

Hanna RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH

Kry lodowcowe wyciśnięte glacitektonicznie na terenie SE Mazowsza i S Podlasia

(Komunikat wstępny)

Kry lodowcowe zwróciły uwagę autorki podczas analizy geologicznej materiałów wiertniczych i niektórych odsłoneń obszaru, którego zarys na mapie wyznaczają miejscowości: Mińsk Mazowiecki, Łosice, Radzyń Podlaski, Łaskarzew. Autorka opracowała stratygrafię starszego i środkowego plejstocenu oraz niektóre zagadnienia paleomorfologiczne na wymienionym terenie. W trakcie tych prac w obrębie poszczególnych serii glacialnych stwierdzono występowanie stosunkowo licznych kier lodowcowych, skupionych najbardziej w zachodniej części badanego obszaru. Kry lodowcowe są przedmiotem szczegółowszych badań autorki, przy czym główna uwaga zwrócona jest na te cechy, które mogą być pomocne w wyjaśnianiu procesu tworzenia się kier oraz warunków, w jakich ten proces przebiegał. Już na obecnym etapie zarysowuje się szereg problemów związanych z tym zagadnieniem, o których sygnalizuje niniejszy artykuł.

Kry lodowcowe na badanym terenie zostały dotychczas szczegółowiej opracowane przez autorkę w obrębie dwóch poziomów glacialnych zlodowacenia krakowskiego. Niektóre z tych kier powstały przez wyciśnięcie materiału przez transgredujący lód i one stanowią główny temat tego artykułu.

Tworzenie się kier z wyciśnięcia wiąże się z procesami glacitektoniki. To określenie kier kojarzy się od razu z morenami wyciśnięcia. Wiadomo, że moreny takie powstają przed czołem lodowca czy lądolodu i znaczą bądź to jego maksymalny zasięg, bądź też jakieś zasięgi z okresu generalnej recesji. Badania wskazują, że jeżeli w czasie transgresji lądolodu zaistnieją warunki, w jakich utworzą się moreny lub mniejsze struktury wyciśnięcia, to zapisem geologicznym istnienia takich form są m. in. kier z wyciśnięcia (w sensie morfologicznym, rzecz oczywista, moreny takie nie mogą się zachować, gdyż zostały w dużej mierze zniszczone przez posuwający się dalej lód, a następnie przykryte przez osady glacialne). Zagadnienie to będzie omówione na przykładzie interpretacji mate-

riału wiertniczego (znajdującego się w Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego) z Łukowa¹ oraz Mińska Mazowieckiego i wyjaśnione dodatkowo na przykładzie odsłoneń z Wyszogrodu i Konina.

•

Na terenie Łukowa podłoże najstarszej serii glacialnej (starszego stadiału zlodowacenia krakowskiego) stanowią osady tzw. preglacjału, pod którymi miejscami występują ility plioceńskie o niewielkich parametrycznych miąższościach, a niżej piaszczysta i piaszczysto-ilasta seria miocieńska z dużym udziałem pyłu węgla brunatnego, pod którą z kolei występują osady oligocieńskie z glaukonitem (fig. 1). W północnej części miasta, w podłożu wymienionej serii glacialnej zaznacza się wyraźnie strefa depresyjna ponad 20-metrowej głębokości (fig. 2), w której dnie występują bezpośrednio glaukonitowe piaski oligocenu lub scieniona seria miocieńska, natomiast wypełnienie tej depresji stanowią gliny zwałowe oraz osady żwirowo-piaszczyste, często z głazami (fig. 1).

Sledząc przekrój przedstawiony na fig. 1 w kierunku południowo-zachodnim od strefy depresyjnej obserwujemy (otwór 257) na łąkach plioceńskich piaszczysto-mułkowe osady miocieńskie brudnoczarne i ciemnoszare o miąższości około 20 m. Dalej ku południowi (otwór 261), powyżej poziomu stropu pliocenu (osady plioceńskie zostały w tym miejscu usunięte), występuje około 10-metrowa seria mułków miocieńskich, a nad nią — kilkumetrowa seria ilasto-mulasta tzw. preglacjału o barwach popielatoszarych, w których stropie występuje ponownie 0,5-metrowa warstwa łąków czekoladowych miocieńskich. Jeszcze dalej ku południowi (otwór 264) na łąkach plioceńskich i przykrywających je osadach „preglacjału”, reprezentujących tu dwa cykle sedimentacyjne, występuje około 15-metrowa seria osadów również „preglacjału”, ale zaczyna się ona od dołu warstwą mułku „przemieszanego z piaskiem”, a następnie stanowi jak gdyby trzeci cykl sedimentacyjny, nałożony na dwa występujące niżej. Ten trzeci cykl serii „preglacialnej”, którego nie stwierdzono nigdzie więcej na opracowywanym terenie, stanowił tu w pewnym sensie punkt wyjścia do badań omawianych struktur, zanim jeszcze autorka zajęła się szczegółowiej poziomami glacialnymi. Jeszcze dalej ku południowi (otwór 267), powyżej stropu pliocenu i „preglacjału”, występują przemieszczone osady miocenu, pliocenu (?) i „preglacjału”, przewarstwiałające się wzajemnie.

Przemieszczenie osadów (ku południowi) kilkanaście metrów powyżej ich pierwotnego położenia oraz bezpośrednie przykrycie osadami lodowcowymi zarówno serii przemieszczonych, jak i strefy, skąd zostały usunięte, wskazuje, że osady miocenu, cienka seria pliocenu oraz „preglacjał” zostały wyciśnięte w miejscu, gdzie utworzyła się strefa depresyjna i przesunięte ku południowi w formie rozprasowanych warstw o stosunkowo dużych miąższościach, leżących na łąkach pliocenu lub na nie zaburzonym „preglacialu”. Struktury takie mogły tu zostać utworzone przez wyciśnięcie materiału podłoża przed czołem lodu na skutek ciśnienia wywieranego przez następujący łądolód, a następnie rozprasowania

¹ Skłonna kra jurajska z Łukowa znajduje się w obrębie młodszych osadów i nie jest tu omawiana.

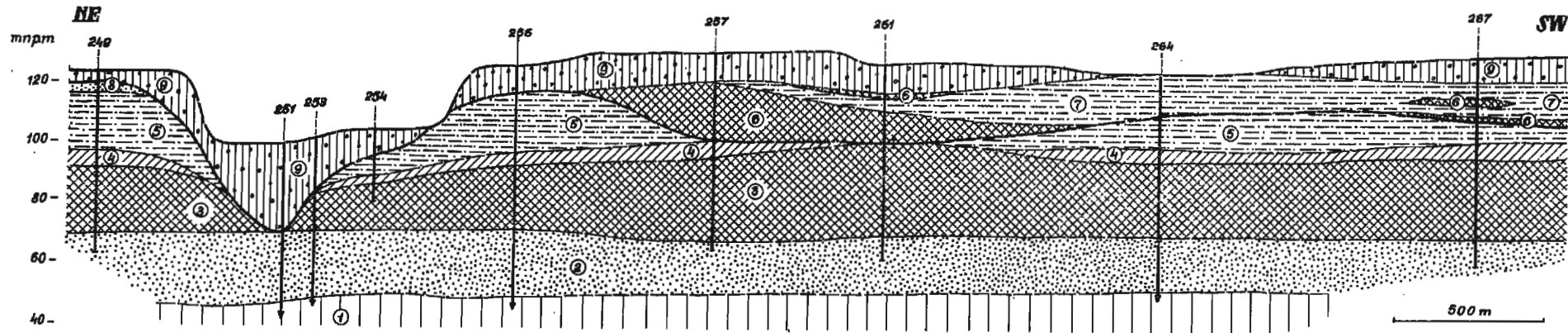


Fig. 1. Przekrój geologiczny z Łukowa (przedstawiono tylko podłoże czwartorzędu i starsze ogniwa stratygraficzne plejstocenu)

