudniające często jednoznaczną interpretację napotkanych form lodowcowych, zachowanych często na działach wodnych w postaci mniej lub bardziej wyraźnych ostańców erozyjno-denudacyjnych.

Znaczny wpływ na zasięg lądolodu wywierać będzie oczywiście morfologia podłoża będącego przedmiotem transgresji mas lodowych. W północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich transgresja lądolodu następowała z reguły na powierzchnię podłoża pochyloną w kierunku przeciwnym ruchowi mas lodowych. Transgredujący lądolód środkowopolski, z uwagi na dużą wrażliwość swej części czołowej, posuwał się łobami wypełniającymi obniżenia dolinne. Łoby te miały charakter jeziorów wyprowadzających, co w pewnym stopniu zbliżało je do jeziorów wyodrębniających się z czasów lodowych Grenlandii (por. Fristrup 1959) i Antarktydy (por. Neuburg et al. 1959). Być może, że zróżnicowanie rozmieszczenia materiału lokalnego w morenach czołowych brzeżnej strefy zlodowacenia środkowopolskiego na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (por. Lamparski 1969) również wskazuje na transgresję lądolodu drogą wyprowadzania jeziorów lodowych, dopasowujących się do rzeźby podłoża. Badając zarówno transgresję, jak i maksymalny zasięg czy glacyoscylacyjny zanik lądolodu na obszarze Wyżyn Polski Środkowej, należy zdawać sobie sprawę nie tylko z dużej wrażliwości czoła lodowego na deniwelacje podłoża, ale trzeba pamiętać również o znacznej czułości brzeżnej części lądolodu na nawet niezbyt wielkie wahania klimatyczne, oraz o wpływie wód spływających z obszaru ekstraglacialnego. W momencie maksymalnego zasięgu transgredującego lądolodu, najwyżej docierające masy lodu są najmniej obciążone materiałem skalnym, nie licząc oczywiście dolnej, egzarujującej części lądolodu. Podczas deglacjacji masy te będą dawały niewielkie formy czołowomorenowe, które — podobnie jak podścielająca je glina zwałowa — przepelnione będą materiałem lokalnym (Lamparski 1965, Lindner 1970a).

Opisane wyżej cztery główne tarasy marginalne, ograniczone miejscami morenami czołowymi ze śladami zaburzeń glacictektonicznych, stanowiły podstawę odtworzenia (fig. 13) przebiegu zaniku lądolodu glacyfazy Gowarczowa (*G III max. a*) oraz pozwoliły wyróżnić na badanym obszarze drobniejsze jednostki klimatostratygraficzne — interglacyetapy i glacyetapy (por. Różycki 1964).

Podsumowując rozważania nad powstawaniem tarasów marginalnych można powiedzieć, że formowanie ich miało miejsce w okresach glacyetapowego nabrzmiewania czoła lądolodu, które łącznie z pochylonym podłożem, na przedpolu, stwarzało warunki dla wymuszonej akumulacji marginalnej. Okresy interglacyetapowe odznaczały się powierzchniowym ubytkiem masy lądolodu, co w przypadku badanego terenu prze-

jawiało się odsłanianiem stosunkowo wąskich stref brzeżnych i podlodowych kulminacji podłoża.

Zróznicowanie litologiczne w obrębie poszczególnych tarasów marginalnych jest rezultatem znacznego zróznicowania warunków akumulacji osadów tarasowych. Prawidłowością jest tutaj fakt unikania przez kompleksy mułkowe oraz mułkowo-ilaste wylotów dolin ekstraglacjalnych lub wypływów wód proglacjalnych na powierzchnię tarasową (fig. 12). Kompleksy te tworzyły się w płytkich i krótkotrwałych rozlewiskach zamkniętych pomiędzy piaszczysto-żwirowymi stożkami ekstraglacjalnymi i proglacjalnymi. Wydaje się zatem, że wyróżnione przez K. Klimka (1966) trzy litologiczne typy tarasów kemowych nie muszą odpowiadać oddzielnym typom form tarasowych, lecz zazębiając się mogą stanowić przykłady zróznicowania facjalnego w obrębie jednej listwy tarasowej. Tarasy marginalne reprezentują typ form utworzonych w wyniku wymuszonej, akumulacyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacjalnych, a więc form zbliżonych częściowo do krawędziowego typu tarasów kemowych (por. Jahn 1963, 1969), do tarasów kemowych w rozumieniu wymuszonych powierzchni odpływu sandrowego (prof. dr R. Galon — głos w dyskusji na konferencji kemowej w kwietniu 1967 r. na trasie Częstochowa-Toruń), czy też do zewnętrznych tarasów kemowych (por. Baraniecka 1969). Różnica polega jednak na tym, że powstawanie tarasów kemowych wiąże się z procesem deglacjacji arealnej (Klimaszewski 1960, Szupryczyński 1963, Klimek 1966), podczas gdy tworzenie się tarasów marginalnych kontynuowane było także w okresach glacyetapowych transgresji czoła lodowego.

