

W SPRAWIE LODOWCOWEGO POCHODZENIA MATERIAŁU TRZECIORZĘDOWEGO Z CENTRALNYCH REJONÓW GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

DYSKUSJE

UKD 552.541:551.351:551.73:551.332.312+551.311.23(048.7)(438.13:26—191.2 Góry Świętokrzyskie)

Na łamach niniejszego numeru „Przeglądu Geologicznego” autorzy: J. Głazek, J. Kutek i L. Lindner (4) przedstawiają wyniki szczegółowych badań geologicznych wykonanych na terenie odkrytego przez autora stanowiska występowania tortońskich wapieni litotamniowych i litotamniowo-detrytycznych na górze Sítki w antyklinie checińskiej (6) i stwierdzają allochtoniczne, lodowcowe pochodzenie tego materiału trzeciorzędowego. Dzięki uprzejmości Autorów oraz Redakcji „Przeglądu Geologicznego” miałem możliwość zapoznania się z tą interesującą pracą przed jej opublikowaniem. Ponieważ wymienieni autorzy wyrażają w swej pracy, w odniesieniu do pochodzenia materiału trzeciorzędowego na antyklinie checińskiej, pogląd odmienny od przedstawionego przeze mnie w krótkim komunikacie opublikowanym w 1972 r. na łamach „Przeglądu Geologicznego” (6), pragnę jeszcze raz powrócić do tego zagadnienia i przedyskutować problem pochodzenia materiału trzeciorzędowego w centralnych regionach Gór Świętokrzyskich nieco szerzej.

Problem pochodzenia materiału trzeciorzędowego — wapieni litotamniowych i sarmackich — w centralnych regionach Gór Świętokrzyskich ma wieletnią historię (por. 1, 3, 8, 13). Był on rozwiązy-

wany zawsze, lub prawie zawsze, przy przyjęciu hipotezy transportu glacialnego (1—3, 5, 8, 13, 14). Takie postawienie problemu wynikało bezpośrednio z dwóch faktów: po pierwsze — z braku jakiegokolwiek stanowiska występowania morskich osadów trzeciorzędowych *in situ* na obszarze centralnych regionów Gór Świętokrzyskich oraz po drugie: z powszechności występowania głazów i brył morskich wapieni trzeciorzędowych, często dobrze ogładzonych, w jednoznacznie określonych osadach lodowcowych (glinach morenowych) zlodowacenia południowopolskiego.

Eratyczna natura materiału trzeciorzędowego występującego w glinach morenowych nie podlegała nigdy i nie podlega dyskusji. W tej sytuacji jedynym słusznym wnioskiem mogło być stwierdzenie, że materiał był transportowany z E i SE, tj. od strony wschodni morskich wapieni trzeciorzędowych na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (por. m. in. 1—3, 5, 8, 13). Zakładało to przyjęcie istnienia „śródlodowej oazy” na obszarze centralnych regionów Gór Świętokrzyskich w okresie zlodowacenia południowopolskiego oraz radialnego jej zapelnienia łobami lodowcowymi oddzielającymi się od otaczającego „śródlodową oazę świętokrzyską” łądo-

lodu. Sugestie takie znajdujemy już u J. Czarnockiego i J. Samsonowicza (3), J. Czarnockiego (1, 2) i J. Łyczewskiej (8). S. Z. Różycki (13) — autor pojęcia „śródlodowa oaza świętokrzyska” ugruntował tę hipotezę m. in. również na podstawie własnych obserwacji z Antarktydy.

Ze względu na znaczny rozrzut gładów morskich wapieni trzeciorzędowych w centralnych regionach Gór Świętokrzyskich — znajdowano je aż po okolice Łopuszna na NW oraz Szydłówka na N od Kielc — należałoby przyjąć, że transport lodowcowy tego materiału z kierunków E i SE (od strony Opatowa i Rakowa) odbywał się na odcinku co najmniej kilkudziesięciu kilometrów (por. S. Z. Różycki (13), s. 119—122 oraz ryc. 21, a także S. Z. Różycki (14), s. 136—140 i ryc. 22, J. Łyczewska (8) s. 61—62). Rozległe badania L. Lindnera (5) poszły w kierunku dalszego ugruntowania tej hipotezy oraz uszczegółowienia paleogeografii mezoplejstocenu Gór Świętokrzyskich.

W 1972 r. autor opublikował komunikat o występowaniu na antyklinalnie checińskiej tortońskich wapieni litotamniowych i litotamniowo-detrytycznych, wyrażając pogląd, że: „rozwój paleogeograficzny regionu świętokrzyskiego wyklucza pomioceńską ich redepozycję z południa na północ” (6, s. 34), stwierdzając tym samym ich autochtoniczność. Powyższe stwierdzenie nie zostało wówczas ani szczegółowiej udokumentowane, ani też nie przeprowadzono szerszej dyskusji nad hipotezą lodowcowego pochodzenia tego materiału trzeciorzędowego. Obecnie J. Głazek, J. Kutka i L. Lindner (4) stwierdzają allochtoniczne, lodowcowe pochodzenie materiału trzeciorzędowego na antyklinalnie checińskiej, nawiązując ściśle do hipotezy J. Czarnockiego (1, 2), J. Łyczewskiej (8) i S. Z. Różyckiego (13, 14).

Niniejsza praca stanowi próbę obrony tezy o autochtoniczności, ściślej: quasiautochtoniczności materiału trzeciorzędowego na antyklinalnie checińskiej, tezy, którą autor skłonny jest rozszerzyć, jeśli nie na wszystkie, to na znaczną część podobnych wystąpień materiału trzeciorzędowego w centralnych regionach Gór Świętokrzyskich. Pojęcie autochtoniczności jest tu rozumiane i używane w sensie szerszym. Terminem tym pragnę jedynie podkreślić, że materiał trzeciorzędowy jest pochodzenia ściśle lokalnego, miejscowego, z dokładnością pierwszych metrów do kilometrów i przeciwstawić się poglądom o jego allochtonicznym pochodzeniu w sensie jego dalekiego, tj. kilkunastu do kilkudziesięciu kilometrów, transportu z kierunków SE, ESE i E.

