

STEFAN ZBIGNIEW RÓŻYCKI i ZBIGNIEW LAMPARSKI

## Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej

**STRESZCZENIE:** Na podstawie statystyki udziału materiału pochodzenia lokalnego w żwirach morenowych frakcji 1—5 cm średnicy przeprowadzonej przez Z. Lamparskiego (1965), która wykazała różnokierunkowość transportu glacialnego w czasie nasuwania się lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego, autorzy próbują dać interpretację przebiegu transgresji tego lądolodu w rejonie północnej części Jury Polskiej. Pasma Jury rozdzielało skraj lądolodu na dwa duże loby (śląski i Widawki), które stopniowo pokonywały barierę, jaką stanowiła wyniosła strefa wychodni wapieni, nasuwając się na nią zarówno z NE (lob Widawki i lob koniec-polski), jak i od zachodu (lob śląski). Dopiero w ostatnim etapie, poprzedzającym maksimum transgresji lądolodu tego zlodowacenia, cały teren został opanowany przez lądolód zwarcie posuwający się z NE na SW i na południe. Oprócz rozrzutu narzutniaków lokalnych, kierunki ruchu lodu wyznaczają formy egzaracyjne i zaburzenia glacytektoniczne

### WSTĘP

Prace Z. Lamparskiego (1961, 1965) nad rozmieszczeniem materiału lokalnego w żwirach morenowych zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej, na północ od Częstochowy, zwracają uwagę na dość szczególny rozkład tego materiału. Zasięgi rozrzutu żwirów z poszczególnych typów skał lokalnych bynajmniej nie układają się tu na południe od ich wychodni, ale sięgają również na północ od nich, wykazując szereg interesujących anomali i zdradzają bardziej złożony układ kierunków transportu glacialnego na tym terenie.

Pierwszą anomalię tego rodzaju obserwuje się w rozrzucie narzutniaków z żelazistych piaskowców kościeliskich aalenu i dolnego bajosu, które dość licznie spotyka się na północ i na północny wschód od ich wychodni, na co już uprzednio zwracano uwagę (Różycki 1961b, Różycki & Lamparski 1961, Lamparski 1965).

Rozrzut ich sięga na obszar występowania serii rudonośnych górnego bajosu i batonu i dochodzi do podnóża kuesty górnojurańskiej, a w niektórych miejscach nawet ją przekracza, tak że narzutniaki tych piaskowców bywają znajdowane nawet w kilku miejscach w brzeżnej części właściwego pasma jurajskiego, zbudowanej z wapieni malmu.

Jednocześnie jednak narzutniaki z piaskowców kościeliskich mają również szerokie rozprzestrzenienie na południe od wychodni, wskazując na istnienie wydatnego transportu glacialnego i w tym kierunku.

Drugim, zwracającym uwagę, faktem jest dość szczególne rozmieszczenie narzutniaków kredowych, które wkraczą od północy i rozprzestrzeniają się u podnóża kuesty górnojurańskiej, uzyskując na tym odcinku zasięg mniejszy, ale w ogólnym zarysie zbliżony do zasięgu narzutniaków z piaskowców kościeliskich. Natomiast nie towarzyszą im one na południu, gdzie narzutniaków kredowych brak, lub są bardzo rzadkie.

Od strony niecki miechowskiej również wkracza materiał kredowy (gezy i krzemionkowe skały albu), ale ogranicza się on tylko do wschodniej części południowego odcinka Jury na północny wschód od linii Cykarzew-Janów. Charakterystyczną rzeczą jest również, że zasięgi narzutniaków kredowych pochodzące z północnego źródła (z rejonu Sieradza-Włodawy) i z niecki miechowskiej (z rejonu Kruszyna-Lelów) nie łączą się ze sobą w obrębie pasma Jury, ale rozdziela je strefa 15—20 km szerokości, w której ich nie ma.

W przeciwieństwie do obu wyżej wymienionych grup narzutniaków lokalnych, krzemienie górnojurańskie, obficie reprezentowane w większości zbadanych stanowisk, są szeroko rozpowszechnione nie tylko w obrębie pasma Jury, ale również na południu i na południowy zachód od niego, wskazując na „normalny” kierunek transportu z północy na południe. Sugerują więc one zupełnie inne kierunki ruchu lodu niż te, które by wynikały z rozrzutu piaskowców żelazistych bajosu i narzutniaków kredowych znajdujących u podnóża kuesty. Na znacznej przestrzeni, mającej około 50 km szerokości (od Rudników Wieluńskich do Kamienicy Polskiej na S od Częstochowy), dwa te kierunki krzyżują się ze sobą pod kątem prostym, a bardziej na północy nawet pod kątem rozwartym, zbliżając się do kierunków przeciwnych (między Działoszynem a Praszka).

Na uwagę zasługuje jeszcze fakt, że krzemienie górnojurańskie stanowią szczególnie liczny składnik żwirów morenowych w strefie leżącej u podnóża kuesty, gdzie w pasie szerokości 8—10 km stanowią najczęściej 50—70% otoczaków o średnicy 1—5 cm

Materiał narzutowy pochodzenia skandynawskiego, na tle materiału czerpanego z miejscowego podłoża, odgrywa na ogół rolę drugorzędną, choć wszędzie jest obecny. Tylko w kilku izolowanych punktach uzyskuje on pewną przewagę, a jedynie wyjątkowo w dwóch miejscach staje się składnikiem głównym, a nawet prawie wyłącznym.

Powyższy pobieżny przegląd rozmieszczenia narzutniaków lodowcowych w północnej części Jury Polskiej daje zarys wyłaniających się na tym terenie zagadnień, wyjaśnienie których niewątpliwie kryje się w mechanice ruchu mas lodowych złodowacenia środkowopolskiego.

#### ANALIZA KIERUNKÓW RUCHU LODU NA PODSTAWIE ROZMIESZCZENIA NARZUTNIAKÓW ZE SKAŁ LOKALNYCH

Przystępując do próby rozwiązania zarysowujących się problemów, zacznijmy od rozpatrywania rozrzutu poszczególnych grup lokalnych narzutniaków i kierunków ruchu łądolodu, na które one wskazują.

Piaskowce kościeliskie (fig. 1) mają wyraźnie zaznaczoną północną granicę rozrzutu przebiegającą od ich wychodni koło Żdziechowic łagodnym łukiem prawie dokładnie na wschód w kierunku Działoszyna. Zasięg ich tworzy dosyć dużą zatokę, którą te piaskowce wdzierają się około 15 km w głąb pasma wychodni wapieni malmu. Mamy więc tu wyraźne stwierdzenie przemieszczenia piaskowców bajosu prawie dokładnie z zachodu na wschód. W kierunku Krzepic granica zasięgu piaskowców przebiega prawie południkowo, stopniowo wycofując się z terenu występowania jury białej. Przecina ona Liswartę około 3 km na wschód od wymienionej miejscowości dotykając granicy między doggerem i malmem — zakręca na południowy wschód, trzymając się prawie ściśle podnóża kuesty na odcinku blisko 30-kilometrowej długości, do okolic Szarlejki. Omija ona teren miasta Częstochowy i rozrzuconych w jej okolicy gór-świadków, aby za Wrzosową ponownie wysunąć się na wschód w kierunku Skrajnicy leżącej na skraju wyżyny wapiennej. Podobnie jak na północy, zaznacza się więc i tu transport w kierunku wschodnim.

Cały wschodni zasięg rozrzutu piaskowców kościeliskich daje się doskonale wyjaśnić przy przyjęciu ruchu lodu z zachodu, od strony Niziny Śląskiej. Głębsze wdarcie się lodu w kierunku Działoszyna można łatwo uzasadnić obniżeniem na tym odcinku strefy występowania wapieni górnojurajskich (między Lipiem i Parzymiechami) oraz słabszym zaakcentowaniem kuesty, która tu nie stanowiła przeszkody dla nasuwającego się lodu. Ale bardziej na południe, po przekroczeniu Liswarty, poczynając od Opatowa (pow. Kłobuck) krawędź kuesty jest już dosyć dobrze wyrażona i stopniowo podnosi się. Jeśli odrzucić zasypanie czwartorzędowe u jej podnóża, to na odcinku między Opatowem a Pierzchnem tworzy ona stopień do 40—50 m wysokości.

Niewątpliwie tego rodzaju stopień nie stanowiłby zbyt poważnej przeszkody dla frontalnie posuwającej się głównej masy łądolodu i był-

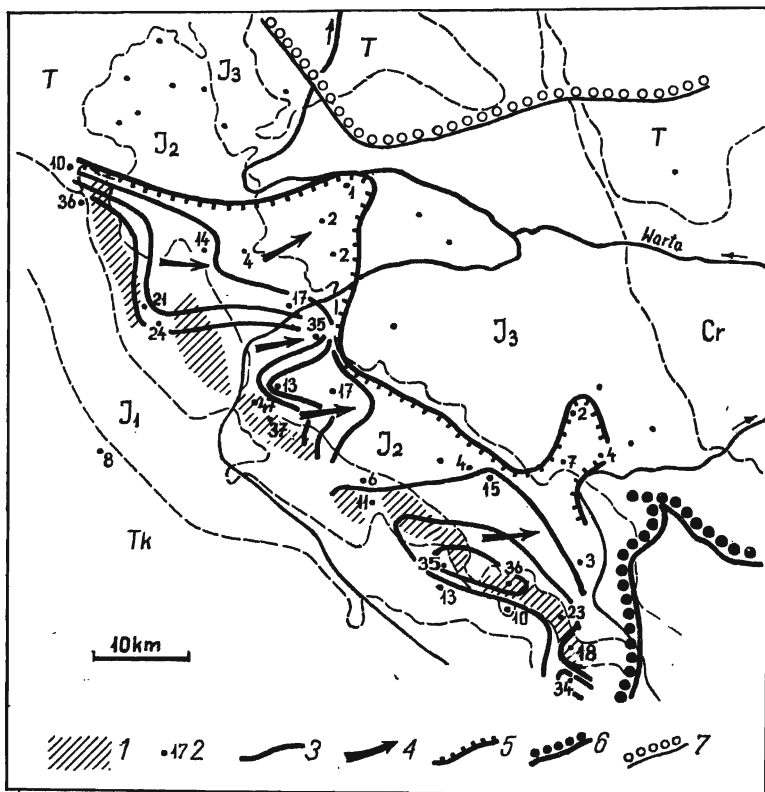


Fig. 1

## Rozrzut narzutniaków z żelazistych piaskowców jury środkowej

1 główne wychodnie we wzniesieniach, 2 udział procentowy tej grupy narzutniaków, 3 izolnie co 10%, 4 główne kierunki transportu, 5 maksymalny zasięg narzutniaków, 6 granica maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, 7 granica zasięgu stadiu Warty.

