

KRZYSZTOF GRZYBOWSKI

Recesja stadiału Warty (złodowacenie środkowopolskie) w okolicach Warki nad Pilicą

STRESZCZENIE: W okresie stadiału Warty (złodowacenie środkowopolskie) okolice Warki zostały po raz ostatni przykryte przez lądolód. Z okresu tego wyróżniono na omawianym obszarze następujące osady: glinę zwałową, bruk z rozmycia gliny zwałowej, utwory zastoiskowe i czołowo-morenowe, piaski sandrowe i piaski akumulacji typu kemowego. Osady te oraz zachowane formy morfologiczne pozwoliły na wydzielenie dwóch etapów recesji stadiału Warty, które nastąpiły bezpośrednio po osiągnięciu maksymalnego zasięgu lądolodu tego stadiału. Pierwszy etap recesji trwał od początku odwrótu lądolodu z linii maksymalnego zasięgu do zakończenia postoju na linii moren czołowych Wichradza; w rejonie Warki znajdował się w tym czasie lokalny zbiornik zastoiskowy. Drugi etap recesji rozpoczął się ponownym odwrótem lądolodu. Rejon Warki został zasypany piaskami sandrowymi, a w rejonie Wichradza został uformowany krajobraz kemowy.

WSTĘP

Opracowanie niniejsze obejmuje obszar położony na zachód od Warki nad Pilicą (fig. 1). Szczegółowe badania przeprowadzono na omawianym obszarze w latach 1960—1961 w ramach pracy magisterskiej, wykonanej w Katedrze Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego pod kierunkiem prof. dr S. Z. Różyckiego. Wśród wyróżnionych wówczas utworów czwartorzędu (Grzybowski 1962) na pierwszy plan wysunęły się osady i formy morfologiczne pochodzące z okresu recesji lądolodu stadiału Warty (złodowacenie środkowopolskie). Obecnie autor podejmuje próbę odtworzenia przebiegu ówczesnych procesów geologiczno-geomorfologicznych.

W wyniku szczegółowej analizy opracowanego obszaru wydzielono na nim dwa rejony, różniące się znacznie charakterem rzeźby i wykształceniem osadów. Są to:

1. Rejon Warki — „wysoczyzna właściwa“ ze strzępami powierzchni sandrowej.

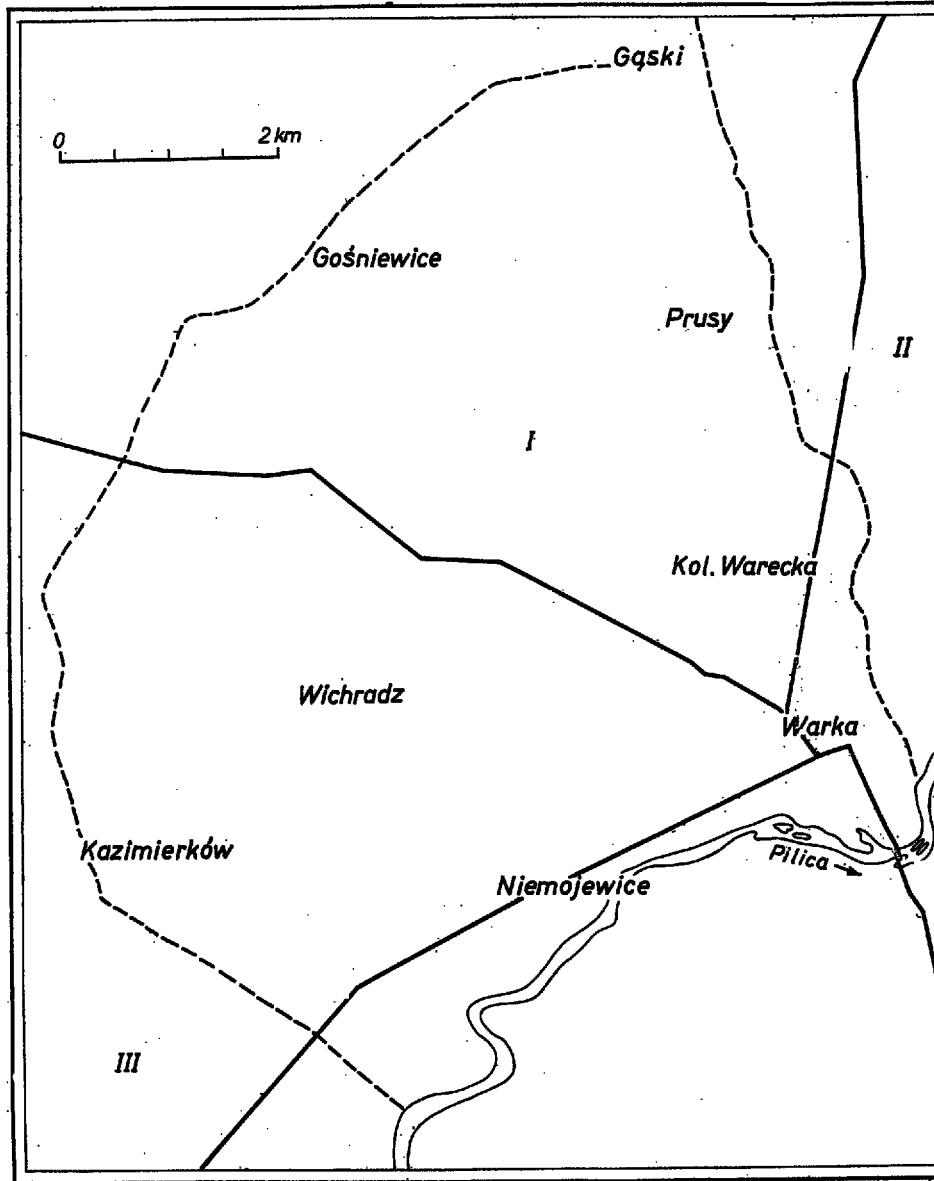


Fig. 1

Szkic sytuacyjny zachodnich okolic Warkę

I obszar opracowany przez autora, II obszar opracowany przez M. Roslaniec-Chodnikiewicz (1966), III obszar opracowany przez K. Rywockę-Kenig (1966). Granice tych obszarów zaznaczone są linią przerywaną

Esquisse de situation des environs ouest de Warkę

I terrain étudié par l'auteur, II terrain étudié par M. Roslaniec-Chodnikiewicz (1966), III terrain étudié par K. Rywocka-Kenig (1966). Les frontières des terrains susdits sont marquées des traits interrompus

Tabela 1

Stratygrafia osadów z okresu recesji stadiału Warty w okolicach Warki

Wiek	Rejon Wichradza					
	Rejon Warki		Strefa moren czołowych		Strefa akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego	
	Fakty geologiczno-geomorfologiczne	Przebieg procesów	Fakty geologiczno-geomorfologiczne	Przebieg procesów	Fakty geologiczno-geomorfologiczne	Przebieg procesów
STADIAŁ WARTY ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIEGO	II ETAP RECESJI		Moreny czołowe (formy morfologiczne)	Recesja łądolodu	Wzgórza kemowe i zagłębienia bezodpływowe (formy morfologiczne)	Wycofanie się łądolodu
	Piaski sandrowe	Akumulacja fluwioglacjalna				
	Powierzchnia erozyjna na łąłach zastoiszkowych i utworach starszych	Erozja wód fluwioglacjalnych	Żwiry i piaski moren czołowych	Akumulacja lodowcowa postój łądolodu	Piaski akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego	postój łądolodu
	Iły zastoiszkowe	Akumulacja zastoiszkowa				
I ETAP RECESJI		Erozja wód fluwioglacjalnych	Akumulacja lodowcowa — recesja łądolodu	Głina zwałowa	Akumulacja lodowcowa	Akumulacja lodowcowa
Bruk z rozmycia gliny zwałowej	Akumulacja lodowcowa — recesja łądolodu					
Powierzchnia erozyjna na glinie zwałowej i utworach starszych						
	Głina zwałowa					

2. Rejon Wichradza — z rozległą strefą akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego i z mniejszą od niej strefą moren czołowych.

Granicę między wymienionymi rejonami przeprowadzono zgodnie ze wschodnią granicą strefy akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, przebiegającą przez Gośniewice, Wichradz i Niemojewice (fig. 2).

