

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 80

Piotr Czubla

Eratyki
fennoskandzkie
w utworach
czwartorzędowych
Polski środkowej
i ich znaczenie
stratygraficzne



Łódź-2001

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. (042) 636-10-26, tel/fax (042) 636-19-95

REDAKTOR
Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU
Józef Edward Mojski

Kolegium Redakcyjne:
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Koźuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

Sekretarz: Danuta Dzieduszyńska

Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe - Łódź 2001

ISSN 0065-1249

Skład: J. Molski, P. Trzeciak - Łódź
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Druk: GROTESK, Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 3, (042) 637-00-20
Nakład: 300 egz.

TREŚĆ

	str.
Zarys treści	8
Wprowadzenie	9
Zagadnienia terminologiczne	10
Cel i podstawowe założenia opracowania	12
Dotychczasowy stan badań eratyków	14
Wczesne analizy petrograficzne utworów czwartorzędowych	14
Nowoczesna metodyka badań glazowych w Europie	17
Uproszczona petrografia drobnej frakcji zwirowej	20
Badania eratyków w Polsce	21
Metodyka	25
Stanowiska badawcze	25
Litologia badanych osadów	25
Wielkość reprezentatywnej próbki	27
Badana frakcja	29
Technika poboru próbek	30
Analiza laboratoryjna	31
Opracowanie statystyczne i graficzne	34
Ważniejsze eratyki bałtycko-fennoskandzkie	38
Obszary alimentacyjne lądolodów skandynawskich i ich zmiany	38
Mechanizm włączania materiału w lód i transportu	39
Podstawowe eratyki wskaźnikowe środkowej Polski	40
Południowa Finlandia i region Zatoki Fińskiej	42
Wyspy Alandzkie i północny Bałtyk	43
Północna Szwecja	44
Dalarna i Värmland (środkowa Szwecja)	44
Uppland i okolice Sztokholmu	46
Östergötland, Småland i przyległy obszar dna Bałtyku	47
Bornholm, Skania, zachodnia Szwecja i południowa Norwegia	48
Dno środkowego i wschodniego Bałtyku oraz Gotlandia	49
Analiza i interpretacja składu próbek	50
Utwory czwartorzędowe w odkrywce KWB „Belchatów” w Rogowcu	50
Zarys budowy geologicznej czwartorzędu rowu Kleszczowa	50
Opis i analiza zespołów glazowych	53
Zróżnicowanie poziome i pionowe składu zespołów eratyków przewodnych	78
Utwory morenowe KWB „Konin” w Kleczewie (odkrywka „Józwin”)	81
Zarys budowy geologicznej okolic Konina	81
Opis i analiza składu zespołów glazowych z odkrywki „Józwin”	83
Zróżnicowanie pionowe glin w odkrywce „Józwin”	96
Czwartorzęd wschodniej Wielkopolski (KWB „Adamów” i kłif zbiornika „Jeziorsko”)	97
Zarys budowy geologicznej	97
Analiza próbek pobranych w odkrywce „Adamów-Smulsko”	98
Kopalnia w Koźminie	108

Odsłonięcia w klawie zbiornika „Jeziorsko” w Siedlątkowie	112
Wstępna korelacja stratygraficzna utworów morenowych wschodniej Wielkopolski	117
Stanowiska badawcze we wschodniej części Wyżyny Łódzkiej i na obszarach przyległych	118
Moszczenica	119
Kruszów	123
Laznowska Wola	127
Brzeziny-Paprotnia	131
Chociw	134
Gostynin	137
Możliwości wykorzystania analiz petrograficznych frakcji kamienistej (ponad 20 mm) w badaniach stratygraficznych utworów czwartorzędowych Polski Środkowej	141
Wnioski	150
Wnioski metodyczne	150
Dystrybucja eratyków	151
Wnioski stratygraficzne	152
Wnioski paleogeograficzne	153
Literatura	155
Summary	167

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Obszar badań
2. Lokalizacja centralnych punktów wychodni eratyków przewodnich i statystycznych wykorzystanych do sporządzania map kołowych
3. Obszary macierzyste nordyckich skal przewodnich
4. Skład petrograficzny eratyków w glinie T1 formacji Folwark
5. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich stwierdzonych w glinach formacji Folwark (T1 – zlodowacenie nidy?)
6. Skład petrograficzny frakcji ponad 20 mm w utworach formacji Kuców
7. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z niższej gliny formacji Kuców
8. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z wyższej gliny formacji Kuców
9. Skład petrograficzny frakcji powyżej 20 mm w glinach odrzańskich (T4)
10. Obszary alimentacyjne skal przewodnich z glin formacji Lawki
11. Petrografia frakcji powyżej 20 mm w glinie T5 (najniższa glina warciańska)
12. Obszary alimentacyjne eratyków z dolnej gliny warciańskiej T5
13. Uproszczony skład petrograficzny eratyków z górnej i środkowej gliny warciańskiej
14. Obszary alimentacyjne eratyków z środkowej gliny warciańskiej
15. Obszary alimentacyjne eratyków z górnej gliny warciańskiej
16. Teoretyczne ośrodki gładowe obliczone na podstawie typowego zestawu skal przewodnich dla próbek pobranych w KWB „Belchatów”
17. Teoretyczne ośrodki gładowe obliczone na podstawie rozszerzonego zestawu skal przewodnich dla próbek pobranych w KWB „Belchatów”
18. Teoretyczne ośrodki gładowe obliczone na podstawie zestawu skal przewodnich i statystycznych dla próbek pobranych w KWB „Belchatów”

19. Skład petrograficzny eratyków najniższej gliny T1 w Kleczewie
20. Obszary źródłowe eratyków przewodnich z najniższej gliny T1 w Kleczewie
21. Uproszczony skład petrograficzny eratyków w glinie T2 w Kleczewie
22. Obszary alimentacyjne eratyków z gliny T2 w Kleczewie
23. Uproszczony skład petrograficzny zespołu glazowego z gliny T3 w Kleczewie
24. Obszary alimentacyjne eratyków z gliny T3 w Kleczewie
25. Uproszczony skład petrograficzny materiału szkieletowego gliny T4 w Kleczewie
26. Obszary alimentacyjne eratyków z subpowierzchniowej gliny odkrywki „Józwin”
27. Uproszczony skład petrograficzny eratyków w najniższej glinie w Smulsku
28. Obszary alimentacyjne eratyków z najniższej gliny z odkrywki „Adamów-Smulsko”
29. Uproszczony skład petrograficzny narzutniaków w środkowej glinie odkrywki „Adamów-Smulsko”
30. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z środkowej gliny z odkrywki „Adamów-Smulsko”
31. Uproszczony skład petrograficzny najwyższego horyzontu morenowego (warciańskiego) w odkrywce „Adamów-Smulsko”
32. Obszary alimentacyjne eratyków z subpowierzchniowej (warciańskiej) gliny w odkrywce „Adamów-Smulsko”
33. Uproszczony skład petrograficzny utworów warciańskich w odkrywce w Koźminie
34. Obszary alimentacyjne eratyków z glin morenowych odkrywki Koźmin
35. Skład petrograficzny utworów z Siedlątkowa
36. Obszary źródłowe eratyków przewodnich w próbcie Si1 z Siedlątkowa
37. Uproszczony skład petrograficzny frakcji ponad 20 mm w glinach Moszczenicy
38. Obszary alimentacyjne eratyków z glin warciańskich wyrobiska pod Moszczenicą
39. Uproszczony skład petrograficzny frakcji ponad 20 mm w Kruszowie
40. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z gliny warciańskiej z Kruszowa
41. Uproszczony skład petrograficzny dolnej części horyzontu morenowego w Łaznowskiej Woli
42. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z dolnej części utworów morenowych, odsłoniętych w wyrobisku cegielni w Łaznowskiej Woli
43. Uproszczony skład petrograficzny frakcji ponad 20-milimetrowej w glinach z Brzezina
44. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z glin cegielni w Brzezina
45. Uproszczony skład petrograficzny zespołu glazowego pobranego ze zwietrzałych glin morenowych w Chociwiu
46. Obszary alimentacyjne eratyków wskaźnikowych w próbcie z Chociwia
47. Uproszczony skład petrograficzny grubej frakcji w glinach z okolic Gostynina
48. Wskaźniki petrograficzne F/K i Lk/K w utworach morenowych środkowej Polski
49. Eratyki dolomitowe w różnowiekowych utworach morenowych
50. Wyniki uproszczonych badań petrograficznych frakcji kamienistej
51. Położenie teoretycznych ośrodków glazowych obliczonych dla utworów czwartorzędu środkowej Polski wg metody Lüttiga (1958)
52. Położenie teoretycznych ośrodków glazowych obliczonych na podstawie rozszerzonego zestawu eratyków
53. Położenie wybiórczych TGZ w przebadanych utworach czwartorzędowych

Tabele

1. Grupy petrograficzne wyróżniane w trakcie analizy
2. Współrzędne geograficzne wychodni eratyków przewodnich i statystycznych
3. Stratygrafia utworów czwartorzędu w rowie Kleszczowa
4. Wartości formuł Hesemanna w osadach środkowej Polski i północnych Niemiec

ZARYS TREŚCI

W pracy przedstawiono metodykę badań petrograficznych utworów glacialnych w oparciu o szczegółową analizę eratyków przewodnich i statystycznych w frakcji powyżej 20 mm. Wykorzystano i przetestowano szereg metod opracowanych między innymi w Niemczech, Holandii, Szwecji i Rosji. Metodykę badawczą znacząco zmodyfikowano w celu maksymalnego zwiększenia wiarygodności wyników. Nieprzydatne dla potrzeb stratygraficznych okazały się analizy materiału fluwioglacjalnego oraz silnie zwietrzałych glin zwałowych.

Na podstawie 40 próbek (w sumie prawie 50 tysięcy ziaren), zebranych w jedenastu stanowiskach badawczych środkowej Polski, określono cechy charakterystyczne zespołów skał pochodzenia skandynawskiego, obecnych w utworach morenowych poszczególnych zlodowaceń. Stwierdzono wyraźną odrębność składu petrograficznego frakcji zwirowej w glinach zlodowacenia odry i warty, wynikającą ze zróżnicowania ich obszarów alimentacyjnych. Charakterystyczne cechy petrograficzne, wyrażające się we wzajemnych stosunkach ilościowych pomiędzy podstawowymi eratykami wskaźnikowymi, wykazują również przebadane utwory pozostałych zlodowaceń.

Korelację stratygraficzną licznych próbek umożliwia zestawienie teoretycznych ośrodków glazowych na dwuosiowym wykresie. Ich rozmieszczenie prawie idealnie odpowiada schematowi przedstawionemu przez badaczy niemieckich. Odnosi się to do osadów Elsterianu (korelowanych w tym przypadku ze zlodowaceniem nidy), Drenthe (odra) i Warthe (warta).

Zakwestionowano celowość wykorzystania wskaźnika F/K (krzemienie i czerty / skały krystaliczne) do rozpozniowania utworów glacialnych środkowej Polski. Zdecydowanie lepsze wyniki uzyskano na podstawie analizy zawartości eratyków dolomitowych.

Wyznaczono obszary alimentacyjne oraz kierunki nasuwania się lądolodów podczas kolejnych okresów glacialnych. Najstarsze (spośród dostępnych do badań) osady glacialne zlodowacenia nidy charakteryzują się północno-wschodnim położeniem strefy alimentacji. W kolejnym zlodowaceniu (sanu) doszło do bardzo wyraźnego przesunięcia się ośrodka zlodowacenia na wschód. Lądolody środkowopolskie również pozostawiły dwa typy zespołów glazowych. Starszy (odrzański) ma wybitnie południowoskandynawski charakter i cechuje się dużym udziałem skał szwedzkich. Młodszy, tj. warciański budują w znacznej części skały pochodzące z północnego wschodu Fennoskandii. Potwierdzono zatem koncepcję przesuwania się obszarów alimentacyjnych na wschód w miarę postępu zlodowacenia.

Analiza jakościowa i ilościowa materiału bliskiego transportu umożliwiła wspaniałą interpretację paleogeografii przedpola analizowanych stanowisk badawczych.

WPROWADZENIE

Lądolody plejstocenijskie przetransportowały na teren Nizżu Środkowo-europejskiego olbrzymie ilości materiału z obszarów alimentacyjnych, położonych w Fennoskandii i w rejonie dzisiejszego Bałtyku. Biorąc pod uwagę długotrwałość procesów narastania czasy lodowej i jej rozprzestrzeniania się na terenie północnej i środkowej Europy oraz wielokrotne powtarzanie się transgresji i regresji lądolodu, włącznie z jego całkowitym zanikiem w okresach interglacjalnych, trudno zakładać, że przez cały ten czas ośrodek zlodowacenia utrzymywał się w niezmiennym położeniu. Nawet niewielka modyfikacja cyrkulacji atmosferycznej, wywołana narastaniem czasy lodowej i spadkiem poziomu Wszechocenu, bądź innymi, niezależnymi od zlodowacenia czynnikami, musiała powodować wzrost tempa narastania lodu w jednych miejscach i spadek w innych. Powiązanie powyższych faktów z regionalnym zróżnicowaniem budowy geologicznej tarczy fennoskandzkiej prowadzi do wniosku, że materiał przyniesiony przez kolejne nasunięcia lądolodu musi różnić się składem petrograficznym. To założenie stoi u podstaw litostratygrafii utworów glacialnych.

Przemieszczanie się ośrodka alimentacji lądolodu pociągnęło za sobą także zmianę kierunków i dróg wędrówki lodu na obszar środkowej Europy. Dokumentują to skały inkorporowane przez lód. Jakościowe badania składu petrograficznego utworów glacialnych nie pozwalają jednak na wyprowadzenie jednoznacznych wniosków stratygraficznych, ponieważ inwentarz głazowy osadów wszystkich zlodowaceń jest bardzo podobny. Różnice czytelne są dopiero dzięki analizie stosunków ilościowych pomiędzy ziarnami pochodzącymi z różnych obszarów alimentacyjnych.

W uproszczonych badaniach petrograficznych wykorzystuje się m.in. fakt, że we wschodniej części Fennoskandii bardzo licznie występują skały osadowe, a wśród nich głównie paleozoiczne wapienie i dolomity, podczas gdy w zachodniej przeważają skały krystaliczne. Bardziej zaawansowane badania opierają się na analizie eratyków przewodnich i statystycznych. Wymaga to umiejętności identyfikowania co najmniej kilkudziesięciu typów skał, pochodzących ze ściśle określonych regionów Fennoskandii.

W niniejszym opracowaniu zaprezentowano wyniki kompleksowych badań petrograficznych ziaren frakcji kamienistej (ponad 20 mm średnicy). Obejmują

one zarówno uproszczony skład petrograficzny, jak i zaawansowane badania eratyków przewodnich i statystycznych, oparte na metodyce opracowanej w Europie Zachodniej, w niewielkim stopniu zmodyfikowanej. Wypróbowano szereg metod badawczych w celu określenia, która z nich dostarcza najpewniejszych informacji i najlepiej nadaje się do wykorzystania w Polsce. W szeroko rozumianym regionie łódzkim analizy tego typu wykonane zostały po raz pierwszy. Dodatkowo przeanalizowano także eratyki bliskiego transportu (tzw. skały lokalne).

ZAGADNIENIA TERMINOLOGICZNE

Wywodzące się z łaciny pojęcie eratyk, niekiedy również erratyk (*erraticus* = błądzący), zostało wprowadzone w 1786 przez S a u s s u r e'a (*vide* R y k a, M a l i s z e w s k a 1991) i oznacza ziarno dowolnej wielkości, przyniesione przez lodowiec i pozostawione w strefie jego zasięgu. W ramach definicji mieszczą się zatem zarówno wielkie glazy, mające ponad 10 m średnicy, jak też drobne cząsteczki frakcji aleurytowej (V e i l l e t t e 1989 określa tak drobne ziarna węglanowe o frakcji poniżej 0.063 mm). Nie ma także znaczenia, jak długa była droga transportu ziarna wraz z masą lodu.

W języku polskim zamiennie stosuje się również określenia narzutniak oraz glaz narzutowy. Na ogół jednak rozumie się pod tymi pojęciami tylko ziarna o stosunkowo grubej frakcji. Dotyczy to zwłaszcza drugiego określenia, które należałoby zdaniem autora zarezerwować dla klastów o średnicy przekraczającej 200 mm lub 256 mm wg skali W e n t w o r t h a (1922).

Szczególne znaczenie przypisywane jest eratykom przewodnim (ang. *indicator boulders*, *indicator erratics*, *indicator pebbles*, niem. *Leitgeschiebe*, szwedzki i duński *Ledeblokke*, ros. *рукровдиащїе валуны*), czyli skałom o znanej i ściśle określonej wychodni (M i l t h e r s 1909; K o r n 1927). Skała pełniąca tę funkcję musi być także łatwo rozpoznawalna makroskopowo i powinna dość często występować w osadach glacialnych. Zaliczenie do tej grupy rzadkich typów petrograficznych, posiadających niewielkie wychodnie, na przykład mienitu opisanego przez H e s e m a n n a (1975) i stwierdzonego tylko w dwóch przypadkach: przez M e y e r a (*vide* H e s e m a n n 1975) i V i n x a *et al.* (1997) poza swoją wychodnią na obszarze Fennoskandii, jest nieuzasadnione.

Na początku XX wieku, usiłowano upowszechnić pojęcie eratyki homochroniczne = *homochrone Geschiebe* (S a u r a m o 1909 – *vide* H e s e m a n n 1960, H u c k e 1926). H u c k e definiuje je jako eratyki, które „w tej samej fazie zostały przetransportowane z wychodni na obecne miejsce i nadają się do pionowego podziału plejstocenu”. Taką funkcję mogą na ograniczonym obszarze pełnić opisane przez S a u r a m o (1924) narzutniaki

rud. Zdaniem M i l l t h e r s a (1936, 1939) powyższe warunki dla utworów warciańskich miał spełniać brunatny porfir bałtycki, ale obecnie nie znajduje to potwierdzenia. Do dziś nie udało się wytypować ani jednego rodzaju eratyka, który w całej rozciągłości mógłby być traktowany jako narzutniak homochroniczny.

Ważną funkcję w analizach głazów przewodnich pełnią tzw. eratyki statystyczne (S m e d 1993, 1994), czyli skały o stosunkowo rozległych wychodniach, których pochodzenie można z dużą dozą prawdopodobieństwa przypisać do konkretnego obszaru Fennoskandii, chociaż mogą one posiadać więcej niż jeden obszar źródłowy. S m e d niestety nie sprecyzował zaproponowanego pojęcia. Zamiast definicji przytoczył przykład typowych paleozoicznych wapieni, których pojedyncze ziarna nie mówią nic o obszarach alimentacyjnych. W większym zespole można jednak przyjąć, że większość spośród nich pochodzi z dna depresji bałtyckiej. Analogiczną rolę pełnią wyróżniane przez G a i g a l a s a i G u d e l i s a (1965) drugorzędne skały przewodnie oraz skały towarzyszące. Dla skal przewodnich i statystycznych przyjęto w niniejszym opracowaniu pojęcie zbiorcze – skały wskaźnikowe.

Interpretacje paleogeograficzne w dużym stopniu opierają się na analizie skal lokalnych określanych również mianem eratyków bliskiego transportu. Dla potrzeb niniejszego opracowania przyjęto, że pojęcie to obejmuje osadowe skały mezozoiczne i kenozoiczne, których obszarem alimentacyjnym była środkowa i północna Polska. Nie było możliwe odróżnienie wspomnianych skal od ich odpowiedników występujących na dnie południowego Bałtyku i dlatego ujęto je razem.

K r z e m i ń s k i *et al.* (1993) podaje dwie definicje skal lokalnych. Pierwsza z nich – szersza – mówi tylko, że skały te nie pochodzą ze Skandynawii. Według drugiej natomiast są to eratyki pochodzące z wychodni podczwartorzędowych, z bliskiego sąsiedztwa. Bardzo podobnie definiują skały lokalne (*local boulders*) B o u c h a r d i S a l o n e n (1990), według których długość transportu materiału lokalnego wynosi od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Należy jednak zaznaczyć, że autorzy ci ograniczyli swe analizy tylko do ziaren o średnicy ponad 256 mm.

Do grupy skal dalekiego transportu autor zaliczył wszystkie skały krystaliczne oraz paleozoiczne skały osadowe. Najbliższe podczwartorzędowe wychodnie skal paleozoicznych występują w rejonie Gór Świętokrzyskich, skąd transport na obszar objęty badaniami był bardzo mało prawdopodobny. Należy zatem przyjąć, że wszystkie skały paleozoiczne, zidentyfikowane w badanym przez autora materiale muszą pochodzić z północy. Jeżeli nawet znalazły się w tej grupie pojedyncze ziarna pochodzące z innych obszarów alimentacyjnych, to ich wpływ na ogólny wynik badań jest mało znaczący.

W opisach skal przewodnich i statystycznych oraz w analizie wyników używano tradycyjnych lokalnych nazw eratyków. Wiele z nich nie jest zgodnych z regulami nazewnictwa upowszechnianymi przez Międzynarodową Unię Nauk Geo-

logicznych. Biorąc jednak pod uwagę rozpowszechnienie skandynawskich nazw lokalnych w literaturze i na ogół jednoznaczne ich rozumienie, nie należy – zdaniem autora – wprowadzać nowej nomenklatury, która w żaden sposób nie usprawniłaby badań.

CEL I PODSTAWOWE ZAŁOŻENIA OPRACOWANIA

Typowe utwory glacialne, zwykle pozbawione szczątków organicznych, są bardzo trudne do datowania. Tylko w wyjątkowych przypadkach można je łatwo przypisać do konkretnego poziomu stratygraficznego, jeżeli są podścielone, a jeszcze lepiej jeżeli także przykryte utworami organicznymi, dającymi się datować palinologicznie (a w wypadku najmłodszych glin także metodą ^{14}C). Jednak nawet w wielkich odsłonięciach, gdzie dostępne są kilkukilometrowej długości profile, jak np. odkrywka KWB „Belchatów”, na ogół brak charakterystycznych reperów stratygraficznych. Dodatkową trudność w interpretacji stwarza zaangażowanie tektoniczne utworów oraz zaburzenia zachodzące zarówno na etapie wkraczania lodowca, jak również w fazie deglacjacji. Na to nakładają się jeszcze struktury powstające w warunkach klimatu peryglacialnego, dodatkowo komplikujące budowę geologiczną utworów plejstocenijskich.

Badania wieku metodą termoluminescencyjną są ostatnio coraz częściej podważane, tym bardziej, że ich wyniki bywają niekiedy zupełnie sprzeczne z wnioskami osiągniętymi przy zastosowaniu innych metod (por. *Bluszcz et al.* 1991). Wprowadzana ostatnio metoda kosmogeniczna wykorzystująca akumulację ^{36}Cl daje się wykorzystać tylko w odniesieniu do dużych eratyków, zalegających na powierzchni terenu (w najmłodszych na danym obszarze osadach) – *Jackson et al.* 1997. Tę samą wadę wykazuje również lichenometria (*Beschel* 1950, 1961 – *vide* *Punnig, Rukas* 1983).

W związku z tym nasuwa się konieczność wykorzystania, w możliwie największym stopniu, metod litostratygraficznych. Badania petrograficzne drobnych frakcji żwirowych są już dość daleko zaawansowane i ze sporą dozą prawdopodobieństwa pozwalają w wielu przypadkach określić przynależność stratygraficzną moren (np.: *Rzechowski* 1974, 1977; *Ehlers* 1981; *Lisicki* 1993; *Czerwonka, Krzyszkowski* 1994, 1997; *Böse* 1995; *Gaigalas* 1995b; *Lagerlund et al.* 1995; *Panzig* 1995; *Rukas* 1995b; *Kenig* 1998). Uproszczona petrografia żwirów nie pozwala jednak wyciągać precyzyjnych wniosków na temat obszarów alimentacyjnych i ich czasowej zmienności. Taką analizę umożliwia, spośród dotychczas wypracowanych metod, jedynie interpretacja składu eratyków dalekiego transportu w grubej frakcji żwirowej. Na terenie środkowej Polski tego typu badań dotychczas nie prowadzono.

Powyższe uwarunkowania i stan badań zdecydowały o zasadniczym problemie badawczym niniejszego opracowania. Jest nim analiza zróżnicowania zespołów eratyków w różnowiekowych utworach glacialnych środkowej Polski i określenie możliwości jego wykorzystania dla potrzeb chronostratygraficznych. W ramach powyższego problemu wyznaczono podstawowe cele pracy:

1. Przetestowanie metod badań glazowych stosowanych w innych krajach europejskich.
2. Wybranie procedury badawczej najbardziej przydatnej w badaniach glazowych w Polsce i jej ewentualne dostosowanie do warunków geologicznych występujących w naszym kraju.
3. Rozpoznanie wzajemnych stosunków pomiędzy podstawowymi eratykami obecnymi w różnowiekowych utworach glacialnych Polski Środkowej.
4. Poszukiwanie cech charakterystycznych zespołów eratyków przewodnich i statystycznych typowych dla poszczególnych zlodowaceń.
5. Wyznaczenie obszarów alimentacyjnych i kierunków nasuwania się lądolodu podczas kolejnych okresów glacialnych.
6. Interpretacja paleogeografii północnego przedpola analizowanych stanowisk badawczych.

Założono, że przeprowadzone badania dostarczą dodatkowych danych ułatwiających korelację stratygraficzną utworów morenowych na terenie środkowej Polski. Takie założenie wymagało przeprowadzenia badań w stanowiskach, w których stratygrafia utworów plejstoceńskich jest już stosunkowo dobrze poznana.

W Niemczech analogiczne badania stanowią już od wielu lat rutynową metodę korelacji stosowaną w kartowaniu geologicznym (M e y e r 1983). W założeniu autora, niniejsze opracowanie winno stać się przyczynkiem do szerszego zastosowania analiz glazowych w stratygrafii czwartorzędu także w naszym kraju.

DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ ERATYKÓW

WCZESNE ANALIZY PETROGRAFICZNE UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

W 1832 roku ukazała się praca B e r n h a r d i' e g o, w której glazy narzutowe uznano za pozostałość wielkiej, kontynentalnej masy lodowej. Pogląd ten znalazł szerokie uznanie dopiero od 1875 roku, w którym T o r e l l wygłosił referat o zlodowaceniach kontynentalnych Europy. Od tego momentu zaistniały podstawy teoretyczne dla badań narzutniaków, pozwalające interpretować ich drogi ze Skandynawii jako trasę przemieszczania się lodu.

W końcu XIX wieku wydana została dwuczęściowa praca C o h e n a i D e e c k e (1892, 1896) zawierająca opisy ponad 30 charakterystycznych skał skandynawskich spotykanych w postaci głazów narzutowych. Uzupełnienie dla obszaru ówczesnych Prus Wschodnich przedstawił K o r n (1895). Już w 1909 roku M i l t h e r s sformułował warunki, jakie musi spełniać eratyk przewodni i scharakteryzował ponad 20 podstawowych skał przewodnich. Warunki te do dziś nie zostały przez nikogo zakwestionowane. W Niemczech powstała wtedy również obszerna monografia poświęcona narzutnikom osadowym (H u c k e 1917).

W 1927 roku K o r n przedstawił pierwszy nowoczesny przewodnik do makroskopowego oznaczania skał przewodnich, zawierający szczegółowe opisy około 80 typów skał krystalicznych, wzbogacony kolorowymi (sic!) fotografiami. Dalsze rozszerzenie listy głazów przewodnich zawdzięczamy H e s e m a n n o w i, który w 1935 i 1936 opisał około 120 eratyków przewodnich i dodatkowe 20 w 1939 roku. Podsumowaniem pracy tego badacza stał się opublikowany w 1975 roku atlas skał przewodnich zawierający już około 200 opisów skał zilustrowanych licznymi czarno-białymi i kolorowymi fotografiami.

W wielu przypadkach koncentrowano się tylko na regionalnym rozprzestrzenieniu materiału glacialnego, wyznaczając stożki lub wachlarze rozrzutu (*Beschüttungskegel*, *Streufächer*) (np. S e d e r h o l m 1911 i H a u s e n 1912, 1921 – *vide* G u d e l i s 1971). Ich wierzchołki leżą na wychodniach w Skandynawii i stopniowo, mniej lub bardziej regularnie, rozszerzają się generalnie w kierunku południowym, zgodnie z drogami napływu mas lodowych.

Jako że pierwsze badania opierały się prawie wyłącznie na materiale zebranym z powierzchni, wachlarze rozrzutu mają charakter zbiorczy, tzn. obejmują efekty

działania wszystkich zlodowaceń, choćby nawet ich kierunki bardzo się od siebie różniły. Zauważył to W o l d s t e d t w 1954 roku. Uwzględnianie przez S e d e r h o l m a i H a u s e n a okazów pochodzących z utworów fluwioglacjalnych, a być może nawet z rzecznych, prowadzi do dalszego rozszerzania wykreślanych przez nich stożków rozrzutu.

S a u r a m o (1924) potwierdza wartość analizy stożków rozrzutu dla wyznaczania kierunku lodu ale ogranicza to do odległości nie większej niż 25 km od wychodni. Określone w ten sposób kierunki nie zawsze są zgodne z rysami glacialnymi, ale autor ten tłumaczy to wpływem rzeźby oraz zachowaniem się tylko ostatniej generacji rys. S a u r a m o zwraca także uwagę na możliwość tworzenia się wtórnych wachlarzy rozrzutu, powstałych na skutek rozpadu większego bloku, nazwanego później przez E s k o l e (1933) eratykiem szrapnelowym (*Schrappnelgeschiebe*). Eratyki takie mogą znacznie zmienić wyniki punktowej analizy glazowej.

Można przyjąć zgodnie z sugestią W o l d s t e d t a (1954), że konstruowanie stożków rozrzutu ma sens tylko dla obszarów bliskich miejscu pochodzenia danego eratyka. W marginalnej strefie lądolodu duże znaczenie może mieć rozwleczenie materiału przez wody fluwioglacjalne i wtórne przemieszczenie starszych osadów w kierunku równoległym do czoła lądolodu.

Badania stożków rozrzutu prowadzone są również obecnie ale koncentrują się głównie na materiale krótkiego transportu (np. G i l l b e r g 1965) i w praktyce związane są najczęściej z poszukiwaniami złóż (śledzenie wskaźników glacialnych = *glacial indicator tracing*). Sektor zajmowany przez pojedynczy stożek rozrzutu ma zwykle szerokość do 10° (S a l o n e n 1986). Kąt ten może być szerszy, jeżeli stożek rozrzutu został uformowany podczas kilku epizodów ruchu lodu o zróżnicowanych kierunkach; notowano nawet kąty o wartości ponad 90° . Większość stożków rozrzutu opisywanych przez S a l o n e n a (1986, 1987) w Finlandii ma stosunkowo mały zasięg – zaledwie kilka, rzadziej kilkadziesiąt kilometrów. Obszerną interpretację strefy rozrzutu w obrazie trójwymiarowym oraz jej stosunku do obszaru alimentacyjnego przedstawił D i L a b i o (1990). Zwrócił on także uwagę na stopniowe wznoszenie się tej strefy w kierunku płynięcia lodowca pod kątem $1-3^\circ$.

Najstarsze ilościowe oznaczenia eratyków zostały przeprowadzone na przełomie XIX i XX wieku. Pierwsza z metod badawczych, operująca frakcją 6–60 mm, została opracowana przez Duński Państwowy Urząd Geologiczny (U s i n g, M a d s e n 1897). W metodzie tej odsiewano ziarna odpowiedniej frakcji z 10 kg suchej gliny i następnie określano wskaźnik krzemieni (F/K) oraz procentowe udziały skal krystalicznych, piaskowców zwięzłych i luźnych, łupków, wapieni paleozoicznych i kredowych, krzemieni i skal trzeciorzędowych. Podstawową jej zaletą jest łatwość i krótki czas niezbędny dla przeprowadzenia analizy. L u d w i g (1961) przeprowadził próbę rozpozniomowania glin przy użyciu tej metody na Rugii i w Stolterze k/Warnemünde. Według niego, na ogra-

niczonym obszarze i w powiązaniu z innymi metodami stratygraficznymi, może ona znaleźć zastosowanie, ale nie wolno na jej podstawie wyciągać zbyt daleko idących wniosków.

Na ogół jednak, za początek ilościowych badań glazów przewodnich uważa się opracowania Milthersa (1909) oraz Gagela i Korna (1918). Ci ostatni określili udziały skał pochodzących z różnych obszarów alimentacyjnych Fennoskandii oraz przeanalizowali obecność wielu typów petrograficznych na obszarze Wołynia. Nie wypracowali jednak jeszcze metodyki, którą można byłoby stosować systematycznie. Późniejsze badania prowadzone były głównie w oparciu o dwie podstawowe metody opracowane i wprowadzone przez wspomnianego wyżej Milthersa (1909) oraz Hessemanna (1930a, b, 1932, 1934).

Metoda Milthersa (m. in. 1909, 1934, 1939, 1950; Milthersi 1938) wykorzystuje wyłącznie skały krystaliczne, uważane przez jej twórcę za łatwo rozpoznawalne. Liczba eratyków przewodnich została ograniczona do zaledwie 6–11, maksymalnie do 15 typów. Podstawowe oznaczenia ilościowe obejmowały tylko porfir rombowy i konglomerat porfiru rombowego (Norwegia), porfir Bredvad i porfiryt Grönklitt (Dalarna) oraz czerwony i brunatny porfir bałtycki (region wschodniobałtycki). Do tych sześciu podstawowych typów dodawano ewentualnie jeszcze inne porfiry Dalarna, skały alandzkie, porfir Paskallavik, diabaz Kinne i bazalty ze Skanii. Następnie obliczano stosunki pomiędzy skałami pochodzącymi z głównych obszarów alimentacyjnych eratyków. Wykazano w ten sposób wyraźne zróżnicowanie składu glazowego utworów kolejnych faz vistulianu na obszarze Danii.

Poza Milthersem tę samą metodę wykorzystywał jego syn Keld Milthers (1942) oraz Wennberg (1949) – *vide* Schuddebeurs (1980/1981), a w Polsce nieco zmodyfikowaną Konieczny (1956). Wennbergowi udało się uporządkować stratygraficznie moreny Skanii, natomiast wyniki badań Koniecznego kwestionują przydatność analiz glazowych dla potrzeb stratygraficznych na terenie Polski. Niedostatki procedury Milthersa wykazał Woldstedt (1935), a ostatnio również Smed (1993).

Inna, powszechnie stosowana metoda badawcza eratyków przewodnich, została opracowana przez Hessemanna (1930a, b, 1932, 1934) i następnie wykorzystywana do korelacji stratygraficznych na obszarze ówczesnych Niemiec (1931a, b, 1935, 1937a, b, 1938a, b). Autor ten brał pod uwagę wszystkie rozpoznawalne skały krystaliczne i przyporządkowywał je do czterech głównych stref alimentacyjnych: NE Fennoskandii (I), środkowej Szwecji (II), S Szwecji (III), Norwegii (IV). Wśród zidentyfikowanych skał przewodnich określał on procentowe udziały eratyków pochodzących z poszczególnych obszarów alimentacyjnych i zaokrąglal je do pełnych dziesiątek. Wyniki zestawiano w odpowiedniej kolejności uzyskując ciąg czterech (wyjątkowo pięciu) cyfr określany mianem formuły glazowej. Dla każdego zlodowacenia Hessemann wyznaczał

charakterystyczne wartości powyższej formuły. Wadą tej metody jest, według S c h u d d e b e u r s a (1980/1981), konieczność dobrej znajomości około 170 podstawowych typów eratyków i szeregu odmian przejściowych, a nawet sam H e s e m a n n ani nie znalazł, ani nie posiadał w kolekcji wszystkich wyróżnianych skał. W rzeczywistości jednak zaledwie 30 do 40 rodzajów eratyków przewodnich występuje stosunkowo często i tylko te wystarczy dobrze znać. Fakt ten podkreślają S c h u d d e b e u r s (1980/1981) i M e y e r (1983). Procedura badawcza H e s e m a n n a wykorzystywana była przez bardzo wielu autorów (m.in. R i c h t e r 1933; W ü n s c h m a n n 1934; M ü n n i c h 1936; L a d w i g 1938) i do dziś nie została ostatecznie zarzucona, o czym świadczą prace B ö s e (1979), S c h u d d e b e u r s a (1980/1981, 1981) i W ü n n e m a n n a (1993).

W Niemczech próbowano wykorzystać dla potrzeb stratygraficznych wiele metod badań petrograficznych bazujących na wskaźnikach, będących w rzeczywistości stosunkami liczbowymi pomiędzy podstawowymi grupami petrograficznymi. Do najbardziej znanych należą opracowania R i c h t e r a (1933, 1958) z różnych regionów Niemiec, M ü n n i c h a (1936) z Danii, północnych Niemiec i Zachodniego Pomorza oraz L a d w i g a (1938) z obszaru Pomorza. Ich wyniki potwierdzały na ogół wnioski oparte na badaniach metodą H e s e m a n n a, lecz były mniej precyzyjne.

NOWOCZESNA METODYKA BADAŃ GLAZOWYCH W EUROPIE

Po II wojnie światowej badania glazowe znalazły wielu zwolenników, a wśród nich L ü t t i g a (1958). Dotychczasowe metody uznał on za wymagające wielotorowego myślenia i – tym samym – trudne do interpretacji. Dlatego poszukiwał pojedynczego punktu (wartości), który scharakteryzuje wynik badań glazowych. Takim punktem jest według niego teoretyczne centrum glazowe (*Theoretisches Geschiebezentrum*) – TGZ, określone współrzędnymi geograficznymi, tj. długością i szerokością geograficzną. TGZ wyznaczamy sumując długości i szerokości geograficzne obszarów źródłowych wszystkich klastów skał przewodnich, reprezentowanych w analizowanej próbce i następnie, określając ich średnie wartości. Dla ujednoczenia obliczeń L ü t t i g podał wyliczone średnie współrzędne centralnych punktów wychodni poszczególnych skał. Nie sposób stwierdzić, jak dokładnie współczesne wychodnie eratyków przewodnich odpowiadają plejstocenijskim. Ten problem podnosi G ó r s k a (2000) twierdząc, że w badaniach rzadko uwzględniano możliwość istnienia w przeszłości znacznie większej powierzchniowo wychodni danego narzutniaka. Taka sytuacja mogła rzeczywiście mieć miejsce w przypadku skał osadowych, mających zwykle rozległe wychodnie i tworzących pokłady o niewielkiej miąższości. Egzaracja zaledwie półmetrowej warstwy o bardzo małym upadzie

może przesunąć granice wychodni o kilkadziesiąt do kilkuset metrów. Inaczej jest w przypadku skał magmowych, stanowiących źródło większości eratyków wskaźnikowych. Skały plutoniczne tworzą najczęściej głęboko zakorzenione intruzje, których zasięg poziomy zmienia się stosunkowo niewiele wraz z głębokością. Skały wulkaniczne (pominąwszy sam pień wulkaniczny – nek) budują niezbyt rozległe tarcze i kopuły. W trakcie egzaracji ich wychodnia mogła zostać zredukowana do wymiarów przekroju neku. Jednak różnica pomiędzy zasięgiem wychodni pierwotnej i zredukowanej nie ma większego znaczenia dla badań glazowych. Tym bardziej, że TGZ to tylko matematycznie określony punkt, nie mający nic wspólnego z rzeczywistym centrum egzaracji, które położone jest zdecydowanie dalej na północ.

Obliczenia L ü t t i g a (1958) wykazały, że dla obszaru Niemiec ośrodki glazowe zlodowacenia Warthe (warta) mają najbardziej zachodnie położenie, Drenthe (odra) – południowe, zaś Elsterianu – północne. Odmienne układy ośrodków glazowych autor ten uzyskał w Szlezwicku Holsztynie (1991). Najwyraźniej zmieniło się położenie TGZ dla utworów warciańskich, ulegając wyraźnemu przesunięciu na wschód.

M e y e r (1965, 1970, 1983), stosując z powodzeniem przez wiele lat metodę L ü t t i g a, doszedł do wniosku, że dla obszaru północnych Niemiec warciańskie ośrodki glazowe wysunięte są na północny wschód, odrzańskie na południowy zachód, zaś Elsterian charakteryzuje się północno-zachodnią lokalizacją TGZ. Opisaną metodę usiłowali uprościć M a r c z i n s k i (1968a) i G r o e t z n e r (1972), sprowadzając ją do określania tylko podstawowych grup petrograficznych i do wyliczenia na ich podstawie wybiórczych TGZ (*Auswahl-TGZ*).

Znaczącą zmianę w metodyce badawczej wprowadził dopiero w latach dziewięćdziesiątych S m e d (1993, 1994) proponując metodę map kołowych (*circle maps*), bazującą częściowo na procedurze wprowadzonej przez L ü t t i g a. Autor ten, pod wpływem sugestii K r ü g e r a (1974) i G r y (1974), rozszerzył liczbę wykorzystywanych skał wskaźnikowych i opracował nową metodę demonstracji wyników. Każdej skale przyporządkowuje on, w miejscu jej wychodni na mapie, koło o powierzchni proporcjonalnej do udziału danej skały w próbce. Następnie rysowuje przebieg strumienia lodowego, aż do miejsca depozycji analizowanych osadów. Metoda S m e d a zasługuje na szczególne uznanie przede wszystkim ze względu na przejrzystość i łatwość eliminacji materiału wtórnie włączonego do moreny. Jej wartość dostrzegli już badacze niemieccy i wykorzystują ją w coraz większym zakresie (H o f f m a n n, M e y e r 1997; V i n x *et al.* 1997). Ostatnio metoda ta jest stosowana również w Polsce (G ó r s k a 2000).

Równolegle prowadzono badania mające na celu usprawnienie metod M i l t h e r s a i H e s e m a n n a. Najbardziej udana propozycja oparta na metodzie H e s e m a n n a (1930a, b, 1934) została przedstawiona przez holenderską służbę geologiczną (*Rijks Geologische Dienst*) (Z a n d s t r a

1983, 1986). Zwiększono w niej liczbę obszarów alimentacyjnych z czterech do dziesięciu, dzięki czemu wyeksponowane zostały różnice pomiędzy różnowiekowymi utworami występującymi w Holandii. Jednak otrzymany obraz graficzny jest mniej czytelny i trudniejszy do interpretacji i korelacji niż formuły H e s e m a n n a.

Analizy składu materiału szkieletowego moren prowadzone były również w Europie Wschodniej. J a k o v l e v a (1956) wydzielała prawie 40 typów petrograficznych i przypisywała je do wielkich regionów alimentacyjnych, jak zachodnia Fennoskandia lub Półwysep Kolski. Wyniki analiz posłużyły jej do określania kierunków rozprzestrzeniania się lądolodów. Bardziej precyzyjną metodę badawczą zastosował na terenie Litwy T a r v y d a s (1957). Jego zdaniem zidentyfikowane eratyki przewodnie należy wiązać z siedmioma podstawowymi regionami alimentacyjnymi. Bazując na stosunkach pomiędzy wyznaczonymi w ten sposób grupami udowodnił on, że podczas ostatniego zlodowacenia lądolód nasuwał się na terytorium Litwy początkowo z obszaru Szwecji na S. SE i E. Później centrum zlodowacenia przesunęło się na teren Finlandii (południkowy kierunek ruchu lodu). Bardzo podobne metodycznie badania przeprowadził na obszarze Litwy także G a i g a l a s (1964, 1995b; G a i g a l a s, G u d e l i s 1965). Wyróżniał on sześć regionów alimentacyjnych, podając dla każdego skały przewodnie pierwszoplanowe i drugorzędne oraz skały towarzyszące. Stwierdzone zróżnicowanie składu petrograficznego różnowiekowych moren posłużyło mu do wyznaczenia kierunków napływu lodu podczas kolejnych transgresji. Analogiczne wyniki przyniosły również badania gładzowe w Estonii (V i j d i n g 1957; R a u k a s 1995a).

Na terenie Białorusi i Ukrainy badania eratyków przewodnich są, jak dotąd, słabo zaawansowane. Utwory zlodowacenia Dniepru na Ukrainie badał pod tym kątem D o r o f e e v (1969) i G a i g a l a s (1978; G a i g a l a s *et al.* 1982) – *vide* M a t o s h k o (1995). Na obszarze Białorusi zajęła się tą dziedziną A s t a p a v a (1987; A s t a p a v a *et al.* 1993), która opracowała próbki powierzchniowe i wyznaczyła dwa typy zespołów gładzowych: szwedzko-bałtycki i karelsko-fiński. W zachodniej i częściowo środkowej Białorusi dominują zespoły pierwszego typu, zaś na wschodzie – drugiego (A s t a p a v a 1987).

Poza obszarem Europy nie udało się dotychczas wypracować i wprowadzić do użycia skutecznych metod, pozwalających na stratygraficzne wykorzystanie materiału gładzowego. Badania gładzowe koncentrują się zwykle na określaniu kierunku transgresji lodu, długości transportu glacialnego i zasięgu zlodowacenia (P r e s t, N i e l s e n 1985; B e l l *et al.* 1989; D a i g n e a u l t 1990; M e y e r 1990; C h a r b o n n e a u, D a v i d 1995; J a c k s o n *et al.* 1997). Jedynie M e y e r (1990) spróbował dodatkowo wyznaczyć na obszarze Kanady skały, mogące w utworach glacialnych pełnić rolę eratyków przewodnich. Występowanie skal o charakterze wskaźnikowym w Cieśninie Hudsona stwierdził również L a y m o n (1992). Jednak jego podstawowym celem była ocena

dynamiki laurentyjskiej czaszy lodowej, zaś przeprowadzona rekonstrukcja obszarów alimentacyjnych eratyków miała wyłącznie charakter pomocniczy i bazowała na analizie jakościowej. Badania głazowe posłużyły także do odtworzenia przebiegu lododziałów pomiędzy odrębnymi (przynajmniej okresowo) czaszami lądolodów kanadyjskich (A n d r e w s, M i l l e r 1979).

Obiecujące wyniki uzyskano na podstawie uproszczonych badań petrograficznych (podział na 10 podstawowych grup) utworów glacialnych Wisconsinianu na obszarze Nowej Szkocji (S t e a *et al.* 1989). Udało się stwierdzić odrębność petrograficzną glin odłożonych przez kolejne fazy tego zlodowacenia oraz zrekonstruować na tej podstawie kierunki napływu lodu i zmienność położenia lododziałów.

Analiza petrograficzna materiału szkieletowego w utworach glacialnych może dostarczyć wielu informacji na temat budowy geologicznej obszarów alimentacyjnych oraz podłoża podczwartorzędowego na drodze napływu mas lodowych. Wiele danych, dotyczących geologii dna Bałtyku, uzyskano w ten właśnie sposób (m.in. L a i t a k a r i 1925; E s k o l a 1928, 1933, 1934; M i l t h e r s 1933). L a i t a k a r i (1925) na podstawie badań głazowych stwierdził obecność piaskowców jotnickich w dnie Zatoki Botnickiej. W pracy z 1933 roku E s k o l a stwierdził wręcz, że do badaczy głazów narzutowych należy wykonanie map geologicznych i petrograficznych dna Bałtyku. Ostatnio natomiast analiza eratyków stwierdzonych w osadach glacialnych jest na coraz większą skalę wykorzystywana dla rozpoznania podłoża lądolodu antarktycznego (D i e t r i c h *et al.* 1979; H ö f l e, B u g g i s c h 1993).

Metody badania eratyków wypracowane na obszarze zlodowaceń czwartorzędowych Skandynawii są coraz częściej wykorzystywane do interpretacji kierunków rozprzestrzeniania się i analizy zasięgów lądolodów starszych niż czwartorzędowe. G a p e j e v a (1956) rozwiązała w ten sposób problem występowania piaskowców kwarcyticznych na N, NW i W od Bajkału, w odległościach sięgających 450 km od istniejących dzisiaj wychodni tych skał.

UPROSZCZONA PETROGRAFIA DROBNEJ FRAKCJI ŻWIROWEJ

Równoległe z badaniami eratyków wskaźnikowych, prowadzono prace mające na celu wykorzystanie dla potrzeb stratygrafii drobnej frakcji żwirowej, możliwej do uzyskania z rdzeni wiertniczych. Identyfikacja konkretnych typów skał przewodnich jest w tej frakcji na ogół niemożliwa. Uważa się jednak, że wartość stratygraficzną mogą mieć stosunki pomiędzy podstawowymi typami petrograficznymi, ponieważ odzwierciedlają one budowę geologiczną obszaru alimentacyjnego. Przy założeniu, że obszar ten zmieniał z czasem swoje położenie, czego dowodzą badania głazowe, analiza kierunków rys glacialnych i innych wskaźników, można przyjąć, że różnowiekowe utwory glacialne będą cechowały się odmiennym składem frakcji żwirowej.

Badania petrograficzne drobnego materiału nie mogą jednak dorównać precyzją analizie eratyków przewodnich. Dowiedziono, że bardzo drobne frakcje w glinie (włącznie z ilastą) reprezentują znacznie większe obszary alimentacyjne niż grubszy materiał (Dreimanis, Vagners 1971; Lindén 1975; Perttunen 1977).

Badania takie podjęte zostały już w wielu krajach Europy, a wśród nich głównie w Niemczech: Cepak (1969, 1973), Böse (1979, 1990, 1995), Ehlers (1979, 1981), Vinx *et al.* (1997), na Litwie: Gaigalas (1964, 1976, 1995a), w Estonii: Raikas (1995b), w Holandii: Zandstra (1976) i w Polsce.

Opinie o większej przydatności w analizach litostratygraficznych badań frakcji żwirowej niż eratyków przewodnich (np. Kenig 1998) wynikają z możliwości wykorzystania materiału wiertniczego oraz stosunkowo mało czasochłonnego cyklu poboru próbek i ułatwionej analizy laboratoryjnej. Przeciwną opinię reprezentuje Meyer (1983, 1985), zwracając uwagę na większą niż w grubszej frakcji możliwość zanieczyszczenia starszymi trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi osadami oraz zafalszowania składu petrograficznego na skutek wietrzenia, rozpadu mrozowego, a nawet mechanicznego podczas wiercenia. Brak możliwości wykorzystania badań petrograficznych drobnej frakcji żwirowej dla korelacji stratygraficznych wykazali doświadczalnie Thiem i Krbeschek (1992), analizując ponad 160 próbek z utworów Saalianu na terenie Łużyc.

BADANIA ERATYKÓW W POLSCE

Pierwsze obszerne opisy wielu eratyków przedstawił w 1882 roku Siemira d z k i. Autor ten zajmował się także zasięgami głazów narzutowych na południu ziem polskich, co pozwoliło mu skorygować i uzupełnić dane zebrane w pierwszej połowie XIX wieku przez Puschla (Koreńskiego). Później polscy badacze zarzucili na kilkadziesiąt lat badania eratyków fennoskandzkich.

W międzyczasie pojawiły się liczne prace autorów niemieckich poświęcone nie tylko Wielkopolsce, Prusom Wschodnim i Pomorzu ale także Wołyniowi (m.in. Pencik 1879; Cohen, Deecke 1892, 1896; Korn 1895, 1917, 1920; Gageł, Korn 1918). Dopiero w 1928 roku ujrzało światło dzienne opracowanie Zerndta, przedstawiające ciekawsze głązy narzutowe Łodzi i okolic. W 1931 roku Państwowa Rada Ochrony Przyrody rozpoczęła planową rejestrację dużych głazów narzutowych (Kreutz, Głowinińska 1932). Jednocześnie prowadzono badania petrograficzne drobnej frakcji żwirowej w oparciu o duńskie wzorce (Głob 1933).

Pod koniec lat trzydziestych badania głazów narzutowych występujących w morenach rozpoczęła Jaroszewicz-Kłyszynska (1938a, b). Wśród eratyków pobranych z glin zwałowych wyróżniała skały krystaliczne i osadowe. Skały osadowe dzieliła dodatkowo na wapienie, dolomity, kwarcyty (włącznie z piaskowcami – w tym określała liczbę czerwonych piaskowców kwarcytowych),

fosforyty i krzemienie. Dla każdej moreny obliczała liczbowe i objętościowe stosunki O/K i K/W. Tę metodę zastosowała autorka do korelacji glin z różnych obszarów Polski północnej i środkowej (J a r o s z e w i c z - K ł y s z y ń s k a 1938b). W tym samym okresie rozpoczęli badania granulometryczne i morfometryczne B ł a c h o w s k i (1938) i K r y g o w s k i (1938).

Po II wojnie światowej K r y g o w s k i (1948) podjął badania zbieranych na powierzchni terenu głazów o wielkości 5–10 cm. Problem przynależności stratygraficznej badanych próbek rozwiązał poprzez pobieranie ich pomiędzy ówczesnie przyjętymi granicami zasięgów poszczególnych zlodowaceń w Polsce Zachodniej. Zebrane próbki liczące od 24 do 100 głazów segregował na 4 podstawowe grupy petrograficzne i określał ich udziały procentowe w całości materiału.

Śladem G o ł ą b a (1933) i B ł a c h o w s k i e g o (1938), w latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych, wielu polskich badaczy podjęło próby badania drobnych frakcji (K r y g o w s k i 1955, 1967b; K a r c z e w s k i 1963; R a c i n o w s k i 1969; R a c i n o w s k i, R z e c h o w s k i 1969). Podwaliny polskiej metody analizy petrograficznej żwirów stworzył T r e m b a c z o w s k i (1961, 1967). Uzyskał on zbliżone wyniki dla różnych próbek pobieranych z tego samego poziomu gliny zwałowej, przy jednoczesnym występowaniu zróżnicowania pionowego. T r e m b a c z o w s k i dzielił ziarna na 10 grup petrograficznych: skały krystaliczne, krzemienie, piaskowce zwięzłe, kongrecje żelaziste, kongrecje piritowe, węgiel brunatny, fosforyty, piaskowce małozięzłe i wapniste razem z lupkami ilastymi, wapienie paleozoiczne i dolomity paleozoiczne. Na podstawie udziału poszczególnych grup wyliczał wskaźniki petrograficzne. Przydatne okazały się: O/K, A/B, S/W, K/W i K/W₁. Próbką musi być pobierana z moreny niezwiertzałej, zalegającej na złożu pierwotnym.

W późniejszym okresie petrografię frakcji żwirowej badał R z e c h o w s k i (m.in. 1971, 1974, 1977, 1982; M o j s k i, R z e c h o w s k i 1967). Obok standardowych już wskaźników O/K, K/W i A/B dużą rolę przypisywał on skalom lokalnym. Na obszarze Polski R z e c h o w s k i (1974, 1977) wyznaczył szereg litotypów w obrębie osadów glacialnych. Autor ten uznał za najbardziej reprezentatywną frakcję 5–10 mm. Zbliżone badania przeprowadza obecnie wielu geologów, m.in. C z e r w o n k a, W i t e k (1977), C z e r w o n k a, K r z y s z k o w s k i (1992, 1994), C z e r w o n k a *et al.* (1997), K r z y s z k o w s k i (1988, 1994), S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i (1991), K r z y s z k o w s k i, C z e r w o n k a (1992), K ł a t k o w a (1993), L i s i c k i (1993), G ó r s k a (1995, 2000), L a g e r l u n d *et al.* (1995), K e n i g (1998).

Pierwsze badania eratyków przewodnich po II wojnie światowej przeprowadził K o n i e c z n y (1956). Autor ten zmodyfikował metodę M i l t h e r s a, dodając do wyróżnionych przez niego trzech grup czwartą, obejmującą skały zachodnioińskie. Konkluzją jego badań było stwierdzenie o braku przydatności

analizy eratyków przewodnich w stratygrafii czwartorzędu (K o n i e c z n y 1956). Tę samą metodę zastosował powtórnie analizując głązy narzutowe w Kotlinie Kłodzkiej (K o n i e c z n y, W d o w i a k 1971).

Odm inną koncepcję badań glazowych przedstawił D u d z i a k (1970). Według niego dotychczasowe badania, wykorzystujące głównie frakcję do 60 mm, są obarczone dużym błędem z uwagi na potencjalną nawet wielokrotną redepozycję. Stabilne miałyby być tylko wielkie eratyki, które do tej pory nie były wykorzystywane w badaniach stratygraficznych. Badaniami objął on w sumie tylko 170 eratyków widocznych na powierzchni. Większość stanowiły jednak skały nierozpoznawalne i tylko nieliczne udało się powiązać z konkretnymi obszarami macierzystymi. Zapewne ten fakt skłonił D u d z i a k a (1973, 1974a, b, 1978, 1985) do przestawienia się na drobniejszą frakcję (10–100 i 20–100 mm). Jego badania przeprowadzone w południowej Polsce potwierdziły, sugerowany przez H e s e m a n n a (1935), wysoki udział materiału wschodniofenno-skandzkiego w utworach Elsterianu (D u d z i a k 1973, 1978). D u d z i a k badał również wpływ wietrzenia i frakcji na skład glazowy (1974b, 1985) i związki rozmiarów eratyków z długością transportu (1980) oraz testował różne metody badawcze (1974a).

Równolegle na obszarze północno-wschodniej Polski badania prowadziła N u n b e r g (1971, 1979). Jej zdaniem pierwotny skład zespołu glazowego najlepiej odtwarza frakcja 7–20 cm; dodatkowym atutem jest stosunkowo łatwa identyfikacja tak dużych eratyków. W analizie statystycznej wyliczała ona m.in. wskaźnik selekcji, stanowiący stosunek skal kwaśnych do zasadowych. Obliczone przez N u n b e r g procentowe udziały poszczególnych grup petrograficznych okazały się praktycznie jednakowe dla osadów obu analizowanych zlodowaceń. W związku z tym, ich przydatność stratygraficzna jest raczej niewielka.

W ostatnich latach G ó r s k a (1995, 2000) zainteresowała się eratykami przewodnimi w utworach glacialnych vistulianu na terenie Wielkopolski. Stosując nowoczesną metodykę, wykazała zróżnicowanie zespołów glazowych w różnowiekowych utworach.

Bardzo nieliczne są w polskiej literaturze geologicznej analizy występowania skał krótkiego transportu (tzw. lokalnych) w utworach czwartorzędowych. Na podstawie badań skał lokalnych frakcji 10–50 mm L a m p a r s k i (1969, 1971) zdołał odtworzyć kierunek transgresji lądolodu środkowopolskiego na obszar północnej części Jury Polskiej (1971). W tym samym opracowaniu zakwestionował on przydatność analizy petrograficznej dla celów stratygraficznych, zarówno w odniesieniu do materiału skandynawskiego, jak i lokalnego. Zbliżone metodycznie badania w Sudetach Zachodnich przeprowadził W ó j c i k (1985).

R ó ż y c k i (1976) przeanalizował utwory glacialne Wyżyny Małopolskiej i określił moreny bogate w materiał lokalny mianem „moren egzarcacyjnych”. Zależność składu petrograficznego glin morenowych od lokalnego podłoża w centralnej Polsce badał również R z e c h o w s k i (1982), zaś analogiczne

badania w utworach wodnolodowcowych przeprowadził ostatnio Krze mi ń - s k i *et al.* (1993). Uzyskane wyniki posłużyły mu do rekonstrukcji paleogeograficznych.

METODYKA

STANOWISKA BADAWCZE

Obszar objęty badaniami znajduje się w strefie powierzchniowego występowania utworów warciańskich. Tylko w jego północnej i północno-zachodniej części są one przykryte osadami młodszego zlodowacenia (rys. 1). Żadne stanowisko badawcze nie znalazło się poza zasięgiem zlodowacenia warty.

Przy doborze stanowisk kierowano się przede wszystkim możliwością poboru w jednym profilu próbek różnego wieku. Z tego względu wybierano odkrywkę kopalniane i duże wyrobiska eksploatowane dla potrzeb cegielni. Nie pominięto jednak położonych w okolicach Łodzi mniejszych odsłoneń. Przyjęty sposób poboru próbek wykluczył wykorzystanie materiału wiertniczego.

LITOLOGIA BADANYCH OSADÓW

Badania petrograficzne frakcji żwirowej realizowane były przez wielu geologów przy użyciu materiału pobieranego z osadów bardzo różnych facji. W ostatnim okresie przyjmuje się jednak, że najbardziej wiarygodne dane można uzyskać interpretując próbki uzyskane z glin zwałowych (S m e d 1993; V i n x *et al.* 1997). P u r a n e n (1990) sugeruje nawet, że powinny to być przede wszystkim gliny bazalne, w których w możliwie najmniejszym stopniu zaznaczył się wpływ procesów postdepozycyjnych. Nie wydaje się jednak celowe pobieranie materiału z najniższej części glin bazalnych, ponieważ mają one charakter najbardziej lokalny. Wykazała to analiza przeprowadzona przez S a a r n i s t o (1990).

Kierunek i długość transportu materiału fluwioglacjalnego mogą cechować się dużym zróżnicowaniem na niewielkiej przestrzeni, wynikającym z rzeźby podłoża, lokalnej dynamiki łądołodu i innych czynników. Utrudnia to znacznie określenie jego obszaru źródłowego (L i l l i e s k ö l d 1990). Ten sposób transportu związany jest także z sortowaniem wodnym (zawsze) i rozcinaniem starszych utworów występujących w podłożu (często), co dodatkowo obniża wiarygodność osiągniętych wyników. Pomimo tych wątpliwości, nawet w niektórych najnowszych opracowaniach (H o f f m a n n, M e y e r 1997), próbki uzyskane ze żwirów traktuje się równorzędnie z morenowymi.



Rys. 1. Obszar badań

a – stanowiska badawcze; b – zasięg zlodowacenia wisły (wg Marksa 1991); c – maksymalny zasięg zlodowacenia warty (wg Klatkowej 1995)

Study area

a – research points; b – a limit of the Vistulian Glaciation (after Marks 1991); c – the maximum extent of Warta Glaciation (after Klatkova 1995)

Dla potrzeb niniejszej pracy próbki pobierane były wyłącznie z glin, a tylko dla celów porównawczych w ośmiu punktach zebrane zostały próbki żwirowe. Posłużyły one głównie do kontroli, na ile skład podścielającej moreny wpływa na petrografię bruków erozyjnych oraz utworów fluwioglacjalnych.

O ile było to możliwe, wybierano do badań typowe gliny bazalne o pionowych powierzchniach oddzielności, unikając wszelkiego rodzaju wyraźnie warstwowanych utworów. Zgodnie z uwagami Dreimaniśa (1990) wykorzystywano gliny, które cechowały się niewielką lateralną zmiennością miąższości. Próbki pobierano prawie wyłącznie w sztucznych odsłonięciach, gdzie istniała możliwość stosunkowo łatwego dostępu do niezwiertzalnych partii analizowanego horyzontu morenowego. Wykluczono wszystkie ziarna, co do których nie było pewności, że ich obecna pozycja odpowiada pierwotnej, a zwłaszcza luźno leżące w odkrywkach i na powierzchni terenu.

Procedura przyjęta w niniejszej pracy odbiega dość znacznie od powszechnie stosowanej w Niemczech czy w Holandii, pozwala jednak na jednoznaczne powiązanie spektrum glazowego z konkretnym horyzontem glacialnym. Pobór skal z powierzchni terenu albo wręcz z zebranych z pól przyzm, co czynili zarówno Milthers (1909, 1933, 1934, 1936, 1939), jak i Hese mann (m. in. 1930a, b, 1932, 1933, 1935, 1938a, b) oraz ich liczni następcy (m. in. Wennberg 1951; Konieczny 1956; Vijding 1957; Gaigalas, Gudelis 1965; Groetzner 1972; Schuddebeurs 1980/1981, 1981), jest zupełnie nie do przyjęcia. Woldstedt uznał taką procedurę już w 1954 roku za niepewną, gdyż tylko glina – i to niezwiertzała – zawiera pierwotny inwentarz glazowy. Hirvas i Nenonen w typowo metodycznej pracy (1990) zalecali pobór glazów do badań wskaźników bezpośrednio ze ściany, wyjątkowo z usypanego poza odkrywka materiału, co do którego mamy absolutną pewność, że pochodzi z konkretnej warstwy gliny.

Drugą różnicą w stosunku do większości badań glazowych (np. Hese mann 1930b, 1937a, b; Wennberg 1951; Konieczny 1956; Lüttig 1958; Meyer 1970; Nunberg 1971, 1979; Groetzner 1972; Schuddebeurs 1980/1981) jest uwzględnianie przez autora prawie wyłącznie materiału uzyskanego z niezwiertzałych utworów morenowych. Tylko w trzech przypadkach (Chociw i po jednej próbce z formacji Kuców i Lawki w KWB „Belchatów”) pobrano materiał z wyraźnie zwiertzałej i odwapnionej gliny.

Warto przypomnieć, że zależność składu glazowego od wietrzenia, frakcji i typu osadów analizował Hese mann (1933). Zauważył on wzrost udziału niektórych typów petrograficznych w utworach zwiertzałych. W Polsce podobne badania podjął Dudzika (1985) i wykazał znaczące zmiany składu glazów przewodnich zachodzące wraz z wietrzeniem. Ten sam problem, w nieco innym aspekcie, analizowali również Lamparski (1971) i Hall (1983).

WIELKOŚĆ REPREZENTATYWNEJ PRÓBKII

Wielkość próbki decyduje o jej wiarygodności. Aby była reprezentatywna, nie tylko musi być zebrana z odpowiedniego horyzontu w sposób zupełnie przypadkowy, wykluczający wstępną, nawet nieświadomą, selekcję (spowodowaną np. rzucającym się w oczy zabarwieniem), ale także jej liczebność powinna być odpowiednio wysoka. Decydującą rolę w badaniach litostratygraficznych, wykorzystujących grubą frakcję zwirową, odgrywa liczba zawartych w niej eratyków przewodnich, a nie całkowita liczebność próbki. Opinie na ten temat są bardzo zróżnicowane. Lüttig (1958) nie precyzuje, jakie powinno być minimum ale oblicza TGZ nawet dla zaledwie 21 glazików. Meyer (1983) i Smed (1993, 1994) uważają, że miarodajne są badania bazujące na nie mniej niż 50 oznaczonych glazach przewodnich, jednak pierwszy z wymienionych autorów

uznał 30 za najniższą akceptowalną liczbę glazów wskaźnikowych (1983). Uważał on także, że generalny trend może wskazać nawet mniejsza niż 30 liczba eratyków przewodnich.

