

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464
sprzedaż wydawnictw 42 66 55 448
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: biuro@ltn.lodz.pl

NACZELNA RADA WYDAWNICZA ŁTN

Adam S. Gala, Wanda M. Krajewska, Edward Karasiński, Jan Szymczak

REDAKTOR SERII

Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU

Leszek Lindner

KOLEGIUM REDAKCYJNE

Paweł Jokiel, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski

SEKRETARZ REDAKCJI

Danuta Dzieduszyńska

**Wydano z pomocą finansową Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego
i Uniwersytetu Łódzkiego**

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2010

ISSN 0065-1249

Projekt okładki: Agnieszka Roman

Druk: Drukarnia BiK, ul. Smutna 16, 91-729 Łódź, tel. 42 676 07 78

Nakład: 200 egz.

TREŚĆ

Zarys treści	7
Wprowadzenie	9
Obszar badań	10
Dotychczasowe poglądy dotyczące zdarzeń glacialnych w lobie płockim	13
Cel i zakres pracy oraz uwagi dotyczące wybranych pojęć	16
Metody badań	17
Badania terenowe	17
Badania laboratoryjne	22
Analiza archiwalnych materiałów geologicznych i kartograficznych	23
Prezentacja wyników badań i uwagi o przyjętej stratygrafii	24
Budowa geologiczna i rzeźba obszaru badań	27
Podłoże kenozoiku	27
Podłoże czwartorzędu	28
Miąższość czwartorzędu	37
Wykształcenie i stratygrafia plejstocenu	38
Podłoże osadów stadiału głównego zlodowacenia wisły	42
Rzeźba i powierzchniowa budowa geologiczna	43
Analiza sedymentologiczna i mezostrukturalna	48
Stanowiska w strefach glacialmarginalnych zaplecza LGM	48
Stanowiska Paruszewice i Otmianowo	48
Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia	63
Stanowisko Piotrów	73
Stanowisko Korzeń Królewski	79
Budowa geologiczna i formowanie stref glacialmarginalnych na zapleczu LGM	84
Stanowiska w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu	86
Stanowisko Przedecz	86
Stanowisko Mijakowo	90
Obszar testowy Kubłowo	92
Maksymalny zasięg ostatniego lądolodu	98
Stanowiska wysoczyznowe	100
Stanowisko Guźlin	100
Stanowiska Lisica, Kretki, Zawada Nowa, Gaj, Gole, Kowal i Rokicie	104
Interpretacja przewodnich cech budowy geologicznej wysoczyzn	110
Rekonstrukcja nasunięcia lobu płockiego	111
Liczba i wiek zdarzeń glacialnych w lobie płockim	111
Dynamika nasunięcia lądolodu w lobie płockim	124
Kierunki ruchu lądolodu	124
Prędkość napływu mas lodowych oraz warunki hydrologiczno-termiczne w podłożu lądolodu	128
Kształt powierzchni i miąższość lądolodu	133
Lokalne uwarunkowania dynamiki lądolodu w lobie płockim	135
Podsumowanie i dyskusja	137
Wnioski	145
Literatura	147
Spis ilustracji	162
Summary	164

ZARYS TREŚCI

Praca dotyczy dynamiki lądolodu oraz wieku i chronologii zdarzeń glacialnych w lobie płockim podczas vistulianu. Rozważania nad obecnością ostatniego lądolodu skandynawskiego w rejonie Kotliny Płockiej mają długą historię, lecz dotychczas brak jest zgodności co do liczby, rangi i wieku nasunięć lądolodu, jak i charakteru glacji.

Kompleksowe badania sedymentologiczne, datowania luminescencyjne osadów oraz analizę mezostrukturalną deformacji glaciektonicznych przeprowadzano w kilkunastu odsłonięciach. Szczegółowym kartowaniem geologicznym objęto strefy glacimarginalne, maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (LGM) oraz położonych na jego zapleczu pasm pagórkowatej wysoczyzny: Czamanin–Otmianowo–Paruszewice (preLGM-1) i Izbica Kujawska–Pagórki Chodeckie–Szewo–Korzeń Królewski (preLGM-2). Analizowano rzeźbę glacialną na bazie numerycznego modelu terenu DTED2, a także odtworzono ukształtowanie i litologię podłoża lądolodu.

Wykluczono możliwość wkroczenia lądolodu w rejon Kotliny Płockiej we wczesnym i środkowym vistulianie. Wykazano, że podczas ostatniego zlodowacenia lądolód tylko raz nasunął się na obszar SE Kujaw, Kotliny Płockiej i południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego, co nastąpiło między 22,9 a 18,7 ka BP. Zdarzenie to skorelowano z fazą poznańską stadiału głównego zlodowacenia wisły. Lądolód przekroczył zasięg starszej fazy, leszczyńskiej, formując lob płocki znaczący maksimum ostatniego zlodowacenia w centralnej Polsce na linii: Korzecznik – Przedecz – Kubłowo – Walentowo – Kamienna – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Szczawin – Gąbin – Mijakowo – Goślice – Zagoty.

Wpływ na dynamikę lądolodu w lobie płockim miały uwarunkowania lokalne: topografia terenu, warunki hydrologiczne podłoża oraz termika stopy lądolodu. Transgresja przebiegała z krótkimi postojami na liniach przeszkód topograficznych w rejonie pasm preLGM-1 oraz preLGM-2. Pasma uważane dotychczas za formy recesyjne, to moreny pchnięte przekroczone przez lądolód (preLGM-1) lub ciągi stożków glaci-marginalnych, zawierających fragmenty previstuliańskich form marginalnych (preLGM-2). Określono, że tego typu poprzeczna megalineacja utworzona została w strefie frontalnej szybko przemieszczającego się lądolodu.

Lądolód w lobie płockim cechował się ciepłym ustrojem bazalnym, jedynie w brzeżnej strefie podczas LGM spąg lądolodu płatowo miał charakter zimny. Dominującym mechanizmem ruchu lodu w okresie poprzedzającym rozwój drenażu kanałowego i stabilizacji czoła lądolodu na linii LGM był poślizg bazalny, powodujący wydatny wzrost prędkości, a także ciągłe deformacje podłoża. Geometria kierunków ruchu mas lodowych w lobie płockim miała charakter wachlarzowy, charakterystyczny dla brzeżnej strefy strumienia lodowego. Oszacowano, że miąższość lądolodu była mała (ca 100–300 m), a profil podłużny spłaszczony, właściwy dla lodowców wyprowadzających.

Dynamika napływu mas lodowych oraz uzyskane parametry paleoglacjologiczne pozwoliły uznać, że lob płocki wykształcony został w zakończeniu szybkiego strumienia lodowego intensywnie zasilanego z zaplecza. Ten wyróżniający się w zarysie LGM element brzeżnej części lądolodu odpowiada głównej linii płynięcia lodu w dystalnej części strumienia Wisły.

Wykazano przydatność kinetostratygrafii w rekonstrukcji paleogeograficznej zdarzeń glacialnych.