Geological section in Łuków (shown only the bedrock of the Quaternary and the older stratigraphic units of the Pleistocene)

1 — kreda; 2 — oligocen; 3 — miocen; 4 — pliocen; 5 — „preglacial”; 6 — miocen redeponowany (kry); 7 — „preglacial” redeponowany (kry); 8 — osady akumulacji wodnej (Q) pod serią lodowcową; 9 — osady lodowcowe starszego stadiu zlodowacenia krakowskiego

1 — Cretaceous marls; 2 — Oligocene sands; 3 — Miocene sands silts and clays; 4 — Pliocene clays and silts; 5 — „Preglacial” sands and silts; 6 — redeposited Miocene deposits (glacial floes); 7 — redeposited „Preglacial” deposits (glacial floes); 8 — Quaternary sands beneath the glacial series; 9 — glacial deposits of the older stadiel of Cracovian (Mündel) Glaciation

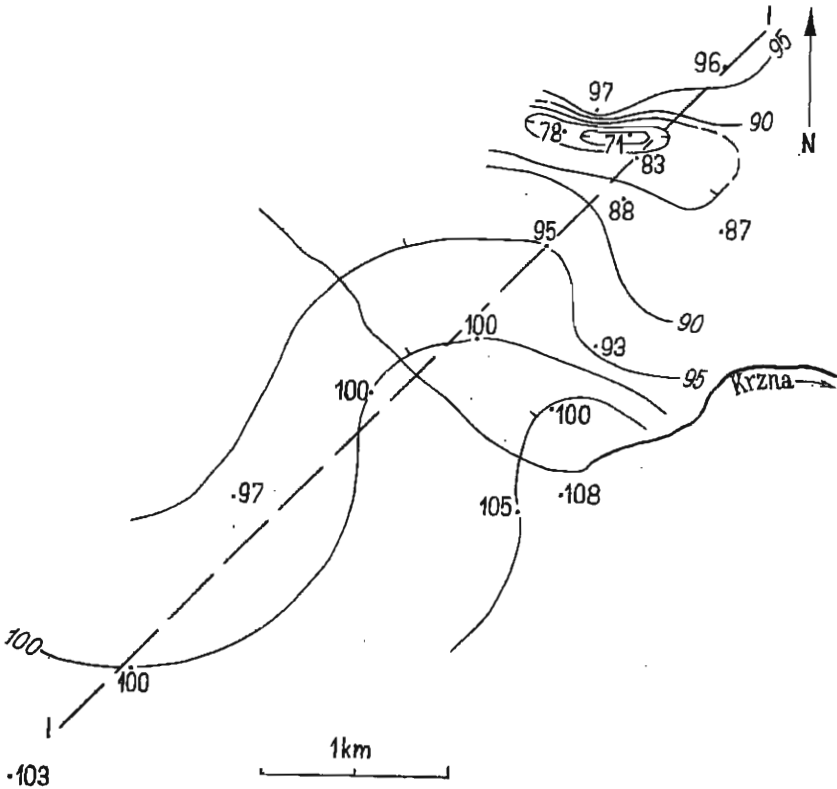


Fig. 2. Ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędowego na terenie Łukowa (liniami przerywanymi oznaczono przekrój geologiczny przedstawiony na fig. 1)

The relief of bedrock of Quaternary deposits in Łuków (dashed line marks geological section shown on Fig. 1)

tych wyciśnień przez posuwający się dalej lód. W tym przypadku transport przy udziale lodu był minimalny, gdyż przemieszczenie materiału podłoża było wynikiem procesu wyciśnięcia, a następnie rozprasowania przez lądolód.

Fakt, że przemieszczone serie leżą wszędzie na osadach podłoża pozabawionego materiału skandynawskiego, wskazuje, że wyciśnięcie ich nastąpiło w czasie transgresji najstarszego na tym terenie lądolodu. Ku górze przechodzą one istotnie w osady lodowcowe najstarszej na terenie Łukowa serii glacialnej, której wiek, jak już wyżej wspomniano, odpowiada starszemu stadiu zlodowacenia krakowskiego. W strefie depresyjnej, skąd wyciśnięty został materiał trzeciorzędowy, osady glacialne wymienionego stadiu stanowią wypełnienie tej depresji. Był to najprawdopodobniej świeży (nie skonsolidowany) materiał morenowy, jaki znajdował się pod lodem w momencie jego wkroczenia na ten teren. Bliższa charakterystyka samego procesu wyciśnięcia nie jest tu możliwa ze względu na bardzo uproszczony obraz, jaki daje interpretacja wierceń.

Znacznie szczegółowszy obraz oraz pełniejsze wyjaśnienie omawianego procesu znalaziono w odsłonięciach wysokiej krawędzi doliny Wisły w Wyszogrodzie. Rysunki oraz fotografie tych odsłonień wykonane były w 1955 r. — po świeżym odsłonięciu krawędzi przez erozję Wisły, w czasie badań skoncentrowanych głównie na problematyce stratygraficznej (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1964). Krawędź doliny Wisły na tym odcinku ma wysokość dwudziestokilku metrów i zbudowana jest z gliny zwałowej o barwach brązowych, pod którą, w dolnej części krawędzi, odsłania się glina zwałowa ciemnoszara lub szara. Obydwa poziomy glin oddzielone są miejscami serią osadów piaszczysto-mułkowych lub mułków ilastych warstwowanych. W strefie kontaktu tych poziomów zaobserwowano zaburzenia glaciektoniczne.

Najlepiej widoczne zaburzenia ilustruje odsłonięcie (fig. 3). Widać tu wypiętrzone antyklinalnie mułki (warstwa 3) oraz przemieszczoną nad mułkami dolną glinę (warstwa 2). Gлина ta częściowo przykrywa mułki, dając sytuację odwróconej stratygrafii. Odsłonięcie nie sięga jednak tak głęboko, aby można było stwierdzić czy dolna glina jest tu oderwana od

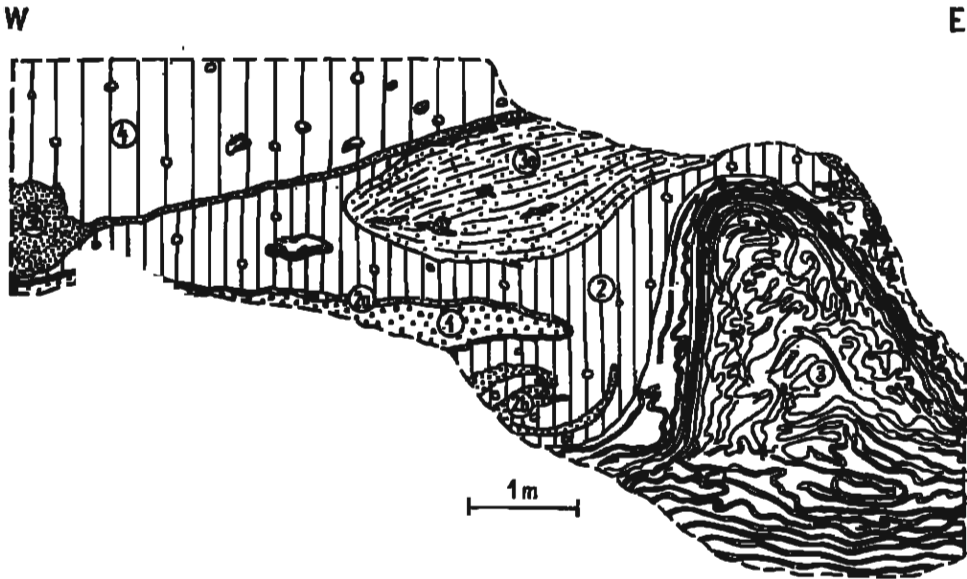


Fig. 3. Odsłonięcie w dolnej części krawędzi doliny Wisły w Wyszogrodzie

The exposure in the lower part of the Vistula valley escarpment at Wyszogród

1 — żwir z materiałem skandynawskim oraz ze znaczną domieszką materiału „preglacjalnego”; 2 — glina zwałowa szara, ciemnoszara; 2a — glina zwałowa (starsza) szaro-brązowa, piaszczysta; 2b — piasek średnioziarnisty; 3 — mułki szarobłite; 3a — piasek miły z wkładkami piasku drobnoziarnistego; 3b — piasek drobnoziarnisty; 4 — glina zwałowa młodsza, jasnobrązowa

