

JAROSŁAW JASIEWICZ

MECHANIZM KSZTAŁTOWANIA SIĘ SKŁADU PETROGRAFICZNEGO GLIN MORENOWYCH OSTATNIEGO ZLADOWACENIA NA OBSZARZE PERYBAŁTYCKIM – AKTUALNE PROBLEMY INTERPRETACYJNE

ZARYS TREŚCI

Problematyka kształtowania składu gwałowego glin morenowych obszaru perybałtyckiego obecna jest w literaturze od ponad 100 lat. Obecnie jako główny czynnik kształtujący skład gwałowych glin morenowych przyjmuje się zmiany kierunków nasuwania się łądolodu lub indywidualnych strumieni lodowych, w niewielkim stopniu uwzględniając rolę mechanizmu selektywnego włączania materiału eratycznego w obręb łądolodu, oraz czynniki związane z czasem transportu i niszczeniem materiału. Podstawową tezą pracy jest stwierdzenie, że każda cecha litologiczna osadu, tu skład gwałowy glin morenowych, jest kształtowana w wyniku działania gwałalnego systemu erozji, transportu i akumulacji, a każda ze składowych systemu ma wpływ na ostateczny obraz danej cechy. Problematykę tę przedstawiono na tle literatury gwałologicznej i paleogwałologicznej.

Kształtowanie składu gwałowego glin rozpoczyna się już na etapie tworzenia zwierzeliń skały macierzystej na obszarze alimentacyjnym, która następnie jest inkorporowana w obręb łądolodu. Czynniki decydującymi o poborze tego materiału są: dostępność naturalnej zwierzeliń *in situ*, cechy litologiczne zwierzeliń lub skały macierzystej, warunki hydrologiczno-termiczne w stopie łądolodu, charakter podłoża. Składowa systemu związana z transportem materiału eratycznego obejmuje: kierunki przemieszczania się mas lodowych do miejsca depozycji, czas i tempo transportu materiału oraz niszczenie i rozpraszanie materiału w czasie transportu. Istotną rolę odgrywają również warunki efektywnej depozycji materiału oraz redepozycji materiału odłożonego we wcześniejszych fazach i cyklach gwałalnych.

Obecnie korelacje litostratygraficzne oraz interpretacje paleogwałologiczne oparte wyłącznie na składzie gwałowym glin jawią się jako metody pozbawione podstaw teoretycznych. Stosowanie tej metody zarówno do interpretacji stratygraficznych, jak i paleogeograficznych wymaga uogólnienia – opracowania teoretycznego modelu kształtowania składu gwałowego – co pozwoli również przybliżyć rzeczywisty błąd metody petrograficznej.

WSTĘP

Badania cech litologicznych osadów gwałalnych plejstocenijskich zlodowaceń w strefie perybałtyckiej od dawna są wykorzystywane w badaniach stratygraficznych i paleogeograficznych. Dokładne omówienie literatury przedmiotu zawierają m.in prace: GÓRSKA 1992, 2000; KENIG 1998; CZUBLA 2001; GAŁĄZKA 2004). Litostratygraficzne zastosowanie meto-

dy opiera się na założeniu, że dana cecha litologiczna – tu skład mineraologiczno-petrograficzny określonej frakcji osadu – może być podstawą do korelacji litostratygraficznej poziomów osadów gwałalnych, a podobieństwa wskaźników, wyliczonych na tej podstawie, stanowią o zgodności stratygraficznej jednostek litologicznych; natomiast różnice są podstawą do stwierdzenia odrębności stratygraficznej czy też tworzenia nowych

jednostek litostratygraficznych (CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 1997; CZERWONKA i in. 1997). Takie wnioskowanie jest ryzykowne w przypadku badań osadów glacialnych w izolowanych punktach, np. wierceniach, gdzie często brak innego potwierdzenia pozycji stratygraficznej. W takich sytuacjach błędna ocena pozycji stratygraficznej poziomów glin morenowych może wynikać z nierozpoznania deformacji glaciektonicznych (ROTNIICKI 1983). Tym samym korelacje stratygraficzne poziomów glacialnych – oparte wyłącznie na podobieństwach i różnicach wartości poszczególnych wskaźników glazowych – mimo że technicznie wydają się być skuteczne (CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 1997; CZERWONKA i in. 1997), oparte są jedynie na podstawach statystycznych (ZABIELSKI 2004). Wspomniana wątpliwość jest dobrze znana badaczom osadów glacialnych, a interpretacje stratygraficzne oparte wyłącznie na wartościach wskaźników (CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 1997; CZERWONKA i in. 1997) spotykają się obecnie z krytyką (ZAWICKA 1998a, 1998b; ZABIELSKI i in. 1998), zwłaszcza jeżeli nie są poparte innymi, niezależnymi metodami. Autor podziela opinię (GAŁĄZKA i in. 1999), że wskaźniki glazowe mogą być dobrym narzędziem wspomagającym analizę stratygraficzną, ale nie mogą być kryterium decydującym.

Odmienne problem stanowi stosowanie wyników oznaczeń eratyków do interpretacji paleogeograficznych. Ten nurt badawczy, przy wsparciu innych metod, obejmuje przede wszystkim rekonstrukcję szlaków transportu glacialnego, interpretowanych jako strumienie lodowe. Takie podejście badawcze zostało ugruntowane przez SMEDA (1993) i stanowi modyfikację metody LÜTIGA (1958), stosowanej wcześniej głównie do badań stratygraficznych (LÜTIG 1958, 1999).

Interpretacje stratygraficzne i paleogeograficzne, niezależnie od kwestii metodycznych związanych z doбором wielkości frakcji oznaczanego materiału czy grup oznaczanych eratyków, oparte są na dwóch metodach interpretacyjnych:

- Metodzie uwzględniającej wszystkie otoczaki badanej próbki, gdzie wydzielenia prowadzą się do kilku-kilkunastu grup petrograficznych (np. skały krystaliczne, węglany, wapienie dolomity itp. (KRYGOWSKI 1971; TREMBACZOWSKI 1967, RZECHOWSKI 1971, 1974, 1976; EHLERS 1979; HOUMARK-NIELSEN 1993; RUTKOWSKI 1995.)

- Metodzie uwzględniającej wyłącznie eratyki o jednoznacznie rozpoznanych wychodniach materiału źródłowego, zwane eratykami przewodnimi (LÜTIG 1958, MEYER 1983; SMED 1993). Grupy eratyków wydzielane w tej metodzie przypisywane są do obszarów występowania, określonych współrzędnymi geograficznymi. Metoda ta uwzględnia jedynie od 5 do 10% całej populacji badanej próbki (MEYER 1983), a pozostałe eratyki zaliczane są do podstawowych grup określonych jako statystyczne (LÜTIG 1958; MEYER 1983, SMED 1993).

Skład mineraologiczno-petrograficzny glin zwałowych – podobnie jak wszystkich klastycznych skał osadowych, jest kształtowany w wyniku działania systemu erozja–transport–akumulacja (ZAWICKA 1998a). W przypadku glin zwałowych oraz innych osadów glacialnych są to następujące czynniki:

- zróżnicowanie procesu poboru materiału eratycznego na obszarach źródłowych, w warunkach subglacialnych (ALLEY i in. 1997),
- zróżnicowanie strefy transportu w obrębie lądolodu,
- rozkład kierunków i natężenie transportu materiału eratycznego z ob-

szarów źródłowych do miejsca depozycji,

- procesy depozycji osadu w strefach marginalnych,
- procesy redepozycji osadu
- procesy podepozycyjne (wczesno-diagenetyczne).

Szerokie zastosowanie metody petrograficznej, oraz narosłe dookoła niej kontrowersje (m.in. ZAWICKA 1998), zmusza do postawienia pytań – zarówno o sam mechanizm kształtowania się składu gwałowego glin zwałowych, jak i możliwość uogólnienia tego mechanizmu w formie jednolitego modelu. Badania nad modelem kształtowania składu gwałowego osadów glacialnych należy rozpocząć od zadania pytań o rzeczywistą rolę poszczególnych czynników (procesów) w kształtowaniu się składu gwałowego glin, a mianowicie:

- Czy materiał morenowy był inkorporowany w obręb łądolodu w sposób równomierny na całym obszarze alimentacyjnym, czy też na niektórych obszarach zachodził intensywniej, a na innych w stopniu ograniczonym lub wcale. Jeżeli istniały różnice, to jakiego rzędu, czy były istotne, co było ich przyczyną i jak obraz zmieniał się w czasie. Konsekwencją odpowiedzi twierdzących jest pytanie: jakie czynniki decydowały o czasowo-przestrzennej zmienności stopnia alimentacji materiału gwałowego na obszarze Skandynawii i niecki Bałtyku oraz czy możliwa jest ich rekonstrukcja?

- Czy układ arterii transportowych (określanych jako strumienie lodowe) był niezmienny w czasie poszczególnych cykli glacialnych, czy ulegał istotnym zmianom. Jeżeli tak, to jakie były tego przyczyny? Czy obserwowane zmiany w przestrzennym rozmieszczeniu materiału eratycznego są konsekwencją wyłącznie zmian układu sieci transportowej, czy decydujące były też inne czyn-

niki, na przykład związane ze zróżnicowaniem tempa poboru materiału podłoża w czasie?

- Czy proces depozycji i redepozycji materiału morenowego oraz dynamika strefy marginalnej łądolodu były czynnikiem wpływającym na różnicowanie składu gwałowego glin morenowych w miejscu depozycji?

- Ważne jest także pytanie o czas przebiegu zjawiska. Bazując na danych z obszarów współcześnie zlodowaczonych (YOUNG 1979; BENTLEY 1987; PATTERSON 1994) należy zadać podstawowe pytanie: ile czasu mija między momentem pobrania materiału eratycznego *in situ* a momentem jego ostatecznej depozycji? Czy czas, jaki upływa między tymi procesami, upoważnia do tłumaczenia różnic w składzie petrograficznym glin – w strefach marginalnych poszczególnych oscylacji – odmienną strukturą alimentacyjno-transportową całej czaszy lodowej?