Wobec istnienia wyraźnych różnic między rejonami Warki i Wichradza, w niniejszym opracowaniu zostały one omówione oddzielnie, a do-

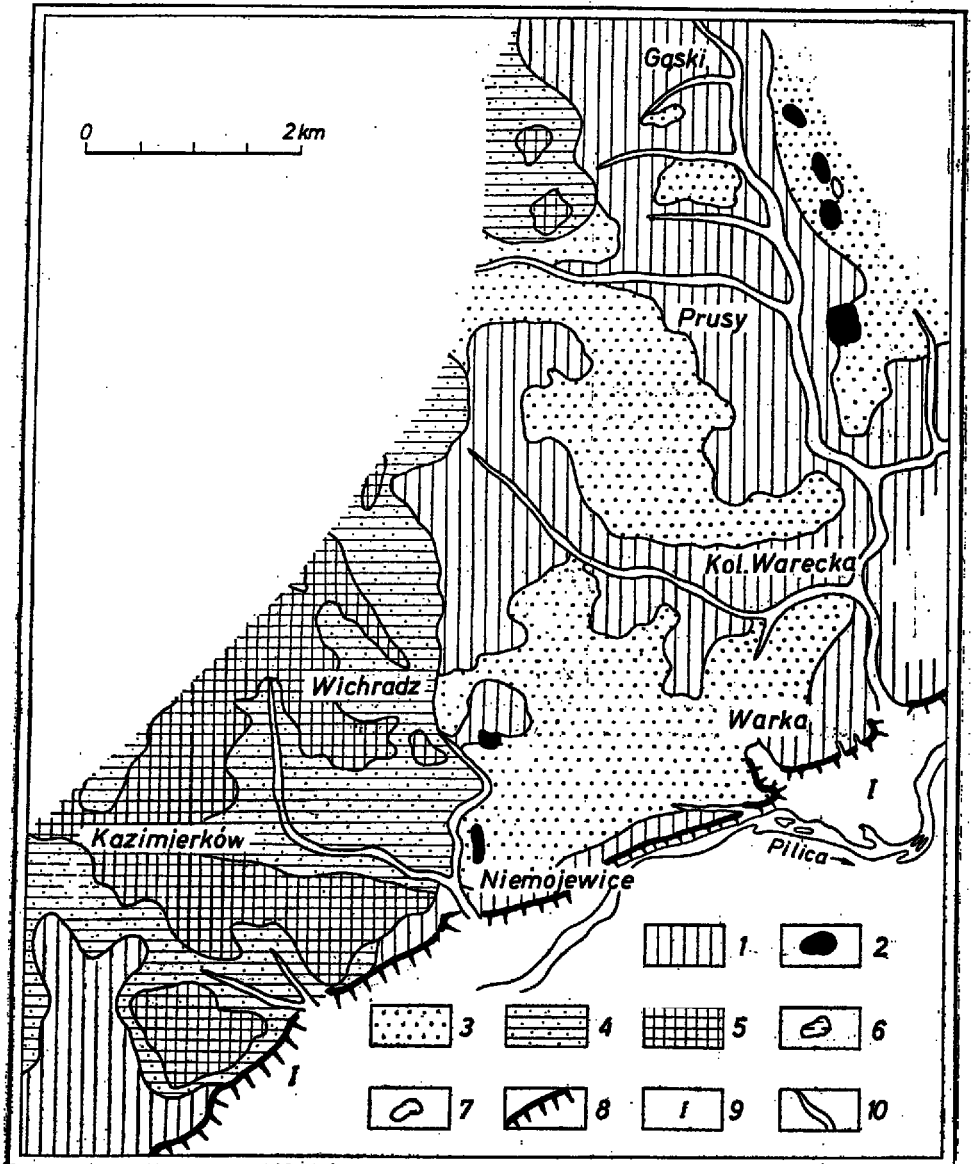


Fig. 2

piero w rozdziale ostatnim i w tabeli stratygraficznej (tab. 1) przedstawiono synchronizację procesów geologiczno-geomorfologicznych i wnioski paleomorfologiczne, odnoszące się do całości opracowanego obszaru.

Składam w tym miejscu serdeczne podziękowanie Profesorowi Dr S. Z. Różyckiemu za kierowanie całokształtem moich badań oraz dr H. Ruszczyńskiej-Szenajch za pomoc udzieloną mi w czasie badań i za dyskusję nad niniejszym opracowaniem.

HISTORIA BADAŃ

Znaczenie dolnej Pilicy jako granicy dwóch odrębnych jednostek geomorfologicznych znane było od dawna. Już z mapy paleogeograficznej opracowanej przez P. Woldstedta (1935) wynika, że na odcinku między Nowym Miastem a ujściem do Wisły, Pilica stanowi (w przybliżeniu) granicę zasięgu lądolodu stadiału Warty. W latach powojennych liczne badania przeprowadzone w tej strefie potwierdziły (w ogólnym zarysie) słuszność koncepcji Woldstedta. Między innymi E. Ciuk i E. Rühle (1952) stwierdzili, że na północ od doliny Pilicy spotyka się osady „zlodowacenia Warty“; osadów tych nie znaleźli oni na południowym brzegu rzeki.

W. Karaszewski (1952) opracował po raz pierwszy lokalną stratygrafię osadów czwartorzędowych okolic Warki. Na obszarze położonym między Grzegorzewicami a Starą Warką W. Karaszewski wyróżnił następujące osady (terminologia według cytowanego autora):

7. glina zwałowa górna,
6. ility wstęgowe pod górną gliną zwałową,

Fig. 2

Mapa geomorfologiczna zachodnich okolic Warki

1 wysoczyzna polodowcowa („właściwa”), 2 moreny czołowe, 3 sandry, 4 strefa akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, 5 wzgórza kemowe, 6 zagłębienia bezodpływowe strefy akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, 7 zagłębienia bezodpływowe po trydach martwego lodu na sandrach, 8 krawędź doliny Pilicy, 9 taras zalewowy Pilicy, 10 dolinki dopływów Pilicy

Carte géomorphologique des environs ouest de Warka

1 plateau morainique („proprement dit”), 2 moraines frontales, 3 sandres, 4 zone de l'accumulation fluvioglaciale du type de kame, 5 collines de kames, 6 dépressions sans écoulement de la zone de l'accumulation fluvioglaciale du type de kames, 7 dépressions sans écoulement résultant de la fonte des blocs de la glace morte dans les sandres, 8 rebord de la vallée de la Pilica, 9 terrasse d'inondation de la Pilica, 10 vallons des affluents de la Pilica

5. lessy podmorenowe,
4. seria piaszczysto-ilasta między górną a środkową moreną,
3. środkowa glina zwałowa,
2. seria żwirowo-piaszczysta pod środkową moreną,
1. osady najstarszej serii lodowcowej.

W. Karaszewski wypowiada się bardzo ostrożnie w sprawie wieku poszczególnych osadów. Dwa młodsze poziomy gliny zwałowej (3 i 7) wiąże on ze zlodowaceniem środkowopolskim, przy czym starszy z nich (3) — z maksymalnym stadium tego zlodowacenia. W. Karaszewski wspomina również o występowaniu w okolicach Warki, Wichradza i Niemojewic „form akumulacji lodowcowej — pagórków żwirowych i żwirowo-piaszczystych“.

W późniejszym okresie strefa dolnej Pilicy objęta została zasięgiem badań Katedry Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego. S. Z. Różycki (1962), kierownik tej Katedry, opracował syntezę czwartorzędu w Polsce Środkowej. Potwierdził on słuszność cytowanych poprzednio poglądów na maksymalny zasięg lądolodu w okresie stadiału Warty, wykazując jednocześnie, że jest to stadiał zlodowacenia środkowopolskiego. W rejonie dolnej Pilicy powstała wówczas dolina rzeki marginalnej, odprowadzającej wody z topniejącego lądolodu w kierunku wschodnim, do zlewiska Morza Czarnego. W obrębie zlodowacenia środkowopolskiego S. Z. Różycki wydzielił kolejno: stadiał Radomki (wiążący się z maksymalnym zasięgiem zlodowacenia), interstadiał Pilicy, stadiał Warty (z fazami Warki i Grójca), interstadiał Bugo-Narwi i młodsze stadiały i interstadiały.

Szczegółowe badania w strefie dolnej Pilicy prowadzone były w ramach prac magisterskich pod opieką dr H. Ruszczyńskiej-Szenajch. Między innymi M. Rosłaniec-Chodnickiewicz (1966) zanotowała w północno-wschodnich okolicach Warki występowanie moren czołowych, które wiązała z „recesyjnymi fazami lądolodu stadiału Warty“, a K. Rywocka-Kenig (1966) opisała z okolic Palczewa n. Pilicą strefę akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, genetycznie związaną również z lądolodem stadiału Warty.

Autor niniejszego opracowania ustalił szczegółowy profil stratygraficzny zachodnich okolic Warki (Grzybowski 1962), przyjmując schemat stratygraficzny S. Z. Różyckiego (1962). Profil ten zamieszczono poniżej (w skróceniu, bez uwzględnienia osadów młodszych od zlodowacenia środkowopolskiego):

8. glina zwałowa i młodsze od niej osady recesyjne stadiału Warty (omówione szczegółowo w niniejszym opracowaniu),
7. lessy podmorenowe oraz piaski i żwiry fluwioglacjalne z okresu transgresji stadiału Warty,
6. muły i piaski rzeczno-jeziorne interstadiału Pilicy,

5. piaski fluwioglacjalne, glina zwałowa i ility warwowe stadiału Radomki,

4. piaski rzeczne Wielkiego Interglacjału,

3. piaski fluwioglacjalne i glina zwałowa zlodowacenia krakowskiego — osady znane wyłącznie z wierceń,

2. piaski, ility i gliny preglacjału — znane wyłącznie z wierceń,

1. osady trzeciorzędu, w wykształceniu typowym dla Niecki Warszawskiej, znane wyłącznie z wierceń w Warce (Rühle 1949).

Na osadach rzecznych z okresu Wielkiego Interglacjału leżą więc w okolicach Warki osady dwóch najstarszych stadiałów zlodowacenia środkowopolskiego (przedzielone osadami interstadialnymi). Młodszych osadów glacialnych zlodowacenia środkowopolskiego nie znaleziono w okolicach Warki. Omawiany obszar był więc po raz ostatni pokryty lądolodem w okresie stadiału Warty.

RECESJA STADIAŁU WARTY W REJONIE WARKI

Geomorfologia rejonu Warki

Między Warką a Gośniewicami rozciąga się falista równina „wysoczyzny właściwej“ (fig. 2), z gliną zwałową i z ility zastoiskowymi na powierzchni. Powierzchnia wysoczyzny obniża się na ogół konsekwentnie w kierunku wschodnim i południowo-wschodnim, od 130—125 m n.p.m. w okolicach Wichradza i Gośniewic do 115—110 m n.p.m. w Kolonii Warcckiej i w Prusach. Związane jest to częściowo z denudacją, bardziej zaawansowaną we wschodniej części badanego terenu, zwłaszcza w sąsiedztwie dolinek dopływów Pilicy.