1 — gravel with Scandinavian material and with considerable admixture of “Pre-glacial” material; 2 — older till, dark-gray; 2a — Older till, gray-brown, sandy; 2b — medium-grained sand; 3 — gray-yellowish silty silt; 3a — silty sand with intercalations of fine sand; 3b — fine sand; 4 — younger till, light-brown

warstwy macierzystej. Występowanie w tej glinie jądra osadów zwirowych z dużym udziałem materiału „preglacjalnego” (warstwa 1) mogłoby taką sytuację sugerować. Nie można również stwierdzić czy „antyklina” mułków posiada jeszcze kontakt z serią macierzystą. Spokojniejszy układ warstw w dolnej części wskazuje raczej, że tylko górna partia mułków została w tym miejscu silnie zaburzona — spiętrzona przez nasuniętą na nie wyciśniętą dolną glinę.

W górnej części wyciśnięcia szarej gliny znajduje się pakiet osadów piaszczysto-mułkowych, o około 1,5 m miąższości (warstwa 3a), który już niewątpliwie został pozbawiony łączności z właściwą serią i tworzy krę. Jest to pakiet osadów, które stratygraficznie — podobnie jak zaburzone mułki — należą do serii dzielącej obie gliny. Do tej samej serii należą prawdopodobnie piaski drobnoziarniste (warstwa 3b), które w zachodnim krańcu odsłonięcia występują nad gliną dolną i jednocześnie wciśnięte są w glinę górną, a ich cieniutka, rozprasowana warstewka kontynuuje się w kierunku wschodnim na granicy obu glin. Kra zbudowania z piasków (3b) mogła powstać już pod lodem — przez wciśnięcie tego materiału w świeżą masę morenową, jaka znajdowała się pod łądolodem, który zostawił górną glinę. Świadczy o tym przede wszystkim nieregularny kontakt tej kry z górną gliną, całkowicie odmienny od stosunkowo gładkiej powierzchni kontaktu tejże gliny z rozprasowaną warstewką piasków. Główny proces stosunkowo dużego wyciśnięcia dolnej gliny i zaburzenia mułków miał natomiast miejsce nieco wcześniej, tzn. struktury te utworzone zostały bezpośrednio przed czołem lodu (jaki zostawił górną glinę) w czasie jego nasuwania na ten teren (fig. 4).

Kierunek działania procesów zapisanych w omówionym odsłonięciu (fig. 4) zgodny jest z kierunkiem glacitektonicznych (konsedymencyjnych) struktur w obrębie górnej gliny. Widoczne są one bardzo wyraźnie w tej samej krawędzi, mającej ten sam przebieg E — W, paręset metrów na zachód od Wyszogrodu (H. Ruszczynska-Szenajch, 1964, fig. 1). Kierunek ten potwierdza również do pewnego stopnia ułożenie dłuższych osi głazów w omówionym odsłonięciu (fig. 3) — zarówno w obrębie gliny wyciśniętej, jak i w dolnej części przykrywającej ją gliny młodszej. Generalnie rzecz biorąc, jest to kierunek zachód — wschód, ale jednakowe ukierunkowanie wszystkich odsłonieć, podyktowane przebiegiem krawędzi daje tu z pewnością jakąś intersekcję nie odpowiadającą głównemu kierunkowi działania omówionych procesów. Należy przypuszczać, iż ruch łądolodu był tu generalnie skierowany ku południowi, ale z wyraźnym odchyleniem ku wschodowi.

*

Zarówno omówione kry w Łukowie, jak i niewielkie kry w krawędzi wyszogrodzkiej znajdują się bardzo blisko miejsc, skąd materiał został przemieszczony. Łukowskie kry różnią się od wyszogrodzkich tym, że zostały rozprasowane po stosunkowo płasko leżącej warstwie pliocenu, a w Wyszogrodzie warstwy wyciśnięte „opierają się” i „przelewają” przez wypiętrzone mułki międzymorenowe. Jednakże proces wyciskania miękkich skał podłoża przed czołem lodu, a następnie wkraczania na nie i rozprasowywania ich przez lód był najprawdopodobniej tu i tam bardzo podobny, a odzwierciedla go w sposób względnie najdokładniej-