WPROWADZENIE

Dynamika lądolodu oraz jego oddziaływanie i reakcja na zróżnicowaną topografię, zmiany litologii i hydrologii podłoża sprawiają, że w lądolodzie występują strumienie lodowe, które kończąc się na lądzie tworzą loby w jego strefie marginalnej (Marks 2001; Stokes, Clark 2001). Tego typu loby stanowiły charakterystyczny element morfologii brzeżnych partii lądolodów plejstoceniowych, jednak nie mają przykładów w obszarach współcześnie zlodowaczonych, bowiem obecne strumienie lodowe znajdują zakończenie w morzach. Loby, będąc wyrazem zróżnicowanej dynamiki lądolodu, są przedmiotem szczególnego zainteresowania i rekonstrukcji paleoglacjologicznych (Patterson 1997; Stokes, Clark 2001; Jennings 2006; Hermanowski, Piotrowski 2009). Termin „lob” w literaturze geologicznej odnoszony jest zarówno do wypustowych fragmentów lądolodu o zróżnicowanej szerokości, rzędu kilku do setek kilometrów, jak również do obszaru posiadającego zapis w postaci osadów i form charakterystycznych dla obecności lobu lodowcowego (m.in. Kozarski 1965; Skompski 1969; Lamparski 1991; Kasprzak 1997, 2003; Turkowska 2006).

Rejon Kotliny Płockiej jest obszarem, na przykładzie którego sformułowano i rozwinięto szereg fundamentalnych idei, istotnych dla rozważań o obecności ostatniego lądolodu skandynawskiego na terenie Polski. Poczynając od koncepcji „zlodowacenia dolinowego” (Lencewicz 1922, 1927; Lewiński 1924) oraz nadania „wielkiej oscylacji” w Kotlinie Płockiej rangi odrębnego zlodowacenia (Lencewicz 1927, 1936), zamykających dyskusję na temat monoglacjalizmu w Polsce (por. Różycki 1972), aż po najnowsze poglądy uwzględniające teorię o strumieniowej naturze lądolodów (Marks 2002, 2005a; Wysota 2002). W odniesieniu do nasunięcia lobu płockiego nadal odczuwalny jest brak rozwiązania problemu wieku (fazy), rangi i dynamiki tego zdarzenia oraz charakteru wyróżnianych na jego zapleczu stref marginalnych (Roman 2007d; Wysota, Molewski 2007).

Obecnie wiadomo, że w okresie zlodowacenia wisły (vistulian, Weichselian) lądolód skandynawski kilkakrotnie nasuwał się na obszar niecki Bałtyku sięgając niekiedy północnych części Niżu

Środkowoeuropejskiego. Tego typu zdarzenia koreluje się z morskimi stadiami izotopowymi (MIS) 5b, 4 oraz 2 (Mojski 1991; Sejrup i in. 2000; Ehlers i in. 2007; Marks 2010), niemniej jednak zasięg poszczególnych nasunięć oraz ich synchroniczność w odniesieniu do różnych obszarów nie są pewne. Problem ten dotyczy także terenu Polski, położonej w okresie zlodowacenia wisły w peryferyjnej strefie lądolodu skandynawskiego.

Przyjmuje się, że podczas ostatniego zlodowacenia napływ mas lodowych na obszar Polski następował poprzez strumienie lodowe: odrzański, wiślan, mazurski, litewski (por. Punkari 1997; Boulton i in. 2001b; Marks 2002, 2005a; Marks i in. 2003), oddzielone od głównego potoku lodowego, który objął nieckę Bałtyku (rys. 1). Nierozstrzygniętym pozostaje jednak problem synchroniczności lub asynchroniczności granicy maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (*Last Glacial Maximum* = LGM) wyznaczonej przez poszczególne loby (strumienie) (Rühle 1965; Kozarski 1986; Marks 2002; Wysota 2002). Rejon Kotliny Płockiej i przyległych do niej wysoczyzn znajdował się w dystalnej części strumienia płynącego z niecki Morza Bałtyckiego wzdłuż linii Wisły (strumień B³ – Punkari 1997, Boulton i in. 2001b, V – wg Marksa 2005a). Strumień ten, nazywany także wiślanym, tworzył w brzeżnej strefie lądolodu wyraźnie zarysowany lob, wysunięty ku południowi po Płock, Gąbin, Konin i wyznaczający maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w centralnej Polsce. W końcowej części rozdzielał się on na dwa podrzędne loby wykorzystujące wcześniejsze predyspozycje rzeźby: lob Gopła (Maik 1961; Molewski 2007) oraz lob płocki (Skompski 1969) (rys. 1).

Obszar lobu płockiego stanowi doskonały poligon badawczy stwarzający, zdaniem autorki, możliwość znalezienia rozwiązań wielu problemów z zakresu geologii glacialnej o randze nie tylko regionalnej. Podjęcie tematu ujętego w tytule pracy uzasadnione jest aktualnym stanem rozpoznania powierzchniowej budowy geologicznej, środowisk sedymentacji, wieku osadów oraz mechanizmów formowania stref glacialmarginalnych w obszarze lobu płockiego, wynikające z nowo opracowanych projektów badawczych, jak również

dokonanym na przestrzeni ostatniego kilkunastolecia postępowaniem wiedzy na temat funkcjonowania czasów lodowych istniejących współcześnie oraz metod rekonstrukcji dynamiki lądolodów na podstawie zapisu geologicznego i form rzeźby polodowcowej. Potrzeba rekonstrukcji nasunięcia lobu płockiego, w nawiązaniu do koncepcji strumieniowej lądolodów, wynika z konieczności włączenia badań regionalnych w ogólny model przemian środowiska przyrodniczego Europy, wywołanych

ekspansją i zanikiem ostatniego lądolodu skandynawskiego.

Prace badawcze, których wyniki zostały przedstawione w niniejszej rozprawie, prowadzono w latach 2003–2009. Były one finansowane głównie z grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 2 PO4E 02329 pt. „Rekonstrukcja nasunięcia ostatniego lądolodu skandynawskiego na obszar południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej”, a także z funduszy na badania własne Uniwersytetu Łódzkiego (nr 505/0757).

* * *

Składam podziękowania Pani Profesor Krysztynie Turkowskiej za pomoc okazaną podczas realizacji badań oraz pisanie rozprawy, cenne uwagi, a także życzliwą atmosferę i zainteresowanie postępami pracy. Dziękuję Geologom z firmy „Geotechnika-Łódź Grzegorz Roman” za wsparcie i fachową pomoc w pracach terenowych i laboratoryjnych. Wyrazy wdzięczności kieruję do doktor Lucyny Wacheckiej-Kotkowskiej za wykonanie analiz morfoskopowych oraz do Macieja Włodka i Kolegów z Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie za pomoc w kompleto-

waniu materiałów archiwalnych i rzeczową dyskusję opartą na ich doświadczeniach z prowadzenia badań geologicznych w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Wysoczyzny Płockiej.

Panu Profesorowi Leszkowi Lindnerowi dziękuję za wnikliwe uwagi, które wpłynęły na ostateczny kształt tej pracy.

Słowa podziękowania i szacunku kieruję do autorów publikacji i opracowań, z których wiedzy korzystałam. Moim Bliskim jestem wdzięczna za wyrozumiałość i wiarę w końcowy wynik podejmowanych przeze mnie działań.