W literaturze przedmiotu brak do tej pory kompleksowej i krytycznej analizy czynników kształtujących skład gwałowy osadów glacialnych. Wspomniana problematyka pojawia się w literaturze głównie w kontekście metodycznym – doboru właściwej frakcji do oznaczeń, oraz tworzonych wydzieleni petrograficznych (DUDZIAK 1974a, 1974b; NUNBERG 1971, 1979; TREMBACZOWSKI 1967; RZECHOWSKI 1971, 1974, 1976; RUTKOWSKI 1995). Jedynym czynnikiem, który miałby być odpowiedzialny za zmienność składu gwałowego glin zwałowych uznaje się zmianę układu sieci transportowej, rozumianej jako: 1) przemieszczanie się teoretyczne centrum zlodowacenia (LÜTIG 1958, EISMANN 1967; MEYER 1983); 2) kierunek nasuwania łądolodu (KRYGOWSKI 1964; DUDZIAK 1970; BÖSE 1990, 1995; GÓRSKA 2000, 2002, 2004); 3) zmianę układu strumieni lodowych (EHLERS 1992; SMED 1993, 1994; CZUBLA 2001);

4) pojawianie się lokalnych centrów zlodowaceń (LAGERLUND 1987; LAGERLUND i in. 1995; PANZIG 1995). Na złożoność omawianego procesu zwrócili ostatnio uwagę: EHLERS 1992 oraz KJAER i in. 2003, wskazując, że decydującym czynnikiem w procesie kształtowania się składu głazowego glin morenowych są raczej warunki subglacjalne i wzajemne oddziaływanie stopy lądolodu i podłoża. W tym kontekście celem niniejszego artykułu nie jest przedstawienie kompleksowego, alternatywnego modelu kształtowania się składu głazowego osadów glacialnych ostatniego zlodowacenia, a jedynie zasygnalizowanie złożoności problemu prawidłowych interpretacji, przede wszystkim w kontekście dorobku glaciologii.

WARUNKI SUBGLACJALNE A PROCES POBIERANIA MATERIAŁU ERATYCZNEGO NA OBSZARACH ŹRÓDŁOWYCH

Studia nad literaturą dotyczącą mechanizmów poboru materiału w podłożu lądolodów (WERTMANN 1967; BOULTON 1972, 1978; SUDGEN 1977, 1978; PATTERSON 1994; ANDREWS 1971, 1973; ALLEY i in. 1997; ANDERSON i in. 2002; MENZIES 2002) wskazują, że za ilość materiału pobieranego do lądolodu odpowiedzialne są następujące czynniki:

- dostępność podłoża skalnego *in situ*,
- mikro- i mezorzeźba podłoża,
- warunki hydrologiczne w podłożu i termika stopy lądolodu.

Dostępność oryginalnego podłoża skalnego. Prowadząc rozważania na temat mechanizmów kształtowania składu głazowego glin, w kontekście poboru materiału podłoża należy zaznaczyć, że chodzi tu o oryginalny dla danego miejsca materiał skalny – występujący *in situ* albo w postaci skały macierzystej,

albo gruboziarnistej zwietrzliny. W tym kontekście jedną z przeszkód utrudniających pobór materiału jest obecność allochtonicznych pokryw osadowych – np. osadów glacialnych i peryglacialnych poprzednich cykli glacialnych, osadów jeziornych, zastoiskowych lub morskich, np. w przypadku niecki Bałtyku. Rola tego czynnika nie była dotąd podnoszona w literaturze – zaś skala samego zjawiska jest trudna do oszacowania. Obecnie na obszarach wyżynnych i górskich Półwyspu Skandynawskiego, osady przedwistuliańskich zlodowaceń zachowane są głównie w dolinach rzecznych i na obszarach nizinnych (RINBERG 1983; DONNER 1995), natomiast w obrębie niecki Bałtyku dominują osady ostatniego zlodowacenia i późnoglacialne oraz holocenijskie osady morskie leżące bezpośrednio na skałach przedplejstocenijskich (WINTERHALTER 1981; USAITYTE 2000; GELUMBAUSKAITE i in. 1999; NOORTMENTS, FLODÉN 2002; SCHULZ 2003). Ze względu na obniżony poziom morza w czasie interplenivistulianu obszar Bałtyku stanowił strefę występowania jeziora lodowego (LAGERLUND 1987), do którego znoszone były osady z intensywnie denudowanych obszarów Niżu (ROTNIKI 2001); natomiast na wyniesionych obszarach lądowych rozwijała się tundra na pokrywie osadów glacialnych poprzednich stadiałów i zlodowaceń.

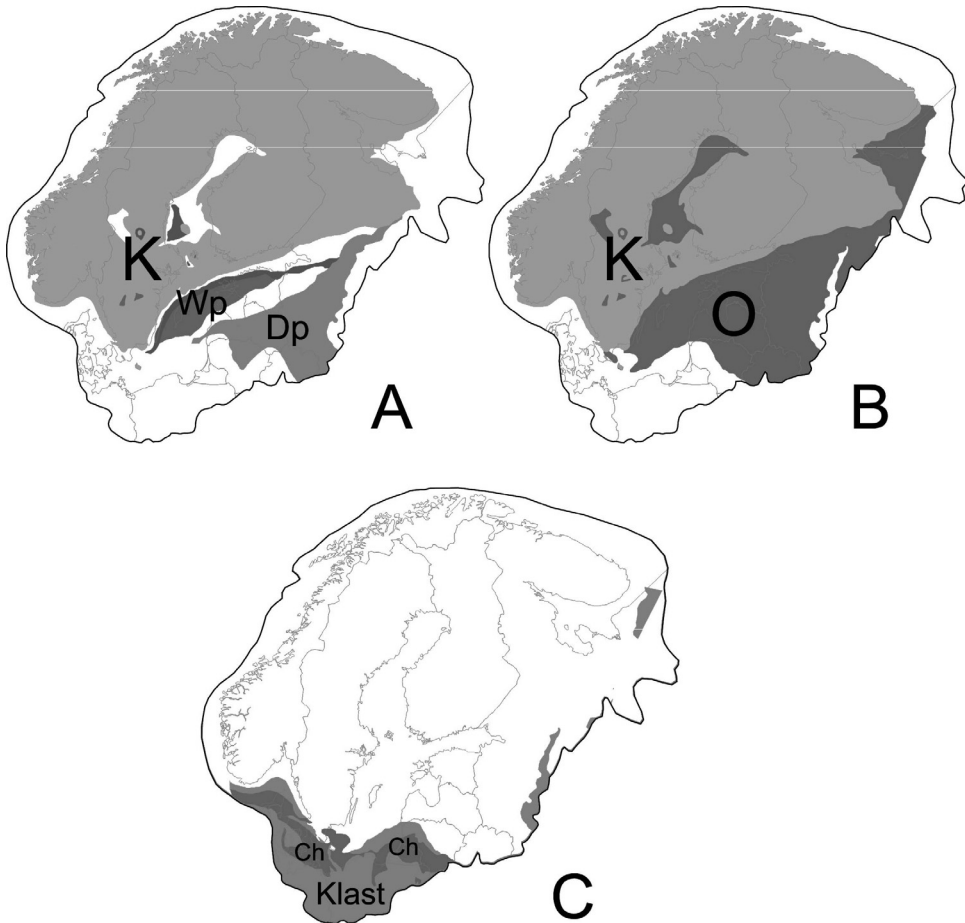
Przykładem metody – gdzie dostępność skały macierzystej występującej albo w postaci litej, albo autochtonicznej zwietrzliny jest szczególnie istotna – może być najpopularniejsza na obszarze Polski i Niemiec metoda badania frakcji średniożwirowej (m.in. TREMBACZOWSKI 1967; RZECHOWSKI 1971; EHLERS 1979; Böse 1990; GÓRSKA 2000), gdzie wnioskowanie opiera się na proporcji między liczbą skał krystalicznych pochodzących z obszaru Skandynawii a węglanów pochodzących głównie z dna Bałtyku, wyra-

żonej wskaźnikami: K/W (krystaliczne do paleozoicznych węglanów) lub O/K (stosunek paleozoicznych skał osadowych do krystalicznych). Skały osadowe, reprezentowane w glinach morenowych głównie przez: ordowickie i sylurskie wapienie i margle, dewońskie dolomity oraz paleozoiczne piaskowce i łupki dostępne są głównie w dnie Bałtyku (rys. 1). Wapienie ordowickie odsłaniają się w przede wszystkim najgłębszych miejscach niecki Bałtyku, natomiast sylurskie wapienie i margle występują zarówno w obniżeniu Niecki Bałtyku, jak i na wzniesieniach, m.in. wyspie Gotlandii. Współcześnie te obszary są przykryte pokrywą osadów późnoglacialnych i holocenijskich o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów (WINTERHALTER 1981; USAITYTE 2000; GELUMBAUSKAITE i in. 1999; NOORTMENTS, FLODÉN 2002; SCHULZ 2003). Biorąc pod uwagę ukształtowanie rzeźby dna Bałtyku oraz powtarzalność cykli glacialnych i interglacialnych oraz charakterystycznych dla nich procesów, można przyjąć, że taki stan miał miejsce również w przeszłości. Należy zadać pytanie, czy podnoszone przez badaczy (m.in. RZECHOWSKI 1971; CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 1997; CZERWONKA i in. 1997; KENIG 1998, GÓRSKA 2000), różnice wartości wskaźnika K/W i O/K, obserwowane między glinami najstarszych faz stadiału głównego vistulianu a glinami młodszymi wynikają wyłącznie ze zmiany dynamiki lądolodu – interpretowanymi za EISSMANNEM (1967) jako przemieszczanie się środka ciężkości zlodowacenia na wschód – czy też mogą być spowodowane mniejszą dostępnością wychodni skał węglanowych w początkowej fazie zlodowacenia ze względu na obecność allochtonicznych pokryw? Pewnym potwierdzeniem tezy o roli dostępności wychodni dla kształtowania się składu glazowego glin mogą mieć wyniki badań LAMPARSKIEGO (1969) z ob-

szarów Gór Świętokrzyskich, gdzie wysoki udział lokalnych skał dochodzący do 60% próby tłumaczony jest intensywną egzaracją w warunkach peryglacialnych i dużą dostępnością naturalnych wychodni.

Kolejnym problemem, często podnoszonym w dyskusjach nad wiarygodnością metody petrograficznej, jest zmienność zasięgu wychodni skał skandynawskich w czasie kolejnych zlodowaceń. W przypadku metody eratyków przewodnich przekonujące argumenty przedstawiała GÓRSKA (2000), zauważając, że skały uznane za przewodnie reprezentowane są głównie przez skały wulkaniczne i plutoniczne, głęboko zakorzenione, których zasięg w czasie kolejnych zlodowaceń nie zmienia się. Problem pojawia się w przypadku badań prowadzonych we frakcjach drobno- i średniożwirowych. Paleozoiczne skały osadowe budujące dno Bałtyku nachylone są pod niewielkim kątem w kierunku północnym i tym samym usunięcie kilkudziesięciu metrów osadu powoduje zmianę zasięgu wychodni o kilkadziesiąt kilometrów. Dobrym przykładem mogą ponownie być wapienie ordowickie, występujące wąskim pasmem w najgłębszej części Bałtyku, których udział w glinach morenowych głównego stadiału vistulianu (patrz: CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 1997) jest znacznie większy niż wynikałoby to ze stosunkowo niewielkiej powierzchni wychodni tych skał (rys. 1).