Doświadczenia niemieckie wykazały, że oznaczalne jest zaledwie 2–8% skał krystalicznych (H e s e m a n n 1931b), ewentualnie 10% odpowiednio dużych ziaren po odliczeniu wapieni i krzemieni (M e y e r 1983, 1985). Zdaniem ostatniego autora, wyższe udziały zdarzają się ale w wyraźnie wschodniobałtyckich zespołach, bogatych w łatwo rozpoznawalne skały alandzkie. Wybitnie wyższe wartości mogą również wystąpić w wypadku tzw. eratyków szrapnelowych (E s k o l a 1933), kiedy pojawia się anormalnie wysoki udział na ogół dość rzadkiego narzutniaka. Jako przykład może służyć analiza M i l l t h e r s a (1934), w której brunatne porfiry bałtyckie stanowiły aż około 40% wszystkich oznaczonych skał przewodnich. Wysokie udziały oznaczonych skał przewodnich w badaniach S c h u d d e b e u r s a (1980/81, 1986) i Z a n d s t r y (1983) są wynikiem dekalcyfikacji i dość wysokiego stopnia zwietrzenia holenderskich moren. Wylimitowaniu ulegają wtedy liczne skały nie mające znaczenia przewodniego, co podwyższa odsetek eratyków przewodnich w zredukowanym tą drogą zespole.

Po analizie przeciętnego składu wielu próbek glazowych M e y e r (1983) przyjął, że minimalna, całkowita liczebność próbki, z której da się wyodrębnić reprezentatywny statystycznie zespół eratyków przewodnich, powinna wynosić 1000 klastów. Powyższą opinię popiera V i n x *et al.* (1997) nie podając jednak, jak liczny zespół rozpoznanych skał przewodnich niezbędny jest dla wyciągnięcia miarodajnych wniosków. Z uwagi na fakt, że większość eratyków przewodnich stanowią skały magmowe, w glinach bogatych w składniki węglanowe minimalna liczebność próbki musi być jeszcze większa. S c h u d d e b e u r s (1980/1981) zaleca w takich przypadkach pobór 1500 klastów.

Z uwagi na duże zróżnicowanie zawartości skał lokalnych w utworach morenowych środkowej Polski (stwierdzony w trakcie badań zakres zmienności wyniósł od niewiele ponad 1% do 55%) autor uznał za niecelowe opieranie się wyłącznie na całkowitej liczebności próbki. Przeprowadzanie pełnej analizy w terenie aż do osiągnięcia wymaganej liczby eratyków przewodnich, jak czyniły to J a k o v - l e v a (1956) i N u n b e r g (1971), było nie do przyjęcia, głównie ze względów czasowych. Rzetelna analiza jednej próbki wymaga poświęcenia nie mniej niż trzech dni. Przyjęto zatem, że jeżeli większość skał przewodnich stanowią skały krystaliczne i piaskowce, to o przydatności próbki do badań powinna decydować ich liczba, a nie liczebność całej próbki. W ślad za opinią M e y e r a (1983, 1985) o możliwości oznaczenia zaledwie 10% tych skał w zespołach glazowych Niemiec założono, że próbka nie powinna zawierać ich mniej niż 400, a najlepiej jeśli liczyłaby ponad 500. Oznacza to konieczność poboru w sumie ponad 1000 glazików w każdym analizowanym punkcie. Wszystkie próbki, które po wstępnej selekcji nie spełniły wymienionego wyżej warunku (minimum 400 klastów po odliczeniu skał lokalnych, węglanowych i krzemieni) były uzupełniane w czasie dodatkowych

prac terenowych. Przeciętnie każda próbka zawierała ponad 1200 ziaren. Oznacza to, że w przebadanych 40 próbkach zidentyfikowano ponad 48 000 głazików.

BADANA FRAKCJA

Fracja materiału, który ma podlegać analizie stanowi od dawna problem dość kontrowersyjny. N u n b e r g (1971) proponuje granice 7–20 cm, co absolutnie wyklucza pobór próbek do laboratorium (odpowiednio liczna ważyłaby około pół tony). W glinach o przeciętnym składzie próbka tej frakcji wymagałaby przejrzania kilkudziesięciu m³ osadu. Z tego samego względu nie można zaakceptować propozycji R u t k o w s k i e g o (1995) objęcia badaniami frakcji 64–128 mm (odnosiła się ona raczej do osadów żwirowych niż do glin morenowych). K r y g o w s k i (1948) oparł się w swoich badaniach na frakcji 50–100 mm, która pozwala na dość szybką i łatwą identyfikację zawartych w zespole skał przewodnich. Reprezentatywną próbkę tak grubego materiału mógł jednak zebrać w miarę szybko tylko dlatego, że korzystał z narzutniaków zbieranych z powierzchni terenu.

Szukając kompromisu pomiędzy możliwościami szybkiego poboru stosunkowo licznej próbki i oznaczenia maksymalnej liczby zawartych w niej skał przewodnich, niektórzy badacze niemieccy preferują ziarna o wymiarach 20–63 mm (L ü t t i g 1958; M e y e r 1983). G r o e t z n e r (1972) skoncentrował się na przedziałach 6,3–20 i 20–63 mm, zaś V i n x *et al.* (1997) przyjął za minimum 15 mm średnicy lub najdłuższej osi. Autor ten, wbrew zaleceniom M e y e r a i L ü t t i g a, uwzględniał również ziarna większe niż 63 mm. J a r o s z e w i c z - K l y s z y ń s k a (1938a, b) i J a k o v l e v a (1956) analizowały wszystkie ziarna o średnicy przekraczającej 10 mm. Podobnie postępowali G a i g a l a s i G u d e l i s (1965) oraz W ó j c i k (1985) ale wprowadzili górną granicę wielkości materiału wynoszącą 100 mm. Dla potrzeb analizy petrograficznej utworów fluwiogłacjalnych, koncentrującej się na identyfikacji skał bliskiego transportu, K r z e m i ń s k i *et al.* (1993) zdecydował się na wykorzystanie klastów o wymiarach od 10 do 64 mm. S c h u d d e b e u r s (1980/1981), który stosował aż do lat osiemdziesiątych metodę H e s e m a n n a, ograniczył się do analizy ziaren o średnicy większej niż 25 mm.

Systematyczne badania zależności składu glazowego od frakcji przeprowadzili H e s e m a n n (1933), M a r c z i n s k i (1968b) i D u d z i a k (1974b). H e s e m a n n stwierdził większy udział granitów rapakiwi i smålandzkich wśród grubszych frakcji ale nie przypisywał temu faktowi większej roli. Do podobnego wniosku w odniesieniu do smålandzkich granitów z niebieskawym kwarcem prowadzą analizy M a r c z i n s k i e g o (1968b) przeprowadzone dla frakcji 5–15 i 15–60 mm. W pozostałych grupach petrograficznych autor ten nie dostrzegł znaczących różnic pomiędzy przeanalizowanymi frakcjami. D u d z i a k (1974b)

poddał analizie stosunek skał wschodnio- do zachodniofennoskandzkich w osadach zlodowacenia południowopolskiego i stwierdził we frakcjach 1–2, 2–6 i 6–10 cm stałą, około dwukrotną przewagę skał wschodniego pochodzenia nad zachodniofennoskandzkimi. Dopiero we frakcjach poniżej 1 cm i powyżej 10 cm wzajemne proporcje tych grup ulegają zasadniczej zmianie, co nie pozwala na włączenie ich do badań głazowych.

Przydatność różnych frakcji w badaniach eratyków przewodnich analizował również S m e d (1993), który stwierdził na podstawie eksperymentów przeprowadzonych na duńskich plażach, że skały wulkaniczne są liczniej reprezentowane w drobniejszych frakcjach, zaś plutoniczne w grubszych. Jako wartość graniczną przyjął 15 cm. Według S m e d a należy zatem uwzględniać zarówno typy skalne powszechne w grubszej, jak i częste w drobniejszej frakcji. M i l t h e r s (1909) też widział ten rozkład i dopatrywał się jego przyczyny w różnej odporności na abrazję, podczas gdy K r ü g e r (1974) podkreślał rolę gęstości pierwotnej sieci spękań, która w skałach wulkanicznych jest prawie zawsze większa niż w plutonicznych.

Po wnikliwej analizie opracowań poświęconych przydatności poszczególnych frakcji do badań głazowych oraz dyskusji ze specjalistami z Niemiec, autor postanowił uwzględnić w badaniach wszystkie ziarna o wymiarach ponad 20 mm. Wśród drobniejszego materiału udział zidentyfikowanych eratyków przewodnich był stosunkowo niewielki. Wynikało to z braku możliwości makroskopowego rozpoznania niektórych skał, a nie z rzeczywistej ich nieobecności w badanej próbie.

Selekcja prowadzona była na sicie o okrągłych oczkach, o średnicy właśnie 20 mm (zgodnie z zaleceniem M e y e r a inf. ustna). Większe od zalecanych przez wspomnianego badacza ziarna (tzn. ponad 63 mm), wykorzystano dla uzyskania pełniejszego spektrum zidentyfikowanych eratyków. Niektóre spośród skał przewodnich (wyborgit, granit Revsund, Arnö, Björna) cechują się występowaniem dużych, kilkudziesięciomilimetrovych, a nawet większych skaleni, które mogą budować całe ziarno. Wspomniane skały rzadko udaje się zidentyfikować nawet wśród klastów o kilkucentymetrovych rozmiarach. Większość tych gruboziarnistych głazów przewodnich, przy zastosowaniu ograniczenia wielkości eratyków, musiałaby zostać wyeliminowana, co pozostaje w sprzeczności z podstawową ideą badań. Podobnego zdania jest R u t k o w s k i (1995) twierdząc, że uwzględnianie frakcji najgrubszych jest konieczne, gdyż mogą się w nich koncentrować niektóre składniki.

TECHNIKA POBORU PRÓBEK

Zawartość frakcji zwirowej podlegającej badaniom, tj. ponad 20 mm, w glinach środkowej Polski jest bardzo mała. Dokładnych badań jak dotąd nie prowadzono. Istnieją tylko wyniki analizy granulometrycznej z odkrywki KWB „Bełchatów”,

w której uwzględniano udział wagowy ziaren o średnicy przekraczającej 5 mm. W zależności od poziomu morenowego wynosi on tylko od 0,6 do 4,3% (B a r a n i e c k a *et al.* 1995). O wiele wyższe udziały notowane są dla glin vistuliańskich w Estonii (frakcja 10–100 mm stanowi od 10 do ponad 25% w północnej części tego kraju – R a u k a s 1969) i w Finlandii, gdzie ziarna powyżej 20 mm stanowią około 10% wagowych utworów morenowych (S o v e r i 1964 – *vide* P u r a n e n 1990).

Z uwagi na bardzo niski udział badanej frakcji w większości analizowanych moren, nie było możliwe pobieranie całej masy gliny do laboratorium i jej szlamowanie. Dlatego po wybraniu w obrębie odsłonięcia odpowiednio świeżej powierzchni (lub oczyszczeniu pokrytej produktami wietrzenia i materiałem wypłukanym przez wodę z nadległych osadów), zebrane były wszystkie gładziki tkwiące w ścianie ale widoczne na powierzchni, a następnie zdejmowano cienkie warstewki gliny o grubości 1–2 cm, co pozwoliło wychwycić wszystkie zawarte w niej ziarna odpowiednich rozmiarów. Jako że w terenie nie było warunków pozwalających na selekcję wielkością ziaren, w próbkach znalazło się sporo zbyt małych gładzików, które zostały wykluczone dopiero na etapie prac laboratoryjnych. Pomijano wszelkie ziarna wypłukane przez wodę i leżące luzem na dnie odkrywki.

ANALIZA LABORATORYJNA

Podstawowym zadaniem realizowanym w ramach opracowania laboratoryjnego była identyfikacja wszystkich eratyków przewodnich i statystycznych obecnych w pobranych próbkach. Pierwszy etap pracy stanowiło dokładne oczyszczenie okazów połączone ze wstępną selekcją, w ramach której wyróżniano tylko cztery podstawowe grupy petrograficzne: skały krystaliczne, skały węglanowe, piaskowce i pozostałe skały osadowe oraz krzemienie. Decydującą rolę odgrywała zawartość skał krystalicznych (w tym zwłaszcza magmowych) i piaskowców, ponieważ większość wyróżnianych skał przewodnich reprezentuje te właśnie grupy (M i l t h e r s 1909; H e s e m a n n 1975; S m e d 1994).

Po oczyszczeniu odrzucono klasty, których wymiary były mniejsze od przyjętego minimum. Wszystkie duże okazy i większość mniejszych były rozbijane w celu uzyskania świeżej powierzchni, na której możliwa była identyfikacja poszczególnych minerałów niezbędna dla prawidłowego oznaczenia skały. Zrezygnowano z wykonywania szlifów cienkich i badań pod mikroskopem polaryzacyjnym, bowiem tego rodzaju prace wymagałyby olbrzymich środków finansowych i wiele czasu, zaś osiągnięte wyniki byłyby stosunkowo mało przydatne dla badań stratygraficznych czwartorzędu.

Podstawowym narzędziem pracy była lupa powiększająca ośmiokrotnie, 10% roztwór kwasu chlorowodorowego (solnego), igły o różnej twardości i – w przypad-

ku skał drobnoziarnistych – lupa binokularowa pozwalająca uzyskać powiększenie do 64x. Każda skała była oglądana w stanie suchym i mokrym – w drugim przypadku bardziej czytelne były barwa lub zabarwienie mineralów na powierzchniach zwiertzałych lub uszkodzonych mechanicznie. Jako że większość pospolitych minerałów skalotwórczych ma białą rysę, powierzchnia podlegająca abrazji wyraźnie jaśnieje. Zatarciu ulegają granice pomiędzy ziarnami, wyrażone najczęściej różnicą koloru, pokroju lub stopnia zwiertzenia. Zwilżenie zwiertzalej powierzchni skały ujawniało te granice i zdecydowanie przyspieszało identyfikację eratyków. Odwrotny efekt powodowało zwilżenie zupełnie świeżej powierzchni uzyskanej przez rozbicie okazu – warstewka wody ukrywa wtedy powierzchnie łupliwości i zupełnie uniemożliwia określenie typu polysku, stanowiącego jedną z podstawowych cech rozpoznawczych kwarcu.

Przy oznaczaniu posługiwano się przewodnikami, atlasami i innymi opracowaniami petrograficznymi (przede wszystkim: C o h e n i D e e c k e 1892, 1896; H u c k e 1917; K o r n 1927; G u d e l i s 1971; H e s e m a n n 1975; S m e d 1994). Najpełniejsze opisy i najdłuższą listę skał przewodnych zawiera praca H e s e m a n n a ale autor ten dużo uwagi poświęcił analizie mikroskopowej – bardzo cennej, lecz w badaniach gładów narzutowych prowadzonych dla potrzeb stratygraficznych nie znajdującej zastosowania. Bardziej przydatny okazał się atlas S m e d a z 1994 roku.

Oznaczenia zostały zweryfikowane przez porównanie z okazami skał fennoskandzkich znajdującymi się w zbiorach Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Muzeum Geologicznego Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Krakowie oraz Zakładu Geologii Uniwersytetu Łódzkiego.

Jednocześnie z wyodrębnianiem skał przewodnych przeprowadzono segregację całego materiału o frakcji ponad 20 mm na podstawowe grupy petrograficzne (tab. 1). Określając ich udział uwzględniono również należące do danej kategorii skały przewodnie lub statystyczne, np. granity i porfiry alandzkie zostały wliczone do grupy skał krystalicznych, zaś piaskowce Tessini i Dala do grupy piaskowców prekambryjskich i paleozoicznych. Aby umożliwić późniejszą korelację z wynikami innych autorów, starano się zastosować możliwie dużo szczegółowych wydzieleni, które następnie można sumować, uzyskując w ten sposób grupy zbiorcze. Tą metodą można doprowadzić do zgodności wydzieleni z grupami petrograficznymi, wyróżnianymi przez T r e m b a c z o w s k i e g o (1961, 1967) i B ö s e (1979). Problematyczna wydaje się tylko kwestia zupełnie innej frakcji przeanalizowanej w niniejszej pracy, w stosunku do większości opracowań, gdzie zwykle segregacji petrograficznej poddaje się ziarna o znacznie mniejszych wymiarach. Na Litwie pojawiła się jednak opinia (G a i g a l a s 1964), że na uproszczone badania petrograficzne wielkość frakcji nie ma większego wpływu. Dowodzą tego porównywalne wyniki analiz frakcji drobniejszych, tj. 3–5 i 5–7 mm oraz grubszych: 7–10 i 10–30 mm.

Grupy petrograficzne wyróżniane w trakcie analizy

Groups of rocks separated in petrographical analysis

Skład wyodrębnionej grupy	Symbol	Wybrane cechy diagnostyczne; uwagi
Skąły lokalne	Lk	Nie włączono do tej grupy krzemieni, czertów ani kwarcu traktowanych oddzielnie.
Wąpienie mzozoiczne i kenozoiczne (ogółem)	KK	Włącznie z opokami i gezami.
Kreda z glaukonitem		Nie dostrzeżono żadnej regularności w występowaniu obu odmian kredy.
Kreda bez glaukonitu		
Konkrecje żelaziste	K _{Fe}	Włącznie z syderytami ilastymi.
Konkrecje fosforytowe	K _{fosf.}	Pospolitsze w zachodniej części badanego obszaru.
Konkrecje pirytowe	K _{pir.}	
Wągiel brunatny	L	Obecność uzależniona głównie od stosunku poziomu morenowego do podłoża, a nie od pozycji stratygraficznej.
Bursztyn		Rzadki w utworach morenowych.
Lidyt		W żadnej próbie nie natrafiono na ziarna lidytu we frakcji ponad 20 mm.
Piaskowce mzozoiczne i kenozoiczne	S _{m-k}	Ujęto razem także piaskowce wapniste i ilolupki.
Mulowce		Trzeciorzędowe i kredowe.
Inne skąły lokalne		
Krzemienie i czerty	F	Nie rozróżniano krzemieni lokalnych i bałtyckich.
Krzemienie „Wallstein”	F _w	Zidentyfikowano tylko pojedyncze ziarna.
Kwarc mleczny	WQ	W grubej frakcji bardzo mało liczny.
Skąły bałtycko-fennoskandzkie	BF	
Fennoskandzkie skąły osadowe (włącznie z kwarcytami)	O	
Wąpienie paleozoiczne (ogółem)	W (W _p)	
Wąpienie paleoporellowe		
Wąpienie czerwone (ortocerasowe i bałtyckie)		
Wąpienie wschodniobałtyckie „tluste” (cieliste)		
Wąpienie krynowidowe		
Wąpienie heyrichiowe		
Dolomity paleozoiczne	D (D _p)	Wykazują dodatnią korelację z wąpieniami paleozoicznymi – zwłaszcza „tlustymi”.
Kwarcyty, piaskowce i zlepieniece prekambryjskie i paleozoiczne	Qzt+S	Oddzielanie kwarcytów byłoby wątpliwe z uwagi na częste występowanie form przejściowych (piaskowców kwarcytowych).
Piaskowiec jotnicki		Zwykle o charakterze piaskowca kwarcytowego.
Czerwone bałtyckie piaskowce kambru		Odróżniane od jotnickich na podstawie stopnia selekcji i obtoczenia ziaren.
Skąły krystaliczne	K	Wszystkie skąły magmowe i metamorficzne włącznie z przewodnimi ale bez kwarcytów.
Lupki paleozoiczne	PS	Wyjątkowo rzadkie w grubych frakcjach utworów morenowych środkowej Polski.

Starano się stosować ogólnie przyjęte symbole i nie wprowadzić bez potrzeby nowych; pominięto erratyki przewodnie i statystyczne przedstawione w tab. 2 oraz grupy petrograficzne, na które segregowano skąły krystaliczne

There are used typical rock symbols and new abbreviations are not assigned without need; indicator and statistical erratics shown in Tab. 2 and petrographical groups, distinguished among crystalline rocks, have been omitted

Badania terenowe i analizy laboratoryjne zostały zakończone opracowaniem kameralnym, w skład którego weszły:

1. Zestawienie wyników oznaczeń skał lokalnych i bałtycko-fennoskandzkich oraz ich interpretacja przy użyciu programu Excel 97 z pakietu Microsoft Office 97 Pl i programu statystycznego Statistica v. 5.0 firmy StatSoft.

2. Wyznaczenie podstawowych wskaźników petrograficznych według różnych metod, wyliczenie formuł gładzowych (według H e s e m a n n a) i teoretycznych ośrodków gładzowych, jak również analiza wyników badań na tle istniejących map geologicznych zakrytych i odkrytych, powiązana z interpretacją paleogeograficzną.

3. Przedstawienie wyników analizy eratyków przewodnich i statystycznych na mapach kołowych (S m e d 1993) oraz ich interpretacja.

Badania teoretycznych ośrodków gładzowych wykonano zgodnie ze standardową procedurą (L ü t t i g 1958), a następnie sprawdzono możliwości wykorzystania w tej metodzie zespołów gładzowych rozszerzonych o mniej wiarygodne osadowe skały przewodnie i statystyczne (zgodnie z sugestią S m e d a 1997, że oznaczalne skały osadowe również powinny być uwzględniane w badaniach zespołów gładzowych – *vide* V i n x *et al.* 1997). Niektóre spośród tych skał (zwłaszcza dysponujące rozległymi wychodniami) występują w próbkach w tak dużej ilości, że zupełnie zmieniłyby położenie TGZ, gdyby były traktowane równorzędnie z krystalicznymi eratykami przewodnimi. Aby uniknąć takiej sytuacji, przyjęto za V i n x e m *et al.* (1997), że liczba pospolitych skał osadowych zostanie zredukowana w obliczeniach do jednej dziesiątej, a następnie zaokrąglona, aby uzyskać liczbę całkowitą. Dla mniej licznych skał osadowych (reprezentowanych przez jeden do dziewięciu gładzków) przyjęto wartość „1”. W ten sposób „dziesiątkowane” zostały wapienie paleoporellowe, beyrichiowe, czerwone wapienie ordowiku, dolomity, piaskowce Old-Redu, piaskowce skolitusowe i czerwone piaskowce kambryjskie. Współrzędne geograficzne wychodni niezbędne do obliczeń zaczerpnięto z pracy L ü t t i g a (1958) i – w pojedynczych przypadkach – uzupełniono lub zmodyfikowano na podstawie map S m e d a (1993, 1994).

Prezentacja graficzna wyników na mapach kołowych również wykorzystuje współrzędne geograficzne centralnych punktów wychodni poszczególnych eratyków. O ile jednak w obliczeniach TGZ bliskie sąsiedztwo obszarów źródłowych nie stanowiło najmniejszej przeszkody w obliczeniach, to w przypadku prezentacji metodą S m e d a częściowe lub całkowite nakładanie się na siebie sąsiednich kół bardzo zmniejsza czytelność uzyskanego obrazu. Dlatego wszędzie tam, gdzie było to tylko możliwe, starano się łączyć położone blisko siebie wychodnie eratyków i podawać wspólne (uśrednione) współrzędne wychodni. Listę eratyków wraz z określonymi dla nich współrzędnymi geograficznymi zawiera tabela 2.

Tabela 2

Współrzędne geograficzne wychodni eratyków przewodnich i statystycznych (wg L ü t t i g a 1958 i map S m e d a 1993, 1994, częściowo zmodyfikowane)*

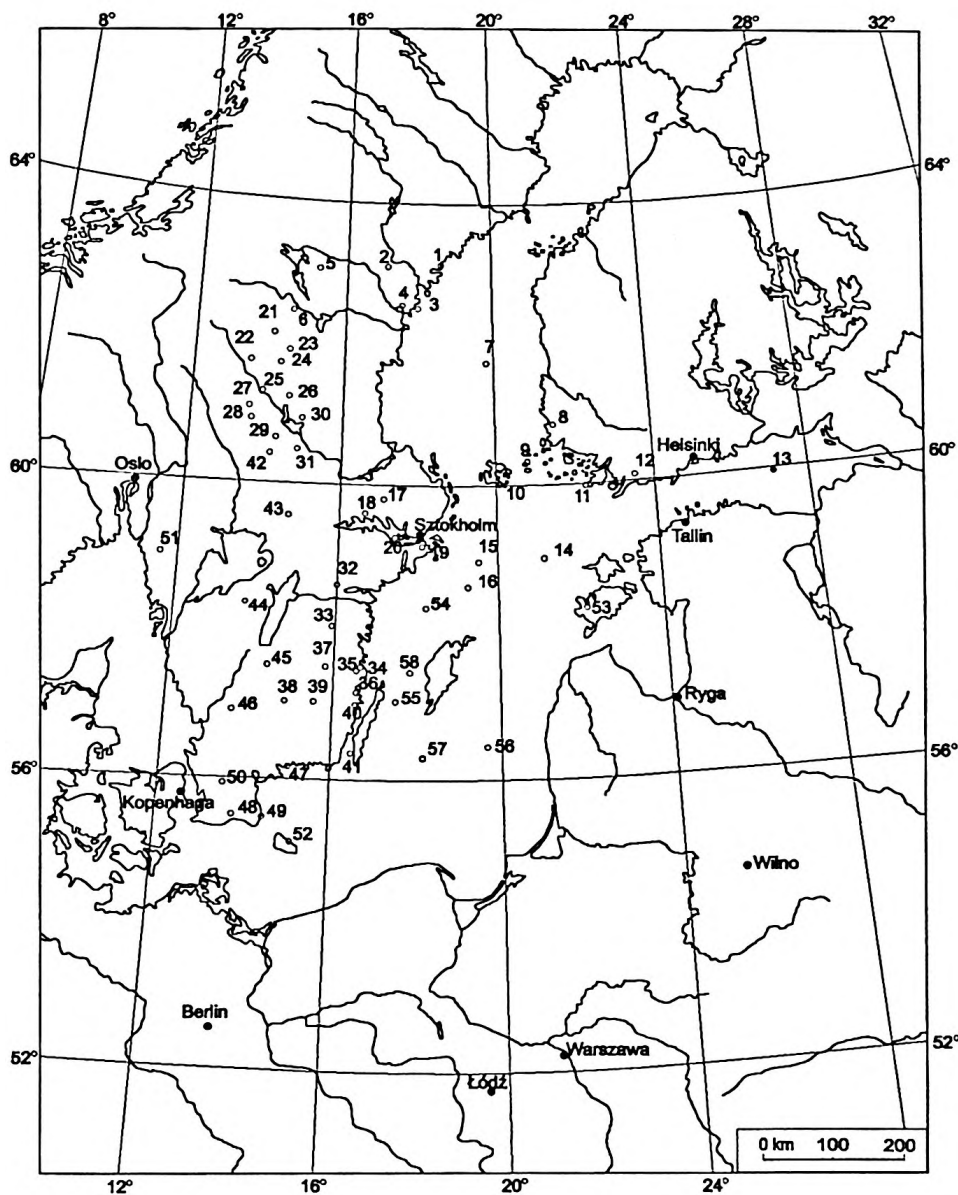
Geographical coordinates of outcrops of indicator and statistical erratics (after L ü t t i g 1958 and S m e d's maps 1993, 1994, partly modified)

Nr punktu	Eratyki przewodnie i statystyczne	Długość geogr.	Szer. geogr.
1	2	3	4
1	Granitognejs Angermanland	18,5	63
2	Porfiry i granity Ragunda	17	63
3	Granit rapakiwi Rödö	18	62,5
4	Granit i granitoporfir Rödö, porfir kwarcowy Rödö	17,2	62,6
5	Granit Revsund, Björna	15	63
6	Granit Ratan	14,5	62,5
7	Porfiry botnickie	19,5	61,8
8	Granit rapakiwi Nystad, szary granodioryt Nystad	21,2	60,8
9	Pyterht alandzki lub Nystad	20,6	60,4
10	Granit alandzki, Haga, rapakiwi i granitoporfir alandzki	20	60
11	Granit apłitowy alandzki	22	60
12	Granit Perniö	23,3	60,2
13	Porfir Hogland	26,9	60,1
14	Porfir bałtycki czerwony	21,1	59,1
15	Diabaz melafirowy (melafir) bałtycki	19	59
16	Porfir bałtycki brunatny	18,9	58,7
17	Granit Uppsala, Vänge, Arno	17	59,7
18	Granit Sala	16,5	59,7
19	Granit sztokholmski	18	59,3
20	Porfir Mälar	17,4	59,4
21	Porfir Glöte	13,8	62,2
22	Porfir i tinguait Säma	13,1	61,7
23	Porfir Tadsjöborg	14,7	61,7
24	Porfiryt szary z Dalarna i czerwony Grönklitt, diabaz Åsby	14,5	61,5
25	Porfir Åsen, Bredvad, Kätilla, granit Garberg	13,9	61,4
26	Porfir Blyberg, porfir i ignimbryt Klittberg, ignimbryty Rannås, Blyberg, Orrlok, inne porfiry i ignimbryty z Dalarna	14,3	61,3
27	Diabaz i melafir Öje, piaskowiec Dala, piaskowiec i zlepieniec Digeberga	13,3	61,1
28	Porfir Heden	13,4	60,9

* w tabeli, tekście i ilustracjach zachowano podany przez L ü t t i g a (1958) sposób przedstawienia współrzędnych geograficznych w postaci ułamków dziesiętnych

1	2	3	4
29	Porfiryt Venjan	14.1	60.7
30	Granit Jarna	14.7	60.9
31	Granit Siljan, rapakiwi Siljan, porfir Månsta	14.8	60.5
32	Granit Graversfors brunatny i czerwony	16.2	58.7
33	Granit Kinda	15.8	58.1
34	Kwareyt Västervik	16.6	57.7
35	Granit Utthammar	16.5	57.5
36	Granit Flivik, Virbo, porfir Paskallavik i Sjögelö	16.4	57.3
37	Granit Maranelund, porfir Emarp, Nyvala, Fagerhult, Lönnberga	15.6	57.5
38	Granit Växjö różowy i szary	15	57
39	Granity Småland czerwone i Vislanda, porfiry Småland	15.5	57
40	Granit Vänevik	16.1	57
41	Piaskowiec Kalmarsund i Tessin	16.2	56.4
42	Granit Filipstad	13.7	60.5
43	Granit Kristinehamn i Filipstad (południowa odmiana)	14.4	59.6
44	Diabaz Kinne	13.5	58.5
45	Sjenit Vaggeryd, granit Barnarp (trójkolorowy)	14.2	57.6
46	Amfibolity z granatami	13.4	57
47	Granit Karlshamn i Spinkamala (Halen)	14.8	56.2
48	Kullart, piaskowiec skolitusowy i Hardeberga	13.6	55.6
49	Piaskowiec Köpinge	14.3	55.7
50	Bazalt ze Skani	13.5	55.9
51	Granit Bohuslän	11.5	59
52	Granity Hammer i Vang, gnejsy bornholmskie	15	55.2
53	Dolomity	21.9	58.4
54	Czerwone piaskowiec kambru	17.9	58.3
55	Czerwone wapienie ordowiekie	17.2	57.2
56	Piaskowiec Old-Redu	19.4	56.6
57	Wapienie beyrichowe	18	56.4
58	Wapienie paleoporellowe	17.6	57.7

Do prezentacji wyników użyto specjalnie przygotowanego podkładu kartograficznego, na którym zaznaczono położenie centralnych punktów wychodni poszczególnych cratyków (rys. 2). Punkty te traktowane były przy sporządzaniu map jako środki kół, których powierzchnia odpowiadała procentowemu udziałowi cratyków z danego obszaru źródłowego. Na mapach kolowych przedstawione zostały również osadowe skały przewodnie i statystyczne. Ich liczba została jednak uprzednio zredukowana zgodnie z przedstawioną powyżej procedurą *Vinxa et al. (1997)*.



Rys. 2. Lokalizacja centralnych punktów wychodni eratyków przewodnich i statystycznych wykorzystanych do sporządzania map kołowych

współrzędne geograficzne wychodni wg Lüttiga (1958) i map Smeda (1993, 1994), częściowo zmodyfikowane, numeracja punktów odpowiada zamieszczonej w tab. 2

Location of the geographical centres of the parent areas of indicator and statistical erratics used for circle maps

geographical coordinates of outcrops after Lüttig (1958) and Smed's maps (1993, 1994), partly modified, number of points as in Tab 2

WAŻNIEJSZE ERATYKI BAŁTYCKO-FENNOSKANDZKIE

OBSZARY ALIMENTACYJNE ŁĄDOŁODÓW SKANDYNAWSKICH I ICH ZMIANY

Obszar alimentacyjny zlodowaceń skandynawskich obejmuje praktycznie całą Skandynawię z Półwyspem Kolskim oraz depresją Bałtyku. Dodatkowo łądolody inkorporowały materiał skalny pochodzący z podłoża stopniowo zajmowanych obszarów, m.in. Niżu Środkowoeuropejskiego. W ten sposób jego północna część znalazła się w zasięgu obszaru alimentacyjnego. W analizach eratyków przewodnich uwzględnia się jednak głównie skały bałtycko-fennoskandzkie, zaś narzutniaki mezozoicznych i kenozoicznych skał osadowych traktowane są jako materiał lokalny, bez większego znaczenia stratygraficznego.

Na teren Polski mogły zostać przywleczone jedynie te skały bałtycko-fennoskandzkie, których wschodnie położone były na południe lub południowy wschód od linii podziału lodu. Jej położenie zmieniano się – co prawda – w poszczególnych zlodowaceniach, ale zwykle nie odbiegało znacznie od Gór Skandynawskich. Zdaniem Ehlersa (1983; Ehlers, Stephan 1983), na początku każdego zlodowacenia linia podziału leżała w pobliżu głównego skandynawskiego działu wodnego. Wraz z postępującą akumulacją lodu przesuwała się ona na wschód aż po strefę dzisiejszego wybrzeża Bałtyku (Lundqvist 1982 – *vide* Ehlers 1983). Ustępowanie zlodowacenia było powiązane ze stopniowym powrotem linii podziału lodu na pierwotną pozycję. Analogiczną tendencję dostrzegła Böse (1990) w okolicach Berlina oraz Tavast i Raikas (1982 – *vide* Raikas 1995a) w Estonii. Według estońskich badaczy ośrodek zlodowacenia zainicjowany w Górach Skandynawskich przesuwał się na wschód poprzez Szwecję, Zatokę Botnicką aż do środkowej Finlandii. Pod koniec zlodowaceń zmiany klimatyczne wymuszały powrót ośrodka zlodowaceń na zachód.

Zmiany ośrodków alimentacyjnych i przemieszczenia linii podziału lodu śledziło od dawna wielu badaczy, opierając się na różnych przesłankach. Należeli do nich m. in. Hessemann (1931a, 1937b), Tarvydas (1957), Viding (1957), Gaigalas (1964, 1976, 1995b) i Meyer (1983, 1991). Pojawiły się również głosy o pochodzeniu prawie wszystkich narzutniaków Niżu Europejskiego z depresji bałtyckiej i braku różnicowania składu glazowego, zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. Pogląd taki, wbrew oczywistym i dowiedzionym faktom, głosił konsekwentnie Kummerow (m.in. 1930, 1954).

Bez względu jednak na położenie linii podziału lodu w czasie akumulacji dowolnego horyzontu morenowego, nie można spodziewać się w Polsce obecności skał przywleczonych przez lodowiec z Karelii, Półwyspu Kolskiego, północnej i środkowej Finlandii i praktycznie całej Norwegii, skąd skały wynoszone były w zupełnie innych kierunkach. Stwierdzone w Finlandii kierunki transportu glacialnego (Salonen 1987) wykluczają (przynajmniej w vistulianie) możliwość transportu również południowofińskiego materiału na teren Polski.

MECHANIZM WŁĄCZANIA MATERIAŁU W LÓD I TRANSPORTU

Mechanizm inkorporacji materiału przez lód nie jest dotychczas, w satysfakcjonujący sposób, wyjaśniony. Niewiele pomogły nawet bezpośrednie obserwacje Boultona (1979) prowadzone w tunelu wyłobionym w strefie czołowej lodowca na Islandii. Obecnie przyjmuje się zwykle, że dużą rolę w pobieraniu materiału odgrywają nierówności terenu (m.in. Boulton 1978; Puranen 1990). Według Puranena, włączanie większych ziaren do masy lodu ma odbywać się głównie we wstępnym etapie zlodowacenia, kiedy istnieje jeszcze wiele nierówności podłoża ułatwiających egzarację. W późniejszym etapie, kiedy teren zostanie już wyrównany, a podłoże wygładzone, zachodzi tylko stopniowa abrazja.

Duży wpływ na inkorporację materiału skalnego przez lód ma gęstość powierzchni nieciągłości, przejawiających się przede wszystkim w spękaniach ciosowych, uskokach ale także w zróżnicowaniu strukturalnym i teksturalnym. Na rolę tych czynników zwróciło już uwagę wielu autorów, m.in. Krüger (1974), Shakesby (1978), Laitakari (1989), Smed (1994) i Rutkowski (1995).

Najważniejszym czynnikiem warunkującym długość transportu materiału glazowego jest, zdaniem Boucharda i Salonena (1990) oraz Rakasa (1995b), odporność skał na niszczenie. Ziarna podczas transportu ulegają ścieraniu, zaokrągłaniu, szlifowaniu i kruszeniu na drobne fragmenty. Odmienny pogląd reprezentuje Laitakari (1989), zdaniem którego obróbka ziaren może mieć miejsce już na etapie preglacialnym (np. na skutek wietrzenia blokowego), a zatem wnioskowanie na temat środowiska i długości transportu na podstawie stopnia obróbki i rozdrobnienia materiału może prowadzić do fałszywych wniosków. Zdaniem tego autora, najwcześniej i najintensywniej niszczone są przez lód wypukłe elementy rzeźby, zbudowane ze skał stosunkowo najodporniejszych. Dopiero później usuwane mają być zalegające niżej zwietrzliny i skały mniej odporne.

Skład glazowy glin morenowych jest uwarunkowany nie tylko bezpośrednią erozją glacialną i warunkami transportu, ale także inkorporowaniem materiału bardzo różnego pochodzenia, np. dostarczonego przez preglacialne systemy rzeczne (por. Bilsma 1981), bądź odłożonego przez wcześniejszy strumień

lodowy o innym pochodzeniu (por. G i l b e r g 1977). Zdaniem M e y e r a (1983), powyższe zagrożenie jest jednak często przeceniane.

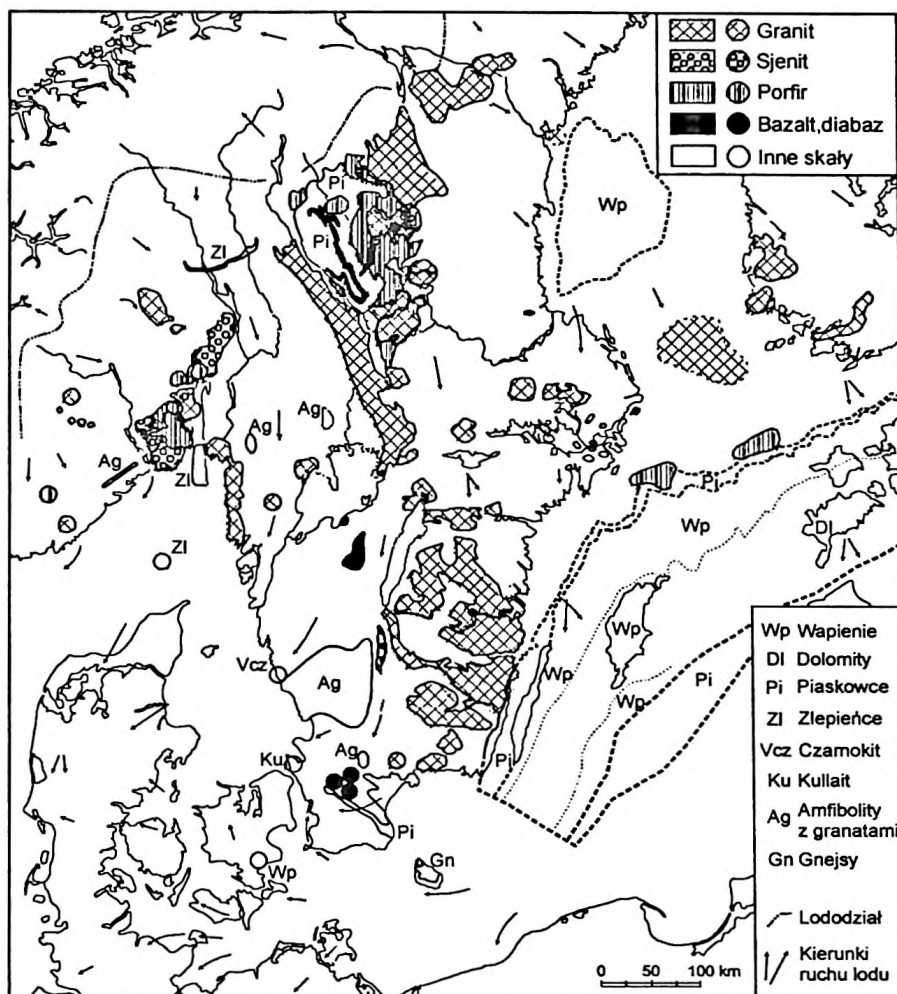
D o n n e r (1989), porównując wyniki badań gładzowych w Skandynawii i w Estonii, stwierdził, że tempo przemieszczania się lodu i zależna od niego długość transportu materiału morenowego, rosną wraz z odległością od lododziału. Wątpliwości budzi jednak bardzo liczne występowanie w utworach glacialnych Europy skał z Dalarna (obszar ten położony jest bardzo blisko linii podziału lodu, czyli w strefie, gdzie tempo i długość transportu są najmniejsze).

Bardzo trudno jest dzisiaj ocenić, jak duża ilość materiału pobranego z Fennoskandii została przeniesiona przez lód na obszar środkowej Europy. Według mapy A m a n t o v a (1995) z obszaru bałtyckiego usunięte zostało od 100 do ponad 280 m osadów. M o j s k i (1995) podaje nieco inne wartości, wynoszące od 25 m w południowej części Bałtyku, do prawie 200 m w NE Szwecji i około 300 w N Finlandii – maksymalnie do 400 m u nasady Półwyspu Kolskiego.

PODSTAWOWE ERATYKI WSKAŹNIKOWE ŚRODKOWEJ POLSKI

Obszar alimentacji lądolodu skandynawskiego zbudowany jest głównie ze skał krystalicznych, tworzących tarczę fennoskandzką. Dominują tam gnejsy i mało zróżnicowane granity, które tylko w niewielu przypadkach posiadają cechy na tyle charakterystyczne, że można je przypisać do konkretnego obszaru źródłowego (por. M e y e r 1985). Skały osadowe zajmują większe powierzchnie prawie wyłącznie w niecce bałtyckiej, w Skanii oraz na niewielkich obszarach Finlandii i środkowej Szwecji (S i m o n e n 1960; L u d w i g 1967; B l a s z c z y s z y n *et al.* 1982; L e h t o v a a r a 1982; F l o d é n 1984; E m e l y a n o v, K h a r i n 1988; M ä n n i l 1988. S m e d 1994; A m a n t o v *et al.* 1995; M o j s k i 1995). Wśród nich jeszcze trudniej jest wyróżnić specyficzne odmiany, których pochodzenie da się jednoznacznie powiązać ze ściśle określonym obszarem macierzystym.

Mimo to wyróżniono blisko 200 typów skał przewodnich (L ü t t i g 1958; H e s e m a n n 1960; S m e d 1994) (rys. 3). Spośród tej licznej grupy w praktyce spotyka się często tylko kilkadziesiąt najpospolitszych (S c h u d d e b e u r s 1980/1981; M e y e r 1983). W środkowej Polsce powszechnie występujących eratyków jest jeszcze mniej. Przyczyną tego jest głównie fakt, że na tę część naszego kraju nie dotarł materiał z południowej Norwegii, zaś zachodnioszwedzki jest bardzo rzadki. Ten ubytek, w stosunku do utworów glacialnych z obszaru Niemiec, nie został – wbrew przypuszczeniom – zrekomensowany wzrostem udziału eratyków pochodzących ze wschodniej Finlandii i z zachodniej Rosji. Dla prawidłowego przeprowadzenia badań eratyków wskaźnikowych zupełnie wystarcza umiejętność sprawnego rozpoznawania zaledwie około 30–40 typów petrograficznych (M e y e r 1983).



Rys. 3. Obszary macierzyste nordyckich skał przewodnich (wg S m e d a 1993. uproszczone)
 kółkami oznaczono małe wychudnie nie mieszające się w skałi mapy

Parent areas of Nordic indicator erratics (after S m e d 1993. simplified)

small occurrences are indicated with circles

Nie ma potrzeby przytaczania w niniejszym opracowaniu szczegółowych opisów eratyków przewodnich i statystycznych, ponieważ zawierają je liczne opracowania o charakterze zarówno przewodnikowym, jak i typowo petrograficznym (m.in. C o h e n, D e e c k e 1892, 1896; H o l m q v i s t 1906;

Milthers 1909; Korn 1927; Metzger 1927; Lundegårdh 1957; Simonen 1960, 1980; Veltheim 1962; Gudelis 1971; Winterhalter 1972; Hesemann 1975; Lundqvist 1979; Hjelmqvist 1982; Smed 1994).

Południowa Finlandia i region Zatoki Fińskiej

Skąły południowofińskie na terenie Polski środkowej występują stosunkowo rzadko. Udało się zidentyfikować eratyki z zachodniej Finlandii, tj. granodioryty Nystad, granity Perniö i pyterlity. Ze względu jednak na niewielki udział tych skał w przeanalizowanych zespołach glazowych, nie było podstaw do analizy ewentualnej zmienności ich występowania w różnowiekowych horyzontach morenowych.

Eratykiem o najbardziej wschodnim obszarze macierzystym, stwierdzonym w rejonie badań, był gruboziarnisty granit rapakiwi z masywu Wyborga. Nie pochodził on jednak z konkretnego horyzontu morenowego, lecz z przyrwy dużych głazów wywiezionych z kopalni belchatowskiej. Wśród mniejszych ziaren nie natrafiono na tę skałę w żadnej z analizowanych próbek. Powyższa obserwacja jest zgodna z poglądem D u d z i a k a (1974b, 1985) o całkowitym wyeliminowaniu, na skutek wietrzenia, wielkokrystalicznych pyterlitów wschodniej Finlandii z frakcji poniżej 100 mm. Należy wziąć pod uwagę również fakt, że niewielkie, liczące do 3–4 cm, fragmenty wyborgitów i pyterlitów są nierozpoznawalne.

Fację efuzywną wyborgitów stanowią porfiry Hogland odsłaniające się na niewielkiej wyspie o tej samej nazwie w centralnej części Zatoki Fińskiej. W osadach glacialnych w Moszczenicy natknięto się na pojedynczy okaz skały. W Polsce środkowej jest to znalezisko wyjątkowo rzadkie, chociaż już na obszarze sąsiedniej Białorusi porfir ten jest, zdaniem A s t a p a v e j (1987), jednym z najpospolitszych eratyków przewodnich. Na południowy wschód od Mińska stanowi on aż około 25% zidentyfikowanych eratyków.

Pyterlity zachodniowofińskie są nieodróżnialne od swoich odpowiedników z Wysp Alandzkich. Według D u d z i a k a (1974b, 1985) ulegają one bardzo szybko wietrzeniu mechanicznemu i dlatego należą do rzadkości w osadach glacialnych. Powyższy pogląd o rzadkości tego typu petrograficznego należy uznać za przesadny, gdyż w wielu przeanalizowanych próbkach stwierdzono jego obecność.

Najpospolitszą ze skał fińskich jest granit plamisty, określany także jako granit Prick. Nie ma on jednak znaczenia przewodniego, ponieważ posiada liczne wychodnie towarzyszące praktycznie wszystkim masywom granitów rapakiwi w Finlandii, włącznie z Wyspami Alandzkimi (H e s e m a n n 1975). Granity plamiste występują we wszystkich przebadanych utworach glacialnych środkowej Polski, natomiast w żwirach ich zawartość wyraźnie maleje.

Wyspy Alandzkie i północny Bałtyk

Skały z regionu Wysp Alandzkich należą do najpospolitszych narzutniaków środkowej Polski. W zebranych materiale stanowią średnio aż 30,98% zidentyfikowanych eratyków przewodnich. Najmniej liczne są w utworach przypisywanych do zlodowacenia odry (zaledwie 13,36%), zaś najpospolitsze w glinach warciańskich (średnio 34,4%). Na obszarze Niemiec Meyer (1983) przypisuje im udział do 25% w typowo wschodniobałtyckich zespołach gładzowych. Znacznie wyższe wartości stwierdzone w Polsce wynikają z bardziej wschodniego położenia terenu badań.

W grupie skał alandzkich najliczniejsze są granity średnioziarniste, aplitowe i rapakiwi. Znacznie rzadziej występują granity Haga, granitoporfiry i porfiry kwarcowe. Typowe granity alandzkie oraz rapakiwi są łatwiej rozpoznawalne w stanie zwiertzałym, kiedy dochodzi do rozjaśnienia obwódek oligoklazowych wokół skaleni potasowych. W drobnych frakcjach dochodzi do pozornego wzbogacenia próbek w granity aplitowe. W rzeczywistości wynika to wyłącznie z możliwości rozpoznania tych skał nawet w bardzo drobnych fragmentach.

Na terenie Botniku Południowego występuje szereg niewielkich wychodni skał wulkanicznych (Eskola 1934; Veltheim 1962). Pochodzące z tamtego regionu porfiry zostały zidentyfikowane w wielu próbkach ale zawsze występowały w znikomych ilościach, nie przekraczających 1,3%. Narzutniaki tych skał, znajdujące na wybrzeżu południowo-zachodniej Finlandii i środkowej Szwecji, doprowadziły Eskolę (1934) do sprecyzowania danych na temat budowy geologicznej dna Zatoki Botnickiej.

Z obszaru leżącego na południe od Wysp Alandzkich pochodzą czerwone i brunatne porfiry kwarcowe. Już od początków badań eratyków uważano je za podstawowe wskaźniki regionu bałtyckiego (Chen, Deekke 1896; Milthers 1909). Milthers (1936, 1939, 1950; Milthers i 1938) przypisywał szczególną rolę brunatnemu porfirowi bałtyckiemu, utożsamiając południową granicę jego stożka rozrzutu z maksymalnym zasięgiem zlodowacenia warty. Różycki (1965) zakwestionował zgodność powyższych granic dla sektora 19–22°E i stwierdził obecność tej skały aż po skrajnie południowy zasięg stadiału radomki. Na wschód i zachód od tego sektora potwierdza on poglądy Milthersa. Opinię o zupełnym braku regularności w rozmieszczeniu tej skały reprezentował Ladwig (1938). Uważał on, że wychodnia brunatnego porfiru bałtyckiego musi leżeć w takim miejscu, że zahaczały o nią wszystkie strumienie lodowe napływające na obszar środkowego Pomorza.

Przeprowadzone w środkowej Polsce badania potwierdziły pogląd Różyckiego o braku możliwości zastosowania brunatnego porfiru bałtyckiego jako wyznacznika utworów warciańskich. Nie znalazła jednak uzasadnienia postawiona przezeń teza o rozszerzeniu występowania tej skały po strefę maksymalnego zasięgu stadiału radomki (Różycki 1965). W utworach

złodowacenia odry, przebadanych w odkrywcze bełchatowskiej, nie znaleziono ani jednego ziarna tego eratyka, podczas gdy jest on obecny we wszystkich starszych i młodszych utworach glacialnych. Wydaje się zatem, że zarówno wnioski *M i l t h e r s a*, jak i *R ó ż y c k i e g o* wynikają z tego samego błędnego założenia metodycznego, jakim było pobieranie próbek z powierzchni terenu, a nie z glin zwałowych.

Przeciętna zawartość brunatnych porfirów bałtyckich w utworach morenowych środkowej Polski wynosi 0.71% rozpoznanych narzutniaków. Zakres zmienności jest niewielki i nie daje podstaw do wyciągania wniosków natury stratygraficznej.

Do najodporniejszych na wietrzenie skał nordyckich, a jednocześnie najłatwiej rozpoznawalnych, należą czerwone porfiry bałtyckie. W związku z tym, w utworach zwiertzalych oraz w drobniejszych frakcjach ich liczba jest nieproporcjonalnie wysoka. Inaczej, aniżeli wpływem wietrzenia, nie da się zinterpretować danych *S c h u d d e b e u r s a* (1980/1981), według których w zespolach o przewodze I grupy *H e s e m a n n a* (1934), porfiry te stanowią od 4 do 13%, maksymalnie 27% skał przewodnich. Licząc ziarna mniejsze niż 25 mm *Z a n d s t r a* (1976) napotkał jeszcze wyższe udziały, sięgające nawet do 39%.

W próbkach z okolic Łodzi, gdzie należałoby spodziewać się zdecydowanie większego odsetka tej typowo wschodniobałtyckiej skały niż w Holandii, tylko w jednym przypadku wyniósł on więcej niż 6% (średnio 1,61%). Najmniej licznie czerwone porfiry występują w glinach odrzańskich (0,34%), zaś najczęstsze są w morenach bałtyckich (1,90%) i warciańskich.

Północna Szwecja

Eratyki z tego regionu należą w środkowej Polsce do stosunkowo rzadkich. Wśród przebadanych prawie 50 tysięcy glazików zidentyfikowano zaledwie 69 ziaren, które można powiązać z tym regionem alimentacyjnym. Prawie dwie trzecie tej grupy stanowią dwuluszczkowe granitognejsy z Angermannland, których wartość wskaźnikowa nie jest jednoznacznie potwierdzona. *G u d e l i s* (1971), *N u n b e r g* (1971) i *H e s e m a n n* (1975) zaliczają je do eratyków przewodnich i statystycznych, natomiast *S m e d* (1994) zupełnie je pomija. Pozostałe skały z północnej Szwecji (granity Ragunda, Rödö i Revsund) są tak nieliczne, że ewentualna analiza ich rozmieszczenia jest zupełnie niecelowa – na jedną próbkę przypada średnio ½ eratyka.

Dalarna i Värmland (środkowa Szwecja)

Skały z Dalarna, obok eratyków alandzkich, należą do najważniejszych składników zespolów glazowych przebadanego obszaru. Przeciętnie stanowią one

40,15% wszystkich zidentyfikowanych eratyków przewodnich. Najliczniej występują w uważanych przez K r z y s z k o w s k i e g o (1992a) za należące do zlodowacenia nidy utworach morenowych formacji Folwark w odkrywce belchatowskiej. Tworzą w nich aż 73,24% zespołu glazowego. Bardzo wysoki (ponad 50%) udział opisywanych skał jest notowany także w glinach odrzańskich. Minimalną wartość odsetek eratyków ze środkowej Szwecji osiąga w glinach zlodowaceń sanu (27,55%) i warty (36,06%).

Dostrzegalny jest wyraźny związek składu rozpoznanych eratyków ze stopniem zwietrzenia osadów, z których pobrana została próbka. Im wyższy stopień zwietrzenia, tym wyraźniej wulkanity przewyższają liczebnie zawartość skał plutonicznych. Granity dalarnańskie (Siljan, Järna, Rätan i Garberg), pomimo dość dużej wychodni, liczącej około 10 tys. km² (M e y e r 1983), znajduwane są stosunkowo mało licznie (przeciętnie poniżej 5% przeanalizowanych zespołów eratyków wskaźnikowych).

Granity Siljan i Järna występują w glinach zlodowaceń nidy i odry liczniej niż w pozostałych utworach glacialnych. W przypadku granitów Garberg trudno mówić o jakiegokolwiek prawidłowości, ponieważ w 40 przeanalizowanych próbkach rozpoznano tylko 9 ziaren tej skały.

Podstawową rolę wśród eratyków z Dalarna odgrywają skały wulkaniczne i subwulkaniczne. Przynajmniej częściowo wpłynęła na to ich wysoka odporność na procesy wietrzeniowe (por. D u d z i a k 1974b, 1985), która prowadzi do wtórnego podwyższenia ich zawartości w utworach zalegających w warunkach powierzchniowych oraz w żwirach. Wraz ze wzrostem frakcji, liczebność porfirów i pokrewnych skał wulkanicznych środkowej Szwecji, w tym szczególnie porfirów Bredvad, szybko spada. Jest to uwarunkowane gęstą siecią spękań (cios termiczny) (por. S m e d 1994).

Najliczniejszym przedstawicielem powyższej grupy jest porfir Bredvad, stanowiący średnio 5,51% eratyków wskaźnikowych. Jego koncentracja najwyższa jest w glinach odrzańskich i vistuliańskich, gdzie przekracza 7%, zaś najniższa w utworach zlodowacenia sanu. Według S c h u d d e b e u r s a (1980/1981) w holenderskich zespołach glazowych, gdzie licznie występują skały dalarnańskie, porfir ten stanowi do 20% skał wskaźnikowych.

Pozostałe porfiry z Dalarna reprezentowane są w środkowej Polsce przez porfiryty Grönklitt i Venjan oraz porfiry Heden, Kåtilla i Särna. Udziały porfirytów Grönklitt i Venjan cechują się wyraźną ujemną korelacją. Wzrost udziału jednego z nich jest związany ze spadkiem odsetka drugiego. Udział liczniejszej z tych skał, tj. porfirytu Grönklitt, uzyskuje wartość maksymalną w niższej glinie warciańskiej (5,54%).

Bardzo wysoki udział porfirów z Dalarna w prawie wszystkich przebadanych utworach, sprzeczny jest z poglądami D o n n e r a (1989) na temat tempa przemieszczania się lodu – wraz z zawartym w nim materiałem morenowym – w różnych częściach czaszy lodowej. W świetle jego interpretacji, skały z re-

gionu Dalarna (leżącego w strefie zbliżonej do linii podziału lodu, a więc cechującego się bardzo powolnym ruchem mas lodowych) nie powinny występować w znaczących ilościach w glinach środkowej Polski.

Znaczenie wskaźnikowe diabazów dalarnieńskich nie jest powszechnie akceptowane. S c h u d d e b e u r s (1980/1981), powołując się na niepublikowaną pracę G r o e t z n e r a, twierdzi, że zarówno diabazy Åsby, Öje, jak i pochodzący z południa Szwecji Kinne, mogą być pomyłone z wieloma innymi. Na przeszkodzie potraktowaniu diabazów jako eratyków wskaźnikowych stoi także istnienie wielu wychodni rozrzuconych po terenie zachodniej Skandynawii (S m e d 1994).

Pochodzący z Värmlandu granit Filipstad występuje w środkowej Polsce w stosunkowo niewielkich ilościach i koncentruje się w glinach odrzańskich (2,05%) i nidziańskich (1,78%). W pozostałych przebadanych osadach jego udział oscyluje w granicach 1%.

Uppland i okolice Sztokholmu

Eratyki z wybrzeża środkowej Szwecji, z wyjątkiem granitu sztokholmskiego, są uważane za bardzo łatwo ulegające dezintegracji (M a r c z i n s k i 1968b). Potwierdziły tę opinię badania osadów glacialnych środkowej Polski, w których stwierdzono wyraźny spadek zawartości czarno-białych granitów z Upplandu wraz ze wzrostem stopnia zwietrzenia.

Znaczenie przewodnie granitu sztokholmskiego i Uppsala podważają wychodnie bardzo podobnych skał, znane z innych regionów Fennoskandii. S c h u d d e b e u r s (1980/1981) zwraca uwagę na skały bardzo trudne do odróżnienia od granitu sztokholmskiego, występujące na Wyspach Alandzkich i w Laponii. Wychodnia w Laponii nie powinna mieć raczej żadnego wpływu na skład polskich moren, problem może stwarzać identyfikacja skał alandzkich. W SW Polsce może pojawiać się jeszcze jedna skała bardzo zbliżona do granitu sztokholmskiego, tj. granodioryt strzeliński występujący w licznych, niewielkich intruzjach na Dolnym Śląsku. Mniejszy problem sprawia jednoznaczna identyfikacja granitu Uppsala. W tym celu należy kierować się opisem przedstawionym przez S m e d a (1994), w którym zwraca się uwagę na szaroniebieskawe zabarwienie kwarcu. M e y e r (1983) zadawała się stwierdzeniem obecności szarego kwarcu. To założenie może jednak prowadzić do uznania za granity Uppsala fińskich granitów z okolic Vaasa, opisanych przez V e l t h e i m a (1962).

Skały z Upplandu i okolic Sztokholmu stanowią przeciętnie 10,24% eratyków przewodnich. Najliczniejszym występowaniem opisywanych skał cechują się starsze utwory morenowe (zlodowacenia nidy i sanu). W utworach odrzańskich skały te mają udział niewiele wykraczający ponad przeciętną, zaś w młodszych osadach są zdecydowanie mniej liczne. W środkowej Polsce, wśród eratyków z analizowanego obszaru alimentacyjnego, dominują liczebnie wspomniane powyżej

granity sztokholmskie i Uppsala oraz granity Sala. Zmiany ich zawartości w różnowiekowych glinach dokładnie podporządkowują się przedstawionemu trendowi. Dwa pozostałe typy petrograficzne z Upplandu, tzn. granity Arnö i Vänge mają marginalne znaczenie i występują dość równomiernie we wszystkich utworach glacialnych.

Östergötland. Småland i przyległy obszar dna Bałtyku

Najbardziej charakterystyczną cechą wielu smålandzkich skał magmowych – zarówno plutonicznych, jak i wulkanicznych – jest występowanie niebieskawego kwarcu. To dość nietypowe zabarwienie jest dostrzegalne w niektórych granitach smålandzkich oraz porfirach Paskallavik. W uproszczonych badaniach eratyków przewodnich, niebieskawe zabarwienie kwarcu traktowane było często jako podstawowa cecha rozpoznawcza skał tego regionu (R i c h t e r 1958; M a r c z i n s k i 1968a; G r o e t z n e r 1972).

Skały przewodnie ze Smålandu i pobliskich obszarów stwierdzono we wszystkich przeanalizowanych próbkach. Stanowią one przeciętnie 18,74% eratyków wskaźnikowych. Najliczniej występują w zespołach glazowych wyodrębnionych z glin zlodowacenia odry (29,11%) i sanu (21,77%). Znacznie niższe od przeciętnej wartości zaobserwowano w utworach glacialnych zlodowacenia warty (16,43%).

Najliczniejszymi eratykami analizowanego obszaru alimentacyjnego są czerwone granity smålandzkie, których zawartość wynosi przeciętnie 7,58%. Wyższy od średniej, bo wynoszący aż 10,96% udział tych eratyków stwierdzono w glinach odrzańskich, natomiast najniższy w utworach zlodowacenia sanu (3,74%). Tak mały udział powyższych granitów w utworach sanu rekompensuje bardzo wysoka zawartość granitów Växjö wynosząca aż 7,48%. To ostatnie określenie bywa niekiedy używane jako pojęcie zbiorcze, obejmujące wszystkie granity ze Smålandu (*vide* M e y e r 1983). Jest to podejście nieprawidłowe, gdyż prowadzi do uproszczeń, które mogą negatywnie wpłynąć na wynik badań glazowych. Oprócz wspomnianych wcześniej glin zlodowacenia sanu, podwyższonym udziałem granitów Växjö charakteryzują się również utwory glacialne zlodowaceń nidy (6,51%) i odry (5,82%).

Wśród granitów smålandzkich wyróżnia się szereg specyficznych odmian, które można z dużą precyzją przypisać do konkretnego obszaru źródłowego. Należą do nich m.in. granit Uthammar i Vånevik. W środkowej Polsce zdecydowanie pospolitszy jest ten ostatni. Przeciętnie tworzy on około 1% zespołów eratyków przewodnich, ale w glinach odrzańskich i bałtyckich ponad trzykrotnie przekracza tę wartość (odpowiednio 3,42 i 3,80%).

Bardzo rzadko w przebadanych utworach spotykano porfiry smålandzkie (zaledwie 22 okazy w 40 próbkach). Na podwyższoną koncentrację tego typu petrograficznego natknięto się w utworach przypisywanych do zlodowacenia sanu.

W południowej Szwecji, na dnie Cieśniny Kalmarskiej i na Olandii odsłaniają się kambryjskie skały osadowe. Niektóre spośród nich posiadają wartość wskaźnikową. Dotyczy to przede wszystkim piaskowca Tessini i w mniejszym stopniu piaskowca Kalmarsund. Piaskowiec Tessini występuje stosunkowo licznie w glinach odrzańskich (5.48%) i południowopolskich (san – 4.08%). podczas gdy przeciętnie jego udział wynosi niewiele ponad 2%. Drugi z wymienionych piaskowców cechuje się stosunkowo wyrównanym rozkładem w różnowiekowych horyzontach morenowych

Bornholm, Skania, zachodnia Szwecja i południowa Norwegia

Eratyki z południowo-zachodniej i zachodniej Fennoskandii występują stosunkowo rzadko w utworach czwartorzędowych środkowej Polski. Stanowią w sumie 3,96% ogólnej liczby rozpoznanych skał przewodnich. Skały te dość licznie występują w starszych utworach glacialnych, włącznie ze zlodowaceniem odrzańskim, natomiast w młodszych osadach ich liczba jest zdecydowanie mniejsza.

Ponad połowę tej grupy stanowią piaskowce Hardeberga, których cechy nie zawsze jednak umożliwiają jednoznaczną identyfikację. ponadto piaskowce te cechują się stosunkowo wyrównanym rozkładem we wszystkich przebadanych próbkach. co stawia pod znakiem zapytania ich przydatność w badaniach stratygraficznych. Pozostałe skały ze Skanii, Bornholmu i zachodniej Szwecji występują najczęściej w postaci pojedynczych ziaren. Zidentyfikowano m.in. kullaity, piaskowce skolitusowe, bazyalty, amfibolity z granatami oraz bornholmskie gnejsy i granity. Przydatność piaskowca skolitusowego w badaniach eratyków przewodnich kwestionuje S c h u d d e b e u r s (1980/1981), podkreślając występowanie na wyspie Hailuoto u wybrzeży Finlandii i w przyległej części dna Zatoki Botnickiej bardzo podobnych piaskowców z rurkami (*Pfeifenquarzit* – kwarcyt piszczalkowy).

Wydaje się, że mała liczba skał z południowej i zachodniej Szwecji może świadczyć o peryferyjnym położeniu analizowanego regionu alimentacyjnego w stosunku do dróg strumieni lodowych, wędrujących w kierunku środkowej Polski. Stosunkowo wysoki udział piaskowców Hardeberga każe brać pod uwagę istnienie nieznaney dotąd wychodni na dnie Bałtyku lub większego zasięgu w kierunku wschodnim wychodni z południowej Szwecji, ciągnącej się pod dnem morza, aż do Bornholmu (por. M e y e r 1983).

W przeanalizowanym materiale nie rozpoznano eratyków pochodzących z Norwegii. Wyjątek stanowił okaz porfiru rombowego z rowu Oslo, znaleziony na powierzchni antropogenicznego osuwiska w odkrywcze belchatowskiej. Przynależności stratygraficznej osadów, z których mógł pochodzić ten eratyk, nie udało się jednak ustalić.