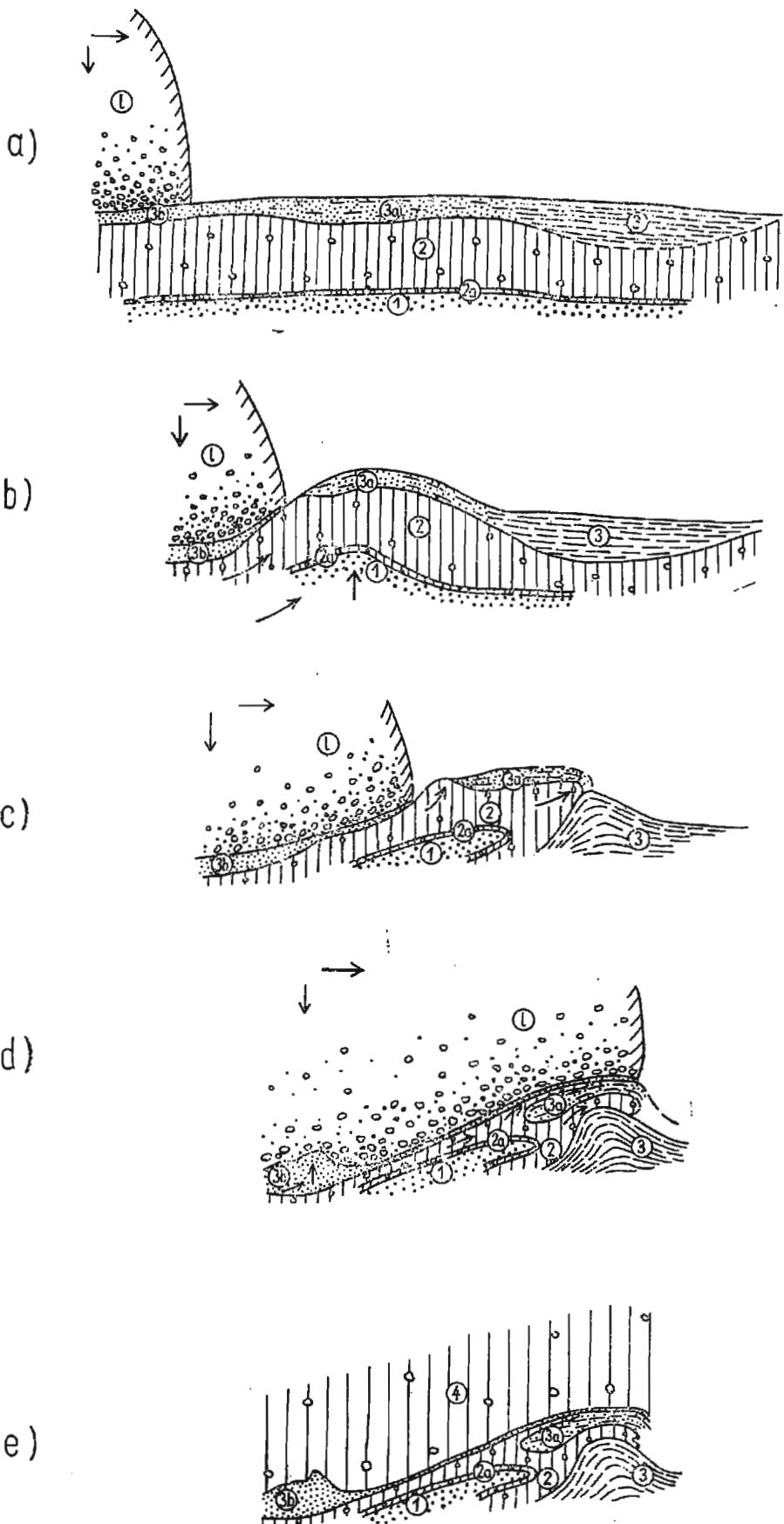


Fig. 4. Próba wyjaśnienia przebiegu procesów, które utworzyły struktury przedstawione na fig. 3

Tentative reconstruction of processes responsible for the formation of the features shown on Fig. 3

L — lądolód; 1 — żwir z materiałem „preglacialnym” i skandynawskim; 2 — glina zwalowa starsza, ciemnoszara; 2a — glina zwalowa (starsza) szarobrazowa, piaszczysta; 3 — mułki szarżółte, 3a — piasek mulasty; 3b — piasek drobnoziarnisty; 4 — glina zwalowa młodsza, jasnobrazowa

L — ice-sheet margin; 1 — gravel with "Preglacial" and Scandinavian material; 2 — older till, dark-gray; 2a — older till, gray-brown, sandy; 3 — gray-yellowish silts; 3a — silty sand; 3b — fine sand; 4 — younger till, light-brown

szy strefa kontaktu górnej gliny i osadów wyciśniętych w Wyszogrodzie. Uwidocznia ona efekt wkraczania łądolodu na osady, które on zaburzał i rozprasowywał, ale których nie „zheblował”, a więc nie działał tu na zasadzie spychacza (jak np. w często spotykanym określeniu: łądolód pchał przed sobą materiał). Materiał wiertniczy z Łukowa nie pozwala także na stwierdzenie czy oprócz dużych kier wyciśniętych z miejsca strefy depresyjnej istnieją tam również kry powstałe przez wciśnięcie materiału podłoża w świeży materiał morenowy znajdujący się pod lodem, jak to miało miejsce w Wyszogrodzie. Tego rodzaju proces może być początkowym stadium dalszego transportu kry — razem z całą masą morenową znajdującą się pod lodem (patrz także fig. 7).

Warto również dodać, że niektóre kry mogą mieć „podwójną” genezę. Materiał podłoża zostaje swobodnie wyciśnięty przed czołem łądolodu ze znacznej głębokości, a następnie pewne jego części ulegają wciśnięciu w świeży materiał morenowy pod posuwającym się naprzód lodem i są transportowane razem z całą masą morenową. Takie dwie fazy pobierania materiału przez lód mogą odpowiadać zarówno jednemu nasunięciu łądolodu, jak i dwóm glacystadiom tego samego zlodowacenia, a nawet dwóm różnym zlodowaceniom (nie publikowane dane autorki z północnych okolic Wyszogrodu).

Na przykładzie omówionego wyżej przekroju z Łukowa można prześledzić obszar źródłowy kier, skąd materiał podłoża został wyciśnięty, oraz strefę bezpośredniej jego depozycji na przedpolu strefy wyciśnięcia. Nie jest to często spotykana sytuacja (wzmianki na ten temat, odnoszące się do moren spiętrzonych, podaje E. Ciuk, 1955), a jest ona wyjątkowo dogodna do badań nad tym zagadnieniem.

Inaczej wygląda sytuacja na terenie Mińska Mazowieckiego, gdzie stwierdzono stosunkowo dużą ilość kier (około 20), których charakter wskazuje na to, że powstały one w podobny sposób. Mowa tu o krach w obrębie poziomu glacialnego, odpowiadającego młodszemu stadiomu zlodowacenia krakowskiego. Najlepsze przykłady omawianego typu kier lodowcowych z terenu Mińska Mazowieckiego oraz charakter podłoża czwartorzędu ilustrują przekroje (fig. 5 i 6) przebiegające przez wschodnią część miasta.

Na przekroju przedstawionym na fig. 5 w dolnej części omawianego poziomu glacialnego — leżącego tu na serii glacialnej starszego stadiomu zlodowacenia krakowskiego oraz na osadach interstadialnej serii akumulacji wodnej — stwierdzono (otwór 30) osady miocenijskie z domieszką materiału plejstocenijskiego, o miąższości ok. 5 m, a nad nimi około 16-metrową serię osadów pliocenu, które ku górze przechodzą w glinę zwałową. W sąsiednim otworze (46), odległym zaledwie o 250 m od poprzedniego, stwierdza się w spągu omawianej serii glacialnej piaski oligocenijskie (4 m miąższości), a nad nimi osady miocenijskie z węglem brunatnym, których miąższość wynosi około 14 m. Osady miocenijskie znajdują się tu w identycznym poziomie wysokościowym co materiał pliocenijski w poprzednim, blisko usytuowanym wierceniu. Ten fakt, a w dodatku stosunkowo duże miąższości materiału kier, stanowiłyby tu dużą trudność, gdyby próbować tłumaczyć powstanie tych kier przez przymarznięcie i denny transport.

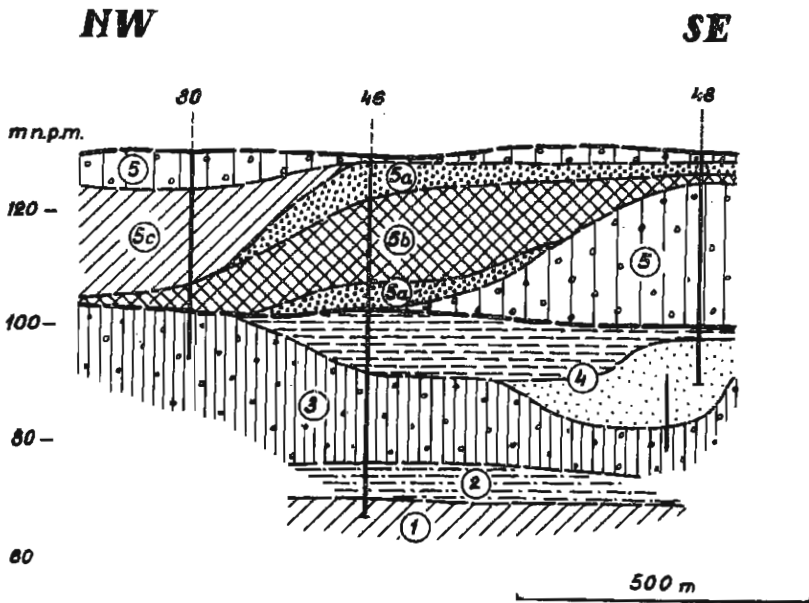


Fig. 5. Przekrój geologiczny A z Mińska Mazowieckiego (przedstawiono tylko podłoże czwartorzędowe i starsze ogniwa stratygraficzne plejstocenu)

Geological section A in Mińsk Mazowiecki (shown only the bedrock of the Quaternary and the older stratigraphic units of the Pleistocene)

1 — pliocen; 2 — „preglacjał”; 3 — seria akumulacji glacialnej starszego stadiału zlodowacenia krakowskiego; 4 — osady akumulacji wodnej oddzielającej dwie serie glacialne zlodowacenia krakowskiego; 5 — seria akumulacji lodowcowej młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego; 5a — kry oligocenu; 5b — kra miocenu; 5c — kra pliocenu

1 — Pliocene clays; 2 — "Preglacial" sands; 3 — glacial deposits of the older stadial of Cracovian (Mindel) Glaciation; 4 — sands and silts separating two glacial series of the Cracovian Glaciation; 5 — glacial deposits of the younger stadial of Cracovian Glaciation; 5a — glacial floe consisting of Oligocene sands; 5b — glacial floe of Miocene sands and silts; 5c — glacial floe of Pliocene clays

Jeszcze większą trudność sprawiłoby wyjaśnienie górnej części osadów kry z otworu 46. Na wymienionych już osadach miocenu leżą tu bowiem ponownie piaski oligoceni (ponad 2 m miąższości) stwarzając sytuację odwróconej stratygrafii.