Rzeźba podłoża. Problem wpływu nierówności podłoża na intensywność alimentacji nie jest jednoznacznie rozstrzygnięta. Oczywiście traktowanie nierówności podłoża jako źródła materiału na zasadzie prostej „teorii spychacza” nie wytrzymuje krytyki, ze względu na drastyczne różnice między odpornością na ścinanie lodu lodowcowego (0,003–



Rys. 1. Współczesne rozmieszczenie wychodni materiału źródłowego (pod pokrywą osadów czwartorzędowych), grupy petrograficzne zgodne z propozycją TREBACZOWSKIEGO (1967)

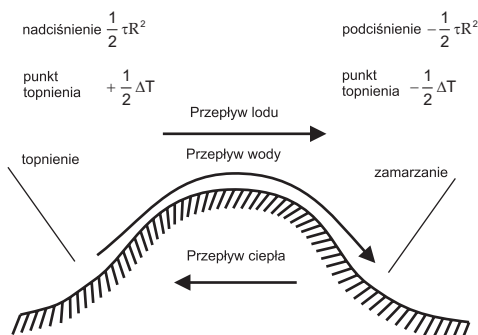
A – Wychodnie skał krystalicznych i metamorficznych (K) oraz skał paleozoicznych skał węglanowych (W): ordowickich i sylurskich węglanów (Wp) oraz dewońskich dolomitów (Dp); B – Wychodnie skał krystalicznych i metamorficznych (K) oraz paleozoicznych skał osadowych (O), zawierających skały węglanowe oraz skały klastyczne; C – Wychodnie skał górnomezozoicznych i trzeciorzędowych, traktowanych jako lokalne: (Ch) – kreda i wapień górnomezozoiczne, (Klast) – trzeciorzędowe i górnomezozoiczne skały klastyczne

Fig. 1. Present-day locations of source material's outcrops (beneath the cover of quaternary deposits). Petrographic groups according TREBACZOWSKI (1967)

A – Outcrops of crystalline and metamorphic rocks (K) vs. Paleozoic carbonates (W) including: Ordovician and Silurian limestones (Wp) and Devonian dolomites (Dp); B – Outcrops of crystalline and metamorphic rocks (K) vs. Paleozoic sedimentary rocks (O) including carbonates and clastic rocks; C – Outcrops of upper Mesozoic and Tertiary rocks treated as local material: (Ch) – chalk and upper Mesozoic limestones, (Klast) upper – Mesozoic and Tertiary clastic rocks

–0,05 MPa) a odpornością najpowszechniejszych skał klastycznych czy litych (iły – 0–1 MPa, glina zwałowa 2–3 MPa, kreda pizująca 12–17 MPa, piaskowce zwię-

złe 42–66 MPa, granitoidy 70–290 MPa – różne źródła). Nierówności podłoża odgrywają istotną rolę w kontekście procesu regalacji, wynikającego z różnicy



Rys. 2. Mechanizm regelacji (PATTERSON 1994)

R – stała, wyrażająca wielkość przeszkody; τ – przeciętne naprężenie ścinające; T – temperatura

Fig. 2. Mechanism of regelation (PATTERSON 1994)

R – constant, representing the size of the obstacle, τ – average shear stress, T – temperature

ciśnienie wzdłuż kierunku przepływu lądolodu (rys. 2). Jednakże warunkiem wystąpienia zjawiska regelacji jest znajdowanie się lądolodu w punkcie topnienia (PATTERSON 1994), a więc nie będzie występowało powszechnie. Dodatkowo, ze względu na transfer ciepła między stronami przeszkody, zjawisko wytapiania i wtapiania materiału eratycznego będzie zachodziło w warstewce o niewielkiej miąższości – centymetrach (ALLEY i in. 1997). Tym samym proces ten będzie dotyczył niewielkich przeszkód. Na większych przeszkodach raczej zachodzi zjawisko pełzania lądolodu (WEERTMAN 1964; ALLEY i in. 1997). Tym samym sam fakt nierówności podłoża rzędu metra i mniejszej nie powinien mieć większego znaczenia dla natężenia alimentacji materiału eratycznego do lądolodu (BOULTON 1970). Natomiast w przypadku nierówności wielkości kilkudziesięciu metrów i większych w grę będą wchodziły różnice warunków termicznych stopy lądolodu, wynikające z różnic miąższości lądolodu (PATTERSON 1994; BENNET 2003).

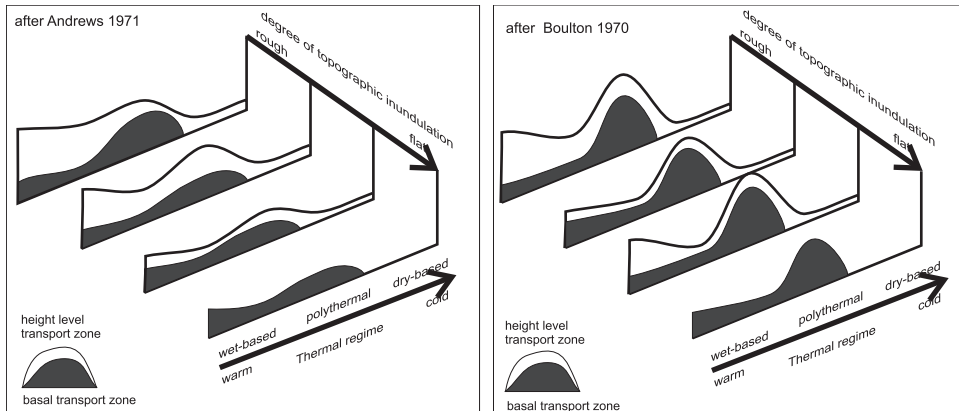
Pewną rolę odgrywa podnoszona przez niektórych autorów obecność nieciągłości (uskoków, spękań, szczelin)

w podłożu skalnym (LAIKARI 1989; SMED 1994; RUTKOWSKI 1995). Znaczenie tej cechy zostanie rozpatrzone w kontekście warunków hydrogeologicznych w podłożu lądolodu. Natomiast nie należy dużego znaczenia przypisywać procesom ścierania materiału podłoża skalnego przez narzutniaki wleczone w podłożu. Proces ten ma niewątpliwie znaczenie dla tempa egzaracji lodowcowej (PURANEN 1990), ale w jego wyniku należy się jednak spodziewać frakcji piaszczystej i drobniejszej, a nie kilkunastocentymetrowych eratyków. Obecność największych głazów narzutowych można najprawdopodobniej wiązać z egzaracją miąższych zwietrzelin czwartorzędowych, gdzie obecne głazy narzutowe stanowiły trzony bryłowe trzeciorzędowych zwietrzelin (DONNER 1995).

Warunki hydrologiczno-termiczne w podłożu lądolodu. Lądolód nie jest ciałem o jednakowej temperaturze podłoża (BOULTON 1972; SUDGEN 1977; ANDREWS 1971). Czynnikiem kształującym warunki hydrologiczno-termiczne w stopie lądolodu są: a) w strefie in-glacjalnej: miąższość i ciśnienie lądolodu, prędkość przemieszczania się lądolodu; b) w strefie marginalnej i jej bezpośredniego zaplecza: szybkość przemieszczania się lądolodu oraz warunki klimatyczne (ALLEY i in. 1997). Ze względu na zróżnicowanie tych cech, wyróżnia się trzy główne typy hydrologiczno-termiczne lądolodu (BOULTON 1972; SUDGEN 1977; ANDREWS 1971):

- lodowce o zimnym podłożu, suche (dry-based, cold-based)
- lodowce politermalne (polythermal)
- lodowce o „ciepłym” podłożu, mokre (wet-based, temperate)

Mechanizm włączania materiału eratycznego w każdym z tych typów lądolodów przebiega odmiennie i z różną



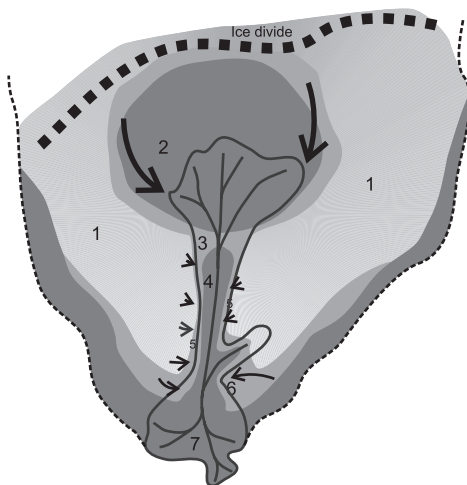
Rys. 3. Intensywność procesu alimentacji w zależności od warunków termicznych w podłożu lądolodu i zróżnicowania rzeźby podłoża (MENZIES 2002)

Fig. 3. The intensity of the alimentation process in relation to thermal condition in the ice-sheet bedrock and differentiation of the relief of the bedrock

intensywnością (rys. 3). BOULTON (1972), przypisując szczególną rolę przede wszystkim warunkom termicznym podłoża wskazuje, że niezależnie od rzeźby podłoża intensywna alimentacja zachodzi w przypadku lodowców politermalnych, a więc takich, gdzie zachodzi częste przejście przez punkt topnienia wody. W przypadku lodowców o stałej obecności wody w podłożu sugeruje, za WEERTMANEM (1964), że alimentacja materiału eratycznego jest wstrzymana ze względu na obecność filmu wodnego i brak interakcji z podłożem skalnym. Natomiast w przypadku lodowców o zimnym podłożu zarówno transport, jak i alimentacja są szcążkowe, ze względu na bardzo wolne przemieszczanie lądolodu, wynikające głównie ze ścinania wewnętrzznego i tym samym na nikłą aktywność egzracyjną lądolodu.

Przypisując warunkom termicznym w stopie lądolodu duże znaczenie dla procesu alimentacji materiału gwałowego należy rozpatrzyć czynniki wpływające na rozkład temperatur w obrębie lądolodu. SUDGEN (1977) przedstawił rekonstrukcję dla lądolodu laurentyjskiego,

gdzie wyróżnił dwie strefy „mokre” – w centrum lądolodu oraz na jego obrzeżach. Temperatura w podłożu strefy centralnej miałaby wynikać z dużej miąższości lądolodu i wynikającego stąd ciśnienia, natomiast strefy marginalnej wynika z szybkości przemieszczania się lądolodu. Strefy lądolodu „suchego” znajdują się między strefą centralną o największej miąższości a obrzeżem lądolodu. Między tymi strefami występują wąskie strefy politermalne – a więc o największym potencjale alimentacyjnym (BOULTON 1970). Model ten nie uwzględnia stref intensywnego transportu tzw. strumieni lodowych. Charakter warunków termicznych w strefach pod strumieniami lądowymi został szeroko omówiony m.in. przez BENTLEYA (1987); ALLEYA (1989) oraz BENNETA (2003). Czynnikiem wpływającym na wzrost temperatury i tym samym wilgotności w strefach strumieniowych są procesy wynikające z intensywnego przemieszczania się mas lodowych. W przypadku ciepłych stref intensywnego transportu, znajdujących się w obrębie wolno przemieszczających się mas zimnego lądolodu, musi istnieć



Rys. 4. Model rozmieszczenia stref termicznych łądolodu (wg SUDGEN 1977; BOULTON 1970, 1979) z uwzględnieniem aktywnego strumienia lodowego