Dno środkowego i wschodniego Bałtyku oraz Gotlandia

Większość skal osadowych dolnego paleozoiku, które budują dno depresji bałtyckiej, posiada olbrzymie wychodnie, o rozciągłości sięgającej kilkuset kilometrów (rys. 3). Zróżnicowanie typów petrograficznych na tym obszarze jest stosunkowo niewielkie. Niektóre z nich mogą być jednak wykorzystane w badaniach eratyków, ponieważ występują głównie w jednej z części tego obszaru. Jako przykład służyć mogą dolomity i „tłuste” wapienie pelitowe, wiązane głównie ze wschodnią częścią Bałtyku. Należy je traktować jako narzutniki statystyczne, które wspomagają analizę bazującą na eratykach krystalicznych i uzupełniają dane (por. H e s e - m a n n 1930b). S c h u d d e b e u r s (1986) w ogóle kwestionuje przydatność skal osadowych w tego typu analizach, wskazując na znaczne odwapnienie moren w Holandii.

Jednymi z najważniejszych skal bałtyckich są dolomity. Z przeprowadzonych badań wynika, że ich udział w osadach zwietrzałych maleje w niektórych przypadkach szybciej, niż odsetek wapieni, co sugerowałoby ich większą podatność na wietrzenie chemiczne. Dolomity stanowią w przebadanych próbkach przeciętnie 13,09% skal węglanowych. Podwyższoną zawartością ziaren tej skały cechują się osady warciańskie (13,82%). Znacznie niższe wartości wykazała analiza utworów odrzańskich (8,57%) i vistuliańskich (9,91%). Świadczy to o znacznie ograniczonym wpływie wschodniofennoskandzkiego ośrodka alimentacyjnego na skład materiału detrytycznego w łądolodach powyższych okresów glacialnych.

Podobna tendencja zaznacza się w rozmieszczeniu „tłustych wapieni pelitowych” oraz wapieni krynoidowych i paleoporellowych. Wszystkie powyższe typy wapieni są najmniej liczne w glinach odrzańskich (odpowiednio: 9,89, 1,88 i 0,28%), zaś najpospolitsze w utworach warciańskich lub vistuliańskich. Zupełnie inne rozmieszczenie w osadach czwartorzędu wykazują ordowickie wapienie ortocerasowe. Najwyższą koncentrację tych skal napotkano w utworach zlodowacenia sanu i odry (odpowiednio: 5,38 i 7,91%), zaś najniższą w glinach warciańskich (2,71%). Wynika to z zupełnie odmiennego obszaru alimentacyjnego. Wapienie ortocerasowe pochodzą z dna depresji bałtyckiej w okolicach Olandii i z samej wyspy oraz ze znacznie już zniszczonych przez erozję wychodni w Västergötland w zachodniej Szwecji (V i n x *et al.* 1997). Zawartość ostatniego z przeanalizowanych typów wapieni, tj. beyrichowego jest stosunkowo najbardziej wyrównana w różnowiekowych utworach morenowych. Liczniej wapienie te występują tylko w osadach zlodowacenia sanu.

ANALIZA I INTERPRETACJA SKŁADU PRÓBEK

UTWORY CZWARTORZĘDOWE W ODKRYWCE KWB „BELCHATÓW” W ROGOWCU

Zarys budowy geologicznej czwartorzędu rowu Kleszczowa

Odkrywka Belchatów zlokalizowana jest w centralnej części trzeciorzędowego rowu tektonicznego Kleszczowa, rozciągającego się w kierunku W–E w strefie przejściowej pomiędzy niecką łódzką i elewacją radomszczańską. Wypełnienie rowu stanowią osady trzeciorzędu i czwartorzędu, których wykształcenie uwarunkowane jest subsydująca oraz znaczną blokową ruchliwością podłoża. W efekcie powstały serie osadowe o zróżnicowanych miąższościach, generalnie jednak znacznie większych, niż notowane w otoczeniu rowu. Maksymalna miąższość czwartorzędu w rowie wynosi 318 m, podczas gdy na obszarze sąsiednim nie przekracza ona 50 m (Baraniecka 1980a). Wyjątkowa, dla obszarów leżących poza zasięgiem vistulianu, miąższość czwartorzędu stwarza bardzo dobry poligon badań sedymentologicznych, strukturalnych i stratygraficznych.

Geomorfologię i geologię czwartorzędu rejonu Belchatowa analizowano początkowo na podstawie wyników kartowań powierzchniowych oraz materiału wiertniczego (m.in. Jurkiewiczowa 1961; Baraniecka 1971; Baraniecka, Sarnacka 1971; Zechowski 1971). Dopiero w drugiej połowie lat siedemdziesiątych i w latach osiemdziesiątych badania zostały zintensyfikowane dzięki możliwościom, jakie zaistniały w powstającej odkrywce kopalnianej. Wypracowany został wtedy ogólny schemat budowy strukturalnej i stratygrafii utworów wypełniających rów Kleszczowa (m.in. Baraniecka 1980a, b, 1982, 1987; Brodzikowski *et al.* 1980; Brodzikowski 1982; Goździk 1980; Gotowala 1982; Krzyszkowski, Brodzikowski 1987; Krzyszkowski 1988, 1991, 1992a, b, 1994, 1995; Krzyszkowski, Czerwonka 1992). Zwrócono uwagę na dwudzielność strukturalną tych utworów (Gotowala 1982; Krzyszkowski 1992b).

Piętro dolne (Belchatovian według Krzyszkowskiego 1992b) obejmuje intensywnie zaburzone osady neogeńskie i czwartorzędowe aż po zlodowacenie odry. Na podstawie badań przeprowadzonych we wschodniej części odkrywki belchatowskiej wyróżniono w nim siedem formacji (Krzyszkowski, Brodzikowski 1987; Krzyszkowski 1992a, 1994, 1995) (tab. 3).

Tabela 3

Stratygrafia utworów czwartorzędu w rowie Kleszczowa
(wg Krzyszkowskiego 1992a, uproszczona)

Stratigraphy of Quaternary deposits in the Kleszczów Graben
(after Krzyszkowski 1992a, simplified)

Jednostki tektoniczne	Litostratygrafia		Horyzonty morenowe	Chronostratygrafia		
	Wyróżniane formacje					
GÓRNE PIĘTRO STRUKTURALNE	Formacja Widawka	Formacja Szerokie		HOLOCEN		
	Formacja Piaski			VISTULIAN		
	Formacja Aleksandrów			EEM		
	Formacja Rogowiec		T7	SAALIAN	ZŁODOWACENIE WARTY	
			T6			
T5						
Formacja Chojny			INTERGLACJAŁ PILICY			
Formacja Stawek			?			
Formacja Ławki		T4	ZŁODOWACENIE ODRY			
Formacja Rokity		T3	?			
Formacja Czyżów			KOMPLEKS CZYŻÓWA			
Formacja Kuców		T2	ELSTERIAN	ZŁODOWACENIE SANU		
		T1		ZŁODOWACENIE NIDY		
Formacja Folwark			INTERGLACJAŁ KROMERSKI			
Formacja Łękińsko			Pliocen			

Można je podzielić na dwa podstawowe typy, tj. glacialne (stanowiące podmiot niniejszego opracowania) i nieglacialne. Formacje glacialne cechują się zazwyczaj typową sekwencją transgresywną i złożone są z trzech jednostek sedimentacyjnych: fluwioglacialnych piasków i żwirów w spągu, utworów zastoiskowych w środkowej części i glin w stropie (Krzyszkowski 1995). Trzy z nich, tj. Folwark, Kuców i Ławki występują powszechnie także w zachodniej części odkrywki, podczas gdy pozostałe dwie (Rokity – znana tylko z jednego stanowiska – i Stawek) miały bardzo ograniczony zasięg. Powiązanie soczew glin z odpowiednimi formacjami glacialnymi jest możliwe głównie dzięki

podścielającym je utworom zastoiskowym, cechującym się zdecydowanie większym rozprzestrzenieniem. Pomocny może być również skład petrograficzny glin (Czerwonka, Krzyszkowski 1992). Formacje Folwark i Kuców powiązane ze zlodowaceniami nidy i sanu, zaś Lawki ze zlodowaceniem odry (Czerwonka, Krzyszkowski 1992; Krzyszkowski 1992a, 1994, 1995). Ponad dolnym piętrzem strukturalnym leży niezgodnie formacja Chojny, korelowana z interstadiem pilicy (interglacjalem lubelskim) (m.in. Baraniecka 1982, 1987; Krzyszkowski, Brodzikowski 1987; Krzyszkowski 1991, 1992a).

Górne piętro strukturalne charakteryzuje się poziomym lub prawie poziomym, ciągłym zaleganiem na całej długości frontu eksploatacyjnego. Poza wcześniej wspomnianą formacją Chojny, w jego skład wchodzi osady kolejnych pięciu: Rogowiec, Aleksandrów, Piaski, Widawka i Szerokie, spośród których tylko formacja Rogowiec ma charakter glacialny (opisywana m.in. przez Baraniecką 1980b, 1993; Goździk 1980; Brodzikowskiego 1982; Hałuszcza 1982; Krzyszkowskiego 1988, 1991, 1992a, 1994; Manikowską 1994). Jest ona jednocześnie jedyną formacją górnego piętra strukturalnego, występującą wzdłuż praktycznie całego frontu eksploatacyjnego – brak jej tylko w niewielkich rozcięciach dolinnych. Jej pozycja ponad formacją Chojny, a poniżej jednoznacznie eemskiej formacji Aleksandrów (Goździk, Bałwierz 1993), potwierdza warciański wiek utworów. Formacja Rogowiec obejmuje trzy poziomy glin z rozdzielającymi je osadami żwirowo-piaszczystymi i piaszczystymi oraz występujące lokalnie ility warwowe i mulki zastoiskowe. Wyczerpujące opisy wszystkich formacji wyróżnionych w czwartorzędzie rowu Kleszczowa zawierają prace Krzyszkowskiego, Brodzikowskiego (1987), Krzyszkowskiego (1988, 1991, 1992a, 1994) oraz Czerwonki, Krzyszkowskiego (1992).

Zamierzeniem autora było pobranie próbek ze wszystkich horyzontów morenowych, opisanych w odkrywcę belchatowskiej. Jednak budowa geologiczna utworów czwartorzędowych w odsłoniętym podczas badań (1994–1997) odcinku rowu Kleszczowa, nie pokrywała się z opisywaną w jego wschodniej części. Istniejące rozbieżności utrudniły korelację utworów glacialnych, z których pobierano próbki, z wyróżnionymi wcześniej formacjami. Nie udało się zidentyfikować glin należących do formacji Rokity i Stawek. W pozostałych formacjach glacialnych dolnego piętra strukturalnego pobrano próbki z każdego odpowiednio rozległego horyzontu (pomijano tylko niewielkie platy o kilkunastometrowym zasięgu i wątpliwej przynależności stratygraficznej). Zdecydowanie korzystniejsze warunki występowały w górnym piętrze strukturalnym, gdzie rozległość odsłoniętych poziomów morenowych umożliwiła jednoznaczną korelację z wynikami wcześniejszych badań. Dla ułatwienia późniejszych porównań przyjęto w opisach symbole zastosowane przez Czerwonkę i Krzyszkowskiego (1992), tj. od T1 dla najstarszej gliny aż po T7 dla najmłodszej (tab. 3).

Opis i analiza zespołów glazowych

Najstarsze utwory glacialne (T1) odkrywki bełchatowskiej należą do formacji Folwark i korelowane są ze zlodowaczeniem nidy (K r z y s z k o w s k i, B r o - d z i k o w s k i 1987; K r z y s z k o w s k i 1992a). Wśród utworów tej formacji występuje w postaci izolowanych płatów warstwa gliny lodowcowej o miąższości do kilku metrów. Podczas badań terenowych udało się ją zidentyfikować tylko w środkowej części frontu eksploatacyjnego, na głębokości około 55 m poniżej powierzchni terenu. Miąższość badanego horyzontu morenowego wynosi około 4 m. Budują go ciemnoszare utwory o stosunkowo niewielkiej zawartości frakcji pelitowej i dużym udziale frakcji psamitowej. Gliny te zalegają na utworach zastoiskowych. Powyżej występuje gruba seria osadów piaszczysto-żwirowych. Ze względu na niewielki zasięg poziomy odsoniętej partii utworów morenowych, możliwy był pobór tylko jednej próbki. Glina nie wykazywała wyraźnych śladów zwietrzenia, w przeciwieństwie do materiału badanego przez C z e r w o n k ę i K r z y s z k o w s k i e g o (1992). Według nich, stopień zwietrzenia glin należących do horyzontu T1 był tak wysoki w południowej części odkrywki, że wykluczał późniejsze korelacje litostratygraficzne.

Analizowana glina charakteryzuje się stosunkowo niskim udziałem skał lokalnych, wynoszącym zaledwie około 11%. Biorąc pod uwagę fakt, że jest to pierwszy horyzont morenowy na badanym terenie, należałoby spodziewać się znacznie większej roli skał pochodzących z najbliższego otoczenia. Wydaje się, że przyczyną mogło być inkorporowanie przez transgredujący strumień lodowy głównie miąższych pokryw zwietrzelinowych wieku trzeciorzędowego. Dominujący w nich drobnoziarnisty materiał w małym tylko stopniu mógł wpłynąć na skład frakcji ponad 20 mm. Eksponowane wychodnie skał zlityfikowanych, stanowiące zdaniem wielu autorów ważne źródło detrytusu skalnego w glinach (np. L a m p a r s k i 1969, 1971; P u r a n e n 1990), należały wówczas na terenie północnej i środkowej Polski do rzadkości. W drobniejszej frakcji, o której składzie w dużo większym stopniu zdecydowały zwietrzeliny pobierane przez lodowiec, skały lokalne mają zdecydowanie większy udział – 33% (C z e r w o n k a, K r z y s z k o w s k i 1992). Jednak dane uzyskane z wierceń przez R z e c h o w s k i e g o (1971) nie potwierdzają przedstawionego wyżej założenia. Dla glin zwałowych dolnego stadiału zlodowacenia południowopolskiego (p1) oraz starszej fazy młodszego stadiału tego zlodowacenia (p2b), wspomniany autor podaje stosunkowo niewielkie udziały skał lokalnych (13–23%). Jeżeli przyjmiemy, że najstarsza glina opisywana przez R z e c h o w s k i e g o (p1), odpowiada utworom glacialnym formacji Folwark, to uzyskane przez tego badacza wyniki są prawie takie same, jak dla analizowanej w niniejszej pracy frakcji ponad 20 mm.

Wśród eratyków bliskiego transportu dominują mezozoiczne wapienie (ponad 42%) z podczwartorzędowych wychodni, zlokalizowanych na północ od rowu

Kleszczowa, a nawet w jego strefach krawędziowych. Drugą pod względem udziału grupę stanowią mulowce, głównie trzyczęściowe (25%). Ich rola mogłaby być zapewne jeszcze większa, gdyby nie wyjątkowo niska odporność tych skał na abrazję. Trzecią grupę petrograficzną stanowiły fragmenty węgla brunatnego, których ilość (13%) jest prawie taka sama, jak we frakcji 5–10 mm (15%) (C z e r w o n k a, K r z y s z k o w s k i 1992). Skały fennoskandzkie reprezentowane są głównie przez skały krystaliczne – ponad 40% oraz wapienie paleozoiczne – 31%. Udział dolomitów jest niewielki i wynosi około 3%. Większa, niż w pozostałych horyzontach glin, jest rola wapieni ordowickich (ortocerasowych i bałtyckich), które należy wiązać z zachodnią i ewentualnie północno-zachodnią częścią depresji bałtyckiej (S m e d 1994). Wskaźniki petrograficzne O/K, K/W i A/B dla najstarszej gliny T1 wynoszą odpowiednio 1,00, 1,20 i 0,72. Ich wzajemne stosunki są prawie takie same, jak podawane przez R z e c h o w s k i e g o (1971) dla najniższej z opisywanych przez niego glin (p1) i zbliżone do wyników C z e r w o n k i i K r z y s z k o w s k i e g o (1992) określanych w drobniejszej frakcji (rys. 4).

Oznaczone skały przewodnie stanowią 5,78% eratyków fennoskandzkich zawartych w próbce. Wyliczone na ich podstawie teoretyczne centrum gładzowe (TGZ) ma współrzędne geograficzne 16,1°E i 59,7°N, czyli, jak wykazano dalej, jest wysunięte daleko na północny zachód w stosunku do większości pozostałych TGZ, obliczonych dla utworów należących do młodszych horyzontów morenowych.

Sprawdzono również wpływ zmian liczby uwzględnianych w obliczeniach typów skał przewodnich na położenie TGZ. Okazało się, że uzupełnienie przeliczeń o stosunkowo wiarygodne skały osadowe, tj. wapienie paleoporellowe,

Rys. 4. Skład petrograficzny eratyków w glinie T1 formacji Folwark (a) i wskaźniki petrograficzne (b) – próbka B-17

Lk – skały lokalne, Wp – wapienie paleozoiczne; Dp – dolomity; S – piaskowce i kwarcyty; FQ – krzemienie i czerty; Kr – skały krystaliczne

Petrographical composition of erratics in the till T1 of Folwark Formation (a) and petrographical coefficients (b) – sample B-17

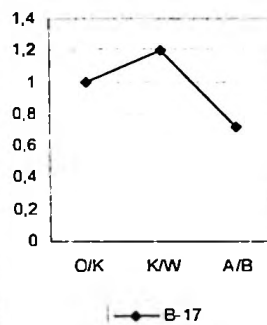
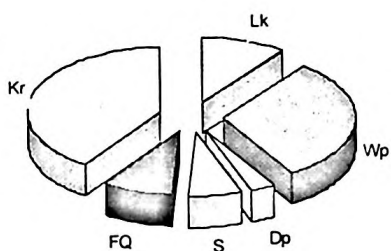
Lk - local rocks; Wp – Palaeozoic limestones; Dp – dolomites; S – sandstones and quartzites; FQ – flints and cherts; Kr – crystalline rocks

Rys. 5. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z glin formacji Folwark (T1 – zlodowacenie nidy?) – próbka B-17

liczby w obrębie kół oznaczają numery skał przewodnich, przedstawione na rys. 2 i w tab. 2; powierzchnia kół odpowiada procentowemu udziałowi eratyków z danego obszaru w analizowanym zespole gładzowym

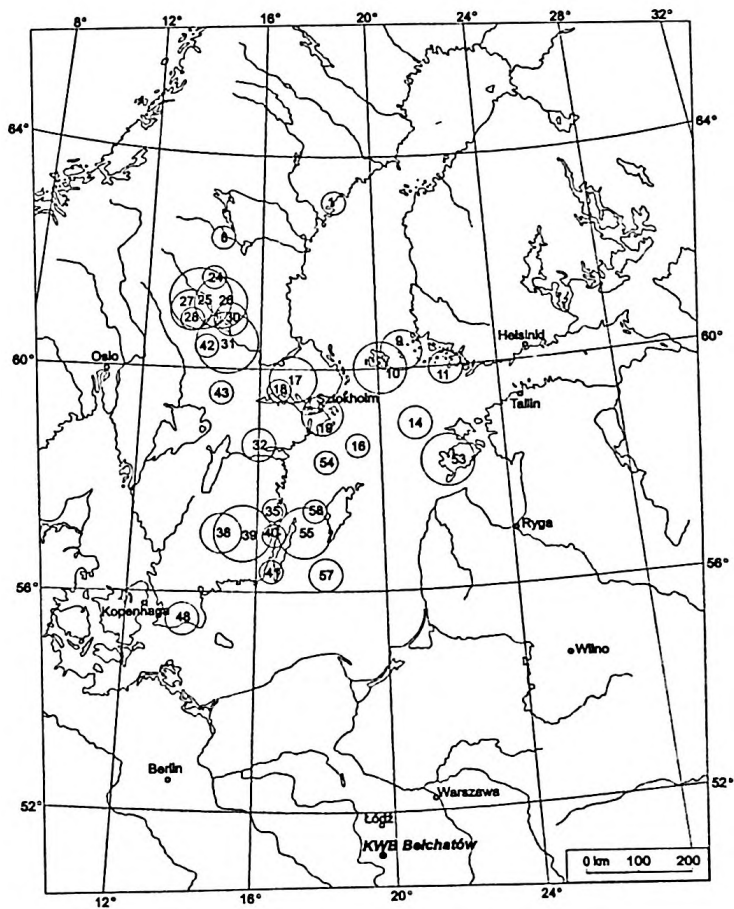
Parent areas of indicator erratics in the tills of Folwark Formation (T1 – Nida Glaciation?) – sample B-17

numbers in the circles mean indicator erratics shown in Fig. 2 and in Tab. 2; the circle's area corresponds with the percentage of erratics from this area in an analysed stone sample



Rys. 4a

Rys. 4b



Rys. 5

beyrichiowe, dolomity i piaskowce skolitusowe, przesunęło TGZ o $0,5^\circ$ na wschód i o około $0,3^\circ$ na południe. Formuła $H e s e m a n n a$ dla badanych utworów wynosi 2530, czyli odbiega znacznie od sugerowanej dla Elsterianu w północnych Niemczech (6310 – $H e s e m a n n$ 1932). Jej wartość dowodzi bardzo małego udziału eratyków wschodniofennoskandzkich. Bardziej precyzyjny obraz przedstawia mapa obszarów alimentacyjnych (rys. 5), na której zaznacza się wyraźna dominacja skał ze środkowej Szwecji, głównie z Dalarna. Udział skał alandzkich i wschodniobałtyckich jest stosunkowo niewielki. Na szczególną uwagę zasługuje fakt znacznego udziału pyterlitów wśród skał fińsko-alandzkich. Jednak brak możliwości pobrania i przeanalizowania większej liczby próbek nie pozwala na stwierdzenie, czy stanowi to regułę dla badanej formacji. W młodszych glinach odkrywki bełchatowskiej znaczenie tego typu petrograficznego jest zdecydowanie mniejsze. Skały z Dalarna reprezentowane są w klasyczny sposób, tzn. głównie przez porfiry Bredvad (ponad $\frac{1}{4}$ zidentyfikowanych klastów pochodzących z wymienionego rejonu Szwecji) i ignimbryty. Dość wysoki jest także udział granitów Siljan. Południowoszwedzkie eratyki występują głównie w postaci czerwonych granitów smålandzkich różnego typu. Dość liczne są także ordowickie wapienie paleoporellowe i kambryjskie piaskowce Tessini, występujące w dnie przyległej części Bałtyku.

Na podstawie rozmieszczenia obszarów źródłowych eratyków stwierdzonych w glinie formacji Folwark, można wnioskować o przesuwaniu się strumienia lodowego ze środkowej Szwecji w kierunku wybrzeża Bałtyku na południe od Sztokholmu i następnie depresją bałtycką wzdłuż dzisiejszej linii brzegowej Smałandu. W rejonie Olandii lód musiał przekroczyć depresję bałtycką.

Określono także udział krzemieni i czertów (9%) oraz ich stosunek do skał krystalicznych, wynoszący aż 0,21. Wartość stratygraficzna tej grupy petrograficznej jest jednak znikoma, ponieważ większość krzemieni w środkowej Polsce jest pochodzenia lokalnego (R ó ż y c k i 1965). Nie pozwala to na próby korelacji bardziej odległych obszarów ani, tym bardziej, na zastosowanie powyższych wskaźników w badaniach stratygraficznych.

Gliny T2 należące do formacji Kuców ($san = Elsterian II$) zaobserwowano głównie w południowej części odkrywki. Występowały tam dwa horyzonty glin o miąższości sięgającej 6 m każdy. Cechują się one zielonkawoszarym zabarwieniem – niższy jest ciemniejszy. Obydwa pokłady zostały razem sfałdowane i miejscami osiągają upad nawet do 70° . Wyższa glina jest bardzo piaszczysta i wykazuje wyraźne ślady odwapnienia. Występują w niej liczne wkładki fluwioglacjalnych żwirów. Oba poziomy morenowe rozdzielone są grubą serią piasków. Granica pomiędzy dolną gliną i leżącymi nad nią piaskami ma charakter erozyjny, podkreślony obecnością bruku. W podłożu formacji Kuców występują w tym rejonie utwory trzeciorzędowe, włącznie z seledynowymi łamami pliocenu. W środkowej części frontu eksploatacyjnego czytelne było drugie

niewielkie odsłonięcie analizowanych utworów. Gliny mają tam charakter bardziej zbliżony do niższego horyzontu z południowej części odkrywki. Są bardzo ciemne, masywne, nie wykazują śladów warstwowania, są natomiast intensywnie zaburzone. W glinach często widoczne są, wtłoczone gładitektonicznie, ility trzeciorzędowe. Przyporządkowanie powyższych osadów do schematu litostratygraficznego przedstawionego przez Krzyszkowskiego (1992a) nie jest jednoznaczne. Szczególne wątpliwości budzi dwudzielność glin, a zwłaszcza istnienie w stropie niższej spośród nich wyraźnej powierzchni erozyjnej. Krzyszkowski we wspomnianej wyżej pracy stwierdza, że w strefach, gdzie kontaktują bezpośrednio ze sobą formacje Kuców i Ławki, wyznaczenie granicy pomiędzy nimi w zaburzonych utworach ma charakter arbitralny. Może to stanowić przesłankę dla traktowania wyższej gliny jako odrzańskiej. Można przypuszczać, że sugerowane przez Czerwonkę i Krzyszkowskiego (1992) zróżnicowanie petrograficzne żwirów w różnowiekowych glinach, w grubszej frakcji zaznaczy się jeszcze wyraźniej. W celu skontrolowania tej hipotezy i ewentualnego wyjaśnienia pozycji stratygraficznej wyższej gliny, pobrano z osadów formacji Kuców ogółem 6 próbek. Jedna z nich (B-16) pochodzi z pokładu odsłoniętego w centralnej części frontu eksploatacyjnego, kolejne pobrano w dolnym (B-9a) i w górnym horyzoncie morenowym na południu odkrywki (B-1 i B-9c). Dodatkowo uwzględniono również materiał zebrany w bruku erozyjnym na niższej glinie (B-9b) oraz we wkładce żwirów fluwioglacjalnych obecnej w górnym horyzoncie (B-10).

Udział materiału lokalnego w przebadanych próbkach formacji Kuców (T2) był bardzo zróżnicowany. W większości przypadków wykazywał jednak wyższe wartości, niż w starszej glinie (T1). Dla frakcji 5–10 mm Rzechoński (1971) podaje dokładnie odwrotną tendencję, tj. spadek zawartości skał lokalnych. Z ewentualnych korelacji muszą być jednak wykluczone próbki pochodzące ze żwirów oraz z wyraźnie odwapnionych glin (próbka B-9c). Najszybciej wyeliminowaniu z wietrzących skał lub z transportowanego materiału klastycznego ulegają kreda i inne mezozoiczne wapienie oraz słabo scementowane mułowce. W większości próbek pobranych w rowie Kleszczowa wspomniane skały stanowią podstawowy składnik materiału lokalnego. Ich sumaryczna zawartość waha się w granicach od 28,5% do ponad 97% skał lokalnych. W związku z tym, badane zespoły glazowe są bardzo podatne na redukcję udziału skał lokalnych wraz ze wzrostem stopnia zwietrzenia i ewentualnie długością transportu materiału. Wyjątkowo dużą rolę odgrywają skały lokalne w próbce B-1, gdzie ich zawartość, wyrażona głównie obecnością wapieni mezozoicznych, osiąga poziom 55% całkowitej liczby zebranych glazików. Znacznie mniej materiału lokalnego znaleziono w próbce B-9a, w której ma on tylko 22%. Zwraca uwagę fakt wyjątkowo nielicznego występowania w tej próbce wapieni mezozoicznych. Ich miejsce zajmują mułowce trzeciorzędowe. Pozwala to wysnuć przypuszczenie, że glina, z której pobrano próbkę B-9a, jest starsza niż pozostałe analizowane

utwory, przypisane do formacji Kuców. Została prawdopodobnie odłożona przez strumień lodowy, który przemieszczał się głównie po wychodniach trzeciorzędu. Prawdopodobieństwo zaistnienia takiej sytuacji było znacznie większe w najwcześniejszych epizodach glacialnych. W późniejszych okresach glacialnych wychodnie trzeciorzędowych mulowców mogły już w ogóle nie istnieć lub mieć bardzo ograniczony zasięg, zaś odsłonięte zostały utwory mezozoiczne. Ostatnia próbka, w której analizowano skały lokalne, pochodzi z centralnej części odkrywki (B-16) i zawiera tylko około 7% ziaren należących do powyższej kategorii. Wśród nich przeważają mezozoiczne skały węglanowe.

W pozostałych trzech próbkach zawartość materiału krótkiego transportu jest podobna i wynosi 13% w żwirach B-10 oraz po około 7% w próbkach B-9b i B-9c. Dość nietypowy jest materiał lokalny występujący w dwóch ostatnich zespołach. W pierwszym z nich, obok kredy, masowo występują konkretce pirytowe (blisko 30% skał lokalnych), osiągające rozmiary nawet ponad 10 cm. W drugiej natomiast aż połowę lokalnych klastów stanowi węgiel brunatny.

Skały bałtycko-fennoskandzkie w większości próbek wyraźnie dominują, stanowiąc od 65% w próbce B-9a do prawie 87% w B-16. Maksymalną wartość (88,27%) wykazuje próbka pobrana z bruku rozwiniętego na glinie niezbyt bogatej w skały fennoskandzkie (stanowią w niej tylko ~65% klastów frakcji ponad 20 mm). Potwierdza to, wyrażony wcześniej, pogląd o szybkiej eliminacji podatnych na wietrzenie skał lokalnych i wyeksponowanie w ten sposób odporniejszych skał skandynawskich, także osadowych. Skały krystaliczne są obecne w bardzo podobnych ilościach, zarówno w glinach, jak i w żwirach, średnio 38,5%. Nietypowym składem charakteryzuje się glina, z której pobrano próbkę B-9c, ponieważ zawiera aż 64% skał krystalicznych. Zawartość wapieni paleozoicznych waha się w bardzo szerokich granicach (10–35%) i – podobnie do udziału skał krystalicznych – wykazuje ujemną korelację ze skałami lokalnymi (rys. 6). W tej grupie notuje się obniżenie udziału czerwonych wapieni ordowickich,

Rys. 6. Skład petrograficzny frakcji ponad 20 mm w utworach formacji Kuców: a – próbka B-1, b – próbka B-9a, c – próbka B-16, d – wskaźniki petrograficzne

nazwy skał jak na rys. 4; pominięto próbki z utworów odwapnionych (żwiry i zwietrzałe gliny)

Petrographical composition of the fraction over 20 mm in the deposits of Kuców Formation:

a – sample B-1, b – sample B-9a, c – sample B-16, d – petrographical coefficients

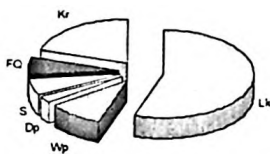
abbreviations of rocks as in Fig. 4; samples from decalcified deposits (gravels and weathered tills) are not included

Rys. 7. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z niższej gliny formacji Kuców (próbka B-9a – glina T2)

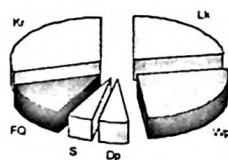
objaśniona jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the older till of Kuców Formation (sample B-9a – till T2)

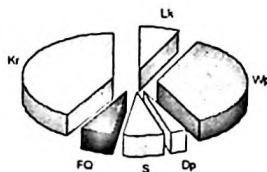
for explanation see Fig. 5



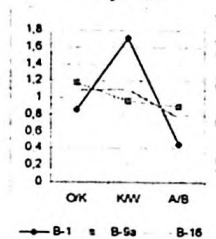
Rys. 6a



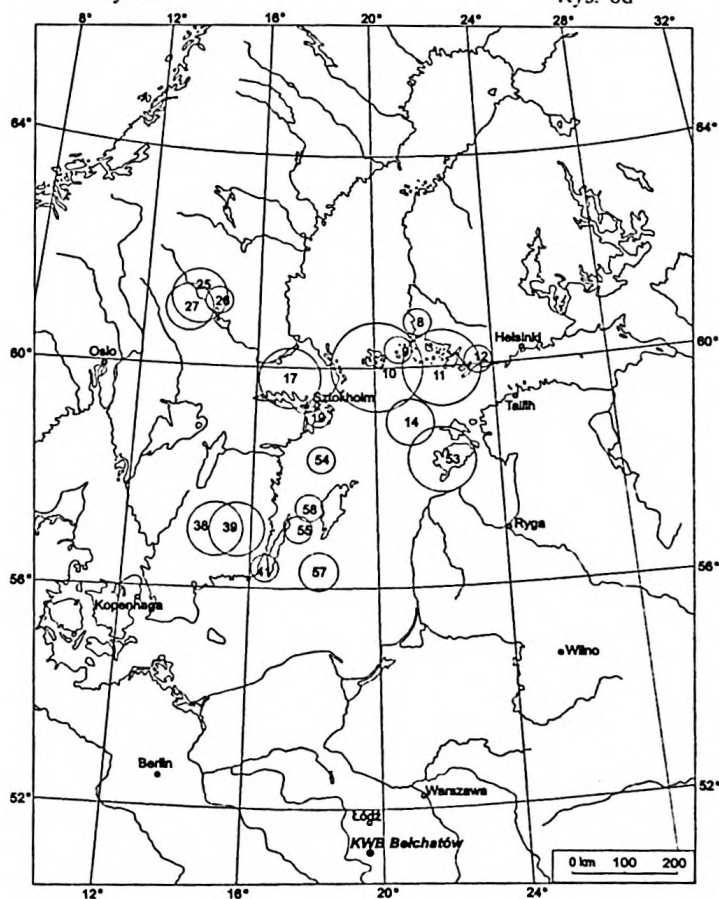
Rys. 6b



Rys. 6c



Rys. 6d



Rys. 7

a podwyższenie roli beyrichiowych, w stosunku do innych zespołów gwałowych. Występowanie dolomitów cechuje się większą regularnością. Zarówno w glinach, jak i w żwirach stanowią one około 20% paleozoicznych skał węglanowych. Dowodzi to znaczącego wpływu obszarów alimentacyjnych we wschodniej Fennoskandii na skład gwałowy analizowanych glin. W tym schemacie nie mieści się jednak próbka B-16, w której udział dolomitów jest zdecydowanie niższy. Wskaźnik Dp/Wp wynosi średnio dla wszystkich próbek formacji Kuców 0,17, czyli dokładnie odpowiada wartości podanej przez C z e r w o n k ę i K r z y s z k o w s k i e g o (1992) – 0,17.

Analiza wskaźników petrograficznych nie pozwala na wysunięcie jednoznacznych wniosków. Spośród sześciu próbek tylko trzy reprezentowały osady, które można poddać takiej procedurze. Próbki B-9a i B-16 cechują się prawie takimi samymi wskaźnikami petrograficznymi (rys. 6) jak stwierdzone w drobniejszej frakcji przez C z e r w o n k ę i K r z y s z k o w s k i e g o (1992). Porównanie z wynikami analiz przeprowadzonych przez R z e c h o w s k i e g o (1971), wykazało podobieństwo wskaźników i ich wykresu dla próbki B-1 z glinami opisywanymi przez wspomnianego autora jako P2a i Ś1, zaś próbek B-9a i B-16 z gliną P2b.

Rozpoznać udało się od 5,29% do maksymalnie 14,76% skał bałtycko-fennoskandzkich. Największą zawartością oznaczonych skał przewodnich cechuje się odwapniona (zwitterzała) glina – próbka B-9c. W żwirach ich udział jest mniejszy, rzędu 6–7%. Może to wynikać z wyeliminowania ze żwirów w trakcie transportu części skał oznaczalnych. Wynika z tego, że selekcja podczas transportu zadziałała w analizowanym przypadku odwrotnie, aniżeli wietrzenie, gdyż ograniczyła możliwość identyfikacji. Wyliczone na podstawie eratyków przewodnich teoretyczne ośrodki gwałowe dla próbek pobranych z glin (B-1, B-9c i B-16) cechują się bardzo wyraźną koncentracją w obszarze o współrzędnych geograficznych 16,8°–17,0°E i 59,1°–59,2°N. Godny uwagi jest fakt, że powyższa prawidłowość dotyczy również próbki pobranej z odwapnionego poziomu glin, w którym standardowe analizy petrograficzne żwirów nie zdają egzaminu. W zupełnie innym miejscu zlokalizowane jest TGZ niższego poziomu glin z południowej części odkrywki. Wysunięte jest daleko na wschód – 18,3°E, 59,6°N. L ü t t i g (1991) zauważa podobną tendencję do lokalizacji TGZ daleko na północnym wschodzie dla glin Elsterianu w Szlezwiku-Holsztynie. Określił on zakres zmienności położenia TGZ Elsterianu w analizowanym obszarze na 16,0°–17,6°E i 58,5°–60,0°N. Nie ma podstaw do bezpośredniego porównywania lokalizacji teoretycznych ośrodków gwałowych, wyliczonych na podstawie badań w tak odległych stanowiskach, jak środkowa Polska i NW Niemcy. Można jednak oczekiwać, że ogólny trend przemieszczania się TGZ w kolejnych zlodowaceniach powinien być przynajmniej podobny.

Wyliczenia teoretycznych ośrodków gwałowych dla próbek żwirowych nie przyniosły pozytywnych rezultatów. Ich położenie nie wykazuje wyraźnego

związku z wynikami analiz próbek z glin morenowych. Nawet próbka B-9b pobrana z bruku rozwiniętego na glinach B-9a, która powinna zawierać zbliżony do B-9a zespół eratyków przewodnich, posiada teoretyczne centrum glazowe zupełnie inne, niż macierzysty horyzont morenowy. Jest ono odległe o ponad 1,5° długości geograficznej na zachód! Ten wynik jednoznacznie wyklucza możliwość zastosowania w stratygrafii próbek pobranych z bruków erozyjnych.

Zastanawiający jest fakt zupełnie różnego położenia TGZ obliczonych przez *Lüttiga* (1991) i *Meyera* (1983) dla utworów Elsterianu w północnych Niemczech. Zgadza się to jednak z wynikami z Belchatowa, gdzie uzyskano odmienne wyniki dla glin wiązanych ze zlodowaceniem nidy (B-17) i sanu (B-9a). Należy zatem przyjąć, że wymienieni badacze analizowali różnowiekowe horyzonty morenowe Elsterianu – *Meyer* starszy, zaś *Lüttig* młodszy. Powyższa interpretacja obliguje do stwierdzenia, że w Elsterianie ośrodek zlodowacenia przesunął się na wschód. Odpowiada to koncepcji *Ehlersa* (1983) o wędrówce linii podziału lodu i przemieszczaniu się centrum zlodowacenia.

Formuły *Hesemanna*, obliczone dla każdej z próbek oddzielnie, podkreślają odrębność petrograficzną próbki B-9a o jednoznacznie wschodnim pochodzeniu. Jej wartość (5230) jest bardzo zbliżona do podawanych przez *Hesemanna* (1932) dla Elsterianu w północnych Niemczech. Formuły obliczone dla pozostałych próbek, zarówno żwirowych, jak i morenowych, nie dają żadnych podstaw do powiązania ich z konkretnym zlodowaceniem.

Bardzo interesujący obraz daje porównanie map kołowych, sporządzonych dla zespołów glazowych z obu poziomów glin południowej części odkrywki, przypisanych roboczo przez autora do formacji Kuców. Niższa z nich charakteryzuje się zdecydowaną przewagą alandzko-fińskiego obszaru alimentacyjnego (rys. 7). Pochodzą stamtąd granity alandzkie, rapakiwi, granity aplitowe, czerwone porfiry bałtyckie. Niedaleko na południe, tj. w rejonie wysp Hiiuma i Saaremaa położone są podmorskie wychodnie również licznych w zespole dolomitów. Skąły z Dalarna są reprezentowane przez stosunkowo nieliczne klasty głównie odpornych na wietrzenie skał wulkanicznych i subwulkanicznych. Występowania skał zachodnioszwedzkich nie stwierdzono, dość licznie natomiast obecne są osadowe skały bałtyckie z rejonu Gotlandii i Olandii, którym towarzyszą granity smålandzkie, pochodzące z pobliskich wychodni we wschodniej Szwecji. Taki rozkład glazów przewodnich pozwala przyjąć wędrówkę strumienia lodowego z okolic Wysp Alandzkich na południe wzdłuż depresji bałtyckiej. Brak na mapie eratyków ze wschodniego Bałtyku pomiędzy Gotlandią i wybrzeżem Łotwy wynika z budowy geologicznej tego obszaru i przyjętej metody, a nie z ominięcia tego obszaru przez strumień lodowy. Dno Bałtyku jest tam zbudowane z dolno-paleozoicznych skał osadowych o bardzo rozległych wychodniach (*Blaszczyszyn et al.* 1982; *Emelyanov, Kharin* 1988; *Mojski* 1995). Jako eratyki przewodnie, skały o tak dużych obszarach macierzystych, są zupełnie nieprzydatne i dlatego pomijane. Należą do nich m.in., pospolite w analizowanej

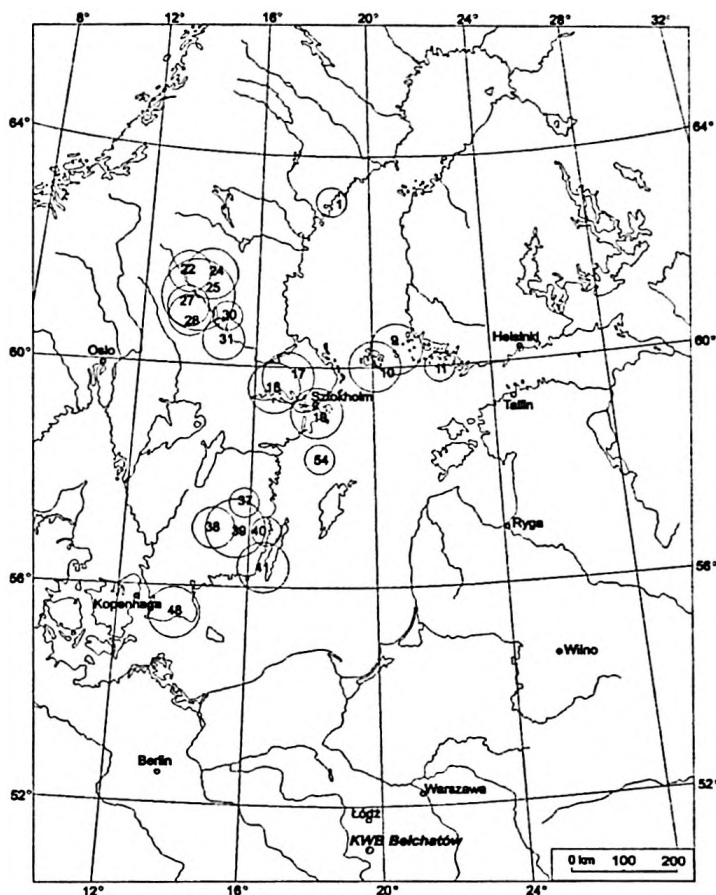
próbce, szarokremowe, „tłuste” wapienie sylurskie. Ich obecność pozwala potwierdzić prawidłowość przyjętej interpretacji. Skały takie określa się jako eratyki statystyczne (S m e d 1993, 1994).

Na podstawie uproszczonej analizy skal przewodnich D u d z i a k (1973, 1978) udowodnił podobny, tj. wschodniopółnocny obszar alimentacyjny dla glin zlodowacenia południowopolskiego na przedpolu Karpat. Analogiczne wnioski przedstawione zostały także przez H e s e m a n n a (1931b) dla ówczesnych wschodnich Niemiec oraz przez B u r d u k i e w i c z a i M e y e r a (1991) dla okolic Trzebnicy.

Mapy kołowe pozostałych zespołów glazowych cechują się dużą zbieżnością obrazu (rys. 8). Wszędzie czytelny jest duży udział szwedzkich obszarów alimentacyjnych. Znaczenie regionu fińsko-alandzkiego jest wyraźnie mniejsze niż w poprzednio analizowanej próbce. Do rzadkości należy czerwony porfir bałtycki, zaś stosunkowo duży udział skal alandzkich można tłumaczyć tylko rozległością ich wychodni w kierunku zachodnim i północnym (V e l t h e i m 1962). Cechą charakterystyczną jest obfite występowanie skal z Upplandu i okolic Sztokholmu, tj. granitów Sala, Uppsala i sztokholmskiego. W przeciwieństwie do poprzedniej próbki, wśród skal smålandzkich dość liczne są typy petrograficzne o wychodniach położonych w głębi lądu, a nie tylko związane ze strefą brzegową. Warto także zwrócić uwagę na pojawienie się w spektrum glazowym eratyków przewodnich ze Skanii, zachodniej Szwecji i Bornholmu.

Strumień lodowy, który inkorporował przedstawione zespoły glazowe, musiał pobrać część materiału w północnej Szwecji, następnie przesunął się na południe przez Dalarna i Uppland. Dalsza droga lodu wiodła przez Småland i południowo-zachodnią część depresji bałtyckiej. Przed opuszczeniem terytorium dzisiejszej Szwecji w lód włączone zostały niezbyt liczne skały ze Skanii. Droga lodu wykazuje wyraźne przesunięcie w kierunku zachodnim w stosunku do poprzednio analizowanej próbki. Ma przebieg prawie południkowy. Przedstawione wyniki są bardzo podobne do uzyskanych z utworów zlodowacenia odry. Pozostaje zatem sprawą otwartą ewentualne przypisanie wyższych glin formacji Kuców do młodszego zlodowacenia.

Gliny T4 należące do formacji Ławki, korelowanej ze zlodowaceniem odry (C z e r w o n k a, K r z y s z k o w s k i 1990, 1992; K r z y s z k o w s k i 1991, 1992a, 1995) zidentyfikowano głównie w północnej części odkrywki, choć ich obecność stwierdzono także na centralnym odcinku frontu eksploatacyjnego i w jego południowej części. Na północy gliny te osiągają miąższość około 4 m (lokalnie nawet do 6 m) i leżą na utworach zastoiskowych na głębokości od około 55 m (B-13) do ponad 80 m (B-14). Brak w nich śladów warstwowania, czytelna jest natomiast wyraźna oddzielność pionowa. Razem z utworami zastoiskowymi tworzą łagodne fałdy. Gliny zabarwione są na kolor ciemnoszarobrunatny, miejscami prawie czarny. Dość licznie występują w nich duże eratyki, o średnicy przekraczającej 100 mm.



Rys. 8. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z wyższej gliny formacji Kuców (próbka B-1 – glina T2?)

objaśnienia jak na rys 5

Parent areas of indicator erratics in the younger till of Kuców Formation (sample B-1 – till T2?)

for explanation see Fig. 5

Warstwa glin, odsłaniająca się w centralnej części frontu eksploatacyjnego, ma inne zabarwienie (zielonkawe) i leży zdecydowanie płycej, bo na głębokości 25–30 m poniżej powierzchni terenu. W jej spągu występują mulki i ility limno-glacialne. Miąższość glin waha się w granicach 2–4 m. W kierunku południowym wzrasta lokalnie do 6 m. Występują w nich liczne zaburzenia o charakterze łagodnych fałdów. Miejscami zaburzenia są jednak bardzo intensywne. Makroskopowo widoczne są liczne fragmenty ksylicytu. Ponad glinami odsłania się seria zwirowa z organicznymi mulkami w górnej części. Ostatni punkt, w którym udało się zidentyfikować glinę należącą do formacji Ławki, znajduje się w południowo-zachodniej

części odkrywki. Występująca tam glina jest zabarwiona na zielonkawy kolor i praktycznie pozbawiona skał węglanowych. Także niektóre eratyki krystaliczne są bardzo zwietrzałe. Dotyczy to zwłaszcza gnejsów, łupków łyszczykowych i granitów bogatych w łyszczyki. Makroskopowo daje się w niej stwierdzić niewielki udział frakcji pelitowej, zaś bardzo duży psamitowej. Z powyższych punktów pochodzą kolejne dwie próbki – B-5 i B-2 (odwapniona). W obliczeniach pomijano glinę odwapnioną ze względu na zakłócenie, podczas procesów wietrzeniowych, pierwotnego składu petrograficznego. Wyjątek stanowiły obliczenia TGZ i mapy kołowe.

Gliny formacji Lawki charakteryzują się stosunkowo niską zawartością skał lokalnych, wynoszącą średnio 8,97% (odpowiada to prawie dokładnie wynikiom R z e c h o w s k i e g o 1971). Tak niska zawartość skał lokalnych pozwala założyć, że strumień lodowy, który deponował te utwory, przemieszczał się głównie po osadach czwartorzędowych. Mogły to być osady odpowiadające wyróżnionej przez K r z y s z k o w s k i e g o i B r o d z i k o w s k i e g o (1987) glacialnej formacji Rokity, która – w dostępnych do badań częściach odkrywki – nie została zaobserwowana. Wykluczyć należy tezę, że analizowane gliny zostały odłożone w trakcie pierwszego nasunięcia lądolodu odrzańskiego. Wkroczenie lodowca na obszar, który podlegał długotrwałej erozji w okresie interglacialnym, musiałoby wiązać się z inkorporowaniem znacznej ilości skał z odsłoniętego podłoża.

Charakterystyczną cechą materiału lokalnego w badanym horyzoncie morenowym jest wysoki udział węgla brunatnego, wynoszący od 11% do ponad 20%. Najliczniej są jednak reprezentowane – podobnie jak w większości próbek – skały węglanowe.

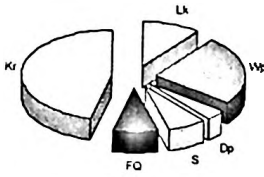
Skały bałtycko-fennoskandzkie, we wszystkich przeanalizowanych próbkach glin odrzańskich, mają prawie jednakowy udział, wynoszący od 81% do 85%, średnio około 82% (rys. 9). Ponad połowa ich udziału przypada na skały krystaliczne (43%). Na pozostałą część składają się głównie wapienie paleozoiczne (30%) i piaskowce (prawie 8%). Dolomity pełnią podrzędną rolę. Ich udział nie przekracza 2,8% i osiąga wartość najniższą spośród wszystkich wyników badań utworów z KWB „Belchatów”. We frakcji 5–10 mm C z e r w o n k a i K r z y s z k o w s k i (1992) zaobserwowali nieco wyższy udział dolomitów (4–5%). W konsekwencji również wskaźnik D_p/W_p , obliczony przez wspomnianych badaczy (0,12–0,16), okazał się wyższy od uzyskanego przez autora we frakcji powyżej 20 mm – średnio 0,09. Tak mały udział dolomitów jest wyrazem ograniczenia roli wschodniobałtyckiego ośrodka alimentacyjnego. Do podobnego wniosku skłania również analiza składu wapieni paleozoicznych. Szczególnie liczne są czerwone wapienie ordowickie, o wychodniach położonych stosunkowo daleko na zachodzie depresji bałtyckiej (S m e d 1994), podczas gdy pochodzące z obszaru bardziej wysuniętego na wschód wapienie beyrichiowe występują w ilościach mniejszych, niż w większości pozostałych utworów glacialnych odkrywki belchatowskiej.

Wskaźniki petrograficzne dla próbek z glin T4 (odra) są bardzo zbliżone do wartości podawanych przez Czerwonkę i Krzyszkowskiego (1992) jako unikalnych w skali odkrywki. Podobne wyniki osiągnęli też Rechowski (1971) i Baraniecka *et al.* (1995). Niewielkie rozbieżności między wynikami autora (rys. 9) i rezultatami prac wspomnianych wyżej badaczy mogą być uwarunkowane różnicą badanej frakcji.

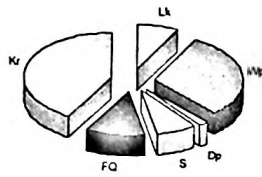
Zidentyfikowane eratyki przewodnie stanowią około 8,83% ogółu skał fennoskandzkich w próbkach pobranych z niezwiertzałych glin formacji Ławki. W utworach zwiertzałych na ogół daje się oznaczyć stosunkowo więcej skał fennoskandzkich (w B-2 10,04%). Wynika to z faktu, że redukcji najszybciej ulegają skały węglanowe oraz bogate w biotyt skały metamorficzne i magmowe. W tej grupie wyróżnia się zaledwie kilka typów głązów przewodnich. Wietrzenie ogranicza zatem głównie ilość okazów nierozpoznawalnych, eksponując w ten sposób eratyki przewodnie.

Wyznaczone dla wszystkich próbek analizowanej formacji (włącznie z pochodzącą z gliny zwiertzałej) teoretyczne ośrodki głązowe cechują się bardzo wyraźną koncentracją i jednocześnie odrębnością, w stosunku do wszystkich pozostałych wyników. Położone są daleko na południowym zachodzie, w sektorze o współrzędnych geograficznych 15,9°–16,1°E i 59,2°–59,5°N. Formuły Hessemana okazały się prawie jednakowe i wynoszą 2440. Tylko w glinie zwiertzałej formuła 2530 wskazuje na nieco większą rolę skał pochodzących ze środkowej Szwecji w stosunku do materiału południowszwedzkiego. Wynika to ze stosunkowo wysokiej odporności skał wulkanicznych z rejonu Dalarna na procesy wietrzeniowe. Stamtąd właśnie pochodzi większość materiału środkowszwedzkiego.

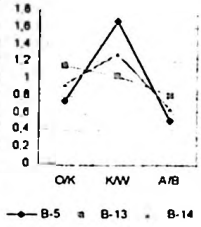
Analiza map kołowych (jako przykładową przedstawiono mapę dla próbki B-14 ale pozostałe dają bardzo podobny obraz) wykazuje, że prawie cały inwentarz skalny obecny w glinie T-4 pochodzi ze Szwecji i przyległych obszarów Morza Bałtyckiego (rys. 10). Skały o wychodniach położonych dalej na wschód mają niewielki udział. Zupełnie zabrakło, charakterystycznych dla północno-wschodniego Bałtyku, czerwonych porfirów kwarcowych, zaś dolomity występują stosunkowo nielicznie, w porównaniu z zespołami głązowymi innych horyzontów morenowych. W grupie eratyków wschodniofennoskandzkich jedynie skały alandzkie zaznaczają się nieco większym udziałem. Wynika to po części z ich skrajnie zachodniego (w tej grupie) położenia, po części zaś z rozległości wychodni. Bardzo bogato reprezentowany w zespołach odrzańskich jest środkowszwedzki region Dalarna. Pochodzą stamtąd bardzo liczne porfiry Bredvad i Heden, porfiryty Venjan i czerwone Grönklitt, granity Järna i Siljan oraz piaskowce Dala i Digeberga. Trudny do jednoznacznego rozstrzygnięcia problem stanowią stosunki pomiędzy granitami z rejonu Uppsala i okolic Sztokholmu. W przeciwieństwie do większości pozostałych zespołów głązowych, rola granitu sztokholmskiego jest znikoma. Nie można tego wytłumaczyć ewentualną redukcją na skutek abrazji podczas transportu lub intensywnego wietrzenia złożonego już materiału, ponieważ



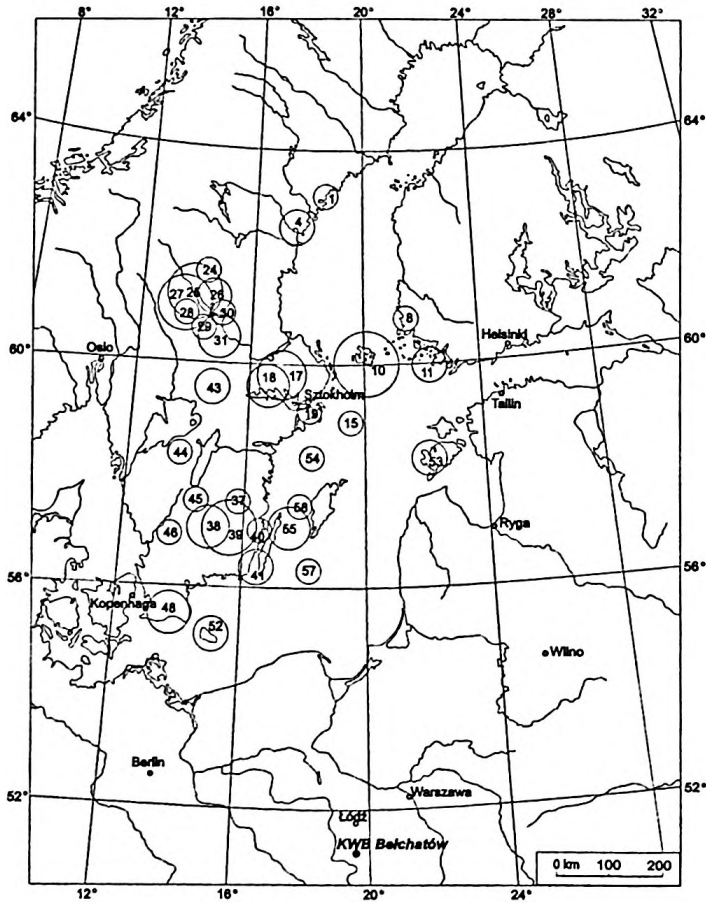
Rys. 9a



Rys. 9b



Rys. 9c



Rys. 10

liczne w próbkach granity Sala i Uppsala są bardziej podatne na powyższe czynniki. Bardzo licznie występują w glinach T-4 skały przewodnie pochodzące z południowej Szwecji. Najlicniejszą grupę stanowią wśród nich granity smålandzkie. Towarzyszą im jednak także skały o wychodniach położonych znacznie dalej na zachód i południe w Västergötland i Skanii. Poza typowymi czerwonymi granitami z niebieskawym kwarcem, duży udział wśród skał południowoszwedzkich, mają różowe granity Våxjö i kambryjskie piaskowce Tessini. Na południową Szwecję, jako główny obszar alimentacyjny glin odrzańskich, wskazywał już R i c h t e r w 1937 roku.

Wyznaczony, na podstawie składu eratyków przewodnich, szlak strumienia lodowego rozpoczyna się w Angermannlandzie, w północnej Szwecji. Prowadzi dalej na południe w kierunku Smålandu, przekraczając po drodze prowincję Dalarna i inkorporując skały Upplandu. Zakładając istnienie dodatkowego strumienia lodowego, który dostarczył skały zachodniofińskie, należy przyjąć, że do ich połączenia mogło dojść na południowy wschód od jeziora Wetter, w północnym Smålandzie. Na wschód od Skanii lód osiągnął depresję bałtycką. Cechą charakterystyczną ruchu lodu w czasie zlodowacenia odry było utrzymywanie się południkowego przebiegu i przemieszczanie po terytorium dzisiejszej Szwecji. Analogiczny kierunek w glinach odrzańskich okolic Trzebnicy wyznaczyli na podstawie badań eratyków przewodnich B u r d u k i e w i c z i M e y e r (1991). Także D u d z i a k (1978) wskazywał na dominującą rolę terytorium dzisiejszej Szwecji jako obszaru alimentacyjnego dla glin odrzańskich okolic Lublińca.

Najstarsze gliny, należące do warciańskiej formacji Rogowiec (T5), odstaniały się w czasie badań na wielu odcinkach północnej i środkowej części frontu eksploatacyjnego na głębokościach od 15 do 28 m poniżej powierzchni terenu.

Rys. 9. Skład petrograficzny frakcji powyżej 20 mm w glinach odrzańskich (T4):
a – próbka B-5, b – próbka B-14, c – wskaźniki petrograficzne

nazwy skal jak na rys. 4; pominięto odwapnioną próbkę B-2 oraz próbkę B-13 o identycznym składzie petrograficznym jak B-14

Petrographical composition of the fraction over 20 mm in the Odrian tills (T4):
a – sample B-5, b – sample B-14, c – petrographical coefficients

abbreviations of rocks as in Fig. 4; decalcified sample B-2 and sample B-13 with near the same petrographical composition as B-14 were omitted

Rys. 10. Obszary alimentacyjne skal przewodnich z glin formacji Lawki (próbka B-14 – T4)

objaśniena jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the tills of Lawki Formation (sample B-14 – T4)

for explanation see Fig. 5

Od wyższych glin tej samej formacji oddzielone są grubą warstwą osadów fluwiogłacjalnych – najczęściej piasków z wkładkami drobnych żwirów, osiagających miąższość do ponad 20 m. Gliny te zalegają prawie horyzontalnie. Tylko lokalnie dają się zaobserwować niewielkie ugięcia, uwarunkowane nierównomierną kompaktacją starszych utworów lub przejawami słabej aktywności tektonicznej podłoża, zaznaczającej się aż do czasów najnowszych (C z u b l a 1994a, b, 1995). W stropowych partiach pojawia się słabo wyrażona pionowa oddzielność. Miąższość glin jest zmienna i waha się w granicach od 3 do 6 m. Opisywane utwory zabarwione są na kolory brunatne z bardzo różnymi odcieniami. Miejscami – zwłaszcza w górnych partiach horyzontu morenowego – widoczna jest wyraźna zmienność zabarwienia na niewielkiej przestrzeni. Stanowi ona efekt procesów wietrzeniowych. Z dolnych glin warciańskich pobrano dwie próbki: B-4 i B-6. Pierwsza z nich pochodzi ze środkowej części frontu eksploatacyjnego (teren opuszczonej wioski Aleksandrów), zaś drugą pobrano w północnej części odkrywki, we wkopie odwadniającym. Obydwa stanowiska nie budzą wątpliwości stratygraficznych, zaś stanowisko w Aleksandrowie jest szczególnie cenne, ponieważ w jednym profilu występują tam wszystkie trzy warciańskie horyzonty morenowe.

Próbki cechują się bardzo podobnym składem petrograficznym (rys. 11). Zawierają stosunkowo dużo materiału lokalnego, bo aż 21%. Biorąc pod uwagę fakt, że nie wliczane do tej grupy krzemienie są również pochodzenia prawie wyłącznie lokalnego, należałoby wspomniany wyżej udział zwiększyć do ponad 30% (48,37% w B-4 i 31,75% w B-6). K r z y s z k o w s k i (1991), analizując te same utwory, nie ustosunkowuje się do pochodzenia krzemieni, ale jednocześnie traktuje je jako wskaźnik wschodniego pochodzenia materiału, co w Polsce nie znajduje uzasadnienia i stanowi raczej efekt przyjmowania poglądów opartych na badaniach przeprowadzonych w Danii i w północnych Niemczech.

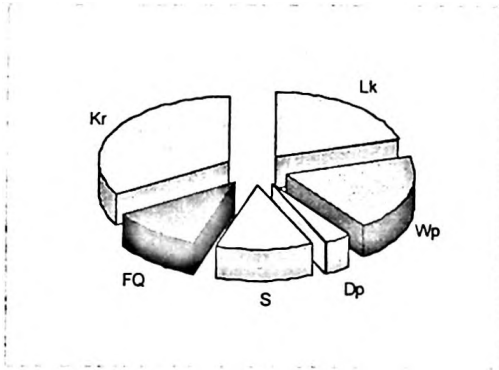
Wśród właściwych skał lokalnych dominują wapienie mezozoiczne (92%). Wyższy udział materiału lokalnego w odkrywce belchatowskiej stwierdzono tylko w utworach morenowych zlodowacenia sanu (T2). Ich skład różni się jednak znacząco od analizowanych próbek, głównie poprzez duży udział mułowców i węgla brunatnego, a znacznie mniejszy wapieni mezozoicznych i niezwiertzałych krzemieni. Uzyskane wyniki badań petrograficznych materiału lokalnego są zupełnie inne niż opublikowane przez C z e r w o n k ę i K r z y s z k o w s k i e g o (1992), według których zawartość materiału lokalnego jest bardzo niska i wynosi około 10%, z czego tylko 1/3 stanowią wapienie. Trzeba jednak podkreślić, że wspomniani badacze, nie dostrzegając znaczących różnic w składzie petrograficznym glin warciańskich, włączyli wszystkie do jednego horyzontu petrostratygraficznego. Wśród glin analizowanych przez R z e c h o w s k i e g o (1971) nie występuje odpowiednik gliny T5.

Wysoki udział fragmentów wapieni mezozoicznych i wyodrębnionych z tych skał kongrecji chalcedonowych (krzemienie i czerty) świadczy o przesuwaniu

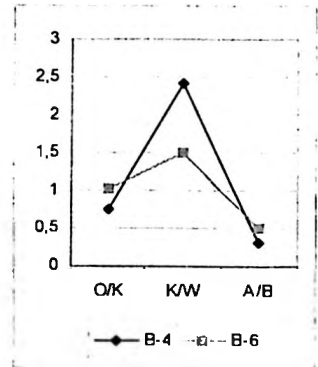
się transgredującego lodowca warciańskiego po odsłoniętym podłożu mezozoicznym. Takie warunki mogły zaistnieć albo po długim etapie intensywnej denudacji, jaka mogła mieć miejsce w okresie interglacjalnym, albo po nasileniu aktywności tektonicznej, która poprzez różną amplitudę ruchów pionowych w podłożu, doprowadziła do przyspieszonej erozji wyniesionych bloków. Niewątpliwie, po sedymentacji formacji Ławki i Stawek, w początkowej fazie interglacjału lubelskiego miały miejsce ruchy tektoniczne, które w samym rowie Kleszczowa doprowadziły do zaburzenia utworów dolnego piętra strukturalnego. Wydaje się jednak mało prawdopodobne, aby spowodowały one znaczące ruchy blokowe również na północnym przedpolu rowu, skąd musiał pochodzić przywleczony przez lód materiał. Uzasadnienie znajduje zatem raczej długotrwała denudacja w okresie interglacjalnym, prowadząca do usunięcia osadów czwartorzędowych i zwietrzeliny. Na skutek jej działania skały mezozoicznego podłoża zostały wystawione na działanie procesów egzarycyjnych podczas pierwszego epizodu glacialnego zlodowacenia warty. Kolejne nasunięcia lądolodu warciańskiego następowały na obszar już pokryty świeżo złożonymi utworami glacialnymi. W związku z tym inkorporowane mogły być głównie osady czwartorzędowe. Wyrażony pogląd znajduje potwierdzenie w składzie młodszych glin warciańskich, w których zawartość skał lokalnych wraz z krzemieniami i czertami jest aż pięciokrotnie niższa niż w horyzoncie morenowym (T5).