Najważniejszą częścią obrony tezy autora wiąże się z zagadnieniami dynamiki lodowców. Przed przystąpieniem do rozwinięcia tej problematyki poda on kilka uwag dyskusyjnych w stosunku do pracy J. Głazka, J. Kutka i L. Lindnera (4).

Autorzy na podstawie przeprowadzonych analiz petrograficznych płytek mikroskopowych potwierdzają obecność tortońskich, morskich wapieni „litotamniowych” na antyklinalnie checińskiej. Na podstawie ich współwystępowania z gładami narzutowymi pochodzenia skandynawskiego oraz innymi narzutniakami pochodzenia „lokalnego” (m. in. wapieniami kimerydzkimi) w glinie z gruzem miejscowych piaskowców wapienno-dolomitycznych z spongiolitami keloweju stwierdzają oni: 1) morenowe pochodzenie wspomnianej gliniastej pokrywy oraz 2) eratyczną naturę brył i gładów wapieni litotamniowych (s. lato).

Na temat pierwszego stwierdzenia można by dyskutować, gdyż zdaniem autora gruzowo-gliniasta pokrywa, w której występuje materiał trzeciorzędowy jest soliflukcyjnie przemieszczoną pokrywą wietrzeniową wymieszaną z reziduum osadów morenowych zlodowacenia południowo-polskiego. Na niegłęboką genezę gliny wskazują, zdaniem autora jej barwa, skład granulometryczny oraz położenie morfologiczne tuż poniżej górnego załomu profilu zbocza, a więc w najbardziej dynamicznej, charakteryzującej się ujemnym bilansem mas (przewagą denudacji), strefie profilu zbocza. Zagadnienie to jest jednakże mniej istotne dla całości dyskutowanego tu problemu. W każdym razie allochtoniczna (w podanym uprzednio sensie) geneza materiału trzeciorzędowego nie jest bynajmniej — nawet przy przyjęciu omawianej gliny jako morenowej — oczywista.

Szacunkowe obliczenia stosunków gładowych — piaskowce keloweju : wapienie litotamniowe : gładzi pochodzenia północnego (wraz z narzutniakami „lokalnymi”, z wyłączeniem trzeciorzędu) przez autora, dały wynik około 8,5:1,0:0,5, co po wyłączeniu materiału *in situ* (keloweju) daje stosunek ostatnich dwóch grup gładów ok. 6,6:3,4! Nawet jeśli przyjąć, że wartość tego stosunku została subiektywnie zawyżona, to z całą pewnością stosunek ten jest większy od jedności. Nie jest to oczywiście jednoznaczny dowód na autochtoniczność (w podanym uprzednio rozumieniu) materiału trzeciorzędowego tego stanowiska, jednak wynik ten jest zastanawiający. Jak bowiem wytłumaczyć brak wśród narzutników „lokalnych”, poza jednym znalezionym gładem wapienia kimerydzkiego, wapieni triasowych i dewońskich, piaskowców i łupków kwarcytowych kambrów oraz piaskowców dewońskich i triasowych, występujących na hipotetycznej drodze jeziorów lodowcowych między Rakowem i Checinami. A jeśli lodowiec wkroczył na ten obszar od strony „zatoki chmielnickiej”, to jak to się dzieje, że przetransportował on tylko materiał trzeciorzędowy, nie egzarując, nie ruszając z miejsca ani materiału jurajskiego i triasowego, ani nawet dewońskiego, którego źródła położone są w odległości niespełna 1 km na E od omawianego stanowiska.

We wszystkich znanych autorowi wypadkach występowania materiału trzeciorzędowego w glinach zwałowych w okolicach Kielc stanowi on zawsze jedynie podrzędny lub co najmniej równorzędny element w stosunku do innych gładów lokalnych. Stwierdzenie to znajduje także potwierdzenie w analizach składu petrograficznego „narzutniaków” podanych przez J. Czarnockiego (1, 2) i J. Łyczewską (8). Zdaniem autora, omawiane wyżej zjawisko daje się natomiast dość łatwo wytłumaczyć, jeśli przyjąć istnienie z początkiem plejstocenu jeszcze szczątkowo zachowanych płytów trzeciorzędu na płaskich powierzchniach szczytowych wyniosłości strukturalno-denudacyjnych, a więc na hipsometrycznie znacznych wysokościach.

Kolejnym argumentem przemawiającym, zdaniem J. Głazka, J. Kutka i L. Lindnera (4) przeciwko „autochtoniczności” materiału trzeciorzędowego na antyklinalnie checińskiej jest brak struktur litoralnych typu wydrzeń skalotoczy i innych organizmów w utworach podłoża keloweju omawianego stanowiska, tak charakterystycznych dla strefy obecnej granicy utworów trzeciorzędowych na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Argument ten stanowi implikację $[(e \in A) \wedge (e \in B)] \rightarrow A \subset B$, formalnie właściwą, lecz z przyrodniczo-dialektycznego punktu widzenia — niewłaściwą. Zjawiska przyrodnicze nie są bowiem tylko zjawiskami przestrzennymi, lecz także czasowymi i stosowanie wobec nich zasad formalnie logicznego wnioskowania, bez uwzględnienia elementu czasu, może prowadzić do błędnych uogólnień.

W konkretnym wypadku powyższa implikacja nie oznacza ani, że B nie istnieje, ani też, że zbiory A i B nie mogą być podzbiorem innego nadrzędnego zbioru C, wyznaczonego przez zbiór elementów — cech $\{a, b, c, d, e, f, \dots\}$, wśród których element e przestaje być „wyznacznikiem” (najbardziej charakterystyczną własnością) zbioru. A to jest w niniejszej dyskusji najistotniejsze. Inni słowo: struktury typu wydrzeń po skalotoczach są charakterystycznym elementem strefy litoralnej skalistego wybrzeża (podzbioru A), nie są jednak wyznacznikiem geometrycznego położenia linii brzegowej w tym właśnie miejscu i nie wykluczają możliwości występowania morskich osadów litoralnych nie wykazujących tej cechy (cechy e) poza granicami występowania tej cechy. Granica występowania cechy e wyznacza jedynie granicę dwóch podfacji (litofacji), a więc granicę dwóch podzbiorów (A i B) w ramach megafacji morskich osadów strefy litoralnej (zbioru wyższego rzędu C).