Wnętrze łądolodu: 1 – strefa zimnego podłoża (brak alimentacji); 2 – strefa ciepłego podłoża: topnienie w wyniku obciążenia lodem (słaba alimentacja lub brak); 3 – strefa politermalna ciepła-zamarzająca (intensywna alimentacja materiału długiego transportu); strumień lodowy 4 – strefa ciepłego podłoża w wyniku intensywnego ślizgu (słaba alimentacja lub brak); 5 – wąska strefa intensywnej alimentacji wzdłuż strumienia lodowego; strefa marginalna 6 – ciepła-zamarzająca strefa: intensywna alimentacja lokalnego materiału; 7 – strefa ciepłego podłoża przy krawędzi łądolodu – depozycja

Fig. 4. The model of the layout of thermal zones (according SUDGEN 1977; BOULTON 1970, 1979), including active ice-stream

The inland ice: 1 – The zone of the cold-base ice (no alimentation); 2 – The zone of the warm-base ice: melting due to ice loading (weak or no alimentation); 3 – The polithermal warming–freezing zone (intensive alimentation of long-transport material); The ice stream 4 – The zone of the warm-base ice: melting due to enhanced sliding (weak or no alimentation); 5 – The narrow zone of intensive alimentation along the ice-stream; The marginal zone; 6 – The polithermal warming – freezing zone of intensive alimentation of local material; 7 – The zone of the warm-base ice near margin: deposition

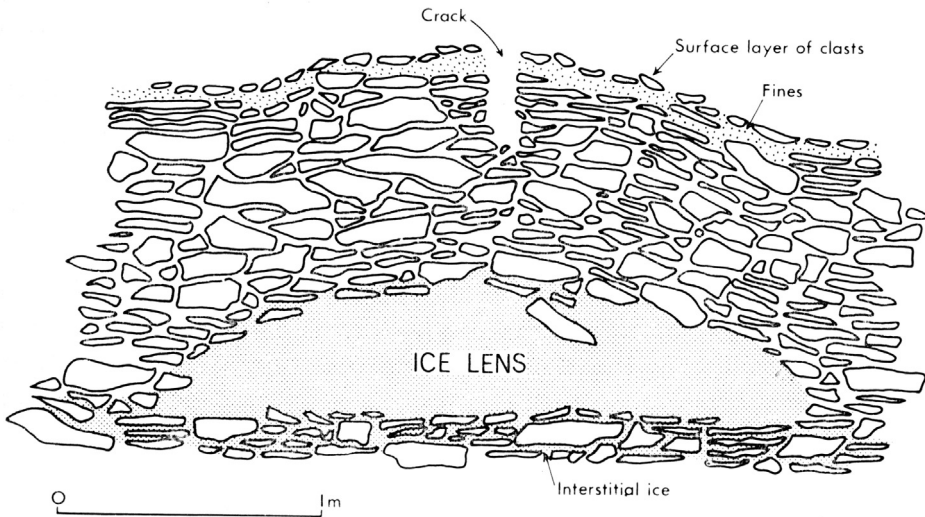
wąska strefa politermalna między strumieniem a jego otoczeniem (rys. 4). W tej wąskiej strefie można spodziewać się intensywnej alimentacji, pomimo całkowitego braku alimentacji w pod-

łożu strumienia właściwego. Może to tłumaczyć głębokie wcięcia egzaracyjne w niecce Bałtyku i jednocześnie wspomniany wcześniej duży udział wapieni ordowickich w glinach ostatniego zlodowacenia.

Sposób obecności wody w podłożu łądolodu jest jednym z najważniejszych czynników wpływających na proces alimentacji materiału eratycznego oraz jego transport. Ważnymi cechami są tutaj właściwości hydrogeologiczne podłoża, takie jak przepuszczalność, nasiąkliwość zdolność do odprowadzania wód subglacjalnych. W przypadku obecności wody w stopie łądolodu można założyć następujące, przeciwstawne sytuacje (WEERTMAN 1964, 1969; BOULTON 1979; BOULTON, JONES 1979; BOULTON i in. 1996, CHRISTOFFERSON, TULARCZYK 2003):

- Dopływ wód subglacjalnych jest mniejszy niż możliwości ich odprowadzania i tym samym ciśnienie wynikające z obciążenia podłoża łądolodem nie jest równoważone przez ciśnienie wód subglacjalnych. W efekcie łądolód penetruje w podłoże (*freeze-on*), na przykład w istniejące powierzchnie nieciągłości (LAITAKIRI 1989; ALLEY i in. 1997; CHRISTOFFERSON, TULARCZYK 2003). Spadki ciśnienia związane z odpływem wód subglacjalnych będą powodowały wzrost temperatury zamarzania, zaś wzrost ciśnienia będzie powodował obniżenie punktu zamarzania. Częste przejścia przez punkt zamarzania lodu, charakterystyczne dla łądolodów politermalnych jest zjawiskiem sprzyjającym deformacji podłoża (BENNETT 2003) i intensywnej egzaracji (BOULTON 1972).

- Dopływ wód subglacjalnych jest większy niż możliwości ich odprowadzania i tym samym nacisk łądolodu jest równoważony przez ciśnienie wód subglacjalnych. Tym samym oddziaływanie między podłożem a stopą łądolodu nie będzie zachodzić (KJAEER 2003;



Rys. 5. Kruszenie podłoża w wyniku tworzenia się soczewek lodu (Antarktyda, THOM 1978). Potencjalny sposób intensywnej alimentacji materiału skalnego w politermalnych strefach lądolodu
 Fig. 5. Crushing of the baserock due to ice-lenses (Antarctica, THOM 1978), a potential way of intensive alimentation of debris in the polithermal zones of the ice-sheet

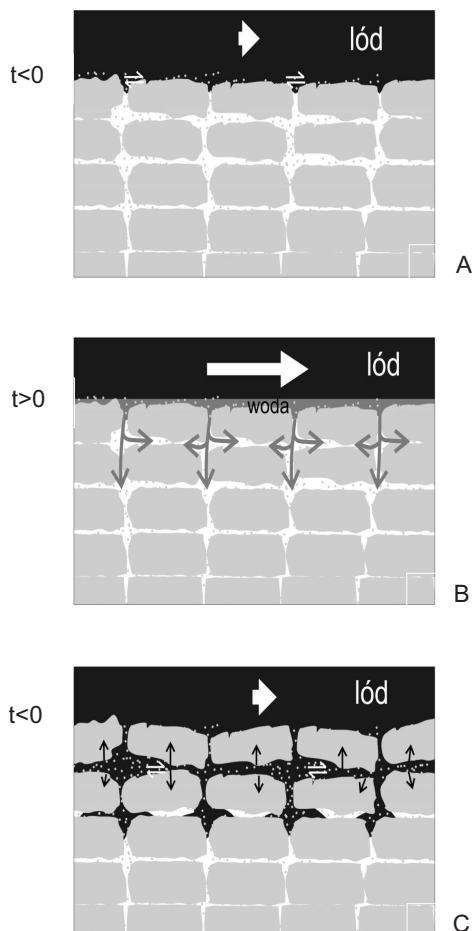
BENNET 2003). Jest to sytuacja charakterystyczna dla lądolodów o stopie mokrej.

W przypadku lądolodów politermalnych ważnym czynnikiem jest głębokość penetracji wód subglacjalnych oraz głębokość zamrozu podlodowcowego. Mechanizm niszczenia podłoża i potencjalnego dostarczenia materiału eratycznego do lądolodu został zaobserwowany przez THOMBA (1978) i oparty jest na penetracji wód do zwietrzliny, zamazywaniu i poborze materiału w obręb lądolodu (rys. 5, 6) W przypadku bardzo płytkiej strefy aktywności tempo alimentacji będzie bardzo małe. Intensywność alimentacji będzie rosła w przypadku głębokiej penetracji wód i głębokiego zamrozu. Ta cecha jednak jest trudna do oszacowania, ze względu na brak informacji o miąższości zwietrzelin w warunkach subglacjalnych. Wspomniane powyżej rozważania wskazują, że wyznaczenia stref o różnym

reżimie hydrologiczno-termicznym muszą uwzględniać również przepuszczalność podłoża.

PROBLEM STABILNOŚCI LUB ZMIENNOŚCI UKŁADU STRUMIENI LODOWYCH

W dotychczasowych interpretacjach kształtowania się składu glazowego glin szczególną rolę przypisywano kierunkom nasuwania się lądolodu (LÜTIG 1958; EHLERS 1992; SMED 1993; BÖSE 1990, 1995; GÓRSKA 2000, 2004; CZUBLA 2001), przenosząc tym samym punkt ciężkości problemu na mechanizm dystrybucji. Ten sposób interpretowania procesu kształtowania składu glazowego osadów glacialnych wywodzi się z wczesnych prac nad tym zagadnieniem (KORN 1895, 1927; MILTHERS 1909, 1934; HESEMANN 1930, 1931, 1934), koncentrujących się na wyznaczaniu obszarów alimentacyjnych dla osadów glacialnych. LÜTIG (1958)



Rys. 6. Prawdopodobny mechanizm wmarzania (freeze-on) zwierzeliny do łądolodu w przypadku łądolodów politermalnych

A – etap „zimny” – przymarzanie lodu do podłoża, powolny ruch; B – etap „ciepły” – penetracja wód roztopowych do zwierzeliny, szybki ruch; C – etap „zimny” – wmarzanie zwierzeliny do łądolodu, wolny ruch

Fig. 6. The plausible mechanism of the debris freezing on to the ice-sheet in the polythermal ice-sheet

A – The cold stage – freezing to the ice base, slow movement; B – The warm stage – penetration of melting water to the debris, fast movement; C – The cold stage – freezing on the debris to the ice-sheet, slow movement

zapropozował liczbowy wskaźnik tzw. teoretyczne centrum głązowe, powstałe z przeliczenia współrzędnych geograficznych wybranych eratyków przewodnich przez ich liczebność w próbce. Metodę LÜTIGA (1958) zmodyfikował SMED (1993), który zaproponował interpretowanie składu głązowego gliny morenowej w badanym miejscu jako efekt oddziaływania strumienia lodowego, przechodzącego przez rozpoznane wychodnie eratyków przewodnich. Odmienności w składzie petrograficznym w różnych stanowiskach tłumaczył kształtowaniem osadu przez różne strumienie lodowe. W Polsce metodę i styl interpretacji SMEDA (1993) stosowali m.in. GÓRSKA (2000, 2004) i CZUBLA (2001). Koncepcja roli strumieni lodowych w kształtowaniu składu głązowego glin obszaru perybaltyckiego zyskała ostatnio wsparcie dzięki wynikom badań struktur kierunkowych na podstawie zdjęć satelitarnych (PUNKARI 1993; BOULTON i in. 2001). Jednakże, zdaniem KJEARA i in. (2003), słabością powyższych badań jest brak kontroli stratygraficznej poszczególnych kierunków lineamentów oraz nadinterpretowanie niektórych form jako wskaźników strumieni lodowych, a przede wszystkim to, że wspomniane metody mogą być wykorzystane wyłącznie do badań najmłodszych form powierzchniowych. W tym kontekście problem dystrybucji materiału eratycznego w sieci transportowej łądolodu z obszaru Skandynawii i północnego Bałtyku wydaje się zagadnieniem bardzo złożonym (KJAER i in. 2003), ale ponieważ szczegółowe omówienie tego zagadnienia wykracza poza zakres tego artykułu, w tym miejscu zostaną przedstawione jedynie najważniejsze postulaty.