Kry o odwróconej stratygrafii występują jeszcze w innych miejscach badanego terenu. Występowanie takich kier o dużych rozmiarach jest niewątpliwie jednym z dowodów na istnienie wyciśniętego przed czołem lodu materiału podłoża.

Na następnym przekroju (fig. 6) omawiana seria glacialna również przykrywa glinę zwałową starszego stadiału zlodowacenia krakowskiego oraz interstadialne osady akumulacji wodnej. W spagu najstarszych osadów lodowcowych występują tu piaski i mułki „preglacjału” o charakterystycznych szaropopielatych barwach. Takie same szaropopielate mułki i piaski stwierdzono (otw. 26) w dolnej części omawianego poziomu gla-

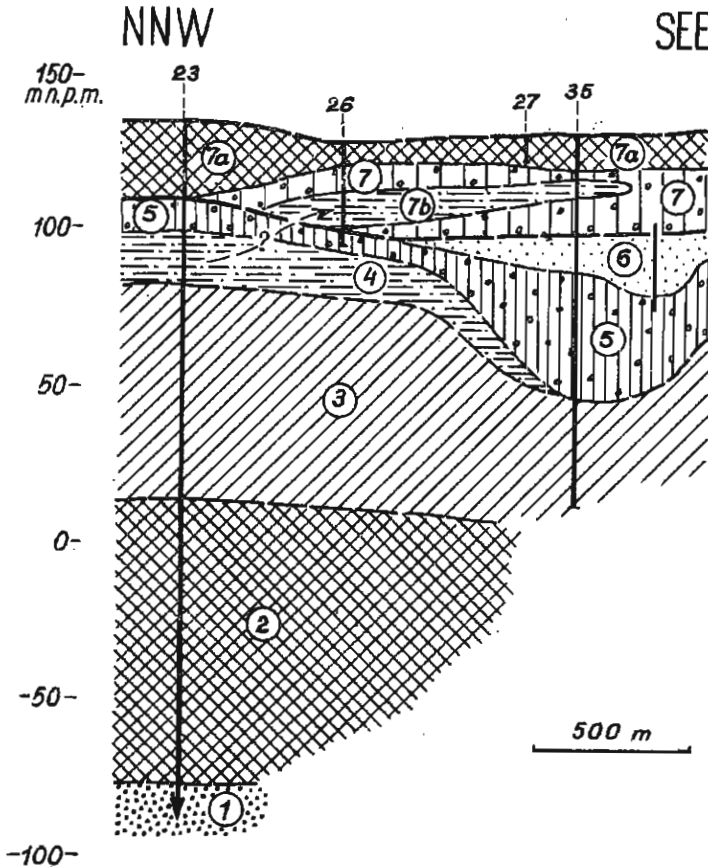


Fig. 6. Przekrój geologiczny B z Mińska Mazowieckiego (przedstawiono tylko podłoże czwartorzędowe i starsze ogniwa stratygraficzne plejstocenu)

Geological section B in Mińsk Mazowiecki (shown only the bedrock of the Quaternary and the older stratigraphic units of the Pleistocene)

1 — oligocen; 2 — miocen; 3 — pliocen; 4 — „preglacial”; 5 — seria akumulacji glacialnej starszego stadialu zlodowacenia krakowskiego i starszej; 6 — osady akumulacji wodnej oddzielające dwie serie glacialne zlodowacenia krakowskiego; 7 — seria akumulacji glacialnej młodszego stadialu zlodowacenia krakowskiego; 7a — kra „preglacialu”; 7b — kra „preglacialu”

1 — Oligocene sands; 2 — Miocene sands (sand silts); 3 — Pliocene clays; 4 — “Preglacial” silts (sand silts); 5 — glacial deposits of the older stadial of Cracovian (Mindel) Glaciation, and of the oldest glaciation; 6 — fluvial sands separating two glacial series of the Cracovian Glaciation; 7 — glacial deposits of the younger stadial of Cracovian Glaciation; 7a — glacial floor consisting of Miocene sands and silts; 7b — glacial floor of “Preglacial” silts

cyjnego, powyżej stropu gliny zwałowej starszej serii glacialnej. Miąższość ich wynosi tu ok. 9 m. W otworze nr 23, odległym o ok. 500 m na NNW od otworu 26, osady takie w ogóle nie występują w obrębie roz-

patrywanej serii glacialnej, która w całości reprezentowana jest tam przez krę mioceńskich piasków z węglem brunatnym, mającą 25 m miąższości. Nie jest wykluczone, że mułki i piaski „preglacjału” zostały wyciśnięte w strefie pomiędzy dwoma wymienionymi wierceniami i rozprasowane w kierunku południowym po powierzchni starszej gliny krakowskiej. Gлина ta zostałaby tu również wyciśnięta i przemieszczona, a występując w takiej formie wiąże się już ona stratygraficznie z poziomem młodszej gliny krakowskiej — sytuacja taka jest szczególnie jasno widoczna tam, gdzie glina przemieszczana jest po powierzchni osadów interstadialnych.

•

Sytuacja geologiczna zobrazowana na omówionym przekroju (fig. 6) pozwala wysunąć pewne sugestie na temat warunków podłoża nasuwającego się lądolodu, które mogły być przyczyną tworzenia się wyciśnięć właśnie w tej strefie. Mianowicie, na przedpolu wymienionej (ewentualnej) strefy wyciśnięcia istnieje w ilach pstrych pliocenu — stanowiących tu bezpośrednie podłoże osadów lodowcowych — depresja około 30-metrowej głębokości, wypełniona starszą gliną zwałową (jest to starsza strefa wyciśnięcia ilów plioceńskich przez lądolód). Gлина ta rozcięta jest w stropie przez interstadialną dolinkę kilkunastometrowej głębokości, wypełnioną piaskami. Taka sytuacja stwarzała tu, w podłożu nasuwającego się lodu, wyraźną różnicę własności fizycznych osadów, co powodowało również różnicę w odporności skał podłoża na nacisk wywierany przez ten lód. Mogło to spowodować wyciśnięcie materiału w strefie granicznej obu typów osadów pod warunkiem, że materiał ten nie był zamrożony.

Nieco inaczej wygląda sytuacja na terenie Łukowa, jeśli rozważamy położenie omówionych poprzednio kier. Na północ od tego miasta, ale w bliskim jego sąsiedztwie przebiega kopalna dolina z okresu najstarszego interglacjału. Dolina ta została prawie całkowicie wypełniona piaskami o znacznie grubszych ziarnach niż piaszczysto-mułkowe osady podłoża, w które jest wcięta. Nie wykluczone, że właśnie ta strefa wyraźnego zróżnicowania osadów podłoża, na które nasuwał się lód, dała tu bezpośredni impuls do powstania wyciśnięć, stwierdzonych na omówionym przekroju w Łukowie. W tym wypadku strefa wyciśnięcia byłaby usytuowana na przedpolu strefy zróżnicowania litologicznego.