Ponad przeciętny poziom „wysoczyzny właściwej“ wznoszą się nieznacznie (2—5 m) rozległe i płaskie wzgórza. Są one słabo widoczne w morfologii terenu, a kąty stoków nie przekraczają 3°. Wzgórza te są zbudowane z piasków sandrowych. Są one ocalałymi resztkami powierzchni sandrowej wznoszącej się pierwotnie do wysokości 135—125 m n.p.m. (fig. 2).

Na wschód od Gąsek M. Rosłaniec-Chodnikiewicz (1966) stwierdziła na obszarach wysoczyzny występowanie zagłębień bezdopływowych (fig. 2), których powstanie wiązała ona z wytapianiem brył martwego lodu. Prawdopodobnie bryły te były konserwowane przez piaski sandrowe.

Nie można wyłączyć, że dolinki dopływów Pilicy powstały przy dużym wykorzystaniu sieci potoków lodowcowych z okresu recesji stadiału Warty, aczkolwiek ostatecznie uformowanie tych dolinek przypada niewątpliwie na okres znacznie późniejszy.

Charakterystyka i stratygrafia osadów z okresu recesji stadiału Warty w rejonie Warki

Glina zwałowa. Jak wspomniano poprzednio, glina zwałowa stadiału Warty występuje powszechnie na obszarach „wysoczyzny właściwej“ w rejonie Warki; południową granicę występowania tej gliny stanowi krawędź doliny Pilicy (fig. 2). Omawiana glina spoczywa przeważnie na osadach interstadiału Pilicy (fig. 3), a rzadziej — na osadach transgresywnych lądolodu stadiału Warty. Miąższość tej gliny dochodzi do 7 m, zazwyczaj jednak waha się w granicach 1,5—3,0 m. Powierzchnia stropowa gliny znajduje się zwykle na wysokości 118—122 m n.p.m., miejscami

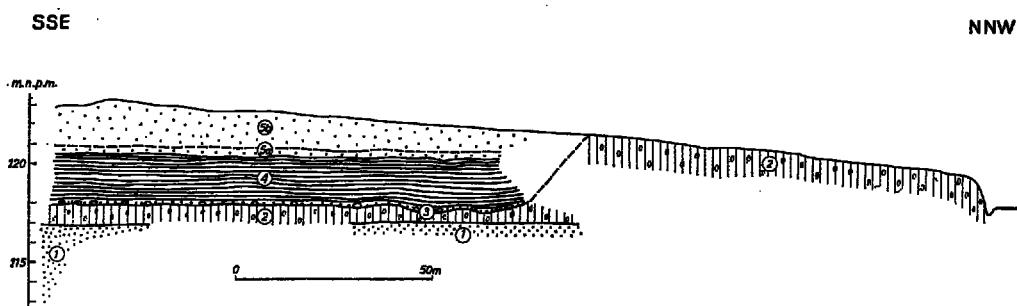


Fig. 3

Profil zachodniej ściany przekopu kolejowego w Warce

Interstadium Pilicy: 1 piaski rzeczno-jeziorne; stadiu Warty: 2 glina zwałowa, 3 bruk z rozmycia gliny zwałowej, 4 łył zastoiłkowe, 5a i 5b piaski sandrowe (5a piaski różnoziarniste z przewagą ziaren frakcji średniej i grubej, 5b piaski różnoziarniste z przewagą ziaren frakcji średniej i drobnej)

(Profil du front ouest de la tranchée de chemin de fer à Warca

Interstade de la Pilica: 1 sables fluviolacustres; stade de la Warta: 2 argile morainique, 3 pavage produit de la destruction de l'argile morainique, 4 argile rubanées, 5a et 5b sables de sandre (5a sables à grain divers, à prépondérance du grain moyen et grossier, 5b sables à grain divers, à prépondérance du grain moyen et fin)

jednak jest bardziej urozmaicona, wznosząc się maksymalnie do 132 m, lub obniżając do około 106 m. Omawiana glina występuje bezpośrednio na powierzchni terenu lub pod przykryciem młodszych osadów glacialnych i fluwioglacialnych stadiału Warty, utworów pokrywowych z okresu zlodowacenia bałtyckiego lub też osadów holocenckich.

Glina zwałowa stadiału Warty jest silnie piaszczysta — zawartość piasku wynosi 58—62%. Skład granulometryczny tej gliny jest bardzo podobny w różnych odsłonięciach Warki i Niemojewic. W materiale gładzikowym i gładzikowym (narzutniaki do 2,5 m średnicy) spotyka się wy-

łącznie skały pochodzenia skandynawskiego. Gлина jest na ogół silnie wapnista, pomimo iż znajduje się zwykle bardzo blisko powierzchni terenu. W oliwkowo-szarej lub szaro-brunatnej masie gliny spotyka się często biało-szarawe smugi lub gniazda wtórnej koncentracji CaCO_3 .

Powierzchnia erozyjna na glinie zwałowej i bruk z rozmycia gliny zwałowej. Stwierdzono wyżej, że deniwelacje powierzchni stropowej gliny zwałowej stadiału Warty dochodzą w rejonie Warki do 26 m. W pewnych przypadkach deniwelacje te można wiązać z nierównościami podłoża, na którym została ona osadzona, jednak w zachodniej ścianie przekopu kolejowego w Warce (fig. 3) deniwelację taką tłumaczyć można najprawdopodobniej jako kopalną krawędź erozyjną, wyciętą w glinie zwałowej. Krawędź ta wznosi się około 5 m nad falistym dnem doliny, znajdującym się w odsłonięciu na wysokości 118 m. Podobną sytuację stwierdzono w gliniance w Kolonii Wareckiej, gdzie 7-metrowa deniwelacja stropu gliny zwałowej ma również charakter erozyjny. Analiza licznych przekrojów geologicznych zestawionych w rejonie Warki wskazuje, że występowanie tego typu deniwelacji nie jest zjawiskiem sporadycznym. Można więc przyjąć, że po okresie akumulacji gliny zwałowej w rejonie Warki nastąpił okres dość intensywnej erozji.

Na glinie zwałowej stadiału Warty (pod łąkami zastoiskowymi) napotkano w Warce (fig. 3) i w Kolonii Wareckiej warstwę piasku różnoziarnistego (ok. 0,3 m grubości), przeważnie z domieszką żwiru i z głazikami skandynawskimi do 20 cm średnicy. W obu wymienionych odsłonięciach warstwa ta leży w opisanych wyżej dolinkach. Jest to prawdopodobnie słabo wyrażony bruk z rozmycia gliny zwałowej przez wody płynące. Materiał drobniejszy (muł i łą) został przez te wody usunięty, a piasek, żwir i głaziki pozostały na miejscu lub zostały przemieszczone na niewielkim tylko odcinku.

Iły zastoiskowe. Między Warką a Prusami, na erozyjnej powierzchni gliny zwałowej stadiału Warty, a miejscami na opisanej wyżej warstwie bruku stwierdzono występowanie do 6 m grubej serii łąw zastoiskowych. Iły te odsłaniają się bezpośrednio na powierzchni terenu lub pod przykryciem piasków sandrowych (fig. 3). Powierzchnia spągowa tej serii znajduje się w Warce na wysokości 117—120 m; w kierunku północno-wschodnim obniża się ona do 106,6 m w Prusach (fig. 4). Wysokości stropu łąw wahają się na ogół w granicach 118—121 m (w Prusach — 112,1 m n.p.m.). Opisywane łąy posiadają bardzo wyraźne warstwowanie warwowe. W dolnej i górnej partii łąw zimowe warstewki ilaste odznaczają się barwą brunatną lub szaro-brunatną, a letnie warstewki piaszczysto-mulaste są żółte. W środkowej partii warstewki zimowe przybierają barwę ciemnoszarą, a letnie — jasnoszarą (brak domieszki piaszczystej). Grubość warstewek letnich dochodzi do 15 cm (przeciętnie 5—7 cm), a zimowych — do 4 cm (przeciętnie ok. 1 cm). W obrębie warstewek letnich

daje się zauważyć drobną, delikatną laminację: spotyka się po kilkanaście lamini w jednej warstewce. Ilość lamini w kolejnych warstewkach letnich zmienia się nieregularnie w profilu pionowym. Ogólna liczba warstw rocznych dochodzi w opisywanych łańcach do około 70. W odsłonięciu przekopu kolejowego w Warce zaobserwowano ponadto w łańcach 3 warstwy zaburzeń (15—50 cm grubości), w których materiał warstewek letnich i zimowych przemieszany jest beładnie; miejscami tylko spotyka się nie-