Negacja możliwości pierwotnego występowania morskich osadów trzeciorzędowych poza obecną granicą ich występowania oparta na tego typu implikacjach nie ma mocy ostatecznego dowodu. Tym bardziej gdy istnieją, nawet jeśli tylko hipotetyczne, przesłanki wskazujące na taką możliwość. A taką

przesłanką jest, zdaniem autora, wysokie hipsometryczne położenie obecnej granicy występowania morskich osadów trzeciorzędowych na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (rejon Korywnicy i Chmielnika — 250–270 m n.p.m., Chomentów — 285 m n.p.m.), wyższe niż wysokość położenia rumoszu trzeciorzędowych wapieni litotamniowych na antyklinalie checińskiej (245–250 m n.p.m.).

Względne deniwelacje między obszarem wychodni morskich osadów trzeciorzędowych wzdłuż południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich a powierzchniami szczytowymi wyniosłości strukturalno-denudacyjnych bardziej na północ położonych centralnych obszarów Gór Świętokrzyskich nie uległy od czasów schyłku miocenu większym zmianom, z powodu względnej stabilności neotektonicznej tego regionu oraz tego samego kierunku i zbliżonej amplitudy tych ruchów na całym obszarze Gór Świętokrzyskich (15). Jeśli dzisiaj pokrywa osadów trzeciorzędowych w centralnych regionach Gór Świętokrzyskich jest prawie całkowicie zdarta, to jest to tylko naturalne. Od momentu regresji morza trzeciorzędowego z obszaru zapadliska przedgórskiego Karpat minęło z górą 10 milionów lat, co nawet przy przyjęciu prędkości denudacji równej 10^{-4} m · rok⁻¹ (wartości 10-krotnie niższej od średniej „normalowej” wartości tej prędkości dla obszarów wyżynnych umiarkowanie wilgotnej strefy klimatycznej) daje wysokość denudacji równą 10 m.

Mała odporność na wietrzenie mechaniczne i chemiczne słabo skonsolidowanych wapieni trzeciorzędowych sprzyjała ich szybkiemu erozyjno-denudacyjnemu usuwaniu. Usunięcie to osiągnęło znaczny stopień zaawansowania już u schyłku miocenu. Wyrazem tego mogą być charakterystyczne dla południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich deltowo-przybrzeżno-morskie, płaszczysto-żwirowe wapienie detrytyczne dolnego sarmatu, spoczywające niezgodnie na osadach tortońskich, których materiał pochodził, przynajmniej częściowo, z denudacji pokryw tortońskich osadów litoralnych położonych na północ od obecnej granicy występowania morskich osadów trzeciorzędowych.

Szanse zachowania się szczątkowych płatów osadów trzeciorzędowych na obszarach centralnych regionów Gór Świętokrzyskich do plejstocenu istniały szczególnie na dość płaskich powierzchniach szczytowych wyniosłości strukturalno-denudacyjnych typu powierzchni zrównań, gdy materiał trzeciorzędowy zalegający pierwotnie w strukturalnych i strukturalno-erozyjnych obniżeniach uległ, w wyniku późniejszej aktywizacji erozji wgłębnej, całkowitemu wyprzągnięciu u schyłku pliocenu i z początkiem eoplejstocenu. Okres plejstocenu, a szczególnie zlodowacenie południowopolskie dokończyło dzieła zniszczenia pokryw trzeciorzędowych na obszarze centralnych regionów Gór Świętokrzyskich.

Mocnym argumentem na poparcie powyższej hipotezy jest zdaniem autora, stwierdzona jeszcze przez J. Czarnockiego (2) (por. także J. Łyczewska, 8) w przekroju pod Daleszycami obecność materiału trzeciorzędowego w serti mułków i glin zwięzlinowo-soliflukcyjnych bez materiału północnego, w interpretacji stratygraficznej J. Łyczewskiej (8) starszej od interglacjalu kromerskiego.

Spróbujmy teraz przeanalizować mechanizm ruchu lodowca w sąsiedztwie znacznej nierówności morfologicznej. Analiza ta oparta jest na (w chwili obecnej już dobrze poznanych) sformułowanych przez fizykę, sprawdzonych eksperymentalnie i potwierdzonych obserwacjami i pomiarami *in situ*, prawach ruchu lodowców (por. m. in. 7, 9, 10, 16).

Przypomnijmy zasadnicze, ważne dla analizowanego dalej problemu, stwierdzenia wynikające z fizyki lodowców:

1. Lód jest ciałem stałym o cechach reologicznych zbliżonych do metali przy temperaturach nieco poniżej punktu topnienia. Lód ma więc własności pełzania. Zależność naprężenie — odkształcenie jest nieliniowa i może być, z punktu widzenia formalnego, wyrażona równaniem lepkiego płynięcia typu:

$$\tau = 2\eta \cdot \dot{\epsilon} \quad [1]$$

(gdzie: τ jest naprężeniem ścinającym, $\dot{\epsilon}$ prędkością odkształcenia z ścinania z „lepkością” η zależną od

t). Najczęściej stosowaną formą równania płynięcia lodu jest równanie typu

$$\dot{\epsilon} = A \cdot \tau^n \quad [2]$$

(gdzie: $n \sim 4 \pm 1$).

2. Prędkość ruchu lodowca (u) jest w pierwszym przybliżeniu funkcją jego miąższości (H) oraz nachylenia jego powierzchni ($\sin \alpha$), przy czym zależność ta ma przybliżoną postać [9]:

$$u \alpha (\rho \cdot g)^s \cdot H^4 \cdot \sin \alpha^3 \quad [3]$$

(gdzie: ρ — gęstość, g — przyspieszenie ziemskie, α — oznacza proporcjonalny do).

3. Lodowiec porusza się zawsze wzdłuż linii największego spadku swej powierzchni (linii centralnej). Wzdłuż tej linii lodowiec porusza się ze swą maksymalną prędkością $u = u_{\max}$. Wzdłuż osi prostopadłej do linii centralnej prędkość ruchu lodowca jest równa zero.

4. Rozkład prędkości w płaszczyźnie pionowej lodowca zbliżony jest do parabolicznego. Prędkość deformacji $\dot{\epsilon}$, na kontakcie z podłożem wynosi przeciętnie $(0,1 \div 0,25)\dot{\epsilon}$ powierzchni lodowca i może, w określonych warunkach morfologicznych i dynamicznych, spaść do zera.