Zagadnienie związku przyczynowego i wzajemnego usytuowania stref wyciśnięć i stref granicznych obszarów o wyraźnej różnicy litologicznej stanowi niewątpliwie problem do dalszych badań na podstawie szczegółowej analizy paleomorfologicznej oraz studiów z zakresu geologii inżynierskiej. Te ostatnie mają również szerokie pole do badań ilościowego aspektu wyciśnięć opierając się o interpretację odkształceń, jakim uległy dane skały. Można by również na podstawie tych badań wysnuwać wnioski o miąższości lodu, który te odkształcenia spowodował.

Od dawna znany jest fakt, że lód zabiera materiał i może powodować deformacje osadów w miejscach nierówności podłoża, czyli w zależności od rzeźby terenu. Na obszarze Polski niżowej lądolody nasuwały się przeważnie na tereny o rzeźbie charakteryzującej się stosunkowo małymi deniwelacjami. Było to wynikiem przede wszystkim pokaźnej akumulacji w dolinach rzecznych i prawie kompletnego ich wypełnienia osadami na

skutek stopniowego podnoszenia bazy erozyjnej przez transgredujący lód. Niemniej jednak te wypełnione doliny, czyli elementy rzeźby kopalnej, stanowiły strefy o różniącej się od otoczenia budowie geologicznej i również mogły stanowić obszary podatne do istnienia procesów glacitektonicznych. Podobną zależność usytuowania stref zaburzeń w stosunku do kopalnych dolin stwierdza B. Krygowski (1962) w Polsce zachodniej, z tym że autor ten główną rolę w stwarzaniu optymalnych warunków dla glacitektoniki przypisuje nawodnieniu tych dolin.

Warto jeszcze dodać, że w niektórych wypadkach rozwój nowej sieci erozyjnej w interglacjale czy interstadiale może stworzyć dogodne warunki do pobierania kier tam, gdzie nie było takich warunków poprzednio. Wtedy kry z tego konkretnie terenu będą stwierdzane tylko w młodszych osadach glacialnych, pomimo że starsze łądolody przekraczały również ten teren i w dodatku nie przykryty (lub cienie przykryty) osadami lodowcowymi.

*

Innym wnioskiem, jaki nasuwa się przy analizie kier wyciśniętych, jest fakt, że materiał, z którego zbudowana jest kra, wcale nie musiał znajdować się bezpośrednio w podłożu posuwającego się lodu czyli na powierzchni terenu, ale mógł leżeć na znacznej głębokości, przykryty przez młodsze serie stratygraficzne. Świadczy o tym przekrój z Łukowa (fig. 1). Przykład inicjalnego stanu w procesie tworzenia kier z osadów głębiej leżących można obserwować również w odsłonięciach na S od Tomaszowa Maz. (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1966, tabl. XI, fig. 1) w strefie zaburzeń glacitektonicznych. O podobnej ewentualności wspomina w swojej krótkiej notatce W. Karaszewski (1955), ale w późniejszych pracach wciąż jeszcze dominuje pogląd, że kra mogła być pobrana jedynie na takim obszarze, gdzie jej skała macierzysta stanowiła bezpośrednio podłożę łądolodu (J. Nowak, 1960; B. Krygowski, 1962, bardzo zbliżony pogląd również w pracy J. Łyczewskiej, 1964).

T. Bartkowski (1968) oraz wielu innych polskich autorów zajmujących się problematyką glacitektoniki pisze o związku kier z tymi procesami, nie poświęcając jednak krom więcej miejsca w swoich rozważaniach. Zarówno literaturę polską, jak i obcą, dotyczącą poruszonej wyżej problematyki, omówi autorka szczegółowiej w następnej pracy, gdyż literatura ta (dotycząca przede wszystkim glacitektoniki) jest zbyt obfita jak na szczupłe ramy tego artykułu. Warto dodać, że w literaturze obcojęzycznej geneza kier lodowcowych nie jest na ogół ściśle precyzowana, chociaż przykłady kier zdarzają się wyjątkowo piękne (A. J. Moskwitin, 1938; A. S. Stalker, 1963) i wskazujące na to, że geneza ich jest zróżnicowana; często również pisze się o krach w nawiązaniu do procesów glacitektonicznych (np. R. F. Flint, 1961; S. Hansen, 1965; V. K. Prest, 1968; G. Viete, 1960).

*

Warto jeszcze w paru słowach poruszyć zagadnienie bardzo niewielkich wtrąceń materiału podłoża w osadach lodowcowych oraz materiału, który nie utracił jeszcze kontaktu ze skałą macierzystą. Autorka miała możliwość oglądać tego typu struktury m. in. w kopalni węgla brunatnego

w Koninie², gdzie na stosunkowo dużej przestrzeni odsłonięty jest spąg gliny zwałowej, spoczywającej bezpośrednio na łałach pliocenских. W niektórych miejscach widoczne są niewielkie wciśnięcia łał w glinę. Wciśnięcia te kontynuują się w formie cienkich smug (przemazów) wnikaających w masę gliny wzdłuż płaszczyzn jej oddzielności, skierowanych ukośnie, ku południowi (fig. 7). Struktury te reprezentują tu zagadnienia, szczegółowo omówione przez S. Z. Różyckiego (1970), które autor określił jako procesy dynamiczne zachodzące pod lodem.

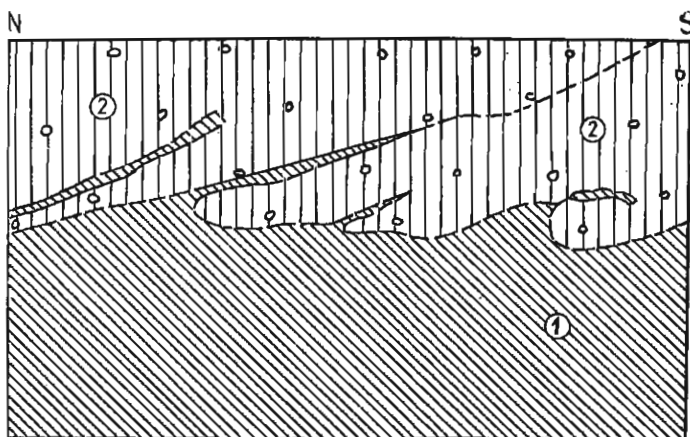


Fig. 7. Strefa kontaktu gliny zwałowej i łał pliocenских na terenie kopalni w Koninie (wysokość przedstawionego fragmentu odsłonięcia wynosił ok. 2 m)
Contact zone of till and Pliocene clays at Konin (the height of the shown part of exposure — about 2 m)
1 — łał pliocenских; 2 — glina zwałowa
1 — Pliocene clays; 2 — till

Jest kwestią dyskusji czy drobne przemazy oraz wszelkie struktury przemieszczonego materiału podłoża, który nie utracił kontaktu ze skałą macierzystą, możemy określić jako kry. W wypadku przemazów jest to tylko kwestia skali procesu. Natomiast w wypadku tych drugich struktur decyduje raczej sprawa zaawansowania procesu. Mianowicie, w tworzeniu się kier wyciśnięcia przed czołem lodu decydują głównie dwa czynniki: ciśnienie lodu, które jest powodem powstania samego wyciśnięcia, a następnie ruch postępowy lodu, który powoduje przeważnie rozprasowanie wyciśniętego materiału, połączone najczęściej z oderwaniem go od podłoża i ewentualnie dalszy transport tego materiału. Jeśli ruch postępowy lodu będzie zbyt słaby czy zbyt krótkotrwały, otrzymamy formy pośrednie, które można by określić jako zdeformowane struktury (czy moreny) wyciśnięcia, ale jeszcze nie kry. Podobnie wygląda zagadnienie materiału wciśniętego pod lodem w masę morenową. Krótkotrwałą fazę transportu takiego materiału ku południowi ilustruje odsłonięcie z Konina.