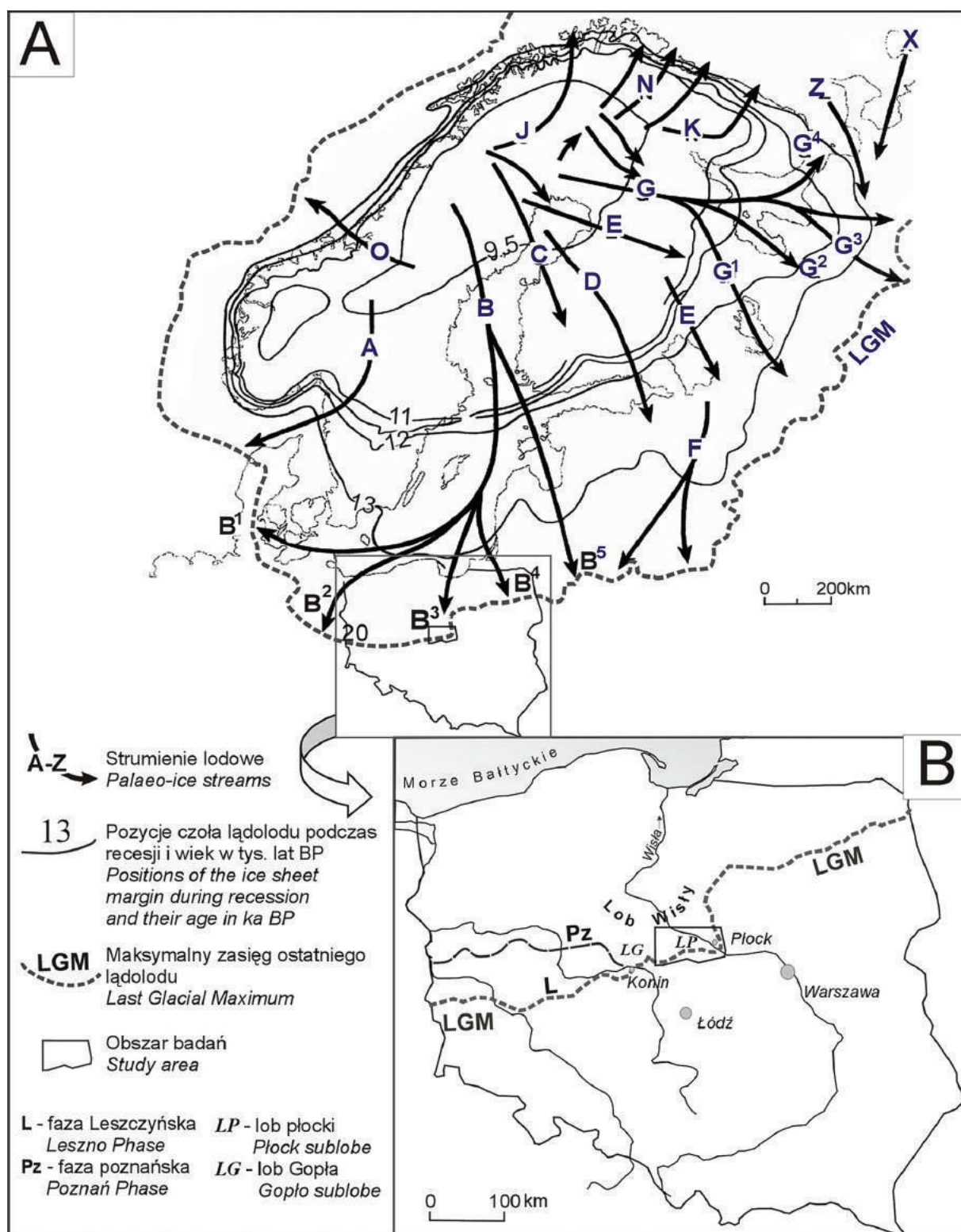
OBSZAR BADAŃ

Zasadnicza problematyka przeprowadzonych badań dotyczy obszaru położonego w zasięgu lobu płockiego. Pojęcie „lob płocki”, wprowadzone do literatury geologicznej przez Skompskiego (1969), odnosi się do brzeżnej części lądolodu, który wkroczył w obszar obniżenia na linii Wisły, sięgnął po okolice Płocka i Gąbina i wyznaczył maksimum zasięgu ostatniego zlodowacenia w tej części Polski (rys. 1, 2). Wzdłuż południka Jeziora Głuszyńskiego i osi ostańca kolskiego graniczył on z lobem Gopła, zajmującym obszar między Powidzem, Koninem a Sompolnem (Maik 1961; Molewski 2007) i wraz z nim tworzył charakterystyczny w konfiguracji marginalnej części ostatniego lądolodu element, określanej jako lob Wisły (rys. 1).

Badania prowadzono na obszarze o powierzchni około 2 700 km² obejmującym wysoczyznę morenową w zasięgu lobu płockiego. Wysoczyzna ta położona jest zasadniczo w obrębie 4 mezoregionów według podziału geomorfologicznego (Gilewska 1986) i fizycznogeogra-