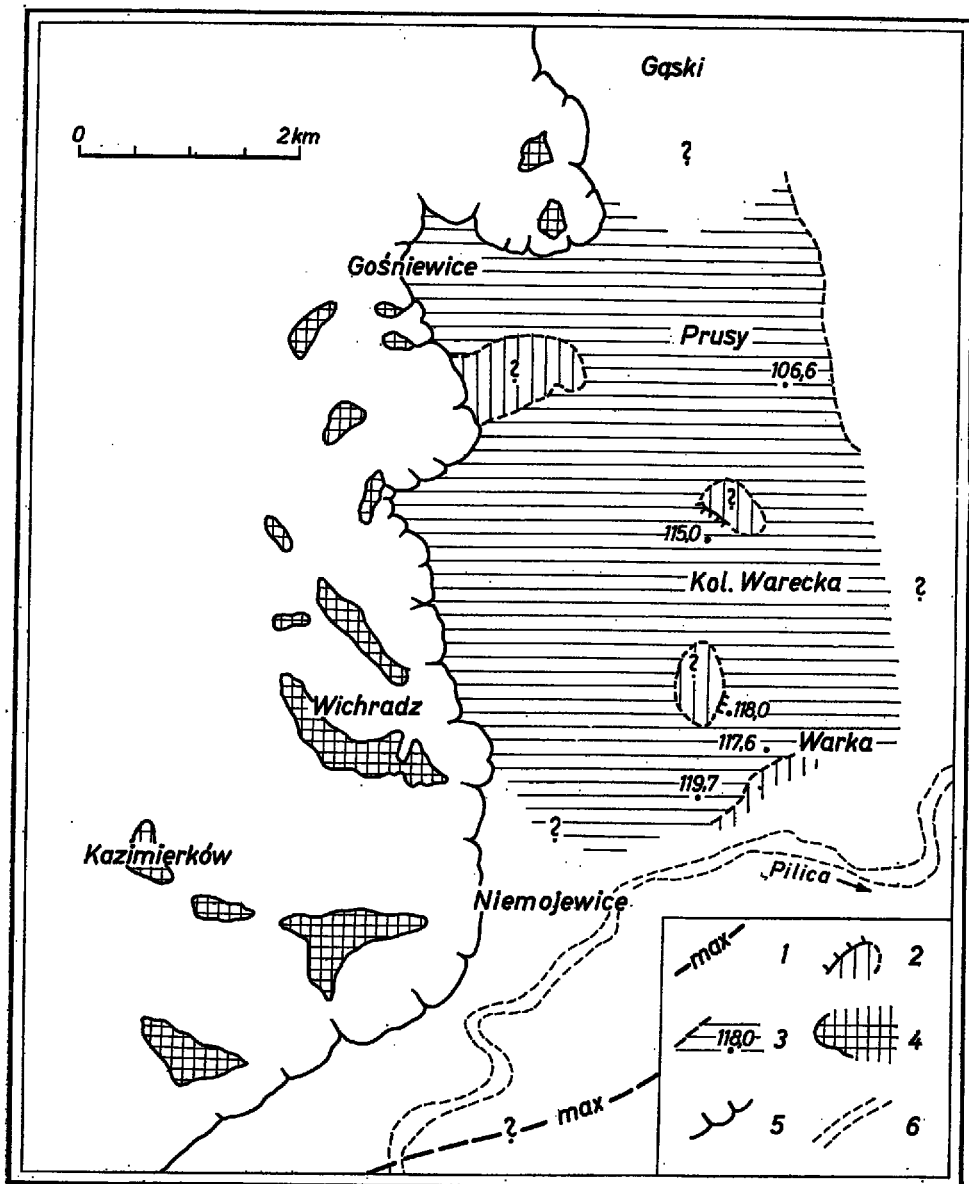


Fig. 4

regularne, fleksurowate wygięcia warstwek i miniaturowe uskoki. Strefy zaburzeń przedzielone są poziomami niezaburzonymi. Opisane zaburzenia wiązać można ze splywami podwodnymi, ze spęszaniem osadu po pochyłości dna pod wpływem grawitacji; powstawanie w ten sposób podobnych zaburzeń opisała K. Straszewska (1961) z okolic Wyszkowa.

W. Karaszewski (1952) wyróżnił w okolicach Warki jeden tylko poziom ilów warwowych, starszy od gliny zwałowej „górnjej”. Odsłonięcie przekopu kolejowego w Warce (fig. 3) wykazuje jednak bezspornie, że na omawianym terenie występuje także drugi poziom ilów warwowych, młodszych od gliny zwałowej „górnjej” (tj. gliny zwałowej stadiału Warty).

Piaski sandrowe. W odsłonięciu przekopu kolejowego w Warce (fig. 3) na ilach zastoiskowych stadiału Warty leży kompleks piasków różnoziarnistych około 2 m miąższości. W dolnej partii tego kompleksu (warstwa 5a) zaznacza się przewaga piasków gruboziarnistych i średnioziarnistych, obserwuje się także domieszkę żwiru. Wyżej (warstwa 5b) wzrasta stopniowo udział piasku drobnoziarnistego, a domieszka żwiru zanika niemal zupełnie. Te zmiany wielkości uziarnienia są z pewnością wyrazem zmian środowiska sedymentacji, stopniowego zmniejszania zdolności transportu wodnego. W składzie mineralnym omawianych piasków przeważa kwarc (około 95^{0/0}); niewielką domieszkę stanowią różne skalenie i minerały ciemne. Ziarna kwarcu są przeważnie przezroczyste lub półmatowe, zwykle słabo obtoczone. Warstwowanie piasków jest w odsłonięciu trudno czytelne, miejscami daje się jednak odcyfrować warstwowa-

Fig. 4

Szkic paleogeograficzny z okresu I etapu recesji stadiału Warty w okolicach Warki

1 przypuszczalny zasięg lądolodu w maksymalnej fazie stadiału Warty, 2 ostańce erozyjne wysoczyzny, 3 zastoiśko (liczby oznaczają wysokość dna zbiornika n.p.m., linia przerywana — brzeg zbiornika), 4 obszary akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, 5 krawędź lądolodu, 6 współczesne koryto Pilicy

Esquisse paléogéographique de la période de la 1-ère étape de la récession du stade de la Warta aux environs de Warka

1 extension probable de l'inlandsis au cours de la phase maximum du stade de la Warta, 2 buttes-témoins du plateau morainique, 3 lac de barrage glaciaire (les chiffres correspondent à l'altitude du fond du lac, le trait interrompu — aux bords du réservoir), 4 terrains de l'accumulation fluvioglaciale du type de kames, 5 front de l'inlandsis, 6 lit actuel de la Pilica

nie skośne. W górnych partiach warstwy 5a spotyka się szare toczence ilaste — do 5 cm długości i do 2 cm grubości (dłuższe osie toczenców ułożone są zwykle poziomo). Materiał tych toczenców pochodzi prawdopodobnie z rozmycia niżej leżących ilów zastoiskowych.

Podobne piaski spotyka się na rozległych obszarach między Gośnie-

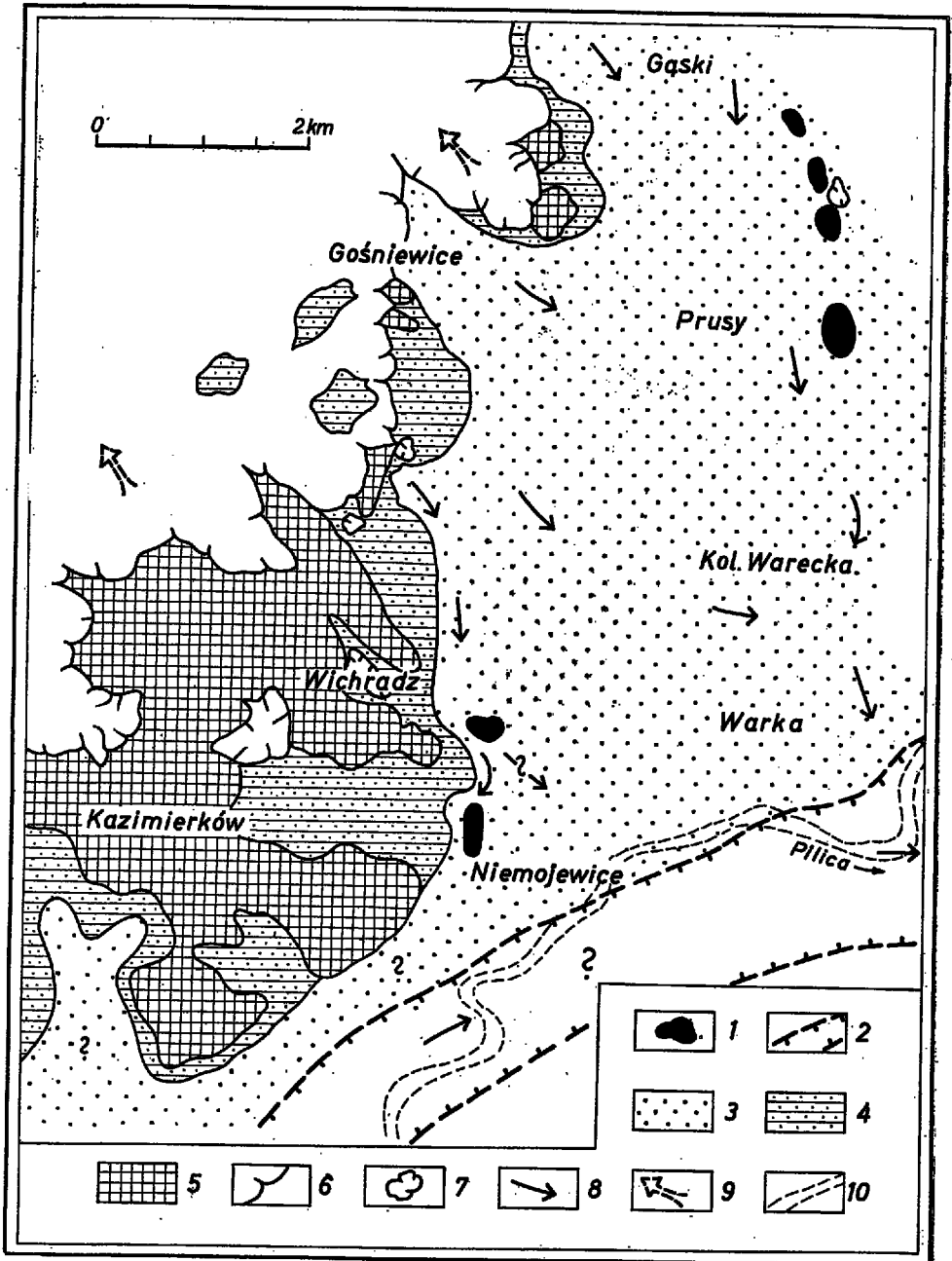


Fig. 5

wicami a Warką. Piaski te leżą na glinie zwałowej lub na iłach zastoiskowych stadiału Warty. W rejonie Kolonii Wareckiej kontakt piasków sandrowych i iłów zastoiskowych ma charakter wyraźnie erozyjny — łagodna krawędź kopalna wyerodowana w iłach osiąga około 5 m wysokości. Fakt ten, jak również obecność toczeńców ilastych w dolnej części omawianego kompleksu, wydaje się wskazywać, że po zakończeniu akumulacji iłów zastoiskowych, a przed okresem akumulacji piasków sandrowych miał miejsce w rejonie Warki kolejny okres erozji.