SWITHINBANK (1954 vide: BENNET 2003) definiuje strumień lodowy jako *part of the inland sheet in which the ice flows more rapidly than, and not necessarily in the*

same direction as the surrounding ice. STOKES i CLARK (2001) wyróżniają dwa typy strumieni lodowych: czyste – będące obszarami przyspieszonego ruchu lodu (opisywanymi z obszaru Antarktydy m.in. przez BENTLEYA (1987) i ALLEYA (1989) oraz topograficzne – wymuszone rzeźbą podłoża, rozpatrywane raczej w odniesieniu do lądolodów plejstocenijskich. Oba typy charakteryzują się jednak szybkością ruchu znacznie większą niż otaczający lądolód. Szczegółowe omówienie typów strumieni i mechanizmu ich funkcjonowania zawierają m.in. prace: KLEMANA i in. 1996; STOKESA, CLARKA (1999, 2001) oraz BENNETA (2003). Strumienie topograficzne w tym rozumieniu są raczej zjawiskiem teoretycznym wyznaczanym na podstawie kryteriów rzeźby, stosowanym do lądolodów plejstocenijskich (STOKES, CLARK 1999). W tym sensie, wątpliwym pozostaje czy struktury lineamentowe są zapisem strumieni lodowych *sensu stricto* (KJÆER i in. 2003), czy raczej wyłącznie kierunków przemieszczania się mas lodowych i wód subglacjalnych, niekoniecznie związanych z przyspieszonym ruchem lądolodu. W tym kontekście należy zastanowić się, czy „strumienie lodowe” definiowane dla centralnej części lądolodu skandynawskiego są rzeczywiście strumieniami zgodnymi z definicją SWITHINBANKA (1954) czy BENTLEYA (1987), czy też raczej należy traktować je jako główne arterie transportowe lodu?

Centralny obszar zlodowaceń skandynawskich zajmuje egzarcacyjne obniżenie – niecka Bałtyku. Stanowi ona główny szlak dystrybucyjny z północy i zachodu (Gór Skandynawskich) w kierunku obszarów depozycyjnych oraz ważny obszar pochodzenia materiału eratycznego. Południowy obszar depozycji materiału morenowego – Niż Środkowo-europejski charakteryzuje się odmiennym stylem rzeźby i budowy geologicz-

nej podłoża. Jest to obszar o niewielkim zróżnicowaniu rzeźby, pokryty niezlyfikowanymi osadami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi. Najprawdopodobniej w trakcie ostatniego zlodowacenia obszar ten był objęty lądolodem o mniejszej miąższości niż strefa bałtycka, zaś różnicowanie dynamiki lądolodu – poza strefami dolinnymi Odry i Wisły – jest wynikiem odmiennych warunków reologicznych z podłożu, wynikających z budowy geologicznej (KASPRZAK 2003). Tym samym dywersyfikacja sieci dystrybucyjnej (strumieni lodowych) na Niżu Środkowo-europejskim powinna być procesem w dużej mierze niezależnym od zmian dynamiki lądolodu w strefie skandynawskiej i bałtyckiej. Trudno więc znaleźć podstawy do interpretowania zróżnicowania składu głazowego glin morenowych w stanowiskach oddalonych od siebie o kilkadziesiąt kilometrów jako efektu oddziaływania odrębnych strumieni lodowych, wyznaczanych aż do strefy lododziału (GÓRSKA 2004). Powyższe rozumowanie potwierdzają prace STEPHANA (2002) i KJÆERA i in. (2003), gdzie na obszarze Danii zaobserwowano zwiększanie stopnia zróżnicowania kierunków dystrybucji materiału eratycznego w czasie, co można zinterpretować jako efekt wzrostu wpływu rzeźby i zróżnicowania właściwości podłoża wraz z malejącą miąższością lądolodu w czasie kolejnych faz głównego stadiału wistulianu (STEPHAN 2002). Na wzmożoną dywersyfikację sieci transportowej w strefie marginalnej wskazują również wysokie udziały materiału lokalnego w glinach wybrzeża Bałtyku, notowane w licznych pracach (LAGERLUND i in. 1995; LAGERLUND 1987; STEPHAN 2002; GÓRSKA 2004; JASIEWICZ 2001) oraz wyniki badań z obszarów współcześnie zlodowaconych (ALLEY i in. 1997; BENTLEY 1987).

Interesującą koncepcję mechanizmu zmian układu systemu transportowego

ładolodu skandynawskiego w wistulainie przedstawił EHLERS (1992), sugerując, że w początkowej fazie zlodowacenia panował kierunek północny zachód-południowy wschód, a następnie, po uaktywnieniu się Bałtyckiego Strumienia Lodowego ładolód nasuwał się z kierunku północnego i północno-wschodniego. Funkcjonowanie tej potężnej arterii transportowej w czasie wistulianu zostało udowodnione zarówno w wyniku badań teoretycznych (HOLMUND, FASTOK 1993, 1995; ARNOLD, SHARP 2002), jak i na podstawie badań składu głazowego glin (JASIEWICZ 2001; STEPHAN 2002) i zdaje się nie podlegać wątpliwości. Istotny jest czas funkcjonowania tego strumienia. Datowania radiowęglowe pochodzące z dna zachodniego Bałtyku (22780 ± 660 , 21480 ± 440 , KRAMARSKA 1998) i jego południowego wybrzeża (22300 ± 700 – ROTNICKI, BORÓWKA 1995; 21600 ± 1060 – KRZYSZKOWSKI i in. 1999) wskazują, że wkroczenie ładolodu na obszar Niżu Środkowoeuropejskiego miało miejsce około 22000 BP (ROTNICKI 2001). BERGLUND i LAGERLUND (1981) sugerują, że Skania mogła wolna od lodu aż do 21000 BP, a miejscami aż do 20000 BP. Opinię tę należy jednak przyjmować z ostrożnością. Wskazuje to, że wkroczenie ładolodu na obszar Niżu odbywałoby się przez nieckę Bałtyku, z uwzględnieniem topografii, zgodnie z prawami przepływu lodu (PATTERSON 1994). Tym samym arteria transportowa Bałtyckiego Strumienia Lodowego funkcjonowałaby już od początku wypełniania niecki środkowego i południowego Bałtyku, co oznaczałoby, że układ głównych arterii transportowych byłby stabilny przez cały stadiał główny wistulianu, natomiast zmianom podlegałyby arterie dalszych rzędów, związane ze zmianą lokalnych warunków w podłożu i miąższości ładolodu (STEPHAN 2002; KJAER i in. 2003).

CZAS TRWANIA ZJAWISK GLACJALNYCH I JEGO ROLA W KSZTAŁTOWANIU SKŁADU GŁAZOWEGO GLIN MORENOWYCH

Jest to jeden z najważniejszych problemów, jaki należy uwzględnić przy wyjaśnianiu mechanizmów kształtowania się składu głazowego glin zwałowych. We wcześniejszej części pracy uzasadniono pogląd, że skład petrograficzny glin zwałowych kształtuje się w wyniku złożonego procesu, którego natężenie i przebieg zmienia się w czasie. Czas transportu materiału niesionego przez ładolód od obszarów alimientacyjnych do miejsc depozycji wynosi, w zależności od przyjętych prędkości ruchu ładolodu, od kilku do kilkudziesięciu tysięcy lat. Tym samym staje się zrozumiałe, że skład petrograficzny glin w osadach marginalnych danej fazy/oscytacji nie jest efektem dynamiki ładolodu w czasie danej fazy/oscytacji, ale efektem zmian dynamiki w znacznie dłuższym okresie. Podstawowym założeniem tej części rozważań jest stwierdzenie, że szybkość przemieszczania materiału eratyckiego jest najwyżej tak duża jak szybkość przemieszczania się ładolodu. W tej sytuacji należy oszacować tempo przemieszczania się mas ładolodu skandynawskiego w różnych strefach. Oczywiście w przypadku ładolodów kopalnych nie można wykonać bezpośrednich pomiarów tej cechy. Można tu posiłkować się jedynie metodami pośrednimi i opracowaniami teoretycznymi.

Wyniki współczesnych pomiarów wykonywanych na obszarze Antarktydy wskazują, że tempo przemieszczania się mas lodowych jest zróżnicowane. W obszarach niestrumieniowych to tempo wynosi od 7,3 m/rok na obszarach o dużej miąższości do 123 m/rok na obszarach, gdzie miąższość ładolodu wynosi poniżej 900 m (YOUNG 1979). Notowano również szybkości powyżej 150 m/rok

przy miąższości prawie 2000 m (YOUNG 1979). Natomiast na obszarach strumieniowych szybkości te kształtują się od 100 m/rok w korzeniowych częściach strumieni, dochodząc maksymalnie do 800 m/rok w miejscach, gdzie miąższość lądolodu nie przekracza 200 metrów (BENTLEY 1987). Związek między miąższością lądolodu a szybkością jego przemieszczania jest jasno określony (PATTERSON 1994) i wyraża się zależnością:

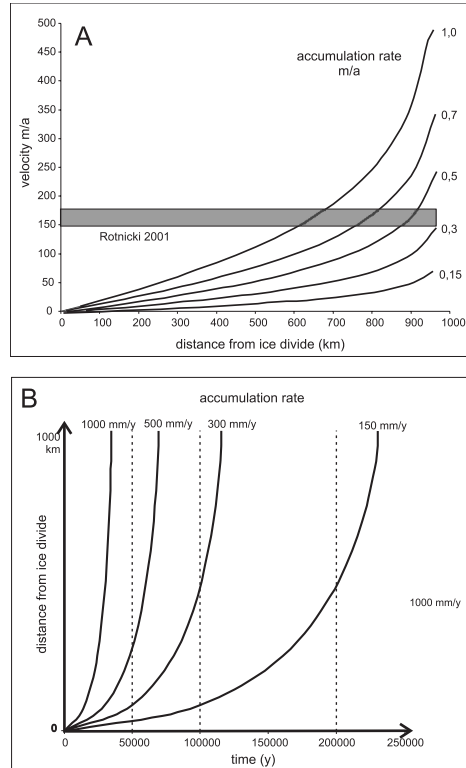
$$\bar{u} = cl/2h$$

gdzie: \bar{u} – średnia prędkość w kolumnie lodu, c – tempo akumulacji firnu, l – odległość od lododziału, h – miąższość lądolodu w kolumnie.

Wyniki obliczeń teoretycznych znalazły potwierdzenie w pomiarach wykonanych na obszarze Antarktydy, poza obszarami strumieniowymi na obrzeżach lądolodu (PATTERSON 1994).