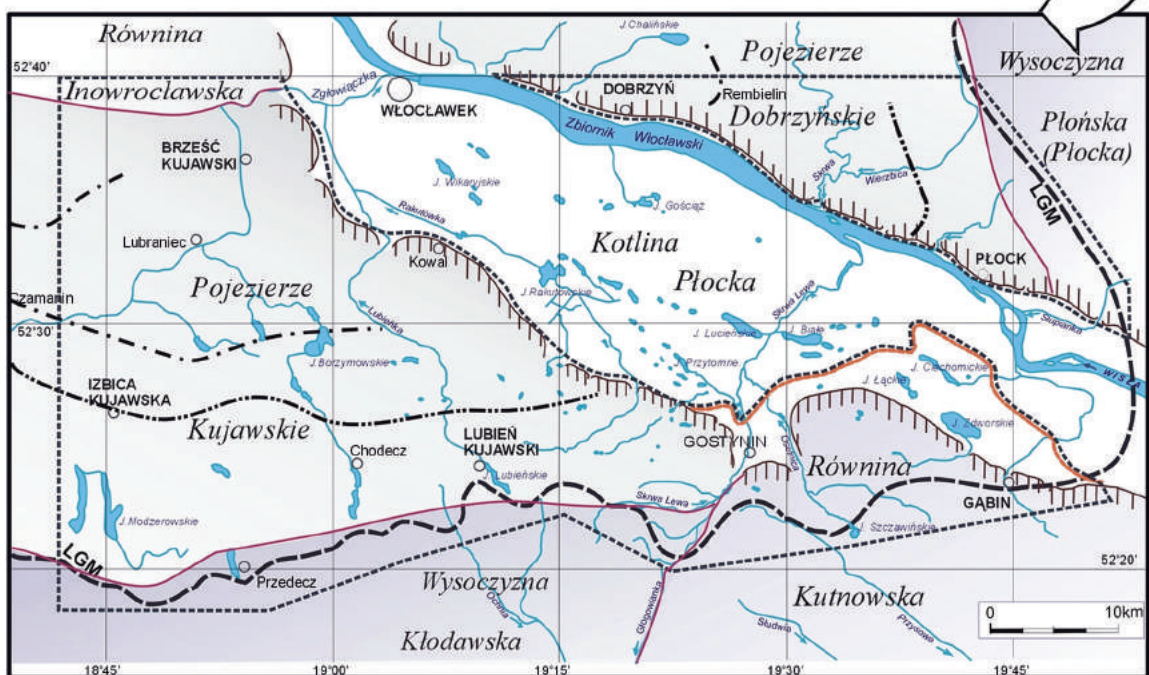
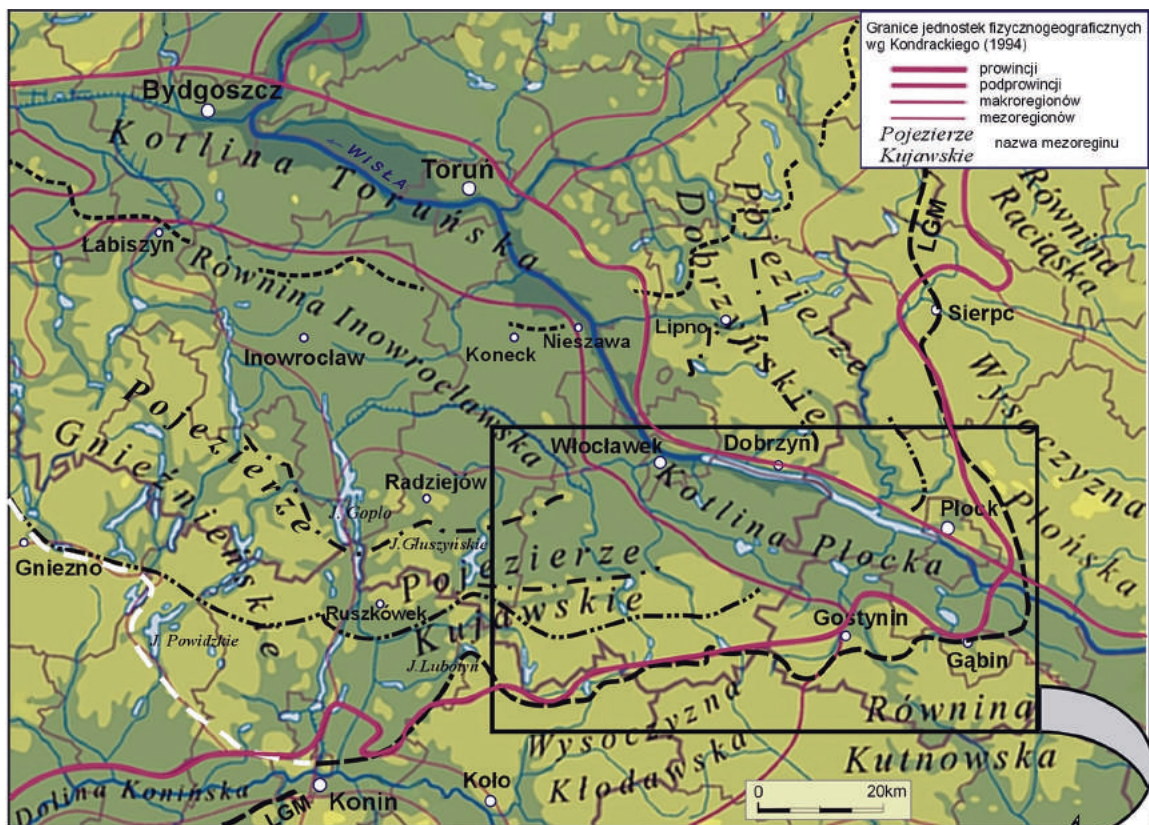
ficznego Polski (Kondracki 1994), czyli Pojezierza Kujawskiego, Równiny Kutnowskiej, Pojezierza Dobrzyńskiego oraz Wysoczyzny Płońskiej, nazywanej także Wysoczyzną Płocką (rys. 2). Północno-zachodni kraniec badanego terenu obejmuje fragment płaskiej wysoczyzny polodowcowej należącej do Równiny Inowrocławskiej, z kolei niższy stopień wysoczyznowy, tak zwany poziom ciecchomicki (Urbaniak 1965, 1967; Skompski 1969) występujący w rejonie Gostynina i na północ od Gąbina, leży już w obrębie Kotliny Płockiej. Południową i wschodnią granicę obszaru badań wyznaczają formy i osady maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu, północną – równoleżnik Włocławka, natomiast zachodnią południk 18°40', biegnący około 3 km na zachód od Izbicy Kujawskiej.

Obszar badań położony jest w granicach etnograficznych i historycznych Kujaw i Mazowsza, które to regiony zbiegają się na linii Skrzyżowania Lewej (lewobrzeżnej) i doliny Wisły.



Rys. 1. Główne strumienie lodowe ostatniego lądolodu skandynawskiego wg Punkariego (1997) – A oraz lokalizacja obszaru badań na tle lobu Wisły – B

Ice stream pattern in the last Scandinavian ice sheet after Punkari (1997) – A
and study area as against the Vistula lobe – B



Wysoczyzny polodowcowe
Morainic plain



Poziom ciechomiński
Ciechomice level



Obszar badań
Study area

LGM

Zasieg ostatniego lądolodu wg Skompskiego (1969), Mańkowskiej (1980), Baranieckiej (1989), Kotarbińskiego i Krupińskiego (1995), Roman (2007d) i Włodka (2009)
Last Glacial Maximum after Skompski (1969), Mańkowska (1980), Baraniecka (1989), Kotarbiński, Krupiński (1995), Roman (2007d) and Włodek (2009)

Zasiegi (sub)faz wyznaczanych na zapleczu LGM przez różnych autorów:
Extent of recessional (sub)phases examined behind the LGM by different authors:



fazy poznańskiej wg Galona (1961) i Galona, Roszkówna (1967)
Poznań Phase after Galon (1961) and Galon, Roszkówna (1967)



fazy poznańskiej wg Rotnickiego (1963)
Poznań Phase after Rotnicki (1963)



subfazy recesyjnej w obrębie fazy poznańskiej wg Niewiarowskiego (1983a), w obrębie fazy leszczyńskiej wg Mojskiego (2005)
recessional subphase within the Poznań Phase after Niewiarowski (1983a), within the Leszno Phase after Mojski (2005)



fazy kujawskiej (kujawsko-dobrzyńskiej) wg Galona (1961) i Galona, Roszkówna (1967)
Kujawy (Kujawy-Dobrzyń) Phase after Galon (1961) and Galon, Roszkówna (1967)

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY DOTYCZĄCE ZDARZEŃ GLACJALNYCH W LOBIE PŁOCKIM

Niemal stuletnia historia badań oraz znaczenie formułowanych na przykładzie Kotliny Płockiej teorii dotyczących obecności ostatniego lądolodu na ziemiach polskich sprawiły, że literatura tematu jest niezwykle obszerna. Jej wybór można znaleźć w artykułach przeglądowych (Marks 2002; Roman 2006b, 2007d; Wysota, Molewski 2007; Wysota i in. 2009), monografiach regionalnych (Roman 2003; Molewski 2007) oraz obszernej syntezie paleogeografii Polski w czwartorzędzie (Mojski 2005).