Na pograniczu rejonu Warki i rejonu Wichradza omawiane piaski przechodzą obocznie (najczęściej bez wyraźnej granicy) w piaski akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego rejonu Wichradza. Piaski sandrowe przykrywają także częściowo utwory czołowo-morenowe rejonu Wichradza.

Rozwój procesów geologiczno-geomorfologicznych w rejonie Warki

Po osiągnięciu maksimum zasięgu (w rejonie dziesięjszej doliny Pilicy, fig. 4) lądolód stadiału Warty zaczął wycofywać się ku północy. Opuszczając rejon Warki lądolód ten pozostawił glinę zwałową (tabela strat.). Piaszczystość i stałość proporcji w składzie granulometrycznym tej doliny może być wynikiem dużego udziału wód lodowcowych w procesie tej akumulacji.

Na obszarach zwolnionych przez lądolód rozpoczął się teraz krótkotrwały okres erozji. Erozja ta związana była prawdopodobnie z działalnością potoków wypływających sprzed czoła lądolodu. W warunkach intensywnego topnienia lądolodu i przepływu wielkich mas wody erozja

Fig. 5

Szkic paleogeograficzny z okresu II etapu recesji stadiału Warty w okolicach Warki

1 moreny czołowe, 2 pradolina Pilicy (?), 3 sandr, 4 strefa akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, 5 wzgórze kemowe, 6 krawędź lodolodu, 7 bryły martwego lodu, 8 kierunki odpływu wód fluwioglacjalnych, 9 ogólne kierunki „cofania się” krawędzi lodolodu, 10 współczesne koryto Pilicy

Esquisse paléogéographique de la période de la II-ème étape de la récession du stade de la Warta aux environs de Warka

1 moraines frontales, 2 urstromtal de la Pilica (?), 3 sandre, 4 zone de l'accumulation fluvioglaciale du type de kames, 5 collines des kames, 6 front de l'inlandsis, 7 blocs de la glace morte, 8 directions de l'écoulement des eaux fluvioglaciales, 9 directions générales de la „retraite” du front de l'inlandsis, 10 lit actuel de la Pilica

zdecydowanie przeważała w tym okresie nad akumulacją. W glinie zwałowej powstają wówczas doliny erozyjne znane z Warcki (fig. 3) i z Kolonii Wareckiej, w których z roznycia gliny zwałowej zachowała się cienka warstwa bruku.

Wkrótce potem erozja zamiera — odpływ wód zatamowany został prawdopodobnie przez osady wynoszone na dalsze przedpole lądolodu. Na erozyjnej powierzchni gliny zwałowej (z zachowanymi miejscami brukiem) tworzy się w rejonie Warcki lokalny zbiornik zastoijskowy. W zbiorniku tym osadzają się ily zastoijskowe. Znaczna miąższość iłów i stopniowe obniżanie się ich powierzchni spągowej od Warcki do Prusów (fig. 4) sugeruje, że opisywany zbiornik miał zasięg znacznie większy niż wskazywałoby to rozpoznane w kilku tylko punktach występowanie iłów. Za przyjęciem tego poglądu przemawia również fakt, że rejon Warcki stanowił wówczas wyraźne obniżenie morfologiczne, datowane jeszcze z okresu Wielkiego Interglacjału i częściowo tylko wyrównane przez osady zlodowacenia środkowopolskiego starsze od iłów zastoijskowych stadiału Warty. Obniżenie to mogło zostać teraz całkowicie zalane przez wody zastoijska. Z konfiguracji powierzchni stropowej gliny zwałowej i iłów zastoijskowych wnioskować można, że północno-zachodni brzeg zastoijska stanowiła krawędź stagnującego w pobliżu lądolodu, a ponad zwierciadłem wodnym zastoijska wznosiły się izolowane ostańce gliny zwałowej (fig. 4). Północno-wschodni brzeg zastoijska (fig. 4) stanowiły, być może, na pewnych odcinkach moreny czołowe znajdujące się na wschód od Gąsek (fig. 2), opisane przez M. Rosłaniec-Chodnikiewicz (1966). W tym ujęciu „wyspowa” występowanie iłów zastoijskowych w rejonie Warcki należałoby uważać za zjawisko wtórne, spowodowane procesami erozyjnymi.

W pierwszym okresie akumulacji zastoijskowej wody lodowcowe dostarczają do zbiornika dużą ilość materiału piaszczystego. Nieco później zdolność transportu tych wód maleje i warstewki letnie stają się mułowo-ilaste, aczkolwiek pokaźna ich grubość dowodzi bliskości źródła materiału — czoła lądolodu. W ostatnim okresie akumulacji zastoijskowej, w materiale znoszonym do zbiornika pojawia się ponownie większa domieszka piasku. Fakt ten łączy autor ze wzrostem zdolności transportu wodnego, spowodowanym zakończeniem okresu stagnacji czoła lądolodu, a więc ze wzrostem intensywności topnienia. W rejonie Wichradza (o czym mowa niżej) rozpoczyna się w tym czasie drugi etap recesji lądolodu.

Z tym drugim etapem recesji lądolodu związane jest ożywienie procesów erozyjnych w rejonie Warcki, gdzie potoki lodowcowe niszczą teraz powierzchnię iłów zastoijskowych. W miarę oddalania się czoła lądolodu porywisty początkowo nurt potoków lodowcowych słabnie i materiał niesiony przez te potoki zostaje osadzony w postaci piasków sandrowych. Piaski te zasypują stopniowo cały prawdopodobnie obszar zastoijska (fig. 5).

RECESJA STADIAŁU WARTY W REJONIE WICHRADZA

Geomorfologia rejonu Wichradza

Strefa moren czołowych. Występowanie moren czołowych w okolicach Warki jest znacznie bardziej ograniczone, niż sugerowali to E. Rühle (1947) i W. Karaszewski (1952). Na terenie zbadanym szczegółowo przez autora wyróżniono zaledwie dwa wzgórza czołowo-morenowe. Pierwsze z nich znajduje się na południowy wschód od Wichradza, drugie — około 800 m na południe od pierwszego, w sąsiedztwie Niemojewic (fig. 2). Wzgórza te znajdują się w pobliżu dolinek erozyjnych, co uwypukla ich odrębność morfologiczną, szczególnie dobrze widoczną w przypadku wzgórza w Niemojewicach. Wzgórze to, wykształcone w postaci około 300 m długiego wału (o przebiegu południkowym) wznosi się 4—5 m nad poziom wysoczyzny, ale ponad 15 m nad dno sąsiadującej od zachodu dolinki erozyjnej. Kąty stoków tego wzniesienia dochodzą do 10°.

Na wschód od Gąsek i Prusów (już poza terenem zbadanym szczegółowo przez autora) znajduje się mocno rozczłonowany łańcuch wzgórz czołowo-morenowych (fig. 2), opisanych przez M. Rośliniec-Chodnikiewicz (1966). Łańcuch ten, około 2,5 km długości, przebiega w kierunku NNW-SSE. Wzgórza występujące w tym łańcuchu podobne są, pod względem morfologicznym, do opisanych wyżej z rejonu Wichradza.

Strefa akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego obejmuje rozległe obszary na zachód od linii Gośniewice — Wichradz — Niemojewice (fig. 2).

Najbardziej charakterystycznym elementem rzeźby tej strefy są piaszczyste wzgórza kemowe (fig. 2), wykształcone w postaci wałów lub izolowanych kop. Układ tych wzgórz jest raczej bezładny, oprócz może najbliższych okolic Wichradza, gdzie przeważa kierunek osi morfologicznych wzgórz NW-SE. Omawiane wzgórza wznoszą się przeważnie 10—20 m ponad przeciętny poziom wysoczyzny; wysokości bezwzględne kulminacji wzgórz wznoszą się zwykle ku zachodowi (do 145 m n.p.m. w sąsiedztwie Kazimierkowa). Kąty stoków wzgórz wahają się przeważnie w granicach 3—6°, przekraczając miejscami 10°. Bardzo typowym przykładem omawianych wzgórz jest wał piaszczysty, położony bezpośrednio na zachód od Wichradza. W północnej części wału jego oś morfologiczna przebiega w kierunku NW-SE, a następnie skręca ku wschodowi, gdzie wał „rozpływa się“ wśród drobniejszych nierówności terenu. Długość opisywanego wału wynosi około 2 km, szerokość (u podstawy) — 300—500 m. Wał odznacza się stosunkowo ostrą linią grzbietową — kąty stoków w niższych partiach wału nie dochodzą do 3°, a w wyższych przekraczają 10°. Kulminacja wału wznosi się 144,1 m. Wał wznosi się 15—20 m nad poziom wysoczyzny, natomiast wzdłuż osi morfologicznej wału deniwelacje nie przekraczają 5—6 m.