T trias, Tk trias górny, J<sub>1</sub> jura dolna, J<sub>2</sub> jura środkowa, J<sub>3</sub> jura górna, Cr kreda

## Areal distribution of erratic boulders of ferruginous Middle Jurassic sandstones

1 chief outcrop occurring in hills, 2 per cent content of this group of erratic boulders, 3 isolines drawn for every 10 per cent, 4 main transport directions, 5 maximum extent of the erratic boulders, 6 boundary of the maximum extent of the Middle Polish glaciation, 7 boundary of the extent of the Warta stage.

T Triassic Tk Upper Triassic, J<sub>1</sub> Lower Jurassic, J<sub>2</sub> Middle Jurassic, J<sub>3</sub> Upper Jurassic, Cr Cretaceous

by stosunkowo szybko pokonany przez napór energicznie posuwających się naprzód lodów. Jednak na pewno hamował on ruch bocznie rozprzyskającego się jezora, który wkroczył już na Nizinę Śląską. Walka z tą w zasadzie boczną przeszkodą była dla tego łobu lodowca jeszcze i dlatego mało celowa, że mógł on swobodnie posuwać się na południe, gdzie miał przed sobą nizinę rozwiniętą na łożach rudonośnych doggeru, na której nie napotykał żadnych przeszkód. Istnieją zresztą bezpośrednie fakty wskazujące, że lód przywierał od zachodu do kuesty i przynosił materiał występujący na jej zboczu w kierunku przylegającej do niej

części wyżyny. Świadczą o tym obserwacje zrobione przez jednego z autorów jeszcze w latach trzydziestych na wschód od Lgoty (8 km na NW od Częstochowy), gdzie w żwirach morenowych leżących na wapieniach płytowych argowu znajdowane były dosyć liczne bryły wapieni newizu i kruchych oolitów górnbatońskich, występujących in situ około 1,5 km bardziej na południowy zachód (fig. 2).

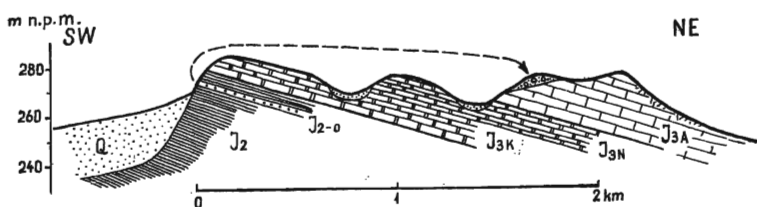


Fig. 2

Przekrój geologiczny ilustrujący „wsteczne przerzuty” narzutniaków z oolitów górnego batonu na północny wschód, na obszar występowania wapieni górnej jury. Okolice Lgoty (8 km na NW od Częstochowy)

$J_2$  baton,  $J_{2o}$  ławica oolitów górnego batonu,  $J_{3K}$  kelowej,  $J_{3N}$  newiz,  $J_{3A}$  argow, Q czwartorzęd

Geologic section showing the „backward shifting” of erratic boulders from Upper Bathonian oolites to the north-east into the occurrence area of Upper Jurassic limestones. Vicinity of Lgota (8 km. NW from Częstochowa)

$J_2$  Bathonian,  $J_{2o}$  Upper Bathonian oolites,  $J_{3K}$  Callovian,  $J_{3N}$  Neuvisian,  $J_{3A}$  Argovian, Q Quaternary

Odległość transportu piaskowców żelazistych doggeru w kierunku wschodnim jest niewielka. W rejonie Praszka-Działoszyn, gdzie jest on najdalszy, dochodzi do około 30 km. Na wysokości Krzepic wynosi on już tylko około 15 km, a jeszcze bardziej na południe nie przekracza 10 km. Są to więc wielkości przesunięć charakteryzujące ruchy brzeżnej części lądolodu.

Zupełnie inny obraz układu kierunków transportu otrzymujemy rozpatrując drogę, którą przebyły narzutniaki górnokredowe (fig. 3) (gezy), dość obficie (20—50%) pojawiające się w zachodniej części Wyżyny Wieluńskiej i długim stopniowo zwążającym się jezorem wchodzące na nizinę zbudowaną z ilów i piasków jury środkowej. Jezor ten sięga do Wręcycy i Kalei (8 km na WNW od Częstochowy), gdzie kończy się nie przedłużając ani na wschód, ani na południe. Wydłużona smuga rozrzutu gez kredowych nie dochodzi jednak do podnóża kuesty i trzyma się od niej w odległości paru kilometrów. Natomiast na północy narzutniaki kredowe wchodzą na teren notowanej wyżej „zatoki” wy-

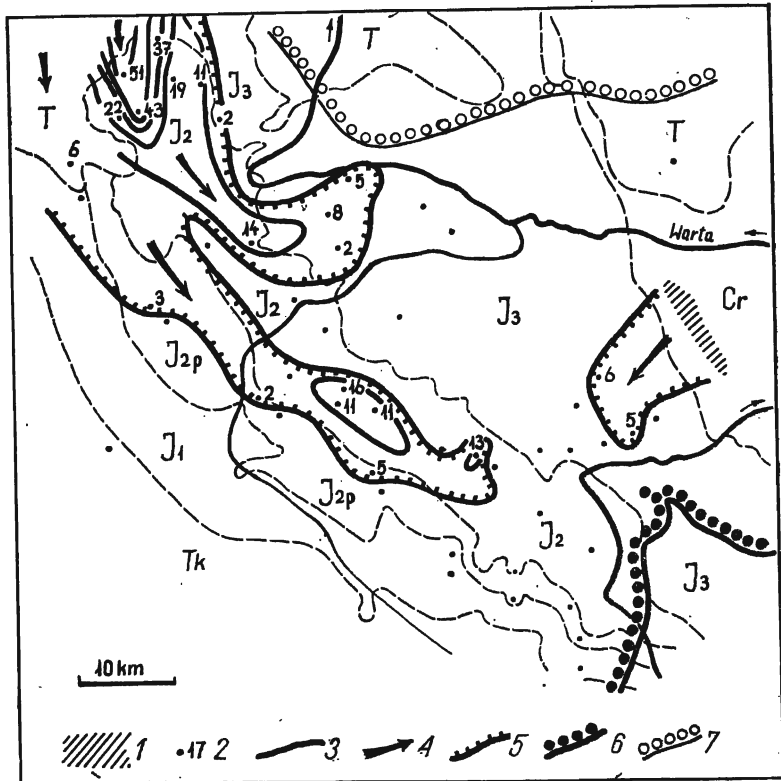


Fig. 3

## Rozrzut glacialny narzutniaków ze skał górnokredowych

1 główne wychodnie we wzniesieniach, 2 udział procentowy tej grupy narzutniaków, 3 izolnie co 10%, 4 główne kierunki transportu, 5 granica zasięgu narzutniaków, 6 granica maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, 7 granica zasięgu stadiału Warty

## Areal distribution of erratic boulders from Upper Cretaceous rocks

1 chief outcrops occurring in hills, 2 per cent content of this group of erratic boulders, 3 isolines drawn for every 10 per cent, 4 main transport directions, 5 boundary of the extent of the erratic boulders, 6 boundary of the maximum extent of the Middle Polish glaciation, 7 boundary of the extent of the Warta stage

ciągniętej w stronę Działoszyna i mają tu zasięg prawie ściśle powtarzający rozrzut żelazistych piaskowców bajosu (kościeliskich). Kierunek, z którego mogły być przyniesione gezy górnokredowe w okolicy Wielunia jest dosyć łatwy do ustalenia, gdyż w rejonie leżącym bardziej na północy górna kreda nie pokryta przez trzeciorząd występuje w podłożu czwartorzędu jedynie na wschód od linii Sieradz-Widawa.

Rekonstruując drogę przebytą przez narzutniaki górnokredowe otrzymujemy najpierw kierunek ruchu lodu NNE-SSE. Na Wyżynie Wieluńskiej jest on prawie południkowy, a na południe od niej skiero-

wuje się on na NW-SE, w kierunku Częstochowy. Droga ich zatacza więc wyraźny łuk, wygięty ku wschodowi, po którym narzutniaki górnokredowe przebyły odległość około 100 km. Jest to więc ruch poważny obejmujący główną masę lądolodu wkraczającego na teren zachodniej części Polski.