Podobnie jak w pozostałych horyzontach morenowych odkrywki bełchatowskiej, najważniejszą rolę odgrywają tu skały bałtycko-fennoskandzkie. Stanowią one około 65% całkowitej liczby przebadanych klastów, z czego nieco ponad połowa (34%) przypada na skały krystaliczne. Na pozostałą część składają się wapienie paleozoiczne (średnio 16%), dolomity i piaskowce (rys. 11). W stosunku do poprzednio analizowanych glin odrzańskich, około dwukrotnie wzrósł udział dolomitów. Stanowią one aż 15% ogółu węglanowych skał paleozoicznych (wskaźnik Dp/Wp wynosi 0,18). Jest to dowód przesunięcia się na wschód obszaru alimentacyjnego lodowca warciańskiego w stosunku do odrzańskiego. Wspomniane przesunięcie nie było jednak jeszcze bardzo duże, ponieważ wśród wapieni paleozoicznych utrzymuje się dość wysoki udział typowo zachodniobałtyckich, czerwonych wapieni ordowickich. Ich rola radykalnie spada dopiero w młodszych glinach warciańskich – z 6,5% do niecałych 2,5%. Wskaźniki petrograficzne obliczone i przedstawione według metody *R z e c h o w s k i e - g o* (1971) lecz dla grubszej frakcji (rys. 11b), dają obraz zbliżony do uzyskanego przez autora w glinach odrzańskich (rys. 9), a zupełnie odmienny od danych *B a r a n i e c k i e j et al.* (1995).

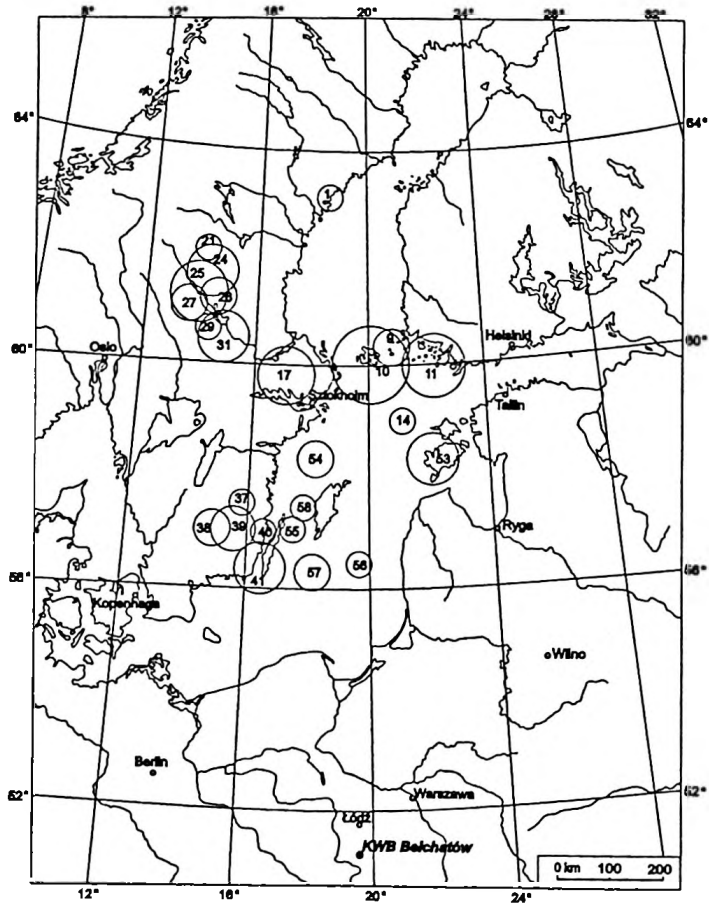
Oznaczone skały przewodnie stanowią średnio 7,88% (8,87 i 7,09%) eratyków fennoskandzkich. Posłużyły one jako podstawa do wyliczenia teoretycznego centrum gładowego, które dla obydwu analizowanych próbek wysunięte jest daleko na północ. Formuła *H e s e m a n n a* wynosi 4420. Świadczy to o równorzędnej roli fińsko-alandzkiego i środkowoszwedzkiego obszaru alimentacyjnego. W sto-



Rys. 11a



Rys. 11b



Rys. 12

sunku do poprzednio analizowanych glin odrzańskich (formuła 2440), widoczna jest radykalna zmiana na korzyść północno-wschodniej Fennoskandii. Spadł natomiast aż o połowę udział skał południowoszwedzkich.

Mapy kołowe dla obydwu próbek są bardzo podobne (rys. 12). Bardzo wyraźnie zaznacza się dominacja północnych obszarów alimentacyjnych, obejmujących region Wysp Alandzkich i Dalarna. Trzecia, słabiej wyrażona, strefa inkorporacji przez lód materiału skalnego obejmuje wybrzeże Smålandu i przyległą część dna Bałtyku w okolicach Olandii i Gotlandii. Wśród skał alandzkich najliczniejszą grupę, obejmującą ponad 1/3 eratyków z tamtego regionu, stanowią granity aplitowe. Licznie występują także pyterlity i granity Prick. Przewodnia rola tych ostatnich jest jednak ograniczona stosunkowo szerokim rozprzestrzenieniem w północno-wschodniej Fennoskandii (H e s e m a n n 1975). Mały udział alandzkich granitów rapakiwi jest wyrazem ich wysokiej podatności na wietrzenie fizyczne i trudności odróżnienia (tylko jeżeli występują w postaci małych ziaren) od typowych granitów alandzkich, nie zawierających ovoidów skaleniowych. Ten problem nie ma jednak wpływu na statystyczne badania głazowe, ponieważ dla wszystkich skał alandzkich podaje się jednakowe obszary występowania (L ü t t i g 1958; S m e d 1994). Skały z Dalarna charakteryzuje bardzo wysoki (najwyższy wśród próbek belchatowskich) udział czerwonego porfirytu Grönklitt – 20% eratyków przewodnich z tej krainy. Wyższy od niego udział posiada tylko porfir Bredvad ale jest to jedna z najpospolitszych skał wskaźnikowych, obecna praktycznie we wszystkich osadach glacialnych Niżu Środkowoeuropejskiego (K o r n 1927; G u d e l i s 1971; S m e d 1994). Pozostałe skały z Dalarna mają stosunkowo wyrównane i niewielkie udziały. Niezbyt liczne skały południowoszwedzkie i zachodniobałtyckie są reprezentowane głównie przez czerwone granity smålandzkie (zwykle z niebieskawym kwarcem), różowe granity Våxjö

Rys. 11. Petrografia frakcji powyżej 20 mm w glinie T5 (najniższa glina warciańska):

a – skład petrograficzny próbki B-6. b – wskaźniki petrograficzne

nazwy skał jak na rys. 4: ze względu na podobieństwo składu próbek B-4 i B-6, przedstawiono jako przykład skład petrograficzny tylko jednej z nich

Petrographical composition of the fraction over 20 mm in the T5 till (the oldest Wartian till in this area): a – petrographical composition of sample B-6. b – petrographical coefficients

abbreviations of rocks as in Fig. 4, due to the similarity of samples B-4 and B-6, only the second one was shown as an example

Rys. 12. Obszary alimentacyjne eratyków z dolnej gliny warciańskiej T5 (próbka B-6)

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of erratics in the oldest Wartian till T5 (sample B-6)

for explanation see Fig. 5

i piaskowce Tessini. W przebadanych próbkach nie udało się zidentyfikować żadnych skał ze Skanii, zachodniej Szwecji ani Bornholmu.

Na podstawie analizy eratyków wskaźnikowych należy przyjąć, że strumień lodowy, który przyczynił się do odłożenia glin dolnowarciańskich, został zapoczątkowany w północnej Szwecji i następnie przemieszczał się w kierunku południowo-wschodnim, włączając w swoją masę skały z Angermannlandu i Dalarna. Na północ od Sztokholmu osiągnął strefę dzisiejszego wybrzeża Bałtyku. W tym rejonie zmienił kierunek na prawie południkowy i przesunął się wzdłuż obecnej linii brzegowej aż po Cieśninę Kalmarską. Dopiero tam przeciął nieckę bałtycką omijając od wschodu Bornholm.

Obydwa górne horyzonty glin formacji Rogowiec – T6 i T7 (warta) zalegają subpowierzchniowo na prawie całym obszarze odkrywki. Brak ich tylko w rozcięciach dolinnych, skąd zostały usunięte przez erozję. Od dolnej gliny warciańskiej oddzielone są utworami fluwioglacjalnymi o miąższości od 12 do ponad 20 m. Piaski fluwioglacjalne rozdzielają także dwie górne gliny cienką warstwą, nie przekraczającą zwykle 1 m miąższości. W wielu punktach stwierdzono występowanie obydwu horyzontów połączonych w jeden wspólny poziom, w którym bardzo trudno jest prześledzić granicę pomiędzy utworami kolejnych nasunięć. Miejscami – głównie w rejonie wsi Aleksandrów – pojawia się jednak drobna różnica w zabarwieniu obu horyzontów. Najwyższa glina o miąższości około 3 m jest zabarwiona na kolor jasnobrązowy. Niższa natomiast wykazuje znacznie ciemniejsze zabarwienie (ciemnoszarobrunatne) i osiąga około dwukrotnie większą miąższość. Próbki pobrano zarówno z górnego (B-12), jak i z dolnego poziomu morenowego (B-x). W górnym wybierano ziarna leżące minimum 0,5 m ponad spągiem warstwy i nie wyżej niż 1,5 m poniżej stropu. Dodatkowo w ramach badań metodycznych zebrano również próbkę z bruku rozwiniętego na powierzchni górnej gliny warciańskiej (B-11).

W południowej części odkrywki nie udało się rozdzielić górnych glin warciańskich. Tworzyły one zwarty horyzont o miąższości około 6 m, którego strop leżał na głębokości zaledwie dwóch metrów poniżej powierzchni terenu. Były jednolicie zabarwione na brunatnoszary kolor z zielonkawym odcieniem. W kierunku spągu zabarwienie stawało się stopniowo nieco ciemniejsze. Brak możliwości rozdzielenia glin na górną i środkową skłonił do pobrania jednej próbki (B-3) i późniejszego sprawdzenia, czy wykazuje ona cechy petrograficzne uśrednione dla obu poziomów, czy odpowiada jednemu z nich.

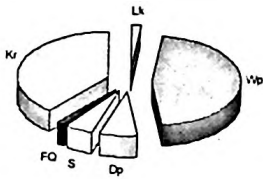
Materiał lokalny ma wyjątkowo niski udział w detrytusie skalnym górnych glin warciańskich (średnio 4,92%). Nawet w skali odkrywki zaznacza się jednak zróżnicowanie. Próbki pobrane w Aleksandrowie zawierają poniżej 2% skał lokalnych, zaś zaledwie 1,5 km na południe (w bezpośrednim sąsiedztwie południowej skarpy odkrywki) stwierdzono udział ponad sześciokrotnie wyższy (11,6%). Ten fakt należy wiązać z płytkim występowaniem utworów mezozoicznych w po-

łudniowej strefie krawędziowej rowu Kleszczowa. We wszystkich pozostałych horyzontach morenowych zawartość skał lokalnych jest znacząco wyższa. Bardzo mały udział krzemieni i czertów (około ośmiokrotnie niższy niż w glinie T5) podkreśla ich związek z materiałem lokalnym. Ich zawartość nie zmienia się jednak tak znacznie na terenie odkrywki. Można stąd wnosić, że krzemienie i czerty pochodzą, przynajmniej częściowo, spoza rowu Kleszczowa (z północnego przedpola tej struktury tektonicznej).

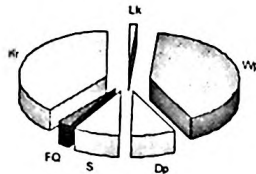
Najważniejszą rolę w materiale szkieletowym odgrywają skały bałtycko-fenno-skandzkie. Ich udział waha się w granicach: 86,77–97,23% (średnio 93,41%). Tak wysoka wartość wynika z tego samego czynnika, co marginalny udział materiału lokalnego, tzn. z przykrycia podczwartorzędowego podłoża i braku możliwości włączenia, wywodzących się z niego, fragmentów skał w masę lodu. Ranga skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych jest prawie równorzędna. Przypada na nie po około 40% całkowitej liczby ziaren (rys. 13). Uwagę zwraca duży udział wapieni pelitowych o „tłustej” powierzchni, przypisywanych przez Meyer a (vide G ó r s k a 2000) do obszaru wschodniobałtyckiego. Stanowią one ponad 20% ogółu wapieni paleozoicznych. Dość licznie występują również ordowickie wapienie paleoporellowe i, głównie sylurskie, wapienie krynoidowe. Zdecydowanie mniejszą rolę odgrywają typowo zachodniobałtyckie (S m e d 1994), czerwone wapienie ordowickie (ortocerasowe i Wesenberga). Wschodnie pochodzenie skał węglanowych potwierdza wysoka zawartość dolomitów, mających swoje wychodnie na dnie Bałtyku u wybrzeży Łotwy i Estonii (E m e l y a n o v, K h a r i n 1988). Wskaźnik Dp/Wp jest stosunkowo wysoki i wynosi 0,18. Analogiczny wskaźnik obliczony przez C z e r w o n k ę i K r z y s z k o w s k i e g o (1992) w drobnej frakcji był znacznie niższy – 0,8 do 0,12.

Wyliczone i przedstawione na wykresie wskaźniki petrograficzne mają zupełnie inne wartości, aniżeli większość dotychczas opublikowanych (C z e r w o n k a, K r z y s z k o w s k i 1992; B a r a n i e c k a *et al.* 1995). Wartość wskaźnika O/K jest znacznie wyższa, zaś K/W niższa niż u wspomnianych autorów, co zupełnie zmienia obraz uzyskany na wykresie. Wyjątek stanowią badania R z e c h o w s k i e g o (1971). Wyznaczone przez niego wskaźniki i kształt ich wykresu dokładnie odpowiadają wynikom analizy próbki B-3. Wydaje się, że pozwala to uznać gliny T6 i T7 za odpowiednik opisywanych przez R z e c h o w s k i e g o jako Ś2 (warta).

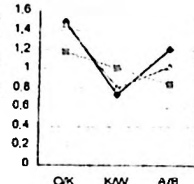
Skały przewodnie stanowią 6,44% całkowitej liczby ziaren skał fenno-skandzkich pobranych z wyższych glin warty. Najlepszy wynik udało się uzyskać w próbce B-12 (8,02%). W pozostałych wynosi on około 5 i 6%. Proporcjonalnie znacznie więcej skał przewodnich (~10,5%) stwierdzono w bruku erozyjnym, leżącym w stropie górnej gliny ale jest to zjawisko typowe i już wcześniej zostało wyjaśnione. Wyliczone dla analizowanych glin teoretyczne ośrodki glazowe koncentrują się w sektorze położonym na północny wschód w stosunku do wyników badań pozostałych utworów glacialnych odkrywki. Najniższa glina



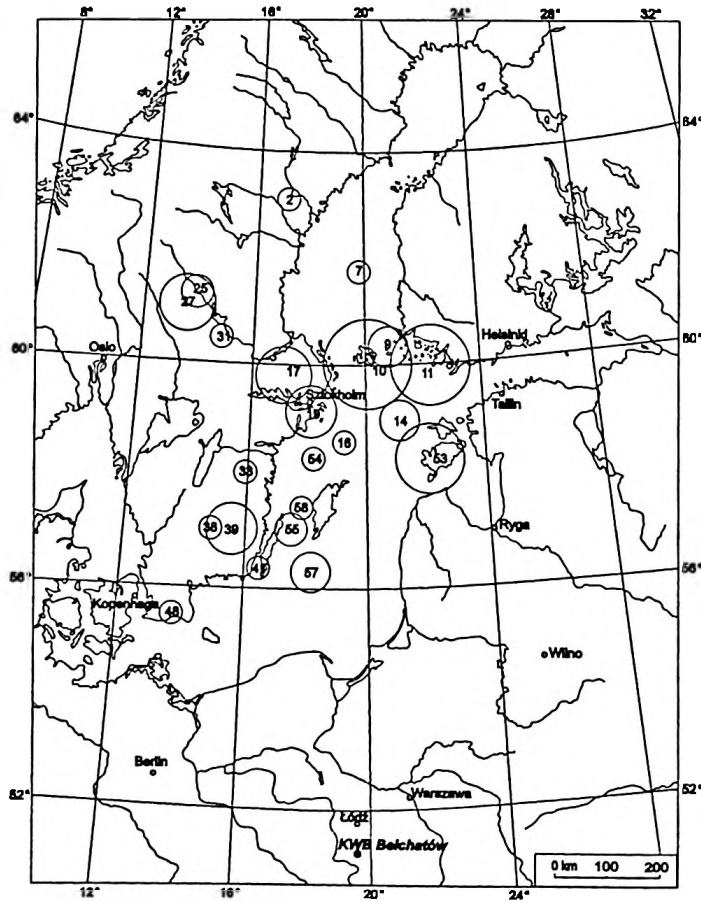
Rys. 13a



Rys. 13b



Rys. 13c



Rys. 14

warciańska (T5) miała TGZ zdecydowanie bardziej północno-zachodnie. Na podstawie składu glazowego dążono do określenia relacji pomiędzy pojedynczą górną gliną warciańską (próbka B-3), występującą w południowej części odkrywki, a dwoma horyzontami morenowymi stwierdzonymi w Aleksandrowie. Przeprowadzone badania jednoznacznie dowodzą pośredniego położenia TGZ próbki B-3 w stosunku do obydwu górnych glin z centralnej części frontu eksploatacyjnego. Oznacza to, że w południowej części odkrywki górne gliny morenowe tworzą rzeczywiście jeden wspólny horyzont, a nie stanowią południowego przedłużenia tylko jednej spośród nich. Ten wynik może stanowić potwierdzenie skuteczności przyjętej metody dla korelacji horyzontów morenowych w kopalni w Bełchatowie. Zespół glazowy, pobrany z bruku leżącego w stropie górnej gliny w Aleksandrowie, cechuje się znacznym przesunięciem TGZ w stosunku do swojej skały macierzystej – o około $0,5^\circ$ na południe.

Wyliczone dla glin T6 i T7 formuły $H e s e m a n n a$ są jednakowe (5320) we wszystkich próbkach, włącznie z pobraną z bruku. Świadczy to o stałości składu petrograficznego gruboziarnistej frakcji w obydwu przebadanych horyzontach. Sugerowany jednak w tej metodzie brak odrębności próbki z bruku jest wyrazem dużego uproszczenia, wynikającego z kolejnych przybliżeń podczas statystycznego opracowywania materiału. Uzyskane tą metodą informacje są zdecydowanie mniej precyzyjne i trudniejsze do interpretacji niż analiza TGZ.

Mapy kołowe obszarów macierzystych eratyków przewodnich i statystycznych dla środkowej i górnej gliny warciańskiej (rys. 14, 15) nie wykazują znaczących różnic. Wyraźnie czytelna jest zdecydowana dominacja regionu Wysp Alandzkich i wschodniego Bałtyku. Mniejszą rolę, jako obszar macierzysty, odgrywa północna Szwecja i Dalarna. Skały o wychodniach położonych dalej na południe, zarówno na terenie Szwecji, jak i na dnie Bałtyku, nie mają większego znaczenia w zespołach glazowych opisywanych utworów. Wyjątek może stanowić otoczenie Gotlandii i Olandii, skąd pochodzą stosunkowo liczne zidentyfikowane eratyki. Należy jednak

Rys. 13. Uproszczony skład petrograficzny eratyków z górnej i środkowej gliny warciańskiej:
a – środkowa glina (T6) – B-x, b – gorna glina (T7) – B-12, c – wskaźniki petrograficzne

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of erratics from the middle and youngest Wartian tills:
a – the middle till (T6) – B-x, b – the youngest till (T7) – B-12, c – petrographical coefficients

abbreviations of rocks as in Fig. 4

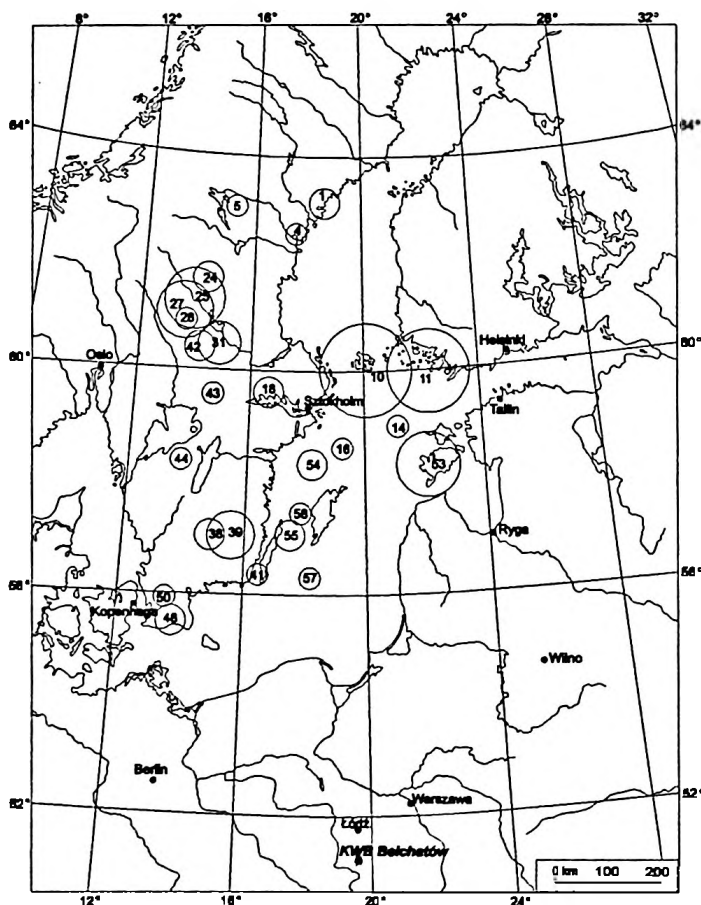
Rys. 14. Obszary alimentacyjne eratyków z środkowej gliny warciańskiej (T6 – próbka B-x)

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of erratics in the middle Wartian till (T6 – sample B-x)

for explanation see Fig. 5

wziąć pod uwagę fakt, że wspomniane skały to głównie wapienie i nieliczne piaskowce, których wychodnie są bardzo rozległe. Położenie symbolizujących je na mapie kół odpowiada przyjętym przez Lüttiga (1958) i Smeda (1994) centralnym punktom wychodni. Oznacza to, że w rzeczywistości mogą one pochodzić ze strefy leżącej na przykład daleko na północny wschód od przedstawionego na mapie obrazu. Obecny stan badań petrograficznych skał osadowych dna Bałtyku (Ludwig 1967; Winterhalter 1972; Błaszczyszyn *et al.* 1982; Emelyanov, Kharin 1988; Dadlez 1995; Mojski 1995) nie daje jednak możliwości sprecyzowania, z której części wychodni zostały przywleczone konkretne ziarna.



Rys. 15. Obszary alimentacyjne eratyków z górnej gliny warciańskiej (T7 – próbka B-12)

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of erratics in the upper Wartian till (T7 – sample B-12)

for explanation see Fig. 5

Podobnie jak w najniższej glinie, skały alandzko-fińskie reprezentowane są głównie przez granity alandzkie włącznie z aplitowymi (średnio 56,5% skał z tego obszaru), zaś zawartość właściwych granitów rapakiwi jest około pięciokrotnie mniejsza. Pyterlity, granity Prick oraz alandzkie granitoporfiry i porfiry odgrywają niewielką rolę w analizowanych zespołach głazowych. Wśród skał bałtyckich szczególnie liczne są czerwone porfiry bałtyckie oraz dolnopaleozoiczne dolomity. Nie zaobserwowano natomiast wyraźnie podwyższonego udziału brunatnego porfiru bałtyckiego, który zdaniem *Miltersa* (1936, 1939; *Milters* 1938) miał stanowić wyznacznik zasięgu utworów warciańskich na Niżu Środkowoeuropejskim. Główne typy skał z Dalarna w analizowanych osadach stanowią – jak wszędzie – porfiry Bredvad. Dostrzegalna jest jednak podwyższona koncentracja piaskowców Dala i Digeberga oraz granitów Siljan w stosunku do ich rangi w innych próbkach. Zmalał bardzo znacznie udział czerwonego porfirytu Grönklitt, osiągając poziom najniższy od okresu zlodowaceń nidy i sanu. Z regionu południowej Szwecji oraz południowego i środkowego Bałtyku pochodzą głównie wapienie paleoporellowe, czerwone granity smålandzkie i piaskowce Kalmarsund. Zespół głazowy pochodzący z bruku erozyjnego różni się od swojej skały macierzystej (gliny T7) przede wszystkim redukcją skał węglanowych do zaledwie $\frac{1}{4}$ pierwotnego udziału. Zastanawia fakt prawie zupełnej eliminacji dolomitów. Jest to sprzeczne z powszechnie przyjmowanymi poglądami o większej odporności dolomitów na procesy wietrzeniowe, a zwłaszcza na rozpuszczanie przez wodę (*Klimaszewski* 1981; *Embleton, Thorne* 1985). Pojawiły się jednak informacje o ułatwionym rozpuszczaniu skał węglanowych w obecności małych domieszek magnezu (*Picknett* 1972 – *vide* *Embleton, Thorne* 1985). Ten proces mógł zaistnieć w analizowanych utworach. Również skład skał krystalicznych zmienił się na skutek procesów wietrzeniowych. Zmalała zawartość łatwo wietrzejących granitów rapakiwi z regionu alandzkiego, granitów Uppsala i Siljan. Większy jest natomiast udział porfirów Bredvad i Heden oraz różowych granitów Väjö i czerwonych granitów smålandzkich.

Mapy obszarów alimentacyjnych eratyków pozwalają określić przybliżoną drogę strumienia lodowego, odpowiedzialnego za odłożenie analizowanych glin. Strumień ten został zapoczątkowany w rejonie środkowej Szwecji i południowego Botniku. Następnie przemieszczał się po wychodniach skał krystalicznych południowo-zachodniej Finlandii i Wysp Alandzkich. Przesuwając się na południe depresją bałtycką, inkorporował liczne porfiry bałtyckie, dolomity i różne typy dolnopaleozoicznych wapieni. Tak duże odsunięcie drogi lodu na wschód stwierdzono, poza właśnie analizowanymi osadami, tylko w jednej z próbek pobranych z utworów zlodowacenia sanu (B-9a) (rys. 7).

Badania żwirów formacji Chojny (próbki: B-7, B-8 i B-15) podjęto po to, aby sprawdzić, czy uda się na podstawie składu zawartych w nich zespołów głazowych pochodzenia fennoskandzkiego, określić wiek utworów glacialnych podlegających erozji.

Charakterystyczny dla analizowanych próbek jest niewielki udział paleozoicznych skał węglanowych. Zawartość skał lokalnych waha się w bardzo dużych granicach, w zależności (jak należy przypuszczać) od dominującego kierunku transportu oraz od stopnia zwiertzenia erodowanych skał. Wyraźnej koncentracji w utworach zwirowych ulegają krzemienie i czerty oraz odporne na wietrzenie skandynawskie skały krystaliczne, tzn. głównie porfiry i niezbyt bogate w lyszczyki skały plutoniczne.

Analiza map rozmieszczenia eratyków przewodnich stwierdzonych w poszczególnych zespołach gwałzowych formacji Chojny wykazała duże zróżnicowanie. Na niewielkim odcinku frontu eksploatacyjnego sąsiadują ze sobą zwirowy tej samej formacji różniące się znacznie składem petrograficznym. Jeszcze bardziej czytelny jest rozrzut teoretycznych ośrodków gwałzowych. Są one od siebie oddalone aż o około półtora stopnia długości geograficznej (rys. 16).

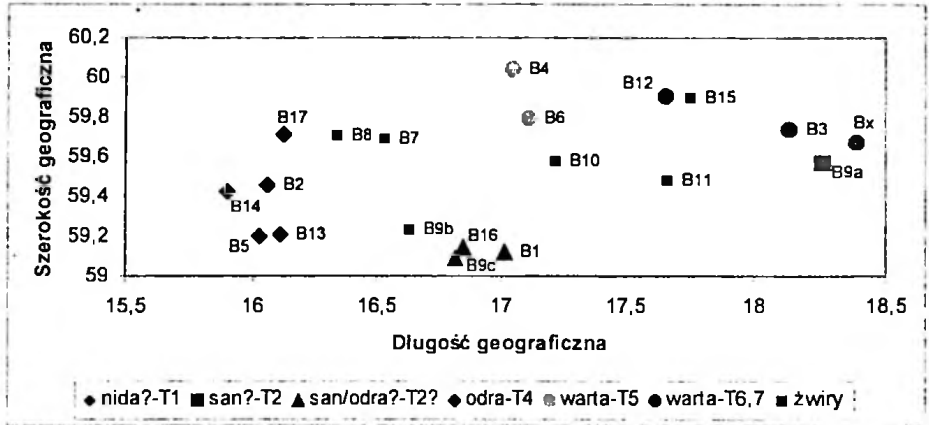
Zróżnicowanie poziome i pionowe składu zespołów eratyków przewodnich

Analiza składu zespołów gwałzowych, wyodrębnionych z występujących w odkrywcę KWB „Belchatów” utworów glacialnych, wykazała, że istnieją znaczące różnice pomiędzy różnowiekowymi horyzontami morenowymi. Zróżnicowanie pionowe jest znacznie większe od poziomego, aczkolwiek uzyskanie ostatecznego potwierdzenia tego wniosku wymaga wieloletniego cyklu badań w kolejno odsłanianych przekrojach rowu Kleszczowa. Najlepszą metodą, pozwalającą wykazać podobieństwa lub rozbieżności pomiędzy przebadanymi utworami, jest określanie teoretycznych ośrodków gwałzowych (metoda opracowana przez L ü t t i g a 1958). Na uzyskanych w tej procedurze wykresach różnowiekowe utwory zajmują odrębne sektory (rys. 16). Dla zlodowacenia nidy TGZ położone są w sektorze północno-zachodnim. Wśród utworów glacialnych zaliczonych roboczo do późniejszego zlodowacenia (sanu) wyróżniono dwa litotypy charakteryzujące się różnymi zespołami skał przewodnich. W pierwszym dominują skały ze wschodniej Fennoskandii. Odpowiada to poglądom większości badaczy niemieckich na temat pochodzenia utworów glacialnych Elsterianu (m.in. H e s e m a n n 1931b, 1932; L ü t t i g 1958, 1991). Drugi litotyp wykazuje cechy zbliżone raczej do utworów odrzańskich. Dominują w nim skały szwedzkie, dzięki czemu teoretyczne ośrodki gwałzowe są położone na południowy zachód od sektorów zajmowanych przez utwory innych zlodowaceń. Bardziej południowo-zachodnim położeniem charakteryzują się już tylko gliny odrzańskie. W związku z tym, wydaje się celowe uznanie utworów glacialnych należących do drugiego litotypu za ściśle związane ze zlodowaceniem odry. Obszary alimentacyjne podczas zlodowacenia odrzańskiego przesunęły się daleko na południowy zachód, co jest doskonale czytelne w położeniu teoretycznych ośrodków gwałzowych na przedstawionym wykresie (por. M ü n n i c h 1936; E h l e r s, S t e p h a n 1983; R a u k a s

1995a). Zupełnie inną pozycję zajmował obszar macierzysty utworów morenowych zlodowacenia warty. Początkowo (dla najstarszej gliny) TGZ leżały daleko na północy, po czym migrowały na wschód, zajmując północno-wschodni sektor zaprezentowanego wykresu. Próba metodyczna, polegająca na zwiększeniu liczby uwzględnianych w obliczeniach typów skał przewodnich oraz na rozszerzeniu analizowanego zespołu o eratyki statystyczne (głównie skały osadowe), nie powiodła się. Uzyskane po modyfikacji wykresy położenia TGZ (rys. 17, 18) cechują się większym rozproszeniem wyników, aniżeli opracowane na podstawie wstępnie ograniczonej liczby typów petrograficznych. W związku z tym interpretacja staje się trudniejsza i zdecydowanie mniej precyzyjna.

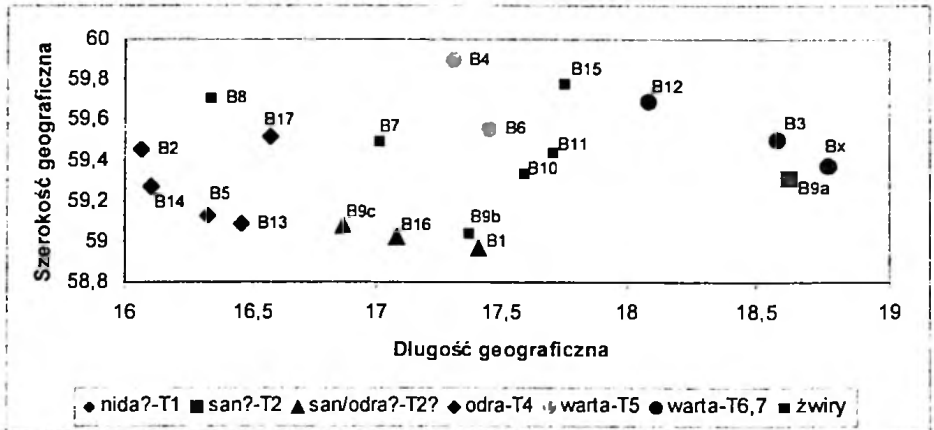
Interpretacje dróg strumieni lodowych, które przyczyniły się do odłożenia poszczególnych horyzontów morenowych, wymagają o wiele dokładniejszych informacji, aniżeli tylko punkt przedstawiony na wykresie. Temu celowi zdecydowanie lepiej służą mapy kolowe (S m e d 1993), z których można odczytać układ przestrzenny i hierarchię ważności różnych obszarów alimentacyjnych Fennoskandii. Wykorzystanie powyższych map dla korelacji stratygraficznych jest jednak utrudnione mnogością informacji i brakiem możliwości przedstawienia wyników badań wielu próbek na jednej mapie zbiorczej. Korelacja może być ewentualnie przeprowadzona tylko pośrednio – przez porównanie dróg strumieni lodowych odczytanych dla poszczególnych próbek. Także w tej metodzie wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie różnowiekowych horyzontów morenowych odkrywki belchatowskiej.

Przedstawione różnice w składzie frakcji kamienistej utworów glacialnych rowu Kleszczowa częściowo potwierdzają wcześniejsze dane, uzyskane na podstawie badań petrograficznych żwirów. Zbliżone wyniki opublikował już w 1971 roku R z e c h o w s k i, opierając się na analizie materiału wiertniczego. Późniejsze opracowania (C z e r w o n k a, K r z y s z k o w s k i 1992; K r z y s z k o w s k i 1992a; B a r a n i e c k a *et al.* 1995) przeprowadzone na materiale pobranym głównie w odkrywce, doprowadziły do uzyskania wyników na ogół potwierdzających jego analizy. Wyjątek stanowi stwierdzenie przez B a r a n i e c k ą *et al.* (1995) podobieństwa glin odrzańskich oraz dolnej i środkowej warciańskiej. Wszyscy pozostali cytowani badacze oraz autor niniejszej pracy notują bardzo wyraźną odrębność petrograficzną glin warciańskich w stosunku do odrzańskich. Wyraża się ona nie tylko diametralnie różnym składem eratyków przewodnich, ale także zróżnicowanym składem petrograficznym przeanalizowanym, zarówno w klasycznej już frakcji 5–10 mm, jak i w materiale gruboziarnistym (powyżej 20 mm). Bardzo trudno zinterpretować przedstawione przez B a r a n i e c k ą *et al.* (1995) zróżnicowanie środkowej i najwyższej gliny warciańskiej. Przeprowadzona przez autora analiza frakcji kamienistej prowadzi do odwrotnego wniosku, tj. jednorodności petrograficznej górnych glin zlodowacenia warty. Tę niezgodność można potraktować jako wynikającą z zastosowania przez autora innej metodyki badawczej, tj. analizy grubszej frakcji z wykorzysta-



Rys. 16. Teoretyczne ośrodki głazowe obliczone na podstawie typowego zestawu skał przewodnich dla próbek pobranych w KWB „Belchatów”

Theoretical home centres calculated on typical assemblage of indicator erratics from samples collected in glacial deposits of the “Belchatów” outcrop

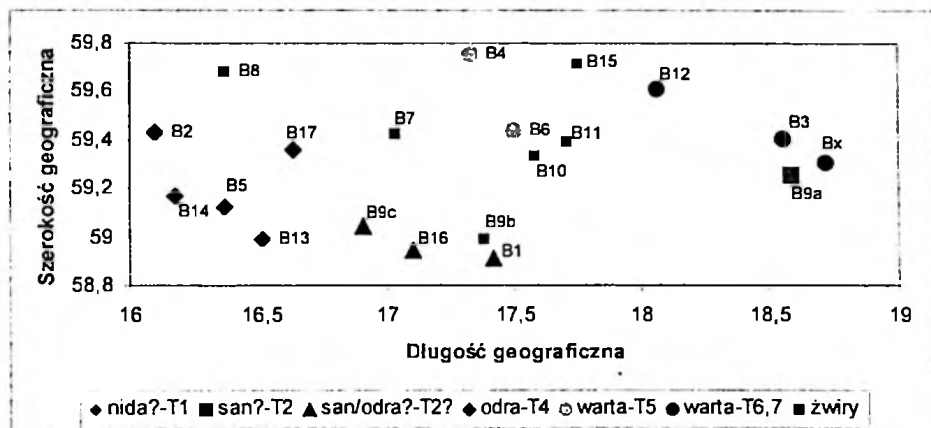


Rys. 17. Teoretyczne ośrodki głazowe obliczone na podstawie rozszerzonego zestawu skał przewodnich dla próbek pobranych w KWB „Belchatów”

uwzględniono dodatkowo dolomity, wapień paleoporellowe, beyrichiowe i piaszkowce skolitusowe

Theoretical home centres calculated on enlarged assemblage of indicator erratics from samples collected in glacial deposits of the “Belchatów” outcrop

Dolomites, Paleoporella-limestone, Beyrichia-limestone and Scolithos-sandstone were additionally included



Rys. 18. Teoretyczne ośrodki glazowe obliczone na podstawie zestawu skał przewodnich i statystycznych dla próbek pobranych w KWB „Bełchatów”

Theoretical home centres calculated on enlarged assemblage of indicator and statistical erratics from the samples collected in glacial deposits of the “Bełchatów” outcrop

taniem eratyków przewodnich. Pogląd reprezentowany przez Baranięcką jest sprzeczny także z prowadzonymi taką samą metodą (petrografia frakcji 5–10 mm) badaniami Czerwoni i Krzyszkowskiego (1992), którzy uznali wszystkie gliny warciańskie za jednakowe pod względem składu petrograficznego i włączyli je do jednego horyzontu petrostratygraficznego. Nie znalazł potwierdzenia we frakcji kamienistej, stwierdzony przez wspomnianych badaczy, regularny spadek zawartości skał lokalnych w coraz młodszych horyzontach morenowych ani obniżanie się współczynnika Dp/Wp począwszy od glin T2. Tylko w glinach górnej warty potwierdził się sugerowany przez powyższych autorów jednakowy udział skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych. We frakcji kamienistej starszych utworów glacialnych skały krystaliczne wyraźnie dominują nad wapieniami.

UTWORY MORENOWE KWB „KONIN” W KLECZEWIE (ODKRYWKA „JÓŻWIN”)

Zarys budowy geologicznej okolic Konina

Odkrywka „Jóźwin” Kopalni Węgla Brunatnego „Konin” stanowi najdalej na północny zachód wysunięty punkt badawczy. Jest to stanowisko szczególnie cenne dzięki możliwości objęcia bezpośrednimi badaniami aż czterech horyzontów morenowych. Maksymalna miąższość czwartorzędu w tym regionie tylko miejscami

przekracza 50 m (S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991). Utwory czwartorzędowe okolic Konina stanowiły przedmiot zainteresowań wielu badaczy. Szczególnym zainteresowaniem cieszyły się problematyka geomorfologiczna i stratygraficzna, które zostały przedstawione w publikacjach m.in. Ł y c z e w s k i e j (1960), K r y g o w s k i e g o (1967a, 1975), R u t k o w s k i e g o (1967), S t a n k o w s k i e g o (1976), K ł y s z a (1980), K o z a r s k i e g o (1981) i wielu innych. Efektem intensywnych, prowadzonych przez wiele lat prac było wyróżnienie minimum trzech zimnych pięter plejstocenu i rozdzielających je dwóch etapów ciepłych (K r y g o w s k i 1967a; S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991). Mniej uwagi poświęcano petrografii utworów glacialnych (L y d k a, T u r n a u - M o r a w s k a 1967; T r e m b a c z o w s k i 1967; S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991). Do dziś jednak nikt nie podjął się przeprowadzenia badań eratyków przewodnich na tym obszarze.

Osady szeroko rozumianego zlodowacenia południowopolskiego w okolicach Konina zostały zidentyfikowane w kilku stanowiskach (m.in. Mikorzyn, Konin S) na podstawie zalegania poniżej serii organicznych interglacjału wielkiego (S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991). W odkrywcę „Józwin” utworów organicznych, odpowiadających temu interglacjałowi, jak dotąd nie rozpoznano. Wspomniani badacze uważają, że odpowiednik osadów interglacialnych mogą stanowić międzymorenowe serie gruboziarniste oraz powierzchnie nieciągłości w miejscach bezpośredniego zalegania glin środkowopolskich na południowopolskich. Środkowopolskie zlodowacenia reprezentują gliny morenowe o zróżnicowanej miąższości i wykształceniu. Początkowo dopatrywano się wśród nich zarówno utworów odrzańskich, jak i warciańskich (S t a n k o w s k i 1976). Przeprowadzone w ostatnim okresie badania petrograficzne (S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991) nie potwierdziły występowania na tym obszarze glin zlodowacenia odry. W ślad za tym stwierdzeniem przypisano obydwie gliny do zlodowacenia warty. Cechą charakterystyczną powyższych glin jest szarobrazowe zabarwienie i często występująca bloczkowa oddzielność. Ich pozycję stratygraficzną dokumentują, przykrywające je w wielu stanowiskach, twory organogeniczne eemu. Starszy vistulian cechuje się występowaniem licznych luk będących, zdaniem wymienionych autorów, dowodem wahań klimatycznych na przedpolu lądolodu. Najmłodsze gliny mają stosunkowo niewielką miąższość i bardzo często wykazują wyraźną dwudzielność. Miejscami są one rozdzielone stosunkowo cienkimi wkładkami piasków i żwirów fluwioglacialnych. Niższy horyzont morenowy przypisywano do stadiału leszczyńskiego, a wyższy do poznańskiego (S t a n k o w s k i 1976).

Stratygrafia utworów czwartorzędowych rejonu Konina stanowiła poligon badawczy dla datowań TL (B l u s z c z *et al.* 1991). Uzyskane dane były w wielu wypadkach sprzeczne z wynikami datowań geologicznych i paleobotanicznych. Datowania TL glin morenowych mogą mieć zatem charakter wyłącznie orientacyjny. Fakt ten skłania do poszukiwania innej metody użytecznej

w badaniach stratygraficznych osadów glacialnych, jaką mogą być zaawansowane badania skał przewodnich. Badania takie prowadzone były ostatnio na terenie Wielkopolski środkowej i zachodniej jedynie przez G ó r s k ą (1995, 2000). Wschodnia Wielkopolska stanowi pod tym względem teren jeszcze praktycznie zupełnie nierozpoznany.

Opis i analiza składu zespołów glazowych z odkrywki „Józwin”

Najstarsze gliny (T1) nie tworzą ciągłego horyzontu w odkrywce. Występują one tylko miejscami, w dolnej części skarpy eksploatacyjnej najwyższego poziomu kopalni, osiągając miąższość do 4–5 m. W przeciwieństwie do przykrywającego je młodszego horyzontu morenowego są intensywnie zaburzone. Na granicy obydwu glin występują nieliczne wkładki piasków, podkreślające niezgodność strukturalną pomiędzy tymi utworami. Powyższy układ przypomina sytuację w odkrywce „Władysławów”, opisywaną przez S t a n k o w s k i e g o i K r z y s z k o w s k i e g o (1991). Analizowana glina morenowa jest masywna i cechuje się ciemnoszarym zabarwieniem. Makroskopowo, nawet w najwyższych partiach, nie zauważa się żadnych śladów wietrzenia. To ostatnie spostrzeżenie dodatkowo potwierdzone jest licznym występowaniem okruchów skał węglanowych. Próbkę o dostatecznej liczebności udało się pobrać w północno-zachodniej części frontu eksploatacyjnego w 1997 roku na głębokości 16–18 m (odpowiada to 80–82 m n.p.m.).

Udział skał lokalnych w najniższej glinie z Kleczewa jest niewielki i wynosi poniżej 4%. W znacznie większych ilościach materiał lokalny obecny jest w drobniejszych frakcjach. S t a n k o w s k i i K r z y s z k o w s k i (1991) podają ponad dwukrotnie wyższe wartości, tj. 7.5–9.6%. Podstawową rolę wśród skał lokalnego pochodzenia odgrywają wapienie mezozoiczne, węgiel brunatny i mułowce. Stosunkowo duża zawartość węgla brunatnego wynika z faktu, że analizowany horyzont morenowy został złożony przez lodowiec, który przekraczał odsłonięte formacje trzeciorzędowe. Była to albo pierwsza transgresja łądolodu na badany obszar, albo któraś kolejna ale poprzedzona etapem intensywnej erozji i usunięciem większości materiału czwartorzędowego, przykrywającego utwory trzeciorzędowe. Późniejsze etapy glacialne związane były z przemieszczaniem się łądolodu po powierzchni przykrytej przynajmniej częściowo utworami czwartorzędowymi.

Podobnie jak we wszystkich pozostałych stanowiskach, w których analizowane były utwory nieodwapnione, występuje tu bardzo wyraźna dodatnia korelacja zawartości krzemieni (0,93%) i skał lokalnych. Dowodzi to lokalnego charakteru krzemieni także na obszarze wschodniej Wielkopolski. Jednocześnie bardzo mały udział skał lokalnych (nawet razem z krzemieniami) w glinie, odłożonej przez najprawdopodobniej pierwszy na tym obszarze lodowiec, potwierdza rozpowszechnione w Niemczech opinie (M e y e r 1983, 1985) o marginalnej

skali inkorporacji materiału lokalnego lub pochodzącego ze starszych utworów glacialnych. Ten pogląd odnosi się przede wszystkim do ziaren stosunkowo grubej frakcji.

Sumaryczna zawartość skał bałtycko-fennoskandzkich w najniższej glinie wynosi ponad 95%. Podstawową rolę odgrywają wśród nich skały krystaliczne (41.5%) i wapienie paleozoiczne (38%) (rys. 19). Odwrocenie proporcji pomiędzy wspomnianymi grupami petrograficznymi w stosunku do wyników badań frakcji 5–10 mm (S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991) jest zapewne uwarunkowane mniejszą odpornością wapieni na abrazję i wynikającym z niej szybszym przechodzeniem tych skał do drobniejszej frakcji. Zaskakująco wysoki jest także udział dolomitów, wynoszący ponad 9%. Wskaźnik Dp/Wp wynosi aż 0,24 i jest ponad dwukrotnie wyższy od określonego przez cytowanych wcześniej autorów. Dolomitom towarzyszą, dość liczne w grupie wapieni paleozoicznych, sylurskie wapienie pelitowe (o „tlustej” powierzchni). Powyższe dwa typy eratyków traktowane są zwykle jako wskaźnik wschodniego pochodzenia materiału. Określono także stosunki pomiędzy najważniejszymi składnikami materiału fennoskandzkiego: O/K, K/W i A/B. Wynoszą one odpowiednio 1,29, 0,88 i 0,97, czyli są prawie zgodne z wynikami analiz drobnego żwiru (S t a n k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991). Eratyki przewodnie stanowią 9,99% ogółu skał północnych. Na ich podstawie wyznaczono teoretyczne centrum głazowe mające współrzędne geograficzne: 16,6°E i 59,4°N. Położenie to jest najbardziej zbliżone do TGZ zespołu głazowego z najniższej gliny belchatowskiej, związanej wstępnie ze zlodowaceniem nidy. Uwzględnienie dodatkowych skał osadowych przesunęło dość znacznie ten punkt, bo o 0,5° na wschód, co uwarunkowane jest głównie dużą liczebnością dolomitów. Formuła H e s e m a n n a, wyliczona na podstawie zebranego materiału, wynosi 3430. Jej wartość jest wyrazem zrównoważonego udziału trzech podstawowych obszarów alimentacyjnych, wyróżnianych przez tego autora (czwarty, tj. norweski w Polsce praktycznie nie jest reprezentowany) – H e s e m a n n 1931a, 1934, 1935.

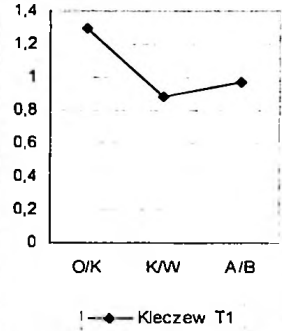
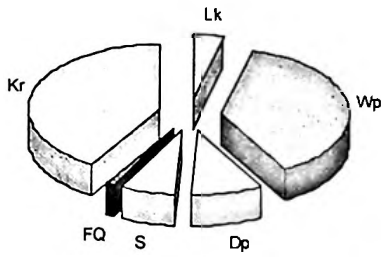
Mapa kołowa eratyków wskaźnikowych (rys. 20) charakteryzuje się stosunkowo dużym rozproszeniem. Reprezentowane są właściwie wszystkie podstawowe typy skał lecz zwykle przez nieliczne lub nawet pojedyncze ziarna. Największy udział w materiale głazowym posiada środkowa Szwecja, a zwłaszcza region Dalarna. Dość ważną rolę odgrywa także region Wysp Alandzkich. Znaczenie południowej Szwecji jako obszaru źródłowego dla eratyków obecnych w najniższej glinie jest wyraźnie mniejsze. Wśród skał fińsko-alandzkich najliczniejsze są alandzkie granity aplitowe, rapakiwi i średnioziarniste granity alandzkie z bardzo nielicznymi ovoidami skaleniowymi. Potwierdzenie dla innych oznaczeń stanowi duży udział czerwonych porfirów bałtyckich pochodzących z dna Bałtyku na południe od Wysp Alandzkich. Ich cechy charakterystyczne praktycznie wykluczają błędną identyfikację. Granitognejsy Angermannland poświadczają transport materiału z obszarów leżących daleko na północy. Bardzo

ważną grupę stanowią eratyki dalarnieńskie. Stosunki pomiędzy nimi są zbliżone do występujących w najniższej glinie odkrywki bełchatowskiej. Skład skał południowoszwedzkich nie wykazuje cech szczególnych, różniących badany zespół gładzowy od innych. Dominują typowe czerwone granity smålandzkie z niebieskawym kwarcem oraz różowe granity Våxjö. Zidentyfikowano także bardzo rzadki w środkowej Polsce diabaz Kinne.

Przedstawione na mapie obszary alimentacyjne eratyków pozwalają przypuszczać, że strumień lodowy został zainicjowany w rejonie Västernorrland lub Jämtland w środkowej Szwecji. Stamtąd ruszył on w kierunku południowym przekraczając Dalarna i w rejonie Sztokholmu dotarł w pobliże dzisiejszego wybrzeża Bałtyku. Od okolic Sztokholmu lód sunął wzdłuż wschodniego Smålandu i w okolicach Karlskrony przekroczył zachodni odcinek depresji bałtyckiej. Nie da się jednoznacznie określić, czy skały alandzkie i wschodniobałtyckie (dość liczne w tej glinie) przywłókl oddzielny strumień lodowy, czy też stanowiły one pozostałość wcześniejszego nasunięcia (które oczywiście nie osiągnęło okolic Konina), inkorporowaną przez kolejną czasę lodową. Zakładając prawidłowość drugiej hipotezy, należy przyjąć, że starsze utwory zalegały najprawdopodobniej na dnie depresji bałtyckiej. Opinia ta potwierdza pogląd A m a n t o v a (1995) o największym nasileniu erozji obszaru bałtyckiego w pierwszym okresie glacialnym. Późniejsze zlodowacenia miały głównie przerabiać istniejące już osady glacialne. Gdyby jednak było to prawdą, wszystkie gliny morenowe, obserwowane na terenie Nizżu Środkowoeuropejskiego, winny cechować się bardzo podobnym składem petrograficznym i to we wszystkich frakcjach. W tej sytuacji logiczniejsze wydaje się przyjęcie, że skały alandzkie zostały inkorporowane przez podrzędny strumień lodowy, który połączył się z masami lodu wędrującymi z północy i północnego zachodu.

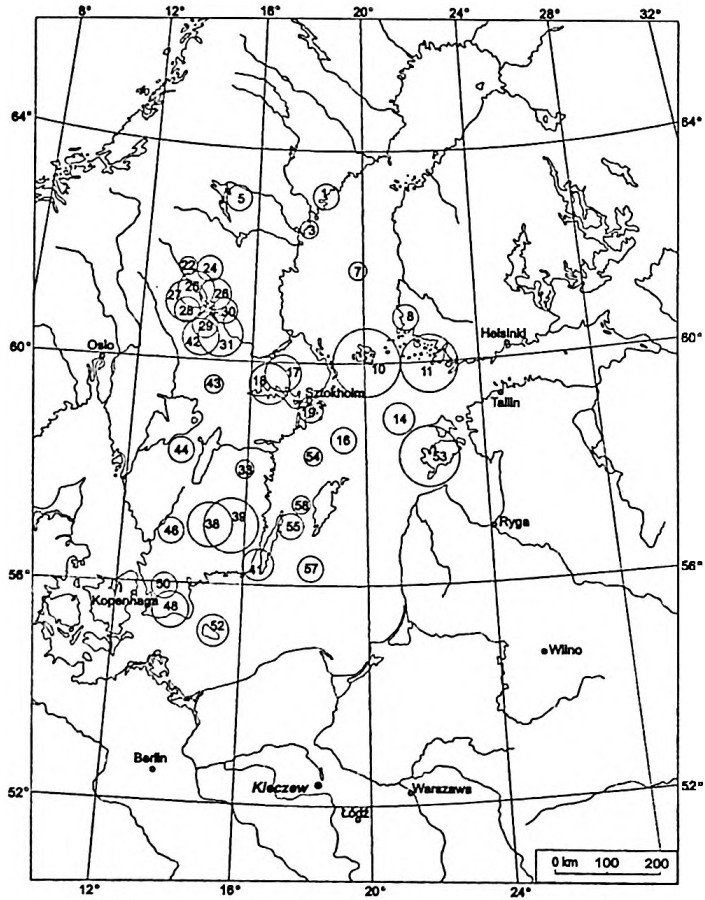
Bezpośrednio na zaburzonych glinach pierwszego poziomu morenowego lub starszych utworach leży ciągly pokład ciemnoszarych glin (T2), o miąższości przekraczającej 10 m. Makroskopowo różnią się one od leżących poniżej wyłącznie brakiem struktur deformacyjnych. Wydaje się, że przedział czasowy pomiędzy depozycją pierwszego i drugiego poziomu musiał być bardzo mały, zaś zaburzenia dolnego horyzontu zostały wywołane przez kolejne nasunięcie tej samej czaszy lodowej. W bardzo podobnej sytuacji geologicznej w odkrywce „Władysławów”, S t a n k o w s k i i K r z y s z k o w s k i (1991) nie stwierdzili różnicowania mineralogiczno-petrograficznego pomiędzy dwoma poziomami glin. Fakt ten umożliwił im włączenie wyższej gliny do dolnego horyzontu morenowego.

Próbkę pobrano w północno-wschodniej części odkrywki, na głębokości od 8 do 14 m, co odpowiada około 84–90 m n.p.m. Inna strefa poboru próbki, aniżeli w przypadku wszystkich pozostałych horyzontów morenowych, nie powinna mieć znaczącego wpływu na wynik badań, gdyż opisywana glina tworzy nieprzerwany pokład, leżący w tej samej pozycji hipsometrycznej wzdłuż całego frontu eksploatacyjnego.



Rys. 19a

Rys. 19b



Rys. 20

W składzie petrograficznym zaznacza się, podobnie jak w poprzednio analizowanym horyzoncie morenowym, bardzo mały udział skał bliskiego transportu – 3,89%. Inne są natomiast w tej grupie stosunki pomiędzy typami petrograficznymi. Zdecydowanie zmalała tu rola mezozoicznych wapieni i węgla brunatnego. Ich pozycję przejęły mułowce oraz konglomeraty fosforytowe i pirytowe. Wśród skał nordyckich, stanowiących 95,7% badanego zespołu, wapień paleozoiczny (44,3%) przeważają nad skałami magmowymi i metamorficznymi (w sumie 38%). Dość duży jest także udział dolomitów – 7% (rys. 21). Nie osiąga on jednak tak wysokiego poziomu, jaki zanotowano w niższej glinie. Wskaźnik Dp/Wp wynosi 0,167, podczas gdy poprzednio osiągnął wartość aż 0,237. Analogicznie do zespołu gładzowego z najniższej gliny, wśród paleozoicznych wapieni dużą rolę odgrywają „tuste” wapień sylurskie. Zarówno skład materiału lokalnego, jak i skał fennoskandzkich prawie idealnie odpowiada proporcjom podawanym przez *Stankowskiego i Krzyszkowskiego* (1991). Drobnie odchylenia wydają się być uwarunkowane wyłącznie zróżnicowaniem analizowanych frakcji. Wskaźniki O/K, K/W i A/B wynoszą odpowiednio 1,50, 0,74 i 1,18. Są zatem niższe od obliczonych przez wyżej wspomnianych autorów, ale uzyskany wykres ma taki sam kształt.

Oznaczone eratyki przewodnie stanowią prawie 6% skał bałtycko-fennoskandzkich. Wyliczone na ich podstawie teoretyczne centrum gładzowe (16.8°E, 59,6°N) położone jest dalej na północny wschód, niż dla gliny T1 i zbliża się do obszaru koncentracji, charakterystycznego dla utworów warciańskich. Jego lokalizacja nie pozwala jednak na jednoznaczną korelację z utworami żadnego okresu gładzjalnego. Podobnie niejasny obraz przedstawia formuła *Hesemanna*. Tak samo, jak w niższym horyzoncie morenowym, wynosi ona 3430. W tym przypadku obydwie powyższe metody nie zdały egzaminu. Przybliżone rozwiązanie tej kwestii umożliwi analiza mapy kołowej (rys. 22). Daje się z niej odczytać dominancja

Rys. 19. Skład petrograficzny eratyków najniższej gliny T1 w Kleczewie (a) i wskaźniki petrograficzne (b)

nazwy skał jak na rys. 4

Petrographical composition of erratics in the oldest Kleczew till T1 (a) and petrographical coefficients (b)

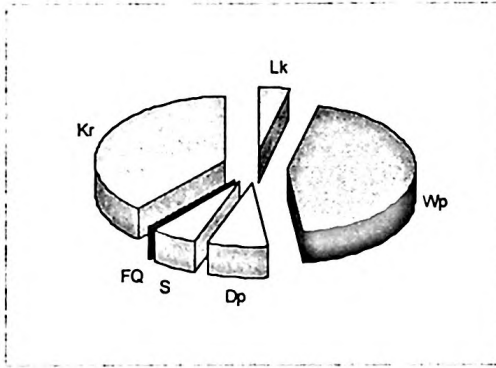
abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 20. Obszary źródłowe eratyków przewodnich z najniższej gliny w Kleczewie (złodowacenie nidy? – glina T1 wg *Stankowskiego i Krzyszkowskiego* 1991)

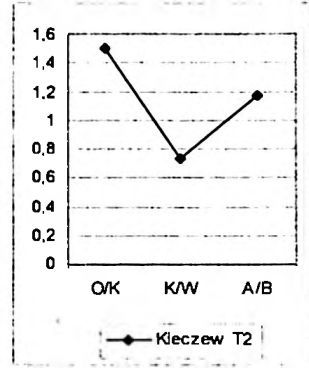
objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the oldest till in Kleczew (Nida Glaciation? – till T1 after *Stankowski and Krzyszkowski* 1991)

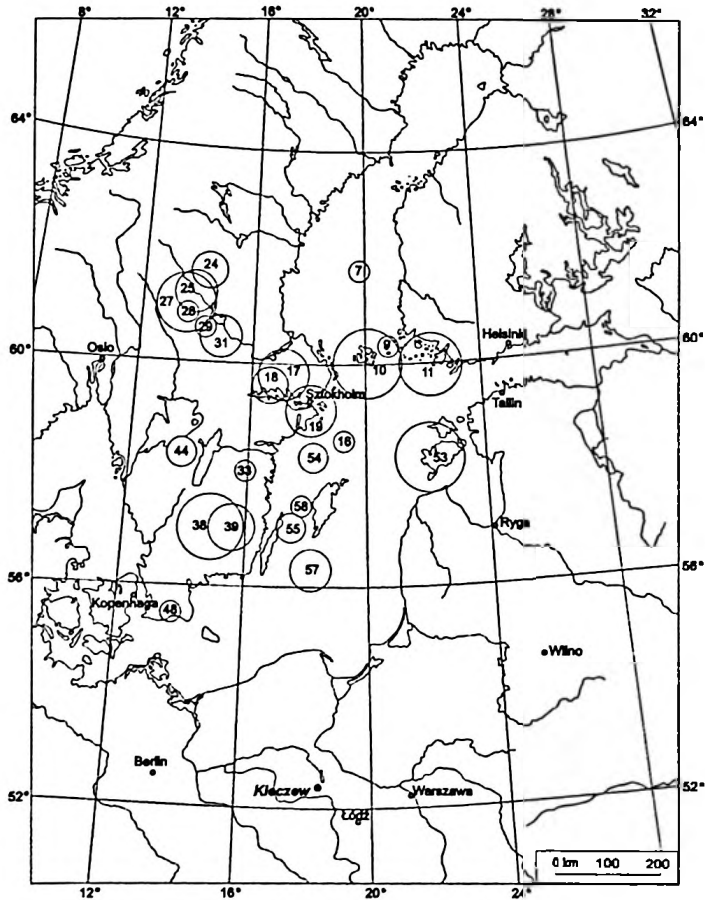
for explanation see Fig. 5



Rys. 21a



Rys. 21b



Rys. 22

eratyków szwedzkiego i alandzkiego pochodzenia. Zachowane zostało dość znaczne podobieństwo do zespołu głazowego występującego w najniższej glinie tego regionu. Niejasny jest tylko brak eratyków pochodzących ze stref peryferyjnych obszaru źródłowego, które w poprzednio analizowanej glinie występowały stosunkowo licznie. Ponad 75% skał alandzkich i wschodniobałtyckich stanowią granity aplitowe oraz granity średnioziarniste. Mniejszą rolę odgrywają granitoporfiry alandzkie i rapakiwi alandzkie. Zabrakło natomiast zupełnie czerwonego porfiru bałtyckiego. Skład skał dalarneńskich zmienił się niewiele w porównaniu do poprzedniego horyzontu. Tak jak poprzednio, dominują granity Siljan i porfir Bredvad. Miejsce porfirytu Venjan zajął teraz czerwony porfiryt Grönklitt. Dość licznie występują również piaskowce Digeberga, ale ich identyfikacja wydaje się być dość kontrowersyjna. Eratyki z południowej Szwecji występują w bardzo podobnych stosunkach, jak w poprzednim zespole głazowym – włącznie z obecnością rzadkiego diabazu Kinne. Ten fakt można potraktować jako kolejną przesłankę na rzecz uznania obydwu dolnych horyzontów morenowych w odkrywce „Józwin” za poziom jednorodny wiekowo.

Strumień lodowy odpowiedzialny za odłożenie opisywanego horyzontu morenowego w dużej mierze wykazuje te same kierunki, co i w odniesieniu do najniższej gliny. Dopiero skrajnie południowy odcinek drogi lodu wydaje się odróżniać nieco bardziej wschodnim przebiegiem. Taką interpretację wspiera fakt prawie zupełnego braku eratyków ze Skanii i Bornholmu w tym poziomie i dość liczna obecność wapieni beyrichiowych. Należy jednak uznać, że wspomniana różnica leży w granicach błędu przyjętej metody i raczej nie pozwala traktować analizowanego horyzontu, jako odłożonego przez odrębny (w stosunku do poprzedniego) strumień lodowy.

Trzeci od dołu poziom glin zwałowych (T3) w odkrywce „Józwin” występował w 1997 roku tylko w południowo-zachodniej części frontu eksploatacyjnego. Stan

Rys. 21. Uproszczony skład petrograficzny eratyków w glinie T2 w Kleczewie (a)
i wskaźniki petrograficzne (b)
nazwy skał jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of erratics in the Kleczew till T2 (a)
and petrographical coefficients (b)
abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 22. Obszary alimentacyjne eratyków z gliny T2 w Kleczewie
objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the Kleczew till T2
for explanation see Fig. 5

ten różni się znacznie od obserwowanego przez S t a n k o w s k i e g o i K r z y s z k o w s k i e g o (1991) na obszarze podlegającym eksploatacji około 10 lat wcześniej. W ówczesnej strefie frontu eksploatacyjnego glina T3 tworzyła ciągly horyzont.

Analizowana glina zalega albo bezpośrednio na starszym poziomie morenowym, albo na piaskach fluwioglacjalnych. Jej maksymalna miąższość nie przekracza 4 m, a zwykle jest znacznie mniejsza (2–3 m). W dolnej części horyzontu występuje szarozielonkawe zabarwienie, przechodzące stopniowo ku górze w szarobrunatne do żółtobrunatnego. Cechą charakterystyczną przedstawionej gliny jest duży udział frakcji psamitowej oraz obecność licznych soczewek piasków. Głaziki o wymiarach powyżej 20 mm występują stosunkowo nielicznie. Niektóre skały krystaliczne, a zwłaszcza łupki lyszczykowe, gnejsy i bogatsze w biotyt granity, są tak zwietrzałe, że przy próbie wydobycia z gliny rozpadają się na drobne fragmenty, których oznaczenie nie jest możliwe. W zupełności potwierdza się w tym przypadku zdanie M a r c z i n s k i e g o (1968b) o bardzo szybkiej redukcji czarno-białych granitów z Upplandu w trakcie procesów wietrzeniowych. Drugą grupą o udziale zmniejszonym przez wietrzenie chemiczne są skały węglanowe. W stropie gliny występuje bruk erozyjny, przykryty piaskami fluwioglacjalnymi.

Skały bliskiego transportu występują w bardzo małych ilościach, nie przekraczających 4%. Powyższa uwaga w pełni odnosi się również do krzemieni i czertów, których zawartość ledwie przewyższa 0,5%. Najliczniejszymi ziarnami materiału lokalnego są konkrecje fosforytowe, stanowiące blisko 40% tej kategorii. W przeciwieństwie do nich, mezozoiczne skały węglanowe reprezentowane są tylko przez pojedyncze ziarna.