Tarasы marginalne, z uwagi na swą genezę i położenie w stosunku do czoła lądolodu, mają wiele wspólnego z powierzchniami odpływu wód marginalnych zachowanymi w postaci dolin marginalnych. Jak się wydaje, główną przyczyną formowania tarasów marginalnych lub dolin marginalnych jest z jednej strony morfologia podłoża zanikającego lądolodu, a z drugiej strony — czas trwania danego odpływu marginalnego. W przypadku, gdy powierzchnia podłoża lądolodu odznacza się niewielkimi deniwelacjami, wody proglacjalne i ekstraglacjalne, zbierając się w obniżeniach, tworzą doliny odpływu marginalnego, często z dobrze zachowanymi tarasami. Natomiast wówczas, gdy glacyoscylacyjny zanik lądolodu przebiega na powierzchni pochylonej w kierunku kurczenia się masy lądolodu, śladami odpływu marginalnego mogą być jedynie listwy materiału, ogólnie biorąc piaszczystego, nazwane tu tarasami marginalnymi.

W Polsce warunki dla tworzenia się tarasów marginalnych istniały zapewne nie tylko wówczas, gdy lądolód skandynawski etapowo odstępował od Karpat, Sudetów czy Wyżyn Polski Środkowej (por. Krygowski 1952; Gilewska 1963; Jahn 1963, 1969; Jurkiewiczowa 1965; Milewicz 1965; Klimek 1966; Jahn & Szczepankiewicz 1967; Walczak 1969; Lindner 1970a,b), ale i wówczas, gdy następowało kurczenie się mas lodowych

na Niziu, na zapleczu okazałych moren czołowych Niziny Wielkopolskiej (por. Bartkowski 1963, Krygowski 1967), Pomorza Zachodniego (por. Karczewski 1968), czy na stokach moren międzylobowych Międzyrzecza Łomżyńskiego (por. Straszewska 1968a,b).

Rozpatrując problematykę zaniku lądolodu na przykładzie deglacjacji obszaru NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w okresie zlodowacenia środkowopolskiego widać wyraźnie, że każdorazowe polepszenie warunków klimatycznych zarejestrowane jest wzmożoną ablacją, co z kolei przejawia się zmniejszeniem miąższości mas lodowych. W przypadku, gdy powierzchnia podłoża pochylona jest w kierunku przeciwnym ruchowi lądolodu, następuje odsłonięcie przede wszystkim strefy brzeżnej, gdyż tam właśnie miąższość mas lodowych była najmniejsza. W pozostałych sytuacjach ukształtowania podłoża, zanik lądolodu wyraża się mniej lub bardziej wyraźnym rozpadem na bryły martwego lodu. Z powyższego wynika, że zanik lądolodu, rozumiany jako proces topnienia mas lodowych wskutek ocieplenia klimatycznego, a wyrażający się przewagą ablacji nad dostawą żywego lodu z zaplecza strefy brzeżnej, może mieć jedynie charakter powierzchniowy (*deglacjacja arealna* Klimaszewskiego, 1960). W świetle badań nad zanikiem brzeżnej strefy lądolodu środkowopolskiego, pojęcie tzw. „deglacjacji frontalnej” należy rozumieć nie jako ablację postępującą głównie od czoła (Klimaszewski 1960, Szuprzycki 1963, Klimek 1966), lecz jako proces zahamowania cyklu deglacjacji arealnej wskutek napływu lodu żywego, tworzącego czoło często na powierzchni niezupełnie wytopionych mas lodu starego, gdyż jest rzeczą oczywistą, że raz zamarłe masy lodu nie mogą ożyć powtórnie, aby uformować strefę czołowlodowcową. L. Roszko (1968) taką „deglacjację” uznaje za związaną z lodem żywym i zależnie od zarysu czoła nazywa „deglacjacją oscylacyjno-lobalną (lobalną)” lub „deglacjacją frontalną z tendencją do oscylacji (frontalną)”. Autorowi wydaje się, że mówiąc o „deglacjacji frontalnej” należy mieć na myśli nie deglacjację *sensu stricto*, lecz glacyoscylacyjny zanik lądolodu, a więc takie kurczenie się masy lądolodu, w czasie którego mamy do czynienia na przemian z deglacjacją arealną oraz transgresją mas lodowych tworzących nowe czoło lądolodu.