Pierwsza część drogi przebytej przez materiał górnokredowy (NNW-SSE) ma kierunek zbliżony do tego, który wynikał z asymetrii wielkich lobów maksymalnego glacystadiału zlodowacenia środkowo-polskiego (NW-SE lub NNW-SSE), wykazujący silniejszy napór lodów na północno-wschodnie zbocza północnej części Gór Świętokrzyskich i Jury Polskiej (Różycki 1961a, 1967). Widoczny on jest również w zarysach wielkiego lobu śląskiego. Natomiast na końcowym odcinku swojej drogi (na południe od Wyżyny Wieluńskiej) narzutniaki górnokredowe były niesione zbliżonym torem jak piaskowce żelaziste bajosu (W-E lub WNW-ESE), ale z nieco większym odchyleniem południowym (NW-SE lub WNW-ESE). Zwraca natomiast uwagę fakt, że tam, gdzie narzutniaki pochodzące z zachodu najdalej wdarły się na pasmo Jury („zato-ka Działoszyna”), zasięgi obu tych rodzajów skał są niemal takie same. Można się więc domyślać, że lokalnie były one niesione przez ten sam brzeżny „prąd” lodu i najprawdopodobniej w tym samym czasie.

Zupełnie odmienny, a nawet zaskakująco inny obraz kierunków transportu lodowego daje rozrzut krzemieni górnourajskich. Strefa ich macierzystego występowania jest dobrze zdefiniowana (fig. 4) pasmem wychodni rauraku, przebiegającym 2,5—5 km na wschód od linii kuesty i mającym szerokość 5—10 km. Z wyjątkiem „zato-ki” działoszynskiej i niewielkiego rejonu w okolicach Rudnik (7 km na NE od Częstochowy), pozostała część wychodni rauraku znajduje się całkowicie poza obszarem rozprzestrzenienia narzutniaków z piaskowców żelazistych.

Materiał górnourajski pojawia się w składzie moren natychmiast po przekroczeniu granicy między kredą i jurą górną i od razu występuje obficie. Transport jego jest wyraźnie związany z ruchem lodu z północnego wschodu na południowy zachód. Dopiero po przekroczeniu kuesty górnourajskiej obserwuje się tendencje do przenoszenia tych narzutniaków w kierunku bardziej południowym. Trzeba podkreślić, że ogromną większość narzutniaków górnourajskich składa się z krzemieni noszących ślady wietrzenia i wtórnej obróbki na powierzchni. Możemy się z tego domyślać, że był to materiał pobierany nie bezpośrednio ze starszego podłoża, ale z pokrywy wietrzeniowej składającej się przede wszystkim z rumowisk krzemiennych (zapewne plioceńskich). Rumowiska te w ciągu plejstocenu (a być może i najstarszego plejstocenu) zostały rozwleczone częściowo poza obszar pasma Jury, głównie w kierunku północnym. Tłumaczy to zapewne, dlaczego w kilku miejscach znajduje się te krzemienie w żwirach morenowych występujących bardziej na północy (m.in. w morenach glacystadiału Warty), poza

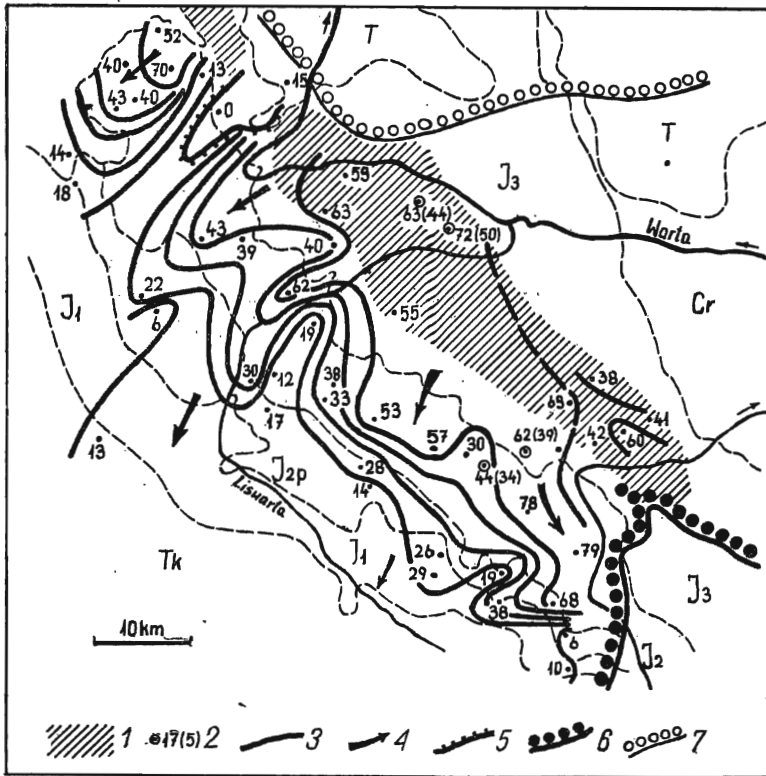


Fig. 4

#### Rozrzut glacialny narzutniaków z krzemieni i wapieni górnej jury

1 wychodnie we wzniesieniach, 2 udział procentowy tej grupy narzutniaków — w nawiasach, udział wapieni górnej jury, 3 izolinie co 10%, 4 główne kierunki transportu, 5 granica zasięgu narzutniaków, 6 granica maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, 7 granica zasięgu stadiau Warty

#### Areal distribution of erratic boulders from Upper Jurassic flints and limestones

1 outcrops occurring in hills, 2 per cent of this group of erratic boulders — group of Upper Jurassic limestones in brackets, 3 isolines drawn for every 10 per cent, 4 main transport directions, 5 boundary of the extent of the erratic boulders, 6 boundary of the maximum extent of the Middle Polish glaciation, 7 boundary of the Warta stage

obrębem wychodni górnej jury, a nawet na terenach z podłożem czwartorzędu złożonym z pstrych iłów pliocenu, lub, w razie jego braku, bezpośrednio z miocenu. Miąższość tych rumoszy ze skał krzemionkowych górnej jury musiała być stosunkowo pokaźna, gdyż nie zostały one zdarłe całkowicie w czasie zlodowacenia krakowskiego i w dużych ilościach weszły jeszcze w skład moren zlodowacenia środkowopolskiego.

Rozrzut narzutniaków górnokredowych również potwierdza południowo-zachodni lub południowo-południowo-zachodni kierunek ruchu lodu po wschodniej stronie północnej części Jury Polskiej. Można to doskonale stwierdzić między innymi w okolicach Ciecierzyna i Czepurki



(fig. 5), gdzie morena czołowa zawiera znaczne ilości brył z krzemionkowych skał albu (do 60%) przyniesionych z okolic Lusławic i Lipnika leżących 4 km na NE od niej.

Również wychodnie górnej kredy między Kruszyną a Kłomnicami (16 km na NE od Częstochowy) dają szeroki i około 10 km długi język rozrzutu „rozmazany” w kierunku południowo-zachodnim. Natomiast po

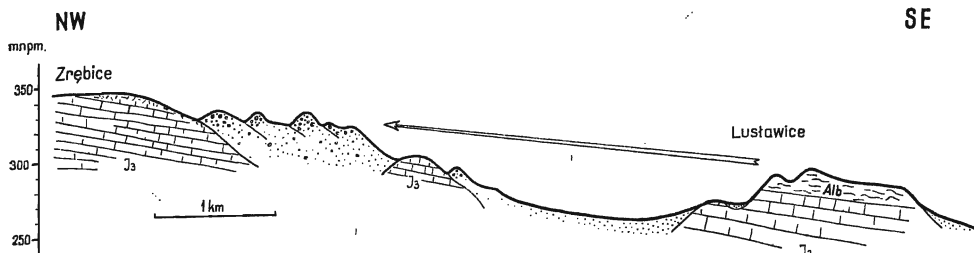


Fig. 5

Przekrój geologiczny ilustrujący kierunek transportu narzutniaków górnego albu pobranych w okolicy Lusławic (20 km na E od Częstochowy) i nagromadzonych w morenach czołowych Ciecierzyna przy stoku wyżyny zbudowanej z wapieni górnej jury

Geological section showing transport direction of Upper Albian erratic boulders eroded in the vicinity of Lusławice (20 km. E from Częstochowa) and deposited in the end-moraines of Ciecierzyn by the slope of the Jura Highland

wschodniej stronie tych wychodni narzutniaki górnokredowe nie są notowane.

Na wschodnim stoku Jury między Ciecierzynem koło Zrębic i Gorzkowem na południowy wschód od Złotego Potoku granica maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego daje się wyjątkowo dobrze wyznaczyć w terenie. Widać tu, jak moreny czołowe Ciecierzyna przywierają do stromych stoków bardziej wyniosłej części pasma Jury, na które już nie zdołał wdrzeć się lodowiec. Na południowy wschód od Złotego Potoku obserwuje się, jak lód starał się wejść w schodzące z wyżyny doliny o wylotach otwartych w kierunku jego ruchu.

Warto jeszcze wspomnieć o zaburzeniach glacytektonicznych w pobliżu stacji Złoty Potok (Koronevič & Reh binder 1913; Różycki 1930, 1934), występujących na północno-północno-wschodnim stoku wyżyny zbudowanej z albu, leżącej między Sygontką i Sierakowem, które również potwierdzają ten sam kierunek ruchu lodu (NNE-SSW).