Dla lądolodu skandynawskiego przeprowadzono symulację czasu potrzebnego do przemieszczenia się cząsteczki lodu od lododziału do strefy marginalnej dla różnych wartości tempa akumulacji (rys. 7). ROTNICKI i BORÓWKA (2001), na podstawie datowań radiowęglowych szacują prędkość przemieszczania się czoła lądolodu w czasie awansu ostatniego zlodowacenia na 150-160 m/rok. Wyniki obliczeń teoretycznych prędkości czoła lądolodu, przy założeniu rocznego tempa akumulacji firnu między 0,3 a 0,5 m/rok, korelują z datowaniami radiowęglowymi (rys. 7A).

Ostatnio, dla lądolodu skandynawskiego przeprowadzono liczne rekonstrukcje dynamiki przemieszczania się mas lodowych (m.in.: HOLMUND, FASTOOK 1995; SIEGERT i in. 2001; ARNOLD, SHARP 2002; KLEMAN i in. 2002; NÄSLUND i in. 2003; PAYNE, BALDWIN 2003). Większość rekonstrukcji została wykonana na bazie ugruntowanych praw glaciologicznych, gdzie jako dane wejściowe zastosowano



Rys. 7. Potencjalne prędkości przemieszczania lądolodu (w warunkach modelowych)

A – potencjalna prędkość przemieszczania cząsteczki lądolodu w zależności od odległości od lododziału, przy różnym współczynniku akumulacji; B – czas niezbędny na osiągnięcie przez cząsteczkę lądolodu określonej odległości od lododziału przy różnym współczynniku akumulacji

Fig. 7. Potential velocities of the movement of the ice-sheet (in idealized conditions)

A – potential velocity of the movement of the ice-sheet particle depending on the distance from ice divide; B – the time required to reach the particular distance from ice divide by ice particle depending on the different net accumulation ratio

modele rzeźby terenu oraz dane na temat zmian klimatycznych. Potwierdziły one zwiększoną szybkość przemieszczania się mas lodowych w obrębie Bałtyckiego Strumienia Lodowego, przy założeniu warunków wzmożonego ślizgu w podłożu w niecce Bałtyku (HOLMUND, FASTOOK 1993, 1995).

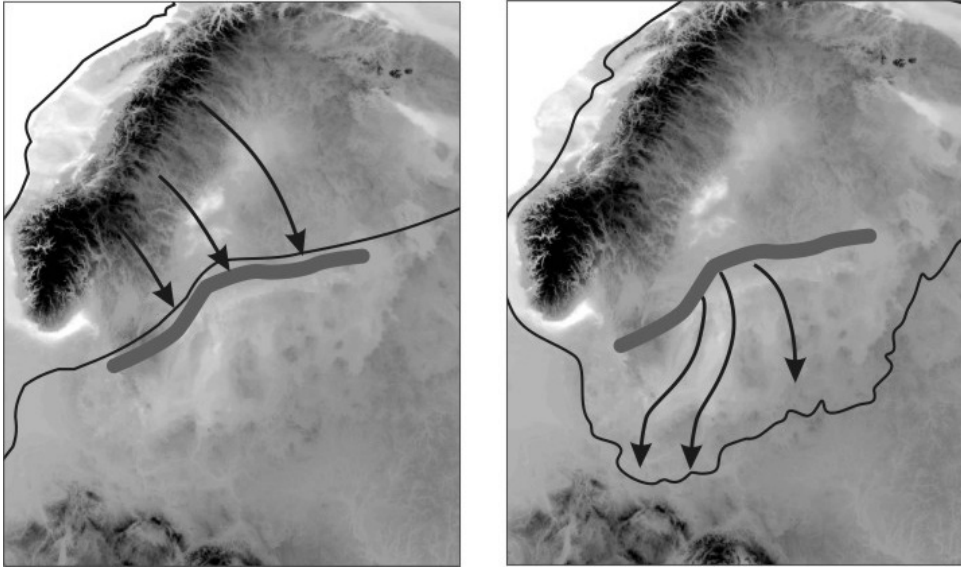
Przyjęcie powyższych założeń co do prędkości przemieszczania się materiału lodowego, stawia pod znakiem zapytania „rekonstrukcje” układów strumieni lodowych wykonywanych na podstawie składu petrograficznego glin. Przyjmując, że tempo przemieszczania lodu nie przekracza 150 m/rok należy przyjąć, że czas transportu materiału od obszaru alimentacyjnego do miejsca depozycji, na odcinku 650 km, wynosi minimum około 4500 lat. Oznacza to na przykład, że skład gwałtowny glin stref marginalnych fazy pomorskiej byłby rezultatem zmian dynamiki lądolodu, od co najmniej transgresji fazy leszczyńskiej.

W kontekście czasu trwania transportu materiału eratycznego należy podnieść również kwestię odporności materiału eratycznego na niszczenie. Procesy niszczenia materiału eratycznego zachodzą zarówno w czasie wietrzenia przed poborem materiału, w czasie transportu w wyniku przede wszystkim kruszenia i obtaczania, jak i wtórnego rozdrabniania w wyniku procesów zamrażania i rozmarzania (LARSON, MOORES 2004). Rozkład materiału źródłowego pod względem odporności można przedstawić wg następującego schematu: w przypadku obszaru Polski najdłuższą drogę transportu odbywają najbardziej odporne skały krystaliczne i metamorficzne odsłaniające się na obszarze Półwyspu Skandynawskiego; w obszarze niecki Bałtyku występują skały osadowe o mniejszej odporności na niszczenie mechaniczne, w tym również skały węglanowe – dodatkowo o niskiej odporności na procesy wietrzenia chemicznego. W południowej części Bałtyku pod pokrywą osadów plejstoceniowych rozpoznano głównie górnomezozoiczne i trzeciorzędowe skały węglanowe o bardzo niskiej odporności na niszczenie oraz skały klastyczne – głównie piaskowce i łupki. Osobny problem stanowi proces pode-

pozycyjnego ługowania skał węglanowych (WOŹNIAK 2004). Skala tego zjawiska nie zawsze może być oszacowana, zwłaszcza w osadach pochodzących ze starszych cykli glacialnych.

REDEPOZYCJA MATERIAŁU ERATYCZNEGO

Ważnym elementem, który również może wpływać na kształtowanie się składu gwałtownego glin jest wielokrotność transportu zwietrzliny – nie tylko przez lądolód – w wyniku innych czynników – takich jak ruchy masowe czy przede wszystkim transport rzeczny z obszaru Półwyspu Skandynawskiego do niecki Bałtyku. Dodatkowo należy rozważyć problem transportu materiału w czasie kilku cykli glacialnych, czyli poboru materiału eratycznego nie tylko z bezpośrednich odsłoneń, ale też z osadów poprzednich cykli glacialnych. Wobec szczytkowego występowania osadów starszych cykli depozycyjnych w niecce Bałtyku należy zadać sobie pytanie, jak duży udział materiału redeponowanego z osadów starszych zlodowaceń znajduje się w vistuliańskich glinach na południe od niecki Bałtyku? Problem ten był wielokrotnie podnoszony (GILBERG 1977; MEYER 1983; DiLABIO 1990; PURANEN 1990; RAUKAS 1995; MÄKINEN 2003) – i dotychczas nie doczekał się rozstrzygnięcia. Dodatkowo należy rozpatrzyć możliwość dostarczenia materiału pochodzącego z południowo-wschodnich stoków Gór Skandynawskich do obrzeża niecki Bałtyku w wyniku transportu rzeczno-iceowego w okresach interglacialnych (BIJLSMA 1981, vide CZUBLA 2001) lub w czasie stadiałów, kiedy lądolód Skandynawski funkcjonował jedynie na obszarze Gór Skandynawskich (rys. 8). Tak dostarczany materiał koncentrował się w formach glacialnych tworzących się na przedpolu lądolodu w tym czasie.



Rys. 8. Redystrybucja materiału gwałowego zgromadzonego w strefie marginalnej wcześniejszego stadiału (fazy) zlodowacenia. Czarna linia – zasięg lądolodu

A – ok. 28000 BP (BOULTON i in. 2001, B – faza leszczyńska, zasięg maksymalny (BOULTON i in. 2001)

Fig. 8. Redistribution of the debris material assembled in the marginal zone of the earlier phase (stadial) of the glaciation. Black line – the extend of the ice sheet

A – c. 28000 (BOULTON et al. 2001); B – Leszno phase, maximal extend (BOULTON et al. 2001)

Rozstrzyga to problem, na który zwrócili uwagę DONNER (1989) oraz CZUBLA (2001), że zgodnie z prawami glaciologicznymi materiał z tych rejonów w pobliżu lododziału nie powinien występować w osadach gwałjalnych niżu, gdyż czas jego transportu, zgodnie z rys. 7, powinien wynosić od kilkudziesięciu do kilkuset tysięcy lat. Niemożliwością jest więc, aby został on dostarczony do miejsca depozycji w czasie jednego cyklu gwałjalnego.

PODSUMOWANIE – W STRONĘ MODELU TEORETYCZNEGO

Przedstawione rozważania mają na celu zasygnalizowanie złożoności procesu kształtowania się składu gwałowego glin

morenowych. Stosowanie metody petrograficznej w badaniach paleogeograficznych (GÓRSKA 2000, 2004), wymaga poważnej analizy roli. Skupienie się tylko na jednym czynniku, czyli przebiegu hipotetycznych strumieni lodowych (SMED 1993; CZUBLA 2001), kształtujących skład gwałowy glin w badanym punkcie, lub kierunkach nasuwania się lądolodu (BÖSE 1990, 1995; GÓRSKA 2000, 2002, 2004) jest zdaniem autora niewystarczające. Również w tym kontekście, wykorzystanie metody petrograficznej do korelacji litostratygraficznej osadów gwałjalnych jawi się jako metoda pozbawiona teoretycznych podstaw (gdyż nie jest znany mechanizm kształtowania się tej cechy), a schematy stratygraficzne tworzone na jej podstawie mogą być łatwo zanegowane, zwłaszcza w przypadku korelacji

osadów pochodzących z odwiertów, gdy model stratygraficzny nie znajduje potwierdzenia w innych danych geologicznych (GAŁĄZKA i in. 1999). Dlatego, zdaniem autora, dalszy rozwój tej powszechnie stosowanej metody wymaga szerokiej dyskusji nad jej podstawami teoretycznymi. Bogata literatura z zakresu funkcjonowania systemu glacialnego oraz rozwój nowych metod analitycznych w geografii i geologii, związanych z przestrzennym modelowaniem procesów, pozwala na podjęcie próby wykonania czasowo-przestrzennego modelu kształtowania się składu glazowego osadów glacialnych – przynajmniej dla ostatniego zlodowacenia. Postulat takich prac zgłosił już BOULTON (1984), a pierwszą pracę dla strefy laurentyjskiej, opartą na symulacjach komputerowych wykonali ostatnio HILDES i in. (2004) Prace nad takim modelem pozwolą sformułować teoretyczne podstawy metody, będące podstawą dyskusji o wiarygodności i stosowalności wyników badań terenowych do interpretacji litostratygraficznych i paleogeograficznych, a także pozwoli oszacować błąd metody, który dziś nie jest znany.