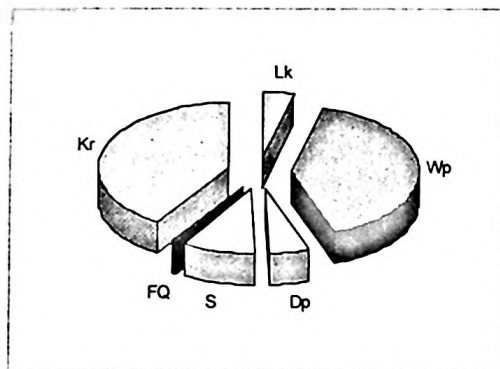
Podstawowym składnikiem zespołu glazowego są skały bałtycko-fennoskandzkie (95,6%). Wśród nich wapienie paleozoiczne i skały krystaliczne pełnią prawie równorzędne role z minimalną przewagą ostatnich – odpowiednio 40,6% oraz 41,2% (rys. 23). Spośród dających się zidentyfikować typów wapieni paleozoicznych, najliczniejsze są „tłuste” sylurskie wapienie pelitowe. Wątpliwości budzi natomiast znacznie mniejszy niż w niżej leżących glinach udział dolomitów, wynoszący tylko 5% (wskaźnik $Dp/Wp = 0,123$). Tak mała zawartość tych wschodniobałtyckich skał pozostaje w sprzeczności z dużą liczebnością, również wschodniobałtyckich, „tłustych” wapieni oraz z dominacją Wysp Alandzkich wśród obszarów źródłowych narzutniaków krystalicznych. Wydaje się, że pierwotnie dolomitów mogło być znacznie więcej. Skały te uległy jednak częściowej eliminacji w trakcie wietrzenia. Dane dotyczące roli skał lokalnych i dolomitów opublikowane przez S t a n k o w s k i e g o i K r z y s z k o w s k i e g o (1991) są blisko dwa razy wyższe, ale dotyczą drobniejszej frakcji. W związku z tym porównania wyników mogą mieć charakter wyłącznie orientacyjny. Odnosi się to również do współczynników petrograficznych O/K, K/W, A/B (rys. 23). Ich wartości, obliczone na podstawie analizy grubej frakcji (odpowiednio: 1,32, 0,90, 0,91), odbiegają dość znacznie od określonych przez wcześniej cytowanych autorów.

W próbce, liczącej 1096 głazików pochodzenia nordyckiego, możliwe było rozpoznanie zaledwie 74 okazów skał przewodnich, co odpowiada udziałowi zaledwie 6.75%. Wśród nich licznie występowały skały ze wschodniej części Fennoskandii. Zaowocowało to lokalizacją TGZ daleko na wschodzie. Formuła $H e s e m a n n a$ o wartości 4330 wskazuje na niewielką przewagę skał, wywodzących się ze wschodniej Fennoskandii. Rolę skał z regionu fińsko-alandzkiego i wschodniobałtyckiego podkreśla analiza mapy kołowej eratyków wskaźnikowych (rys. 24). Mniejsze znaczenie, jako obszar źródłowy, posiada prowincja Dalarna. Południowa Szwecja jest reprezentowana głównie przez skały ze wschodniego wybrzeża Smålandu. Towarzyszą im liczne skały osadowe, których wychodnie znajdują się na dnie zachodniego Bałtyku, w rejonie Gotlandii i Olandii.

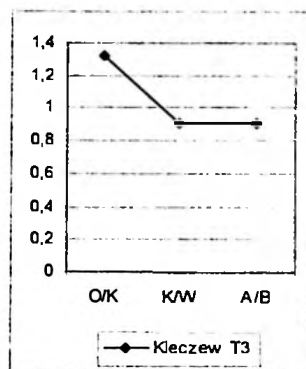
Skały z rejonu Dalarna reprezentują głównie granity Siljan w wersji typowej i rapakiwi, porfiry Bredvad i, mniej liczne ale łatwo rozpoznawalne, porfiry Heden i Kåttilla. Wśród skał wschodniofennoskandzkich najliczniejsze są granity alandzkie, włącznie z aplitowymi oraz granitoporfiry, podczas gdy rapakiwi alandzkie należą do rzadkości. Znaczenie tego obszaru w zespole głazowym analizowanej gliny podkreślają granity Perniö wywodzące się z południowej Finlandii, porfiry botnickie, czerwone porfiry bałtyckie i dolomity. Uppland i okolice Sztokholmu są reprezentowane bardzo słabo ale jest to prawdopodobnie skutek redukcji, pochodzących z tego regionu, mało odpornych skał przez procesy wietrzeniowe. Udało się także rozpoznać pojedynczy okaz granitu Graversfors, należącego w środkowej Polsce do bardzo rzadkich narzutniaków. W grupie obejmującej skały południowej Szwecji i przyległych obszarów dna Morza Bałtyckiego zidentyfikowano czerwone granity smålandzkie oraz wapienie paleoporellowe i inne skały osadowe. Eratyków z Bornholmu i zachodniej Szwecji w przebadanym zespole nie znaleziono.

Rozmieszczenie obszarów alimentacyjnych, rozpoznanych w horyzoncie T3 narzutniaków przewodnich, pozwala prześledzić przypuszczalną drogę lodu. Jej początek możemy umiejscowić w rejonie Zatoki Botnickiej. Następnie lód przemieszczał się depresją bałtycką na południe. Trasa wiodła prawdopodobnie przez Gotlandię, chociaż same skały przewodnie mogą wskazywać na szlak przesunięty bardziej na zachód. Sugestia autora o raczej wschodniej drodze wynika z obecności w próbce bardzo licznych wschodniobałtyckich skał węglanowych, które z uwagi na rozległe wychodnie (E m e l y a n o v, K h a r i n 1988; D a d l e z 1995) nie mogły zostać włączone do grupy skał przewodnich, uwzględnianych w zestawieniach na mapach kołowych. Także stosunki ilościowe pomiędzy eratykami smålandzkimi pochodzącymi z wybrzeża (czerwone granity) i wnętrza lądu (granity Våxjö) dowodzą prawidłowości przyjętej hipotezy.

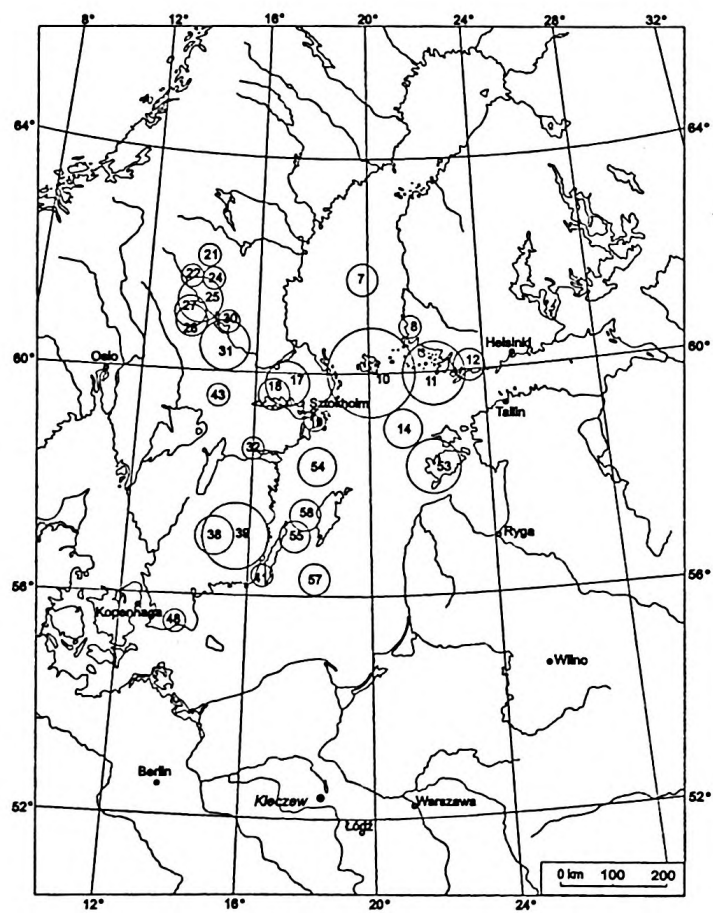
Najmłodszy poziom glin zwalowych w okolicach Konina zalega subpowierzchniowo. W odkrywce „Józwin” jest on obecny wzdłuż całego frontu eksploatacyjnego, bądź bezpośrednio pod glebą, bądź pod cienką warstwą piasków o miąższości



Rys. 23a



Rys. 23b



Rys. 24

nie przekraczającej kilkudziesięciu centymetrów. Gliny (T4) posiadają brunatno-żółtawe lub rdzawe zabarwienie, z licznymi seledynowymi plamami świadczącymi o wystąpieniu w przeszłości procesów glejowych. Ich miąższość waha się w granicach 2–4 m. Cechą charakterystyczną jest stosunkowo wysoka zawartość w nich frakcji psamitowej. Materiał gruboziarnisty występuje tu stosunkowo obficie, ale wykazuje wyraźne ślady zwiętrzenia. Podobnie jak w niższej glinie, łupki łuszczycowe i gnejsy zostały prawie całkowicie zniszczone. Miejscami pojawiają się niewielkie soczewki piasków i żwirów. Skład petrograficzny materiału szkieletowego przeanalizowano na podstawie próbki pobranej w SW odcinku frontu eksploatacyjnego.

Skały lokalnego pochodzenia występują w bardzo małych ilościach. Ich zawartość (2,65%) jest około czterokrotnie niższa niż we frakcji 5–10 mm (S t a n - k o w s k i, K r z y s z k o w s k i 1991). W tak mało liczny zespół trudno jest analizować proporcje pomiędzy poszczególnymi typami petrograficznymi. Zauważa się jednak, że mezozoiczne skały węglanowe, mułowce, węgiel brunatny i kongrecje fosforytowe obecne są w badanej próbce w podobnych ilościach – po około 20% ogólnej liczby ziaren lokalnego pochodzenia. Pozostałe skały lokalne występują w postaci pojedynczych klastów. Udział krzemieni w próbce przewyższa wartość osiągniętą przez skały lokalne i wynosi około 3%. Pozwala to przypuszczać, że są one pochodzenia północnego. Powyższe przypuszczenie potwierdza analiza skał przewodnich, wśród których dość liczne są eratyki ze Skanii. Dowodzi to wpływu południowoszwedzkiego i – być może – także zachodniobałtyckiego obszaru alimentacyjnego na skład gładzowy analizowanych utworów. Właśnie w tamtej strefie, tj. na Rugii, w NE Niemczech, NW Polsce, Danii i przyległym obszarze dna Bałtyku, lokowane są wychodnie skał mezozoicznych bogatych w chalcedonowe kongrecje (S c h u d d e b e u r s 1980/1981). W tej sytuacji krzemienie północne należy w Polsce traktować jako wskaźnik transportu z północnego zachodu, a nie powielać wzorców niemieckich

Rys. 23. Uproszczony skład petrograficzny zespołu gładzowego z gliny T3 w Kleczewie (a) i wskaźniki petrograficzne (b)

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of erratics collected in the Kleczew till T3 (a) and petrographical coefficients (b)

abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 24. Obszary alimentacyjne eratyków z glin T3 w Kleczewie

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the Kleczew till T3

For explanation see Fig. 5

i holenderskich, w których krzemienie uznaje się za wyznacznik wschodniego pochodzenia.

Właściwe skały bałtycko-fennoskandzkie (krzemienie nie zostały tu wliczone) stanowią 94,32% przebadanych ziaren. Proporcje pomiędzy głównymi grupami petrograficznymi są zupełnie inne, niż w poprzednio analizowanych horyzontach morenowych okolic Konina. Odsetek skał krystalicznych jest ponad dwukrotnie wyższy od udziału wapieni paleozoicznych (rys. 25). Dolomity występują we wręcz śladowych ilościach. Ich zawartość wynosi 1,3%. Współczynnik Dp/Wp osiągnął jedną z najniższych wartości (0,05), spośród wszystkich przeanalizowanych zespołów gładzowych. Tylko porównawcze próbki żwirowe (zmodyfikowane przez wietrzenie i selekcję) oraz skrajnie południowoszwedzkie gliny odrzańskie z Belchatowa charakteryzują się porównywalnie niskim udziałem tego typu petrograficznego. W składzie wapieni paleozoicznych zaznacza się zwiększona zawartość czerwonych wapieni ordowickich, występujących głównie w zachodniej części Bałtyku, oraz sylurskich wapieni krynoidowych. Nadal jednak utrzymuje się duży udział „tłustych” wapieni wschodniobałtyckich. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – 0,70, K/W – 2,20 i A/B – 0,37 (rys. 25). Nie mieszczą się zatem zupełnie w granicach wyznaczonych przez S t a n k o w - s k i e g o i K r z y s z k o w s k i e g o (1991) dla ziaren o rozmiarach od 5 do 10 mm.

Odsetek rozpoznanych skał przewodnich w próbce jest dość wysoki i wynosi 8,13% skał bałtycko-fennoskandzkich. Teoretyczny ośrodek gładzowy położony jest stosunkowo daleko na północy, w sąsiedztwie TGZ wyznaczonego dla najniższej gliny warciańskiej w KWB „Belchatów”. Jeszcze większe podobieństwo do wspomnianej gliny z Belchatowa sugeruje, wyznaczona w analizowanym zespole eratyków przewodnich, formuła H e s e m a n n a. Jej wartość wynosi 4420, czyli jest taka sama, jak w próbkach B-4 i B-6. Dowodzi ona zrównoważonego udziału skał wschodniofennoskandzkich i środkowoszwedzkich oraz

Rys. 25. Uproszczony skład petrograficzny materiału szkieletowego gliny T4 w Kleczewie (a) i współczynniki petrograficzne (b)

nazwy skał jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of coarse material in the Kleczew till T4 (a) and petrographical coefficients (b)

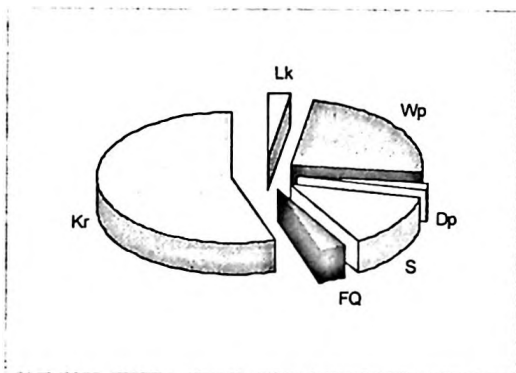
abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 26. Obszary alimentacyjne eratyków z subpowierzchniowej gliny odkrywki „Józwin” (T4 – Vistulian)

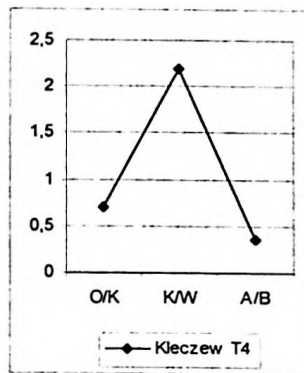
objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the upper till in the „Józwin” outcrop (T4 – Vistulian)

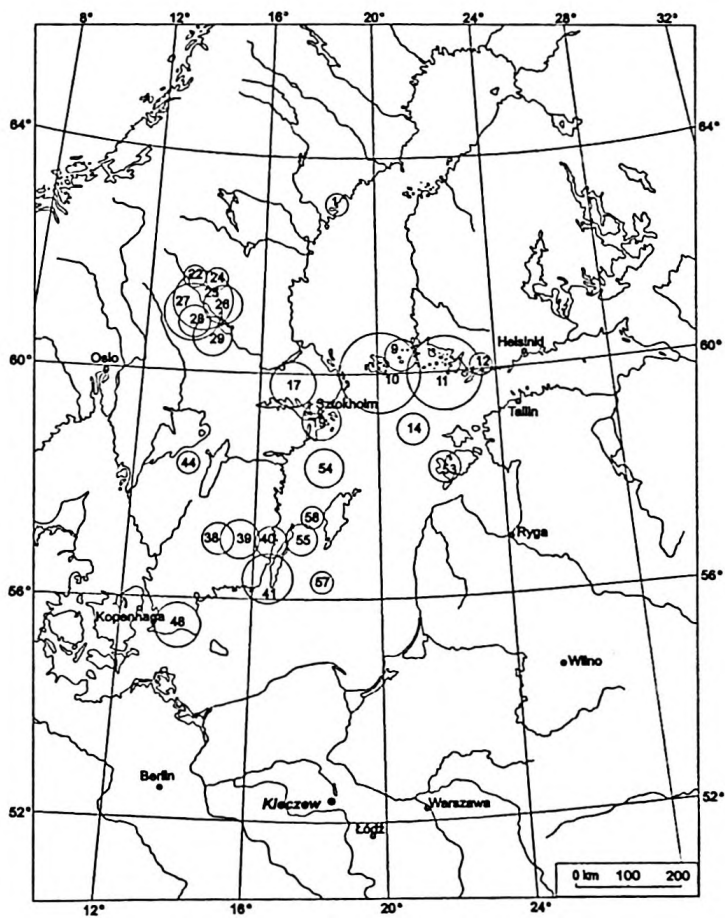
for explanation see Fig. 5



Rys. 25a



Rys. 25b



Rys. 26

znacznie mniejszego eratyków z południa Szwecji. Do podobnych wniosków prowadzi interpretacja mapy kołowej eratyków (rys. 26). Pierwzoplanowa rola północnych obszarów alimentacyjnych, tj. Dalarna i otoczenia Wysp Alandzkich, nie podlega dyskusji. Wśród przewodnich eratyków obszaru alandzko-fińskiego dominują aplitowe granity alandzkie, typowe granity alandzkie i rapakiwi oraz granitoporfiry. Skąły z „kontynentalnej” części Finlandii należą do rzadkości. Nieliczne są także czerwone porfiry bałtyckie oraz dolomity. Region Dalarna jest reprezentowany najliczniej przez porfiry Bredvad oraz piaskowce Dala i Digeberga. Stosunkowo często spotykane są również porfiryty Venjan. Zupełnie zanikły natomiast, liczne w poprzednio analizowanych próbkach, granity Siljan i czerwone porfiryty Grönklitt. Proporcje pomiędzy głównymi typami eratyków przewodnich i statystycznych południowej Szwecji i dna zachodniego Bałtyku dokumentują przemieszczanie się lodu po dnie depresji bałtyckiej. Świadczy o tym niewielkie znaczenie skał magmowych, pochodzących z terytorium Szwecji (głównie są to granity Småland) i dominująca rola skał osadowych o wychodniach zlokalizowanych na dnie Bałtyku – wapienie paleoporellowe, ortocerasowe i krynoidowe oraz kambryjskie piaskowce Tessini, Kalmarsund i Hardeberga. Jako centrum wychodni tego ostatniego podaje się, co prawda, Skanię (L ü t t i g 1958) ale jego zasięg rozszerza się niewątpliwie na dno Bałtyku i sięga w okolice Bornholmu (M e y e r 1983).

Zróźnicowanie pionowe glin w odkrywce „Józwin”

Przeprowadzona analiza składu eratyków przewodnich oraz proporcji pomiędzy grupami petrograficznymi w gruboziarnistym materiale wykazuje odrębność petrograficzną poszczególnych horyzontów morenowych. Tylko dwie dolne gliny, pomimo różnic teksturalnych, mają stosunkowo podobny skład gładowy. Wykresy podstawowych współczynników petrograficznych (skonstruowane zgodnie z propozycją R z e c h o w s k i e g o 1971) mają taki sam kształt, chociaż ich wartości w najniższej glinie są generalnie mniejsze (rys. 19, 21). Wyliczone dla glin T1 i T2 teoretyczne ośrodki gładowe leżą w północno-zachodnim sektorze wykresu i są najbardziej zbliżone do TGZ glin nidy z odkrywki belchatowskiej. Stosunki pomiędzy podstawowymi eratykami wskaźnikowymi, charakterystycznymi dla wyróżnianych obszarów alimentacyjnych, są dla obydwu analizowanych horyzontów bardzo podobne.

Przedstawione dane pozwalają opisywane gliny traktować jako jeden horyzont petrostratygraficzny. Taka interpretacja zgodna jest z sugestią S t a n k o w s k i e g o i K r z y s z k o w s k i e g o (1991) dotyczącą zaklasyfikowania obydwu dolnych glin w sąsiedniej odkrywce „Władysławów” do jednego poziomu T1. Z pełną świadomością istnienia różnic metodycznych (różna frakcja) starano się skorelować uzyskane wyniki z badaniami petrograficznymi żwirów,

przeprowadzonymi przez innych badaczy. Wyznaczone współczynniki petrograficzne nie odpowiadają żadnym danym spośród przytoczonych przez Trzmieła (1996). Czerwonka i Witek (1977) stwierdzili podobne wskaźniki tylko w jednym stanowisku w południowej Wielkopolsce i przypisali je do młodszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego. Otrzymane przez autora wskaźniki i ich wykresy dla dolnych glin dość dobrze korelują się z wynikami badań Stankowskiego i Krzyszkowskiego (1991). Wątpliwości może budzić stwierdzona przez nich odrębność petrograficzna glin T1 i T2 w „Józwinie”, której nie potwierdziły badania grubszej frakcji. Nie ma jednak pewności, czy budowa geologiczna w części odkrywki eksploatowanej w 1997 roku dokładnie odpowiada opisywanej dziesięć lat wcześniej. Wydaje się, że należy raczej doszukiwać się podobieństwa z ówczesnym stanem odkrywki „Władysławów”.

Najniższy horyzont morenowy w odkrywce „Józwin” i obydwa dolne we „Władysławowie” zostały przypisane przez wspomnianych autorów do najstarszego zlodowacenia lub dolnego stadiału zlodowacenia południowopolskiego. Syntetyczne opracowanie Czerwonki i Krzyszkowskiego (1994) przesuwa glinę T1 występującą w okolicach Konina do górnej części Elsterianu. Jednak dane otrzymane dzięki analizie skał przewodnich (położenie teoretycznych ośrodków glazowych), zarówno w tym stanowisku, jak i w rejonie Bełchatowa, nie pozwalają autorowi na potwierdzenie tego poglądu.

Teoretyczny ośrodek glazowy gliny T3, zaliczonej przez Stankowskiego i Krzyszkowskiego (1991) do zlodowacenia warty, posiada wyraźnie przesunięte na wschód położenie, w stosunku do wszystkich pozostałych horyzontów morenowych i idealnie wpasowuje się w strefę typową dla glin warciańskich odkrywki bełchatowskiej.

Najmłodsza glina w odkrywce „Józwin” różni się od pozostałych małym udziałem dolomitów, większym udziałem zachodniobałtyckich skał osadowych i bardziej północnym położeniem TGZ. Obliczone dla tego horyzontu współczynniki petrograficzne (rys. 25) znajdują swój drobnofrakcyjny odpowiednik w vistuliańskich glinach Gorzyna nad Wartą (Czerwonka, Witek 1977).

CZWARTORZĘD WSCHODNIEJ WIELKOPOLSKI (KWB „ADAMÓW” I KLIF ZBIORNIKA „JEZIORSKO”)

Zarys budowy geologicznej

Obszar wschodniej Wielkopolski (głównie ze względu na występowanie złóż węgla brunatnego) podlegał szeroko zakrojonym badaniom geologicznym, które objęły również utwory czwartorzędowe. Niektóre opracowania poświęcone temu problemowi zostały już wcześniej wspomniane w zarysie badań geologicznych

okolic Konina. Wśród pozycji poświęconych głównie geologii czwartorzędu oraz problematyce geomorfologicznej podkreślić należy publikacje K l a t k o w e j (1972, 1993, 1995, 1996), K r z e m i ń s k i e g o (1974), K ł y s z a (1980) i T r z m i e l a (1996), .

Utwory czwartorzędowe tworzą na obszarze odkrywek i ich otoczenia zwartą pokrywę o miąższości od 1 do około 60 m (T r z m i e l 1996). Najstarsze utwory plejstocenu znane są tylko z wierceń. Na podstawie porównań z badaniami z obszarów sąsiednich wyróżniono wśród nich trzy poziomy glin zwałowych, korelowane ze zlodowaczeniami nidy, sanu i wilgi (T r z m i e l 1996). Zdaniem wspomnianego autora, utwory zlodowaczenia odry występują w postaci ciągłego pokładu, którego brak tylko w rozcięciach dolinnych. W naturalnych odsłonięciach na gliny stanowiące odpowiednik tego poziomu, natrafiono jedynie w skarpie odkrywki Adamów-Smulsko. Na powierzchni terenu i tuż pod nią występują natomiast powszechnie gliny, uznawane za warciańskie. Ich miąższość waha się w przedziale 5–10 m. Gliny te są wyraźnie dwudzielne (K l a t k o w a *et al.* 1993). Wyższym przypisywana jest geneza ablacyjna, zaś dolne uznaje się za bazalne. Na granicy często występują drobne wkładki piasków lub żwirów. Przyjmując interpretację M a ń k o w s k i e j (1987; M a ń k o w s k a, G o g o ł e k 1988), należałoby doszukiwać się na badanym obszarze pozostałości vistuliańskich utworów morenowych, czego nie udało się dokonać.

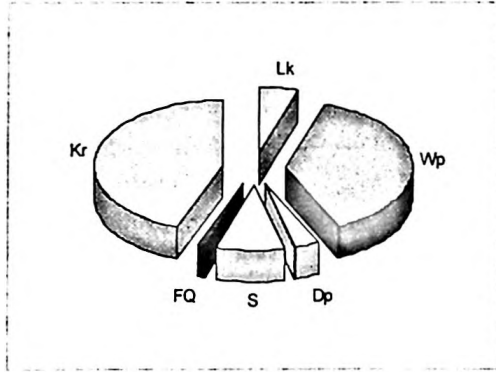
Analiza próbek pobranych w odkrywce „Adamów-Smulsko”

Najniższy horyzont morenowy (nida?) w odkrywce „Adamów-Smulsko” odsłania się na głębokości około 10–15 m w skarpie najwyższego poziomu eksploatacyjnego. Całkowita miąższość tworzących go glin zwałowych przekracza miejscami 6 m. Analizowany horyzont tworzy prawie ciągły pokład, zalegający bądź bezpośrednio na osadach trzeciorzędowych, bądź na przykrywających je utworach piaszczystych, powstałych, zdaniem K l a t k o w e j *et al.* (1993), na etapie transgresji lądolodu. T r z m i e l (1996) sugeruje, że jest on obecny w podłożu prawie całego obszaru objętego kartowaniem geologicznym na arkuszu Turek. Gliny tego poziomu charakteryzują się ciemnym, szarym zabarwieniem, są masywne i zawierają stosunkowo liczne fragmenty skalne o frakcji ponad 20 mm. W stropowych partiach pojawiają się wkładki piasków i żwirów. Nie zaobserwowano w nich wyraźnych śladów wietrzenia. Badania K l a t k o w e j (1993), nie wykazały wyraźnego spadku zawartości węgla wapnia w górnych partiach horyzontu morenowego, a wręcz przeciwnie – dość wyraźny jego wzrost. Ten fakt popiera wniosek o niskim stopniu zwietrzenia badanych glin. Próbkę pobrano w zachodniej części frontu eksploatacyjnego, gdzie w jednym profilu można było zaobserwować wszystkie trzy poziomy morenowe, wyróżniane w tym odsłonięciu.

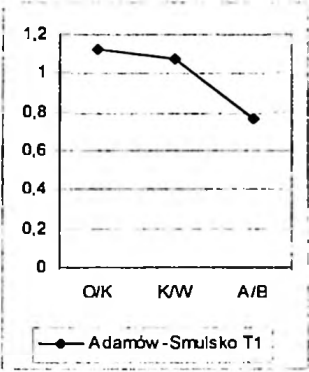
Znaczenie skał lokalnych w analizowanym poziomie morenowym jest niewielkie (tylko 4,93%). Jest to wartość znacznie mniejsza niż w większości próbek z odkrywki belchatowskiej. Proporcjonalnie małą rolę odgrywają także krzemienie i czerty. Stosunek krzemieni i czertów do skał lokalnych jest bardzo podobny do zaobserwowanego w starszych glinach okolic Konina, tzn. około 1:7–1:6. Głównymi składnikami materiału lokalnego są mezozoiczne skały węglanowe, węgiel brunatny i mulowce, podczas gdy piaskowce oraz pirytowe i fosforytowe konkracje mają znaczenie wyłącznie akcesoryczne. Na grupę skał bałtycko-fennoskandzkich przypada 94,29% ogólnej liczby przebadanych ziaren. Skały krystaliczne wykazują niewielką przewagę liczebną (44,38%) nad paleozoicznymi wapieniami (38,06%). Udział dolomitów osiąga wartość najniższą (3,1%) spośród wszystkich poziomów morenowych, odsłoniętych w kopalni (rys. 27). Wskaźnik Dp/Wp wynosi 0,082. W grupie wapieni paleozoicznych stosunkowo mało licznie reprezentowane są „tłuste” wapienie sylurskie. Nieco liczniej występują natomiast czerwone wapienie ordowickie, posiadające wychodnie w zachodniej części depresji bałtyckiej. Stosunki pomiędzy poszczególnymi typami wapieni paleozoicznych, w powiązaniu z małym udziałem dolomitów, wiążą najniższą glinę z zachodnim regionem alimentacyjnym. O ile generalnie skład petrograficzny zarówno skał lokalnych, jak i nordyckich był zgodny dla najniższych glin „Józwin” i „Adamowa-Smulska”, to paleozoiczne skały węglanowe wydają się wskazywać na odrębność glin w tych stanowiskach. Współczynniki petrograficzne O/K , K/W i A/B wynoszą 1,12, 1,08 i 0,78 (rys. 27). Są zatem zupełnie inne, aniżeli obliczane w drobnej frakcji żwirowej przez *Klatkova* (1993) i *Trzmieła* (1996). Nie odpowiadają także danym uzyskanym w analogicznej frakcji w odkrywce „Józwin”. Jedyne wyjątek stanowią wskaźniki otrzymane dla próbki pobranej w najniższej części dolnej gliny w Smulsku i opublikowane przez *Klatkova* (1995).

Eratyki przewodnie stanowią 6,97% wszystkich ziaren skał nordyckich. Wykorzystane do obliczenia teoretycznego centrum glazowego, wskazały na punkt o współrzędnych 16,5°E i 59,8°N. Punkt ten położony jest bardzo blisko TGZ najniższej gliny z Belchatowa, korelowanej ze zlodowaczeniem nidy. Stosunkowo blisko znajdują się także ośrodki glazowe dolnych glin z „Józwin”. Uwzględnienie dodatkowych skał osadowych w obliczeniach przesunęło TGZ analizowanej gliny, nieco bliżej TGZ próbki z glin nidziańskich, z odkrywki belchatowskiej. Wyznaczona, na podstawie przynależności skał przewodnich do głównych obszarów alimentacyjnych, formuła *Hesemanna* wynosi 3520. Jest to taka sama wartość, jak wyliczona dla najniższej gliny w Belchatowie. Wskazuje ona na dominującą rolę eratyków ze środkowej i północnej Szwecji.

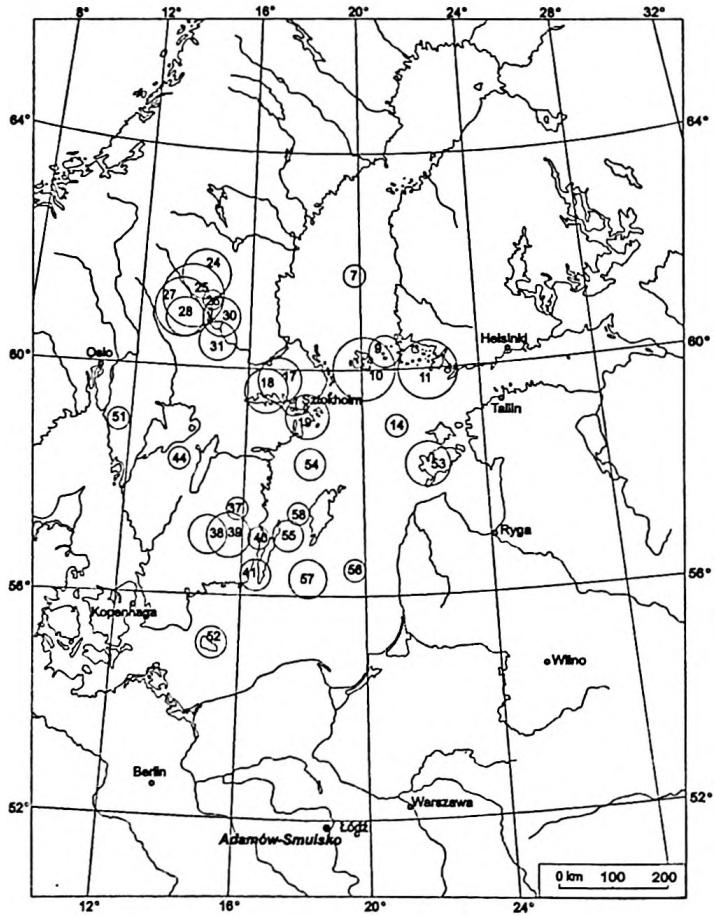
Mapa kołowa eratyków przewodnich (rys. 28) dokumentuje bardzo dużą rolę dalarneńskiego obszaru alimentacyjnego w tworzeniu zespołu glazowego dolnej gliny w Smulsku. Nieco mniejszą rolę odegrał region Wysp Alandzkich i środkowo-wschodnia Szwecja (Uppland i okolice Sztokholmu). Południowa Fennoskan-



Rys. 27a



Rys. 27b



Rys. 28

dia jest reprezentowana zdecydowanie słabiej. Zaznaczyła się głównie obecnością eratyków ze Smålandu i przyległej do niego części dna Bałtyku, w sąsiedztwie wysp Gotlandii i Olandii. Skały z obszaru fińsko-alandzkiego występują głównie w postaci granitów rapakiwi i aplitowych oraz drobnoziarnistych granitów Prick. Ich liczebność jest jednak bardzo mała w porównaniu z większością pozostałych próbek. W tej grupie zabrakło zupełnie typowych skał fińskich, pochodzących z „kontynentalnej” części tego kraju. Bardzo licznie występują skały z Dalarna, a wśród nich porfiry Bredvad, granity Siljan i Järna, porfir Heden i czerwony porfiryt Grönklitt oraz piaskowiec Digeberga. Jedyną istotną różnicą, w stosunku do składu analogicznej grupy w dolnej glinie w Kleczewie („Józwin”), jest brak porfirytu Venjan. Południową Fennoskandię reprezentują głównie granity smålandzkie i różowe granity Vaxjö. Towarzyszą im skały osadowe dolnego paleozoiku, wywodzące się z centralnej i zachodniej części dna Morza Bałtyckiego.

Droga lodu z obszaru skandynawskiego była najprawdopodobniej bardzo zbliżona do określonej wcześniej dla gliny T1 w „Józwinie”. Wiodła z pewnością przez Dalarna w kierunku Sztokholmu i następnie na południe w okolice Cieśniny Kalmarskiej. Zapewne w tamtym regionie lód przekroczył zachodnie ramię depresji bałtyckiej. Tak jak w zespole glazowym najniższej gliny z okolic Konina, niejasny jest stosunkowo wysoki udział skał wschodniofennoskandzkich. Trudno jednak wyobrazić sobie, że w ramach nawet tylko jednego stadia lód przez cały czas rozprzestrzeniał się promieniście i nie dochodziło do mieszania się materiału pochodzącego z różnych części Skandynawii.

Środkowy horyzont morenowy odkrywki „Adamów-Smulsko” zalega na głębokości rzędu 5–10 m, tworząc ciągły poziom, czytelny wzdłuż całego frontu eksploatacyjnego kopalni. W spągu leżą najczęściej średnioziarniste piaski, zawierające liczne drobne wkładki utworów drobniejszych, a miejscami także żwirów. Tylko lokalnie środkowa glina przykrywa bezpośrednio najniższy horyzont morenowy. Gлина ta zabarwiona jest na kolor ciemnoszary do brunatnawego.

Rys. 27. Uproszczony skład petrograficzny eratyków w najniższej glinie w odkrywce „Adamów-Smulsko” (a) i współczynniki petrograficzne (b)

nazwy skał jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of erratics in the oldest till of the “Adamów-Smulsko” outcrop (a) and petrographical coefficients (b)

abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 28. Obszary alimentacyjne eratyków z najniższej gliny z odkrywki „Adamów-Smulsko”

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the oldest till in the “Adamów-Smulsko” outcrop

for explanation see Fig. 5

Jest bardzo zwięzła i masywna. Dość często występują w niej zaburzenia o charakterze glacictektonicznym (K l a t k o w a *et al.* 1993).

Skały lokalne stanowią bardzo małą część (5,49%) przeanalizowanego zespołu, obejmującego prawie 1200 eratyków. Do tej grupy należą głównie mezozoiczne wapienie, które w poprzednio przeanalizowanej próbce miały bardzo małe znaczenie. Ich udział przekracza 80% eratyków bliskiego transportu. Drugorzędną rolę pełnią mułowce trzeciorzędowe (prawie 10%). Pozostałość to okruchy węgla brunatnego oraz pojedyncze konkrecje fosforytowe i piaskowce. Niewielkie jest także znaczenie krzemieni i czertów, stanowiących niecałe 1,7% całkowitej liczby głązików. Najważniejszym składnikiem analizowanej próbki są skały nordyckie – 92,8% (rys. 29). Udział skał krystalicznych (43,7%) przewyższa odsetek paleozoicznych wapieni (34,5%). W porównaniu do próbki z niższej gliny, zdecydowanie wzrosła tu rola typowo wschodniobałtyckich, „tłustych” wapieni sylurskich, zaś zmalała wapieni beyrichiowych, związanych z centralną częścią depresji bałtyckiej. Wyraźnie zaznaczył się także wzrost zawartości dolomitów do około 5%. Współczynnik Dp/Wp osiągnął wartość prawie dwukrotnie wyższą niż poprzednio – 0,142.

Wskaźniki petrograficzne O/K, K/W i A/B okazały się prawie identyczne, jak w najniższej glinie i wynoszą odpowiednio 1,13, 1,17 i 0,74. Brakuje wyraźnych analogii pomiędzy przedstawionymi wskaźnikami i danymi otrzymanymi dla glin w odkrywce „Józwin”. Nie zaobserwowano także związków ze współczynnikami, uzyskanymi na podstawie standardowej analizy petrograficznej frakcji żwirowej, opublikowanymi dla badanego stanowiska przez K l a t k o w ą (1993) i T r z m i e l a (1996) z wyjątkiem wspomnianej już próbki z najniższej części dolnej gliny (K l a t k o w a 1995).

Eratyki przewodnie stanowią stosunkowo dużą część skał bałtycko-fennoskandzkich. Udało się zidentyfikować aż 9,28% tej grupy. Oznacza to, że rozpozna-

Rys. 29. Uproszczony skład petrograficzny narzutniaków w środkowej glinie odkrywki „Adamów-Smulsko” (a) i współczynniki petrograficzne (b)

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of erratics in the middle till of the “Adamów-Smulsko” outcrop (a) and petrographical coefficients (b)

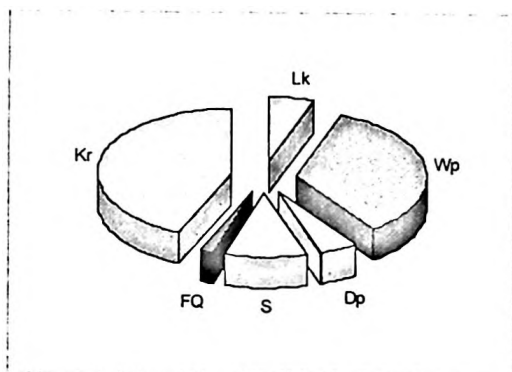
abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 30. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z środkowej gliny z odkrywki „Adamów-Smulsko”

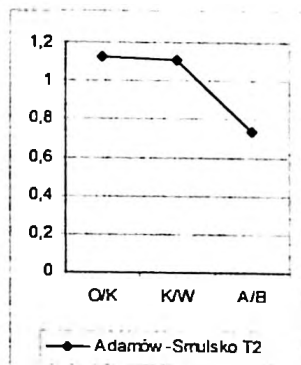
objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the middle till of the “Adamów-Smulsko” outcrop

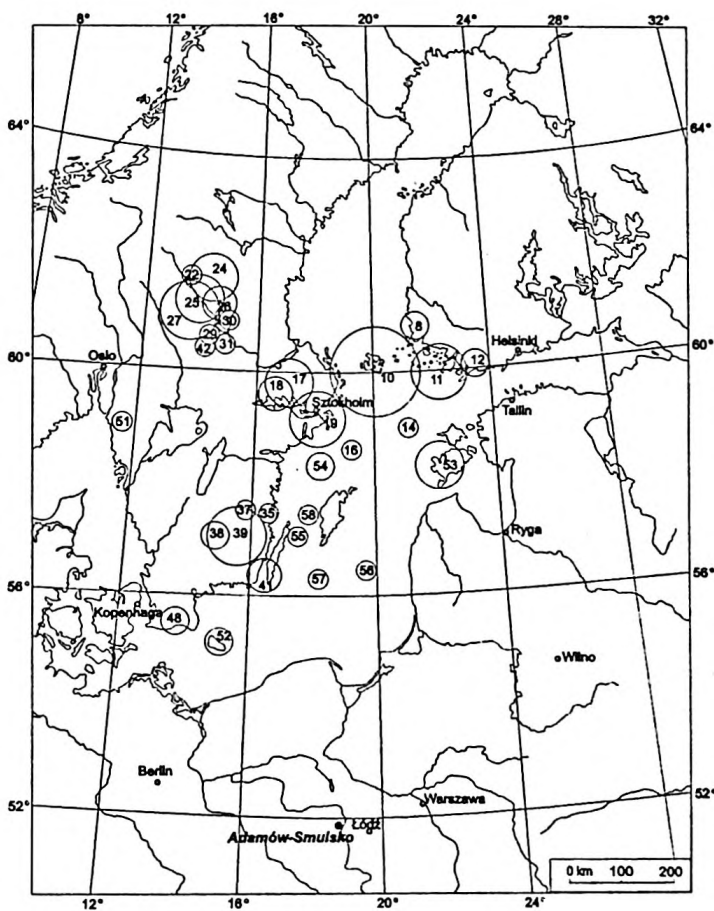
for explanation see Fig. 5



Rys. 29a



Rys. 29b



Rys. 30

walny jest prawie co dziesiąty narzutniak północny, podczas gdy przeciętnie udaje się zidentyfikować mniej więcej co piętnasty. Teoretyczne centrum glazowe leży w strefie brzeżnej sektora przypisanego glinom warciańskim (17,1°E, 59,6°N). Niewiele wnosi formuła $H e s e m a n n a$ o wartości 3430. Można z niej odczytać, że w zespole glazowym dość równomiernie reprezentowane są poszczególne obszary alimentacyjne, z wyjątkiem norweskiego.

Mapa kołowa (rys. 30) ujawnia znaczną przewagę eratyków północnego pochodzenia – z Dalarna, Wysp Alandzkich i Upplandu. Zdecydowanie słabiej reprezentowany jest obszar środkowego Bałtyku i południowa Szwecja. Skąły alandzko-fińskie zostały zdominowane przez różnego typu granity alandzkie (średnioziarniste, rapakiwi i aplitowe), stanowiące w sumie ponad 80% eratyków z tego obszaru źródłowego. Rolę wschodniej Fennoskandii w dostawie materiału podkreślają dodatkowo skały z „kontynentalnej” części Finlandii, tj. granit Perniö i rapakiwi Nystad oraz ze wschodniej części Morza Bałtyckiego – dolomity i „tłuste” wapienie sylurskie. Znaczna część eratyków przewodnich w badanej próbkę pochodzi z Dalarna. Proporcje pomiędzy poszczególnymi typami petrograficznymi, wywodzącymi się z tej krainy, różnią się znacznie od stwierdzonych w starszej glinie. Najwyższą pozycję zajmuje jak zwykle porfir Bredvad, ale dorównuje mu liczbą klastów czerwony porfiryt Grönklitt, występujący na ogół zdecydowanie mniej powszechnie. Oprócz nich liczne są także piaskowce Dala i Digeberga, podczas gdy granity Siljan i Järna – stosunkowo częste w starszym poziomie morenowym – obecne są w postaci pojedynczych narzutniaków. Stosunki ilościowe pomiędzy skałami z Upplandu i z okolic Sztokholmu są wyrównane. Dość licznie występują zarówno granity Sala, Uppsala i Vänge, jak i drobnoziarniste granity sztokholmskie. Skały południowoszwedzkie i środkowobałtyckie, mające raczej podrzędne znaczenie, reprezentowane są głównie przez czerwone granity z wybrzeża Smålandu oraz ordowickie wapienie paleoporellowe z dna Bałtyku w rejonie Gotlandii. Bardzo nieliczne są natomiast różowe granity Våxjö, pochodzące z centralnej części Smålandu.

Strumień lodowy, odpowiedzialny za odłożenie opisywanej gliny, musiał zostać zapoczątkowany na obszarze środkowej lub północnej Szwecji. Stamtąd przesuwał się na południowy wschód w kierunku Wysp Alandzkich, gdzie inkorporował bardzo duże ilości materiału skalnego. Następnie lód przemieszczał się wzdłuż zachodniej części depresji bałtyckiej, której równoleżnikowy odcinek przekroczył na południe od Olandii. Na terytorium dzisiejszej Polski z pewnością ominął obszar zachodniego Pomorza. Świadczy o tym bardzo mały udział krzemieni i czertów, powszechnych w mezozoicznych osadach tamtego rejonu.

Najmłodszy horyzont morenowy odkrywki „Adamów-Smulsko” (warta) występuje w położeniu subpowierzchniowym na terenie całej odkrywki. W wielu miejscach leży on niezgodnie na podścielających go środkowych glinach. Jego miąższość zmienia się w granicach od 2 do około 4 m. Zwykle widoczna jest

w nim niezbyt wyraźna dwudzielność, którą *K l a t k o w a et al.* (1993) interpretuje jako wynik odrębności facjalnej. Niższy subpoziom jest zabarwiony na kolor brunatny, podczas gdy górny przyjmuje bardziej brunatnordzawe odcienie. Miejscami w wyższym subpoziomie pojawiają się szarozielonkawe i szaroniebieskawe plamy, będące świadectwem procesów glejowych. Cechuje się on także występowaniem w stropowej części licznych pogrązków. Dolna część glin charakteryzuje się masywną budową, silnym sprasowaniem i występowaniem pionowego ciosu. Granica pomiędzy subpoziomami jest słabo czytelna. Przejście jest stopniowe i w wielu miejscach zróżnicowanie zanika. Próbkę została pobrana w niższej części poziomu, ponieważ górna część wykazywała ślady zwietrzenia.

Zawartość skał lokalnych nie odbiega tu od danych z niższych horyzontów morenowych i wynosi 4,65%. Znacznie niższy jest natomiast udział krzemieni i czertów, który spadł do poziomu zaledwie 0,33%. Skały lokalne zdominowane są przez wapienie mezozoiczne. Zdecydowanie mniejsze znaczenie mają mułowce, węgiel brunatny i конкреcje fosforytowe.

Dość dziwny wydaje się fakt jednakowego udziału skał lokalnych w trzech kolejnych horyzontach morenowych. Należałoby raczej oczekiwać, że ich zawartość będzie maleć ku górze, w związku ze stopniowo coraz dokładniejszym izolowaniem podłoża przez kolejne warstwy glin. Taki proces rzeczywiście zachodził na obszarze badanej odkrywki, czego dowodzi ciągłość horyzontów morenowych. Można zatem wnioskować, że materiał lokalny, obecny w glinach odkrywki „Adamów-Smulsko”, pochodzi najprawdopodobniej z elewacji podłoża podczwartorzędowego, zlokalizowanych na północnym i północno-zachodnim przedpolu kopalni (kartograficzną interpretację danych wiertniczych dowodzącą prawidłowości powyższego wniosku przedstawił *T r z m i e l* 1996) lub z bardziej odległych obszarów. Źródłem materiału lokalnego mogły być też starsze utwory glacialne, inkorporowane przez nasuwający się lód.

Skały północne stanowią 95% całkowitej liczby klastów zebranych w analizowanej glinie. Wapienie paleozoiczne (43,1%) wykazują wyraźną przewagę liczebną nad skałami krystalicznymi (37,7%) (rys. 31). Stosunki te są odwrotne w porównaniu ze starszymi horyzontami morenowymi. Prawie nie zmieniła się natomiast zawartość dolomitów, wynosząca niecałe 6%. Współczynnik Dp/Wp (0,129) zmalał co prawda, w porównaniu do niższej gliny, ale wynika to ze wzrostu ilości wapieni paleozoicznych, a nie zmniejszenia roli dolomitów. Wśród paleozoicznych wapieni znaczny udział posiadają, podobnie jak w poprzedniej próbce, „tłuste” wapienie sylurskie. Inne oznaczalne wapienie mają nieznaczne udziały, zaś absolutną większość stanowią szarozielonkawe wapienie bałtyckie z fauną lub bez niej, których nie da się przypisać do konkretnego obszaru alimentacyjnego. Wskaźniki petrograficzne O/K , K/W i A/B wynoszą odpowiednio: 1,52, 0,77 i 1,05. Nie stwierdzono analogicznych wartości w badaniach drobniejszej frakcji, przedstawionych przez *T r z m i e l a* (1996) i *K l a t k o w ą* (1993). Co prawda, wyniki dwóch analiz, opublikowanych przez *K l a t k o w ą* (1993) dla

najniższego poziomu morenowego i dolnej części środkowego, odpowiadają przedstawionym wyżej danym, ale ich korelacja byłaby sprzeczna z faktami geologicznymi.

Podobnie jak w poprzedniej próbkę, udało się rozpoznać stosunkowo dużo skał przewodnich – w sumie 95 okazów, ale uwzględnienie dodatkowych skał osadowych o znaczeniu przewodnim i statystycznym podnosi tę liczbę do 114. Udział tylko podstawowych skał przewodnich stanowi aż 8,04% wszystkich głazików pochodzenia bałtycko-fennoskandzkiego. Obliczone na ich podstawie teoretyczne centrum głazowe lokuje się w miejscu dość nietypowym, w porównaniu z pozostałymi próbkami pobranymi z utworów warciańskich. Jego współrzędne geograficzne wynoszą 17,0°E i 59,2°N. Wartości te są najbardziej zbliżone do wyników otrzymanych dla jednej z niewątpliwie przedwarciańskich glin odkrywki bełchatowskiej. Biorąc pod uwagę fakt, iż opisywana glina leży praktycznie wzdłuż całego frontu eksploatacyjnego bezpośrednio na poprzednim poziomie morenowym, trudno jednak przypisać jej wiek starszy, niż warciański. W tej sytuacji należy chyba rozszerzyć zasięg sektora przypisywanego glinom warciańskim w kierunku południowym.

Formuła *H e s e m a n n a* o wartości 4330 jest wyrazem stosunkowo zrównoważonego udziału trzech głównych obszarów alimentacyjnych w zasilaniu lodu w materiał skalny, z nieznaczną tylko przewagą wschodniej Fennoskandii. Dokładnie taką samą formułę określono w glinach T3 w „Józwinie”.

Mapa kołowa eratyków przewodnich (rys. 32) odbiega dość znacznie od analogicznej mapy, sporządzonej dla niższego horyzontu morenowego. Dostrzega się przede wszystkim zdecydowanie mniej wyraźną dominację regionu Wysp Alandzkich i przyległych obszarów dna Bałtyku. Wzrosła natomiast rola południowej Szwecji i zachodniej części depresji bałtyckiej. Wschodnia Fennoskandia jest reprezentowana przez granity alandzkie aplitowe i średnioziarniste, granity Prick i dolomity. Wśród skał z Dalarna dominują piaskowce Dala i Digeberga,

Rys. 31. Uproszczony skład petrograficzny najwyższego horyzontu morenowego (warciańskiego) w odkrywce „Adamów-Smulsko” (a) i współczynniki petrograficzne (b)
nazwy skał jak na rys. 4

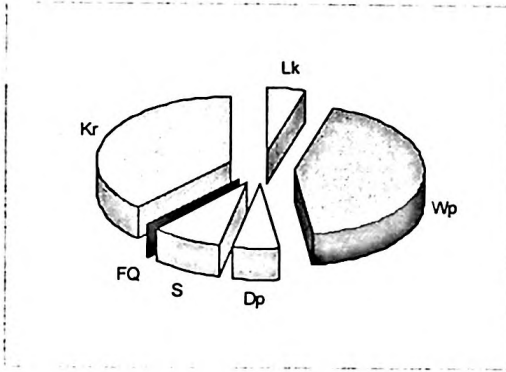
Simplified petrographical composition of erratics in the upper morainic horizon (Wartian) of the “Adamów-Smulsko” outcrop (a) and petrographical coefficients (b)

abbreviations of rocks as in Fig. 4

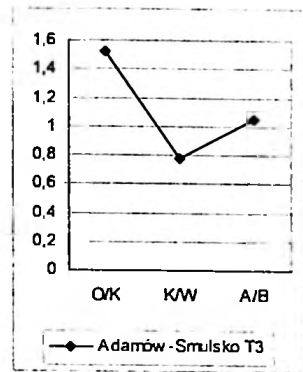
Rys. 32. Obszary alimentacyjne eratyków z subpowierzchniowej (warciańskiej) gliny w odkrywce „Adamów-Smulsko”

objasnienia jak na rys. 5

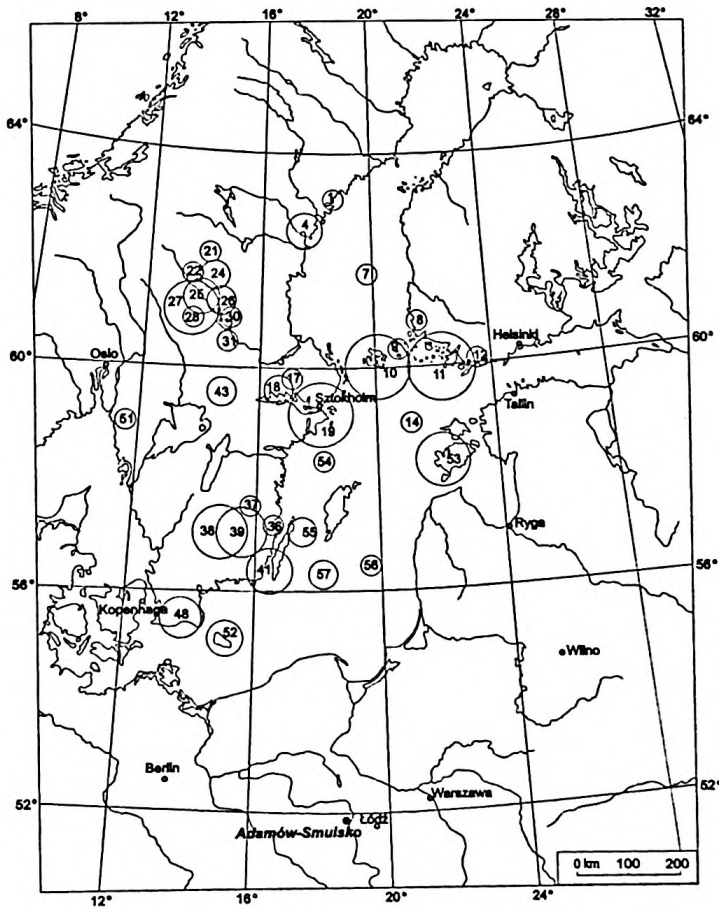
Parent areas of indicator erratics in the upper till (Wartian) in the “Adamów-Smulsko” outcrop
for explanation see Fig. 5



Rys. 31a



Rys. 31b



Rys. 32

podczas gdy pospolite w innych próbkach porfiry Bredvad oraz granity Siljan i Järna należą do stosunkowo rzadkich eratyków. Jedynym, ale jednocześnie bardzo liczny przedstawicielem eratyków z wybrzeża środkowej Szwecji jest drobnoziarnisty granit sztokholmski. Z południowej Szwecji pochodzą różowe granity Våxjö i czerwone granity smålandzkie oraz piaskowce Kalmarsund i Hardeberga. Inne skały z tamtego regionu występują bardzo nielicznie.

Analiza mapy kołowej pozwala założyć, że droga lodu, który odłożył badaną glinę morenową, rozpoczęła się w regionie Västernorrland, na zachód od Zatoki Botnickiej. Następnie prowadziła przez wschodnią część prowincji Dalarna w kierunku południowym. W rejonie Wysp Alandzkich i Sztokholmu doszło do inkorporacji bardzo dużej ilości materiału. Intensywna egzaracja musiała odbywać się także na obszarze południowej Fennoskandii. Prawdopodobnie strumień lodowy odchylił się nieco w kierunku zachodnim, co zaowocowało wchłonięciem dość licznych skał z wnętrza Smålandu oraz ze Skanii i Bornholmu. Podobnie, jak poprzednio analizowany strumień lodowy, tak i ten niewątpliwie ominął zachodnio-pomorskie i wschodnioniemieckie wychodnie skał mezozoicznych. W przeciwnym wypadku glina byłaby znacznie bogatsza w krzemienie i czerty.

Kopalnia w Koźminie

Gliny zwałowe odsłonięte w odkrywcze „Koźmin”, należącej do Kopalni Węgla Brunatnego „Adamów”, znane są dopiero od kilku lat. Pierwsza wzmianka o ich obecności pojawiła się w komunikacie K l a t k o w e j *et al.* w 1996 roku. Przypisano im wówczas wjek warciański. Późniejsze badania orientacji dłuższych osi głazików, składu petrograficznego frakcji żwirowej i datowania TL umożliwiły ich korelację z niższym horyzontem glin warciańskich w stanowisku „Smulsko” (F o r y s i a k *et al.* 1999). W strefie eksploatowanej przed kilku laty glina ta występowała w postaci izolowanych płatów. Pod koniec lat dziewięćdziesiątych została ona znacznie lepiej odsłonięta (F o r y s i a k *inf. ustna*). Makroskopowe cechy gliny zwałowej w Koźminie nie różnią się od dolnego poziomu warciańskiego ze Smulsk. Odnaczają się podobnym ciemnym, szarobrązowym zabarwieniem i dużą zwięzłością. W strefie poboru próbki glina miała miąższość około 3 m i podścielała kilkunastometrowej miąższości osady piaszczyste. Dla celów porównawczych pobrano również materiał ze żwirów fluwiogłacjalnych, zalegających bezpośrednio na glinach.

Zawartość skał lokalnych jest prawie jednakowa w obydwu typach utworów i wynosi około 6,5%. Nie stwierdzono również dużego zróżnicowania udziału krzemieni i czertów. W glinach stanowią one 0,94%, podczas gdy w żwirach ich udział rośnie do 1,36%. Ten wzrost jest zupełnie zrozumiały, jeśli weźmie się pod uwagę stosunkowo dużą odporność fizyczną konglomeracji chalcedonowych w czasie nawet wielokrotnej redepozycji. Okazało się jednak, że skład skał lokalnych wydaje

się zaprzeczać założeniu, że w żwirach skały najmniej odporne szybko ulegają eliminacji. Odsetek wapieni mezozoicznych wśród skał tej kategorii był w żwirach aż ponad trzykrotnie wyższy niż w glinach – odpowiednio 27,8% i 8,4%. Podwyższony udział zarówno wapieni mezozoicznych, jak i kongrecji chalcedonowych w żwirach pozwala wnosić, że pochodzą one z tego samego obszaru alimentacyjnego, który w czasie transgresji lądolodu warciańskiego jeszcze nie podlegał egzaracji. Liczne w żwirach, mało odporne skały węglanowe dowodzą, że erodowana wychodnia mezozoicznego podłoża leżała stosunkowo blisko. Innym lokalnym składnikiem, którego zawartość odróżnia próbkę pobraną z glin od pochodzącej ze żwirów, jest węgiel brunatny. O zubożeniu żwirów w ten typ petrograficzny zdecydowały warunki depozycji, w jakich powstają osady gruboklastyczne. Sedymentacja żwirów zachodzi w wodach o stosunkowo wysokiej dynamice. W takich warunkach ksyolit, mający w stanie wilgotnym ciężar właściwy niewiele wyższy od wody, jest unoszony znacznie dalej niż prawie trzykrotnie cięższe skały krystaliczne i węglanowe. Pozostałe skały lokalne (przede wszystkim mułowce, stanowiące około połowę tej grupy oraz kongrecje fosforytowe i piaskowce) występują w podobnych stosunkach ilościowych w obydwu typach osadów.

Zawartość eratyków bałtycko-fennoskandzkich (bez krzemieni) jest bardzo wysoka w obydwu próbkach. Wynosi ona około 92%. Różne są jednak stosunki pomiędzy podstawowymi grupami petrograficznymi, wyróżnianymi w tych zespołach (rys. 33). W obydwu próbkach dominują skały krystaliczne nad wapieniami paleozoicznymi ale w glinach ta przewaga jest mniej wyraźna niż w żwirach. Zawartość wapieni paleozoiku w próbce pobranej z gliny morenowej wynosi 36,5%. Najważniejszą rolę wśród nich odgrywają pelitowe wapienie wschodnio-bałtyckie („tłuste”) oraz wapienie krynoidowe i beyrichiowe. Stosunkowo licznie reprezentowane są także dolomity, których udział wynosi 7,5% całości próbki. W żwirach natomiast obserwuje się stosunkowo mały udział wapieni bałtyckich wynoszący 17,4%, czyli ponad dwukrotnie mniej niż w glinach. W grupie wapieni dominują, podobnie jak w poprzedniej próbce, „tłuste” wapienie pelitowe. Rola pozostałych rozpoznawalnych typów wapieni wydaje się mniej znacząca.

Żwiry w Koźminie wykazują znaczące wzbogacenie w dolomity w stosunku do glin. Większy jest zarówno ich udział procentowy (prawie 10,5%, podczas gdy w glinach 7,5%), jak i bezwzględna liczba glazików. To zróżnicowanie najlepiej uwidacznia porównanie wskaźników Dp/Wp dla obydwu typów utworów. Gliny cechuje stosunkowo wysoka wartość tego współczynnika, tj. 0,205, zaś w żwirach jest on jeszcze prawie trzykrotnie większy i wynosi aż 0,573. Określono także podstawowe współczynniki petrograficzne O/K , K/W i A/B dla obydwu próbek z zastrzeżeniem, że wartości uzyskane dla żwirów nie posiadają praktycznie żadnej wartości korelacyjnej. Wynoszą one odpowiednio dla glin: 1,25, 0,94 i 0,90, zaś dla żwirów 0,61, 2,08 i 0,42 (rys. 33). Wyniki standardowej analizy petrograficznej drobnej frakcji glin z odkrywki „Adamów-Smulsko” opublikowane przez

Klatkowską (1993) są zupełnie inne. Jedyny wyjątek stanowi próbka pobrana z górnej części środkowej gliny w Smulsku. Okazało się, że nawet dla glin pobranych z tego samego horyzontu morenowego w Koźminie, współczynniki petrograficzne obliczone na podstawie frakcji 5–10 mm i opublikowane przez Forys i ak *et al.* (1999), nie pokrywają się z przedstawionymi powyżej. Dowodzi to braku możliwości korelacji wyników uproszczonych badań petrograficznych, jeżeli są prowadzone w różnych frakcjach i w różnych typach genetycznych utworów.

W glinach Koźmina zidentyfikowano nieco więcej eratyków przewodnich (7,22%), niż w żwirach (6,45%). Różnica ta jest głównie skutkiem wietrzenia, czego dowodzi bardzo niska zawartość czarno-białych granitów ze środkowej Szwecji w zespole gładowym pochodzącym ze żwirów, podczas gdy w glinach te same skały występują stosunkowo licznie. Teoretyczne ośrodki gładowe dla obydwu zespołów gładowych okazały się bardzo zbliżone. Leżą w środkowej części sektora, wyznaczonego dla utworów warciańskich. TGZ gliny zlokalizowane jest w punkcie o współrzędnych geograficznych 17,3°E i 59,6°N. Analogiczny punkt wyznaczony dla próbki ze żwirów jest przesunięty tylko o 0,2° na wschód. Obliczone formuły H e s e m a n n a również nie wykazują znaczącego zróżnicowania eratyków przewodnich próbek pochodzących z różnych utworów. Wynoszą one 4420 dla glin i 4330 dla żwirów. Zwiększona rola środkowoszwedzkiego obszaru alimentacyjnego, czytelna w formule określonej dla glin, jest uwarunkowana dość dużym udziałem granitów z Upplandu i okolic Sztokholmu, których w żwirach jest zdecydowanie mniej.