Całe północno-wschodnie zbocze północnej części Jury Polskiej jest więc wystawione na działanie prawego (zachodniego) skrzydła dużego lobu koniecpolskiego nasuwającego się z NNE na SSW lub NE-SW,

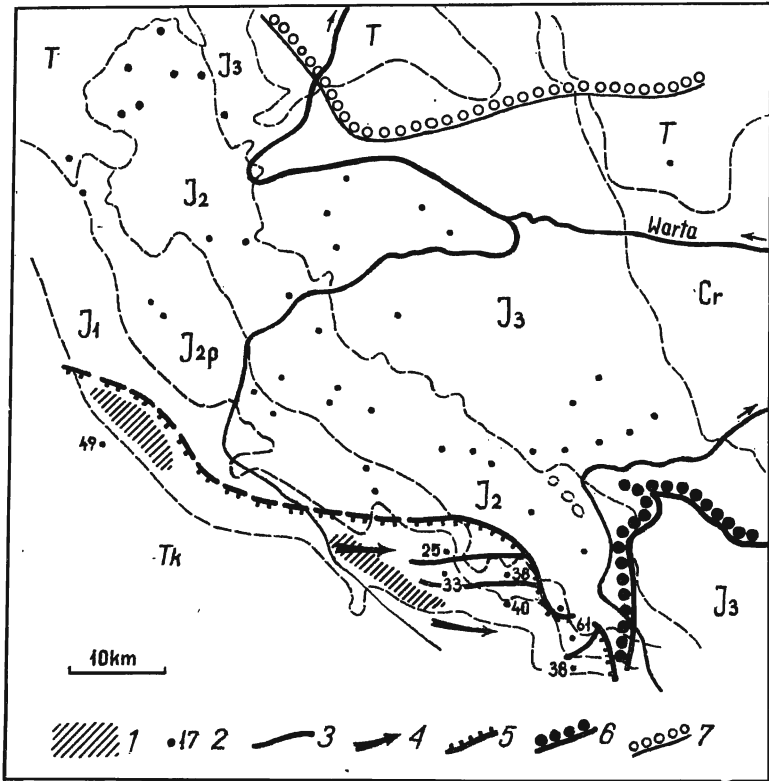


Fig. 6

Rozrzut glacialny narzutniaków ze żwirów kwarcowych niższej części liasu

1 główne wychodnie we wzniesieniach, 2 udział procentowy tych narzutniaków, 3 izolinie co 10%, 4 główne kierunki transportu, 5 granica zasięgu narzutniaków, 6 granica maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, 7 granica zasięgu stadiu Warty

Glacial distribution of erratic boulders of quartz gravels of the lower part of the Lias

1 chief outcrops occurring in hills, 2 per cent content of these erratic boulders, 3 isolines drawn for every 10 per cent, 4 main transport directions, 5 boundary of the extent of the erratic boulders, 6 boundary of the maximum extent of the Middle Polish glaciation, 7 boundary of the extent of the Warta stage

a więc nieco skośnie do kierunku rozciągłości warstw kredowych i górnourajskich decydujących o przebiegu głównych form wyniosłości podłoża. Ten też kierunek ruchu lądolodu decyduje o dalszym rozprzestrzenianiu się narzutniaków krzemieni jurajskich, które przechodzą przez całe pasmo Jury, u podnóża kuesty dają 6—10 km strefę ich wybitnego wzbogacenia (40—70%), przekraczają pas wychodni żelazistych piaskowców kościeliskich i razem z pobranym tu materiałem wędrują dalej na południe, dołączając do niego jeszcze otoczaki z niższej części dolnego liasu (fig. 6).

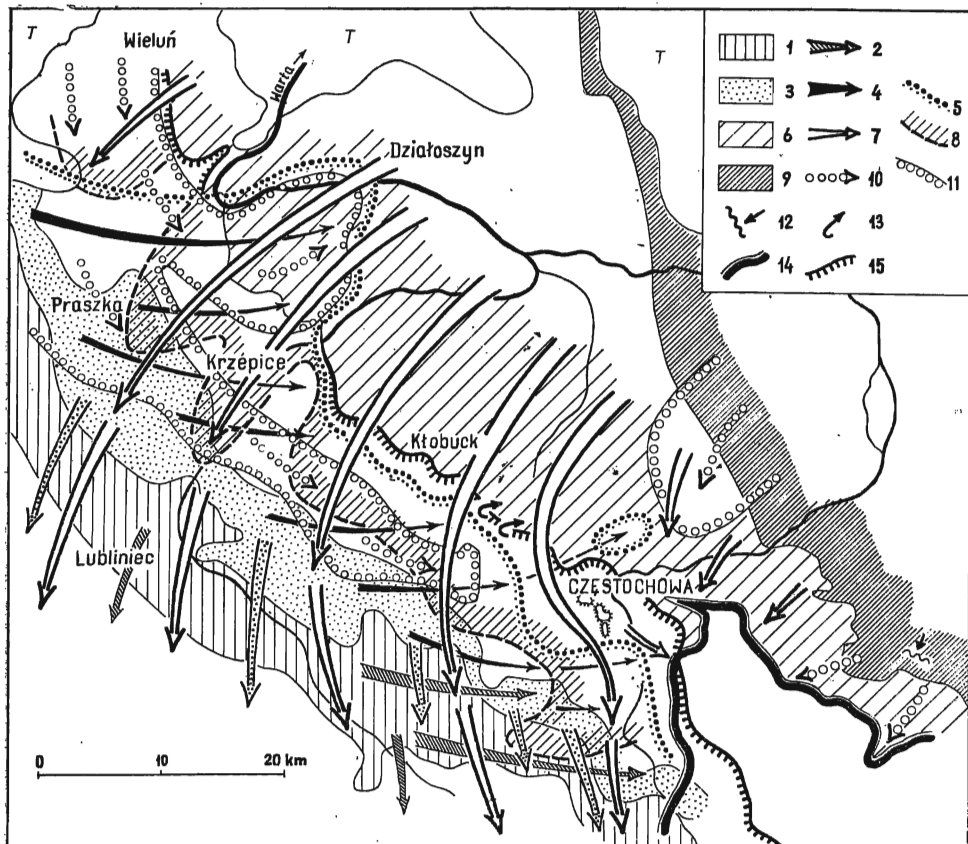


Fig. 7

Szkic syntetyczny kierunków transportu glacialnego narzutniaków ze skał lokalnych w północnej części Jury Polskiej

1, 2 wychodne łiasu (1) i kierunek transportu żwirów kwarcowych niższej części łiasu (2); 3, 4, 5 wychodne aalenu i dolnego bajocju (3), kierunek transportu żelazistych piaskowców kościeliskich (4) i południowo-wschodnia granica ich rozprzestrzenienia (5); 6, 7, 8 wychodne górnej jury (6), kierunek transportu krzemieni górnojurajskich (7) i południowo-zachodnia granica ich licznego (>30%) występowania (8); 9, 10, 11 wychodne kredy (9), kierunek transportu gęz górnokredowych i skał krzemionkowych albu (10) i granica ich rozprzestrzenienia (11); 12, 13 zaburzenia glacytektoniczne i kierunek, z którego zostały spowodowane (12), oraz przetrzuty skał z kuesty w kierunku wyżyny górnej jury (13); 14 zasięg maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego; 15 kuesta górnej jury

Synthetic map of the transport directions of glacial erratics of local rocks in the northern part of the Polish Jura

1, 2 Liassic outcrops (1) and transport direction of quartz gravels from the lower part of the Lias (2); 3, 4, 5 outcrops of the Aalenian and of the Lower Bajocian (3), transport direction of ferruginous Kościelisk sandstones (4), and the south-eastern boundary of their occurrence (5); 6, 7, 8 Upper Jurassic outcrops (6), transport direction of Upper Jurassic flints (7), and the south-western boundary of their abundant occurrence (>30%) (8); 9, 10, 11 Cretaceous outcrops (9), transport direction of Upper Cretaceous gaiszes and Albian siliceous rocks (10) and the boundary of their occurrence (11); 12, 13 glacytectonic disturbances and the direction of ice thrust (12), displacements of rocks from the cuesta towards the Upper Jurassic highland (13); 14 maximum extent of the Middle Polish glaciation; 15 Upper Jurassic cuesta

W tym przypadku otrzymujemy „normalny” układ kierunków transportu materiału lokalnego, odpowiadający ruchom lodu na południe, ewentualnie z niewielkimi odchyleniami na SSW i SSE. Harmonizuje on dobrze z ogólnym ruchem wielkiej kaloty lodowej zlodowacenia środkowopolskiego. Reasumując całość wyżej przeprowadzonych rozważań dochodzimy do wniosku, że rozrzut glacialny materiału lokalnego ujawnia w północnej części Jury Polskiej dwa niezgodne ze sobą układy (fig. 7). Pierwszy z nich z kierunkami transportu na wschód i południowy wschód, oraz drugi, krzyżujący się z uprzednim — na południowy zachód i na południe.

Poczynione wyżej obserwacje pozwalają sądzić, że pierwsza grupa kierunków transportu wiąże się z ruchami brzeżnej części lądolodu, bardziej wrażliwej na ukształtowanie podłoża, druga zaś odpowiada już ruchom głównej masy lądolodu, leżącej w większej odległości od jego skraju. Wynika z tego swojego rodzaju „stratygraficzny” wniosek, że dzisiejsze rozmieszczenie narzutniaków lokalnych na rozpatrywanym terenie jest wynikiem dwóch różnych faz nasuwania się lądolodu — starszej, w której dużą rolę odgrywały „prądy” lokalne, i późniejszej, w której decydował generalny ruch całości lądolodu.

Wyżej przedstawiona analiza układów ruchu nasuwającego się lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnią część Wyżyny Małopolskiej opierała się na rozpatrywaniu kierunków i stref rozwleczenia narzutniaków pobranych z miejscowego podłoża. Pozwoliła ona wyznaczyć szereg kierunków transportu materiału lokalnego, które bynajmniej nie układają się schematycznie w jeden zgodny obraz, ale wyraźnie świadczą o istnieniu dwóch czy nawet trzech kolejnych różnych układów ruchu lodu i o bardziej skomplikowanym przebiegu procesu pokrywania przez lód północnej części Jury Polskiej.