Koncepcję pobytu ostatniego lądolodu skandynawskiego w Kotlinie Płockiej zapoczątkowały prace Lencewicza z lat 20. i 30. ubiegłego stulecia, uwzględniające wcześniejsze spostrzeżenia Prawosławlewa (1905) i Rutkowskiego (1916) odnośnie czytelności śladów działalności lądolodu w tym rejonie. Lencewicz pisał o „wielkiej oscylacji” w Kotlinie Płockiej, zaś za wkroczeniem lądolodu sięgającego po okolice Gąbina i Gostynina miały przemawiać obecność jezior rynnowych, wyrazistość form polodowcowych (Lencewicz 1927, 1929, 1936), a także odrębna powłoka gliny morenowej (Lewiński 1924; Lencewicz 1927). Koncepcja „złodowacenia dolinowego” przetrwała aż do opublikowania prac Łyczewskiej (1960) i Mojskiego (1960), którzy w świetle szczegółowych badań geologicznych stwierdzili, że także wysoczyznę w rejonie Kowala (tzw. poziom kowalski) na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej, pokrywa glina związana z nasunięciem lądolodu północnopolskiego. Zdaniem wymienionych autorów zasięg ostatniego lądolodu nie ograniczał się jedynie do obniżenia Kotliny Płockiej i okolic Gostynina, lecz obejmował również wysoczyzny jej południowo-wschodniego obrzeżenia. Bezspornych dowodów na obecność lądolodu w południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego dostarczyła Domosławska-Baraniecka (1965), znajdując w Kaliskiej, poniżej gliny i utworów wodnolodowcowych, osady organogeniczne, których wiek określony został badaniami palinologicznymi na

interglacjał eemski i najniższą część vistulianu (Janczyk-Kopikowa 1965).

Powyższe badania pozwoliły na wprowadzenie w latach 60. pojęcia „lob płocki” (Skompski 1969), przy czym niejasna pozostawała jego granica z wydzielanym na zachodzie lobem Gopła (Maik 1961). Dla obu lobów wymiennie stosowana była nazwa „lob kujawski” (Różycki 1972, ryc. 3), „lob koniński” (Baraniecka 1989, 1993) czy też „lob Wisły” (Wysota 2002) dla podkreślenia spójności regionalnego nasunięcia lądolodu wyznaczającego LGM w centralnej Polsce.

Problemy paleogeografii nasunięcia lądolodu w lobie płockim dotyczyły maksymalnego zasięgu, wieku, liczby i rangi zdarzeń glacialnych oraz charakteru stref glacialnych. Pierwsze opracowania dotyczące zasięgu ostatniego lądolodu skandynawskiego z rejonu Kotliny Płockiej oparte były między innymi na kryterium występowania jezior (Woldstedt 1932, 1935), południowego zasięgu rynien jeziornych (Majdanowski 1947, 1950), a wobec ubóstwa moren czołowych, brano pod uwagę także strefy proksymalne sandrów i różnice w typie krajobrazu polodowcowego (Galon 1957, 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Roszko 1968). Na podstawie kryteriów morfostratygraficznych Galon i Roszkówna (1961, 1967) wyznaczyli dwie linie postojowe lądolodu w lobie płockim, mające odpowiadać maksymalnemu nasunięciu lądolodu w fazie leszczyńskiej (brandenburskiej) oraz młodszemu, należącemu do „transgresyjnej” fazy poznańskiej (frankfurckiej). Maksymalny zasięg lądolodu wyznaczony przez wymienionych badaczy pokrywał się mniej więcej z zasięgiem wytyczonym przez Majdanowskiego (1950), natomiast młodsza faza przebiegać miała przez pasmo pagórków ciągnące się równoleżnikowo od południowego otoczenia rynny Jeziora Głuszyńskiego przez wzgórze Izbicy Kujawskiej, Pagórki Chodeckie (Bartkowski i in. 1968) po Szewo, a na wschód od doliny Wisły jej ślad znaczony był wzdłuż wschodniego krańca południkowego

Rys. 2. Lokalizacja obszaru badań na tle jednostek fizycznogeograficznych wg podziału Kondrackiego (1994) oraz zasięgów ostatniego lądolodu skandynawskiego w lobie płockim

Setting of the study area against physicogeographical units after Kondracki (1994)
and limits of the last Scandinavian ice sheet in the Płock lobe

odcinka sandru Skrwy (rys. 2). Na Pojezierzu Kujawskim, na zapleczu obydwu (leszczyńskiej i poznańskiej) stref marginalnych wspomniani autorzy wyznaczają jeszcze jeden ciąg moren, zgodny z przebiegiem recesyjnych, częściowo spiętrzonych moren oscylacji radziejowskiej (Murawski 1957; Maik 1961). Wielu badaczy (m.in. Niewiarowski 1983a, b; Pasierbski 1984) utrzymywało schemat zaproponowany przez Galona i Roszkównę (1961, 1967), ulegając sugestynom tradycyjnego modelu recesji frontalnej lądolodu, który w sposób logiczny, oparty na kryteriach morfostratygraficznych tłumaczył genezę zorientowanych równolegle do zarysu linii LGM elementów rzeźby glacialnej. Niewiarowski (1983a, b), tuż na zapleczu pasma moren korelowanych z fazą poznańską, wyróżnił jeszcze jedną strefę glaciomarginalną związaną z recesją lądolodu, biegnącą od południowej części rynny Jeziora Głuszyńskiego przez Czamanin, okolice Boniewa po Jezioro Borzymowskie (rys. 2).

Przedstawione opinie doprowadziły do pewnego schematyzmu interpretacyjnego, co przy problematycznej genezie form wyznaczających według poszczególnych autorów zasięgi lądolodu oraz braku naówczas badań litostratygraficznych i poparcia w datowaniu osadów, prowadziło do wniosków, które następnie były podważane w świetle szczegółowych badań geologicznych. Geneza i wiek moren oscylacji radziejowskiej zostały zakwestionowane przez Andrzejewskiego (1979) i Molewskiego (1998, 1999). Pierwszy z badaczy wykazał, że formy występujące w rejonie Sadłówek (na N od Jeziora Głuszyńskiego) to kempy, nie zaś moreny czołowe. Z kolei Molewski (1998, 1999) udowodnił, że moreny oscylacji radziejowskiej są starsze od nasunięcia lądolodu ostatniego zlodowacenia lub że pochodzą z jego transgresji. Inny, od wcześniej wspomnianego poglądu na wiek i charakter strefy marginalnej wyznaczanej na linii Pagórków Chodeckich przedstawiała Baraniecka (Domosławska-Baraniecka 1961, 1965; Baraniecka 1993), która określiła pagórki jako „strefę główną zasięgu czoła lądolodu północnopolskiego” (Domosławska-Baraniecka 1965) i uznała za odpowiednik moreny czołowej *sensu stricto*. Z kolei Roman (2003) interpretuje formy położone we wschodniej części tej strefy, tak zwane pagórki szewskie, jako moreny akumulacyjne z transgresji lądolodu. Trudny do utrzymania jest również pogląd o recesyjnym charakterze form glaciomarginalnych na linii Czamanin – Jezioro Borzymowskie, które ostatnio określono jako formy przekroczone (Roman 2007d).