PODSUMOWANIE

Maksymalny zasięg lodu zlodowacenia środkowopolskiego (*G III max. a*) w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyznaczono nie tylko w oparciu o przesłanki morfologiczne, ale i na podstawie rozprzestrzenienia gliny zwałowej pozostawionej przez ten lądolód.

Zarówno transgresja jak i zanik lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego miały na badanym obszarze charakter glacyoscylacyjny. Zanik

ładolodu wyrażał się kurczeniem mas lodowych na drodze kolejno przeważających procesów: deglacjacji arealnej (interglacyetapy) lub transgresji doprowadzającej do tworzenia czoł lodowych o coraz mniejszym zasięgu (glacyetapy).

Glacyetapowy zanik ładolodu maksymalnej glacyfazy zlodowacenia środkowopolskiego (*G III max. a, rec.*) zaznaczony jest czterema tarasami marginalnymi ograniczonymi lub nadbudowanymi morenami czołowymi. Tarasy marginalne powstały w wyniku wymuszonej akumulacyjnej działalności wód proglacjalnych i ekstraglacialnych, osadzających materiał, ogólnie biorąc piaszczysty, pomiędzy czołem ładolodu a kulminacjami przedpola. Przeważająca część materiału budującego dwa starsze tarasy marginalne (*I i II*) dostarczana była przez wody ekstraglacialne, zaś materiał budujący dwa młodsze tarasy marginalne (*III i IV*) dostarczany był głównie przez wody proglacialne. Zróżnicowanie litologiczne w obrębie osadów budujących poszczególne tarasy marginalne jest rezultatem dużej zmienności facjalnej.

Taras marginalne posiadają wprawdzie pewne cechy zbliżające je do tarasów kemowych, jednak z uwagi na swoją genezę i specyficzne położenie w stosunku do glacyetapowo nabrzmiewającego czoła ładolodu wydaje się, że reprezentują one odrębny typ form akumulacji fluwio-glacialnej.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, we wrześniu 1969 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BARANIECKA M. D. 1969. Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji (Classification of kame forms in the light of types and of dynamic stages of deglaciation). — *Kwartalnik Geol.*, t. 13, nr 2. Warszawa.
- BARTKOWSKI T. 1963. O formach strefy marginalnej na Nizynie Wielkopolskiej (Formes de la zone marginale dans la Plaine de la Grande Pologne). — *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, nr 1. Poznań.
- CHARLESWORTH J. K. 1928. The glacial retreat from Central and Southern England. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 84. London.
- FLINT R. F. 1928. Pleistocene terraces of the Lower Connecticut Valley. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 39. New York.
- 1929. The stagnation and dissipation of the Last Ice Sheet. — *Geogr. Rev.*, vol. 21. New York.
- FRISTRUP B. 1950. Recent investigation of the Greenland Ice Cap. — *Geogr. Tidsskrift*, Bd. 58. København.
- GALON R. & ROSZKÓWNA L. 1961. Extents of the Scandinavian glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of an analysis of marginal forms of inland ice. — *Przegląd Geogr. (Pol. Geogr. Rev.)*, t. 33, z. 3. Warszawa.