#### ETAPY ROZWOJU TRANSGRESJI LĄDOLODU W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI JURY POLSKIEJ

Przytoczone wyżej spostrzeżenia w zasadzie wyczerpują to, co daje się ustalić na podstawie bezpośredniego materiału obserwacyjnego. Nie wyjaśnia to jednak jeszcze całości zauważonych zjawisk i tylko w zupełnie ogólnym zarysie orientuje o przebiegu transgresji interesującego nas lądolodu.

Druga część naszych rozważań musi więc być oparta na innej podstawie. Może ją dać analiza przemieszczania się lodu oparta na znajomości praw jego ruchu, dających się ustalić przede wszystkim na podstawie obserwacji dużych lodowców polarnych i wyciągniętych z nich wniosków ogólnych.

O ruchach lądolodu jako wielkiej całości decyduje układ mas lodu w czasie lodowej i położenie na niej aktualnie czynnych podstawowych obszarów alimentacji. Czynniki te przesądzają o głównych, zasadniczych kierunkach przemieszczania się lodu w centralnej części kaloty lodowej. W swojej brzeżnej części lądolód jest jednak bardzo wrażliwy na ukształtowanie powierzchni, po której się porusza i reaguje na wszystkie przeszkody, które na niej napotyka. Brak podziału na zindywidualizowane obszary alimentacji powoduje, że o układzie ruchów w brzeżnej części lądolodu w dużym stopniu decydują kierunki swobodnego rozplywania się lodu, a nie poszczególne „strumienie” lodowe, jak to ma miejsce w lodowcach górskich wychodzących z różnych cyrków.

Stąd układ wyniosłości znajdujących się na przedpolu lądolodu poważnie wpływa na ukształtowanie się czoła lodu, powodując opóźnienia w jego ruchu. Natomiast powierzchnie równe i nisko położone zachęcają lód do wysuwania się naprzód, sprzyjając powstawaniu lobów i ich strzępieniu się na mniejsze jezory. Te elementarne stwierdzenia z zakresu mechanizmu ruchu czoła lądolodu już są prawie wystarczające dla wyjaśnienia i połączenia w jeden obraz znacznej części wyżej zanotowanych faktów. Ujmujemy je w formie historycznej, rozpatrując poszczególne etapy nasuwania się lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego. Oczywiście trzeba się zastrzec, że etapy te nie odpowiadają określonym jednostkom stratygraficznym niższego rzędu (choć być może są do nich zbliżone), ale określonym sytuacjom odtwarzanym na zasadzie hipotezy wynikającej z interpretacji poprzednio przytaczanych spostrzeżeń.

*Etap 1.* Lądolód posuwający się z kierunku NE lub NNE wchodzi na teren środkowej części Niżu Polskiego, na względnie wyrównaną powierzchnię, zbudowaną z osadów trzeciorzędowych i pokrytą utworami starszego czwartorzędu. Na powierzchni tej nie napotyka on na formy rzeźby utworzone przez skały bardziej zwięzłe, mogące stawiać poważniejszy opór jego ruchom. Tylko lokalnie lądolód zastaje nierówności zbudowane ze skał sypkich lub plastycznych, pokonywanie których zmusza go do działalności glacytektonicznej.

Zarys linii czoła lądolodu jest dosyć wyrównany i przebiega łagodnym łukiem, wypukłym w kierunku południowo-zachodnim, zgodnie z głównym kierunkiem ruchu lodu w całości czasu lodowej oraz ze stopniowo wzrastającą tendencją do tworzenia lobu wielkopolskiego.

*Etap 2.* Czoło lądolodu zbliża się do ostrogi, którą tworzą północne forpocząty Wyżyny Małopolskiej w okolicach Kalisza i na południe od Łodzi, co powoduje zapoczątkowanie wyodrębniania się przyszłego lobu śląskiego i lobu Widawki. Ten ostatni ma na swej drodze szereg wyniosłości mezozoicznych powodujących, że posuwa się on w trudniejszych warunkach niż lob śląski, który na swojej drodze posuwa się bez przeszkód.

*Etap 3.* Lob śląski zbliża się do Wyżyny Wieluńskiej, omija ją i zaczyna śmiało wkraczać na północną część Niziny Śląskiej (fig. 8, A). W tym samym czasie już zindywidualizowany lob Widawki wchodzi w obniżenie między Jurą Polską a Górami Świętokrzyskimi, posuwając się swoim prawym skrzydłem na południowy zachód, a na lewym przejawiając tendencję do kierunków południowych i południowo-wschodnich.

*Etap 4.* Lob śląski, który już wypełnił znaczną część Niziny Śląskiej, zaczyna rozpełzać się na boki, między innymi w kierunku wschodnim wychodząc z rejonu Lublińca-Praszki, i wkracza na teren niziny jury środkowej leżącej między Praszką, Krzepicami i Częstochową (fig. 8, B). Niesie on ze sobą pobrane po drodze żelaziste piaskowce kościeliskie, a bardziej na południu również kwarcowe otoczaki z dolnej części niższego liasu.

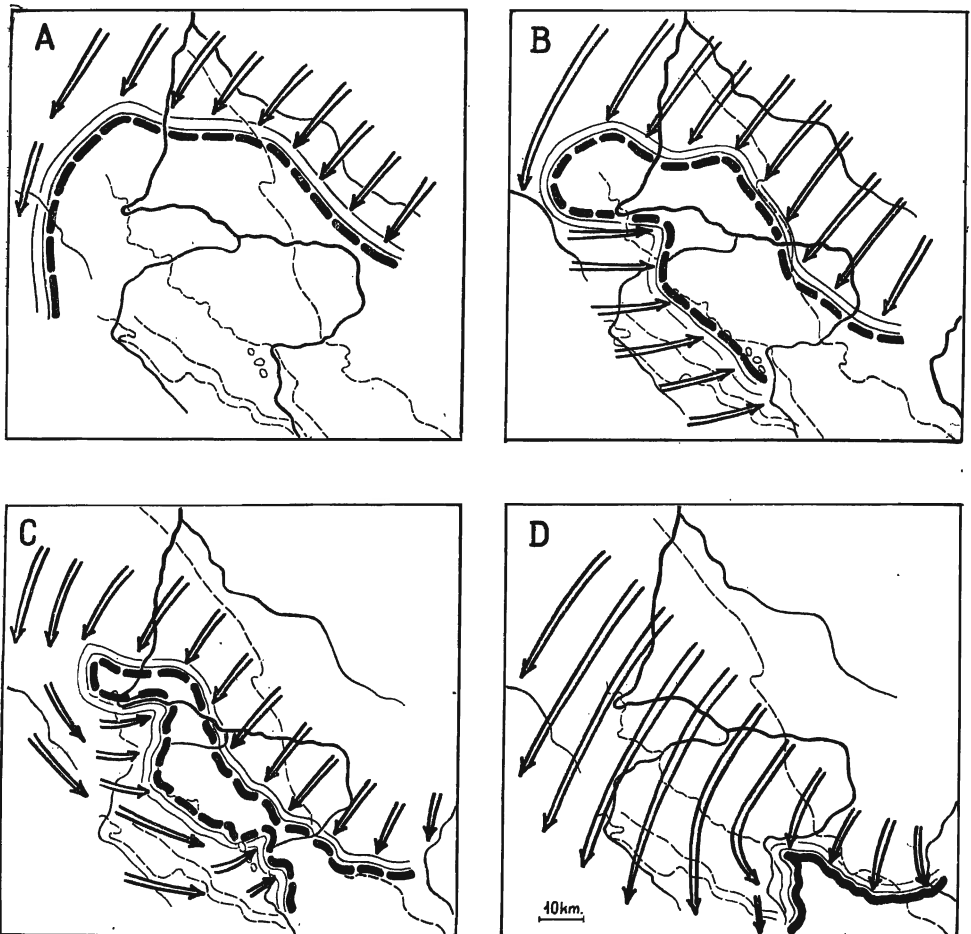


Fig. 8

Rejon ten wciąż jeszcze był broniony przed wkroczeniem lodów z północnego wschodu (od strony lobu Widawki) przez barykadę północnej części Jury Polskiej, ciągnącą się od Wielunia po Częstochowę. Dopływający z zachodu lód (z lobu śląskiego) zbliża się do kuesty górnojurajskiej, a między Parzymiechami i Opatowem Krzepickim zapewne zaczyna przekraczać na wschód granicę między jurą środkową i górną, korzystając z istniejącego tu obniżenia.

W tym samym czasie lód Widawki posuwa się dość znacznie na południe i swoim zachodnim skrzydłem zbliża się do północno-wschodniego stoku Jury, nieznacznie przekraczając granicę między kredą i górną jurą.