5. Profil lodowca w warunkach jego quasistacjonarnego ruchu daje się opisać z wysoką dokładnością równaniem typu:

$$\left(\frac{h}{H}\right)^2 + \frac{1}{n} + \left(\frac{l}{L}\right)^{1 + \frac{1}{n}} = 1 \quad [4]$$

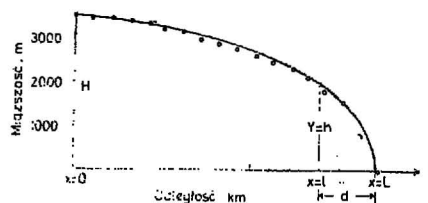
(objaśnienia symboli odczytać można z ryc. 1). Wykładnik potęgowany n przybiera wartości 2,5 do 2,6. Maksymalną miąższość lądolodu, tj. lodowca o stosunku szerokości B do długości L równym około 1 oraz stosunku $B:H \gg 1$, można ocenić ze wzoru Orowana:

$$H \sim 5 \cdot L^{\frac{1}{2}} \quad [5]$$

(gdzie: H i L wyrażone są w metrach), lub wzorów

$$\text{typu } H \sim C \cdot d^{\frac{1}{2}} \quad [5a]$$

(gdzie: C — współczynnik proporcjonalności równy 150 do 200, średnio 175, H w metrach, d w kilometrach).



Ryc. 1. Teoretyczny profil kontynentalnego lodowca wg funkcji (4) wraz ze stosowanym systemem współrzędnych. Kółkami zaznaczono pomierzony profil lądolodu Antarktydy na odcinku między stacjami „Wostok” i „Mirnyj” wg S. S. Wiałowa (16). Należy zwrócić uwagę na uderzającą zgodność teoretycznego profilu z rzeczywistym.

Fig. 1. Theoretical profile of continental glacier according to the function (4) and the system of coordinates applied. Circles denote profile of Antarctic icesheet measured along the section from „Wostok” to „Mirnyj” station (S. S. Wiatow, 16). Note a striking similarity between theoretical and actual profiles.

Ważne jest stwierdzenie, że równanie [3] jest spełnione nawet wówczas, gdy nachylenie powierzchni topograficznej podłoża (α_s) jest przeciwne do nachylenia powierzchni lodowca (α), o ile tylko $\alpha_s \sim a$.

Dla interesującego nas tu problemu powstawania i możliwości zachowania śródlodowych oaz ważne jest dodatkowo następujące stwierdzenie: nierówność morfologiczna podłoża może być dla lodowca poważniejszą i trwałą przeszkodą tylko wówczas, gdy: a) jej wysokość jest porównywalna z miąższością lodowca, b) jej szerokość jest porównywalna z szerokością lodowca (ładolodu), c) występuje w strefie ujemnego bilansu mas lodowych (w strefie ablacji), d) położona jest z boku od linii centralnej lodowca oraz e) wykazuje silne ruchy wznoszące. W odniesieniu do Gór Świętokrzyskich warunki b) i c) nie były spełnione, a) i d) jedynie okresowo, tj. dopóty, dopóki ładolód nie posunął się zbyt daleko na południe od zapory, a czynnik e), który zdaniem autora, w znacznym stopniu warunkował zachowanie się „śródlodowej oazy Jury Polskiej” przez cały okres zlodowacenia południowopolskiego (12), był tu czynnikiem nieistotnym. Tak więc stwierdzenia o czasowym jedynie charakterze „śródlodowej oazy świętokrzyskiej” w okresie zlodowacenia południowopolskiego są teoretycznie w pełni wiarygodne i w świetle dokumentacji geologicznej nie podlegają dyskusji.

Na ryc. 2 przedstawiono kinematyczny model ruchu ładolodu wokół zapory morfologicznej. Kształt

tej zapory oraz jej położenie w stosunku do linii centralnej nacierającego ładolodu zlodowacenia południowopolskiego odpowiada w przybliżeniu sytuacji Gór Świętokrzyskich. Odtworzone na podstawie teorii ruchu lodowców kierunku ruchu mas lodowych wokół takiej zapory są bliskie do tychże sugerowanych bądź przedstawionych przez badaczy czwartorzęd regionu świętokrzyskiego (1, 2, 3, 5, 8, 13). Isochrony przemieszczenia się czoła ładolodu odtworzono dla następujących założeń:

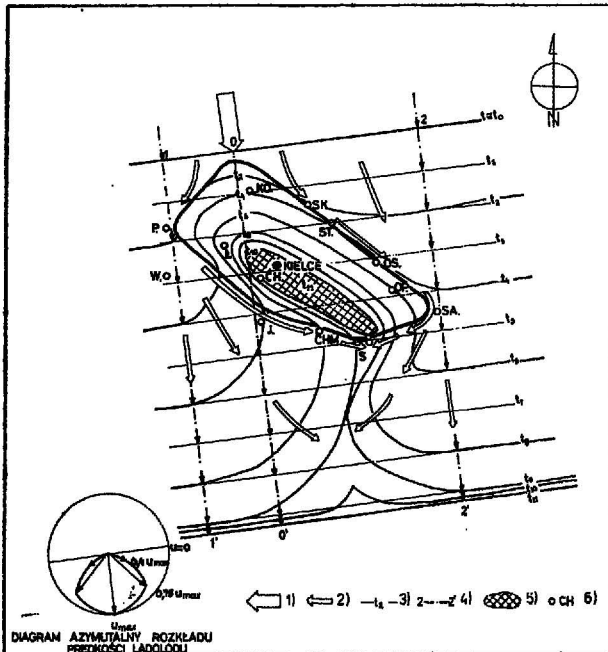
Wzdłuż linii 1—1' i 2—2' lodowiec posuwa się swobodnie ze swą maksymalną prędkością $u_{max}=1$. Wzdłuż linii centralnej 0—0' ładolód posuwa się od momentu $t=t_0$ wolniej, ze średnią prędkością $v=0,25 u_{max}$. Dobór tej wartości prędkości ruchu czoła lodowca wzdłuż linii 0—0' podyktowany jest tym, że gdyby wynosiła ona np. $0,1 u_{max}$ „śródlodowa oaza świętokrzyska” byłaby najprawdopodobniej oazą trwałą, co byłoby sprzeczne z faktami. Należy podkreślić, że zagadnienie bezwzględnej wartości wkraczającego od północy na obszar świętokrzyski aktywnego czoła ładolodu nie ma tu decydującego znaczenia, gdyż wszystkie dalsze wywody są oparte na wartościach względnych prędkości. Zgodnie z wzorem [3] aktywny ruch lodowca odbywa się jedynie wzdłuż kierunku $\pm 45^\circ$ od linii centralnej, natomiast wzdłuż kierunków $\geq 90^\circ$ od tej linii prędkość ruchu ładolodu jest równa zero (porównaj diagram azymutalny rozkładu prędkości lodowca na ryc. 2).