- GILEWSKA S. 1963. Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina (Relief of the Middle Triassic escarpment in the vicinity of Będzin). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 44. Warszawa.
- JAHN A. 1963. Deglaciation of the Sudetes. — Report of the VIth Congress INQUA, vol. 3. Łódź.
- 1969. Terasy kemowe w Sudetach (Kame terraces in the Sudetes). — *Folia Quaternaria*, z. 30. Kraków.
- JAHN A. & SZCZEPANKIEWICZ S. 1967. Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola. In: *Czwartorzęd Polski* (praca zbiorowa pod red. R. Galona i J. Dylaka). Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I. 1965. Czermno (szczegółowa mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- 1968. Radoszyce (objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski). Warszawa.
- KARCZEWSKI A. 1968. Wpływ recesji łobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej (Influence of the Odra lobe recession upon the origin and development of the valleys net of Myślibórz Lakeland and Szczecin Lowland). — *Prace Komis. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, t. 8, z. 3. Poznań.
- KLIMASZEWSKI M. 1952. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (The problems of the Pleistocene in Southern Poland). — *Biul. Państw. Inst. Geol.* 65. Warszawa.
- 1960. Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongsfjorden a Eidem-Bukta (Geomorphological studies of the western part of Spitsbergen between Kongsfjord and Eidembukta). — *Zesz. Nauk. UJ, Prace geogr. (ser. nowa)*, z. 1. Kraków.
- KLIMEK K. 1966. Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego (Deglaciation of northern part of Silesia-Cracow Upland during the Middle-Polish glaciation). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 53. Warszawa.
- KRAJEWSKI R. 1962. Odrowąż (szczegółowa mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- KRYGOWSKI B. 1952. Czwartorzęd niecki grodziskiej (The Quaternary of the Grodziska Basin). — *Biul. Państw. Inst. Geol.* 65. Warszawa.
- 1967. Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. In: *Czwartorzęd Polski* (praca zbiorowa pod red. R. Galona i J. Dylaka). Warszawa.
- KUŹNIAK C. 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1926 na obszarze arkusza Końskie (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1926 pour la feuille Końskie). — *Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 116. Warszawa.
- LAMPARSKI Z. 1965. Egzarcja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego na przykładzie rozmieszczenia materiału lokalnego w utworach morenowych. *Maszynopis w arch. Katedry Geol. Czwartorzędu U.W.* Warszawa.
- 1969. Dynamika ruchu brzeżnej części lądolodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. *Ibidem*.
- LINDNER L. 1967. Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchej (L'île loessique de Borkowice près Przysucha). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, no. 3. Warszawa.
- 1970a. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology of the north-west margin of the Holy Cross Mountains, Poland). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 35. Warszawa.

- 1970b. Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (The Quaternary in the NW margin of the Holy Cross Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 20, no. 3. Warszawa.
- MILEWICZ J. 1965. Zagadnienie podziału zlodowacenia środkowopolskiego na przedpola Sudetów Zachodnich (The problem of subdivision of glacial deposits of the Westsudeten Foreland area). — *Czas. Geogr.*, t. 36, z. 2. Wrocław.
- MOJSKI J. E. & RÜHLE E. 1965. Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne; z. 12 — czwartorzęd. Warszawa.
- NEUBURG H. A., THIEL E., WALKER P. T., BEHRENDT J. C. & ANGHENBAUGH N. B. 1959. The Filchner ice shelf. — *Ann. Assoc. Amer. Geogr.*, vol. 49, nr. 2. New York.
- PASSENDORFER E. 1931. Interglacjał w Bednie koło Końskich, woj. kieleckie. Warunki geologiczne występowania utworów interglacialnych w Bednie (The interglacial in Bedno near Końskie voiv. Kielce. Geological description). — *Spraw. Komis. Fizjogr. PAU*, t. 65. Kraków.
- 1946. Zarys budowy geologicznej Wilna i okolicy (Sur la structure géologique de Wilno et de ses environs). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 16. Kraków.
- ROSZKO L. 1969. Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski (Recession of last inland ice from Poland's territory). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 74. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1961. Middle Poland. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, vol. I, Vith Congress INQUA. Warszawa.
- 1964. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu (Système climato-stratigraphique de la division du Pléistocène). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 3. Warszawa.
- 1967. Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland). Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- SISSON J. B. 1958. Deglaciation of part of East Lothian. — *Trans. and Papers Inst. Brit. Geogr.* London.
- STRASZEWSKA K. 1968a. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology in the lower Bug Region, Central Poland). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 23. Warszawa.
- 1968b. Czerwony Bór, trasa IV, Przewodnik wycieczek. X Ogólnopolski Zjazd Geograficzny Pol. Tow. Geogr. Warszawa.
- SZUPRYCZYŃSKI J. 1963. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców Południowego Spitsbergenu (Relief of marginal zone of glaciers and types of deglaciation of Southern Spitsbergen glaciers). — *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 39. Warszawa.
- WALCZAK W. 1957. W sprawie transgresji lądolodu w Kotlinie Kłodzkiej (On the transgression of inland-ice into the Kłodzko Basin, Lower Silesia). — *Biul. Inst. Geol.* 118. Warszawa.
- 1969. Terasy kemowe Gór Bardzkich (Kame terraces in the Bardzkie Mts.). — *Folia Quaternaria*, z. 30. Kraków.