*Etap 5.* (fig. 8, C). Poszerzająca się nasada wielkiego lobu śląskiego pokonuje zachodnią część Wyżyny Wieluńskiej, a jedno z jego odgałęzień, niosące gezy górnokredowe z okolic Sieradza i Włodawy, dołącza

Fig. 8

#### Główne etapy wkroczenia lodolodu zlodowacenia środkowopolskiego na teren północnej części Jury Polskiej

A etap 3., loby Widawki i śląski zajmują obniżenia po wschodniej i zachodniej stronie pasma Jury niosąc prawie wyłącznie materiał północny (skandynawski). B etap 4., bocznie rozplywający się lód śląski posuwając się z zachodu na wschód zajmuje nizinę utworzoną na łożach jury środkowej i zbliża się do kuesty górnojurajskiej, niosąc ze sobą narzutiaki żelaziste piaskowców kościeliskich. Lód Widawki zaczyna wchodzić od wschodu na pasmo Jury. C etap 5., poszerzający się na północy jezor śląski pokonał Wyżynę Wieluńską i otworzył drogę dla dopływu z północy lodów z materiałem kredowym na nizinę istniejącą na zachód od pasma Jury, gdzie wspólnie z poprzednio już znajdującymi się tam lodami nacierały one od zachodu na kuestę górnojurajską i miejscami wdzierają się w obniżenia na pasmie Jury. Zachodnie skrzydło lobu Widawki i lobu koniecpolskiego posuwa się znacznie od wschodu na obszar górnojurajski. D etap 6., lodolód pokonał strefę wyniosłości pasma Jury i szerokim frontem posuwa się na południowy zachód i południe niosąc łącznie krzemienie górnej jury, żelaziste piaskowce kościeliskie jury środkowej i żwiry niższej części liasu

#### Main phases of ice-sheet advance of the Middle Polish glaciation into the northern part of the Polish Jura

A phase 3., the Widawka and the Silesian lobes occupy the depressions on the eastern and western side of the Jura ridge bringing almost entirely Scandinavian material from the north. B phase 4., the Silesian lobe flows laterally and advances W-E, it occupies the lowland developed on the Middle Jurassic clays and approaches the Upper Jurassic cuesta carrying ferruginous erratics of the Kościelec sandstones. On the east the Widawka lobe starts to ascend the Jura ridge. C phase 5., the Silesian lobe widens to the north; it has invaded the Wieluń Highland and opened up a route for the advance of ice masses with Cretaceous material from the north onto the lowland lying west of the Jura ridge; together with the ice cover already existing here these ice masses attack the Upper Jurassic cuesta from the west, here and there entering the depressions in the Jura ridge. The western wing of the Widawka and the Koniecpol lobe advances considerably from the east onto the Upper Jurassic area. D phase 6., the ice sheet has invaded the elevated zone of the Jura ridge; its broad front advances to the SW and S transporting Upper Jurassic flints, Middle Jurassic ferruginous Kościelec sandstone and gravels from the lower part of the Lias

się do lodów leżących na nizinie jury brunatnej i zwiększa ich aktywność w kierunku kuesty. W tym czasie znacznie posuwa się naprzód zarysowujący się już poprzednio jezior lodu wkraczający na teren jury białej w kierunku Działoszyna („zatoka” działoszyńska), niosąc razem zarówno materiał środkowojurajski, jak i górnokredowy. Wzrasta aktywność lodów napierających na krawędź kuesty, która miejscami jest pokonywana i dochodzi do przerzutów materiału występującego u jej podnóża na poziom wyżyny.

Nowy impuls dynamiczny spowodowany przez dołączenie się nowej strugi lodów z północy, zwiększa aktywność wschodniego krańca lodów na nizinie częstochowskiej. I na tym odcinku zaczynają się one zbliżać do kuesty lub tam, gdzie ona jest obniżona, wdzierać się poza jej granicę. Prawdopodobnie w tym czasie jeden z lokalnych jeziorów wchodzi na północ od dzisiejszej doliny Warty niosąc piaskowce żelaziste aż do rejonu Rudników Częstochowskich. Drugi, znacznie poważniejszy, tego rodzaju jezior wdziera się obniżeniem między Olsztynem i Kusiętami nawet w obręb pasma Jury. Walczy on tu z pojedynczo rozsianymi wzgórzami, zbudowanymi z wapieni, a napotkawszy wyniosłości złożone z masywnych wapieni skalistych, rozwija silniejszą działalność egzarcyjną i doprowadza do ich mutonizacji. Pozostawia tu parę typowo rozwiniętych barańców (Góry Towarne) i wzgórz częściowo mutonizowanych (m.in. Biakło i Lipówka), ale wykazujących, że rzeźbił je lód posuwający się z południowego zachodu.

W tym samym czasie lód widawski, z którego już zaczął się wydzielać lód koniecpolski, również napiera na północno-wschodni stok pasma Jury (powodując m.in. zaburzenia glacytektoniczne w rejonie stacji Złoty Potok), ale wchodzi na nie jeszcze stosunkowo nieznacznie. Być może, silniej wysuwa się on jedynie na południowy zachód od Radomska, niosąc materiał górnokredowy z rejonu Kruszyny i Kłomnic w kierunku Rudników Częstochowskich, gdzie mógł spotykać się z analogicznym jeziorem, ale idącym z przeciwnego kierunku i przynoszącym piaskowce żelaziste jury środkowej. Wydaje się natomiast, że bardziej na północy łączność „bariery” jurajskiej utrzymana jeszcze została od Częstochowy do Wielunia, gdyż „zatoka” działoszyńska nie mając odpowiednika od strony lobu Widawki nie przecina pasma Jury, a wschodnia część Wyżyny Wieluńskiej nie ma narzutniaków górnokredowych, które charakteryzują nacierający tu wschodni skraj lobu śląskiego.

*Etap 6.* (fig. 8, D). Napór lodów nasuwających się z północnego wschodu wzrasta maksymalnie złościąc obniżenia i egzarcując skaliste wzgórzka (np. k. Kamyka, Białej, Grabówki, gdzie bezpośrednim dowodem tego procesu jest lokalnie występujący wyjątkowo wysoki udział miejscowych wapieni w żwirach morenowych). W kierunku z NE na SW lody te pokonują wreszcie strefę kulminacyjną północnej części pasma Jury, przekraczają linie kuesty i częściowo spychają, a częściowo pokrywają



lód, który poprzednio wtargnął tam od strony zachodniej z bocznego rozplywania się jezora śląskiego. Ten nowo nasuwający się lód niesie ze sobą ogromne ilości krzemieni pobranych na pasmie Jury, naciera z nowego kierunku na pagórki z piaskowców żelazistych aalenu i dolnego bajosu, chwytając żwir dolnej części niższego liasu — i obciążony tym różnorodnym materiałem sunie na SSW i na S. Ustaje nacisk lodów na kuestę, na którą są spychane jedynie te jego partie, które się przy niej znalazły w poprzednim etapie w rejonie Kusiat i Olsztyna.

Od północy zbliża się do nich (a być może nawet kontaktuje bezpośrednio) maksymalny zasięg lodów nacierających z prawego skrzydła lobu koniecpolskiego, który w tym etapie znacznie zmienił swój poprzedni zarys.

Jego przebieg wyznacza ciągnący się od moren czołowych Ciecierzyna szereg zniszczonych płatów osadów morenowych, odnalezionych przez R. Więckowskiego (1967), dochodzących do linii Joachimów-Srocko.

Jest to moment już bliski chwili, kiedy zasięg zlodowacenia środkowopolskiego osiągnie swoje maksimum. Czasu starcza jeszcze na tyle, aby materiał jurajski został przeniesiony około 30—40 km na południe w okolice Lublińca i Koziegłów. Potem następuje przełom i rozpoczyna się deglacjacja, szczególnie szybko przebiegająca na terenie najdalej wysuniętego lobu śląskiego.

Historia przebiegu wielkiej transgresji zlodowacenia środkowopolskiego została przedstawiona w pewnym zarysie, który daje się odczytać na podstawie rozmieszczenia narzutniaków lokalnego pochodzenia. Nieporuszone tylko zostały dwa zagadnienia. Pierwsze — zachowanie się materiału pochodzenia północnego oraz wyjaśnienie, dlaczego dzisiejszy rozkład materiału lokalnego umożliwi odczytanie wcześniejszych etapów procesu nasuwania się lądolodu.

Materiał głazowy skandynawski (fig. 9), którego składem w tej pracy nie chcemy się zajmować, występuje wszędzie na omawianym terenie, ale w bardzo zmiennym procencie (od 2% do blisko 100% frakcji 1—5 cm średnicy). Nawet w strefie dominowania materiału lokalnego pojawiają się rzadkie punkty, gdzie panuje on niepodzielnie. Jednak właściwa strefa występowania moren złożonych wyłącznie z narzutniaków północnych znajduje się dalej na północy, tj. na „zapleczu” rozpatrywanej przez nas strefy, ale już na przedpolu moren czołowych glacystadiału Warty, w rejonie Radomska i we wschodniej części Wyżyny Wieluńskiej.

W obu przypadkach tereny te leżą poza obszarem występowania w podłożu czwartorzędu zwięzłych skał mezozoicznych, lub w niezbyt dużej odległości od ich północnej granicy.