LITERATURA

- ALLEY R.B., CUFFEY K.M., EVENSON E.B., STRESSER J.C., LWSON D.E., LARSON G. J., 1997: How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints, *Quatern. Sci. Rev.*, 16, s. 1017–1038.
- ALLEY R., 1989: Water pressure coupling of sliding and bed deformation. I. Water system, *J. Glaciol.*, 35, s. 108–118.
- ANDERSON J.B., SHIPP S.S., LOWE A.L., SMITH-WELLNER J., MOSOLA A., 2002: The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review, *Quatern. Sci. Rev.*, 21, s. 49–70.
- ANDREWS J.T., 1971: Englacial debris in glaciers, *J. Glaciol.*, 11, s. 155.
- ANDREWS J.T., 1973: The Wisconsin Laurentide ice sheet: dispersal centers, problems of rates of retreat and climatic implications, *Arctic and Alpine Research*, 5, s. 185–199.
- ARNOLD J., SHARP M., 2002: Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modeling the coupling between ice heat flow and hydrology, *Quatern. Sci. Rev.*, 21, s. 485–502.
- BENNET M., 2003: Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance, *Earth Sci. Rev.*, 61, s. 309–339.
- BENTLEY C.R., 1987: Antarctic ice streams: a review. *J. Geophys. Res.*: 92; s. 8843–8858.
- BERGLUND B.E., LAGERLUND E., 1981: Eemian and Weichselian stratigraphy in South Sweden, *Boreas*, 10 (4), s. 323–362.
- BÖSE M., 1990: Reconstruction of ice flow directions south of the Baltic Sea during the Saalian and the Weichselian glaciation, *Boreas*, 19, s. 217–226.
- BÖSE M., 1995: Saalian and Weichselian tills in the western part of Berlin. [W:] W.J. EHLERS, S. KOZARSKI, P.L. GIBBARD, (red.), *Glacial deposits in North-East Europe, Balkema. Rotterdam/Brookfield*, s. 485–491.
- BOULTON G.S., 1972: The role of thermal régime in glacial sedimentation. [W:] D.R. PRICE, D.E. SUDGEN, (red.), *Polar Geomorphology, Special Publ*, 4; s. 1–19.
- BOULTON G.S., 1978: Boulder shape and grain size distributions of debris as indicators of transport path through a glacier and till genesis, *Sedimentology*, 25, s. 773–799.
- BOULTON G.S., 1979: Process of glacier erosion on different substrata, *J. Glaciol.*, 23, s. 15–38.
- BOULTON G.S., 1984: Development of a theoretical model of sediment dispersal by ice sheets, *Prospecting in Areas of Glaciated Terrain*, s. 213–22.
- BOULTON G.S., CABAN P.E., VAN GIJSEL K., LEJNSE A., PUNKARI M., VAN WEERT F.H.A., 1996: The impact of glaciation on the groundwater regime of Northwest Europe. *Glob. Planet. Change*, 12, s. 397–413.
- BOULTON G.S., DONGELMANS P., PUNKARI M., BROADGATE M., 2001: Paleoglaciology of an ice sheet trough a glacial cycle: the European ice sheet trough the Weichselian, *Quatern. Sci. Rev.*, 20, s. 591–625.
- BOULTON G.S., JONES A.S., 1979: s. Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment, *J. Glaciol.*, 24, s. 29–43.
- CHRISTOFERSEN P. TULARCZYK, S., 2003: Signature of paleo-ice-stream stagnation: till consolida-

- tion induced by basal freeze-on, *Boreas*, 32, s. 114–129.
- CZERWONKA J.A., DOBOSZ T., KRZYSZKOWSKI D., 1997: Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland), *Geol. Quater.*, 41(2), s. 209–242.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 1997: Stratygrafia plejstocenu w Polsce Południowo-Zachodniej, ze szczególnym uwzględnieniem korelacji poziomów glin lodowcowych i osadów rzecznych. [W:] D. KRZYSZKOWSKI, B. PRZYBYLSKI (red.), *Przewodnik IV Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski*, Wrocław, s. 163–166.
- CZUBLA P., 2001: Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne, *Acta Geographica Lodziensia*, 80, s. 174.
- DILABIO R.N.W., 1990: Glacial dispersal trains. [W:] R. KUJANSUU, M. SAARNISTO (red.): *Glacial indicator tracing*. Balkema Rotterdam/Brookfield, s. 109–122.
- DONNER J., 1989: Transport distances of Finnish crystalline erratics during Weichselian glaciation. [W:] M. PERTUNNEN (red.), *Transport of glacial drift in Finland*, *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper*, 7, s. 7–13.
- DONNER J., 1995: *The Quaternary History of Scandinavia*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 208 s.
- DOWDESWELL J.A., SIEGERT M.J., 1999: Ice-sheet numerical modeling and marine geophysical measurements of glacier-derived sedimentation on the Eurasian Arctic continental margins, *Geol. Soc. Amer. Bul.*: 111(7), s. 1080–1097.
- DUDZIAK J., 1970: Studia nad kierunkami transgresji lądolodu plejstocenijskiego, *Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN w Krakowie*, 66, s. 7–92.
- DUDZIAK J., 1974: Zależność składu gwałowego od frakcji w osadach glacialnych zlodowacenia południowopolskiego, *Roczniki Pol. Tow. Geol.*, 44(4), s. 577–591.
- DUDZIAK J., 1974: W sprawie metodyki badań składu gwałowego moren, *Prz. Geol.*, 1, s. 29–32.
- EHLERS J., 1979: Fine gravel analysis after the Dutch method as tested out on Ristinge Klint, Denmark, *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 27, s. 157–165.
- EHLERS J., 1992: Origin and distribution of red tills in North Germany, *Sver. Geol. Unders.*: 81, s. 97–105.
- EHLERS J., GIBBARD Ph.L., 2003: Extend and chronology of glaciations. *Quatern. Sci. Rev.*, 22, s. 1561–1568.
- EISSMANN L., 1967: Rhombenporphyrgeschiebe in Elster und Saalemoränen des Leipziger Raumes, *Abh. Berichte nat. Mus. 'Mauritianum' Altenburg*, 5, s. 37–46.
- GELUMBAUSKAITE L.Y., GRIGELIS A., CATO I., REPECKA M., KJELLIN B., 1999: LGT Series of Marine Geological maps No. 1, SGU Series of Geological Maps: 54.
- GILLBERG G., 1977: Redeposition: a process in till formation, *Geolog. Fören. Stockh. Förhand*, 99, s. 246–253.
- GÓRSKA M., 1992: Nowe problemy stosowania wskaźników gwałowych w badaniach plejstocenijskich osadów morenowych, *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 44, s. 43–56.
- GÓRSKA M., 2000: Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla dynamiki ostatniego lądolodu, *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 28, s. 145.
- GÓRSKA M., 2002: Petrografia osadów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej Pojezierza Drawskiego. *Bad. Fizjogr. nad. Pol. Zach.*, A, 53, s. 29–42.
- GÓRSKA M., 2004: *Narzutniaki porfiru rombowego z Oslo na Wolinie*, Wyd. Nauk UAM, Geografia, 68, s. 103–115.
- HESEMANN J.F., 1930: Statistische Geschiebuntersuchungen. *Z. Geschiebef.*, 6, s. 158–162.
- HESEMANN J.F., 1931: Quantitative Geschiebestimmungen im norddeutschen Diluvium, *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt N. F.*, 51, s. 714–758.
- HESEMANN J.F., 1932: Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. I. Aussere Rosenthaler und Vergesteler Randlege, *Jb. Preuss. Geol.*, 53, s. 70–84.
- HESEMANN J.F., 1934: Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung kristalliner Leitgeschiebe, *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt N. F.*, 55, s. 1–27.
- HILDES D., CLARKE G., FLOWERS G., MARSHAL S., 2004: Subglacial erosion and englacial sediment transport modelled for North American ice sheets. *Quatern. Sci. Rev.*, 23, s. 409–430.
- HOLMUND P. FASTOOK J., 1993: Numerical modeling provides evidence of Baltic Ice Stream during the Younger Dryas, *Boreas*, 22, s. 77–86.

- HOLMUND R., FASTOOK J., 1995: A time-dependent glaciological model of the Weichselian ice sheet, *Quatern. Int.*, 27, s. 53–58.
- HOUMARK-NIELSEN M., 1993: The compositional features of Danish glacial deposits. [W:] J. EHLRES (red.), *Glacial Deposits in North-West Europe*, A. A. Balkema, s. 199–202.
- JASIEWICZ J., 2001: Vistuliańskie gliny czerwone i ich znaczenie stratygraficzne dla wydzielenia fazy gardnieńskiej. [W:] K. ROTNICKI (red.), *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie*, Bogucki Wyd. Nauk., s. 87–93.
- JOHANSSON M., 1999: Analysis of digital elevation data for paleosurfaces in south-western Sweden, *Geomorphology*, 26, s. 279–295.
- KASPRZAK L., 2003: Model sedimentacji łądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. *Wyd. Nauk UAM*, s. 218.
- KENIG K., 1998: Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski Północno-Wschodniej, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 380, s. 99.
- KJAER K.H., HOUMARK-NIELSEN M., RICHARDT N., 2003: Ice flow patterns and dispersal of erratics at the southwestern margin of the last Scandinavian Ice Sheet: signature of paleo-ice streams, *Boreas*, 32, s. 130–148.
- KLEMAN J., BORGSTROM I., 1996: Reconstruction of paleo-ice-sheets: the use of geomorphological data. *Earth Surf, Proc. Land.*, 21, s. 893–909.
- KLEMAN J., FASTOOK J., STROEVEN A.P., 2002: Geologically and geomorphologically constrained numerical model of Laurentide Ice Sheet inception and build up, *Quatern. Int.*, 95–96, s. 87–98.
- KORN J., 1895: Über diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. *D. Sc. Diss.*, L. Schade, Berlin, s. 66.
- KORN J., 1927: Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. *Preuss. Geol. Landesanstalt, Berlin*, s. 64.
- KRAMARSKA R., 1998: Origin and development of the Odra bank in the light of the geologic structure and radiocarbon dating, *Geol. Quater.*, 42(3), s. 277–288.
- KRYGOWSKI B., 1967: Zmienność glin morenowych w zakresie uproszczonego składu petrograficznego *Zesz. Nauk. UAM Geografia*, 7, s. 59–65.
- KRZYSZKOWSKI D., DOBRACKA D., DOBRACKI R., CZERWONKA J., KUSZELL T., 1999: Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze Baltic coast, North-western Poland, *Quatern. Stud. Pol.*, 16, s. 27–45.
- LAGERLUND E., 1987: An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, south Sweden, *Boreas*, 16, s. 433–459.
- LAGERLUND E., PERSSON K.M., KRZYSZKOWSKI D., JOHANSSON P., DOBRACKA E., DOBRACKI R., PANZIG W.A., 1995: Unexpected ice flow direction during the Late Weichselian deglaciation of South Baltic area indicated by a new lithostratigraphy in NW Poland, and NE Germany, *Quatern. Int.*, 28, s. 127–144.
- LAITAKIRI I., 1989: How the glacial erratics were broken loose from the bedrock? [w:] M. PERTUNEN (red.), *Transport of glacial drift in Finland. Geol. Surv. Finland, Spec. Paper*, 7, s. 15–18.
- LAMPARSKI Z., 1969: Role of local material in the investigations of course of the Middle Polish glacial transgression in Middle Polish Uplands, *ZN. Geogr.*, 8, s. 95–102.
- LARSON P.L., MOORES H.D., 2004: Glacial indicator dispersal processes: a conceptual model, *Boreas*, 33, s. 238–249.
- LÜTIG G., 1958: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geol. Jb.*, 75, s. 361–418.
- LÜTIG G., 1999: Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes, *Eis. Gegenwart*, 49, s. 144–163.
- MÄKINEN J., 2003: A mathematical model to explain the effect of comminution, resedimentation and outwashing on the finest fractions of till in four test areas in central Finland, *Special Paper of the Geological Survey of Finland*, 34, s. 43–69.
- MENZIES J., 2002: *Modern and Past Glacial Environments*, Revised Student Edition, Butterworth-Heinemann, s. 352.
- MEYER K.D., 1983: Indicator pebbles and stone counting methods. [W:] J. EHLRES (red.), *Glacial Deposits in North-West Europe*, A. A. Balkema, s. 275–288.
- MILTHERS V., 1909: Scandinavian Indicator Boulders in the Quaternary deposits. *Danm. Geol. Unders.*: 23; s. 153.
- MILTHERS V., 1934: Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland, *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt N. F.*, 156, s. 74.
- MINETER M., HULTON N., 2001: Parallel processing form finite-difference modeling of