Uwzględniając kryteria geologiczne Skompski (1969), Baraniecka (1989, 1991, 1993, 1997) i Roman (1999b, 2003) uściślili zasięg lobu płockiego w rejonie Przedecza, Gostynina i Gąbina. W świetle tych badań ostatni lądolód tylko raz wkroczył na obszar wysoczyzn południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej pozostawiając pokład gliny, której poeemski wiek wcześniej udokumentowany został w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965). Również w stanowisku Ruszkówek, w południowo-zachodniej części Pojezierza Kujawskiego, powyżej udokumentowanych palinologicznie osadów eemskich występuje jedna glina lodowcowa (Janczyk-Kopikowa 1997; Kozydra, Skompski 1997). Molewski (2007) podkreśla fakt występowania jednego pokładu gliny stadiału głównego zlodowacenia wisły w obszarze Wysoczyzny Kujawskiej, opierając się na badaniach litostratygraficznych i datowaniu OSL osadów. Cytowany autor wskazuje na alternatywę wkroczenia lądolodu na ten teren (fazy leszczyńska lub poznańska) podkreślając, iż zdarzenie to nie nastąpiło wcześniej niż 20,9 ka BP.

Dla obszaru wschodniej części lobu płockiego, najpełniejsze opracowanie paleogeografii zawarte jest w pracy Skompskiego (1969). Zdaniem autora cała Kotlina Płocka, aż po okolice Gostynina i Gąbina leży w zasięgu lądolodu fazy poznańskiej, który lobem płockim przekroczył granice starszej fazy leszczyńskiej. W obrębie fazy poznańskiej Skompski (1969) wyróżnił dwie subfazy: gąbińską – starszą, znaczącą maksimum zasięgu ostatniego lądolodu i płocką, nie posiadającą co prawda wyrazu w rzeźbie, ale lokalnie zaznaczoną odrębnym, cienkim pokładem gliny lodowcowej (Skompski 1969; Skompski, Słowański 1970). Lądolód młodszej subfazy miał objąć rejon Dobrzynia sięgając po okolice Maszewa na północ od Płocka. Skompski (1969) nie wypowiada się odnośnie przebiegu subfazy płockiej na zachód od Kotliny Płockiej. Uzupełnia to Mojski (2005, ryc. 72) korelując ją ze wspomnianym wcześniej ciągiem moren recesyjnych na zapleczu fazy poznańskiej, wydzielonym przez Niewiarowskiego (1983 a, b), biegnącym przez południową część rynny Jeziora Głuszyńskiego i dalej ku Wiśle poprzez Czamanin, Boniewo i Jezioro Borzymowskie (rys. 2). W obrębie subfazy płockiej Skompski (1968, 1969, 1971) wydzielił jeszcze oscylację rembielińską, mającą wyrażać ostatni etap pobytu lądolodu w lobie płockim. Moreny tej oscylacji, tworząc ciąg niewielkich pagórków między Rembielinem a Sobowem, zazębiających się ku wscho-

dowi z wysokim poziomem sandru Skrwy (por. Skompski 1969; Słowański, Skompski 1965). Bardziej wyraziste formy czołowomorenowe występujące na północy, w linii wspomnianego ciągu, paralelizowane są z subfazą dobrzyńską (Lamparski 1981). Cytowany autor we wcześniejszej pracy (Lamparski 1964), traktował pagórki rembielińsko-sobowskie jako ślad zasięgu łądolodu fazy poznańskiej przy założeniu, że maksimum ostatniego łądolodu w lobie płockim nastąpiło w fazie leszczyńskiej. Podobne stanowisko zajmował Ber (1968) oraz Kotarbiński i Urbaniak-Biernacka (1975). Obecnie również Mojski (2005, s. 231) przychylił się do poglądu, że lob płocki wykształcony został w fazie leszczyńskiej, natomiast w fazie poznańskiej czoło łądolodu stacjonowało około 40 km na północ, tworząc lob kujawski.

Na wschód od Wisły zasięg maksymalnego rozprzestrzenienia łądolodu w lobie płockim sporadycznie zaznacza się niewielkimi morenami czołowymi. Formy te udokumentowano w okolicach Żagoty i Boryszewa (Baraniecka, Skompski 1978), a ostatnio także w rejonie Słupna, na południe od rozcięcia wysokiej krawędzi Wisły doliną Słupianki (Włodek 2009). Występujące w rejonie Słupna moreny uznawane były wcześniej za pochodzące ze zlodowaceń środkowopolskich (Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978). Badania Włodka (2009; Różański, Włodek 2009) sugerują, że zasięg lobu lodowcowego w Kotlinie Płockiej był o kilka kilometrów dalszy od tego, który wyznaczony został przez Skompskiego (1969). Również w północnej części Wysoczyzny Płońskiej (Płockiej) zasięg LGM prowadzony dotychczas na zachód od Sierpca (Roszko 1968; Lamparski 1996), został przesunięty nieznacznie na wschód od tego miasta, w wyniku udokumentowania stanowisk z osadami interglacjału eemskiego, przykrytych residuum gliny lodowcowej (Kotarbiński, Krupiński 1995, 2000; Kotarbiński 1999a, b).

Rozbieżne stanowiska zajmowano odnośnie fazowego wieku nasunięcia lobu, który wyznaczył maksimum ostatniego zlodowacenia na linii Wisły. Nasunięcie to korelowano z fazą leszczyńską (brandenburską, stadiąłem południowowielkopolskim) (Galon 1961, 1967; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Różycki 1961, 1972; Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975; Baraniecka 1989, 1993; Mojski 1984), bądź uważano, że większe rozprzestrzenienie na wschód od Konina miał łądolód młodszej fazy poznańskiej (frankfurckiej, stadiąłem wielkopolsko-dobrzyńskiego) (Woldtstedt 1932; Łyczewska 1960;

Mojski 1960, 1969; Domosławska-Baraniecka 1965; Skompski 1969, 1970; Baraniecka, Skompski 1978; Skompski, Słowański 1979; Kozarski 1986, 1991a, 1995; Stankowska, Stankowski 1988, 1991; Wysota 2002). W pierwszej grupie poglądów na ogół przeważało zdanie o recesyjnej naturze fazy poznańskiej, chociaż Galon i Roszkówna (1961, 1967) uważali, że miała ona charakter transgresyjny, ale łądolód młodszej fazy jedynie zbliżył się do zasięgu łądolodu w fazie leszczyńskiej, nie przekraczając jej. Ugruntowaną pozycję w poglądach na temat zasięgu i dynamiki łądolodu stadiąłem głównego zlodowacenia wisły ma drugi ze wspomnianych schematów, znajdujący uzasadnienie w badaniach środkowej i północnej części Niziny Wielkopolskiej (Kozarski 1986, 1988, 1991a, 1995) oraz rejonu Konina (Pazdur i in. 1980; Stankowska, Stankowski 1988, 1991), zakładający lokalne przekroczenie zasięgu fazy leszczyńskiej i zastosowany także do obszaru lobu Wisły. W ostatnich latach jest kwestią dyskusji czy, jak zakładał Kozarski (1986, 1988, 1991a, 1995), faza poznańska miała charakter recesyjny jedynie na zachód od Konina, podczas gdy w tym samym czasie, na wschód od Konina „czoło łądolodu sięgnęło dalej w wyniku dodatniego bilansu masy” (Kozarski 1991a, s. 94), czy też jak przyjmuje Wysota (2002) recesja łądolodu po apogeum leszczyńskim sięgnęła głęboko na północ, obejmując południową część dolnego Powiśla, a kolejna transgresja, w fazie poznańskiej, miała ponadregionalny charakter i reprezentowana jest przez odrębną jednostkę litostratygraficzną.