Aby nie dopuścić do możliwości bezwolnego obniżenia wartości prędkości ruchu ładolodu wokół Gór Świętokrzyskich założono dalej, że prędkość ta wzdłuż kierunków zawartych w przedziale $\pm 45^\circ$ od linii centralnej jest równa maksymalnej prędkości lodowca u_{max} wzdłuż linii centralnej w danym punkcie. Otrzymany w ten sposób teoretyczny kinematyczny obraz ruchu ładolodu wokół Gór Świętokrzyskich wydaje się bliski rzeczywistości, skoro w momencie dotarcia, ponownie połączonych, aktywnego czoła ładolodu do linii jego maksymalnego zasięgu w Karpatach, „śródlodowa oaza świętokrzyska” powinna ulec wypełnieniu lodem.

W uzyskanym obrazie brak miejsca na aktywny ruch — oddzielających się od „wstecznej” krawędzi ładolodu wzdłuż południowych granic „śródlodowej oazy świętokrzyskiej” — jezior lodowcowych z S i SE w głąb tej oazy. Podkreślam tu słowo **aktywny** ruch, nie ruch jako taki lodowca w ogóle. Przez pojęcie aktywny ruch lodowca rozumie się tu ruch odbywający się pod wpływem stałego zasilania czoła ładolodu nowym lodem pochodzącym z jego akumulacji na obszarze centrum zlodowacenia. Taki aktywny ruch ładolodu z południa na północ, od strony wstecznej krawędzi ładolodu zlodowacenia południowopolskiego w kierunku centralnych regionów Gór Świętokrzyskich, był niemożliwy lub bardzo ograniczony. „Wsteczna” krawędź ładolodu tego zlodowacenia była krawędzią bierną poruszającą się wyłącznie (lub głównie) na zasadzie jej grawitacyjnego (pod ciężarem własnym) rozpełzania (= bierny ruch lodowca). Pojęcia „aktywny” i „bierny” ruch ładolodu wyjaśnia ryc. 3.

Prędkość poruszania się takich biernych jezior lodowcowych oddzielających się ewentualnie od głównej, „wstecznej” krawędzi ładolodu, będzie oczywiście znacznie mniejsza nie tylko od maksymalnej prędkości ruchu aktywnego czoła ładolodu wzdłuż linii centralnej przy braku zapory morfologicznej (np. od wartości u_{max} wzdłuż linii 1—1' i 2—2' na ryc. 2), lecz także od prędkości wzdłuż linii centralnej na przedpolu zapory morfologicznej (np. od wartości $v_{max} = 0,25 \cdot u_{max}$ wzdłuż linii 0—0' na rys. 2). Wynika to z faktu, że lodowce te: po pierwsze — poruszały się według praw ruchu lodowców dolinnych, a więc w warunkach znacznie zwiększonych oporów ruchu w wyniku tarcia o boczne ściany dolin (por. ryc. 4), po drugie — miały w każdym momencie mniejszą miąższość od ładolodu zarówno po stronie północnej, jak i południowej „śródlodowej oazy świętokrzyskiej” oraz po trzecie — poruszały się „pod górę”.

Uwzględniając tylko pierwszy czynnik, prędkość poruszania się tych pasywnych lodowców nie powinna przekroczyć wartości $0,6 u_{max}$ (por. ryc. 4A).

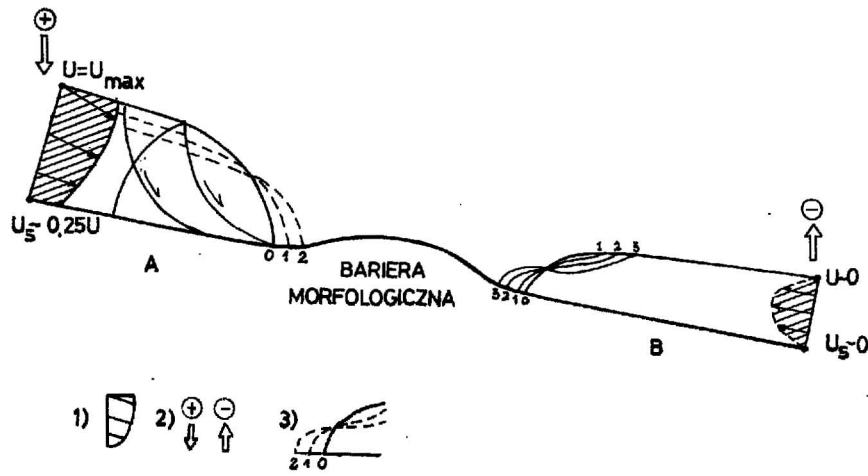


Ryc. 2. Kinematyczny model ruchu ładolodu zlodowacenia południowopolskiego wokół Gór Świętokrzyskich.

1 — regionalny kierunek posuwania się ładolodu, 2 — subregionalne kierunki posuwania się ładolodu wymuszone zaporą morfologiczną Gór Świętokrzyskich, 3 — isochrony, 4 — linie centralne, 5 — obszar śródlodowej „oazy świętokrzyskiej” w momencie dotarcia czoła ładolodu do brzegu Karpat, 6 — ważniejsze miejscowości: CH — Chęciny, CHM — Chmielnik, J — Jędrzejów, K — Końskie, L — Łopuszno, OP — Opatów, OS — Ostrowiec Świętokrzyski, P — Przedbórz, R — Raków, SA — Sandomierz, SK — Skarżysko-Kamienna, ST — Starachowice, S — Staszów, W — Włoszczowa.