Mapa kołowa eratyków przewodnich, pobranych z gliny zwałowej (rys. 34), wykazuje wyraźną dominację alandzko-bałtyckiego obszaru alimentacyjnego. Mniejsze znaczenie posiadają pozostałe obszary źródłowe, tj. Dalarna, środkowa Szwecja i Småland wraz z dnem zachodniego Bałtyku. Analogiczna mapa dla żwirów różni się głównie, wspomnianym już wcześniej, pozornym ograniczeniem udziału środkowej Szwecji w dostarczaniu materiału oraz nieco innym składem smålandzkich eratyków przewodnich, wśród których wyeksponowaniu uległy

Rys. 33. Uproszczony skład petrograficzny utworów warciańskich w odkrywcę w Koźminie:
a – gliny, b – żwiry, c – wskaźniki petrograficzne

nazwy skał jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of Warta deposits in the Koźmin outcrop:
a – tills, b – gravels, c – petrographical coefficients

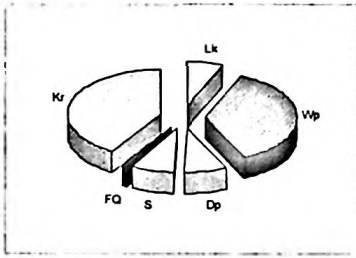
abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 34. Obszary alimentacyjne eratyków z glin morenowych odkrywki Koźmin

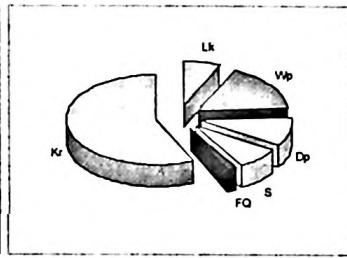
objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in tills (Wartian) in the Koźmin outcrop

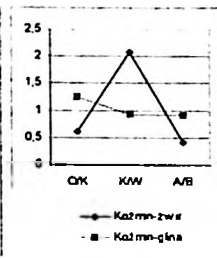
for explanation see Fig. 5



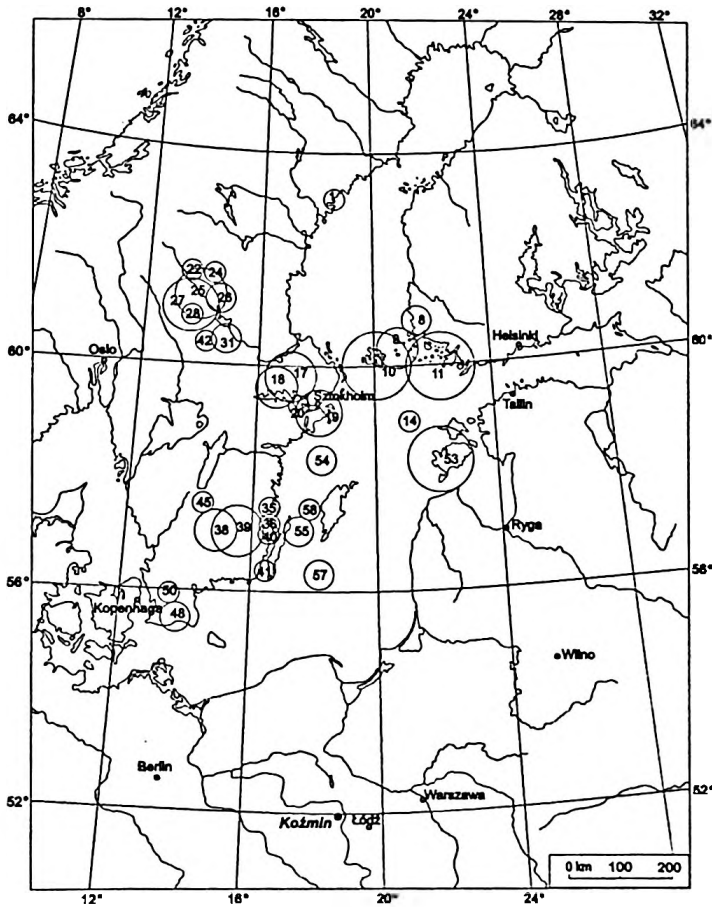
Rys. 33a



Rys. 33b



Rys. 33c



Rys. 34

skały bardziej odporne na wietrzenie i łatwiej rozpoznawalne. Zachodnią Finlandią wraz z Wyspami Alandzkimi i wschodni Bałtyk reprezentują dość liczne granity aplitowe, rapakiwi i średnioziarniste, pyterlity oraz dolomity. Pozostałe skały przewodnie i statystyczne odgrywają drugorzędą rolę. Skład zespołu pobranego ze żwirów nie odbiega znacznie od przedstawionego powyżej. Zmieniają się tylko proporcje pomiędzy poszczególnymi typami skał. Zespół eratyków z Dalarna tworzą głównie piaskowce Dala i Digeberga oraz porfiry Bredvad. Pozostałe skały tamtejszego pochodzenia występują w postaci pojedynczych ziaren. Wśród skał wywodzących się z południowej Szwecji i przyległych obszarów depresji bałtyckiej, najczęściej identyfikowano czerwone granity smålandzkie i różowe Våxjö oraz wapienie paleoporellowe. W próbce pobranej ze żwirów mniejszy był udział granitów Våxjö, zaś wzrosła ranga odpornych na wietrzenie dolnokambrjskich piaskowców Tessini i Kalmarsund.

Droga przemieszczania się lodu, który odłożył glinę w Koźminie, prowadzi z północnej Szwecji przez rejon Wysp Alandzkich i okolice Sztokholmu na południe. Następnie przebiega skrajem depresji bałtyckiej, aż po Cieśninę Kalmarską i na południe od Olandii przecina południowo-zachodni Bałtyk. Na terenie dzisiejszej Polski ominięty został obszar Pomorza Zachodniego, gdzie w podłożu obecne są skały mezozoiczne bogate w konglomeracje krzemienne.

Przedstawiona wędrówka lodu jest praktycznie taka sama, jak wyinterpretowana dla środkowej i górnej gliny odkrywki „Adamów-Smulsko”. Biorąc pod uwagę także zbliżone położenie TGZ oraz podobieństwo uproszczonego składu petrograficznego ziaren o frakcji ponad 20 mm, rozmieszczenie eratyków przewodnich (na mapach kołowych) i cechy makroskopowe środkowej gliny ze Smulsko i gliny z Koźmina, można przyjąć, że stanowią one jeden i ten sam horyzont morenowy. Potwierdza to opinię F o r y s i a k a *et al.* (1999) opartą na innych metodach badawczych.

Odsłonięcia w klifie zbiornika „Jeziorsko” w Siedlątkowie

W klifie zbiornika zaporowego „Jeziorsko” odsłania się seria utworów glaciogenicznych o miąższości sięgającej maksymalnie około 6 m. Prawie cały profil północnej części odsłonięcia zajmują utwory diamiktyczne, cechujące się zróżnicowanym warstwowaniem i licznymi deformacjami o charakterze spływów, nasunięć i fałdów. Utwory te podlegały postsedymentacyjnym procesom deformacyjnym, ułatwionym dzięki obecności wkładek ilastych. Powyższe procesy doprowadziły do uformowania się fałdu pochylonego o wergencji południowej i amplitudzie sięgającej 3–4 m. Dalej na południe zdeformowane utwory diamiktyczne przykrywa seria żwirów i piasków, ścięta przez glinę ablacyjną. Ta sama glina odsłania się także w skrajnie północnej części odsłonięcia, gdzie osiąga maksymalną miąższość ponad 3 m. Zarówno seria wodnomorenowa,

jak i występujące w górnej części profilu gliny ablacyjne, cechują się brunatno-wiśniowym zabarwieniem, z pojawiającymi się lokalnie szarozielonkawymi przebarwieniami. Na podstawie datowań TL i korelacji wyników uproszczonych badań petrograficznych drobnej frakcji z danymi z odkrywki Smulsko (K l a t - k o w a 1993), cały profil utworów czwartorzędowych odsłoniętych w klawie w Siedlątkowie został uznany za warciański (Z a ł o b a, C z u b l a 1995).

W odsłonięciu pobrano w sumie trzy próbki. Pierwsza pochodzi z utworów wodnomorenowych północnej części odsłonięcia (Si1). Drugą próbkę wybrano z glin ablacyjnych, dostępnych do badań około 100 m na południe od miejsca poboru pierwszej próbki (Si2). Dodatkowo przeanalizowano także materiał ze żwirów fluwioglacjalnych ścinających rozwinięte w utworach mułkowo-piaszczystych struktury glacitektoniczne i przykrytych cienką warstwą gliny ablacyjnej (Si3).

Skład petrograficzny próbek Si1 i Si2 jest prawie jednakowy. Potwierdza to pogląd D r a k e'a (1971) o jednorodności składu petrograficznego frakcji żwirowej w różnych facjach glin zwałowych tego samego zlodowacenia. Skąty lokalne występują w Siedlątkowie w minimalnych ilościach, nie przekraczających 2,5%. Należą do nich głównie wapienie mezozoiczne i mułowce. Jeszcze rzadziej niż skąty lokalne, występują krzemienie i czerty, stanowiące zaledwie nieco ponad 0,6% całkowitej liczby zebranych klastów. Próbka ze żwirów ma bardzo podobny skład, chociaż dostrzega się w niej symptomy selekcji, przejawiające się spadkiem udziału mało odpornych skał lokalnych i minimalnym wzrostem roli krzemieni.

Wszystkie próbki z Siedlątkowa charakteryzują się nadzwyczaj wysokim udziałem skał bałtycko-fennoskandzkich. Ich zawartość wynosi około 97%. Skały krystaliczne przeważają liczebnie nad wapieniami paleozoicznymi. Należy do nich od 43% do 45% klastów w próbce, podczas gdy na wapienie paleozoiczne przypada 39% do 40% (rys. 35). Wśród wapieni najliczniejszą grupę stanowią „tłuste” wapienie pelitowe i wapienie krynoidowe. Nieznaczna odrębność składu petrograficznego zaznacza się w zawartości dolomitów. W diamiktytach i glinach stanowią one odpowiednio około 5,7% i 5,0% ziaren frakcji ponad 20 mm. Znacznie liczniej obecne są w żwirach, gdzie ich odsetek wynosi aż 8,6%. Przedstawione zróżnicowanie dobrze wyrażają współczynniki D_p/W_p wynoszące dla próbek Si1, Si2 i Si3 odpowiednio: 0,146, 0,126 i 0,220. Niezupelnie zrozumiałe jest podwyższenie zawartości dolomitów w żwirach, jeśli pozostałe skały występują w prawie takich samych proporcjach, jak w innych próbkach z tego stanowiska. Należy raczej wykluczyć możliwość wzbogacenia osadów w ten typ petrograficzny poprzez inkorporację starszych utworów glacialnych, gdyż musiałoby to spowodować wzrost udziału także pozostałych komponentów wschodniobałtyckich. Jedynym logicznym wytłumaczeniem tej sytuacji wydaje się być obecność dużego gązaju dolomitowego, który stosunkowo niedaleko rozpadł się na wiele drobnych fragmentów. Fragmenty te spowodowały lokalne wzbogacenie utworów

w określony rodzaj eratyków – w tym wypadku w dolomity. Analogiczne przypadki E s k o l a (1933) określał mianem eratyków szrapnelowych.

Wskaźniki petrograficzne O/K, K/W i A/B w próbkach Si1 i Si2 są prawie jednakowe i wynoszą kolejno: 1,16–1,20, 0,98–1,00 i 0,86–0,87. Nieznacznie inne wartości otrzymano w badaniach żywirowej próbki Si3 ale różnica, w stosunku do podanych wyżej danych, nie przekroczyła 10%. Wykresy wskaźników petrograficznych, sporządzone zgodnie z propozycją R z e c h o w s k i e g o (1971), są wyraźnie spłaszczone (rys. 35c). Wykazują zatem podobieństwo do danych opublikowanych przez C z e r w o n k ę i W i t e k (1977) oraz C h o m ę - M o r y ł *et al.* (1991) dla glin stadiału mazowiecko-podlaskiego południowo-zachodniej Wielkopolski. Podobny wykres wskaźników, określonych we frakcji 5–10 mm, przedstawili także Z a ł o b a i C z u b l a (1995) dla gliniastych diamiktytów, budujących dolną część profilu klifu w Siedlątkowie. W wyżej zalegających utworach współczynniki określone dla drobnego materiału są zupełnie odmienne od przedstawionych w niniejszym opracowaniu.

Wyraźnie zaznacza się duże podobieństwo wykresów wskaźników O/K, K/W i A/B dla próbek z odsłonięcia w Siedlątkowie i wyników badań przeprowadzonych w tej samej frakcji (ponad 20 mm) w utworach morenowych Koźmina oraz w glinie T3 w odkrywce „Józwin”.

Udział oznaczonych eratyków przewodnich jest stosunkowo wysoki i wynosi 9,66% w próbce Si1 i 7,52% w Si2. Tak duża zawartość skał przewodnich jest zdaniem M e y e r a (1985) typowa dla zespołów glazowych pochodzenia wschodniofennoskandzkiego, bogatych w łatwo rozpoznawalne skały alandzkie. Próbki z Siedlątkowa w pełni potwierdzają tę opinię. Teoretyczne ośrodki glazowe eratyków przewodnich z próbek Si1 i Si2 leżą w centralnej części sektora uznanego, na podstawie badań w odkrywce KWB „Bełchatów”, za warciański. Ich współrzędne geograficzne wynoszą: dla Si1 – 17,6°E i 59,7°N, zaś dla Si2

Rys. 35. Skład petrograficzny utworów z Siedlątkowa: a – próbka Si1 (gliny), b – próbka Si3 (żwiry), c – wskaźniki petrograficzne dla próbek Si1 i Si2

nazwy skał jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of glacial deposits in Siedlątków: a – sample Si1 (tills), b – sample Si3 (gravels), c – petrographical coefficients for samples Si1 and Si2

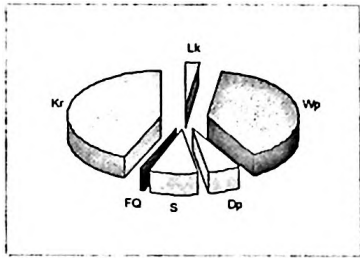
abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 36. Obszary źródłowe eratyków przewodnich w próbce Si1 z Siedlątkowa

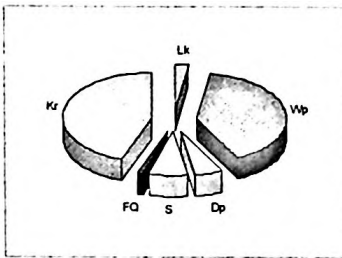
objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in sample Si1 from Siedlątków

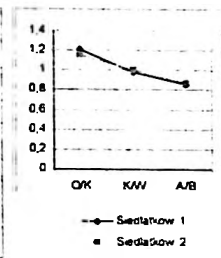
for explanation see Fig. 5



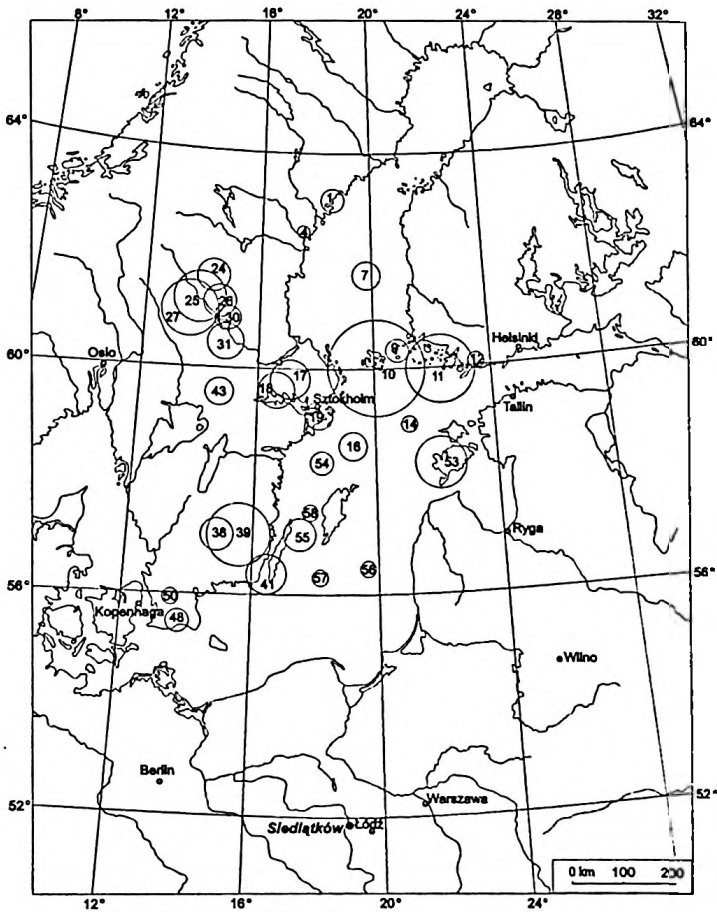
Rys. 35a



Rys. 35b



Rys. 35c



Rys. 36

– 17,4°E i 59,7°N. TGZ próbki pobranej ze żwirów znajduje się prawie w centrum wykresu – na peryferiach „strefy warciańskiej”.

Formuły *H e s e m a n n a* określone dla próbek z diamioktytów i glin ablacyjnych mają tę samą wartość, tj. 5320, wyrażającą dominację wschodniofennoskandzkiego obszaru alimentacyjnego. Takie same wartości uzyskano dla niewątpliwie warciańskich glin T6 i T7 w odkrywcze belchatowskiej (próbki B-x, B-3 i B-12). Próbka ze żwirów cechuje się zupełnie inną formułą *H e s e m a n n a*, wskazującą na podwyższony udział skał środkowszwedzkich (3430). Wydaje się, że o zwiększonej roli skał szwedzkiego pochodzenia zdecydowała w dużej mierze odporność dalarnańskich wulkanitów na niszczenie w trakcie transportu, a te właśnie skały stanowią podstawową część eratyków z powyższego regionu źródłowego, obecnych w próbce.

Mapy kołowe eratyków przewodnich zawartych w próbkach Si1 i Si2 są prawie takie same. W związku z tym jako przykład zaprezentowano mapę sporządzoną dla pierwszej spośród wymienionych próbek (rys. 36). Wyraźnie czytelna jest na niej absolutna dominacja alandzko-fińskiego obszaru alimentacyjnego. Znacznie mniejsza rola przypadła regionowi Dalarna. Pozostałe obszary Fennoskandii, dostarczające zazwyczaj dość licznych eratyków przewodnich, jak Uppland, Småland, Skania oraz dno centralnej i zachodniej części Bałtyku, mają niewielkie znaczenie w utworach czwartorzędowych w Siedlątkowie. Wśród eratyków wschodnio- i północno-fennoskandzkich najliczniejsze są różnego rodzaju alandzkie granity i granitoporfiry oraz dolomity. Udało się także zidentyfikować dwulyszczkowe granitognejsy Angermannland i porfiry botnickie. Trudna do wyjaśnienia jest natomiast słabo zaznaczona obecność czerwonego porfiru bałtyckiego. Tak łatwo rozpoznawalna i jednocześnie odporna skała powinna, jak się wydaje, występować w zdecydowanie większej liczbie. Region Dalarna reprezentowany jest przez najbardziej charakterystyczny zespół skał, tj. porfiry Bredvad, porfiryty Grönklitt, piaskowce Dala i Digeberga oraz granity Siljan. Wśród niezbyt licznych eratyków pochodzenia południowszwedzkiego rozpoznano najwięcej czerwonych granitów smålandzkich z niebieskawym kwarcem, granitów Vislanda, Våxjö i piaskowców Kalmarund. Przyległe do szwedzkiego lądu obszary dna depresji bałtyckiej dostarczyły eratyków brunatnego porfiru bałtyckiego, czerwonych wapieni ordowickich i wapieni paleoporellowych.

Przedstawione na mapie kołowej obszary pochodzenia eratyków pozwalają prześledzić przybliżoną drogę lodu aż po okolice Siedlątkowa. Początek tego szlaku można ulokować na północny zachód od Botniku Południowego w Västernorrland lub Västerbotten. Strumień lodowy przesuwał się w kierunku południowym, zahaczając swoim prawym skrzydłem o Dalarna, zaś podstawową masą naparł na region alandzki, skąd pobrał olbrzymią ilość materiału. Następnie przemieszczał się zachodnim skrajem depresji bałtyckiej, inkorporując głównie skały osadowe. W rejonie Olandii odsunął się od obecnej strefy przybrzeżnej Szwecji i przedostał na południową stronę zachodniego ramienia Bałtyku. Północną

Polskę przekroczył zapewne w rejonie środkowego wybrzeża. Przeciwnie bardziej zachodniemu torowi ruchu przemawia znikoma ilość krzemieni i czertów w przebadanych utworach. Przedstawiona powyżej hipotetyczna trasa strumienia lodowego pokrywa się z interpretacjami przeprowadzonymi na podstawie takich samych badań w górnych glinach Smulska, w Koźminie i w glinie T3 w odkrywce „Józwin”.

Uwzględniając powyższe wyniki i porównując je z wynikami badań innych autorów można przyjąć warciański wiek utworów w Siedlątkowie. Taką sugestię wysunął Meyer (1995) na podstawie pobieżnego zapoznania się z utworami w czasie konferencji SEQS (*Subcommission on European Quaternary Stratigraphy*) INQUA w 1994 roku.

Wstępna korelacja stratygraficzna utworów morenowych wschodniej Wielkopolski

Przeprowadzone badania petrograficzne materiału szkieletowego, zawartego w różnowiekowych horyzontach morenowych wschodniej Wielkopolski, pozwalają pogrupować je i wstępnie przypisać do poszczególnych etapów glacialnych. Odrębność stratygraficzna zaznacza się najwyraźniej w składzie eratyków przewodnich, wyrażonym poprzez teoretyczne ośrodki gładowe, formuły H e s e m a n n a i mapy kołowe eratyków wskaźnikowych. Pozostałe parametry, tj. uproszczony skład petrograficzny, stosunek Dp/Wp, zawartość krzemieni i czertów oraz stosunki pomiędzy eratykami lokalnymi, nie wykazują czytelnej korelacji z pozycją stratygraficzną analizowanych utworów.

Najstarsze utwory morenowe badanego obszaru zostały odsłonięte tylko w odkrywkach kopalnianych „Adamów-Smulsko” i „Józwin”. TGZ najniższego horyzontu morenowego ze Smulska cechuje się współrzędnymi geograficznymi bardzo zbliżonymi do uzyskanych w badaniach najniższego horyzontu morenowego w Bełchatowie, który zdaniem Krzyszkowskiego (1992a), może należeć do zlodowacenia nidy. Obydwie próbki z „Józwiną” mają mniej charakterystyczne TGZ, przesunięte na południowy wschód. Nie pozwala to na jednoznaczne powiązanie tych dwóch poziomów glin ze zlodowaceniem nidy. Jednak ich pozycja w profilu czwartorzędu, obrazy uzyskane na mapach kołowych i wyinterpretowana z nich droga strumienia lodowego, pozwalają z dużą ostrożnością przypisać je do tego etapu glacialnego. Sugerowana przez Stankowskiego i Krzyszkowskiego (1991) odrębność litologiczna – w efekcie również stratygraficzna – dwóch najniższych horyzontów morenowych, nie znalazła potwierdzenia w przeprowadzonych badaniach. Gliny obydwu poziomów posiadają bardzo podobne właściwości petrograficzne. W związku z tym należy raczej doszukiwać się analogii z opisanym przez tych samych autorów odsłonięciem „Władysławów”, w którym dwa dolne horyzonty morenowe zostały połączone w jeden. To rozwiązanie stanowiło konsekwencję stwierdzonej przez Stankowskiego

i Krzyszkowskiego (1991) jednorodności litologicznej – zbliżonej do zaobserwowanej przez autora w odkrywcę „Józwin”.

W przeanalizowanych stanowiskach badawczych wschodniej Wielkopolski nie natrafiono na utwory, które można by powiązać ze zlodowaceniem sanu lub odry. Interpretacja niższych glin w Smulsku jako odrzańskich (Klatkova *et al.* 1993; Klatkova 1994; Trzmiel 1996) nie potwierdziła się w badaniach eratyków przewodnych.

We wszystkich przeanalizowanych stanowiskach występuje przynajmniej jeden horyzont morenowy, który można uznać za warciański. Z wyjątkiem odkrywki „Józwin” stanowi on najmłodszy lub jedyny poziom glin zwałowych. Cechą charakterystyczną tych utworów jest znaczny udział materiału pochodzącego ze wschodniej Fennoskandii. Ograniczona jest natomiast zawartość skał południowoszwedzkich. Teoretyczne ośrodki gładzowe położone są na wschodzie, tworząc wyraźne skupienie. Świadczy ono o analogicznych proporcjach pomiędzy eratykami przewodnymi w próbkach z Siedlątkowa, Koźmina, środkowej gliny ze Smulska i horyzontu T3 z okolic Konina. Kontrowersyjna wydaje się pozycja TGZ górnej gliny ze stanowiska w Smulsku, wysunięta daleko na południowy zachód w kierunku TGZ zlodowacenia odry i ewentualnie także sanu. Obowiązująca jednak w geologii zasada superpozycji nie pozwala na przypisanie utworów, leżących w niezaburzonej pozycji na glinach warciańskich do starszego zlodowacenia. Roboczo przyjęto zatem, że najwyższa glina ze Smulska jest warciańska. Pogląd ten poparty jest dużym udziałem wschodniobałtyckich doloemitów i wapieni w analizowanych utworach.

Wyraźne zróżnicowanie obszarów alimentacyjnych dolnej i górnych glin warciańskich, stwierdzone w odkrywcę bełchatowskiej, nie ma swojego odpowiednika we wschodniej Wielkopolsce. Prawie wszystkie przeanalizowane horyzonty morenowe tego obszaru odpowiadają wyższym glinom z KWB „Bełchatów”. W tym schemacie nie mieści się tylko omówiona wcześniej górna glina ze Smulska. Nie stwierdzono obecności ani jednego horyzontu morenowego, którego właściwości, a zwłaszcza skład eratyków przewodnych, odpowiadałyby dolnej glinie warciańskiej z Bełchatowa.

STANOWISKA BADAWCZE WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY ŁÓDZKIEJ I NA OBSZARACH PRZYLEGLYCH

Petrografia glin zwałowych szeroko rozumianych okolic Łodzi, nie cieszyła się zbyt dużym zainteresowaniem, mimo wyjątkowej aktywności tego ośrodka w dziedzinie badań utworów czwartorzędowych. Opracowania o charakterze litologiczno-sedymentologicznym należały do wyjątków. Jako pierwsza podjęła ten temat Dylikowa (1952), która zajęła się badaniami ułożenia dłuższych osi gładzików w różnych osadach glacialnych. Później Różycki (1966) przeprowadził analizą granulometryczną glin zwałowych. W obrębie warciańskiej

strefy marginalnej uproszczone badania petrograficzne frakcji żwirowej przeprowadziła Baraniecka *et al.* (1969). Etap bardziej intensywnych prac w tej dziedzinie zapoczątkowały jednak dopiero badania prowadzone od końca lat siedemdziesiątych przez Klatkową (1982, 1992, 1993) i Nalewajkę (1982). Szczególną rolę odegrały prace geologiczne prowadzone w ramach szczegółowego kartowania geologicznego Polski. Wyniki przeprowadzonych wówczas uproszczonych analiz petrograficznych drobnej frakcji żwirowej zostały opublikowane w objaśnieniach do map geologicznych (m.in.: Klatkowa 1987; Trzmiel, Nowacki 1987; Trzmiel 1993, 1996; Turkowska, Wieczorkowska 1994). Gliny zwałowe okolic Łodzi (Lublinek) stanowiły przedmiot zainteresowań Turkowskiej (1993), która na podstawie pomiarów położenia dłuższej osi glazików, składu mineralów ilastych, datowań TL oraz cech makroskopowych, wyróżniła dwie gliny warciańskie i podścielającą je glinę odrzańską.

Najbliższe, pod względem metodycznym (w stosunku do przedstawionych w niniejszej pracy), badania składu petrograficznego przeprowadził Krzeminski *et al.* (1993) w utworach wodnomorenowych lobu południowopolskiego, dzielonego przez tegoż autora na loby niższego rzędu: Proсны, Warty i Widawki (Krzeminski 1974). Podstawowym przedmiotem wspomnianej pracy była analiza wpływu mezozoicznego podłoża na dystrybucję skał lokalnych oraz wykorzystująca jej wyniki rekonstrukcja paleogeograficzna.

Wiele kontrowersji budzi do dziś kwestia zasięgu zlodowacenia warty na południowy wschód od Łodzi. Ziomek (1985, 1986) prowadzi wschodnią granicę osadów warty kilka kilometrów na zachód od Piotrkowa Trybunalskiego, wzdłuż prawie południkowej linii, zostawiając poza zasięgiem tego zlodowacenia, m.in. przeanalizowane w niniejszej pracy, odsłonięcie w Moszczenicy. Innego zdania jest Turkowska (1988, 1993; Turkowska, Wieczorkowska 1994), według której granica ta winna zostać przesunięta o około 30 km na południowy wschód na linię Piotrków Trybunalski – Moszczenica – Wolbórz – Tomaszów Mazowiecki.

Należy oczekiwać, że dodatkowych danych, pozwalających wyznaczyć granicę zasięgu glin warciańskich, mogą dostarczyć badania składu eratyków przewodnich. Korelacja utworów morenowych w kontrowersyjnej strefie winna zdecydować, jak daleko na południowy wschód sięgał lądolód warciański.

Moszczenica

W dużym wyrobisku, położonym na południe od Moszczenicy, odsłonięty jest prawie 6-metrowy profil utworów czwartorzędowych, spoczywających bezpośrednio pod glebą. Podstawową część profilu stanowią brunatne gliny morenowe, miejscami zaburzone, z bardzo licznymi glazikami. Ich miąższość

w części zachodniej odsłonięcia, gdzie widoczny jest spąg, wynosi około 5 metrów. Stropowa część poziomu morenowego wykazuje wyraźne oznaki zwietrzenia, wyrażające się lokalnymi zmianami barwy, spadkiem stopnia zwięzłości gliny oraz ograniczeniem liczebności węglanowych okruchów skalnych. Nie dostrzeżono natomiast efektów wietrzenia skał krystalicznych, wyrażonych zazwyczaj defragmentacją eratyków zawierających znaczne ilości podatnego na wietrzenie chemiczne biotyту. Wydaje się zatem, że czas i intensywność procesów wietrzeniowych były znacznie mniejsze, niż w przypadku opisanych dalej glin w Chociwiu koło Rawy Mazowieckiej.

W spągu przedstawionych glin, w zachodniej części wyrobiska, występuje seria drobnoziarnistych warstwowanych piasków, podścielonych glinami o szaroniebieskawym i popielatym zabarwieniu. Gliny te cechują się wyraźnym warstwowaniem i obecnością bardzo licznych wkładek drobnego żwiru i piasku. Bardzo rzadko występują w nich głaziki o grubszej frakcji. Miąższość rozdzielających gliny piasków jest niewielka i w odsłoniętej strefie nigdzie nie przekracza jednego metra. Miejscami piasków nawet zupełnie brakuje, zaś obydwie gliny leżą bezpośrednio jedna na drugiej. Zapewne dlatego zostały one potraktowane przez Zioma (1986) jako jeden zwarty horyzont o zmiennym zabarwieniu, niekiedy rozdzielony soczewkami, kieszeniami i cienkimi warstewkami średnioziarnistych piasków. Próbkę pobrano w dolnej części górnego horyzontu morenowego, tzn. z głębokości 2 do 5 m poniżej powierzchni terenu.

W pobranej próbce skały lokalne mają bardzo mały udział, wynoszący tylko 3%. Wydaje się, że zadecydowały o tym dwa czynniki. Pierwszym jest fakt, że powyższa glina została złożona jako ostatnia na badanym terenie, czyli łądolód musiał wkraczać na obszar w znacznym stopniu pokryty już starszymi osadami glacialnymi. Prawdopodobności takiego założenia dowodzi obecność stosunkowo grubej powłoki utworów czwartorzędowych (od 45 do ponad 130 m) na północnym i północno-zachodnim przedpolu wyrobiska (Turkowska, Wieczorkowska 1994). Drugim czynnikiem była bardzo wyrównana rzeźba podczwartorzędowego podłoża (Turkowska, Wieczorkowska 1994), którą dodatkowo zamaskowały utwory starszego plejstocenu. Ponad dwie trzecie materiału lokalnego stanowią wapienie mezozoiczne. Drugorzędną rolę odgrywają mułowce, kongrecje żelaziste, pirytowe i fosforytowe oraz węgiel brunatny. Podobnie nikły udział materiału lokalnego (ale we frakcji 5–10 mm) zaobserwował na analizowanym terenie Ziomek (1986). Znaczenie krzemieni i czertów w próbce z Moszczenicy jest jeszcze mniejsze (2.24%) niż typowych skał lokalnych.

Podstawowymi składnikami zespołu glazowego są skały skandynawskie, wśród których udziały wapieni paleozoicznych i skał krystalicznych pozostają praktycznie w równowadze. Ziarna, należące do tych grup, stanowią po około 40% próbki (rys. 37a). Na dolomity przypada nieco ponad 4% ziaren. Wskaźnik D_p/W_p wynosi 0,111, czyli jest podobny do zanotowanego w glinach warciańskich Siedlątkowa, gliny T3 w odkrywce „Józwin” oraz obydwu górnych horyzontów

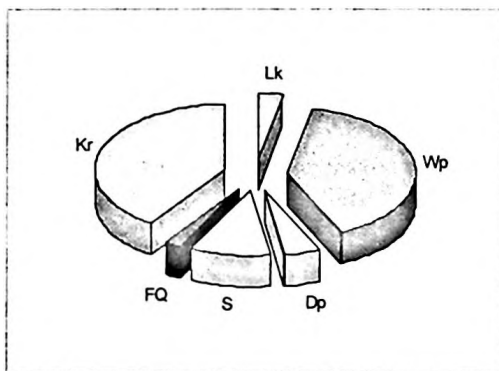
morenowych w Smulsku. W grupie wapieni paleozoicznych liczne są, powszechne we wszystkich niezwiertzalych glinach warciańskich, „tłuste” sylurskie wapienie pelitowe. Znacznie mniejszą rolę odgrywają wapienie krynoidowe, beyrichiowe i czerwone wapienie ordowickie.

Wskaźniki petrograficzne O/K, K/W i A/B wynoszą: 1,35, 0,91 i 0,88. Zarówno te wartości, jak i kształt wykresu (rys. 37b) sporządzonego według propozycji R z e c h o w s k i e g o (1971), są bardzo zbliżone do wyników otrzymanych dla próbek z Koźmina, Siedlątkowa i gliny T3 z „Józwina” (rys. 23, 33a.c, 35a,c). Zarysowała się interesująca zbieżność wyników uproszczonych badań petrograficznych w grubej i drobnej frakcji. Wskaźniki przedstawione przez Z i o m k a (1986) dla materiału uzyskanego z wiercenia, zlokalizowanego w bezpośrednim sąsiedztwie lub na terenie cegielni w Moszczenicy (próbę pobrano z głębokości 3–4 m), okazały się prawie takie same, jak przedstawione powyżej. Podkreślić należy, że lokalizacja otworu i głębokość poboru próbki dokładnie odpowiadają miejscu, w którym pracował autor niniejszego opracowania.

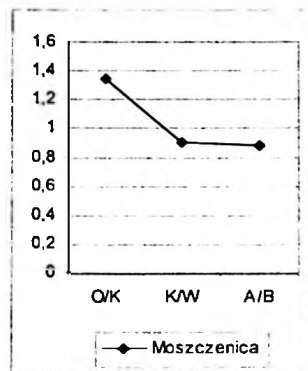
Zidentyfikowane eratyki przewodnie stanowią 7,04% wszystkich skał bałtycko-fennoskandzkich obecnych w próbce. Teoretyczny ośrodek glazowy tego zespołu (17,1°E i 59,5°N) leży w w sąsiedztwie innych TGZ obliczonych dla glin warciańskich. Formuła H e s e m a n n a równa 4330. eksponuje podwyższony udział wschodniego obszaru alimentacyjnego ale przy zachowaniu znaczącego i wyrównanego udziału pozostałych oprócz – oczywiście – norweskiego. Taki sam wynik otrzymano z analizy gliny T3 z „Józwina” i najwyższej gliny ze Smulska. Powyższe dane dowodzą warciańskiego wieku tej gliny.

Na mapie kołowej eratyków przewodnich (rys. 38) zaznacza się bardzo duży udział skał fińsko-alandzkich i wschodniobałtyckich. Najliczniejsze w tej grupie są typowe granity alandzkie i alandzkie granity aplitowe oraz dolomity. Rapakiwi z tego regionu, czerwone porfiry bałtyckie i granitoporfiry alandzkie odgrywają rolę drugoplanową. Z Moszczenicy pochodzi jedyny okaz porfiru Hogland, odsłaniającego się na wyspie o tej samej nazwie, leżącej we wschodniej części Zatoki Fińskiej. Region Dalarna, reprezentowany jest w najbardziej typowy sposób, tzn. przez piaskowce Dala i Digeberga oraz porfiry Bredvad, czerwone porfiryty Grönklitt i granity Siljan. Środkowoszwedzki obszar alimentacyjny dostarczył stosunkowo niewiele materiału skalnego – głównie granitów sztokholmskich, Filipstad i nielicznych granitów Sala. W południowej Szwecji i w centralnej części depresji bałtyckiej łądolid inkorporował czerwone granity smålandzkie, różowe granity Växjö, piaskowce Hardeberga i Tessini oraz wapienie paleoporellowe.

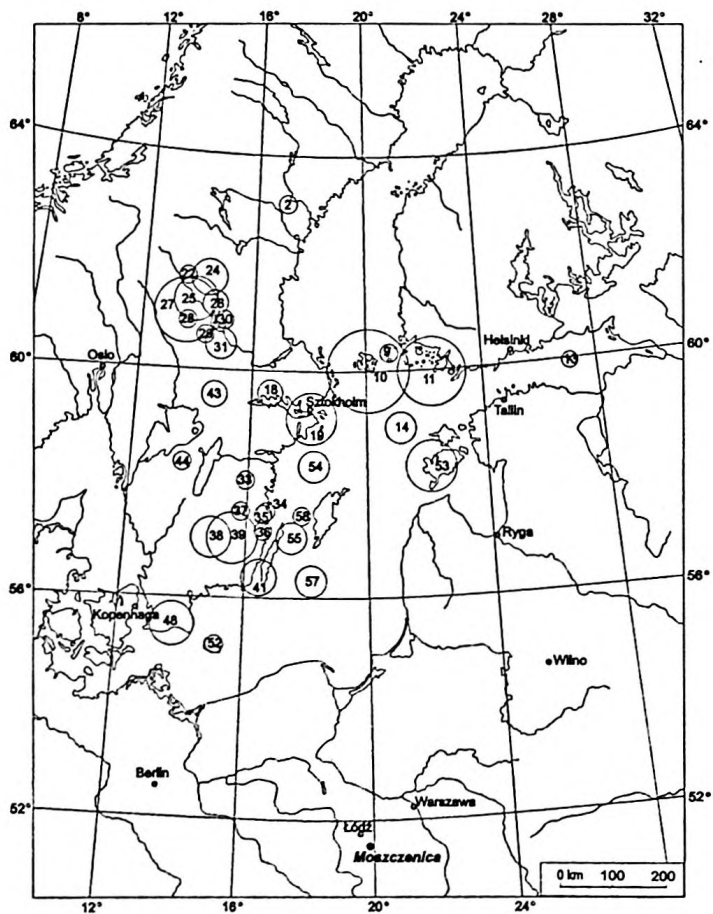
Rozmieszczenie obszarów źródłowych eratyków pozwala przyjąć, że ruch lodu został zainicjowany w rejonie wschodniego wybrzeża Botniku Południowego. Następnie masy lodowe przemieszczały się na południe, inkorporując po drodze duże ilości skał z Dalarna i regionu Wysp Alandzkich. Począwszy od regionu Sztokholmu lód przemieszczał się zachodnią częścią depresji bałtyckiej. Stamtąd zostały wyrwane bardzo liczne skały osadowe, stwierdzone w analizowanej



Rys. 37a



Rys. 37b



Rys. 38

próbce. Trudniejsza do zinterpretowania jest obecność wielu ziaren piaskowców Hardeberga, pochodzących ze Skanii lub dna zachodniego Bałtyku (M e y e r 1983). Biorąc jednak pod uwagę cechy rozpoznawcze tej skały oraz warunki jej powstawania, trudno wykluczyć obecność identycznych piaskowców w bardziej na wschód wysuniętej części wychodni dolnokambryjskich skał osadowych (rys. 3). Jeżeli piaskowce typu Hardeberga zostałyby włączone na terenie Skanii, to dalsza droga strumienia lodowego w kierunku Moszczenicy musiałaby prowadzić przez zachodnie Pomorze z wychodniami skał mezozoicznych, obfitujących w krzemienie i czerty. Znikomy udział tych kongrecji w próbce wyklucza jednak zachodnią drogę migracji lodu.

Przedstawiona interpretacja ruchu strumienia lodowego jest, w dużym stopniu, uproszczona. Pozwala jednak wychwycić ogólny trend charakterystyczny dla zlodowacenia warciańskiego, tj. zapoczątkowanie wędrówki lodu w rejonie Botniku Południowego, przekroczenie Wysp Alandzkich i przemieszczanie się wzdłuż depresji bałtyckiej na południe. Południowa Szwecja znalazła się w marginalnej strefie strumieni lodowych, które w czasie zlodowacenia warciańskiego kierowały się w region środkowej Polski. Ten schemat powtarza się we wszystkich przeanalizowanych próbkach pochodzących z utworów morenowych warty. W świetle przytoczonych danych gliny z okolic Moszczenicy zdecydowanie należy zaliczyć do zlodowacenia warty.

Kruszów

Odslonięcie w Kruszowie znajduje się w północnej części rozległego płata wysoczyzny morenowej, zbudowanego z glin uznawanych za warciańskie i osiagających miąższość 4–12 m (N a l e w a j k o 1982). W cegielni odslonięty jest prawie 6-metrowy profil powyższych utworów. W ostatnich latach, w związku z zaniechaniem eksploatacji miejscowego surowca dla potrzeb cegielni, odkrywka ulega systematycznej likwidacji przez zalanie wodą i zasypanie odpadami produkcyjnymi zakładu. W 1997 roku czytelny był już tylko fragment ściany

Rys. 37. Uproszczony skład petrograficzny frakcji ponad 20 mm w glinach z Moszczenicy (a) i wskaźniki petrograficzne (b)

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of the fraction over 20 mm in Moszczenica (a) and petrographical coefficients (b)

abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 38. Obszary alimentacyjne eratyków z glin warciańskich wyrobiska pod Moszczenicą

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in tills (Wartian) in the Moszczenica outcrop

for explanation see Fig. 5

południowej głównego wyrobiska, przylegającego do zabudowań cegielni. Jego najniższa część (podobnie, jak większość starych odkrywek położonych w najbliższym sąsiedztwie) znalazła się już pod wodą i nie jest dostępna do badań.

Najwyższą część ściany tworzą gliny morenowe zabarwione na brunatno z lokalnymi seledynowymi i szaroniebieskawymi przebarwieniami. Miejscami występują także brunatnoczerwone plamy spowodowane podwyższoną zawartością utlenionych związków żelaza. Lokalne zmiany zabarwienia glin wydają się być powiązane z pionowymi szczelinami, które, zdaniem N a l e w a j k i (1982), mają najprawdopodobniej kompakcyjną genezę. Powyższe szczeliny są wyrazem bardzo wyraźnej oddzielności pionowej. Do rzadkości należą natomiast, licznie notowane we wspomnianej wcześniej pracy, warstewki i soczewki piasku. Przedstawione utwory sięgają do głębokości około 4,5 m. Nie potwierdzono odnotowanego przez wspomnianego badacza spadku zawartości i wielkości glazików oraz zmiany ich składu wraz z głębokością. Gliny morenowe w Kruszowie w całym profilu bogate są we frakcję psamitową i psefitową, chociaż dużych narzutniaków o średnicy przekraczającej 10 cm jest rzeczywiście niewiele. Poniżej 4,5 m od powierzchni terenu gliny stopniowo ciemnieją i przyjmują zabarwienie brunatnoszare do szarego. Pojawiają się w nich również jasnobrązowe pasma, odpowiadające kolorem górnym partiom. Pozostałe właściwości makroskopowe nie pozwalają odróżnić dolnych glin od ich wyższej części. Przejście pomiędzy tymi dwoma poziomami (dwoma strefami według N a l e w a j k i 1982) jest stopniowe. Materiał do badań zebrano tylko w górnej części horyzontu morenowego poniżej strefy intensywnie zwietrzalej.

Gliny zwałowe odsłonięte w Kruszowie cechują się nadzwyczaj niską zawartością skał lokalnych wśród ziaren o średnicy większej od 20 mm. W pobranej próbce stanowią one tylko 1,33%. Jest to najniższy udział materiału lokalnego wśród wszystkich przebadanych próbek, włącznie z pochodzącymi ze żwirów. Największą część glazików bliskiego transportu stanowią mezozoiczne skały węglanowe (prawie 80% tej grupy). Równoważną pozycję w stosunku do materiału lokalnego zajmują krzemienie i czerty, których zawartość wynosi 1,1%. Przyczyną tak niskiego udziału skał lokalnych oraz krzemieni i czertów było najprawdopodobniej przykrycie podłoża podczwartorzędowego starszymi utworami glacialnymi. Analogiczną sytuację zaobserwowano w odległym o około 15 km odsłonięciu w Moszczenicy.

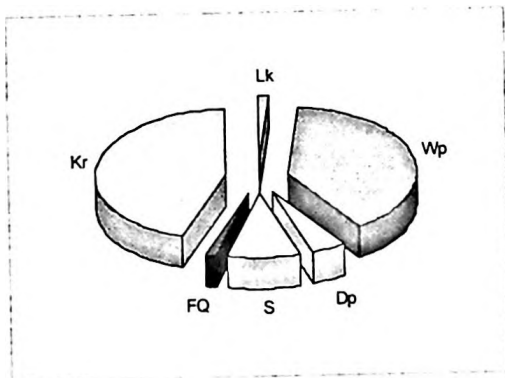
Skały bałtycko-fennoskandzkie stanowią zdecydowaną większość ziaren w przeanalizowanej próbce (97,57%) (rys. 39a). W tej grupie skały magmowe i metamorficzne (44,63%) przeważają nad wapieniami paleozoicznymi (39,37%). Te ostatnie reprezentowane są głównie przez sylurskie wapienie pelitowe („tłuste”) i krynoidowe, pochodzące z regionu wschodniobałtyckiego. Lokalizację obszaru źródłowego we wschodniej Fennoskandii potwierdzają dość liczne dolomity (4,39%). Wskaźnik Dp/Wp jest prawie taki sam, jak w sąsiedniej Moszczenicy, tj. 0,112. Podobne wartości zanotowano także w wielu innych próbkach,

wymienionych w analizie poprzedniego stanowiska. Współczynniki O/K, K/W i A/B wynoszą odpowiednio 1,19, 1,02 i 0,81 (rys. 39b). Zwraca uwagę prawie idealne pokrywanie się ich wartości nie tylko z wynikami analizy próbki B-3 z odkrywki belchatowskiej, reprezentującej subpowierzchniowy horyzont glin warciańskich (rys. 13c), ale także z badaniami próbek B-9a i B-13 (rys. 6d, 9c), pobranych z niewątpliwie przedwarciańskich utworów morenowych. Zupełnie inne wartości współczynników petrograficznych dla glin warciańskich z pobliskiego wiercenia podają Turkowska i Wieczorkowska (1994). Zaznaczyć jednak należy, że otrzymano je na podstawie analizy znacznie drobniejszej frakcji. Szersze korelacje z wynikami standardowych badań petrograficznych frakcji żwirowej nie przynoszą zachęcających rezultatów. Analizy petrograficzne przytoczone przez Czerwonkę i Krzyszkowskiego (1992, 1994) dla glin uznanych za warciańskie prowadzą najczęściej do uzyskania współczynników o wartościach odmiennych od wyliczonych w ramach niniejszego opracowania. Tylko w niewielu przypadkach dostrzegalne jest wyraźne podobieństwo. Dotyczy to wyników badań Czerwonki i Witka (1977) przeprowadzonych na materiale wiertniczym z okolic Międzyrzecza (Sarni Las) oraz analiz Rzechowskiego (1971) z dorzecza środkowej Widawki.

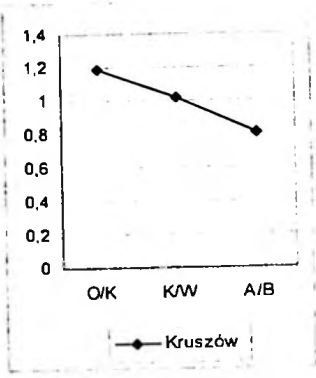
W glinach zwalowych z Kruszowa udało się oznaczyć stosunkowo dużo eratyków przewodnych. Ich udział wynosi 7,8% wszystkich skał bałtycko-fennoskandzkich. Teoretyczne centrum glazowe tego zespołu położone jest w punkcie o współrzędnych geograficznych 17,3°E i 59,6°N, typowych dla utworów warciańskich i pokryło się z TGZ gliny z „Kožmina”. Formuła Hessemana jest taka sama, jak w Moszczenicy, tzn. 4330.

Rozmieszczenie obszarów alimentacyjnych eratyków przewodnych na mapie kołowej (rys. 40) wykazuje absolutną dominację regionu alandzko-bałtyckiego. Mniejsze znaczenie posiada prowincja Dalarna i wybrzeże Smålandu wraz z przyległym obszarem dna Bałtyku i Olandią. Wyjątkowo nieliczne są eratyki z wybrzeża środkowej Szwecji. Zupełnie zabrakło wśród nich granitów Sala, Uppsala i Vänge, zaś obecne są tylko granity sztokholmskie. W grupie skał alandzko-bałtyckich najliczniejsze są typowe granity alandzkie i aplitowe oraz dolomity. Towarzyszą im granity rapakiwi i granitoporfiry alandzkie. Dalarna reprezentują głównie porfiry Bredvad (prawie ¼ okazów z tego obszaru) oraz piaskowce Dała i Digeberga. Skład skał południowoszwedzkich jest dość typowy, gdyż dominują wśród nich czerwone granity smålandzkie, wapienie paleoporellowe z pobliskich wychodni na dnie Bałtyku, różowe granity Växjö i piaskowce Hardeberga.

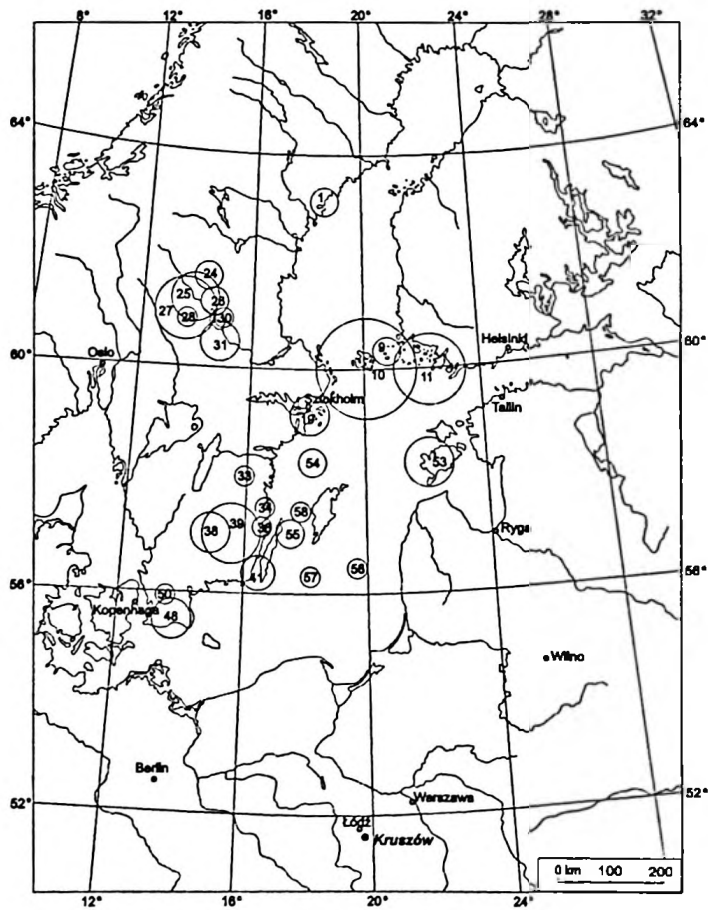
Typy eratyków przewodnych i stosunki ilościowe pomiędzy nimi wskazują na taką samą trasę strumienia lodowego, jaką wyinterpretowano wcześniej dla zespołu glazowego uzyskanego z glin w Moszczenicy. Ten fakt podkreśla stwierdzoną zgodność petrograficzną utworów odsłaniających się w obydwu stanowiskach. Biorąc pod uwagę dość pewną warciańską pozycję stratygraficzną glin zwalo-



Rys. 39a



Rys. 39b



Rys. 40

wych Kruszowa (N a l e w a j k o 1982; T u r k o w s k a, W i e c z o r k o w s k a 1994), należy ten sam wiek przypisać również utworom z Moszczenicy.

Laznowska Wola

Na zapleczu cegielni w Łaznowskiej Woli odsłania się dwudzielny poziom morenowy o miąższości nie mniejszej niż 6 m. Górna część tego poziomu zalega bezpośrednio pod glebą i osiąga miąższość 2,5 do 3 metrów. Budująca go glina jest zabarwiona na brunatno, miejscami, zwłaszcza blisko powierzchni terenu, wykazuje wyraźne symptomy zwietrzenia. Głaziki występują w niej stosunkowo licznie, choć są bardzo małe. Na głębokości około 3 metrów pojawia się druga warstwa gliny. Przejście pomiędzy tymi glinami zachodzi stopniowo i przejawia się przede wszystkim zmianą zabarwienia. W dolnej warstwie dominują kolory brunatnoszare do ciemnoszarych, a po wyschnięciu nawet zupełnie szare. Jest ona także bardziej zwięzła niż górna. Jej miąższość przekracza 3 metry. W obrębie obydwu glin występują niezbyt liczne wkładki piasków. W odślonięciu pobrano dwie próbki: po jednej z wyższej i niższej części horyzontu morenowego, celem sprawdzenia, czy w profilu pionowym stanowiska występuje zmienność składu eratyków przewodnich, a jeżeli tak, to czy pozostaje ona w jakimś związku ze stratygrafią.

Okazało się, że skład petrograficzny obydwu zespołów gładowych pobranych z glin zwałowych w wyrobisku cegielni w Łaznowskiej Woli jest prawie jednakowy. Obie próbki cechuje niski udział skał bliskiego transportu wynoszący 3,07% w dolnej i 2,59% w górnej. Blisko połowę ziaren należących do tej kategorii stanowią mezozoiczne wapienie. Dość liczne są także mułowce i piaskowce. Pozostałe skały lokalne występują najczęściej w postaci pojedynczych ziaren, wśród których trudno dostrzec jakiegokolwiek prawidłowości. Obecność krzemieni

Rys. 39. Uproszczony skład petrograficzny frakcji ponad 20 mm w Kruszowie (a) i wskaźniki petrograficzne dla próbki z Kruszowa (b)

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of the fraction over 20 mm in Kruszów (a)
and petrographical coefficients in the sample from Kruszów (b)

abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 40. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z gliny warciańskiej z Kruszowa

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in Wartian till in Kruszów

for explanation see Fig. 5

i czertów zaznacza się podobnie słabo, jak i typowych skal lokalnych. W obydwu próbkach nie przekracza ona 1,5%.

Na skały bałtycko-fennoskandzkie przypada prawie 96% zebranych w tym stanowisku glazików. Zawartość skal krystalicznych jest jednakowa w całym profilu horyzontu morenowego i wynosi blisko 44%. Niewielka różnica zaznacza się natomiast w udziale wapieni paleozoicznych, które w dolnej glinie obecne są w nieco większej ilości, niż w górnej – odpowiednio: 40,3% i 37,2% (rys. 41a). Ta różnica może po części wynikać z zapoczątkowanego odwapnienia, zachodzącego w trakcie procesów wietrzeniowych.

Wśród rozpoznawalnych wapieni paleozoicznych do najliczniejszych można zaliczyć sylurskie wapienie pelitowe („tłuste”) i krynowide pochodzące ze wschodniej części depresji bałtyckiej. Dość często występują także wapienie beyrichiowe o wychodniach zlokalizowanych w centralnym obszarze Bałtyku. Towarzyszą im dolnopaleozoiczne dolomity, których udział wynosi około 5% całości próbki. Wskaźniki Dp/Wp (0,124 i 0,133) nie odbiegają znacząco od stwierdzonych w innych subpowierzchniowych utworach morenowych zlodowacenia warty. Współczynniki O/K, K/W i A/B są bardzo podobne dla obydwu zespołów glazowych i wynoszą odpowiednio dla dolnej części glin: 1,19, 0,96 i 0,90, zaś dla górnej: 1,19, 1,04 i 0,78 (rys. 41b). Zbliżone dane uzyskano dla wielu próbek pochodzących z glin warciańskich, m.in. z Koźmina, Kruszowa, Moszczenicy, Siedlątkowa, T3 z Kleczewa i środkowej gliny ze Smulsk. Korelację z wynikami analiz petrograficznych drobnej frakcji przedstawiono w poprzednim podrozdziale, poświęconym utworom morenowym z Kruszowa, dla których podstawowe współczynniki petrograficzne przyjmują praktycznie takie same wartości.

Rozpoznawalne skały przewodnie stanowią około 6% eratyków fennoskandzkich obecnych w próbkach – 5,91% i 6,24%. Posłużyły one do wyznaczenia teoretycznych ośrodków glazowych. Punkty te mają współrzędne geograficzne

Rys. 41. Uproszczony skład petrograficzny dolnej części horyzontu morenowego w Łaznowskiej Woli (a) i współczynniki petrograficzne dla dolnej i górnej części glin (b)

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of the lower part of the morainic horizon in Łaznowska Wola (a) and petrographical coefficients in the lower and upper parts of till (b)

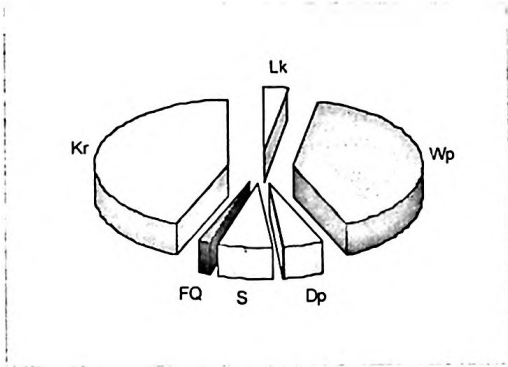
abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 42. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z dolnej części utworów morenowych, odsłoniętych w wyrobisku cegielni w Łaznowskiej Woli

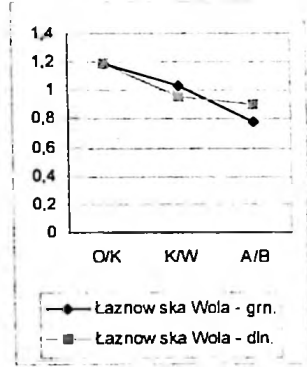
objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the lower part of the morainic deposits, exposed in an outcrop of the brick-yard in Łaznowska Wola

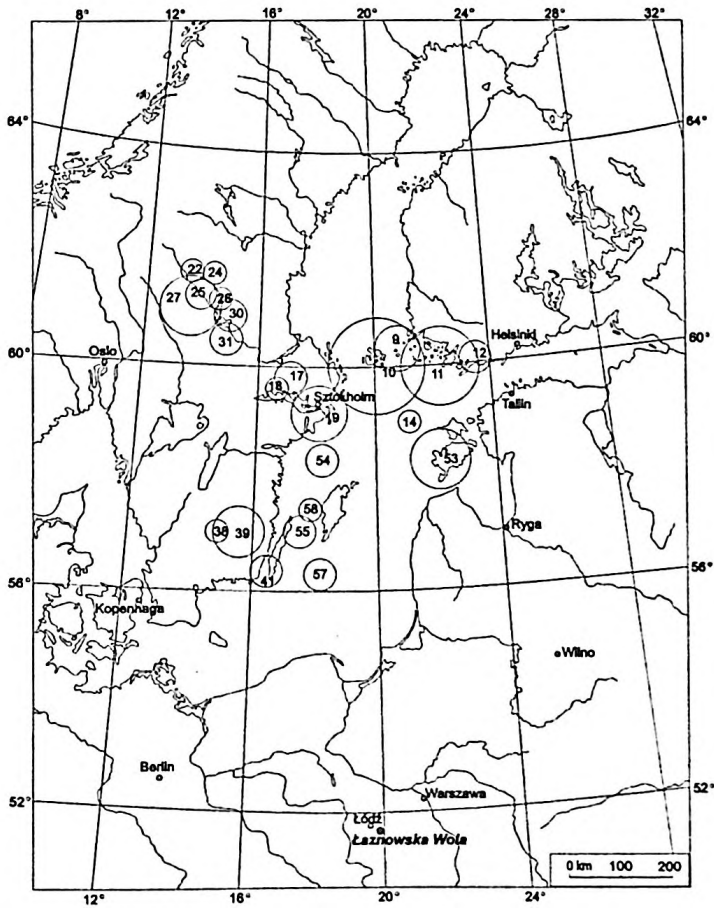
for explanation see Fig. 5



Rys. 41a



Rys. 41b



Rys. 42

18,3°E i 59,8°N dla niższej gliny oraz 17,9°E i 59,6°N dla wyższej. Leżą one bardzo blisko analogicznych punktów, wyliczonych dla środkowej i górnej gliny warciańskiej w odkrywce KWB „Belchatów”. Formuły $H e s e m a n n a$ o wartościach 5320 i 5230, wyrażają zdecydowaną dominację północno-wschodniego obszaru alimentacyjnego. Takie same wartości uzyskano również dla subpowierzchniowych glin warciańskich w Siedlątkowie i w KWB „Belchatów” (próbki B-x, B-3 i B-12).

Mapy kołowe eratyków przewodnich są prawie identyczne dla obydwu części horyzontu morenowego. Jedyńą dość wyraźną różnicą jest znaczne ograniczenie udziału skał pochodzących z wybrzeża środkowej Szwecji w wyższej części glin. Najprawdopodobniej przyczyniły się do tego procesy wietrzeniowe, których intensywność maleje wraz z głębokością. Jest to zgodne z wcześniejszym przypuszczeniem autora, dotyczącym przyczyny mniejszej zawartości wapieni w wyższej części horyzontu morenowego. Zamieszczono mapę przedstawiającą zespół gładzowy występujący w niższej glinie, ponieważ jej skład jest niewątpliwie mniej zmodyfikowany przez wietrzenie i – tym samym – bardziej zbliżony do pierwotnego (rys. 42). Najbardziej charakterystyczną cechą tego zespołu gładzowego jest bardzo duży udział eratyków z regionu alandzko-bałtyckiego. Wśród nich najliczniejsze są granity alandzkie aplitowe i średnioziarniste oraz dolomity. Do stosunkowo pospolitych typów skał z tamtego regionu należy zaliczyć także rapakiwi i granitoporfiry alandzkie oraz pyterlity. W próbce nie stwierdzono eratyków przewodnich, pochodzących z „kontynentalnej” części Finlandii, z wyjątkiem granitu Perniö. Jednak wychodnia tej skały najprawdopodobniej przedłuża się w kierunku zachodnim pod dno Bałtyku (S m e d 1994). Stosunkowo dużo eratyków przewodnich pochodzi z prowincji Dalarna. Skład tej grupy odróżnia się od większości warciańskich zespołów gładzowych obecnością zaledwie jednego ziarna porfiru Bredvad, podczas gdy zwykle jest on jednym z najliczniejszych eratyków dalarneńskich. Pozostałe skały przewodnie z tego regionu występują w typowych proporcjach, tzn. dominują piaskowce Dala i Digeberga oraz granity Siljan. Eratyki środkowego wybrzeża Szwecji i przyległego obszaru Bałtyku są reprezentowane przez granity sztokholmskie. Granity Sala i Uppsala występują w postaci pojedynczych klastów, zaś brunatnych porfirów bałtyckich w analizowanej próbce zupełnie nie było. Narzutniaki smålandzkie należą do najmniej licznych. Jedyne czerwony granit smålandzki jest dość pospolity. Znacznie liczniejsze są natomiast skały pochodzące z dna depresji bałtyckiej w rejonie wysp Olandia i Gotlandia. Należą do nich głównie wapień paleoporellowe i piaskowce Tessini.

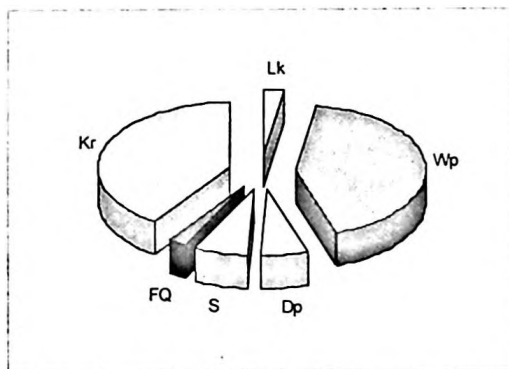
Strumień lodowy, odpowiedzialny za odłożenie utworów morenowych Łaznowskiej Woli, przebył tę samą drogę, jaką wykazano wcześniej dla odśloneńcia w Moszczenicy. Próba większego sprecyzowania jego drogi nie jest celowa, gdyż najprawdopodobniej zmieniał on swój przebieg w niewielkich granicach.

Brzeziny-Paprotnia

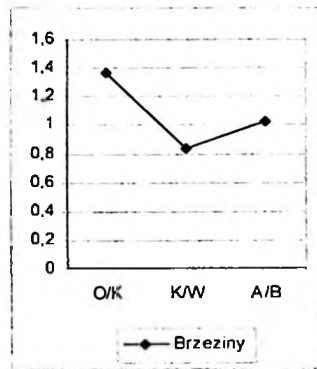
W wyrobisku czynnej cegielni na zachodnim przedmieściu Brzezin występują gliny zwałowe uznane przez Trzmieła i Nowackiego (1987) za warciańskie. Najpełniejszy profil tych utworów widoczny jest na północnej ścianie odkrywki. Tworzą go stosunkowo jednorodne, słabo zwięzłe gliny o zabarwieniu brunatnym i brunatnoszarym. Ich całkowita miąższość przekracza 6 metrów. Sugerowana przez Trzmieła i Nowackiego (1987) dwudzielność glin warciańskich wydaje się być wynikiem przede wszystkim nasilonego wietrzenia ich najwyższych partii i w wielu miejscach zupełnie nie jest czytelna. Tam, gdzie dwudzielność jest lepiej widoczna, górną warstwę tworzą mało zwięzłe piaszczyste gliny, osiągające miąższość około 1,5 m. Zawierają one dość liczne piaszczyste wkładki i wykazują ślady warstwowania oraz małoskalowe deformacje. Ich zabarwienie zwykle jest brązowe ale w wielu miejscach zmienia się na szaroniebieskawe. Głaziki o frakcji ponad 20 mm występują niezbyt licznie, zaś kilkunastocentymetrowe ziarna należą do rzadkości. Skąły plutoniczne i metamorficzne bogate w biotyt są bardzo mocno zwietrzałe. Leżąca niżej warstwa gliny osiąga miąższość 4,5–5 m. Podobnie jak wyższa, jest stosunkowo mało zwięzła i zasobna we frakcję psamitową. Miejscami czytelne są ślady warstwowania poziomego i niewielkie zaburzenia. W wyrobisku pobrano tylko jedną próbkę, wychodząc z założenia, że górne gliny stanowią wyłącznie strefę wietrzeniową horyzontu morenowego.

Zawartość skał lokalnych w materiale szkieletowym glin z Brzezin nie odbiega od wartości notowanych w pobliskich stanowiskach i wynosi prawie 2,5% (rys. 43a). Ich skład jest jednak zupełnie inny. Najważniejszą rolę w tej grupie odgrywają okruchy węgla brunatnego, mulowce i konglomeraty fosforytowe. Nieliczne są natomiast mezozoiczne wapienie. Wydaje się, że przyczyną znikomego udziału tych skał jest obecność na północnym i północno-zachodnim przedpolu odkrywki prawie wyłącznie neogennych utworów klastycznych z wkładkami węgla brunatnego (Piwocki 1980; Trzmieł, Nowacki 1987). Podobnie niski jest udział krzemienia i czertów (1,91%). Pochodzą one albo z inkorporowanych starszych utworów glacialnych, albo z niewielkich podczwartorzędowych wychodni skał mezozoicznych położonych w środkowej lub północno-zachodniej Polsce (Piwocki 1980).