Na zachód i na północny zachód od Wichradza u podnóża wzgórz kemowych rozciągają się lekko faliste obniżenia, zajmujące 1 km² powierzchni. W obniżeniach tych spotyka się zagłębienia bezodpływowe o bardzo nieregularnych zarysach, bez wyraźnych krawędzi, niewielkie (do 0,05 km²) i płytkie (do 1 m głębokości). W okresach deszczowych całe obniżenia stają się podmokłe, natomiast w okresach suchych nie wykazują one śladów wilgoci. Na znacznych obszarach omawianej strefy powierzchnia terenu ma charakter falistej równiny. Na obszarach międzykemowych równina ta jest powierzchnią akumulacyjną, natomiast w południowych i wschodnich partiach rejonu Wichradza powstała ona w dużej mierze w wyniku późniejszych procesów erozyjno-denudacyjnych. Na mapie geomorfologicznej (fig. 2) oznaczono ją ogólnie jako „strefę akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego“.

We wschodniej części rejonu Wichradza wzgórze kemowe obniżają się i strefa akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego przechodzi stopniowo w falistą równinę „wysoczyzny właściwej“ rejonu Warki. Natomiast w kierunku zachodnim strefa akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego rozciąga się daleko poza obszar zbadany szczegółowo przez autora. Wzgórze piaszczyste, analogiczne do wyżej opisanych, spotyka się m.in. w okolicach Bończy (ok. 145 m, 17 km na SW od Warki) i w lesie koło Rytomczydła (137,9 m, 15 km na NW od Warki). Strefę akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego na zachód od rejonu Wichradza opisała szczegółowo K. Rywocka-Kemig (1966).

Wzgórze piaszczyste (kemowe) rejonu Wichradza wykazują znaczne podobieństwa do form opisanych jako kemy m.in. przez T. Bartkowskiego (1954, 1959) z obszarów Wielkopolski i W. Niewiarowskiego (1959, 1964) z Wysoczyzny Chełmińskiej. Zgodnie z poglądami cytowanych autorów, występowanie zagłębień bezodpływowych w sąsiedztwie wzgórz jest bardzo charakterystyczne dla krajobrazu kemowego. W porównaniu do krajobrazów kemowych opisanych przez cytowanych wyżej autorów z obszarów zlodowacenia bałtyckiego należy pamiętać, że krajobraz kemowy rejonu Wichradza jest od nich starszy, co obok bliskiego sąsiedztwa doliny Pilicy tłumaczy modyfikacje pierwotnego charakteru rzeźby.

Charakterystyka i stratygrafia osadów z okresu recesji stadiu Warty w rejonie Wichradza

Gлина zwałowa. W strefie moren czołowych rejonu Wichradza, pod opisanymi niżej żwirami i piaskami moren czołowych (warstwa 2) odsłania się glina zwałowa brunatna, piaszczysta, z glazkami skandynawskimi, analogiczna do opisanej poprzednio z rejonu Warki.

Nieco odmiennym charakterem odznacza się glina zwałowa występująca pod piaskami akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego (warstwa 3). Od wyżej opisanej jest ona jeszcze bardziej piaszczysta i zawiera znacznie mniejszą domieszkę

żwiru. W tym ostatnim przypadku glina zwałowa mogła powstać w odmiennych warunkach akumulacji. Przedstawiona niżej teoria akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego w supraglacjalnych szczelinach i zagłębieniach lądolodu stwarza możliwość interpretacji omawianej gliny zwałowej jako osadu powstałego z wytopienia lodu, znajdującego się poniżej gromadzonego już osadu. Głina tego typu została jednak poznana bardzo słabo i wysunięte tu przypuszczenie odnoszące się do jej genezy, jako niedostatecznie udokumentowane, nie zostało uwidocznione w załączonyj tabeli stratygraficznej (tab. 1).

Zwiry i piaski moren czołowych. W odsłonięciu zwirowni, rozcinającym opisanie poprzednio wzgórze moreny czołowej w Niemojewicach, na glinie zwałowej spoczywa kompleks żwirów i piasków różnoziarnistych. Żwir stanowi około 70% osadu; w materiale żwirowo-głazikowym przeważają skały magmowe i metamorficzne, około 15% przypada na wapień paleozoiczne. Stopień obtoczenia głazików, okruchów żwirowych i ziaren piasku jest bardzo różnorodny. Materiał jest na ogół niewarstwowany i źle wysortowany, spotyka się jednak miejscami soczewki żwirowo-piaszczyste (nie zawierające głazików) warstwowane równolegle.

Opisane tu utwory czołowo-morenowe leżą na glinie zwałowej stadiału Warty. Odsłaniają się one na powierzchni terenu; miejscami tylko niższe partie moren czołowych „zatopione” są w piaskach sandrowych stadiału Warty (rejonu Warki). To częściowe przykrycie moren czołowych przez piaski sandrowe stawia utwory czołowo-morenowe w pozycji stratygraficznej analogicznej do ilów zastoiskowych stadiału Warty (rejonu Warki). Natomiast wspomniane poprzednio utwory czołowo-morenowe występujące na wschód od Gąsek i Prusów przykryte są gliną zwałową, którą M. Rośliniec-Chłodnikiewicz (1966) uważa za osad topniejącego lądolodu stadiału Warty. Moreny czołowe Gąsek i Prusów reprezentują więc starszy okres postoju lądolodu stadiału Warty niż moreny czołowe rejonu Wichradza, albo też są to utwory tego samego wieku, a glina zwałowa występująca w rejonie Gąsek osadzona została nieco później niż w rejonie Wichradza.

Piaski akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego. Na zachód i na północ od moren czołowych rejonu Wichradza rozciąga się strefa akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego (fig. 2). Występują tu na powierzchni piaski, których miąższość przekracza miejscami 20 m (jest to liczba orientacyjna; zagadnienie miąższości omawianych piasków rozwiązać by mogły dokładniej tylko głębsze wiercenia, gdyż studnie piasków nie przebijają). W partiach peryferycznych obszaru swego występowania omawiane piaski spoczywają na glinie zwałowej stadiału Warty lub na starszych osadach zlodowacenia środkowopolskiego. Ku wschodowi i południowi piaski te (jak już stwierdzono poprzednio) przechodzą w opisanie wyżej piaski sandrowe rejonu Warki.

Piaski akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego są piaskami drobnoziarnistymi i bardzo drobnoziarnistymi. Piaski te odznaczają się bardzo dobrą selekcją — oprócz stref powierzchniowych nie spotyka się

w nich żwirów, a domieszka piasku powyżej 0,25 mm \emptyset nie przekracza na ogół 1%. W profilach pionowych odsłoneń w Wichradzu i w Rytomoczydło (15 km na NW od Warki) obserwuje się ciekawą zmienność składu granulometrycznego piasków: ku górze maleje udział piasku bardzo drobnoziarnistego (poniżej 0,1 mm \emptyset), a wzrasta udział piasku drobnoziarnistego (0,1—0,25 mm \emptyset). Zmienność ta przebiega zwykle bardzo regularnie, a zakłócona bywa jedynie tam, gdzie wśród piasków pojawiają się wkładki mułów piaszczystych (niekiedy reagujących dodatnio z HCl). Natrafiono także na brunatną warstewkę iłu, bardzo cienką (0,5—1,0 cm miąższości), lecz występującą konsekwentnie na znacznych obszarach (Rytomoczydło, Wichradz). W składzie mineralnym opisywanych piasków obok zdecydowanie przeważającego kwarcu (ok. 95%) spotyka się ziarenka czerwonych skałeni i różnych minerałów ciemnych oraz stosunkowo liczne blaszki jasnej miki. Ziarenka kwarcu są przeważnie słabo obtoczone, półmatowe lub przezroczyste.

Opisywane piaski są warstwowane przekątnie lub równoległe (lekko ukośnie). Często (zwykle w dolnych partiach odsłoneń kompleksu piaszczystego) obserwuje się nieregularne zaburzenia, wyglądem zbliżone do inwolucji amorficznych. W zaburzeniach tych poszczególne warstewki piasku są silnie powyginane (w ogólnych zarysach zgodnie z konturami zaburzeń).

W Wichradzu nieco poniżej (10—40 cm) warstewki ilastej stwierdzono w piaskach występowanie drobnych lecz wyraźnych ripplemarków o ostrych i symetrycznych grzbiecikach. Rozstęp tych ripplemarków osiąga zwykle kilka centymetrów, wysokość waha się w granicach 0,2—1,0 cm. Są to typowe ripplemarki oscylacyjne. Bezpośrednio nad ripplemarkami a pod warstewką ilastą, stwierdzono obecność ciemnych smug humusu w piasku warstwowanym krzyżowo.

Nie stwierdzono żadnych różnic w składzie granulometrycznym, mineralnym itp. między piaskami tworzącymi wzgórze a piaskami występującymi w dnach zagłębień bezodpływowych strefy akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego. Natomiast na powierzchniach szczytowych lub na zboczach wzgórz znajdują się miejscami niewielkie płyty szaro-brunatnej gliny zwałowej lub nagromadzenia okruchów żwirowych i głazików (do 0,5 m \emptyset) skał pochodzenia skandynawskiego.