SUMMARY

ABSTRACT: In the NW margin of the Holy Cross Mts. a short stay of the front of the Middle Polish (Riss) glacier was followed by a period of shrinking of the ice masses in the result of the glaciocillation decline. The latter processes were characterized by subsequent areal deglaciation processes (interglacisubphases) and indistinct ice transgression that led to the formation of new ice fronts of smaller and smaller extents (glacisubphases). The four arenaceous marginal terraces, preserved in fragments, bordered by small front moraines in some areas, are the result of the forced accumulation activity of the proglacial and extraglacial waters during the glacisubphase periods.

In the area of the NW margin of the Holy Cross Mts. the Middle Polish (Riss) glaciation is represented by three series of glacial accumulation, which correspond to the three glaciphase oscillations of the glacier front of the Radomka glaciostadial (Fig. 1).

The present paper restores the geomorphological situation, geology and accumulation conditions of the marginal terraces that were formed during the glaci-subphase decline of glacier of the maximal glaciphase of the Radomka stadial (*G III max. a, rec.*). These terraces have been so far described generally as fluvio-glacial ones (Kuzniar 1927), or as fragments of sander terraces accumulated by the action of marginal waters (Lindner 1967). In result of recent investigations a term "marginal terraces" has been proposed to these forms (Lindner 1970a,b).

Four main horizons of the marginal terraces (I—IV) have been traced in the investigated area (Figs 2 and 3). They consist of sand with admixture of silt and gravel (Figs 4—6 and 8—11). In many cases their proximal parts are limited or overlaid by the front moraines (Figs 2, 3 and 7). Two or three hardly distinguishable steps are to be seen in the particular, main terrace levels. The surfaces of the preserved terrace fragments are situated at the following heights (in meters a.s.l.): Ist terrace from 258 to 242, IInd terrace from 230 to 220, IIIrd terrace from 218 to 198 and the IVth terrace from 202 to 187. These terraces occur on the slopes of hills built of the Lower Jurassic and Triassic rocks and covered thinly with Middle Polish till. They have been developed during the glacisubphase swelling of ice front which together with the tilted foreground surface was favourable to the forced marginal accumulation (Fig. 12). The lithological differentiation of the particular marginal terraces (Figs 4—6 and 8—11) is a result of considerable differences in facial conditions during accumulation.

The marginal terraces, that represent forms of forced accumulation of the proglacial and extraglacial waters, stand a bit close to the marginal type of the kame terraces (Jahn 1963, 1969), or to the external kame terraces (Baraniecka 1969). The difference lies in the fact that the origin of the kame terraces is connected with the processes of areal deglaciation (Klimaszewski 1960, Szupryczyński 1963, Klimek 1966), whereas that of the marginal terraces resulted also during the glaci-subphase transgressions of the ice front that has forced the marginal accumulation in foreground (Figs 12 and 13), hence it was connected with the glaciocillation vanishing of the glacier.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, September 1969*