Fig. 2. Kinematic model of motion of South-Polish Glaciation icesheet around the Holy Cross Mts.

1 — regional direction of icesheet movement, 2 — subregional directions of icesheet movement extorted by morphological obstacle of the Holy Cross Mts, 3 — isochrons, 4 — central lines, 5 — area of inland "Holy Cross Mts oazis" at the moment when icesheet front reached the Carpathians, 6 — main localities: CH — Chęciny, CHM — Chmielnik, J — Jędrzejów, K — Końskie, L — Łopuszno, OP — Opatów, OS — Ostrowiec Świętokrzyski, P — Przedbórz, R — Raków, SA — Sandomierz, SK — Skarżysko-Kamienna, ST — Starachowice, S — Staszów, W — Włoszczowa.



Ryc. 3. Schemat ilustrujący różnice w rozkładzie prędkości $u(z)$ w obrębie lodowca „aktywnego” i „biernego”. A — lodowiec „aktywny”, B — lodowiec „bierny”. 1 — rozkład prędkości $u(z)$, 2 — dodatni (+) i ujemny (-) bilans mas lodowych, 3 — płaszczyzny maksymalnych odkształceń ze ścinania.

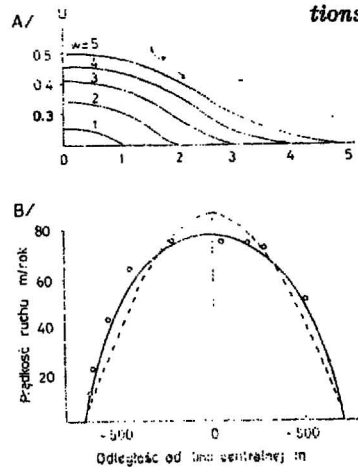
Fig. 3. Differences in distribution of velocities $u(z)$ in „active” and „passive” glaciers. A — „active” glacier, B — „passive” glacier. 1 — distribution of velocities $u(z)$, 2 — positive (+) and negative (-) ice mass balance, 3 — planes of maximum shear deformations.

Uwzględniając z kolei drugi czynnik, na podstawie wzoru [5a] oszacowano różnicę miąższości pomiędzy lodowcami dolinnymi wkraczającymi w oazę od strony SE i E a miąższością łądolodu po stronie N i NW „oazy”, a następnie, na podstawie wzoru [3] obliczono prędkość poruszania się tych lodowców. Uzyskana wartość prędkości wynosi maksymalnie około $0,01 u_{max}$. Łącznie więc z czynnikiem pierwszym daje to wartość zaledwie $0,006 u_{max}$, w dużym przybliżeniu $0,01 u_{max}$. Ponieważ lodowce te poruszały się pod górę, ich prędkość należy zmniejszyć co najmniej w takim samym stosunku, jak prędkość aktywnego czoła łądolodu po stronie północnej „zapory” Gór Świętokrzyskich, tj. do wartości $0,25 u_{max}$.

W ostatecznym rachunku otrzymuje się prędkość poruszania się pasywnych jezior lodowcowych z kierunku S i SE w stronę „świętokrzyskiej oazy śródlodowej” około $0,0025 \div 0,01 u_{max}$, przy czym wartości te są raczej zawyżone aniżeli zaniżone. Tak więc prędkość poruszania się wkraczających od S i SE w „świętokrzyską oazę śródlodową” pasywnych lodowców typu dolinnego, które oddzielały się od „wstecznej” krawędzi łądolodu złodowacenia południowopolskiego była co najmniej 100-krotnie niższa od prędkości posuwania się aktywnego czoła łądolodu oraz co najmniej 25-krotnie niższa od prędkości posuwania się aktywnych jezior lodowcowych wkraczających w oazę od strony N i NW.

Tymczasem, np. z ryc. 21 zamieszczonej w pracy S. Z. Różyckiego (13) wynikałoby, że jezior lodowcowy, który wkroczył w „śródlodową oazę świętokrzyską” od strony Rakowa, miał prędkość co najmniej 5-krotnie większą od prędkości jeziora, który wkroczył w „oazę” od strony północno-zachodniej z kierunku Przedborza, tj. większą od maksymalnej prędkości aktywnego czoła łądolodu na obszarze bez wpływu barier morfologicznych (np. lobu nidziańskiego lub radomsko-sandomierskiego). Wydaje się to nieprawdopodobne. Nawet jeśli przyjąć, jak to w odniesieniu do materiału trzeciorzędowego na antyklinali checińskiej sugerują J. Głazek, J. Kutek i L. Lindner (4), że transport materiału trzeciorzędowego odbył się od strony Zatoki Chmielnickiej, uzyskuje się dla jezior lodowcowych, posuwających się od tej strony, wartości prędkości jeszcze około 2-krotnie większe od prędkości poruszania się jezior lodowcowych z kierunków N i NW, co jest nadal mało prawdopodobne.

W proponowanym przez J. Łyczewską (8) rozwiązaniu tego dylematu autorka stwierdza, że ruch dośrodkowy łądolodu od strony wschodniej i południowej „mógł odbyć się tylko wówczas, kiedy spiętrzenie czasy lodowej na Podkarpaciu było już tak znaczne, że łądolód mógł rozprzestrzeniać się dolinami świętokrzyskimi również z południa ku północy i wypełniać kotliny śródgórskie” (8, s. 61). Twierdzenie to, choć bardziej realne niż poprzednie, zakładające taki ruch zanim łądolód dotarł do czoła Karpat, wydaje się także trudne do przyjęcia. Korzystając bowiem z wzoru [4] lub [5a] można obli-



Ryc. 4A. Zmiany powierzchniowej prędkości w poprzek lodowca w kanałach o przekroju parabolicznym. Z — stosunek odległości od linii centralnej (B) do miąższości lodowca w linii centralnej (H), $W=0,5D:H$ D — szerokość lodowca, U — stosunek prędkości lodowca w parabolicznym kanale do prędkości lodowca w nieskończenie szerokim kanale przy tej samej miąższości lodu i nachyleniu powierzchni lodowca. Wg J. F. Nye (1965) w (9).