Autorzy sądzą, że nieliczne punkty, gdzie poza wzmiankowanymi wyżej terenami pojawiają się żwiry ze znaczną przewagą materiału gła-

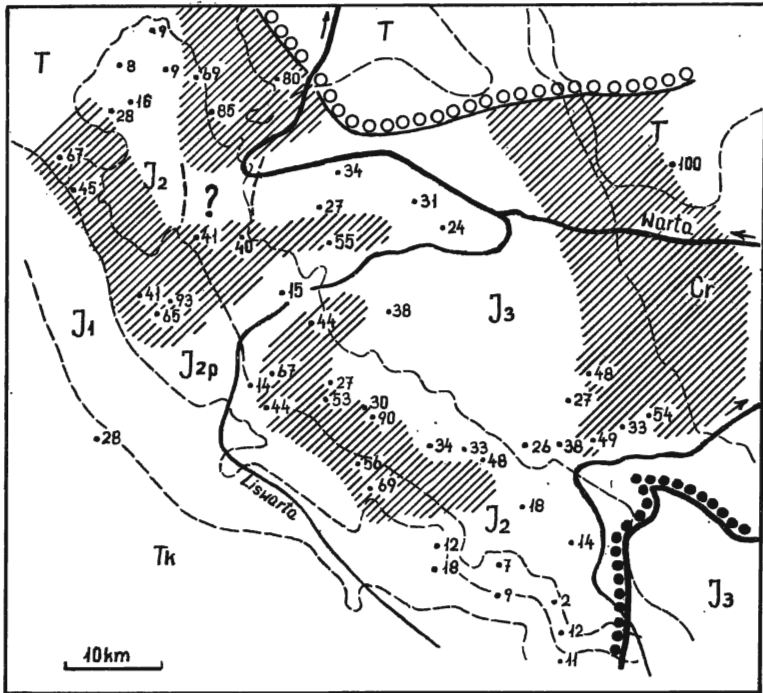


Fig. 9

Udział narzutniaków pochodzenia skandynawskiego w żwirach morenowych zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części pasma Jury Polskiej

Liczby — udział procentowy narzutniaków skandynawskich. Skośnie zakreskowane — obszary z większą frekwencją materiału skandynawskiego ( $> 40\%$ ). 1 granica maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, 2 granica zasięgu stadiału Warty

Per cent content of Scandinavian erratics in the morainic gravels of the Middle Polish glaciation in the northern part of the Polish Jura ridge

Numbers — per cent content of Scandinavian erratics. Areas with higher content (40 per cent) of Scandinavian material are obliquely hatched. 1 boundary of maximum extent of Middle Polish glaciation, 2 boundary of the extent of the Warta stage

zowego pochodzenia skandynawskiego i z minimalną domieszką skał lokalnych (Sternalice 2%, Truskolasy 5%, Pałnów 12%), są związane z partiami lodu nasuniętymi w ostatnim (szóstym) etapie. Te partie lodu sunęły po lodzie starszym, który w dolnej części przepelniony był morenowym materiałem lokalnym. Lód ten tworzył złogi wyrównujące łożysko, po których posuwała się bardziej aktywna, szybciej przesuująca się wyższa część lodu.

#### UWAGI KOŃCOWE

Zatrzymanie się w spągu lodowca przepelnionych materiałem morenowym dolnych części lodu (fig. 10) nie jest interpretacją teoretyczną,

ale faktem obserwowanym na Antarktydzie. W dostępnych do bezpośredniej obserwacji dolnych częściach lądolodu, np. w Oazie Bungera, ilość materiału morenowego jest nieznaczna i skupia się tylko w kilkunastu dolnych metrach czoła ściany lodu. Natomiast w profilu sejsmicznym, między Mirnym a stacją Pionierska, na szeregu odcinków stwierdzono pod znaczną warstwą czystego lodu masy lodu przepelnione materiałem morenowym wypełniające rozległe obniżenia. Miąższość tych mas oceniana jest na kilkadziesiąt do paruset metrów.

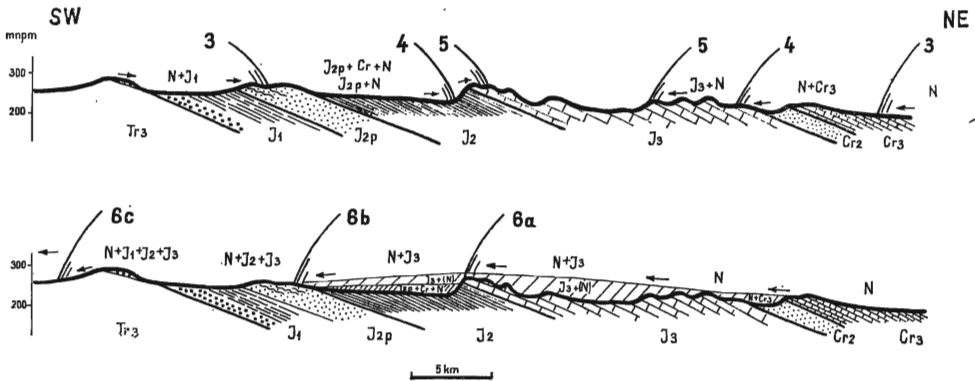


Fig. 10

Schematyczny przekrój przez północną część pasma Jury Polskiej, ilustrujący kolejne etapy (3, 4, 5, 6a, 6b, 6c) nasuwania się lądolodu i odbywającego się w związku z tym transportu glacialnego materiału pobranego z lokalnego podłoża ( $Cr_3$  gezy kredowe,  $J_3$  krzemienie górnej jury,  $J_{2p}$  żelaziste piaskowce aalenu i dolnego bajosu,  $J_1$  żwiry kwarcowe niższej części liasu) oraz złożeń starszego lodu (skośnie zakreskowane) tworzących podłoże dla przesuwających się po nim mas lodu z dalszego zaplecza

Objaśnienia do profilu geologicznego podłoża:  $Tr_3$  kajper — czerwone iły z wkładkami wapieni,  $J_1$  lias — w dolnej części żwiry kwarcowe, w wyższej oliwkowoszare iły,  $J_{2p}$  jura środkowa starsza (aaleni i dolny bajos) — piaski i piaskowce żelaziste,  $J_2$  jura środkowa (górnego bajos — baton) — iły ciemnoszare,  $J_3$  jura górna — wapienie płytowe, skalisto-rafowe itp.,  $Cr_2$  kreda środkowa (alb i cenoman) — piaski glaukonitowe,  $Cr_3$  kreda górna — margle wapienie, gezy

Schematic section of the northern part of the Polish Jura showing the successive (3, 4, 5, 6a, 6b, 6c) phases of glacial advance and the resulting transport of material eroded from the local substratum ( $Cr_3$  Cretaceous gaizes,  $J_3$  Upper Jurassic flints,  $J_{2p}$  ferruginous Aalenian and Lower Bajocian sandstones,  $J_1$  quartz gravels of the lower part of the Lias and of older ice layers (obliquely hatched) which act as a sliding surface for the ice masses from a more distant hinterland

Explanations for the geological section of the substratum:  $Tr_3$  Keuper — red clays with limestone intercalations,  $J_1$  Lias — quartz gravels in the lower part, olive-grey gravels in the upper part,  $J_{2p}$  older Middle Jurassic (Aalenian and Lower Bajocian) — sands and ferruginous sandstones,  $J_2$  Middle Jurassic (Upper Bajocian — Bathonian) — dark grey clays,  $J_3$  Upper Jurassic — platy limestones, rocky limestones, et caetera,  $Cr_2$  Middle Cretaceous (Albian and Cenomanian) — glauconitic sands,  $Cr_3$  Upper Cretaceous — marls, limestones, gaizes

Wyjątkowo korzystna sytuacja utrzymująca się dla tego rodzaju lodów istniała u podnóża kuesty w czasie 6. etapu, kiedy lądolód przewalający się szerokim frontem z północnego wschodu przez całe pasmo północnej części Jury schodził z kuesty na leżącą u jej podnóża nizinę. Pokrywał ją wówczas lód, który dopłynął tam w czasie 4. i 5. etapu z zachodu i dla nowo napływających mas lodu, po zepchnięciu wyższej części czystego lodu, stworzył swojego rodzaju równię pochyłą, po której nowy lód przesuwiał się jak po „sanicy” ułatwiającej jego ruch. Ta równia pochyła była zapewne jeszcze nadbudowana częścią lodów obciążonych materiałem morenowym pobranym przy przesuwaniu się czoła lądolodu przez pasmo Jury. Tym zapewne należy tłumaczyć istnienie u podnóża kuesty kilkukilometrowej strefy z wybitnym nadmiarem krzemieni jurajskich (50—70%). Dalej na południe udział krzemieni jest mniejszy, a wzrasta ilość narzutniaków ze skał występujących w spągu lodu, co wskazuje, że na linii wychodni piaskowców żelazistych dolnego bajosu i aalenu lądolód posuwał się już bezpośrednio po starszym podłożu jurajskim.

Leżące w spągu aktywnie przesuwającego się lądolodu masy starszego lodu obciążonego znacznie lokalnym materiałem morenowym (z 4., 5. i 6. etapu) przetrwały do czasu deglacjacji, która zresztą rozpoczęła się w stosunkowo niedługim czasie po zakończeniu się transgresji lodów w 6. etapie. W ten sposób po stopieniu się lodu w rozkładzie narzutniaków lokalnych utrwaliły się ślady istnienia dwóch krzyżujących się ze sobą kierunków ruchów lodów napływających na nizinę środkowo-jurajską okręgu częstochowskiego.

Wyżej przeprowadzone rozważania dotyczą przebiegu roznoszenia materiału morenowego w czasie transgresji lądolodu. A co działo się w czasie recesji? W jakim stopniu zakłóciła ona obraz poprzedni? Zdaniem autorów — opartym na wnioskach wyprowadzonych z obserwacji wielkich lodowców polarnych — rozrzut materiału morenowego, który był niesiony głównie w dolnej przeładowanej nim części lodu, w zdecydowanie przeważającej części związany jest z okresem intensywnego posuwania się lądolodu naprzód — a więc z okresem jego głównej transgresji. Późniejsze ruchy postępowe lodu w czasie krótkotrwałych fazalnych nasunięć nie wnoszą istotnych zmian w rozkład materiału narzutowego. Wpływają na to dwie okoliczności: 1° że w ruchach tych bierze głównie udział wyższa część lodu, mniej obciążona materiałem morenowym, i 2° że są to ruchy posuwające lód naprzód na stosunkowo niewielkie odległości.