- ice sheets, *Computers & Geosciences*, 27, s. 829–838.
- MÖRNER N.-A., 1980: The Fennoscandian Uplift: Geological Data and their Geodynamical Implication. [W:] N.-A. MÖRNER, *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, John Wiley & Sons, s. 251–284.
- NÄSLUND J.O., RODHE L., FASTOOK J.L., HOLMUND P., 2003: New ways of studying ice sheet flow directions and glacial erosion by computer modeling – examples from Fennoscandia, *Quatern. Sci. Rev.*, 22, s. 245–258.
- NOORMETS R., FLODEN T., 2002: Glacial deposits and ice-sheet dynamics in the north-central Baltic Sea during last deglaciation, *Boreas*, 31, s. 362–377.
- NUNBERG J., 1971: Próba zastosowania metod statystycznych do badań zespołu głazów fennoskandzkich, występujących w utworach glacialnych północno-wschodniej Polski, *Stud. Geol. Pol.*, 37, s. 103.
- NUNBERG J., 1979: Erratics selection index as a value determining the origin of marginal forms and glacial sediments, *Quatern. Stud. Pol.*, 1, s. 65–69.
- PANZIG W.A., 1995: The tills of NE Rügen – lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the south-western Baltic region. [W:] W.J. EHLERS, S. KOZARSKI, P.L. GIBBARD (red.), *Glacial deposits in North-East Europe*. Balkema. Rotterdam/ Brookfield.
- PATERSON W.S.B., 1994 *The physics of glaciers*. Pergamon, s. 480.
- PAYNE A.J., BALDWIN D.J., 1999: Thermomechanical modeling of the Scandinavian Ice Sheet: implication for ice stream formation, *Ann. Glaciol.*, 28, s. 83–89.
- PUNKARI M., 1993: Modeling the dynamics of the Scandinavian Ice Sheet using remote sensing and GIS methods. [W:] J. ABER (red.), *Glaciotectionics and Mapping Glacial Deposits*. Processing of the INQUA Commission on the Formation and Properties of Glacial Deposits, Canadian Plains Research Center. University of Regina, s. 232–250.
- PURANEN R., 1990: Modeling of glacial transport of tills. [W:] R. KUJANSUU, M. SAARNISTO (red.), *Glacial indicator tracing*. Balkema Rotterdam/ Brookfield, s. 15–34.
- RAUKAS A., 1995: Properties, origin and stratigraphy of Estonia tills. [W:] J. EHLERS, S. KOZARSKI, P.L. GIBBARD (red.), *Glacial deposits in North-East Europe*. Balkema. Rotterdam/ Brookfield, s. 93–101.
- RINBERG B., 1983: Till stratigraphy and glacial rafts of chalk at Kvarnby, southern Sweden. [W:] J. EHLERS (red.), *Glacial Deposits in North-West Europe*, A. A. Balkema, s. 151–154.
- ROTNICKI K., 1983: Glaciotectonics and the problem of correct stratigraphy and correlation of the Quaternary deposits in the areas of Pleistocene inland glaciations. [W:] A. BILLARD, O. CONCHON, F.W. SHOTTON, *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, s. 42–64.
- ROTNICKI K., 2001: *Stratygrafia i paleogeografia vistulianu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej*. [W:] K. ROTNICKI, *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*, Bogucki Wyd. Nauk., s. 19–29.
- ROTNICKI K., BORÓWKA R.K., 1995: The last cold period in the Gardno – Łeba Coastal Plain. [W:] K. ROTNICKI (red.), *Polish Coast – Past Present and Future*, *Journal of Coastal Research: Spec. Issue* 22, s. 225–229.
- RUTKOWSKI J., 1995: *Badania petrograficzne żwirów*. [W:] E. MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO, J. RUTKOWSKI (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych. Warszawa, s. 133–150.
- RZECZOWSKI J., 1971: Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. IG*, 254, s. 111–155.
- RZECZOWSKI J., 1974: O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Niżu Polskim. *Zesz. Nauk. UAM Geografia*, 10, s. 87–99.
- RZECZOWSKI J., 1976: Lithological peculiarities of Polish lowland tills. [W:] *Tills its Genesis and Diagenesis*, *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 12, s. 213–217.
- SCHULZ W., 2003: *Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler*. cw Verlagsguppe, Schwerin, s. 510.
- SEGERT M.J., DOWDESWELL J.A., HALD M., SVENDSEN J.-I., 2001: Modeling the Eurasian ice Sheet trough a full Weichselian glacial cycle. *Quatern. Res.*, 31, s. 367–385.
- SMED P., 1993: Indicator studies – a critical review and a new data-presentation method. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 40, s. 332–344.
- SMED P., 1994: *Steine aus dem Norden: Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland*. Gebrüder Borntraeger. Berlin-Stuttgart, s. 194.

- STEPHAN H.-J., 2001: The Young Baltic advance in the western Baltic depression. *Geol. Quater.*, 45, s. 359–363.
- STOKES Ch.R., CLARK Ch.D., 2001: Paleo-ice streams. *Quatern. Sci. Rev.*, 20, s. 1437–1457.
- STOKES Ch.R., CLARK Ch.D., 1999: Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Ann. Glaciol.*, 28, s. 67–75.
- SUDGEN D.E., 1977: Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. *Arctic and Alpine Research*: 9, s. 21–47.
- SUDGEN D.E., 1978: Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet. *J. Glaciol.*, 20, s. 367–392.
- THOM G., 1978: Disruption of bedrock by the growth and collapse of ice lenses. *J. Glaciol.*, 20, s. 571–576.
- TREMBACZOWSKI J., 1967: Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych Wysoczyzny Północno-Konińskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 48, s. 147–162.
- USAITYTE D., 2000: The geology of the south-eastern Baltic Sea: a review. *Earth Sci. Rev.*, 50, s. 137–225.
- WEERTMAN J., 1964: Theory of glacier sliding. *J. Glaciol.*, 5, s. 287–303.
- WEERTMAN J., 1972: General theory of water flow at the base of glacier or ice sheet. *Rev. Geophys. Space Phys.*: 10, s. 287–333.
- WINTERHALTER B., IGNATIUS H., AXBERG S., NIEMISTÖ L., 1981: Geology of the Baltic Sea El-sevier, s. 121.
- WOŹNIAK P.P., 2004: Przydatność analizy litologicznej glin morenowych w badaniach geomorfologicznych stref marginalnych ostatniego zlodowacenia. *Prz. Geol.*, 52 (9), s. 336–339.
- YOUNG N.W., 1979: Measured velocities of interior East Antarctica and the state of mass balance within the I.A.G.P. area. *J. Glaciol.*, 24, s. 77–87.
- ZABIELSKI R., 2004: Jakie cechy składu petrograficznego żwirów glin lodowcowych mogą być przydatne w litostratygrafii? *Prz. Geol.*, 52(4), s. 340–346.
- ZABIELSKI R., LISICKI S., KENIG K., GRONKOWSKA-KRYSZEK B., 1998: Istota badań petrograficzno-litologicznych i ich rola w litostratygrafii – dyskusja. *Prz. Geol.* 46 (12), s. 1282–1284.
- ZAWIDZKA K., 1998a: O przydatności badań petrograficzno-litologicznych osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, *Prz. Geol.* 46 (3), s. 245–248.
- ZAWIDZKA K., 1998b: O przydatności badań petrograficzno-litologicznych osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 – replika. *Prz. Geol.* 46 (12), s. 1285–1287.

Recenzent: prof. dr hab. Bolesław Nowaczyk

Jarosław Jasiewicz
Zakład Paleogeografii i Geologii Czwartorzędu
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

THE MECHANISM OF FORMING THE PETROGRAPHIC COMPOSITION OF LAST GLACIAL'S MORANIC TILL ON PERIBALTIC AREA – A CURRENT INTERPRETATIVE PROBLEMS

Summary

The problem of formation of pebble composition of moranic tills on Peribaltic area is present in papers for over 100 years. Till now, the changes in patterns of ice flow directions are taken to account as the main factor of formation of pebble composition. The role of selective alimentionation of erratic materials and other subglacial factors are treated with minor importance. The base assumption of this paper is that all litological factor of deposits – here – the pebble composition of till; is formed by glacial

system of erosion, transport, and accumulation. All components of that system have an influence on the final properties of that feature. That problem is presented on glaciological and paleoglaciological theoretical background.

The formation of pebble composition of till starts during preglacial weathering processes. During glaciation, the weathered material is incorporated into ice. The main determinants for incorporation of the materials are: the presence of waste in situ; litological peculiarities of

waste or original rock; hydrothermal condition in beneath the icecap; the peculiarities of the basement. The transportation's factors involve: directions of ice movement; a period and an intensity of transportation of the material; disruption and dispersion of the material during transportation. The very important factor is process of the redeposition of the material, included in deposits coming from earlier glacial cycles.

Now, the lithostratigraphic correlations and paleogeographic interpretations, based only on the pebble composition of tills seems a method without theoretic basements. Using that method both to stratigraphic and paleogeographic interpretations needs generalization – preparing multivariable, time-dependent theoretical model of forming the pebble composition of glacial tills. It also gives us the possibility to calculate the real error of that method.