² Kilkanaście lat temu ściany kopalni w Koninie odsłaniały inny rodzaj zaburzeń, opisanych przez E. Rutkowskiego (1959).

W powyższym świetle jako krę rozumie się materiał słabo zwięzłych, plastycznych lub sypkich skał podłoża, który został oderwany od skały macierzystej i przemieszczony przez działalność lodu, a który w procesie tym, ani w późniejszym procesie akumulacji lodowcowej, nie utracił swoich pierwotnych cech litologicznych.

W artykule tym poruszono przede wszystkim zagadnienia związane z procesem pobierania materiału kier wyciśniętych z podłoża, natomiast bardzo niewiele mówiono o procesie dalszego transportu i akumulacji kier. Wynika to z faktu, że szczegółowszymi badaniami objęto dotychczas dwa najstarsze poziomy lodowcowe występujące na całym opracowywanym terenie, które znacznie częściej kontaktują bezpośrednio z podłożem zbudowanym ze skał trzeciorzędowych (różniących się wyraźnie od plejstocenijskich pod względem litologicznym, a więc w wierceniach łatwo odróżniane jako kry), niż młodsze poziomy akumulacji glacialnej. Należy się spodziewać, że badania kier w obrębie dwóch młodszych serii lodowcowych, z których górna występuje przeważnie na powierzchni terenu i można ją często obserwować w odsłonięciach, dostarczą w niektórych przypadkach szczegółowszego materiału, jaki rzuci światło przede wszystkim na proces akumulacji kier.

WNIOSKI

1. Na omawianym obszarze kry wyciśnięte powstawały przed czołem lądolodu w czasie jego nasuwania się na nie zamrożone podłoże. Obserwowano również początkowe stadia tworzenia się kier wyciśniętych pod lodem.

2. W procesie wyciskania przed czołem tworzyły się w niektórych przypadkach kry o odwróconej stratygrafii.

3. Materiał kier wyciśniętych może pochodzić z osadów znajdujących się stosunkowo głęboko pod powierzchnią, po której posuwa się lądolód.

4. Obszary źródłowe kier wyciśniętych na badanym terenie znajdują się w strefach, gdzie występuje zróżnicowanie litologiczne w obrębie podłoża, na które nasuwał się lód.

Ciekawe światło na to zagadnienie może rzucić badanie z plecza form wyciśniętych (zarówno małych, jak i dużych — np. wysokich moren wyciśnięcia), tzn. obszarów skąd materiał został wyciśnięty. W badaniach nad zależnością wyciśnięć glacitektonicznych od głębszych struktur podłoża warto zwrócić uwagę, że obszary źródłowe wyciśnięć pozostają w ściślejszym związku z tymi strukturami niż strefy, gdzie materiał został „spiętrzony”. Zagadnienia te są znacznie szerzej omówione przez autorkę w przygotowywanej do druku pracy na temat glacitektoniki i kier lodowcowych na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia.

PIŚMIENICTWO

- BARTKOWSKI T. (1968) — O istocie glaciekttoniki. *Prz. geol.*, 16, p. 455—461, nr 10. Warszawa.
- CIUK E. (1955) — O zjawiskach glaciekttonicznych w utworach plejstoceniowych i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70, p. 107—132. Warszawa.
- FLINT R. F. (1961) — *Glacial and Pleistocene Geology*. New York.
- HANSEN S. (1965) — The Quaternary of Denmark. In: *The Geologic Systems, The Quaternary*. Edit. Kalervo Rankama. Interscience Publishers. New York — London — Sydney.
- KARASZEWSKI W. (1955) — O występowaniu kier oligoceniowych w utworach plejstocenu Warszawy i okolic. *Prz. geol.*, 3, p. 26, nr 1. Warszawa.
- KRYGOWSKI B. (1962) — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glaciekttonicznych niżowej części Polski zachodniej. *Bad. Fizjograf. nad Polską Zach.*, 9, p. 61—64. Poznań.
- LYCZEWSKA J. (1964) — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 34, p. 115—149, z. 1—2. Kraków.
- NOWAK J. (1960) — Kry trzeciorzędu na północo-zachód od Warszawy. *Prz. geol.*, 8, p. 608—609, nr 11. Warszawa.
- PREST V. K. (1968) — Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada. *Geol. Surv. of Canada. Paper* 67—57.
- ROZYCKI S. Z. (1970) — Dynamiczne uławiczenie glin zwałowych i inne procesy w dennej części moren lądolodów czwartorzędowych. *Acta geol. pol.*, 20, p. 561—586, z. 3. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1964) — Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą. *Acta geol. pol.*, 14, p. 341—360, z. 3. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1966) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy. *Studia geol. pol.*, 22. Warszawa.
- RUTKOWSKI E. (1969) — Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur glaciekttonicznych. *Prz. geol.*, 7, p. 18—21, nr 1. Warszawa.
- RÜHLE E. (1969) — Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlasiu. *Biul. Inst. Geol.*, 220, p. 81—104. Warszawa.
- STALKER A. S. (1968) — Quaternary stratigraphy in southern Alberta. *Geol. Surv. of Canada. Department of Mines and Technical Surveys. Paper* 62—34.
- VIEITE G. (1960) — Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. *Freiberger Forschungshefte. [C]*, 78. Berlin.
- МОСКВИТИН А. И. (1938) — Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала. *Бюл. МОИП, отд. геол.*, 16. № 3. Москва.

Ханна РУЩИНЬСКА-ШЕНАЙХ

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТТОРЖЕНЦЫ ВЫЖАТЫЕ ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ НА ТЕРРИТОРИИ ЮВ ЧАСТИ МАЗОВША И Ю ЧАСТИ ПОДЛЯСЬЯ

Резюме

В статье описаны примеры ледниковых отторженцев, выжатых гляциотектоническими процессами, имеющихся на территории Лукова (фиг. 1 и 2) и Миньска Мазовецкого (фиг. 5 и 6). Процесс захвата льдом материала выжатых отторженцев показан на примере обнажения в Вышогроде (фиг. 3 и 4). В результате такого процесса могут образоваться отторженцы с обратной стратиграфией, материал которых часто относится к глубоко-залегающим осадкам, не являющимся непосредственным основанием континентального ледника. Описанные примеры дают также интересные факты для изучения территорий, являющихся источниками выжатого материала. Эт ипримеры в некоторой степени выясняют зависимости положения этих территорий от литологических свойств основания, на которое надвинулся континентальный ледник.

Hanna RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH

**GLACIAL FLOES (BEDROCK MASSES) SQUEEZED BY ICE-SHEETS
IN MID-EASTERN POLAND
(PRELIMINARY REPORT)**

The area in question is situated SE of Warsaw, stretching to the east as far as Łosice and Radzyń Podlaski. The author has examined the stratigraphy of Quaternary deposits on this territory, and has stated here five main horizons of glacial accumulation. The oldest one corresponds to the Podlasiian (Günz) Glaciation, which has reached only the northern part of the territory. The two successive horizons are connected with the Cracovian (Mindel) Glaciation, and the two youngest ones with the Middle Polish (Riss) Glaciation.

Quite numerous glacial floes (in American literature called often "bedrock masses") have been stated within the quoted glacial series. The floes drew attention of the author and became main object of her investigations. She laid stress on the examining such features, which might explain the process of formation of the floes. Some questions concerning this process may already be answered in this preliminary report.