Ryc. 4B. Zmiany powierzchniowej prędkości w poprzek lodowca Saskatchewan, Kanada. Porównanie wartości pomierzonych (kółka) z teoretycznymi wartościami dla różnych modeli reologicznych. Wg M. F. Meier (1960) i W. S. B. Patersona (1969) w (9). Rycina stanowi ilustrację różnic pomiędzy dynamiką łądolodu a lodowcami typu dolinnego (należy zwrócić uwagę na spadek prędkości w miarę oddalania od linii centralnej w lodowcach dolinnych — ryc. 4B).

Fig. 4A. Changes in surface velocity across the glacier in channels with parabolic section. Z — the ratio of distance from central line (B) to thickness of glacier at central line (H), $W=0,5D:H$ D — width of glacier, U — ratio of velocity of glacier movement in parabolic channel to glacier velocity in indefinitely wide channel when ice thickness and inclination of ice surface remain constant (after J. F. Nye, 1965, in (9)).

Fig. 4B. Changes in surface velocity across the Saskatchewan glacier, Canada. Comparison of measured (circles) and theoretical values for various rheological models. After M. F. Meier (1960) and W. S. B. Paterson (1969) in (9). This figure illustrates differences between the dynamics of icesheet and valley-type glaciers (note decrease in velocity along increase in distance from central line in the case of valley-type glaciers — Fig. 4B).

czyć, że gdy lądolód przed czołem Karpat uzyskał miąższość około 500 m (do takiej mniej więcej wysokości występuje materiał lodowcowy w Karpatach), to na przedpolu Gór Świętokrzyskich (po ich północnej stronie) miąższość lądolodu była nie mniejsza niż 1200 m. Wydaje się mało prawdopodobne, by Góry Świętokrzyskie, nawet pasmo Łysogór, stanowiły wówczas jeszcze przeszkodę morfologiczną dla nacierającego od północy aktywnego czoła lądolodu. Niemniej w tej sytuacji prędkość wdzierających się od południa i wschodu w „śródlodową oazę świętokrzyską” jeziorów lodowcowych mogła być już bliska prędkości jeziorów wkraczających w „oazę” od strony N i NW.

Na zakończenie jeszcze jedna uwaga. Jeśli słuszna jest hipoteza biernego charakteru ruchu lodowców wkraczających od strony S i SE w „świętokrzyską oazę śródlodową”, a na podstawie teorii ruchu lodowców jest ona bezspornie słuszna, wówczas ruch tego typu lodowców odbywał się według zasad wypełniania obniżen. Lodowce takie do momentu całkowitego wypełnienia dolin nie miały większej siły egzarycyjnej; ich spagowe partie były „martwe”, a prędkości wzdłuż ścian dolin były bliskie zeru (por. ryc. 4). Dopiero po całkowitym wypełnieniu dolin oraz wkręcaniu lodowców na obszary wododziałowe (powierzchnie szczytowe) nabierały one znaczniejszej siły egzarycyjnej. W tym wypadku obecność materiału trzeciorzędowego w centralnych regionach Gór Świętokrzyskich, jest — nawet przy przyjęciu hipotezy o jego lodowcowym pochodzeniu — raczej dowodem na poparcie wysuniętej już uprzednio — na podstawie innych przesłanek — tezy, że na początku plejstocenu na powierzchniach szczytowych wyniosłości strukturalno-denudacyjnych centralnych regionów Gór Świętokrzyskich, na rzędnych wyższych od (lub zbliżonych do) obecnego hipsometrycznego położenia trzeciorzędu w strefie jego północnej granicy rozpręszczenia w zatokach Rakowa, Chmielnika i Korytnicy, zachowały się miejscami jeszcze drobne płyty morskich osadów trzeciorzędowych.

Reasumując, w świetle zasad fizyki lodowców, szczególnie dynamiki i kinematyki ruchu lodowców, udowodnienie tezy o dalekim transporcie materiału trzeciorzędowego — występującego w osadach morenowych i zboczowych — jeziorami lodowcowymi wkraczającymi w „śródlodową oazę świętokrzyską” ze strony południowej i południowo-wschodniej napotyka poważne trudności. Trudności te są na obecnym etapie poznania praw ruchu lodowców, zdaniem autora, nie do pokonania. Z punktu widzenia teorii ruchu lodowców „śródlodowa oaza świętokrzyska” powinna zostać wypełniona dośrodkowo, przy czym jednakże ruch mas lodowców z kierunków S, SE i E mógł mieć jedynie bardzo ograniczony zasięg, maksymalnie do linii Morawica—Daleszyce—Bieliny. Do podobnego wniosku dochodzą ostatnio C. Radłowska i E. Mycielska-Dowgiało (11), na podstawie analizy form deglacjacji zlodowacenia południowopolskiego (Mindel) z obszaru centralnych regionów Gór Świętokrzyskich. W świetle powyższych wywodów, opartych na teoretycznej analizie dynamiki lodowców typu kontynentalnego w sąsiedztwie barier morfologicznych, pochodzenie materiału trzeciorzędowego — występującego w postaci eratyków w osadach morenowych lub w postaci pojedynczych nagromadzeń głazów bezpośrednio na powierzchni lub w czwartorzędowych osadach rezydualno-wietrzeniowych, stokowych itp. na zachód i północ-zachód od linii Morawica—Daleszyce—Bieliny, na pewno zaś od linii Chęciny—Kielce — z rejonu Rakowa i Chmielnika na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jest mało prawdopodobne. Należy więc przyjąć, że materiał ten występował jeszcze przed transgresją lądolodu zlodowacenia południowopolskiego na obszarze centralnych części Gór Świętokrzyskich.

Powyższe stwierdzenia i przypuszczenia, wynikające z teorii ruchu lądolodów, wraz z przesłankami paleogeograficznymi, wskazującymi na możliwość pierwotnego występowania morskich osadów trzeciorzędowych na północ od obecnej granicy ich rozpręszczenia, były podstawą odrzucenia przez au-

tora możliwości allochtonicznego (w podanym na początku zrozumieniu), lodowcowego pochodzenia materiału trzeciorzędowego na górze Sitki w antyklinie checińskiej i tym samym stwierdzenia jego autochtoniczności (również w podanym na początku zrozumieniu). Szczegółowe badania geologiczne, przeprowadzone przez J. Głazka, J. Kutka i L. Lindnera (4) na terenie wymienionego stanowiska występowania wapieni litotamniowych na górze Sitki nie dostarczają jednoznacznych dowodów ani na allochtoniczne pochodzenie tego materiału, ani nawet na jakikolwiek jego transport lodowcowy (choć nie negują tej ostatniej możliwości). W tej sytuacji wyniki badań wymienionych Autorów raczej utwierdzają autora w pierwotnym przekonaniu o autochtoniczności materiału trzeciorzędowego tego stanowiska.