Wniosku tego nie można jednak przenosić na glacystadiały, w czasie których po znaczniejszej recesji następował ponowny ruch naprzód na poważne odległości. Wówczas formowało się nowe ukształtowanie ka-

loty lodowej w innym układzie kierunków ruchu lodu, a zatem i transportu materiału w nim zawartego.

O ile formy rzeźby pozostawione przez lądolód pozwalają studiować przebieg recesji — o tyle rozmieszczenie materiału morenowego daje klucz do odczytania kierunków ruchu lodu w czasie transgresji.

*Katedra Geologii Czwartorzędu  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6  
Warszawa, w marcu 1967 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- KLIMEK K. 1962. W sprawie genezy moren czołowych położonych na południe od Częstochowy (On the genesis of front moraines situated southwards Częstochowa). — *Folia Quaternaria*, z. 11, Kraków.
- 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.
- KORONEVIČ P. & REHBINDER B. 1913. Geologičeskije issledovanija vdol linii Gerby-Keleckoj żeleznoj dorogi na učastke Gerby-Konieczpol v 1909—1911 g.g. — *Izv. Geol. Komit.*, t. 32.
- LAMPAŃSKI Z. 1961. Udział materiału lokalnego w zespole głazowym form akumulacji czołowo-morenowej w końcowej strefie zlodowacenia środkowopolskiego (The percentage distribution of local material in end-moraines of Middle Polish (Riss) glaciation). — *Prace o plejstocenie Polski Środkowej*, cz. 1. PAN. Warszawa.
- 1965. Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego na przykładzie rozmieszczenia materiału lokalnego w utworach akumulacji czołowo-morenowej. *Archiwum Katedry Geol. Czwart. U.W. Warszawa*.
- RÓŻYCKI S. Z. 1930. Dyzlokacje dyluwialne w okolicach stacji Złoty Potok. — *Wszechświat*, s. 196. Kraków.
- 1934. Stratygrafia kredy i dyzlokacje dyluwialne w okolicy stacji Złoty Potok (Stratigraphie du Crétacé et dislocations quaternaires dans les environs de Złoty Potok). — *Pos. Nauk. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 38. Warszawa.
- 1961a. Middle Poland. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, vol. I. Warszawa.
- 1961b. Kamienica Polska. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, vol. II. Middle Poland. Warszawa.
- 1965a. Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. — *Rep. VIth Intern. Congress on Quaternary*.
- 1965b. Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 16, S. 189—201.
- 1966. Nekotorye problemy raspredelenija wałunov v lednikovyh otłożenijach Polši. Sovremennyj i četvertičnyj kontinentalnyj litogenez. Komit. Četvertičnogo Perioda Akad. Nauk SSSR. Moskva.

- 1967. Plejstocen Polski Środkowej (w druku). Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. & LAMPARSKI Z. 1961. Grabówka (near Częstochowa). Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, vol. II. Middle Poland. Warszawa.
- WIĘCKOWSKI R. 1967. Geologia okolic Żurawia. Archiwum Katedry Geol. Czwart. U.W. Warszawa.

S. Z. RÓŻYCKI & Z. LAMPARSKI

## DIRECTION OF ICE ADVANCE DURING THE MIDDLE POLISH GLACIATION IN THE NORTHERN PART OF THE POLISH JURA

(Summary)

**ABSTRACT:** An attempt is here made to interpret the ice advance of the Middle Polish glaciation in the northern part of the Polish Jura (Cracow-Częstochowa Highland). The writers' investigations are based on statistics concerning the percent content of local material in the 1—5 cm. fraction of moraine gravels, as determined by Z. Lamparski (1965) who showed the many-directional ice transport during the advance of the Middle Polish glaciation. The Jura ridge divided the margin of the glacier into two major lobes (the Silesian lobe and the Widawka lobe). These gradually advanced over the barrier of limestone outcrops both from the NE (the lobes of Widawka and of Koniecpol) and from the W (the Silesian lobe). The transgression of the ice sheet advancing generally from the NE to the SW and S was not completed before the final phase preceding the maximum ice transgression in that glaciation. In addition to the distribution of local erratic boulders, the directions of ice movement are also marked by exaration forms and by glactectonic disturbances.

The high content of local material (up to 70—80 per cent) found in moraine deposits of the Middle Polish (Riss) glaciation in the northern part of the Polish Jura (Cracow-Częstochowa Highland) has been determined by Z. Lamparski (1965) by counting no less than 500 pebbles, 1—5 cm. in diameter, for each of the 55 sampling sites. This material contains 4 readily discernible types of local rocks: quartz pebbles from the lower part of the Lias; ferruginous sandstones from the Aalenian and the Lower Bajocian; Upper Jurassic flints, also Upper Cretaceous gizes and Albian siliceous sediments, from outcrops exposed in parallel NW—SE zones. The displacement route of some groups indicate glacial transport in various, even transversal, directions, suggesting changes in the configuration pattern of the ice masses (fig. 7).

Large amounts of Aalenian and Lower Bajocian ferruginous sandstones have been transported to the east (fig. 1) across the whole width of the plain formed on Middle Jurassic clays. They were carried farther north-east, to the foot of the Upper Jurassic cuesta whose height in that zone ranged from 40 to 50 m.

Quartz pebbles from Lower Liassic gravels (fig. 6) were transported in a similar direction but to much smaller distances.

The transport direction of Jurassic flints (fig. 4) is exactly vertical to that of the above quartz pebbles, the flints being carried away distinctly SSW and S and their numbers decreasing in that same direction. After passing the Middle and the Lower Jurassic outcrop zone they are joined by a part of Aalenian and Lower Bathonian ferruginous sandstone boulders and by quartz gravels of the lower part of the Lias which had, on the other hand, been carried southwards.

One narrow lobe of Upper Cretaceous gaizes from the region of Sieradz (44 km. N of Wieluń) spreads over the Middle Jurassic plateau, while another one advances towards Działoszyn (ESE and E) and, after ascending the eastern side of the Jurassic ridge (built of Upper Jurassic limestones), it passes onto the north-eastern slope.

By analysing the mechanism of the forward motion of the front of the advancing ice sheet and scrutinizing a number of additional local observations the writers were led to the differentiation of six phases of the gradual ice invasion of this area.

During phase one the front of the ice sheet, as yet not dismembered, is situated in the Central Polish Lowland (abt. 52° N. lat.).

During phase two, as it approaches the jutting out Mesozoic spurs of the Plateau of Little Poland (Małopolska) near Łódź and Kalisz, the front of the glacier branches into two major lobes, the Silesian lobe (west of Kalisz) and the Widawka lobe, to the east of the first lobe.

During phase three (fig. 8A) the two lobes advance considerably to the south but they are still separated one from the other by the broad belt of the ice-free Jurassic Plateau.

During phase four (fig. 8B), thanks to the plain on the Keuper, Liassic and Middle Jurassic clays, the Silesian lobe — after invading the Wieluń Plateau and the Jura ridge stretching as far as Kalisz — branches laterally; its easternmost wing reaches the foot of the cuesta whose high ridge (40—50 m.) separates this plain from the plateau built of Upper Jurassic limestones. Eastward transport is then suggested by the shifting of Upper Bathonian oolitic limestones from the slope of the cuesta to the north-east into the occurrence area of Argovian (Middle Oxfordian) limestones observed at Lgota (fig. 2).

During phase five (fig. 8C) the ice sheet advancing southward invades the western portion of the Wieluń Plateau; the widened margin of the Silesian lobe brings Cretaceous gaizes from the vicinity of Sieradz and Włodawa; it then joins with the ice already occupying the plain in the occurrence area of Middle Jurassic clays, and, together with this ice, it enters a part of the depression in the Jura ridge towards Działoszyn and north of Częstochowa. South of Częstochowa, in the region of Olsztyn, the ice forces its way into the occurrence area of Rauracian (Upper Oxfordian) rocky limestones, carving out a number of well marked roches moutonnées whose longitudinal section indicates that the ice advanced here from the south-west.

On the south-eastern side of the Jura ridge the lobe of Widawka — in its southern part the lobe of Koniecpol — also push with increased strength onto the slopes of the above ridge (resulting in glacetectonic disturbances from this direction) and advance onto the slopes as several minor lobes. The direction of ice motion in this region is also clearly indicated by the direction of the displacement of siliceous Albian rocks from the vicinity of Lusławice into the moraine of Ciecierzyn near Zrębice (fig. 5).

In phase six (fig. 8D) the ice invades the culmination zone of the Jura ridge by forcing its way from the NE — from the lobe of Widawka. Here also it

exarates and turns into roches moutonnées a number of rocky limestone hills (from the north-east to the south-west).

The local occurrence of numerous limestone boulders in the vicinity of these roches moutonnées provides sound evidence of the important role of exaration.

This advancing ice sheet pushes southwards the top of the ice masses previously covering the Middle Jurassic plain, and advances SSW and S. The bottom part of the ice, that most loaded with local morainic material, was thus situated behind the protective margin of the cuesta (fig. 10) and it formed an inclined ice plane over which the top ice masses (advancing from the NE) glided. Ice heavily laden with morainic deposits and occurring in subglacial depressions have been observed also in the Antarctic areas along the seismic profile of Mirny-Pionierska.

The last of the above described phases occurred at a moment relatively near the maximum extent of the Middle Polish glaciation followed directly by deglaciation. When the ice masses were melting, morainic material from the top (phase 6) ice layers, was superimposed on that from the bottom layers (phase 5). The top ice layers abounding in local material contained also ice masses advancing from afar and carrying almost pure material of Scandinavian origin.

*Department of Quaternary Geology  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6  
Warsaw, March 1967*

---