W przedstawionych wyżej poglądach obecność łądolodu w lobie płockim odnoszona jest do stadiąłem głównego vistulianu (MIS 2). Pojawiały się również opinie o możliwości objęcia północnych partii Kotliny Płockiej łądolodem w starszych stadiąłach zlodowacenia wisły (MIS 5d i MIS 4). Marks, we wcześniejszych pracach (1988, 1991) sugeruje, że wąskie loby lodowcowe rozwinięte wzdłuż linii Wisły docierały w ten rejon trzykrotnie. Najstarszy z nich, miał wkroczyć we wczesnym vistulianie (ok. 102–105 ka BP), zajmując północne krańce Kotliny Płockiej (Marks 1988, fig. 18), następny, już podczas środkowego vistulianu (ok. 65–55 ka BP) obejmował większą jej część, z kolei najdalej na południe miał sięgnąć łądolód stadiąłem głównego (21–18 ka BP) wyznaczając LGM w centralnej Polsce. Wysota (2002) na podstawie badań sekwencji i chronostratygrafii osadów zlodowacenia wisły wyklucza jednak możliwość obecności w rejonie południowej części dolnego Powiśla łądolodu we wcześniejszych,

starszych od stadiau głównego zimnych okresach vistulianu. Dla obszaru Kotliny Płockiej pogląd o braku ładolodu we wczesnym vistulianie znajduje uzasadnienie w stosunkach paleogeograficznych (Baraniecka 1989; Roman 2003) i klimatyczno-roślinnych, zarejestrowanych w ciągłych sekwencjach eemsko-vistuliańskich z rejonu Kotliny Płockiej (Balwierz, Roman 2002; Krupiński i in. 2006). Niemniej jednak pojawiają się sugestie (Brzeziński 2007) co do możliwości wkroczenia ładolodu w okresie środkowego vistulianu (stadia świecia) w rejon Brześcia Kujawskiego, a zatem i północnej części Kotliny Płockiej.

Dokonany przegląd prac dotyczących problematyki obecności ładolodu w lobie płockim daje wyobrażenie o kryteriach wydzielenia występujących tu stref glacialnych. Określanie ich wieku, rangi oraz korelacja, często nie były poparte poznaniem budowy wewnętrznej form i badaniami wieku budujących je osadów. W rezultacie schematy stratygraficzno-paleogeograficzne wynikały z łączenia ciągów form marginalnych, w które włączano nie tylko pagórki akumulacyjnych moren

czołowych, ale też moreny spiętrzone, moreny przekroczone, a także formy przetrwałe.

Ponadto, odczuwalny jest brak rozstrzygających ustaleń co do liczby zdarzeń glacialnych mających miejsce w okresie zlodowacenia w rejonie Kotliny Płockiej. Problem ten wymaga rozwiązania wobec przyjęcia koncepcji o strumieniowej naturze ładolodu, opartej na badaniach glaciologicznych oraz wieloletnich rozważań na temat asynchroniczności maksymalnego zasięgu ostatniego ładolodu na obszarze Polski (m. in. Rühle 1965; Kozarski 1986; Marks 2002; Wysota 2002).

Uzasadniona jest zatem potrzeba weryfikacji genezy i wieku stref glacialnych wyznaczanych w obszarze południowo-wschodnich Kujaw na bazie kompleksowej analizy litofacjalnej osadów powierzchniowych i form oraz datowania osadów. Zdaniem autorki badany obszar stwarza możliwość zastosowania analizy mezostrukturalnej i kinetostratygrafii, pogłębiających możliwości interpretacyjne odnośnie dynamiki i rekonstrukcji nasunięcia ostatniego ładolodu w lobie płockim.

CEL I ZAKRES PRACY ORAZ UWAGI DOTYCZĄCE WYBRANYCH POJĘĆ

Zasadniczym celem pracy jest ustalenie liczby i chronologii zdarzeń glacialnych, odtworzenie przebiegu glacji, określenie dynamiki ładolodu w lobie płockim oraz wskazanie lokalnych uwarunkowań i czasu jego funkcjonowania. Wobec upowszechnienia teorii o strumieniowej naturze ładolodów istotnym jest określenie czy lob płocki leżał w zakończeniu strumienia lodowego, czy też był jedynie wyrazem dalszego ku południowi napływu mas lodowych w predysponowany rzeźbą obszar paleodoliny Wisły.

Szczegółowymi zadaniami badawczymi wynikającym z realizacji nadrzędnego celu są:

- rozpoznanie warunków paleośrodowiskowych kształtowania glacialnych form rzeźby i sedymentacji osadów vistulianu;
- analiza rzeźby i budowy geologicznej obszaru w relacji do ogólnej sytuacji paleogeomorfologicznej. W tym kontekście istotnego znaczenia nabrała rekonstrukcja rzeźby i litologii podłoża osadów ostatniego ładolodu;
- prześledzenie zasięgu i rozprzestrzenienia zaburzeń glaciektonicznych w odniesieniu do form rzeźby współczesnej i elementów paleoreliefu oraz określenie wieku deformacji i kierunku transportu glaciektonicznego;

- odtworzenie kierunku ruchu ładolodu i wyróżnienie obszarów o różnej dynamice przemieszczania mas lodowych;

- sprecyzowanie wieku napływu mas lodowych w lobie płockim na podstawie metod litologicznych i kinetostratygraficznych oraz wskaźników wieku osadów;

- uściślenie maksymalnego zasięgu ostatniego ładolodu w lobie płockim.

W trakcie badań terenowych prowadzonych w ostatniej dekadzie w obszarze lobu płockiego ujawniono szereg deformacji osadów będących przejawem glaciektoniki vistuliańskiej (Roman 2007a, 2009; Roman, Roman M. G. 2009). Wobec powyższego podjęto próbę zastosowania kinetostratygrafii, stawiając jako cel metodyczny określenie użyteczności tej metody w rekonstrukcji paleoglaciologicznej. W tym względzie istotnym jest wyjaśnienie niektórych pojęć.

Termin **glaciektonika** (*glaciotectonics*) lub glaciektonizm (*glaciotectonism*) (por. Brodzikowski 1987; Jaroszewski 1991; Aber, Ber 2007) jest różnie interpretowany. Po pierwsze odnoszony jest do szerokiego zakresu zjawisk związanych z wkroczeniem ładolodu nie wynikających z procesów sedymentacyjnych, a prowadzących do deformacji osadów plejstocenских

jak również ich podłoża, po drugie odnoszony jest do zjawisk i form powstałych w wyniku (sub)horyzontalnej kompresji, zależnej od obciążeń statycznych i naprężeń dynamicznych związanych z przyrostem masy i ruchem lądolodu (Rotnicki 1976). To drugie, wąskie znaczenie terminu glacitektonika przyjmowane jest przez większość badaczy czwartorzędu (m.in. Brodzikowski 1978, 1987; Ruszczyńska-Szenajch 1979; Van der Wateren 1985; Jaroszewski 1991, 1994; Klatkova 1996a; Krzyszkowski 1996; Aber, Ber 2007; Goździk, Krysiak 2009), w takim ujęciu stosowane jest także przez autorkę niniejszej pracy.