Przedstawione wyżej wyniki badań geologicznych i geomorfologicznych omawianych piasków wyłączają możliwość interpretacji dzisiejszego krajobrazu rejonu Wichradza wyłącznie jako powierzchni erozyjnej. Pozycja stratygraficzna omawianych piasków (leżących na glinie zwałowej stadiu Warty) oraz analiza mapy geomorfologicznej prowadzą do wniosku, że piaski te utworzyły się w strefie odgraniczonej od zastoiska rejonu Warki morenami czołowymi, a więc w środowisku glacialnym. Za słusznością tego wniosku przemawia również obecność żwirów, głazików i płyt gliny zwałowej na zboczach wzniesień (opisanych poprzed-

nio jako „wzgórza kemowe“), a także występowanie zagłębień bezodpływowych w bliskim sąsiedztwie tych wzniesień. W tej sytuacji najbardziej prawdopodobne wydaje się wytłumaczenie genezy omawianych piasków akumulacją w marginalnej strefie topniejącego lądolodu, akumulacją, która doprowadziła do powstania utworów typu „ice-contact stratified drift“ (Flint 1957). Nie mamy tu jednak do czynienia z ozami, jak sądził E. Rühle (1947) i W. Karaszewski (1952). Doskonałą niemal selekcję materiału co najmniej trudno byłoby wytłumaczyć przyjmując subglacjalne warunki akumulacji. Natomiast właśnie kemy, jako formy supraglacjalne, odznaczają się często bardzo dobrą selekcją materiału piaszczystego lub mulastego (Brown 1931, Bartkowski 1959, Niewiarowski 1966). W warunkach akumulacji typu kemowego znacznie łatwiej wytłumaczyć można powstanie opisanych ripplemarków oscylacyjnych, wkładek ilastych, zaburzeń itp. Jak już wspomniano, wyraźny związek morfologiczny zagłębień bezodpływowych i wzgórz przemawia również za przyjęciem kemowej genezy opisanych piasków.

Rozwój procesów geologiczno-geomorfologicznych w rejonie Wichradza

Występująca w rejonie Wichradza glina zwałowa stadiału Warty jest zasadniczo odpowiednikiem analogicznego utworu opisanego wyżej z rejonu Warki.

Podczas omawiania przebiegu sedymentacji w zastoisku w rejonie Warki nasunął się wniosek o bliskości stagnującego czoła lądolodu. Występowanie moren czołowych na wschodnim pograniczu rejonu Wichradza potwierdza w pełni słuszność tego wniosku. Moreny czołowe wytyczają w przybliżeniu przebieg czoła lądolodu w okresie stagnacji. Pozycja stratygraficzna utworów czołowo-morenowych rejonu Wichradza (opisana wyżej) wskazuje jednoznacznie, że materiał tych utworów gromadzony był mniej więcej równolegle z akumulacją zastoiskową w rejonie Warki. Moreny — jako formy morfologiczne (tab. 1) — powstały prawdopodobnie już po wypełnieniu zbiornika zastoiskowego, z początkiem drugiego etapu recesji lądolodu stadiału Warty. Zbocza tych moren, obmywane przez potoki lodowcowe, przykryte zostały częściowo piaskami sandrowymi rejonu Warki.

W świetle dotychczasowych wniosków dość wyraźnie zarysowuje się ówczesny układ paleomorfologiczny: zastoisko w rejonie Warki — stagnujący lądolód w rejonie Wichradza. W układzie tym odtworzyć można już łatwo środowisko, w którym osadzone zostały piaski akumulacji fluwio-glacjalnej typu kemowego. Lądolód stagnował, jego odwrót został więc chwilowo wstrzymany, ale proces topnienia trwał nadal, aczkolwiek przejawiał się teraz nieco inaczej. W marginalnej strefie lądolodu powstawać zaczęły powiększające się ustawicznie szczeliny i zagłębienia supraglacjalne (fig. 4). W szczelinach tych i zagłębieniach gromadziła się woda, nie znajdująca swobodnego odpływu na zewnątrz lądolodu. Zahamowanie

odpływu wód lodowcowych mogło być związane częściowo z rzeźbą podłoża lądolodu, wydaje się jednak, że głównej przyczyny szukać należy w równowadze dynamicznej pomiędzy wodami lodowcowymi a wodami zastoiska. W warunkach tej równowagi (lub raczej „prawie-równowagi“) zasadniczy ruch mas wodnych odbywał się w kierunku zastoiska, był to jednakże ruch bardzo wolny, umożliwiający dobrą selekcję materiału. W szczelinach i zagłębieniach topniejącego lądolodu osadzały się piaski akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego, a materiał ilasto-mułasty wynoszony był do zastoiska. W miarę wzrostu intensywności topnienia materiał tych piasków stawał się coraz grubszy. Żwir i płyty gliny zwalowej na wierzchołkach i zboczach wzgórz kemowych wiązać można, zgodnie z poglądami T. Bartkowskiego (1959) oraz J. E. Mojskiego i A. J. Nowickiego (1961), z gwałtowniejszym ożywieniem akumulacji typu kemowego w jej końcowym okresie. Okres ten byłby odpowiednikiem stwierdzonego w rejonie Warki okresu erozji wód fluwioglacjalnych i akumulacji piasków sandrowych, przypadający już więc na początek drugiego etapu recesji lądolodu (tab. 1).

Lądolód wycofywał się prawdopodobnie z rejonu Wichradza w kierunku północno-zachodnim (fig. 5); im dalej w tym kierunku, tym dłużej trwać mogła miejscami akumulacja fluwioglacjalna typu kemowego. Jak stwierdzono poprzednio, akumulacja fluwioglacjalna typu kemowego rozpoczęła się wcześniej, niż akumulacja typu sandrowego (tab. 1), a dopiero zakończenie obu procesów nastąpiło mniej więcej równocześnie. Ostatni wniosek pozwala zrozumieć obserwowane w terenie oboczne przechodzenie piasków sandrowych rejonu Warki w piaski akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego rejonu Wichradza. Bardziej szczegółowe badania przeprowadzone na granicy rejonów mogą wykazać, że przechodzenie to ogranicza się do górnych partii obu warstw.

Na obszarach zwalnianych teraz przez lądolód zachodzi w rejonie Wichradza zjawisko inwersji morfologicznej. Wypełnienia szczelin i zagłębień lądolodu zmieniają się we wzgórza kemowe (fig. 5), a w miejscach, gdzie lądolód utrzymał się najdłużej (w końcowym okresie były to już z pewnością izolowane bryły martwego lodu), powstają zagłębienia bezodpływowe (fig. 5) i obniżenia.

WNIOSEKI PALEOGEOMORFOLOGICZNE

Przeprowadzone badania szczegółowe potwierdziły słuszność poglądów, omówionych we wstępie do niniejszego opracowania, według których okolice Warki znajdują się w strefie czołowo-lodowcowej stadium Warty zlodowacenia środkowopolskiego. Na omówionym obszarze stwierdzono ślady dwóch etapów recesji lądolodu stadium Warty, następujących bezpośrednio po fazie maksymalnego zasięgu tego stadium.

W fazie maksymalnego zasięgu omówiony obszar był całkowicie po-

krity przez łądolód. Czoło łądolodu znajdowało się w tym czasie na południe od Warki, w rejonie dzisiejszej doliny Pilicy (fig. 4).

Pierwszy etap recesji rozpoczyna się wycofaniem łądolodu z rejonu Warki (na linię moren Wichradza). W rejonie tym, po krótkotrwałym okresie erozji wód fluwioglacjalnych, tworzy się lokalny zbiornik za stoiskowy. Zbiornik ten miał prawdopodobnie zasięg znacznie większy, niż wskazywałoby występowanie łądów zastoiskowych; północno-zachodni brzeg zbiornika stanowiła krawędź łądolodu. W strefie marginalnej łądolodu, w rejonie Wichradza, powstają w tym czasie szczeliny i zagłębienia, wypełniane stopniowo przez piaski akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego. W końcowym okresie tego etapu nasilenie topnienia łądolodu sygnalizuje początek ponownej recesji.

Z tą ponowną recesją łądolodu rozpoczyna się drugi etap recesji wyróżniony na omawianym obszarze. W pierwszym okresie tego etapu następuje wzmoczenie działalności erozyjnej potoków lodowcowych w rejonie Warki; erozja ta zniszczyła znaczną część utworów zastoiskowych. Nieco później rejon Warki zostaje zasypyany piaskami sandrowymi.

Stosunkowo nagle zakończenie okresu spokojnej akumulacji zastoiskowej i ożywienie erozji wód fluwioglacjalnych wskazują na otwarcie nowej drogi dla przepływu tych wód. Prawdopodobnie właśnie w tym czasie na obszarze dzisiejszej doliny Pilicy utworzyła się rzeka marginalna, erodująca w starszych osadach rozległą pradolinę (fig. 5). Wniosek ten zgodny jest z cytowanymi na wstępie poglądami S. Z. Różyckiego (1962); jak już wspomniano, autor ten wypowiedział się za ówczesnym przepływem wód lodowcowych w kierunku wschodnim.

Tymczasem na obszarach zwalnianych przez wycofujący się łądolód odśladania się stopniowo typowy krajobraz rzeźby polodowcowej. Tam, gdzie uprzednio przebiegała krawędź łądolodu, pojawiają się miejscami wzgórza moren czołowych (Niemojewice, Wichradz), a w strefie akumulacji fluwioglacjalnej typu kemowego — wzgórza kemowe i zagłębienia bezodpływowe. Na omawianym obszarze wzgórza moren czołowych są jednak nieliczne i niewielkie wobec wyniosłych i rozległych wzgórz kemowych. Niniejsze opracowanie, obok prac K. Rywockiej-Kenig (1966) oraz J. E. Mojskiego i A. J. Nowickiego (1961), wykazuje, że deglacjacja typu kemowego nie jest charakterystyczna wyłącznie dla zlodowacenia bałtyckiego, ale że jej utwory spotyka się także na obszarach stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego.