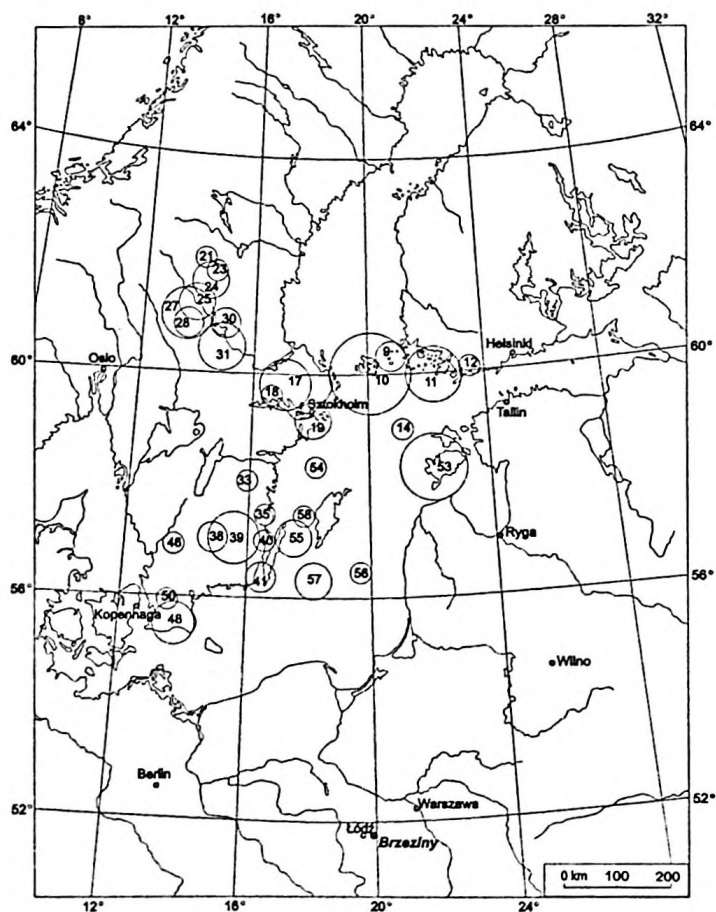
Podstawową częścią analizowanego zespołu glazowego są skały bałtycko-fennoskandzkie o sumarycznym udziale wynoszącym 95,6%. Wapienie paleozoiczne są nieco liczniejsze od skał krystalicznych ale różnica wynosi tylko 2% (odpowiednio 42,5% i 40,5%). Skład wapieni jest prawie taki sam, jak w większości przeanalizowanych próbek warciańskich. Oprócz typowych wapieni bałtyckich, których wychodnie na dnie Bałtyku są bardzo rozległe, licznie występują, wywodzące się ze wschodniej części depresji bałtyckiej, sylurskie wapienie pelitowe („tłuste”) oraz wapienie beyrichiowe i krynoidowe. Ważnym przedstawicielem



Rys. 43a



Rys. 43b



Rys. 44

skal węglanowych są w glinach z Brzezin dolomity. Ich odsetek wynosi 5.9%. Odpowiada to wskaźnikowi D_p/W_p równemu 0,138. Wartość ta jest zbliżona do danych obliczonych dla wielu innych horyzontów morenowych zlodowacenia warty i potwierdza wschodniofennoskandzkie pochodzenie materiału. Wskaźniki petrograficzne O/K, K/W i A/B, określone dla frakcji ponad 20-milimetrowej, wynoszą odpowiednio: 1,36, 0,84 i 1,03 (rys. 43b). Podobne wartości i zbliżony kształt wykresu, uzyskano dla górnych horyzontów morenowych w odkrywcce bełchatowskiej (próbki B-x i B-12), dla najniższej gliny w Kleczewie, górnej gliny w Smulsku i w Gostyninie (rys. 13c, 19b, 31b). Spróbowano także prześledzić ewentualne związki otrzymanych wskaźników z wynikami standardowych badań petrograficznych frakcji 5–10 mm. Okazało się, że przedstawione powyżej dane wykazują duże podobieństwo do wyników badań glin odrzańskich z wiercenia w pobliskim Plichtowie (T r z m i e l, N o w a c k i 1987). Ci sami autorzy zauważyli nawet podobieństwo cech makroskopowych materiału wiertniczego z Plichtowa do niższej części glin z Brzezin. Nasuwa się więc pytanie: dlaczego utwory te uznane zostały za odrzańskie, a nie warciańskie, skoro nawet ich współczynniki petrograficzne nie były zgodne z wyznaczonymi dla glin zlodowacenia odry w innych stanowiskach (na arkuszach Łódź-Wschód i Brzeziny Szczegółowej mapy geologicznej Polski – T r z m i e l, N o w a c k i 1987, T r z m i e l 1993)?

Zespół glazowy, pobrany w wyrobisku w Brzezinach, zawiera stosunkowo niewiele oznaczalnych skał przewodnich. Stanowią one tylko 5,19% całkowitej liczby klastów bałtycko-fennoskandzkich. Teoretyczne centrum glazowe tego zespołu położone jest w punkcie o współrzędnych 17,0°E i 59,5°N. Formuła H e s e m a n n a równa 3430 wskazuje na dość wyrównane proporcje pomiędzy eratykami, pochodzącymi z trzech podstawowych obszarów alimentacyjnych.

Na zamieszczonej mapie eratyków przewodnich występujących w glinie w Brzezinach (rys. 44), widoczna jest przewaga skał pochodzenia północnego nad materiałem południowoszwedzkim. Najliczniejsze są narzutniaki z regionu

Rys. 43. Uproszczony skład petrograficzny frakcji ponad 20-milimetrowej w glinach z Brzezin (a) i współczynniki petrograficzne (b)

nazwy skał jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of the fraction over 20 mm in the tills from Brzeziny (a) and petrographical coefficients (b)

abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 44. Obszary alimentacyjne eratyków przewodnich z glin cegielni w Brzezinach

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in tills of the brick-yard in Brzeziny

for explanation see Fig. 5

alandzkiego i z Dalarna. Nie zauważa się jednak tak wyraźnego ograniczenia liczby eratyków ze Smålandu, jak ma to miejsce w większości pozostałych warciańskich zespołów głazowych. Reprezentują je głównie czerwone granity smålandzkie z niebieskawym kwarcem. Pozostałe skały z tego regionu, zwłaszcza pochodzące z głębi łądu, jak np. różowy granit Väjö, występują tylko w postaci pojedynczych ziaren. Rozpoznano także stosunkowo liczne dolnokambryjskie piaskowce o wychodniach zlokalizowanych w Skanii i w Cieśninie Kalmarskiej.

Eratyki z dna Bałtyku to, w przeważającej mierze, dolnopaleozoiczne wapienie paleoporellowe i beyrichiowe. Północna część głównego akwenu Morza Bałtyckiego dostarczyła znacznych ilości dolomitów. Częściowo na morskim dnie, częściowo na Wyspach Alandzkich, położone są rozległe wychodnie granitów i innych skał krystalicznych. Ich najliczniejszymi przedstawicielami w utworach morenowych w Brzezinach są alandzkie granity aplitowe oraz typowe granity alandzkie. Rapakiwi alandzkie, granitoporfiry alandzkie i granity Prick występują w mniejszych ilościach. Zaskakujący jest prawie zupełny brak bałtyckich porfirów kwarcowych. Materiał z Dalarna obecny jest w Brzezinach w postaci czerwonych porfirytów Grönklitt i piaskowców Dala i Digeberga. Niejasny jest stosunkowo niski udział porfiru Bredvad, który zazwyczaj jest najpospolitszym krystalicznym narzutniakiem dalarneńskim. Wybrzeże środkowej Szwecji reprezentują granity Uppsala. Inne skały z tego regionu są stosunkowo rzadkie w analizowanych osadach. Droga strumienia lodowego zmierzającego w kierunku Brzezin nie różni się niczym od przedstawionej wcześniej dla utworów morenowych z Moszczenicy, Kruszowa i Łaznowskiej Woli.

Chociw

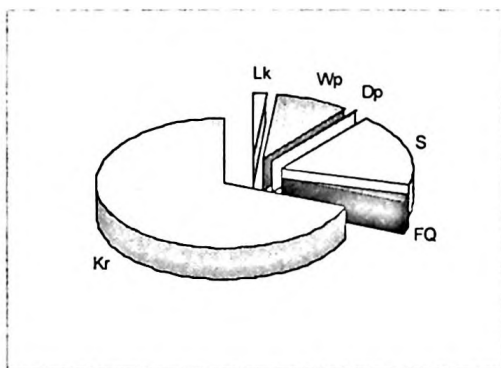
Wyrobisko cegielniane w Chociwiu jest najdalej na wschód wysuniętym punktem badawczym niniejszego opracowania (rys. 1). Odslonięty odcinek horyzontu morenowego posiada miąższość 1,5–2 m i rozciągłość w kierunku równoleżnikowym ponad 100 m. Lokalnie miąższość glin ulega znacznemu ograniczeniu. Występująca w Chociwiu glina jest zabarwiona na brunatny kolor. Cechuje się wyraźnymi śladami zaawansowania procesów wietrzeniowych, w tym bardzo małą zawartością skał węglanowych. Odwapnienie objęło praktycznie cały horyzont morenowy.

W zwietrzałych utworach morenowych w Chociwiu udział materiału lokalnego wynosi tylko 1,75%. Odsetek krzemieni i czertów nie odbiega znacznie od wartości określonych w niezwiertzałych utworach warciańskich i wynosi 1,36%. Ogólna zawartość materiału bałtycko-fennoskandzkiego jest – podobnie, jak w innych przeanalizowanych próbkach – bardzo wysoka (96,9%) ale stosunki pomiędzy skałami, włączonymi do tej grupy uległy znaczącej modyfikacji. Najczęściej liczby ziaren wapieni paleozoicznych i skał krystalicznych są bardzo zbliżone i różnica

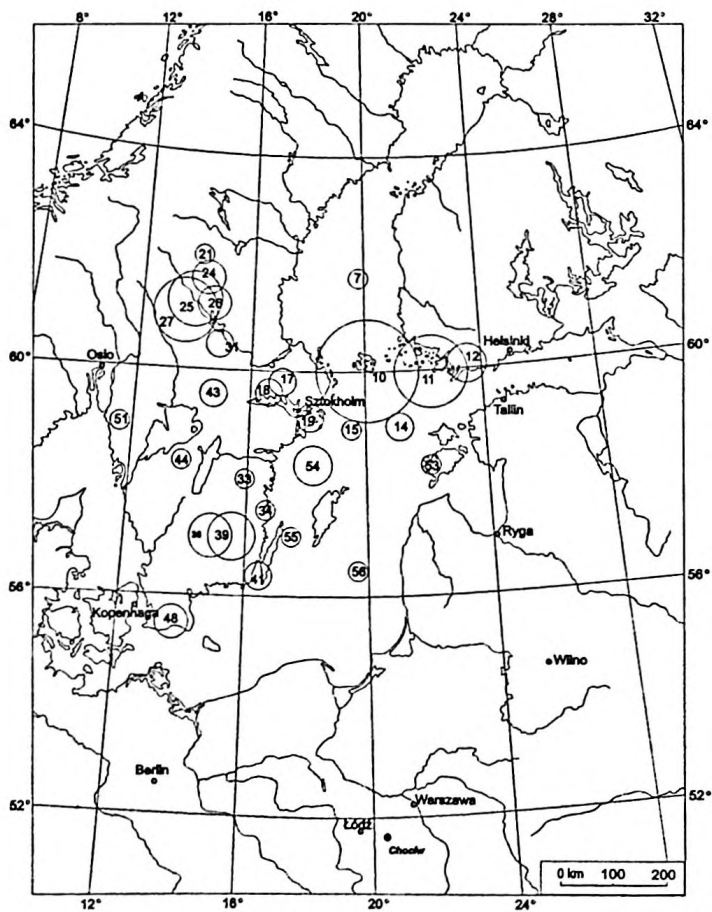
ich udziałów nie przekracza kilku procent. W opisywanym przypadku wapienie paleozoiczne stanowią zaledwie nieco ponad 9,2% zespołu głazowego, podczas gdy na skały krystaliczne przypada aż 69,8% (rys. 45). Olbrzymiej redukcji uległa również zawartość dolomitów. W próbkach stanowią one element śladowy – zidentyfikowano jedynie 2 ziarna na ponad tysiąc przeanalizowanych. Wśród rozpoznawalnych wapieni paleozoicznych najliczniejsze są wapienie pelitowe („tłuste”) oraz krynoidowe. Obniżenie zawartości skał węglanowych zostało wyrównane nie tylko przez skały krystaliczne, ale także piaskowce i kwarcyty, których udział wzrósł ponad dwukrotnie w stosunku do średniego dla utworów warciańskich. Ze względu na tak duże zmiany składu zespołu głazowego uwarunkowane wietrzeniem, zrezygnowano z obliczania jakichkolwiek współczynników petrograficznych, gdyż byłyby nieporównywalne z wynikami zarówno własnymi, jak i obcymi.

Odsetek zidentyfikowanych skał przewodnich w przeanalizowanym zespole jest wyjątkowo wysoki – 10,92%. Uwarunkowane jest to typowo wschodnio-bałtyckim (alandzkim) charakterem zespołu, w którym liczne są łatwo rozpoznawalne skały z regionu Wysp Alandzkich (por. M e y e r 1985) oraz redukcją skał węglanowych, spośród których wywodzi się znikoma liczba eratyków przewodnich. W ten sposób wyeliminowaniu uległa znaczna część prawie „niemego” tła zespołu głazowego, zaś wzrost udziału skał krystalicznych automatycznie doprowadził do pozornego podwyższenia oznaczalności. Teoretyczne centrum głazowe narzutniaków z Chociwia położone jest w sąsiedztwie TGZ obliczonych dla utworów morenowych z Siedlątkowa, Koźmina, Kruszowa i horyzontu T3 z odkrywki „Józwin”. Jego współrzędne geograficzne wynoszą 17,4°E i 59,7°N. Formuła H e s e m a n n a (5320) wyraża absolutną przewagę skał z północno-wschodniej Fennoskandii i dokładnie odpowiada wynikom badań próbek warciańskich z Belchatowa, Łaznowskiej Woli i Siedlątkowa. W świetle powyższych faktów, zgodność wyników badań głazowych próbek z Chociwia z pozostałymi zespołami głazowymi pobranymi z utworów warciańskich nie podlega dyskusji.

Rozmieszczenie zidentyfikowanych eratyków wskaźnikowych na mapie kołowej (rys. 46) odbiega w wielu szczegółach od typowego dla utworów zlodowacenia warty (np. rys. 40, 42, 44). Dotyczy to zwłaszcza roli dolomitów i charakterystycznych typów wapieni paleozoicznych (ortocerasowych, paleoporellowych i beyrichiowych), które praktycznie nie pojawiły się na analizowanej mapie. Zredukowany został także udział czarno-białych granitów z Upplandu i okolic Sztokholmu. Potwierdza to wyrażane wcześniej opinie o zwiększonej podatności na wietrzenie tych, stosunkowo bogatych w biotyt, skał plutonicznych (R i c h t e r 1933; M a r c z i n s k i 1968b; D u d z i a k 1985). Wyeksponowaniu uległ natomiast olbrzymi udział skał alandzkich i dość duży dalarnańskich. Znaczenie południowej Szwecji nie zmieniło się diametralnie, o ile pominięta zostanie redukcja skał osadowych. Pojawienie się na mapie szeregu eratyków, których nie zanoto-



Rys. 45



Rys. 46

wano w innych stanowiskach utworów warciańskich, wynika z przeanalizowania większej ilości skal krystalicznych, a co za tym idzie – zwiększenia szansy znalezienia również dość rzadkich skal przewodnich.

Do najpospolitszych narzutniaków przewodnich regionu zachodniofińskiego (włącznie z Wyspami Alandzkimi) należą alandzkie granity rapakiwi, granity aplitowe i średnioziarniste granity alandzkie. Region Dalarna reprezentują głównie skały dość odporne na wietrzenie, tzn. porfiry Bredvad, piaskowce Dala i Digeberga oraz czerwone porfiryty Grönklitt. Dość licznie występują również ignimbryty. Jednocześnie zauważalny jest wyraźny spadek udziału, pochodzących z tego regionu, skal plutonicznych.

Interpretacja mapy prowadzi do wykreślenia bardziej zachodniej drogi lodu, aniżeli trasy opisane na podstawie eratyków z innych odsłonień utworów warciańskich. Nie należy jednak wysuwać na tej podstawie przypuszczenia o istnieniu odrębnego przestrzennie lub czasowo strumienia lodowego, odpowiedzialnego za depozycję glin na Wysoczyźnie Rawskiej. To pozorne przesunięcie trasy lodu na zachód utwarunkowane zostało widoczną na mapie (rys. 46) redukcją zawartości przewodnich i statystycznych skal osadowych, o wychodniach zlokalizowanych na dnie depresji bałtyckiej.

Gostynin

Cała Kotlina Płocka, aż po okolice Gostynina, leży w zasięgu fazy poznańskiej zlodowacenia północnopolskiego (Skompski 1969). W przebadanym przez autora profilu utworów czwartorzędowych w starym wyrobisku cegielni w Lisicy, na południe od Gostynina, stwierdzono występowanie aż trzech horyzontów morenowych. Środkowy i górny w prawie całej odkrywce zalegają bezpośrednio jeden na drugim. Tylko w części południowo-wschodniej notuje się obecność wkładek warstwowanych żwirów i gruboziarnistych piasków w spągu górnej

Rys. 45. Uproszczony skład petrograficzny zespołu glazowego pobranego ze zwietrzałych glin morenowych w Chociwiu

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of the erratic assemblage collected in the weathered tills in Chociw

abbreviations of rocks as in Fig. 4

Rys. 46. Obszary alimentacyjne eratyków wskaźnikowych w próbce z Chociwia

objaśnienia jak na rys. 5

Parent areas of indicator erratics in the sample from Chociw

for explanation see Fig. 5

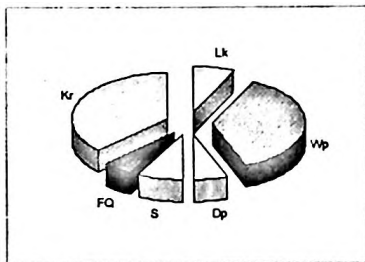
gliny. Najniższy poziom odsłania się na odcinku zaledwie dwóch metrów, gdzie podściela środkową glinę. Odsłonięta część najniższego poziomu morenowego posiada miąższość około 1,5 m. Budują go wyraźnie warstwowane ilaste gliny o ciemnobrązowym zabarwieniu. Utwory te są prawie zupełnie pozbawione głązków o wymiarach przekraczających 20 mm.

Środkowy horyzont morenowy, mający miąższość 3–3,5 m, zbudowany jest z masywnej, zwartej gliny o stosunkowo jasnym, brunatnoszarym zabarwieniu. W całym horyzoncie zaznaczają się wyraźne powierzchnie oddzielności pionowej, natomiast poziomej praktycznie nie ma. Tylko miejscami widoczne są wkładki utworów zawierających znacznie więcej frakcji psamitowej. Głązki występują w nim niezbyt licznie. Najmłodszy horyzont morenowy zalega bezpośrednio pod glebą. Jego miąższość wynosi około 2,4 m. Budują go piaszczyste gliny o jasno-brunatnym zabarwieniu (jaśniejszym od środkowych) z lokalnymi seledynowymi i szaroniebieskawymi przebarwieniami. W przeciwieństwie do niższego horyzontu, występują w nim poziome, nieciągłe powierzchnie oddzielności. Ziarna o średnicy przekraczającej 20 mm są dość rzadkie. Górna część gliny wykazuje wyraźne oznaki zwietrzenia włącznie z zapoczątkowaną dekalcyfikacją. Wydaje się, że dwie górne gliny mogą stanowić odpowiednik, wydzielonych dalej na północy przez Skompskię (1969), dwóch subfaz fazy poznańskiej.

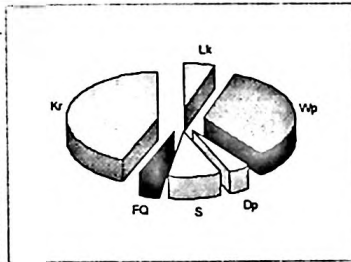
W odsłonięciu pobrano dwie próbki. Pierwsza z nich zawiera materiał z najwyższego horyzontu morenowego. Nie wykorzystano jedynie ziaren występujących w najintensywniej zwietrzalej górnej jego części, sięgającej do około 1 m poniżej spągu gleby. Druga próbka obejmuje głązki pochodzące ze środkowej gliny. Obydwie próbki są niewielkie (705 głązków z dolnej gliny i 515 z górnej), ale pozwalają na przynajmniej wstępną interpretację materiału przyniesionego przez ostatnie zlodowacenie.

Rola skał lokalnych w Gostyninie jest ponad dwukrotnie większa, niż w warciańskich zespołach głązowych. Skały te stanowią około 7,1% całkowitej liczby przebadanych ziaren ze środkowej gliny i 5,4% z górnej. Towarzyszą im proporcjonalnie liczne kredowe krzemienie i czerty – odpowiednio 5,0% i 3,5%. Wśród skał lokalnych najliczniejsze są górnokredowe margliste piaskowce i mułowce, stanowiące znacznie ponad połowę tej grupy. Wapienie mezozoiczne mają natomiast zdecydowanie drugorzędne znaczenie. Przyczyny tego stanu należy dopatrywać się w budowie geologicznej północnego przedpola analizowanego stanowiska. Podłoże podczwartorzędowe tworzą na tym obszarze głównie skały neogenu (Oberc *et al.* 1968). Na wschód od Gostynina, pod czwartorzędem występują także utwory kredy, skąd mogą wywodzić się wspomniane wyżej piaskowce i mułowce. Podłoże na znacznej części przedpola jest dodatkowo odizolowane od utworów vistuliańskich starszymi osadami czwartorzędowymi – na większości obszaru Kotliny Płockiej glinami zlodowaceń środkowopolskich (Skompski 1969). W niewielkiej odległości od Gostynina nie było zatem możliwości inkorporacji wapieni mezozoicznych.

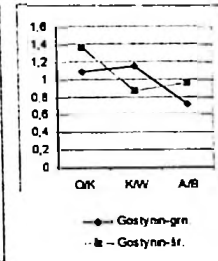
Skały bałtycko-fennoskandzkie stanowią około 90% przebadanych ziaren – 87,95% w środkowej glinie i 91,06% w górnej. Środkowy horyzont cechuje się zrównoważonym udziałem wapieni paleozoicznych i skał krystalicznych po 37% (rys. 47a), zaś w górnym przeważają skały krystaliczne – 43,7% w stosunku do 34,4% (rys. 47b). Zróżnicowanie zaznacza się także w składzie wapieni paleozoicznych i w zawartości dolomitów. Wydaje się, że środkowa glina reprezentuje bardziej wschodni region alimentacyjny. Wskazuje na to podwyższona w niej zawartość dolomitów (5,96%) oraz stosunki pomiędzy ważniejszymi typami wapieni paleozoicznych. Zupełnie inny charakter ma zespół głązowy, pobrany z górnej gliny. Już samo podwyższenie udziału skał krystalicznych (kosztem wapieni) może być traktowane jako dowód przesunięcia się obszaru alimentacyjnego na zachód – z niecki Bałtyku wyłożonej dolnopaleozoicznymi skałami osadowymi w kierunku dzisiejszego terytorium Szwecji, gdzie w podczwartorzędowym podłożu występują prawie wyłącznie skały magmowe i metamorficzne. Tę hipotezę potwierdzają stosunki pomiędzy rozpoznawalnymi typami wapieni paleozoicznych. Udział „tłustych” wapieni pelitowych jest stosunkowo niewielki, wzrósł natomiast znacznie, w porównaniu z poprzednią próbką, odsetek wapieni paleoporellowych i ortocerasowych. Znaczenie dolomitów zmalało w stosunku do niższej gliny, co wyraża się spadkiem ich udziału o ponad 2% (3,88%). Konsekwencją tego spadku była również zmiana współczynnika Dp/Wp z 0,161 w środkowym horyzoncie do 0,113 w górnym. Współczynniki O/K , K/W i A/B wynoszą odpowiednio 1,37, 0,86 i 0,96 dla środkowej gliny oraz 1,08, 1,14 i 0,72 w górnej (rys. 47c).



Rys. 47a



Rys. 47b



Rys 47c

Rys. 47. Uproszczony skład petrograficzny grubej frakcji w glinach z okolic Gostynina:
a – glina środkowa, b – glina górna, c – wskaźniki petrograficzne

nazwy skal jak na rys. 4

Simplified petrographical composition of coarse fraction in tills near Gostynin: a – middle till,
b – upper till, c – petrographical coefficients

abbreviations of rocks as in Fig. 4

Zarówno uproszczony skład petrograficzny, jak i przedstawione powyżej podstawowe wskaźniki są zupełnie inne, niż w najwyższej glinie w odkrywce „Józwin”, także uważanej za vistuliańską. Na interpretację tej rozbieżności należy poczekać, aż zostanie zebrana i przeanalizowana większa ilość materiału glazowego z utworów ostatniego zlodowacenia.

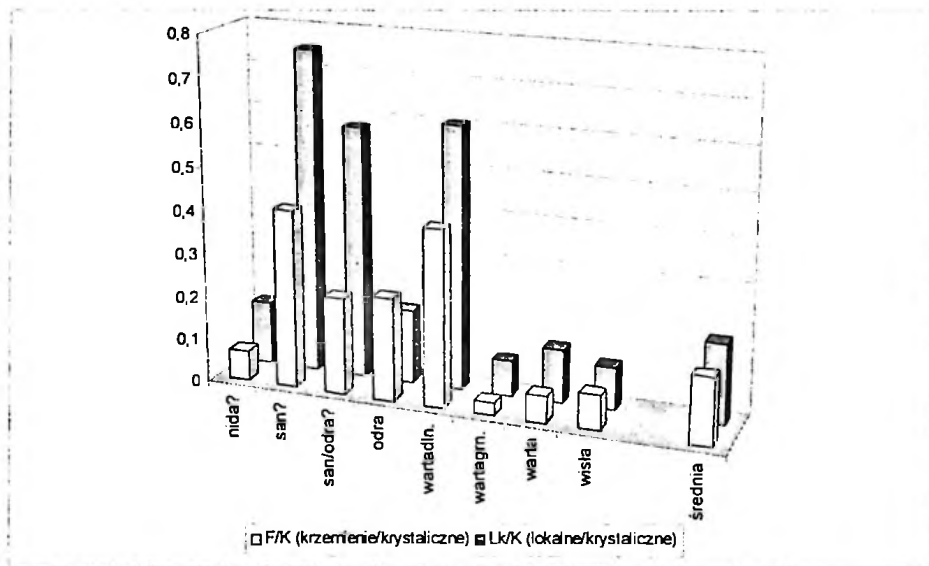
Rozpoznane skały przewodnie stanowią 5,16% narzutniaków bałtycko-fennoskandzkich pobranych ze środkowej gliny i aż 9,38% pochodzących z górnego poziomu morenowego. Teoretyczne ośrodki glazowe dla obydwu horyzontów morenowych różnią się znacznie (16.0°E i 59.9°N dla niższego horyzontu oraz 16.6°E i 59.7°N dla wyższego), na co wpłynęła zapewne zbyt mała liczebność próbek. Punkty te leżą stosunkowo blisko TGZ gliny T4 z odkrywki „Józwin” koło Konina. Formuły $H e s e m a n n a$ wynoszą 2440 i 3340, co wskazuje na mały udział materiału pochodzenia wschodniofennoskandzkiego przy dość wyrównanej randze eratyków ze środkowej i południowej Szwecji. Niewielka liczba zidentyfikowanych eratyków wskaźników (w środkowej glinie 32 okazy, a w górnej 44) nie pozwala na wiarygodną analizę map kołowych.

MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA ANALIZ PETROGRAFICZNYCH FRAKCJI KAMIENISTEJ (PONAD 20 MM) W BADANIACH STRATYGRAFICZNYCH UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH POLSKI ŚRODKOWEJ

Analizując frakcję kamienistą utworów glacialnych środkowej Polski, autor dążył do wykrycia cech najwyraźniej różnicujących utwory glacialne różnego wieku. Cechy te winny stanowić narzędzie przydatne do rozpoziomowania stratygraficznego niemych utworów glacialnych. W tym celu przetestowano dziesiątki wskaźników petrograficznych i metod (niektóre z nich modyfikując), stosowanych w różnych krajach europejskich. W wielu przypadkach testy zakończyły się wynikiem negatywnym. Stwierdzano bądź zupełne rozproszenie wyników, bądź przewagę lokalnej zmienności składu petrograficznego (w jednym horyzoncie morenowym) nad zróżnicowaniem w profilu pionowym.

Przeprowadzone badania wykazały brak możliwości wykorzystania wskaźnika F/K (krzemienie i czerty/skaly krystaliczne) do rozpoziomowania utworów glacialnych. Wynika to głównie z lokalnego charakteru większości konkrekcji chalcedonowych obecnych w utworach glacialnych środkowej Polski, na co zwracał już uwagę R ó ż y c k i (1965). Opinię tę potwierdzają zaobserwowana przez autora wyraźna dodatnia korelacja zawartości krzemieni i czertów z udziałem materiału lokalnego (rys. 48) oraz duże lateralne zróżnicowanie zawartości wspomnianych grup petrograficznych w przebadanych utworach. Powyższa korelacja zanika bardzo szybko wraz z wietrzeniem. Dodatkowym mankamentem jest, w większości przypadków, brak możliwości odróżnienia krzemieni i czertów pochodzących ze Skanii, Zachodniego Pomorza i z dna przyległej części Bałtyku od również mezozoicznych krzemieni lokalnych.

Lepsze wyniki daje analiza zawartości eratyków dolomitowych. Wykorzystywany zwykle w badaniach petrograficznych wskaźnik Dp/Wp stanowi wyraz udziału wschodniej części depresji bałtyckiej w dostawie materiału szkieletowego glin zwałowych. Ścisłe powiązanie w powyższym współczynniku dolomitów i wapieni nie wydaje się jednak najlepszym rozwiązaniem, ponieważ obydwie analizowane skaly pochodzą praktycznie z tego samego obszaru. W związku z tym, przesunięcie obszaru alimentacyjnego łądolodu w kierunku zachodnim, wyrażone spadkiem zawartości dolomitów, jest częściowo maskowane jednoczes-



Rys. 48. Wskaźniki petrograficzne F/K i Lk/K w utworach morenowych środkowej Polski

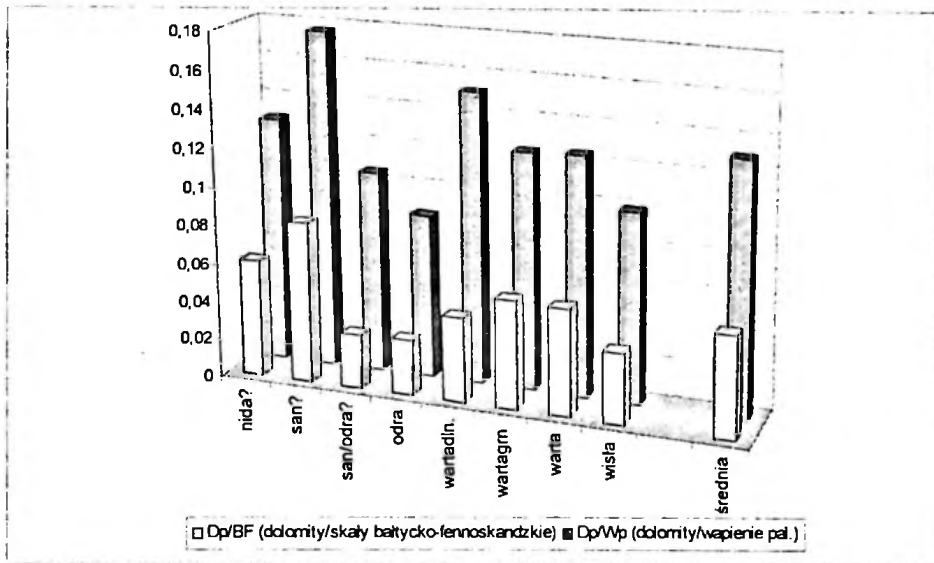
Petrographical coefficients F/K (flints/crystalline rocks) and Lk/K (local rocks/crystalline rocks) in morainic deposits of Middle Poland

nym (mniej wyraźnym) zmniejszeniem udziału wapieni. Czytelniejsze rezultaty daje analiza stosunku dolomitów do skał krystalicznych lub do ogółu eratyków fennoskandzkich (rys. 49). Dokumentuje to zestawienie względnych różnic pomiędzy obydwoma wskaźnikami, obliczonymi dla glin najbogatszych (san) i najuboższych w dolomity (odra). Wynoszą one 120% dla wskaźnika Dp/Wp i około 200% dla Dp/BF.

Analiza zawartości dolomitów wskazuje na duży udział wschodniego obszaru alimentacyjnego w dostawie materiału podczas zlodowaceń nidy, sanu i warty oraz znaczące przemieszczenie się strefy alimentacji na zachód w okresie zlodowacenia odry. Pozwala również na wstępne powiązanie wątpliwych utworów odkrywki bełchatowskiej (opisanych na rys. 49 jako „san/odra?”) ze zlodowaczeniem odrzańskim.

Wykorzystanie innych wskaźników petrograficznych, stosowanych m.in. przez Richtera (1933, 1961), Ladwiga (1938), Cepka (1961), Marczińskiego (1968a), Groetznera (1972), nie przyniosło pozytywnych rezultatów.

Wszystkie próbki zostały również przeanalizowane przy pomocy procedury wykorzystywanej przez Rechowskiego (1971) dla drobnej frakcji

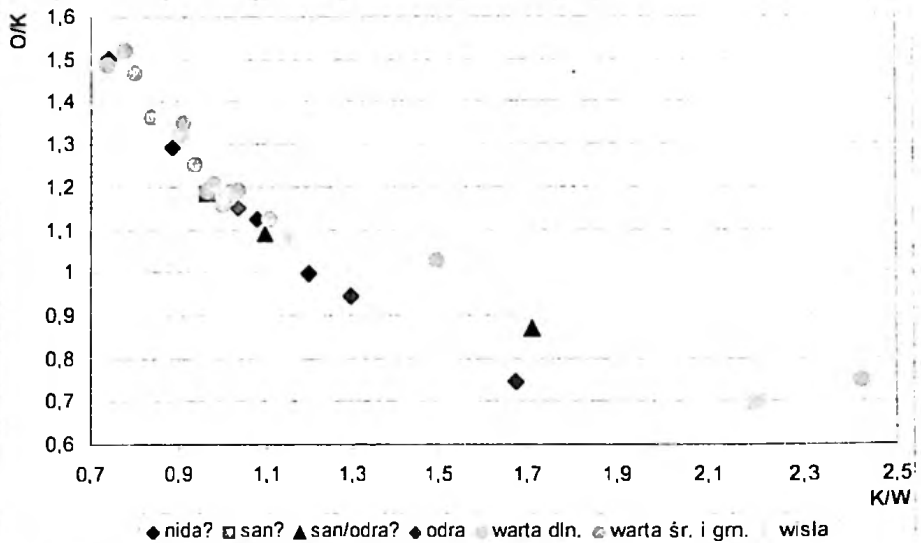


Rys. 49. Eratyki dolomitowe w różnowiekowych utworach morenowych

Dolomitic erratics in the morainic deposits of different ages

zwirowej. Zestawienie uzyskanych w ten sposób wyników z klasycznymi (przeprowadzonymi we frakcji 5–10 mm) analizami tych samych utworów prowadzi do wniosku, że próby korelacji stratygraficznych, bazujące na analizach różnych frakcji, są błędne metodycznie. Opinia G a i g a l a s a (1964) o jednorodności uproszczonego składu petrograficznego bez względu na frakcję nie znalazła tym samym potwierdzenia w utworach morenowych Polski Środkowej.

Ograniczenie się do porównywania wykresów wykonanych wyłącznie dla frakcji ponad 20 mm pozwala wykazać podobieństwo uproszczonego składu petrograficznego jednowiekowych utworów z różnych stanowisk badanego obszaru. Do zbiorczej prezentacji graficznej wyników badań petrograficznych posłużono się metodą przedstawioną ostatnio przez K e n i g (1998). Na wykonanym tą metodą wykresie wyraźnie zaznacza się koncentracja punktów obrazujących skład frakcji kamienistej utworów warciańskich, podczas gdy pozostałe horyzonty glacialne cechują się stosunkowo dużym rozproszeniem wyników, uwarunkowanym najprawdopodobniej różną skalą zaawansowania procesów wietrzeniowych (rys. 50).



Rys. 50. Wyniki uproszczonych badań petrograficznych frakcji kamienistej

prezentacja graficzna wg K e n i g (1998); pominięto próbki odwapnione

Results of simplified petrographical analyses of coarse material

the graphic presentation method after K e n i g (1998); decalcified samples were omitted

Metoda H e s e m a n n a (1930b) okazała się w środkowej Polsce niezbyt skuteczna. Zaobserwowane zróżnicowanie wartości formuł H e s e m a n n a jest zdecydowanie mniejsze, niż podawane przez autora metody (1931b, 1932) dla terytorium północnych Niemiec (w granicach sprzed II wojny światowej). Niejasny jest zwłaszcza mniej wschodni charakter formuł, obliczonych dla utworów zlodowaceń południowopolskich w okolicach Łodzi od formuł podawanych dla osadów Elsterianu w Niemczech (tab. 4). Utwory odrzańskie odpowiadają składem (duży udział eratyków południowoszwedzkich) swoim odpowiednikom z Niemiec. Podobna zgodność występuje też w osadach warciańskich. Próbkę pobrane ze żwirów cechują się dużym rozrzutem wartości wykluczającym zastosowanie dla celów stratygraficznych.

Metodyka H e s e m a n n a bazuje na dwukrotnym uproszczeniu danych. Pierwsze zachodzi w trakcie przypisywania poszczególnych eratyków do czterech podstawowych obszarów alimentacyjnych. Drugie ma miejsce przy tworzeniu formuły, w której przedstawiane są, zaokrąglone do pełnych „dziesiątek”, udziały procentowe wyróżnianych obszarów. Autor, dążąc do uzyskania możliwie precyzyjnych danych, zrezygnował z drugiego uproszczenia i – zamiast tworzyć formułę – przeanalizował udziały procentowe trzech obszarów alimentacyjnych

Tabela 4

Wartości formuł Heseemanna w osadach środkowej Polski i północnych Niemiec
 Values of Heseemann formula in deposits of Middle Poland and Northern Germany

Złodowacenie	Formuła Heseemanna	
	Środkowa Polska	Północne Niemcy*
wisła	4420, 3340, 2440	4420
warta (śr. i gm.)	5320, 4330	4330
warta (dln glina.)	4420	
odra	2440, 2530	2341
san	5230	6310
nida	3430, 3520, 2530	

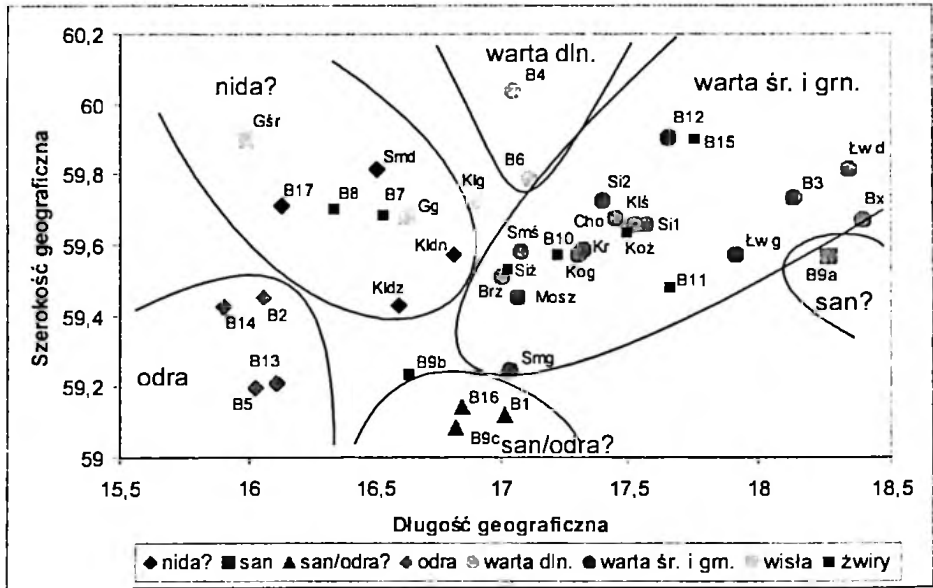
(*według Heseemanna 1932)

wytluszczone najczęściej powtarzające się wartości
 the most often repeating values are bolded

H e s e m a n n a na wykresie trójkątnym. Było to technicznie możliwe dzięki nieobecności w utworach glacialnych środkowej Polski skał z czwartego obszaru, tj. z Norwegii. Uzyskany obraz okazał się zdecydowanie łatwiejszy w interpretacji, niż zestaw czterdziestu czterocyfrowych formuł. Niestety skupienia punktów odpowiadających zespołom eratyków przewodnich, pobranych z utworów poszczególnych złodowaceń, zachodzą na siebie. Do korelacji stratygraficznych metoda ta, nawet po przedstawionej modyfikacji, jest w Polsce Środkowej praktycznie nieprzydatna.

Pozytywny wynik przyniosła dopiero analiza rozmieszczenia teoretycznych ośrodków glazowych dla przebadanych próbek metodą L ü t t i g a (1958). Uzyskany obraz graficzny jest czytelny i pozwala stosunkowo łatwo skorelować ze sobą zespoły eratyków przewodnich, pochodzące z tego samego okresu glacialnego (rys. 51).

Zróżnicowanie lokalizacji teoretycznych ośrodków glazowych dla różnowiekowych utworów jest wyrazem migracji ośrodków złodowaceń skandynawskich (a ściślej obszarów alimentacji strumieni lodowych, odpowiedzialnych za depozycję glin analizowanego obszaru). Osady glacialne złodowacenia nidy, najstarsze spośród dostępnych do badań, charakteryzują się północno-wschodnim położeniem strefy alimentacji. W kolejnym złodowaceniu południowopolskim (san) doszło do bardzo wyraźnego przesunięcia się ośrodka złodowacenia na wschód. Łądolody środkowopolskie również pozostawiły dwa typy zespołów glazowych. Starszy (odrzański) ma wybitnie południowskandynawski charakter i cechuje się dużym udziałem skał szwedzkich. Młodszy, tj. warciański budują w znacznej części skały pochodzące z północnego wschodu. Wśród utworów warciańskich odkrywki



Rys. 51. Położenie teoretycznych ośrodków glazowych obliczonych dla utworów czwartorzędu środkowej Polski wg metody L ü t t i g a (1958)

obok symbolu graficznego umieszczono oznaczenie próbki; wykorzystano przewodnie skały krystaliczne i tylko najpewniejsze osadowe

Theoretical stone centres calculated for Quaternary deposits of Middle Poland
(after L ü t t i g 1958)

symbols of samples are placed on the Figure; crystalline indicator erratics and only unquestionable sedimentary rocks were used

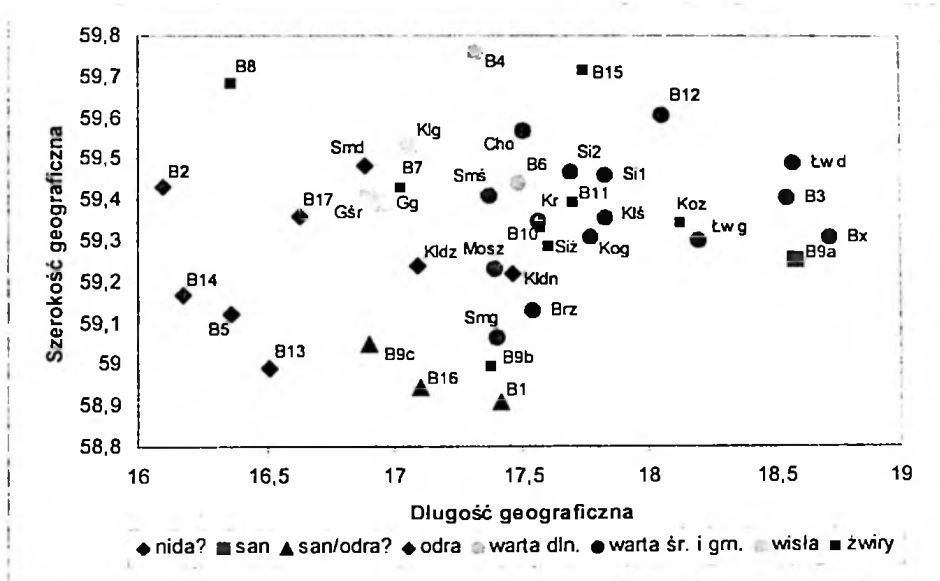
bełchatowskiej dostrzeżono także odrębność petrograficzną najstarszego warciańskiego horyzontu morenowego, wyrażoną m.in. znacznym wysunięciem na północ ośrodków glazowych. Próbki z glin vistulianu były bardzo nieliczne i nie pozwoliły sprecyzować charakterystycznego dla nich sektora. Rozstrzygnięcie mogą przynieść dodatkowe analizy szeregu próbek o odpowiedniej liczebności, pobrane z utworów różnych stadiów tego zlodowacenia.

Nie należy oczekiwać, że wyznaczone dla obszaru Polski Środkowej teoretyczne ośrodki glazowe pokryją się z obliczonymi dla terenów Niemiec lub innych krajów Europy Zachodniej. Ogólny trend zmienności winien być zachowany, ale powinny one cechować się przesunięciem na wschód, wynikającym z położenia geograficznego Polski w stosunku do Skandynawii. Postawioną tezę potwierdza porównanie przedstawionych wyników z analizami przeprowadzonymi w północnych Niemczech (M e y e r 1983). Rozmieszczenie teoretycznych ośrodków glazowych w Polsce prawie idealnie powtarza schemat opublikowany przez tego badacza. Odnosi się to do osadów Elsterianu (korelowanych w tym przypadku ze zlodowaceniem nidy), Drenthe (odra) i Warthe (warta). Bardzo

podobny trend przedstawił dla Szlezewiku Holsztyna Lüttig (1991). Wyraźną różnicę w stosunku do badań Meyera stanowi tylko położenie sektora TGZ utworów Elsterianu na północny wschód od pozostałych. Wydaje się, że w tym przypadku można korelować Elsterian Lüttiga ze zlodowaceniem sanu w Polsce. Wspomniany autor wyznaczył również sektor typowy dla osadów vistulianu. Znajduje się on w centralnej części wykresu, co w ogólnym zarysie jest zgodne z danymi z Polski.

Próba rozszerzenia badanego spektrum gładzowego o mniej wiarygodne osadowe skały przewodnie i statystyczne dla pełnego zestawu próbek potwierdziła rezultat, osiągnięty podczas analizy glin z odkrywki KWB „Bełchatów” (rys. 16, 17, 18). Zwiększenie liczby analizowanych typów petrograficznych doprowadziło do większego rozproszenia teoretycznych ośrodków gładzowych uniemożliwiającego pogrupowanie (rys. 52).

W przeciwnym kierunku zdążali Marcziński (1968a) i Groetznier (1972) którzy, uważając metodę Lüttiga za zbyt trudną i czasochłonną, starali się ją uprościć, obliczając szereg wskaźników i tzw. „wybiórcze TGZ” (*Auswahl TGZ*). Kontrolne testy, przeprowadzone na materiale gładzowym



Rys. 52. Położenie teoretycznych ośrodków gładzowych obliczonych na podstawie rozszerzonego zestawu eratyków

obok symbolu graficznego umieszczono oznaczenie próbki

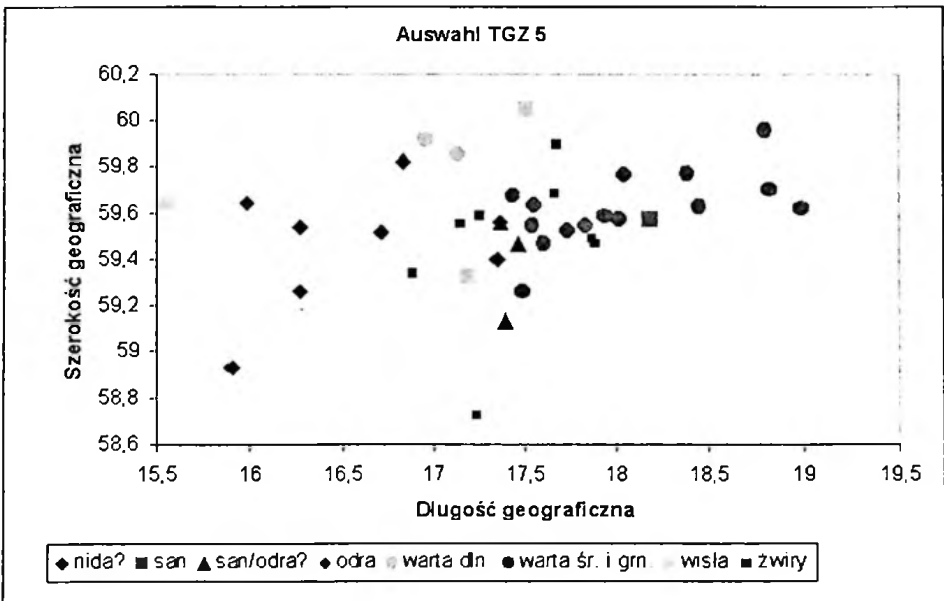
Theoretical stone centres calculated on enlarged assemblage of indicator erratics

there are placed symbols of samples on the Figure

zebranych w środkowej Polsce, wykazały brak przydatności stratygraficznej zarówno analizy wskaźników, jak i wybiórczych TGZ (rys. 53).

Metoda map kołowych S m e d a (1993) jest narzędziem stosunkowo mało przydatnym do bezpośredniej korelacji stratygraficznej zespołów glazowych. Służy ona doskonale, przede wszystkim, do określania proporcji pomiędzy poszczególnymi typami skał przewodnich, lokalizacji obszarów alimentacyjnych i kierunków napływu strumieni lodowych. Dodatkowo można z map odczytać ewentualną inkorporację starszych osadów. Osiągnięte wyniki mogą mieć jednak charakter tylko orientacyjny, ponieważ eratyki przewodnie nie posiadają regularnej sieci wychodni, rozmieszczonych równomiernie na całym obszarze alimentacyjnym lądolodów skandynawskich, lecz związane są tylko z niektórymi regionami. Praktycznie wszystkie przedstawione mapy cechują się dużym zagęszczeniem informacji ze Smålandu, Dalarna, Upplandu i Wysp Alandzkich, podczas gdy wiele innych regionów Szwecji oraz dna Bałtyku nie jest reprezentowane.

Duża ilość informacji zawartych na mapach kołowych nie sprzyja szybkiemu porównywaniu większej liczby próbek. Można to ewentualnie przeprowadzić, porównując wyinterpretowane kierunki napływu lodu. Podczas zlodowacenia nidy



Rys. 53. Położenie wybiórczych TGZ, w przebadanych utworach czwartorzędowych wg metody G r o e t z n e r a (1972)

Selective theoretical stone centres (*Auswahl TGZ*) in investigated Quaternary deposits after G r o e t z n e r (1972) method

Łądołów nasuwał się w kierunku środkowej Polski z rejonu północnej i środkowej Szwecji, następnie przemieszczał się wzdłuż wybrzeża Smålandu i w okolicach Olandii przekraczał zachodnie ramię depresji bałtyckiej. W trakcie kolejnego zlodowacenia południowopolskiego lodowiec rozprzestrzenił się w kierunku prawie południkowym (jego szlak miał zdecydowanie bardziej wschodni przebieg). Kierunek dominujący podczas zlodowacenia nigdy odtworzył później Łądołów odrzański (na obszarze Smålandu miał on bez wątpienia bardziej zachodni przebieg). Zlodowacenie warty charakteryzuje przesunięcie ośrodka alimentacji najpierw na północ, a następnie zdecydowanie na wschód. Migracji centrum zlodowacenia towarzyszyły analogiczne zmiany kierunków napływu lodu.

Najbardziej przydatną dla potrzeb stratygraficznych w środkowej Polsce metodą badań eratyków przewodnich okazała się analiza teoretycznych ośrodków glazowych przy użyciu metody *L i t t i g a*. Niezbędne jest jednak, zaproponowane w niniejszej pracy, zastrzeżenie warunków poboru próbek tak, aby ich skład był możliwie najbardziej zbliżony do pierwotnego. Operując prawidłowo pobranym materiałem, można stosunkowo pewnie wykazać zróżnicowanie utworów odrzańskich i warciańskich, a z nieco mniejszym prawdopodobieństwem korelować również starsze utwory glacialne.

WNIOSKI

WNIOSKI METODYCZNE

1. Jedynie pobór próbki o zachowanym pierwotnym składzie glazowym moreny, zapewnia wiarygodność analizy skał wskaźnikowych, mającej służyć do korelacji stratygraficznych. Wyklucza to wykorzystanie utworów zwietrzałych, z których wyeliminowane zostały skały grubokrystaliczne (na skutek wietrzenia fizycznego) oraz skały osadowe i skały krystaliczne bogate w biotyt (w efekcie wietrzenia chemicznego).

Niecelowe jest pobieranie próbek z bruków erozyjnych oraz żwirów fluwioglacjalnych i fluwialnych. Jak dowodzi przeprowadzona analiza osadów fluwioglacjalnych i bruków erozyjnych oraz podścielających je glin zwałowych, zespoły eratyków wskaźnikowych w glinach morenowych mają zupełnie inny skład, niż w rozwiniętych na nich brukach erozyjnych.

2. Przyjęta, na podstawie analizy dotychczasowych opracowań eratyków przewodnich, minimalna wielkość próbki okazała się właściwa dla utworów czwartorzędowych środkowej Polski. Próbka licząca ponad 1000 glazików (w przypadku glin bardzo bogatych w składniki węglanowe 1500) pozwala uzyskać wystarczająco liczny zespół eratyków przewodnich, tj. nie mniej niż 50 zidentyfikowanych ziaren. Prawidłowość oznaczeń wspierają eratyki statystyczne. Mniejsze próbki nie są reprezentatywne.

Na wstępnym etapie badań korzystna jest ogólna segregacja materiału na podstawowe grupy petrograficzne, pozwalająca stwierdzić, jak liczne w pobranej próbce są skały krystaliczne i piaskowce, do których należy większość narzutniaków wskaźnikowych. W przypadku obecności mniej niż 500 klastów tego typu, próbkę należy uzupełnić (w przeciwnym wypadku nie uda się wyselekcjonować dostatecznie liczego zespołu eratyków przewodnich).

3. Niecelowe jest zbieranie ziaren poniżej 20 mm, ponieważ w takiej frakcji wiele skał średnio- i gruboziarnistych nie daje się zidentyfikować (wśród eratyków przewodnich dotyczy to głównie granitoidów), zaś wyeksponowany zostaje udział porfirów i niektórych piaskowców (dzięki rozpoznawalności, a nie wyjątkowo dużej liczebności). W ten sposób podwyższeniu ulega udział skał z Dalarna i czerwonych porfirów bałtyckich.

Nie ma potrzeby ustalania maksymalnej wielkości uwzględnianych w badaniach klastów. Stosowane przez niektórych badaczy ograniczenie wymiarów

do 60 lub 64 mm eliminuje z analiz znaczną część wielkokrystalicznych eratyków (trudnych lub niemożliwych do identyfikacji w postaci mniejszych ziaren), co może wpłynąć niekorzystnie na wynik badań.

4. Korelacja stratygraficzna utworów glacialnych na podstawie wyników uproszczonych badań petrograficznych jest możliwa tylko w tych przypadkach, kiedy we wszystkich porównywanych stanowiskach analizowane były ziarna tej samej frakcji, pochodzące z osadów jednakowej facji. Porównanie wyników analiz petrograficznych przeprowadzonych we frakcji ponad 20 mm z wynikami standardowych badań (we frakcji 5–10 mm) wykazało, że stosunki pomiędzy podstawowymi grupami petrograficznymi zmieniają się w zależności od wielkości ziaren.

5. Na ogół mały udział krzemieni (rosnący w osadach zwietrzałych) i bardzo duży udział wśród nich materiału lokalnego nie pozwalają na wykorzystanie, opartego na nich wskaźnika dla odróżniania moren w środkowej Polsce. Do wyrażenia takiej opinii skłania również duże, lateralne zróżnicowanie zawartości krzemieni w utworach morenowych oraz wyraźna dodatnia korelacja ich odsetka z zawartością skał lokalnych.

6. Możliwość wykorzystania dla korelacji stratygraficznej wskaźnika Dp/Wp jest ograniczona, ponieważ większość wapieni i dolomitów w glinach środkowej Polski jest wschodniobałtyckiego pochodzenia. W związku z tym powyższy stosunek może nie zmienić się, pomimo wyraźnego przesunięcia się centrum zlodowacenia na zachód. O wiele lepsze wyniki daje zestawienie zawartości dolomitów z całkowitą liczbą skał bałtycko-fennoskandzkich (Dp/BF).

7. Uwzględnienie w obliczeniach skał osadowych na ogół wyraźnie zmniejsza dokładność wyników. TGZ ulegają wówczas większemu rozproszeniu. W największym stopniu daje się to zaobserwować w zestawieniach, obejmujących próbki pobrane z utworów o bardzo zróżnicowanym stopniu dekalcyfikacji.

8. Mapy kołowe S m e d a (1993) nie znajdują większego zastosowania w korelacjach stratygraficznych, ponieważ umożliwiają bezpośrednią interpretację tylko jednej próbki. Korelacja kilkudziesięciu próbek wymaga skoncentrowania się na wybranej, najbardziej charakterystycznej właściwości zespołu gwałowego. Wydaje się, że taką funkcję może pełnić wyinterpretowany kierunek nasuwania się lodowca. Takie zestawienia mogą jednak dawać tylko bardzo przybliżone wyniki, ze względu na dość dużą rolę subiektywizmu w ocenie trasy strumienia lodowego.

DYSTRYBUCJA ERATYKÓW

1. Skład jakościowy eratyków wskaźnikowych jest bardzo podobny we wszystkich próbkach pobranych z utworów morenowych. W zespołach skał przewodnich środkowej Polski zawsze reprezentowane są główne obszary

alimentacyjne, tj. Dalarna, Wyspy Alandzkie, okolice Sztokholmu, Småland i dno środkowego Bałtyku. Korelacja horyzontów morenowych może zatem następować tylko na drodze badań ilościowych. Odmienne zespoły glazowe reprezentują próbki pobrane z bruków erozyjnych lub żwirów różnego pochodzenia, w których doszło do wtórnej selekcji na skutek wietrzenia lub transportu.

2. We wszystkich próbkach licznie występują skały alandzkie i dalarneńskie. Udział skał południowszwedzkich cechuje się dużym zróżnicowaniem, zaś skały zachodniowszwedzkie należą do rzadkości. W przebadanym materiale zupełnie zabrakło skał wschodniofińskich i norweskich.

WNIOSKI STRATYGRAFICZNE

1. Badania eratyków wskaźnikowych są pomocne w rozpozniowaniu stratygraficznym utworów czwartorzędowych w Polsce Środkowej. Najpewniejszą korelację umożliwia analiza rozmieszczenia teoretycznych ośrodków glazowych.

2. Dla zlodowaceń południowopolskich można wyróżnić dwa charakterystyczne typy zespołów glazowych. Pierwszy z nich, powiązany ze zlodowaczeniem nidy, charakteryzuje się wysunięciem TGZ daleko na północny zachód. Drugi (zlodowacenie sanu) ma wybitnie wschodnią lokalizację ośrodka glazowego.

3. Bardzo wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie składu glazowego utworów morenowych zlodowacenia odry i warty. Odrzańskie zespoły glazowe cechują się bardzo dużym udziałem skał południowszwedzkich i skrajnie południowo-zachodnim położeniem teoretycznych ośrodków glazowych. W kolejnym okresie glacialnym (warta) ośrodek zlodowacenia przemieścił się w kierunku północno-wschodnim.

4. Na obszarze wschodniej Wielkopolski nie udało się stwierdzić obecności glin odrzańskich.

5. W odkrywce bełchatowskiej stwierdzono wyraźną odmienność lokalizacji obszarów alimentacyjnych dolnej i górnych glin warciańskich. Najniższa glina charakteryzuje się bardziej zachodnim położeniem teoretycznego ośrodka glazowego niż dwie wyższe. Ta obserwacja potwierdza pogląd E h l e r s a (1983) o migracji ośrodków zlodowaceń na wschód.

6. Zróżnicowanie położenia obszarów alimentacyjnych glin warciańskich, stwierdzone w odkrywce bełchatowskiej, nie ma swojego odpowiednika we wschodniej Wielkopolsce.

7. Przeanalizowane – na marginesie podstawowego zagadnienia – eratyki bliskiego transportu okazały się nieprzydatne dla korelacji stratygraficznych.

8. W świetle przeprowadzonych badań, nie da się utrzymać dotychczasowych poglądów o przynależności glin zwałowych w okolicach Moszczenicy do zlodowa-

cenia odrzańskiego, lecz należy przypisać je do późniejszego, tj. warciańskiego okresu glacialnego.

WNIOSKI PALEOGEOGRAFICZNE

1. Analiza składu zespołów glazowych pozwala określić przybliżoną drogę napływu lodu na badany obszar. Najlepiej celowi temu służą mapy kołowe. Interpretacja przedstawionego na nich rozmieszczenia obszarów macierzystych eratyków pozwala przyjąć, że podczas zlodowacenia nidy Łądolód nasuwał się w kierunku środkowej Polski z rejonu północnej i środkowej Szwecji. Jego droga wiodła wzdłuż wybrzeża Smålandu i w okolicach Olandii przekraczała zachodnie ramię depresji bałtyckiej. W trakcie kolejnego zlodowacenia południowopolskiego (sanu) lodowiec rozprzestrzeniał się w kierunku prawie południkowym, wzdłuż depresji Bałtyku (jego szlak miał zdecydowanie bardziej wschodni przebieg). Łądolód odrzański powtórzył kierunek dominujący podczas zlodowacenia nidy, chociaż na obszarze Smålandu miał przebieg jeszcze bardziej zachodni. Zlodowacenie warty charakteryzuje przesunięcie ośrodka alimentacji najpierw na północ, a następnie zdecydowanie na wschód. Migracji centrum zlodowacenia towarzyszyły analogiczne zmiany kierunków napływu lodu.

2. Wszystkie strumienie lodowe dążące w kierunku środkowej Polski ominęły obszar zachodniego Pomorza oraz skrajnie zachodnią część depresji bałtyckiej.

3. Zawartość skal lokalnych świadczy o stopniu odsłonięcia terenu w poprzedzającym transgresję łądolodu okresie ciepłym. Można w ten sposób ocenić, czy analizowany horyzont morenowy jest pierwszym w danym zlodowaceniu, czy kolejnym. Potwierdza to analiza składu glin warciańskich w odkrywce KWB „Belchatów”. Najniższa spośród nich jest stosunkowo bogata w skały lokalne, co dowodzi zaistnienia przed jej depozycją okresu intensywnej erozji, która doprowadziła do odsłonięcia podczwartorzędowego podłoża. Może to świadczyć o wysokiej randze poprzedzającego zlodowacenie warty ocieplenia, jakim był interglacjal lubelski. Usuwanie osadów czwartorzędowych mogło być dodatkowo przyspieszone nasileniem aktywności tektonicznej. Kolejne horyzonty morenowe zlodowacenia warty cechują się już zdecydowanie mniejszym udziałem materiału lokalnego.

4. Skład glin T-4 (odra) w kopalni w Belchatowie zdaje się sugerować, że po interglacjale mazowieckim zaistniał epizod glacialny, który spowodował pokrycie terenu osadami, maskującymi mezozoiczne i trzeciorzędowe podłoże.

5. Wyniki badań utworów morenowych na wschód i południowy wschód od Łodzi wskazują na potrzebę uściślenia przebiegu granicy zlodowacenia warciańskiego na tym obszarze. Problem ten wymaga dalszych badań, w których

niewątpliwie pomocne mogą być analizy eratyków przewodnich, przeprowadzone w wielu stanowiskach w okolicach Piotrkowa.

Autor pragnie złożyć wyrazy wdzięczności na ręce prof. Zbigniewa Klajnerta oraz koleżanek i kolegów z Katedry Badań Czwartorzędu i Zakładu Geologii Uniwersytetu Łódzkiego za wszechstronną pomoc zarówno na etapie prac terenowych, jak też podczas analiz materiału i przygotowywania tekstu.

Szczególne podziękowanie należy się ś.p. prof. Halinie Klatkowej i ś.p. prof. Stefanowi Kozarskiemu za wsparcie, bez którego niniejsze opracowanie z pewnością nie ujrzałoby nigdy światła dziennego.

Badania zostały dofinansowane ze środków na badania własne Uniwersytetu Łódzkiego (umowa 505/337 w 1997 i 505/746 w 1998 roku) oraz z funduszu na działalność statutową Zakładu Geologii UŁ.