The glacial floes have been hitherto investigated within two series of glacial accumulation corresponding to the Cracovian Glaciation. Some of the floes reveal to have been originated from squeezing process caused by the pressure of advancing ice sheet, and these ones, called by the author the squeezed floes, are the chief subject of this report. They are discussed on the basis of boring material from Łuków (the famous Jurassic floe from Łuków is involved within the younger deposits, and it is not discussed here) and Mińsk Mazowiecki east of Warsaw, and of exposure from Wyszogród on the Vistula.

*

In Łuków the bedrock of the Quaternary deposits consists of sandy and silty "Preglacial" series underlaid by thin Pliocene clays and lower down by sandy-clayey Miocene series and by Oligocene sands (Fig. 1). In the northern part of the town a depression about 20 m deep is clearly marked (Fig. 2). Its bottom reaches the Oligocene sands, and it is filled with glacial deposits. The geological section (Fig. 1) shows that the Miocene deposits, thin Pliocene clays and the "Preglacial" series were removed from the place occupied by the depression. They were laid down to the south as comparatively thick layers resting on the Pliocene or on the "Preglacial" deposits, and changing upward into glacial till of the older series of Cracovian Glaciation.

Such features may have been formed through squeezing of the bedrock material before the front of advancing ice sheet, and then by flattening of the squeezed deposits by the moving ice. The transport of redeposited material was very short here, and it resulted only from the squeezing and flattening processes caused by the pressure and movement of the ice sheet.

The above example shows the source area of the squeezed floes, and the zone of their immediate deposition. It is a situation one cannot easily meet across, and it is very convenient for the studies on localization of the examined processes as it will be discussed further on. However, the more detailed characteristics of these processes is not possible here because the picture obtained from the interpretation of borings is very generalized.

*

Much more detailed picture of the above problem is given by the exposure situated in the escarpment of the Vistula valley at Wyszogród (Fig. 3). The exposure shows the "anticline" of disturbed silts (layer 3), and the dark-gray boulder clay (layer 2) squeezed from under the silts (the stratigraphic situation of the discussed layers is given by H. Ruszczynska-Szenajch, 1964) and partly covering them what gives a situation of "reverse stratigraphy". The exposure doesn't show whether the till of layer 2 has any connection with its parent bed or it is detached. The gravel with "preglacial" material (layer 1), which forms a core of the squeezed feature, may suggest the latter situation, thus defining the feature to be a floe. In the upper part of the squeezed till there is a separate floe of sandy silts (layer 3a) which is covered too by a thin layer of this same till, and shows also the picture of "reverse stratigraphy".

The discussed features must have been freely squeezed before the front of advancing ice sheet (Fig. 4). The ice overrode them, and it flattened a little the squeezed features but it did not destroy them (the situation similar to that from Łuków). The thin layer of fine sands, underlying the base of younger till (layer 4) left by the mentioned ice sheet, shows that the foot of the ice moved here a little upward in a comparatively smooth way. The direction of ice-movement is shown also by orientation of longer axes of boulders and by the structural lines within the upper till (H. Ruszczynska-Szenajch, 1964, Fig. 1).

Though, in the left part of the exposure the fine sand (layer 3b) lying at the top of the squeezed till, is pressed into the overlying till. The irregular contact of the sand with the upper till shows that the sand may have been squeezed up into fresh (non consolidated) morainic material at the base of the ice. So, it illustrates the initial phase of floe formation under the ice. Such a floe might have been then transported together with the whole morainic mass. The author has observed

the beginning stage of such transport at Konin (Fig. 7). The exposures from Konin and Wyszogród show comparatively small squeezed up features, but they indicate that some larger forms such as squeezed centers of eskers, drumlins and other forms may also be the source of glacial floes providing they are formed during the general advance of ice-sheet instead of being connected with final deglaciation.

It is worthy to notice too, that some floes may be of "double" origin. The material may be freely squeezed before an ice-front from a considerable depth, and then some portions of it may be squeezed up into morainic material under the overriding ice and transported with the whole mass of basal moraine. Such two phases may also correspond successively to the two different glacistadials or even to the two different glaciations (the author's unpublished data from the northern environs of Wyszogród).

In Mińsk Mazowiecki the more interesting floes occur within the younger series of Cracovian Glaciation. Some examples of them, as well as the character of bedrock of the mentioned series, are illustrated on figures 5 and 6.

The section of Fig. 5 demonstrates the floes of considerable thickness and showing reverse stratigraphy (e.g. boring 46). The floes characterised by the same features are stated also in southern environs of Mińsk. The section shown on figure 6 illustrates a Miocene and a "Preglacial" floe; each of them elongated to the south. The "Preglacial" floe (layer 7b) may have been squeezed here from beneath the older till (layer 5) underlain by "Preglacial" deposits (layer 4).

The above mentioned features (more precisely discussed in the Polish text) indicate the origin of the floes in Mińsk Mazowiecki being very similar to that of the floes described from Łuków.

The analysis of bedrock in the vicinity of the squeezed features shows the relation between their source areas and fossil river valleys or depressions of glacial origin (Fig. 6). These valleys and depressions have been filled up with sediments, which are quite different from the deposits of the surrounding bedrock area. The different physical properties of the two kinds of material resulted in their different behaviour under these pressure of advancing ice, and caused deformations in their contact zones. So the source areas of the squeezed features are situated in the examined areas in the boundary zones of territories, characterised by different lithological conditions. In some cases such forms, e.g. the interglacial or interstadial new river valleys may create favourable conditions for squeezing processes in such areas, where they have not existed before. In such a case a particular kind of floes may occur in younger glacial series only, inspite of the fact, that older ice-sheets overrode this same area too.

The above discussed processes may have caused squeezing of the material from considerable depth, which (material) has not formed an immediate bedrock of advancing ice, and has been covered by younger strata (e.g. Fig. 1). The author has observed also the initial stage of squeezing up the material of comparatively deep-lying strata in the exposures near Tomaszów Mazowiecki (H. Ruszczyńska-Szenajch, 1966, Tabl. XI, Fig. 1).

The discussed view seems to be quite obvious, especially for those who relate the formation of some glacial floes to glaciectonic processes (e.g. T. Bartkowski, 1968; R. F. Flint, 1961; S. Hansen, 1965; V. K. Prest, 1968; G. Viète, 1960). Nevertheless some authors (e.g. J. Nowak, 1960; B. Krygowski, 1962) consider only the immediate bedrock of ice sheet to be a source of floes. On the other hand, those who are dealing with glaciectonics do not pay usually much attention to the floes themselves. The origin of many floes is not yet exactly precised, though the examples of floes are exceptionally interesting as well in Europe (e.g. A. I. Moskwitin, 1938) as in North America (e.g. A. S. Stalker, 1963), and they clearly show, that this origin is much differentiated. This problem will be discussed by the author in the more detailed way in her next work concerning glaciectonics and glacial floes in mid-eastern Poland.

Conclusions

1) The discussed squeezed floes had been formed before the ice-front during the advance of ice sheet. The initial stages of formation of squeezed floes under the ice were observed too.

2) The squeezing process resulted sometimes in "reverse stratigraphy" of the floes.

3) The parent material of squeezed floes may lay on a considerable depth beneath the surface overridden by advancing ice-sheet.

4) The source-areas of squeezed floes in the investigated territory are situated within boundary zones of areas characterised by different lithological conditions.

The interesting data concerning this problem are to be found on the background of squeezed features (as well of small ones as of large forms e.g. high squeezed moraines) i.e. on the area, from which the material has been squeezed out. When studying the relation between glaciectonic squeezed deformations and the structures of deeper bedrock, it is worthy to notice, that the source-areas of the squeezed material are much closer related to these structure than the areas where this material has been pushed up. It is also the subject more thoroughly discussed in the author's next work announced by this report.

English text by the Author