Krajobraz rzeźby polodowcowej w okolicach Warki podlegał później dalszym modyfikacjom w różnych środowiskach, ale w ogólnym swym charakterze przetrwał do chwili obecnej.

*Katedra Geologii Czwartorzędu
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w kwietniu 1965 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BARTKOWSKI T. 1954. O kemach i tarasach kemowych (Les kames et les terrasses de kames). — *Czas. Geogr.*, t. 26, z. 1/2. Wrocław.
- 1959. Z morfogenezy obszaru kemowego na wschód od Pszczewa (Le paysage de kames à l'est de Pszczew). — *Zesz. Nauk. U.A.M.*, nr 21, Geografia z. 2. Poznań.
- BROWN T. C. 1931. Kames and kame terraces of central Massachusetts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 42, no. 2. Washington.
- 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. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 68. Warszawa.
- FLENT R. F. 1957. *Glacial and Pleistocene Geology*. New York.
- GRZYBOWSKI K. 1962. Czwartorzęd okolic Warki n. Pilicą. Praca magisterska (rękopis w Archiwum Katedry Geologii Czwartorzędu U.W.). Warszawa.
- KARASZEWSKI W. 1952. Stratygrafia utworów czwartorzędowych i występowanie lessów podmorenowych w okolicach Warki n. Pilicą (Stratigraphy of the Quaternary deposits and the submoraine loesses in the vicinity of Warka). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 66. Warszawa.
- MOJSKI J. E. & NOWICKI A. J. 1961. Kemy okolic Bielska (Podlaskiego). — *Kwartalnik Geol.*, t. 5, z. 4. Warszawa.
- NIEWIAROWSKI W. 1959. Formy polodowcowe i typy deglacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej (Glacial forms and types of deglaciation on the moraine Plateau of Chełmno — Bydgoszcz district). — *Studia Soc. Sci. Torunensis*, vol. 4, nr 1. Toruń.
- 1964. Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. — *Rep. Vith Intern. Congr. Quaternary*, vol. III. Łódź.
- ROSLANTEC-CHODNIEKIEWICZ M. 1966. Stratygrafia czwartorzędu okolic Starej Warki (La stratigraphie du Quaternaire aux environs de Stara Warka). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, nr 3. Warszawa.
- RÓZYCKI S. Z. 1962. The Middle Poland — general presentation. — *Vith INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras*, part II, vol. I. Warszawa.
- RÜHLE E. 1947. *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski*. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- 1949. *Materiały Archiwum Wierceń*, t. 1. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RYWOCKA-KENIG K. 1966. Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru (Les kames aux environs de Bończa sur la Pilica comparés avec la structure géologique de la région). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, nr 3. Warszawa.
- STRASZEWSKA K. 1961. Struktury spływowe oraz zaburzenia peryglacialne ilów warwowych w Michalinie koło Wyszkowa (Flow structures and periglacial disturbances in varved clays at Michalin near Wyszków, Central Poland). — *Prace o plejstocenie Polski Środkowej*. P.A.N. Warszawa.
- WOLDSTEDT P. 1935. *Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes*. Berlin.

K. GRZYBOWSKI

LA RÉCESSION DU STADE DE LA WARTA DE LA GLACIATION DE LA POLOGNE CENTRALE AUX ENVIRONS DE WARKA SUR LA PILICA

(Résumé)

SOMMAIRE: Aux environs de Warka sur la Pilica on a constaté la présence des dépôts correspondant à la période de la récession du stade de la Warta comme suit: argile morainique, pavage produit de la destruction de l'argile morainique, dépôts du lac de barrage glaciaire et des moraines frontales, sables des sandres et sables de l'accumulation du type de kames. On a distingué les deux étapes de la récession de l'inlandsis. Au cours de la 2-ème étape ont été dessinés les traits principaux du paysage des kames aux environs ouest de Warka.

Le travail a comme sujet la géologie des environs ouest de Warka sur la Pilica (fig. 1). Le terrain décrit est situé non loin vers le Nord de la limite de l'extension maximum de l'inlandsis du stade de la Warta (Woldstedt 1935, Różycki 1962). Les recherches détaillées, effectuées en 1960—1961 ont permis de reconstituer l'évolution des processus géologiques et morphologiques de la période de la récession de ce stade (liste 1). On a divisé le terrain décrit en deux régions, différant par le développement du relief et des dépôts: la région de Warka et la région de Wichradz. La frontière entre ces régions parcourt le long de la ligne: Gośniewice — Wichradz — Niemojewice.

La région de Warka représente un plateau morainique „proprement dit“ avec les restes des plaines des sandres (fig. 2). On y a distingué les dépôts suivantes (v. la liste stratigraphique 1): argile morainique, pavage produit de la destruction de l'argile morainique, argiles rubanées et sables des sandres. On y a constaté aussi les deux surfaces d'érosion: la surface plus ancienne s'étend au-dessus de l'argile morainique, la surface plus jeune — au-dessus des argiles rubanées.

Dans la région de Wichradz on a distingué la zone des moraines frontales et la zone de l'accumulation fluvioglaciaire du type de kames (fig. 2). Les graviers et les sables des moraines frontales et les sables de l'accumulation fluvioglaciaire du type de kames recouvrent ici l'argile morainique. Il y a seulement deux collines des moraines frontales dans la région décrite, tandis que la zone de l'accumulation fluvioglaciaire du type de kames comprend les terrains beaucoup plus vastes. On rencontre dans cette zone les collines nombreuses, qui s'élèvent 10 à 20 m. au-dessus du niveau moyen du plateau morainique. Elles sont constituées des sables très bien classés, fins (0,1—0,25 mm. de diamètre du grain) et très fins (0,06—0,1 mm.), recouverts par endroits par les graviers ou par les lambeaux de l'argile morainique. Les collines sont accompagnées des dépressions sans écoulement. Les ressemblances de ces collines aux formes décrites comme les kames (Bartkowski 1954, 1959; Niewiarowski 1959, 1964) sont très frappantes. Il résulte des observations susdites, que les kames peuvent être rencontrés en Pologne non seulement dans les terrains de la glaciation baltique, mais aussi dans les terrains du stade de la Warta de la glaciation de la Pologne Centrale (v. Mojski & Nowicki 1961, Rywocka-Kent 1966).

Les recherches détaillées des dépôts et des formes morphologiques susdites ont permis de reconstituer aux environs ouest de Warka les deux étapes de la récession de l'inlandsis du stade de la Warta, qui succèdent le maximum de l'extension de cet inlandsis (liste 1).

La première étape de la récession a commencé au retrait de la ligne de

Liste 1

Liste stratigraphique

Âge		Région de Warka		Région de Wichradz			
				Zone des moraines frontales		Zone de l'accumulation fluvioglaciaire du type des kames	
		Faits géologico-géomorphologiques	Évolution des processus	Faits géol.-géom.	Évolution des processus	Faits géologico-géomorphologiques	Évolution des processus
STADE DE LA WARTA DE LA GLACIATION DE LA POLOGNE CENTRALE	II étape de la récession	Sables de sandres Surface d'érosion sur les argiles rubanées et les dépôts anciens	Accumulation fluvioglaciaire Érosion par les eaux de fonte	Moraines frontales (formes du relief)	Retrait de l'inlandsis	Collines des kames et dépressions sans écoulement (formes du relief) Sables de l'accumulation fluvioglaciaire du type de kames Graviers et lambeaux de l'argile morainique	Rétraite de l'inlandsis Accumulation fluvioglaciaire du type de kames — l'arrêt de l'inlandsis
	I étape de la récession	Argiles rubanées Pavage de destruction de l'argile morainique Surface d'érosion sur l'argile morainique et les dépôts plus anciens Argile morainque	Accumulation dans le lac de barrage glaciaire Érosion par les eaux de fonte Accumulation glaciaire, retraite de l'inlandsis	Graviers et sables des moraines frontales Argile morainique	Accumulation glaciaire — l'arrêt de l'inlandsis Accumulation glaciaire	Argile morainique	Accumulation glaciaire

son extension maximum et durait jusqu'à la fin de son arrêt sur la ligne des moraines frontales de Wichradz. Dans la région de Warka le retrait de l'inlandsis et l'accumulation de l'argile morainique ont été suivis par une période de l'érosion des eaux de fonte et un peu plus tard presque toute la région a été inondée par le lac de barrage glaciaire, où les argiles rubanées ont été accumulées. En même temps l'inlandsis a stationné dans la région de Wichradz. Dans les crevasses supra-glaciaires a commencé l'accumulation fluvioglaciaire du type de kames.

Plus tard, au commencement de la deuxième étape, l'inlandsis a repris le retrait. Dans la région de Warka, après une période nouvelle de l'érosion par les eaux de fonte, presque toute la surface du lac ancien de barrage glaciaire a été recouverte par les sables des sandres. A ce temps la période de l'accumulation fluvioglaciaire du type de kames dans la région de Wichradz est finie. Après la disparition de la calotte glaciaire se sont dessinées les collines des kames et les dépressions sans écoulement.

*Chaire de Géologie du Quaternaire
de l'Université de Varsovie
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Varsovie, en avril 1965*