LITERATURA

1. Czarnocki J. — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., Kraków, 1931, t. 7.
2. Czarnocki J. — Geologia regionu Łysogórskiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 1950, t. 1.
3. Czarnocki J., Samsonowicz J. — Przyczynę do znajomości utworów lodowcowych we wschodniej części Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., 1915, t. 3, z. 1.
4. Głazek J., Kutek J., Lindner L. — Okruchy wapieni mioceńskich w osadach morenowych na górze Sitki pod Chęcunami. Pr. geol., 1976, nr 8.
5. Lindner L. — Zlodowacenia plejstoceny w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. Podst. UW, 1974.
6. Liszkowski J. — Wapień litotamniowy na antyklinie checińskiej. Pr. geol., 1972, nr 1.
7. Lliboutry L. — Traité de Glaciologie, t. 1, 2, Masson et Cie, Paris 1964—1965.
8. Łyczewska J. — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Pr. Inst. Geol., 1971, t. 64.
9. Paterson W. S. B. — The Physics of Glaciers. Pergamon Press, Oxford, 1969.
10. Pounder E. R. — The Physics of Ice. Ibidem, 1965.
11. Radłowska C., Mycielska-Dowgiało E. — Deglaciation in the Świętokrzyskie Mts. Geogr. Pol., 1974, nr 28.
12. Różycki S. Z. — Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. Pr. geol., 1960, nr 8.
13. Różycki S. Z. — Plejstocen Polski Środkowej. PWN, 1967.
14. Różycki S. Z. — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 2 rozszerzone. PWN, 1972.
15. Rühle E. — Neotectonic map of Poland in scale 1:1 000 000. Quaternaria, 1967, vol. 8.
16. Wjałow S. S. — K teorii wjazko-plastycznego teczzenia lądolodów pokrowow. MGG, Arktyczeskiej i Antarktyczeskiej naucz. issled. [W:] Wtoraja kontinentalnaja ekspedycja 1956—1958., SAE, Izd. „Morskoj Transport”, Leningrad, 1960, nr 10.

SUMMARY

Accepting the paper of J. Głazek, J. Kutek and L. Lindner (1976) as a starting point the author presents a somewhat more detailed discussion on the origin of marine Tertiary limestones occurring in tills and weathering covers from central parts of the Holy Cross Mts. It is admitted that there is no direct evidence for the autochthonous nature of marine Tertiary rocks occurring in that area. The refusal of a possibility of occurrence of such autochthonous rocks would be, however, premature as there is some indirect evidence.

Subsequently, the kinematics of icesheet motion in the neighbourhood of morphological barriers is analysed in detail, taking into account recent developments in the theory of the physics of glaciers. It is found that active infilling of "inland ice oases" by

glacier lobes of the valley type from the back of the icesheet appears impossible. In the case of this region and the problem analysed the transgression of glaciers into central parts of the Holy Cross Mts from the areas of Raków and Chmielnik, that is in direction opposite to that of regional glacier transposition of active icesheet of the South-Polish Glaciation, as far as Łopuszno, that is at over 70 km distance (see Fig. 2), seems hardly probable. In the light of the physics of glaciers this hypothesis, accepted for explanation of the presence of Tertiary material in central parts of the Holy Cross Mts (J. Czarnocki 1931, J. Czarnocki and J. Samsonowicz 1915, L. Lindner 1974, J. Łyczewska 1971, S. Z. Różycki 1967, 1972) is hardly acceptable if ever.

Talking the above into account the author states that Tertiary material was presumably present in central parts of the Holy Cross Mts before the onset of the South-Polish (Mindel) Glaciation. This may be an indirect evidence for autochthonous (in a wider sense) occurrence or origin of this Tertiary material at least in the case of some localities. The material could be dredged by the icesheet into central parts of the Holy Cross Mts only on small distance, from a few to about a dozen km at the most.

РЕЗЮМЕ

Принимая статью Е. Глазека, Я. Кутека и Л. Линднера (1976) в качестве исходной точки в обсуждении, автор дает более обширную трактовку проблемы происхождения морских третичных известняков, представленных в моренных отложениях и коре выветривания в центральных районах Свентокшских гор. Автор считает, что хотя и нет до-

стоверных признаков первичного распространения морских третичных отложений на рассматриваемой площади, то все-таки, исходя из некоторых косвенных данных, не следует заранее отвергать такой возможности. Основываясь на теоретических предположениях физики ледников автор проводит анализ кинетики движения ледников вблизи морфологических барьеров и приходит к выводу, что активное выполнение „межледовых оазисов” ледниковыми языками долинного типа с регрессивной стороны ледника невозможно. В данном регионе ледники не могли продвигаться вглубь Свентокшских гор со стороны местностей Ракув и Хмельник, следовательно в обратном направлении по отношению к региональному направлению транспорта активного ледника южнопольского оледенения, на расстоянии свыше 70 км, по местность Лопушко (рис. 2). Такой взгляд, высказываемый с целью объяснения наличия упомянутого третичного материала в центральных регионах Свентокшских гор (Я. Чарноцки, 1931; Я. Чарноцки, Я. Самсонович, 1915; Л. Линднер, 1974; Я. Лычевска, 1971; С. З. Ружицки, 1967, 1972), в свете физики ледников мало вероятен или вовсе нереален.

Автор предполагает, что третичный материал присутствовал в центральных районах Свентокшских гор до южнопольского оледенения (миндель). Это может являться косвенным признаком автохтонного распространения или происхождения этого материала, по крайней мере в отношении некоторых местонахождений на рассматриваемой площади. Во время миндельского оледенения этот материал был очевидно перенесен вглубь Свентокшских гор, однако на небольшие, порядка первых километров, расстояния.