*Praca przedstawiona na posiedzeniu Komisji Geograficznej Wydziału III LTN
w dniu 19 stycznia 1999 r.*

LITERATURA

- A m a n t o v A., 1995 – Plio-Pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic area. W: J. E. Mojski (red.) Proc. of the Third Marine Geol. Conf. „The Baltic”. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 149: 47-56.
- A m a n t o v A., H a g e n f e l d t S., S ö d e r b e r g P., 1995 – The Mesoproterozoic to Lower Palaeozoic sedimentary bedrock sequence in the northern Baltic Proper, Aland Sea, Gulf of Finland and Lake Ladoga. W: J. E. Mojski (red.) Proc. of the Third Marine Geol. Conf. „The Baltic”. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 149: 19-25.
- A n d r e w s J. T., M i l l e r G. H., 1979 – Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide Ice Sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics. *Geology (Boulder)*, 7(12): 592-596.
- A s t a p a v a S. D., 1987 – Indicator pebbles of marginal glacial deposits in Central Byelorussia. (in Russian). *Doklady Akad. Nauk BSSR*, 31(8): 747-750.
- A s t a p a v a S. D., G u r s k i B. M., Z u s ' M. E., (eds) 1993 – Glacial boulders in Belarus. (in Belarussian and Russian). Nawuka i Technika: 160 s.
- B a r a n i e c k a M. D., 1971 – Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadialu mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 11-36.
- B a r a n i e c k a M. D., 1980a – Geologia czwartorzędu dorzecza Widawki. Przew. LII Zjazdu PTGeol. Belchatów: 71-84.
- B a r a n i e c k a M. D., 1980b – Osady stadialu warty i młodsze osady plejstocenijskie w odsłonięciu kopalni węgla brunatnego Belchatów. *Kwart. Geol.*, 24(4): 841-856.
- B a r a n i e c k a M. D., 1982 – Dotychczasowe i bieżące badania czwartorzędu rejonu Belchatowa. Przew. I Symp. „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”. Wrocław-Warszawa: 1-13.
- B a r a n i e c k a M. D., 1987 – Podstawy stratygrafii plejstocenu kopalni Belchatów. Przew. II Symp. „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”. Wrocław-Warszawa: 21-32.
- B a r a n i e c k a M. D., 1993 – Złodowacenie warty (piętro) w dorzeczu Widawki i w kopalni Belchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 7-17.
- B a r a n i e c k a M. D., G o Ź d z i k J., Z i o m e k J., 1995 – Lithologic, mineralogic and petrographic composition of tills from the vicinity of Belchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 29-46.
- B a r a n i e c k a M. D., S a r n a c k a Z., 1971 – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 157-270.
- B a r a n i e c k a M. D., S a r n a c k a Z., S k o m p s k i S., 1969 – Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta Stadial. *Geogr. Polon.*, 17: 55-72.
- B e l l T., R o g e r s o n R. J., M e n g e l F., 1989 – Reconstructed ice-flow patterns and ice limits using drift pebble lithology, outer Nachvak Fiord, northern Labrador. *Can. J. Earth Sci.*, 26: 577-590.
- B e r n h a r d i A., 1832 – Wie kamen die aus dem Norden stammende Felsbruchstücke und Geschiebe, welche man in Norddeutschland und den benachbarten Ländern findet, an ihre gegenwärtigen Fundorte? *Jb. Min. etc.*, 3: 257-267.
- B i j l s m a S., 1981 – Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. *Geol. Mijnbouw*, 60: 337-345.
- B ł u s z c z A., F e d o r o w i c z S., O l s z a k I. J., S t a n k o w s k i W., 1991 – Wiarygodność datowań TL glin morenowych i utworów pochodzenia wodnego. W: W. Stankowski (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Inst. Bad. Czwart. UAM: 89-105.
- B ł a c h o w s k i R., 1938 – Wskaźnik glazowy dla moren dennych Pomorza i Mazowsza. *Spraw. PTPN*, 31: 65-67.
- B ł a s z c z y s z y n A., G u d e l i s W., L i t w i n W., S w i r i d o w N., C h a r i n G., 1982 – Budowa geologiczna dna Morza Bałtyckiego. W: W. K. Gudelis, J. M. Jemielianow (red.) Geologia Morza Bałtyckiego. Wyd. Geol., Warszawa: 36-94.

- B ö s e M., 1979 – Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. *Berliner Geogr. Abh.*, 28: 1-43.
- B ö s e M., 1990 – Reconstruction of ice flow directions south of the Baltic Sea during the Saalian and the Weichselian glaciation. *Boreas*, 19: 217-226.
- B ö s e M., 1995 – Saalian and Weichselian tills in the western part of Berlin. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. L. Gibbard (eds) *Glacial Deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 485-491.
- B o u c h a r d M. A., S a l o n e n V.-P., 1990 – Boulder transport in shield areas. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds) *Glacial indicator tracing*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 87-107.
- B o u l t o n G. S., 1978 – Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25: 773-799.
- B o u l t o n G. S., 1979 – Processes of glacier erosion on different substrata. *J. Glaciol.*, 23 (89): 15-38.
- B r o d z i k o w s k i K., 1982 – Problemy wykształcenia modelu sedymentacyjnego okresów glacialnych w rowie tektonicznym. Przew. I Symp. „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”. Wrocław-Warszawa: 66-103.
- B r o d z i k o w s k i K., G o t o w a l a R., H a l u s z c z a k A., 1980 – Kompleksy osadowe odsłoniętej części nadkładu czwartorzędowego. Przew. LII Zjazdu PTGeol. Belchatów: 305-308.
- B u r d u k i e w i c z J. M., M e y e r K.-D., 1991 – The analysis of erratics from glacial deposits in Trzebnica (Silesia). *Śląskie Spraw. Arch.*, 32: 29-42.
- C e p e k A. G., 1961 – Erste Ergebnisse der Grundmoränenstratigraphie in Brandenburg. Rep. VI Intern. Congr. Quatern., Warszawa, Łódź: 35-42.
- C e p e k A. G., 1969 – Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in der Grundmoränen im Nordteil der DDR. *Geologie*, 18 (6): 657-673.
- C e p e k A. G., 1973 – Zur stratigraphischen Interpretation des Quartärs der Stoltera bei Warnemünde nach neuen Geschiebeanalisen. *Z. geol. Wiss.*, 1: 1155-1171.
- C h a r b o n n e a u R., D a v i d P. P., 1995 – A shear-diffusion model of till genesis based on the dispersal pattern of indicator rocks in the Grand-Volume Till of central Gaspésie, Québec, Canada. *Boreas*, 24: 281-292.
- C h o m a - M o r y l K., C z e r w o n k a J. A., M o r y l J., 1991 – Petrograficzno-mineralogiczna charakterystyka glin zwałowych okolic Szamotuł. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wyd. Nauk. UAM, *Geografia*, 50: 227-236.
- C o h e n E., D e e c k e W., 1892 – Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. *Mitt. naturwiss. Ver. Neuvorpommern Rügen*, 23: 84 s.
- C o h e n E., D e e c k e W., 1896 – Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. *Mitt. naturwiss. Ver. Neuvorpommern Rügen*, 28: 95 s.
- C z e r w o n k a J. A., D o b o s z T., K r z y s z k o w s k i D., 1997 – Till stratigraphy and petrography of the northern part of Silesia (southwestern Poland). *Geol. Quart.*, 41(2): 209-242.
- C z e r w o n k a J. A., K r z y s z k o w s k i D., 1990 – Saalian tills in the Belchatów outcrop, central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sci.*, 38: 63-75.
- C z e r w o n k a J. A., K r z y s z k o w s k i D., 1992 – Till characteristics and stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland). *Quatern. Stud. Pol.*, 11: 43-64.
- C z e r w o n k a J. A., K r z y s z k o w s k i D., 1994 – Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland, western Poland. *Folia Quatern.*, 65: 7-71.
- C z e r w o n k a J. A., W i t e k B., 1977 – Granulometric and Petrographic studies of tills of south-western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 305: 45-58.
- C z u b l a P., 1994a – „Belchatów” outcrop. Examples of the endogenically controlled deformation structures within the Warta Stage deposits. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage”, Excursion Guide Book. Łódź: 41-44.
- C z u b l a P., 1994b – Wstępna analiza struktur deformacyjnych występujących w osadach zlodowacenia Warty w odkrywcze KWB „Belchatów”. Materiały konferencji: „Tektonika rowu

- Kleszczowa – stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej”. Belchatów: 124-129.
- C z u b l a P., 1995 – Preliminary report on structural studies of the upper unit deposits at the Belchatów opencast mine. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 73-94.
- D a d l e z R., 1995 – Mapa geologiczna bez kenozoiku. W: J. E. Mojski (red.) Atlas Geologiczny Południowego Bałtyku, 1:500 000. PIG. Sopot-Warszawa.
- D a i g n e a u l t R.-A., 1990 – Résultats préliminaires sur les directions d’écoulement glaciaire dans la région de Salluit et des lacs Nuvilik. Nouveau-Québec. *Geol. Surv. Can. Paper.* 90-1C: 25-29.
- D i e t r i c h H., D i e t r i c h R., K l i s c h W., 1979 – Bemerkungen zur Geologie des Subglazials im Bereich des Hays-Gletschers (Antarktika). *Z. angew. Geol.*, 25 (10): 474-479.
- D i L a b i o R. N. W., 1990 – Glacial dispersal trains. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds) Glacial indicator tracing Balkema, Rotterdam/Brookfield: 109-122.
- D o n n e r J., 1989 – Transport distances of Finnish crystalline erratics during the Weichselian glaciation. W: M. Pertunen (ed.) Transport of glacial drift in Finland. *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper.* 7: 7-13.
- D r a k e L. D., 1971 – Evidence for ablation and basal till in East-Central New Hampshire. W: R. P. Goldthwait (ed.) Till – a Symposium, Ohio St. Univ. Press, Columbus: 73-91.
- D r e i m a n i s A., 1990 – Formation, deposition and identification of subglacial and supraglacial tills. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds) Glacial indicator tracing, Balkema, Rotterdam/Brookfield: 35-59.
- D r e i m a n i s A., V a g n e r s U. J., 1971 – Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. W: R. P. Goldthwait (ed.) Till – a Symposium, Ohio St. Univ. Press, Columbus: 237-250.
- D u d z i a k J., 1970 – Studia nad kierunkami transgresji lądolodu plejstocenijskiego. *Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN w Krakowie.* 66: 7-92.
- D u d z i a k J., 1973 – Badania składu glazowego moreni zlodowacenia południowopolskiego. *Kwart. Geol.*, 17(4): 787-802.
- D u d z i a k J., 1974a – W sprawie metodyki badań składu glazowego moreni. *Prz. Geol.*, 1: 29-32.
- D u d z i a k J., 1974b – Zależność składu glazowego od frakcji w osadach glacialnych zlodowacenia południowopolskiego. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 44(4): 577-591.
- D u d z i a k J., 1978 – Der Geschiebeinhalt von Glazialablagerungen im Vorland der Westkarpaten. *Z. Geol. Wiss.*, 6 (10): 1245-1250.
- D u d z i a k J., 1980 – Dimension der erratischen Blöcke und deren Transportweite. *Der Geschiebesammler.* 14(2/3): 79-90.
- D u d z i a k J., 1985 – Die Abhängigkeit der Geschiebeführung von der Korngröße in den Glazialablagerungen im Vorland der Westkarpaten. *Der Geschiebesammler.* 19(1): 31-36.
- D y l i k o w a A., 1952 – O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. *Acta Geogr. (Univ.) Lodz.*, 3: 74 s.
- E h l e r s J., 1979 – Fine gravel analysis after the Dutch method as tested out on Ristinge Klint, Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 27: 157-165.
- E h l e r s J., 1981 – Fine Gravel Analyses of Drilling Samples from the Hamburg Area. *Meded. Rijks Geol. Dienst.* 34 (7): 45-50.
- E h l e r s J., 1983 – Different till types in North Germany and their origin. W: E. B. Evenson, Ch. Schlüchter & J. Rabassa (eds) Tills and related deposits. Balkema, Rotterdam: 61-80.
- E h l e r s J., S t e p h a n H. J., 1983 – Till fabric and ice movement. W: J. Ehlers (ed.) Glacial deposits in North-West Europe. Balkema, Rotterdam: 267-274.
- E m b l e t o n C., T h o r n e s J. (red.), 1985 – Geomorfologia dynamiczna. PWN Warszawa: 479 s.
- E m e l y a n o v E. V., K h a r i n G. S., 1988 – Geological map of eastern and southern Baltic Sea. W: B. Winterhalter (ed.) The Baltic Sea. *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper.* 6: 59-67.

- Eskola P., 1928 – On Rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Bothnia. *Fennia*, 50 (27): 1-29.
- Eskola P., 1933 – Tausend Geschiebe aus Lettland. *Ann Acad. Sci. Fennicae*, 17 (39): 5-41.
- Eskola P., 1934 – Über die Bottenmeerporphyre. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, 104: 111-127.
- Flodén T., 1984 – Der Strukturbaue im Seegebiet von Schweden. *Z. angew. Geol.*, 30 (1): 2-16.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganiowicz G., Petera J., 1999 – Geological setting and results of palinological investigations of vistulian deposits in Koźmin near Turek. *Geol. Quart.*, 43(1): 85-98.
- Gaigel C., Korn J., 1918 – Der Geschiebeinhalt des wölyhynischen Diluviums. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 70: 83-94.
- Gaigalas A., 1964 – Mineralogo-petrograficeskij sostav moren plejstocena jugo-vostocnoj Litvy. *Trudy Akad. Nauk Lit. SSR, B*, 4 (39): 185-211.
- Gaigalas A., 1976 – Lithogenetic, lithostratigraphic and paleogeographic significance of the petrographic composition of Lithuanian pleistocene moraines. Till – its Genesis and Diagenesis. *Zesz. Nauk. UAM. Geografia*, 12: 213-217.
- Gaigalas A., 1995a – Characteristics and genesis of Lithuanian tills. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. L. Gibbard (eds) *Glacial Deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 137-148.
- Gaigalas A., 1995b – Glacial history of Lithuania. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. L. Gibbard (eds) *Glacial Deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 127-135.
- Gaigalas A., Gudelis V., 1965 – Erraticeskije waluny stadialnych obrazowanij posledniego oledienienija južnoj Pribaltiki i dinamika lednikowego pokrowa. *Baltica*, 2: 213-232.
- Gapejeva M. M., 1956 – K voprosu o projawlenii drevniej lednikovoj dejatel'nosti na territorii bajkało-witimskiego nagorja. *Mater. po Cetv. Geol. i Geomorf. SSSR*, Gosgeoltechizdat, Moskwa: 129-145.
- Gillberg G., 1965 – Till distribution and ice movements on the northern slopes of the south Swedish highlands. *Geolog. Fören. i Stockh Förhand.*, 86: 433-484.
- Gillberg G., 1977 – Redeposition: a process in till formation. *Geolog. Fören. i Stockh. Förhand.*, 99: 246-253.
- Golańb J., 1933 – Badania nad wskaźnikiem glazowym utworów morenowych Wielkopolski. *Pam. XIV Zjazdu Lek. i Przyr. w Poznaniu*.
- Gotowała R., 1982 – Tektonika i wykształcenie strukturalne czwartorzędu w rejonach Piaski i Buczyzna-Chojny. *Przew. I Symp. „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”*. Wrocław-Warszawa: 41-65.
- Goździk J., 1980 – Osady i struktury peryglacialne z plejstocenu okolic Belchatowa. *Przew. LII Zjazdu PTGeol. Belchatów*: 322-325.
- Goździk J., Bałwierz Z., 1993 – Utwory organiczne w spągu i stropie osadów uznawanych za warciańskie w kopalni Belchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 49-72.
- Górska M., 1995 – Właściwości i cechy diagnostyczne bazalnych glin morenowych vistulianu jako wyraz dynamiki środowiska depozycyjnego ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach., A*, 46: 29-62.
- 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: 145 s.
- Groetzner J.-P., 1972 – Geschiebeführung und Stratigraphie saaleeiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen). *Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover*, 11: 1-75.
- Gry H., 1974 – Ledeblokkes Kornstørrelsesforhold og Transportmåde. *Dansk. geol. Foren. Årsskr.* 1973: 140-151.
- Gudelis V. (ed.), 1971 – Crystalline indicator boulders in the East Baltic area (in Russian: Rukowodiascije kristalliceskije waluny Pribaltiki). *Izd. Mintis, Vilnius*: 132 s.

- Hall R. D., 1983 – The influence of till petrology on weathering of moraines in southwestern Montana and northwestern Wyoming. W: E. B. Evenson, Ch. Schlüchter & J. Rabassa (eds) *Tills and related deposits*. Balkema, Rotterdam: 127-139.
- Haluščák A., 1982 – Zarys budowy geologicznej czwartorzędu w rejonach Piaski oraz Buczyna-Chojny. Przew. I Symp. „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”. Wrocław-Warszawa: 14-35
- Hesemann J., 1930a – Statistische Geschiebeuntersuchungen. *Z. für Geschiebeforschung*, 6: 158-162.
- Hesemann J., 1930b – Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? Sitz. Ber. Geol. Landesamt: 188-196.
- Hesemann J., 1931a – Das Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom geschiebekundlichen Standpunkt aus. *Geol. Rdsch.*, 22: 145-155.
- Hesemann J., 1931b – Quantitative Geschiebestimmungen im norddeutschen Diluvium. *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt N.F.*, 51: 714-758.
- Hesemann J., 1932 – Die bisherigen Geschiebezählungen aus dem norddeutschen Diluvium im Diagramm. *Z. für Geschiebeforschung*, 8: 164-175.
- Hesemann J., 1933 – Über die Bedeutung von Korngröße, Verwitterung und Art der Ablagerung für die Geschiebeführung. *Z. für Geschiebeforschung*, 9: 1-6.
- Hesemann J., 1934 – Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung kristalliner Leitgeschiebe. *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt N.F.*, 55: 1-27.
- Hesemann J., 1935 – Neue Ergebnisse der Geschiebeforschung im norddeutschen Diluvium (kristalline Geschiebe). *Geol. Rdsch.*, 26: 186-198.
- Hesemann J., 1936 – Zur Petrographie einiger nordischen kristallinen Leitgeschiebe. *Abh. Preuß. Geol. Landesanst.*, 173: 5-168.
- Hesemann J., 1937a – Geschiebestudien bei Markkleeberg in Beziehung zur Diluvialstratigraphie und Vorgeschichte. *Z. für Geschiebeforschung*, 13: 8-13.
- Hesemann J., 1937b – Geschiebeuntersuchungen in Schleswig-Holstein. *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt N.F.*, 57: 418-434.
- Hesemann J., 1938a – Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. 2. Der Züllichauer Bogen. *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt N.F.*, 58: 455-471.
- Hesemann J., 1938b – Geschiebeuntersuchungen zwischen Pommerschen und Warthestadium in der mittleren Mark Brandenburg. *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt N.F.*, 59: 45-54.
- Hesemann J., 1939 – Zur Petrographie weiterer hauptsächlich ost-fennoskandischer Leitgeschiebe. *Z. für Geschiebeforschung*, 15: 68-98.
- Hesemann J., 1960 – Geschiebeforschung im Rück- und Ausblick. *Ber. Geol. Ges. DDR*, 5: 191-205.
- Hesemann J., 1975 – Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld: 267 s.
- Hirvas H., Nenonen K., 1990 – Field methods for glacial indicator tracing. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds) *Glacial indicator tracing*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 217-247.
- Hjelmqvist S., 1982 – The porphyries of Dalarna. *Sver. Geol. Undersökning*, C, 782: 106 s.
- Hoffmann K., Meyer K.-D., 1997 – Leitgeschiebezählungen von elster- und saalezeitlichen Ablagerungen aus Sachsen, Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. *Leipziger Geowiss.*, 5: 115-128.
- Höfle H. C., Buggisch W., 1993 – Glacial geology and petrography of erratics in the Shackleton Range, Antarctica. *Polarforschung*, 63(2-3): 183-201.
- Holmquist P. J., 1906 – Studien über die Granite von Schweden. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 7: 77-269.
- Hucke K., 1917 – Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Quelle & Meyer, Leipzig: 195 s.
- Hucke K., 1926 – Über horizontale und vertikale Geschiebeverbreitung. *Z. für Geschiebeforschung*, 2: 27-44.

- Jackson L. E., Phillips F. M., Shimamura K., Little E. C., 1997 – Cosmogenic ^{36}Cl dating of the Foothills erratics train, Alberta, Canada. *Geology (Boulder)*, 25(3): 195-198.
- Jakowlewa S. V., 1956 – K izuceniju lednikovykh valunov na russkoj ravninie. Mater. po Cetv. Geol. i Geomorf. SSSR. Gosgeoltechizdat, Moskwa, 18-43.
- Jaroszewicz - Klyszyńska A., 1938a – O utworach morenowych Lysej Góry pod Wilnem. *Starunia*, 15: 1-46.
- Jaroszewicz - Klyszyńska A., 1938b – Wyniki próbných badań kilku moren Polski środkowej i północnej. *Starunia*, 15: 47-63
- Jurkiewiczowa I., 1961 – Czwartorzęd dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 169: 175-211.
- Karczewski A., 1963 – Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej. *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 4 (2): 112 s.
- Kennig K., 1998 – Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 380: 99 s.
- Klatkova H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: 220 s.
- Klatkova H., 1982 – Utwory ablacyjne w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 45: 3-75.
- Klatkova H., 1987 – Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Pabianice. Inst. Geol., Warszawa: 52 s.
- Klatkova H., 1992 – Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 39-79.
- Klatkova H., 1993 – Niektóre cechy glacygenicznych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 99-140.
- Klatkova H., 1994 – Adamów-Smulsko. Saalian glacial deposits with special concern to the Wartian till. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage”, Excursion Guide Book. Łódź: 9-17.
- Klatkova H., 1995 – Remarks on the Warta Stage in Middle Poland. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 97-107.
- Klatkova H., 1996 – Elementy glacytektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 72: 7-103.
- Klatkova H., Czyży J., Zaloba M., 1993 – Adamów-Smulsko. Pierwsze wyniki badań litostratygraficznych w odkrywcę kopalni węgla brunatnego. Przew. teren. Konf. „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”. Łódź: 12-20.
- Klatkova H., Zaloba M., Forysiak J., 1996 – Nowy profil osadów plejstoceńskich i holocenijskich w środkowej Polsce. III Konf. „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Wigry: 17.
- Klimaszewski M., 1981 – Geomorfologia. PWN, Warszawa, 1063 s.
- Klysz P., 1980 – Uwagi na temat stratygrafii plejstocenu obszaru między Koninem, Kolem i Turkiem. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 4, 33: 43-53.
- Konieczny S., 1956 – Z badań nad rozmieszczeniem eratyków krystalicznych zlodowacenia plejstoceńskiego w zachodniej Polsce. *Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 2(1): 3-42.
- Konieczny S., Wdowiak J., 1971 – Glazy narzutowe w morenach zlodowacenia środkowopolskiego Kotliny Łódzkiej. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 4, 24: 67-75.
- Korn J., 1895 – Ueber diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. D. Sc. Diss. L. Schade, Berlin: 1-66.
- Korn J., 1917 – Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher. *Jb. Königl. Preuß. Geol. Landesanst.*, 38: 396-420.
- Korn J., 1920 – Die Ostgrenze der norwegischen Diluvialgeschiebe in Norddeutschland. *Jb. Preuß. Geol. Landesanst.*, 39: 25-31.
- Korn J., 1927 – Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. Preußische Geol. Landesanstalt, Berlin: 64 s.
- Kozarski S., 1981 – Stratygrafia i chronologia wistulianu Niziny Wielkopolskiej. *Geografia*, 6: 44 s.

- Kreutz S., Głowińska A., 1932 – Die polnischen Geschiebe. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 8: 219-221.
- Krüger J., 1974 – Traditionelle Ledeblockes Egnethed til Brug i kvantitative Analyser. *Dansk geol. Foren. Arsskr.*, 1973: 152-161.
- Krygowski B., 1938 – Untersuchungen klastischer quartärer Materiale mittels geologisch-petrographischen Methoden. *Bull. Acad. Polon. Sci. Lettr.*: 373-392.
- Krygowski B., 1948 – Z badań nad narzutnikami ziem zachodnich. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 1: 48-57.
- Krygowski B., 1955 – Granulometria w badaniach utworów czwartorzędowych w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 70: 395-404.
- Krygowski B., 1967a – Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. W: R. Galon, J. Dylík (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 167-205.
- Krygowski B., 1967b – Zmienność glin morenowych w zakresie uproszczonego składu petrograficznego. *Zesz. Nauk. UAM. Geografia*, 7: 59-65.
- Krygowski B., 1975 – Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 1: 27: 89-156.
- Krzemiński T., 1974 – Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33: 171s.
- Krzemiński T., Świerczewska A., Uchman J., 1993 – Udział skal lokalnych w utworach wodnolodowcowych środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 185-206.
- Krzyszowski D., 1988 – The Rogowiec Formation in a Kleszczów Graben: a new view for the Wartanian (Warthe) Glaciation in Central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, 36: 287-298.
- Krzyszowski D., 1991 – Saalian sediments of the Belchatów outcrop, central Poland. *Boreas*, 20: 29-46.
- Krzyszowski D., 1992a – Czwartorzęd rowu Kleszczowa: litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywce KWB „Belchatów”. *Acta Univ. Wratisl.*, 1252. *Studia Geogr.*, 54: 158 s.
- Krzyszowski D., 1992b – Quaternary Tectonics in the Kleszczów Graben (Central Poland): a study based on sections from the „Belchatów” outcrop. *Quatern. Stud. Pol.*, 11: 65-90.
- Krzyszowski D., 1994 – Quaternary Stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland): a study based on sections from the „Belchatów” outcrop. *Quatern. Stud. Pol.*, 12: 21-57.
- Krzyszowski D., 1995 – An outline of the Pleistocene Stratigraphy of the Kleszczów Graben, „Belchatów” outcrop, Central Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 14: 61-83.
- Krzyszowski D., Brodzikowski K., 1987 – Budowa geologiczna czwartorzędu w odkrywce KWB Belchatów. Przew. II Symp. „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”. Belchatów: 7-20.
- Krzyszowski D., Czerwonka J. A., 1992 – Quaternary Geology of the Kleszczów Graben (Central Poland): a study based on boreholes from the western forefield of the „Belchatów” outcrop. *Quatern. Stud. Pol.*, 11: 91-129.
- Kummerow E., 1930 – Fortschritte der Geschiebeforschung. (Bewegungsrichtung des Inlandeis, Drift- und Schollentransport). *Centralbl. Min. Geol. Paläont.*, B: 136-145.
- Kummerow E., 1954 – Grundfragen der Geschiebeforschung. *Geologie*, 3: 42-54.
- Ladwig H., 1938 – Geschiebezählungen als Forschungsmittel zur Diluvial-stratigraphie und Tektonik Ostpommerns. *Abh. Geol.-Paläont. Inst. Greifswald*, 19: 1-45.
- Lagerlund E., Malmberg-Persson K., Krzyszowski D., Johansson P., Dobracka E., Dobracki R., Panzig W.-A., 1995 – Unexpected ice flow directions during the late Weichselian deglaciation of the south Baltic area indicated by a new litostratigraphy in NW Poland and NE Germany. *Quatern. Intern.*, 28: 127-144.
- Laitakari A., 1925 – Über das Jotnische Gebiet von Satakunta. *Fennia*, 45 (8): 1-43.

- Laitakari I., 1989 – How the glacial erratics were broken loose from the bedrock? W: M. Perttunen (ed.) Transport of glacial drift in Finland. *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper*, 7: 15-18.
- Lamparski Z., 1969 – Role of local material in the investigation of the course of the Middle Polish glacial transgression in the Middle Polish Uplands. *Zesz. Nauk. UAM. Geografia*, 8: 95-102.
- Lamparski Z., 1971 – Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. *Biul. Geol. UW*, 13: 5-74.
- Laymon C. A., 1992 – Glacial geology of western Hudson Strait, Canada, with reference to Laurentide Ice Sheet dynamics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 1169-1177.
- Lehtovaara J. J., 1982 – Palaeozoic sedimentary rocks in Finland. *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, A. III., 133: 35s.
- Lilliesköld M., 1990 – Lithology and transport distance of glaciolluvial material. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds) Glacial indicator tracing. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 151-164.
- Lindén A., 1975 – Till petrographical studies in an archean bedrock area in southern central Sweden. *Striae*, 1: 57 s.
- Lisicki S., 1993 – Komplex osadów zlodowacenia warty na tle osadów plejstocenijskich w centralnej części Pojezierza Mazurskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 207-213.
- Ludwig A., 1961 – Stratigraphischer Wert von Geschiebezählungen. *Ber. geol. Ges. DDR*, 6: 194-203.
- Ludwig A., 1967 – Der präquartäre Untergrund der Ostsee. Teil I. Nordliche und Mittlere Ostsee. *Wiss. Zeitschr. Univ. Rostock, Math.-Naturw.*, 16 (9/10): 1105-1136.
- Lundegårdh P. H., 1957 – Petrology of the Uppsala region, Eastern Sweden. *Sver. Geol. Undersökning, C*, 544: 75 s.
- Lundqvist Th., 1979 – The Precambrian of Sweden. *Sver. Geol. Undersökning, C*, 768: 87 s.
- Lüttig G., 1958 – Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geol. Jb.*, 75: 361-418.
- Lüttig G., 1991 – Erratic boulder statistics as a stratigraphic aid. Examples from Schleswig-Holstein. *Newsl. Stratigr.*, 25(2): 61-74.
- Lyczevska J., 1960 – Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw Wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150: 245-258.
- Łydka K., Turnau-Morawska M., 1967 – Minerale ciężkie z osadów trzeciorzędowych i plejstocenijskich w Marantowie koło Konina. *Prace Inst. Geol.*, 48: 137-146.
- Mańkowska B., 1994 – Lithostratigraphy of Deposits of the Middle Polish Glaciation in Belchatów Opencast Mine and the Problem of the Interstadial Between the Radomka (Maximum) and Warta Stadials. *Quatern. Stud. Pol.*, 12: 83-104.
- Männil R. M., 1988 – Entwicklungsgeschichte des baltischen Becken im Ordovizium. *Der Geschiebesammler*, 22, 2: 65-84.
- Mańkowska A., 1987 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Kotwasić. Inst. Geol., Warszawa.
- Mańkowska A., Gogolek W., 1988 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Kotwasić. Inst. Geol., Warszawa: 89 s.
- Marczinski R., 1968a – Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saaleglazials im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Unterelbe. *Rotenburger Schrifte Sonderh.*, 11: 132 s.
- Marczinski R., 1968b – Zur Häufigkeit und Verteilung von Geschieben in verschiedenen Korngrößen-Bereichen Saaleglazialer Ablagerungen Norddeutschlands. *Mitt. aus dem Geol. Inst. der Techn. Univ. Hannover*, 8: 74-86.
- Markus L., 1991 – Zasięgi łąd lodowców zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Wyd. Nauk. UAM, *Geografia*, 50: 531-538.
- Matoshko A. V., 1995 – Dnieper Glaciation – basal till deposits. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. L. Gibbard (eds) Glacial Deposits in North-East Europe. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 231-239.

- Metzger A. A. Th., 1927 – Zur Kenntnis der nordbaltischen Kambro-Silurs auf Åland und im Südwestlichen Küstengebiet Finnlands *Fennia*, 47 (12): 1-20.
- Meyer K.-D., 1965 – Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16: 47-60.
- Meyer K.-D., 1970 – Zur Geschiebe-Führung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. *Abh. naturwiss. Ver. Bremen*, 37 (3/2): 227-246.
- Meyer K.-D., 1983 – Indicator pebbles and stone count methods. W: J. Ehlers (ed.) *Glacial Deposits in North-West Europe*. Balkema, Rotterdam: 275-287.
- Meyer K.-D., 1985 – Zur Methodik und über den Wert von Geschiebezählungen. *Der Geschiebesammler*, 19 (2/3): 75-83.
- Meyer K.-D., 1990 – Geschiebetransport im kanadischen und europäischen Inlandeis – ein Vergleich. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 126-138.
- Meyer K.-D., 1991 – Zur Entstehung der westlichen Ostsee. *Geol. Jb., A*, 127: 429-446.
- Meyer K.-D., 1995 – Diskussion-Beitrag zur Stellung des Warthe-Stadiums in Niedersachsen. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 149-154.
- Milthers K., 1942 – Ledeblokke og Landskabsformer i Danmark. *Dann. Geolog. Unders. II række*, 69: 1-137.
- Milthers V., 1909 – Scandinavian Indicator Boulders in the Quaternary Deposits. *Dann. Geolog. Unders. II række*, 23: 153 s.
- Milthers V., 1933 – Leitgeschiebe auf Gotland und Gotska Sandön sowie die Heimat der Ostseeporphyre. *Geolog. Fören. i Stockh. Förhandl.*, 55 (1): 19-28.
- Milthers V., 1934 – Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. *Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt N.F.*, 156: 74 s.
- Milthers V., 1936 – Eine Geschiebegrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehungen zu den Vereisungen. *Jb. Preuß. Geol. Landesanst.*, 56: 248-263.
- Milthers V., 1939 – Beiträge skandinavischer Leitgeschiebe für die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 91: 261-272.
- Milthers V., 1950 – Die Gliederung und Verbreitung der skandinavischen Vereisungen in Nordwesteuropa. *Geolog. Fören. i Stockh. Förhandl.*, 72(3): 257-268.
- Milthers V., Milthers K., 1938 – Die Verteilung einiger wichtiger skandinavischer Leitgeschiebe in einem Teile Polens. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 5: 26 s.
- Mojski J. E. (red.), 1995 – Atlas Geologiczny Południowego Bałtyku 1:500 000. PIG, Sopot-Warszawa.
- Mojski J. E., Rzechowski J., 1967 – Niektóre wyniki badań petrograficzno-litologicznych glin zwalowych Polski Wschodniej i Środkowej. *Zesz. Nauk. UAM. Geografia*, 7: 131-147.
- Münnich G., 1936 – Quantitative Geschiebepprofile aus Dänemark und Nordostdeutschland mit besonderer Berücksichtigung Vorpommerns. *Abh. geol.-paläont. Inst. Univ. Greifswald*, 15: 52 s.
- Nalewajko J., 1982 – Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 44: 159 s.
- Nunberg J., 1971 – Próba zastosowania metod statystycznych do badań zespołu glazów fennoskandyjskich występujących w utworach glacialnych północno-wschodniej Polski. *Stud. Geol. Pol.*, 37: 103 s.
- Nunberg J., 1979 – Erratics selection index as a value determining the origin of marginal forms and glacial sediments. *Quatern. Stud. Pol.*, 1: 65-69.
- Oberc J., Pożaryski W., Sokółowski S., 1968 – Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych (bez utworów czwartorzędowych). W: Budowa geologiczna Polski T.I. cz.1., Wyd. Geol., Warszawa.
- Panzig W. A., 1995 – The tills of NE Rügen – lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. L. Gibbard (eds) *Glacial Deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 521-533.

- Penck A., 1879 – Die Geschiebformation Norddeutschlands. *Z. Deutsch Geol. Ges.*, 31: 117-203.
- Perttunen M., 1977 – The lithologic relation between till and bedrock in the region of Hämeenlinna, southern Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 291: 68 s.
- Piwocki M., 1980 – Mapa geologiczna Polski (B – mapa bez utworów czwartorzędowych) 1:200 000 ark. Łódź. Inst. Geol., Warszawa.
- Prest V. K., Nielsen E., 1985 – The Laurentine ice sheet and long-distance transport. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds), INQUA Till Symposium. *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper*, 3: 91-101.
- Punning J. M., Raikas A., 1983 – The age of tills: Problems and methods. W: E. B. Evenson, Ch. Schlüchter & J. Rabassa (eds) *Tills and related deposits*. Balkema, Rotterdam: 357-364.
- Puranen R., 1990 – Modelling of glacial transport of tills. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds) *Glacial indicator tracing*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 15-34.
- Racynowski R., 1969 – Badania granulometryczne i mineralogiczno-petrograficzne glin zwalowych Polski wschodniej. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 289-324.
- Racynowski R., Rzechowski J., 1969 – Selected problems of litology and petrography of the boulder clays in Central and Eastern Poland. *Geogr. Polon.*, 17: 319-340.
- Raikas A., 1969 – Composition and genesis of Estonian tills. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 8: 167-176.
- Raikas A., 1995a – Estonia – a land of big boulders and rafts. *Quaest. Geogr.*, 4: 247-253.
- Raikas A., 1995b – Properties, origin and stratigraphy of Estonian tills. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. L. Gibbard (eds) *Glacial Deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 93-101.
- Richter K., 1933 – Gefüge und Zusammensetzung des Norddeutschen Jungmoränengebietes. *Abh. Geol. Palaeont. Inst. Greifswald*, 11: 63 s.
- Richter K., 1937 – Die Eiszeit in Norddeutschland. Gebrüder Borntraeger, Berlin: 179 s.
- Richter K., 1958 – Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. *Geol. Jb.*, 76: 223-234.
- Richter K., 1961 – Geschiebekundliche Gliederung der Elster (= Mindel) Eiszeit in Nordwestdeutschland mit Nachweis von Interstadialen und interstadialer Fließerde. Rep. VI. Intern. Congr. Quatern (INQUA 6) Łódź: 35-42 (199-210).
- Rózycki F., 1966 – Próba określenia pozycji stratygraficznej glin zwalowych na podstawie badań granulometrycznych. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 36(4): 381-393.
- Rózycki S. Z., 1965 – Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16: 189-201.
- Rózycki S. Z., 1976 – Basal moraines composed of local material („exaration moraines”) in Malopolska Upland. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 12: 55-63.
- Rutkowski E., 1967 – Czwartorzęd Wysoczyzny Konińskiej i jego podłoże. *Prace Inst. Geol.*, 48: 5-79.
- Rutkowski J., 1995 – Badania petrograficzne żwirów. W: E. Mycińska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Uniw. Warszawski: 133-150.
- Ryka W., Maliszewska A., 1991 – Słownik petrograficzny. Wyd. Geol., Warszawa: 416 s.
- Rzechowski J., 1971 – Granulometryczno-petrograficzne właściwości glin zwalowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 111-156.
- Rzechowski J., 1974 – O litotypach glin zwalowych Dolnego i Środkowego Plejstocenu na Niżu Polskim. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 10: 87-100.
- Rzechowski J., 1977 – Main lithotypes of tills in the Central Polish area. *Biul. Inst. Geol.*, 305: 31-44.
- Rzechowski J., 1982 – Dependence of till lithology on properties of a local Quaternary bedrock in Central Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 343: 111-134.
- Saarnisto M., 1990 – An outline of glacial indicator tracing. W: R. Kujansuu, M. Saarnisto (eds) *Glacial indicator tracing*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 1-13.

- Salonen V.-P., 1986 – Glacial transport distance distributions of surface boulders in Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 338: 57 s.
- Salonen V.-P., 1987 – Observations on boulders transport in Finland. *Geol. Surv. Finland, Spec. Paper*, 3: 103-110.
- Sauramo M., 1924 – Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, 67: 37 s.
- Schuddebeurs A. P., 1980/1981 – Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande. *Der Geschiebesammler*, 13: 163-178, 14: 33-40, 91-118, 147-198, 15: 73-90, 137-157, 181-187.
- Schuddebeurs A. P., 1981 – Results of counts of Fennoscandinavian erratics in The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 34(3): 10-14.
- Schuddebeurs A. P., 1986 – Einige Bemerkungen zu K.D. Meyers: „Zur Methodik und über den Wert von Geschiebezählungen“. *Der Geschiebesammler*, 19(4): 151-156.
- Shakesby R.A., 1978 – Dispersal of glacial erratics from Lennoxton, Stirlingshire. *Scott. J. Geol.*, 14(1): 81-86.
- Siemiradzki J., 1882 – Nasze glazy narzutowe. *Pam. Fizjograf.*, 2: 87-123.
- Simonen A., 1960 – Pre-Quaternary rocks in Finland. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, 191: 49 s.
- Simonen A., 1980 – The Precambrian in Finland. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, 304: 58 s.
- Skompski S., 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 175-258.
- Sméd P., 1993 – Indicator studies: a critical review and a new data-presentation method. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 40(3-4): 332-344.
- Sméd P., 1994 – Steine aus dem Norden: Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. Gebrüder Borntraeger. Berlin-Stuttgart: 194 s.
- Stankowski W., 1976 – Homogeneity - heterogeneity of glacial tills in Kleczew Plain near Konin. W: W. Stankowski (ed.) Tills its genesis and diagenesis. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 12: 233-238.
- Stankowski W., Krzyszkowski D., 1991 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. W: W. Stankowski (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Inst. Bad. Czwart. UAM: 11-31.
- Stea R. R., Turner R. G., Finck P. W., Graves R. M., 1989 – Glacial dispersal in Nova Scotia: a zonal concept. *Geol. Surv. Can. Paper*, 89-20: 155-169.
- Tarvydas R., 1957 – Niekotoryje predvaritelnyje dannyje izucenija kristalliceskich valunov na territorii Litwy (in Russian) *Moskliniai Pranešimai, Geol., Geogr.*, 4: 297-310.
- Thiem G., Krbeček M. R., 1992 – Geschiebestatistische Untersuchungsergebnisse aus Grundmoränen in Raum westlich Spremberg (Niederlausitz). *Z. Geol. Wiss.*, 20(5/6): 593-601.
- Trembaczowski J., 1961 – Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych. *Ann. UMCS, B*, 16 (3): 63-94.
- Trembaczowski J., 1967 – Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwalowych Wysoczyzny Północnokonińskiej. *Prace Inst. Geol.*, 48: 147-162.
- Trzmieł B., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Brzeziny. Inst. Geol., Warszawa: 31 s.
- Trzmieł B., 1996 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Turek. Inst. Geol., Warszawa: 47 s.
- Trzmieł B., Nowacki K., 1987 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Łódź-Wschód. Inst. Geol., Warszawa: 83 s.
- Turkowska K., 1988 – Uwagi o zasięgu lodowca warty na południowy wschód od Łodzi. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 9: 73-82.
- Turkowska K., 1993 – Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 239-263.

- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1994 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ark. Tuszyn. Inst. Geol., Warszawa: 36 s.
- Using N. V., Madsen V., 1897 – Beskrivelse til. Geologisk Kort över Danmark. Kortbladet Hindsholm. *Danm. Geol. Unders. I Rakke*, 2: 21-24.
- Veillette J. J., 1989 – Ice movements, till sheets and glacial transport in Abitibi-Timiskaming, Quebec and Ontario. *Geol. Surv. Can. Paper*, 89-20: 139-154.
- Veltheim V., 1962 – On the pre-Quaternary geology of the bottom of the Bothnian Sea. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, 200: 166 s.
- Vijding H., 1957 – Rasprostranienije i petrografija erraticsckich valunov Estonskoj SSR. *Moskliniai Pranešimai. Geol., Geogr.*, 4: 285-295.
- Vinx R., Grube A., Grube F., 1997 – Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn. *Leipziger Geowiss.*, 5: 83-103.
- Wennberg G., 1951 – Über den Geschiebetransport im Inlandeis. *Schr. Naturw. Vereins Schleswig-Holsteins*, 25: 108-115.
- Wentworth C. K., 1922 – A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, 30: 377-392.
- Winterhalter B., 1972 – On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 258: 1-66.
- Woldstedt P., 1935 – Über stratigraphischen Wert von Geschiebeuntersuchungen in Norddeutschland. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 87(6): 360-369.
- Woldstedt P., 1954 – Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart: 374 s.
- Wójcik J., 1985 – Kierunki nasunięć łądolodu złodowacenia środkowopolskiego w świetle składu petrograficznego moren między Kotliną Jeleniogorską a blokiem Gór Sowich. *Kwart. Geol.*, 29(2): 437-458.
- Wünnemann B., 1993 – Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne in Schleswig-Holstein. *Berliner Geogr. Abh.*, 55: 167 s.
- Wünschmann K., 1934 – Neue Geschiebezählungen aus dem Mansfelder Land. *Z. für Geschiebeforschung*, 10: 117-151, 167-182.
- Zaloba M., Czubiła P., 1995 – Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów Basin and the eastern part of the Turek Plateau. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 197-212.
- Zandstra J. G., 1976 – Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 27: 30-52.
- Zandstra J. G., 1983 – A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in the central Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 62(3): 455-469.
- Zandstra J. G., 1986 – Explanation to the map „Fennoscandian crystalline erratics of Saalian tills in The Netherlands”. W: J. J. M. van der Meer (ed.) *Tills and Glaciotectonics*. Balkema, Rotterdam/Brookfield: 127-132.
- Zerndt J., 1928 – Glazy narzutowe Łodzi. *Czas. Przyn.*, 5/6: 130-148.
- Ziołek J., 1985 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Piotrków Trybunalski. Inst. Geol., Warszawa.
- Ziołek J., 1986 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 ark. Piotrków Trybunalski. Inst. Geol., Warszawa: 76 s.

Piotr Czubla

FENNOSCANDIAN ERRATICS IN QUATERNARY DEPOSITS OF MIDDLE POLAND AND THEIR VALUE FOR STRATIGRAPHIC PURPOSES

Summary

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Study area
2. Location of the geographical centres of the parent areas of indicator and statistical erratics used for circle-maps
3. Parent areas of Nordic indicator erratics
4. Petrographical composition of erratics in the till T1 of Folwark Formation
5. Parent areas of indicator erratics found in the tills of Folwark Formation (T1 – Nida Glaciation)
6. Petrographical composition of the fraction over 20 mm in the deposits of Kuców Formation
7. Parent areas of indicator erratics in the older till of Kuców Formation
8. Parent areas of indicator erratics in the younger till of Kuców-Formation
9. Petrographical composition of the fraction over 20 mm in the Odrian tills
10. Parent areas of indicator erratics in the tills of Lawki Formation
11. Petrographical composition of the fraction over 20 mm in the T5 till
12. Parent areas of erratics in the oldest Wartian till T5
13. Simplified petrographical composition of erratics from the middle and youngest Wartian tills
14. Parent areas of erratics in the middle Wartian till
15. Parent areas of erratics in the upper Wartian till
16. Theoretical home centres calculated on typical assemblage of indicator erratics from samples collected in glacial deposits of the “Belchatów” outcrop
17. Theoretical home centres calculated on enlarged assemblage of indicator erratics from samples collected in glacial deposits of the “Belchatów” outcrop
18. Theoretical home centres calculated on enlarged assemblage of indicator and statistical erratics from the samples collected in glacial deposits of the “Belchatów” outcrop
19. Petrographical composition of erratics in the oldest Kleczew till T1

20. Parent areas of indicator erratics in the oldest till T1 in Kleczew
21. Simplified petrographical composition of erratics in the Kleczew till T2
22. Parent areas of indicator erratics in the Kleczew till T2
23. Simplified petrographical composition of erratics collected in the Kleczew till T3
24. Parent areas of indicator erratics in the Kleczew till T3
25. Simplified petrographical composition of coarse material in the Kleczew till T4
26. Parent areas of indicator erratics in the upper till in the "Józwin" outcrop
27. Simplified petrographical composition of erratics in the oldest till in Smulsko
28. Parent areas of indicator erratics in the oldest till in the "Adamów-Smulsko" outcrop
29. Simplified petrographical composition of erratics in the middle till of the "Adamów-Smulsko" outcrop
30. Parent areas of indicator erratics in the middle till of the "Adamów-Smulsko" outcrop
31. Simplified petrographical composition of erratics in the upper morainic horizon (Wartanian) of the "Adamów-Smulsko" outcrop
32. Parent areas of indicator erratics in the upper till (Wartanian) in the "Adamów-Smulsko" outcrop
33. Simplified petrographical composition of Warta deposits in the Koźmin outcrop
34. Parent areas of indicator erratics in tills (Wartian) in the Koźmin outcrop
35. Simplified petrographical composition of glacial deposits in Siedlątków
36. Parent areas of indicator erratics identified in sample Si1 from Siedlątków
37. Simplified petrographical composition of the fraction over 20 mm in Moszczenica
38. Parent areas of indicator erratics in tills (Wartian) in the Moszczenica outcrop
39. Simplified petrographical composition of the fraction over 20 mm in Kruszów
40. Parent areas of indicator erratics in Wartian till in Kruszów
41. Simplified petrographical composition of the lower part of the morainic horizon in Łaznowska Wola
42. Parent areas of indicator erratics in the lower part of the morainic deposits, exposed in an outcrop of the brick-yard in Łaznowska Wola
43. Simplified petrographical composition of the fraction over 20 mm in the tills from Brzeziny
44. Parent areas of indicator erratics in tills of the brick-yard in Brzeziny
45. Simplified petrographical composition of the erratic assemblage collected in the weathered tills in Chociw
46. Parent areas of indicator erratics in the sample from Chociw
47. Simplified petrographical composition of coarse fraction in tills near Gostynin
48. Petrographical coefficients F/K (flints/crystalline rocks) and Lk/K (local rocks/crystalline rocks) in morainic deposits of Middle Poland
49. Dolomitic erratics in the morainic deposits of different ages
50. Results of simplified petrographical analyses of coarse material
51. Theoretical stone centres calculated for Quaternary deposits of Middle Poland
52. Theoretical stone centres calculated on enlarged assemblage of indicator erratics
53. Selective theoretical stone centres (*Auswahl TGZ*) in investigated Quaternary deposits

Tables

1. Groups of rocks separated in petrographical analysis
2. Geographical coordinates of outcrops of indicator and statistical erratics
3. Stratigraphy of Quaternary deposits in the Kleszczów Graben
4. Values of Hesemanns formula in deposits of Middle Poland and Northern Germany

ABSTRACT

The present study shows the approach to the petrographic investigations of glacial deposits using the detailed analysis of indicator and statistical erratics in the fraction above 20 mm. Applied and tested methods have been introduced in Germany, Denmark, the Netherlands, Lithuania and Russia. The methods have been modified in order to obtain the most reliable information. Both fluvioglacial material and strongly weathered tills did not provide sufficient stratigraphic information.

On the basis of the data recorded on 40 samples (nearly 50 000 clasts) collected at eleven sites in Central Poland, characteristic features of the Scandinavian rock assemblages which are present in morainic deposits of the particular glaciations have been determined. The distinct uniqueness of the petrographic composition in the Odrian and Wartian tills resulting from the different source areas has been found out. Unique petrographic properties, expressed in the relationship between fundamental indicator erratics are characteristic also for deposits of the other glaciations.

The stratigraphic correlation of numerous samples was conducted using the TGZ (theoretical home centre) method. The obtained TGZ results are nearly identical with the data presented by German researchers. This refers to the deposits of Elsterian (= Nidrian), Drenthe (= Odrian) and Warthe (= Wartian) glaciations.

The usefulness of the F/K (flints+cherts/crystalline rocks) coefficient for the subdivision of glacial deposits in Central Poland has been questioned. The results based on the content of dolomite erratics are much better.

Both, the alimentation areas and the pattern of ice movement during the glacial periods have been reconstructed. The oldest glacial deposits (among these available for the study) of the Nidrian Glaciation show the northwestern location of the alimentation area. During the Sanian Glaciation the ice divide distinctly shifted towards the east. The Middle Polish ice sheets left behind two types of boulder assemblages. The older (Odrian) one reveals a strong southern Scandinavian derivation and contains a high percentage of (Swedish) rocks. The younger (Wartian) one is composed largely of material from northeastern Fennoscandia. Therefore the theory about the migration of the ice divides towards the east has been supported.

Both the qualitative and quantitative analyses of the local components enable the simplified palaeogeographic interpretation of the forefield of the study areas.

INTRODUCTION

The Pleistocene ice-sheets transported the abundant masses of rock materials from the Fennoscandian and Baltic regions to the Central European Lowland. Considering the duration of growth of the ice-sheets and their spreading over Northern and Central Europe as well as repeated transgressions and regressions, including the complete melting during the interglacials, the position of the ice divide should not be assumed to be stationary. Even slight modification in the atmospheric circulation due to either the ice growth and the drop in world sea level or other external factors must have caused the increased rate of the ice formation at one place while its fall elsewhere. Comparison of the above facts with the regional differences in geology of the Fennoscandian shield leads to the conclusion that material carried by the subsequent ice advances has to differ in petrographic composition. This is the basic assumption of the lithostratigraphy of glacial deposits.

The present study shows the results of complex petrographic investigations of the stony fraction (>20 mm in diameter). They comprised both the petrographic composition and the studies of indicator and statistical erratics. Several approaches were tested in order to determine which method provides the most reliable information in the study area.

The term "erratic", from Latin erraticus, was introduced as early as the end of the 18th century and refers to a fragment of rock carried by an ice-sheet and deposited within its range.

Particularly significant are indicator erratics, i.e. rocks of the known and well-defined outcrop (Petersen 1900; Milthers 1909; Korn 1927) revealing very distinct petrographic properties and being relatively common in glacial deposits.

In the study of indicator boulders, much importance is being attached to so-called statistical erratics (Smed 1993, 1994), viz. rocks present in several outcrops or having only one but extensive outcrop. Their source areas in Fennoscandia may be established with less precision than these of indicator erratics.

THE PROBLEMS

In general, typical glacial deposits, usually without organic remains, are hardly dateable. Only exceptionally it is possible to attribute them easily to a given stratigraphic horizon, when are

underlain and also overlain by organic sediments from which pollen data are available. Even large exposures, such as the brown coal pit at Belchatów generally lack typical stratigraphical profiles. The situation is additionally complicated by the tectonic activity involved as well as deformations from both the ice advance and deglaciation phases. Moreover, permafrost-related phenomena complicate the structure of Pleistocene deposits.

Thermoluminescence age estimates have recently become a subject of much controversy as the results sometimes differ from data produced in other methods (cf. B l u s z c z *et al.* 1991). Therefore the application of lithostratigraphic methods seems to be necessary. No reliable information about the source areas can be gathered from the simplified gravel petrography. The interpretation of the composition of long-distance erratics in the coarse gravel fraction is one of the available study methods: local material provides only sufficient data to determine the local ice movement directions and the dynamics. This method has been applied in Middle Poland for the first time.

The differentiation of erratic assemblages in glacial deposits of various ages in Middle Poland and the possibility of their use for chronostratigraphic purposes determine the research problems in this study. The fundamental goals of this study are:

1. to test the stone count methods applied in other European countries;
2. to choose the most useful procedure for the study area and possibly to modify it to local geological conditions;
3. to recognize the relationship between basic erratics present in glacial deposits of different ages in Central Poland;
4. to search for the characteristic features of assemblages of indicator and statistical erratics for a particular glacial event;
5. to delimit the source areas and the directions of ice movement during the subsequent glacial periods;
6. to reconstruct the palaeogeography of the northern forefield of the studied localities.

STUDY AREA

The study area is located within the range of the surficial occurrence of Wartian deposits. Merely in its N and NW parts these deposits are covered with younger series (Fig. 1). No site lies outside the Wartian maximum extent line.

The sampling sites were selected based on the occurrence of sediments of different ages along the one section. Therefore large exposures such as brown coal pits or clay pits were preferred: nevertheless the smaller ones in the Łódź surrounding were also investigated. This manner of sampling excluded material from drillings.

METHOD

The samples were collected from tills (largely from typical basal till as recommended by P u r a n e n 1990), while the gravel samples were taken only for comparative purposes. The latter were used to check how the composition of underlying moraines influences the petrography of erosional pavements and fluvio-glacial sediments.

As a rule, material from unweathered morainic deposits was studied. At Belchatów, the samples from weathered and decalcified tills were collected in order to check their usefulness in the investigations (by comparison with unweathered material from the same formation).

It was assumed that the representative sample should comprise not fewer than 50 indicator erratics, thus at least 1000 pebbles were necessary at each location (V i n x *et al.* 1997 and M e y e r 1983 are of similar opinion). Since most indicator erratics are igneous rocks, in tills rich

in carbonate rock fragments a larger sample size is required; in such cases *Schuddebeurs* (1980/1981) recommends 1500 clasts. Eventually, the average sample contained over 1200 clasts. Therefore, approximately 48 000 pebbles in 40 samples were identified.

In the investigations, all grains of over 20 mm in size were counted. Smaller fractions were regarded useless because an identification of some medium- and coarse-grained rocks is impossible (among the indicator erratics this refers to granitoides), whereas the number of porphyries and some sandstones, due to being easily recognized, is overestimated (red Baltic porphyries and erratics from Dalarna).

There is no reason to establish the maximum size of the clasts (*Vinx et al.* 1997; *Rutkowski* 1995). The limitation in size to 60 or 64 mm (e.g. *Lüttig* 1958; *Meyer* 1983) excludes from the analysis the considerable number of large-crystalline erratics that are difficult or even impossible to identification as smaller grains (*Wyborg – rapakivi, Revsund, Arnö, Björna granites*), which may distort the result.

Since the fraction of over 20 mm is rare in most investigated moraines, it was impossible to take sufficiently large mass of tills to the laboratory and to wash them. Therefore, after the suitable exposure had been chosen and cleaned, all pebbles exposing their surfaces in the wall were collected. Then, 1-2 cm thick till layers were being removed, which enabled to collect all clasts of a suitable size.

Both field work and laboratory analyses were aimed at:

1. the determination of local and Baltic-Fennoscandian rocks along with the interpretation;
2. the establishment of fundamental petrographic coefficients according to various methods, the determination of the *Heseman* formulas (*Heseman* 1930a, b, 1932, 1934) and the theoretical home centres of the boulder associations (the TGZ method) (*Lüttig* 1958);
3. the suggested changes in the existing geological maps as well as the palaeogeographical interpretation resulting from the study;
4. the interpretation of the results from indicator counts presented on circle maps (*Sméd* 1993).

To present the results according to the procedure proposed by *Sméd* (1993), a map has been made where the centres of the outcrops of particular erratics are marked (Fig. 2). These points were the centres of the circles with the areas proportional to the number of erratics from a given source area. Also, sedimentary indicator and statistical pebbles have been shown on circle maps, however their number was reduced according to *Vinx et al.* (1997).

The theoretical home centres were determined according to the standard procedure (*Lüttig* 1958). The possibility of using this method for boulder assemblages containing less reliable sedimentary indicator and statistical pebbles was tested.

OCCURRENCE OF ERRATICS

All the samples taken from morainic deposits reveal the similar qualitative composition. The indicator pebble assemblages represent the major source areas: Dalarna, Åland Islands, Stockholm surroundings, Småland and Central Baltic. The correlation of morainic horizons may be therefore deduced on the basis of quantitative analyses. Different assemblages have been identified in the samples from erosional pavements or from gravel of various provenance which underwent the secondary selection by weathering or transportation.

In all the samples, large amounts of Åland and Dalarna rocks occur. The contribution of southern Swedish rocks varies, while western Swedish rocks are rare. The investigated material lacks Eastern Finnish and Norwegian rocks.

METHODOLOGICAL CONCLUSIONS

Reliable identification of indicator rocks was possible exclusively in the samples with the original boulder composition. Weathered deposits from which coarse crystalline rocks were removed (by physical weathering) as well as carbonate rocks and biotite-rich crystalline rocks (by chemical weathering) have no value for correlation purposes.

Samples should not be collected from erosional pavements and fluvio-glacial and fluvial gravels. The analysis of fluvio-glacial deposits and erosional pavements and the comparison with the overlying tills have shown that erratic assemblages of the latter considerably differ in composition from those of the former.

The minimum sample size, assumed in advance on the basis of pebble analyses performed so far, appeared to be proper for Quaternary deposits of Middle Poland. Over 1000 clasts per sample (in the case of carbonate-rich tills 1500) are required to obtain a sufficient assemblage of indicators, i.e. no fewer than 50 pebbles. Smaller numbers are not representative.

At the early stage of investigations it seems reasonable to divide the material into fundamental petrographic groups, which allows the determination of the number of prominent crystalline rocks and sandstones in the sample. If fewer than 500 clasts of these types, the sample should be supplemented (otherwise, the sufficient number of indicator erratics which form generally no more than 10% of a sample is difficult to obtain).

THE USE OF PETROGRAPHIC ANALYSES OF THE STONY FRACTION IN STRATIGRAPHICAL AND PALAEOGEOGRAPHICAL INVESTIGATIONS

The investigations of the stony fraction of glacial deposits in Middle Poland aimed to detect the features that distinguish between glacial deposits of different ages in the best way. These features should be used as a tool for the stratigraphic subdivision of glacial deposits. To achieve this, tens of petrographic coefficients and methods, which have proved to be useful in other European countries, were tested (some of them were modified). In many cases the applicability of these procedures was unsuccessful: either the scatter of results or a predominance of the local variability in the petrographic composition (in the one morainic horizon) over the differentiation in a vertical section have been found.

The studies have shown it impossible to use the F/K (flints+cherts/crystalline rocks) coefficient for the subdivision of glacial deposits. It is largely due to the local nature of most siliceous concretions in glacial deposits of Central Poland, as stressed earlier by Różycki (1965). This opinion is confirmed by the distinct positive correlation of the content of flints and cherts with the amount of local material (Fig. 48) as well as by the considerable lateral differentiation of the content of these petrographic groups. The previously described correlation disappears as the material is weathered. Besides, in most cases, flints and cherts of Scania, Western Pomerania and the adjacent bottom of the Baltic Sea are not distinguishable from the local Mesozoic flints.

Analyses of the dolomitic erratics produce better results. The Dp/Wp (dolomites/limestones) coefficient, which is usually used in petrographic investigations, expresses the percentage of material from the eastern part of the Baltic depression in the supply of till framework. Such close association of dolomites and limestones is not ideal either because they both derive practically from the same area. Therefore, the shift of an alimentation area towards the west expressed by the fall in the dolomite content is partly effaced by the simultaneous (less distinct) decrease of limestones. More informative is the relation between dolomite and crystalline rocks or Fennoscandian erratics in general (Dp/BF) (Fig. 49). It is documented by the comparison of the relative differences between tills rich in dolomites (of Sanian age) and impoverished in them (of Odrian age): 120% for Dp/Wp and about 200% for Dp/BF, respectively.

The dolomite content indicates to the dominance of the eastern alimentation area in the material supply during the Nidrian, Sanian and Wartian Glaciations and the shift of the alimentation zone towards the west during the Odrian Glaciation. This analysis enables also to date temporarily the deposits from the Belchatów pit (in Fig. 49 marked as "san/odra ?") at the Odrian Glaciation.

All the samples were also tested according to the procedure by R z e c h o w s k i (1971) for the fine gravel fraction. The comparison of the results obtained in such way with these of the classical analyses (in the 5–10 mm fraction) of the same deposits indicate that the stratigraphical correlations based on the analyses of the different fractions are misleading. Thus, the G a i g l a s (1964) concept about the uniformity of the simplified petrographic composition, regardless of the fraction, has not been confirmed in morainic deposits of Middle Poland.

The comparison made exclusively for the fraction > 20 mm allows to show the similarity of the simplified petrographic composition of the deposits dating from the same period, at different sites of the study area. This is the most distinctive in case of Wartian deposits. Older morainic deposits reveal more differences, possibly because of their different degree of weathering. The results are presented according to the method introduced recently by K e n i g (1998). Fig. 50 distinctly shows the concentration illustrating the composition of the stony fraction of Wartian deposits: in other glacial horizons a wider range of scatter emerges.

Only the TGZ method (theoretical home centre of the erratic assemblage) after L ü t t i g (1958) turned out to be successful. The obtained image is clear and enables correlations between erratic assemblages of the same glacial period to be made (Fig. 51).

The different location of theoretical boulder centres for deposits of different ages expresses the migration of the ice divides (precisely: the source areas of ice streams responsible for till deposition in a given area). Glacial deposits of Nidrian Glaciation age show the northwestern location of the alimentation area. During the Sanian Glaciation the ice divide distinctly shifted towards the east.

The Middle Polish (Saale) ice sheets left behind two types of boulder assemblages. The older one (of Odrian – Drenthe – age, identified merely at the Belchatów outcrop) reveals a strong southern Scandinavian derivation and contains a high percentage of Swedish rocks. The younger one (of Wartian – Warthe – age) shows mainly a northeastern influence. At the Belchatów pit, the Wartian tills display different alimentation areas: the theoretical home centre of the lowermost till was located further to the west than that of the two upper horizons. This observation corroborates the theory of E h l e r s (1983) about the migration of the ice divides towards the east. Such regularity has not been found for the Wartian tills investigated in eastern Great Poland.

The data from the Vistulian tills were insufficient for the TGZ inferences. More work is needed to find out the source areas of particular stadials of this glaciation.

It should not be expected the theoretical boulder centres in Polish counts to be identical with those in Germany or other Western European countries. They would rather reveal the shift towards the east, however the general trend should be maintained. The above thesis is confirmed by the comparison between the obtained results and the data from northern Germany (M e y e r 1983). The TGZ results in Poland are nearly identical with the scheme by M e y e r concerning with the deposits of Elsterian (Nidrian Glaciation), Drenthe (Odrian Glaciation) and Warthe (Wartian Glaciation). The similar trend is marked in Schleswig-Holstein (L ü t t i g 1991), apart from the position of the TCG range of the Elsterian deposits, northeast of the others. Thus, it seems possible in this case to correlate the Elsterian with the Sanian in Poland. L ü t t i g determined also the range of Vistulian deposits: their position in the centre of the figure generally agrees with the tentative data obtained for the present work.

The attempt to include in the counts less reliable sedimentary indicator and statistical rocks was unsuccessful and resulted in the larger scattering of the theoretical boulder centres (Figs 16, 17, 18, 52).

The circle-map method by S m e d (1993) turned out rather useless for the direct stratigraphical correlations of boulder assemblages. It is perfectly suitable primarily to the determination of the proportion between particular indicator rock types, and for the location of alimentation areas and

the directions of ice flow. Besides, it is possible to detect the incorporation of older material. The obtained results may be of exclusively rough nature because the parent areas of indicator erratics are not distributed evenly throughout the entire alimentation area of the Scandinavian ice sheets. In consequence, the circle maps give very detailed data from Smaland, Dalarna, Uppland and Aland Islands, whereas other regions of Sweden as well as the bottom of the Baltic Sea are absent.

The dense maps are unfavourable for the quick comparison of the results of larger numbers of samples for stratigraphic purposes. In order to attain this, the directions of ice flow may be used. During the Nidian Glaciation, the ice sheet approached Middle Poland from Northern and Central Sweden. Its course led along the Smaland coast and in the Oland surrounding it passed the western branch of the Baltic depression. The Sanian ice sheet spread out towards the south and followed the course of the Baltic depression. The ice sheet of Odrian age repeated the course of the Nidian ice sheet, however in the Smaland area it tended more westerly. The Wartian Glaciation was characterised by the shifting of the alimentation centre, firstly towards the north, then towards the east. This migration was accompanied by the analogous changes of ice movement.

All the ice streams flowing to Middle Poland avoided Western Pomerania and the western part of the Baltic depression. This is proved by a negligible content of flints and cherts in the analysed samples.

In Middle Poland, the TGZ method, according to the procedure by Lüttig, has appeared the most useful for stratigraphic purposes. In this method it seems essential to carry out the sampling procedure in the manner which provides with the most original composition. Such an assemblage enables the differentiation of Odrian and Wartian deposits to be made fairly confidently. The correlation of older glacial deposits is a little less reliable, but decisive conclusions will be available after further investigations have been performed, both in Poland and the areas outside.

PALAEOGEOGRAPHICAL COMMENTS

The content of local rocks informs about the bedrock exposition in the warm period prior to the transgression. It can be estimated, using this, whether the studied horizon belongs to the first or the next ice advance of a given glaciation. At the Belchatów pit, the lowermost Wartian till is very rich in local rocks, which prove the long-lasting erosion that led to the exposing of the sub-Quaternary surface before this till deposition. This may testify to the importance of the warming preceding the Wartian Glaciation (Lublin Interglacial). The removal of Quaternary deposits could have been also increased by tectonic activity.

The composition of the T-4 tills (Odrian) at the Belchatów pit may suggest a glacial episode after the Masovian Interglacial which resulted in the covering of the Mesozoic and Tertiary substratum. In consequence, Odrian tills are impoverished in Mesozoic and Cainozoic sedimentary rocks.

The findings east and south-east of Łódź follow opinion that the boundary of the Wartian Glaciation should be relocated there. However, more work is needed to investigate this possibility, and undoubtedly the indicator erratics may be helpful.