Kinetostratygrafia lub metoda kinetostratygraficzna (*kinetostratigraphy, kineto-stratigraphy method*) to badania stratygraficzne, w któ-

rych jako główne kryterium wydzielenia stosuje się kierunki transportu tektonicznego odczytane z analizy struktur glacitektonicznych (por. Berthelsen 1978; Aber 1980; Ruszczyńska-Szenajch 1983). Polega na wydzieleniu generacji struktur odpowiadających etapom deformacji zależnym od określonego kierunku nasunięcia lądolodu i ustalenia względnego ich następstwa.

Jednostka kinetostratygraficzna (*kineto-stratigraphic unit*) to całość zaburzonych osadów i związanych z nimi glin lodowcowych, odpowiadających nasunięciu lodowca o określonym kierunku (Berthelsen 1978; Ruszczyńska-Szenajch 1983; Aber, Ber 2007), wyznaczonym na podstawie struktur glacitektonicznych i potwierdzonym w badaniach elementów kierunkowych w glinie lodowcowej.

METODY BADAŃ

Zastosowane metody obejmowały badania terenowe, laboratoryjne, analizę archiwalnych materiałów geologicznych i kartograficznych oraz prace kameralne, które dotyczyły zestawienia i opracowania wyników.

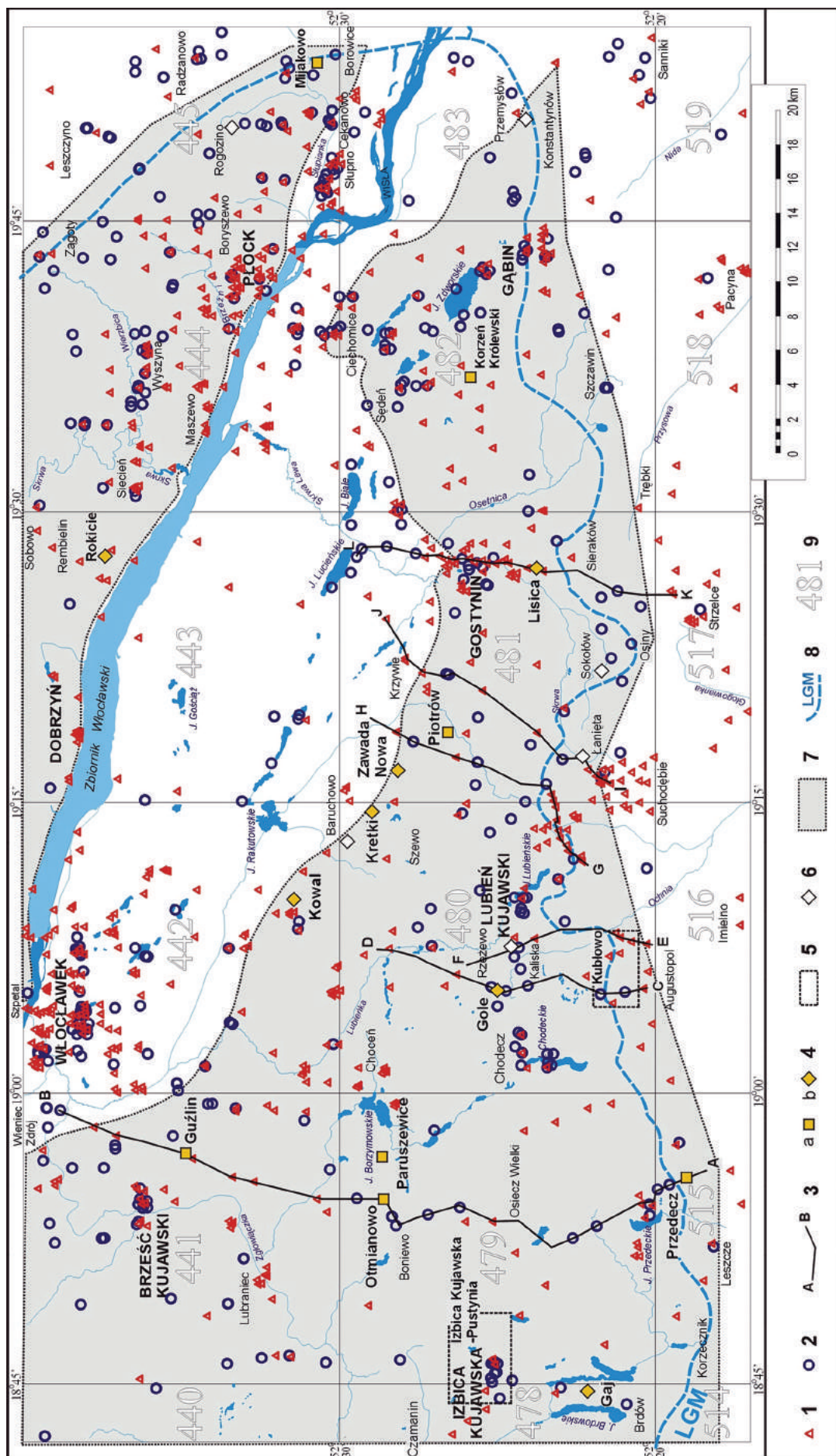
Badania terenowe

Terenowe prace badawcze prowadzono w latach 2005–2009. Obejmowały one badania w odsłonięciach, w tym: 7 w stanowiskach kluczowych (Guzlin, Korzeń Królewski, Mijkowo, Otmanowo, Paruszewice, Piotrów, Przedecz), 7 w stanowiskach dokumentacyjnych (Gaj, Gole, Kowal, Kretki, Lisica, Rokicie, Zawada Nowa) oraz w dwóch obszarach testowych (Izbica Kujawska – Pustynia i Kubłowo) (rys. 3). Ponadto w ramach prac terenowych wykonano szczegółowe kartowanie geologiczne i geomorfologiczne w wybranych fragmentach wysoczyzny polodowcowej Pojezierza Kujawskiego, Pojezierza Dobrzyńskiego i południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej. Lokalizację stanowisk badawczych tak dobrano, by odsłaniała się w nich najmłodsza glina morenowa będąca sedymentologicznym zapisem nasunięcia ostatniego lądolodu, a jednocześnie by znajdowały się w różnej sytuacji morfologicznej, ukazując budowę form znaczących maksymalny zasięg lądolodu, pasm pagórkowatej wysoczyzny na jego zapleczu i równinnych fragmentów wysoczyzny polodowcowej. Dla stanowisk kluczowych i obszarów testowych w pracy zamieszczono profile litostratygraficzne ze szczegółowym opisem i interpretacją uzyskanych wyników, nato-

miast dla stanowisk dokumentacyjnych podano tylko profile odsłonięć z krótką syntezą wyników. Cztery stanowiska dokumentacyjne (Kretki, Zawada Nowa, Piotrów, Lisica) były wcześniej szczegółowo opisane przez autorkę (Roman 2003), natomiast później przeprowadzono w nich badania uzupełniające, związane z postępowaniem prac eksploatacyjnych, oraz datowanie osadów. Stanowisko Piotrów wymagało częściowej reinterpretacji wyników.

Badania prowadzone w odsłonięciach obejmowały określenie cech litofacyjnych osadów, badanie elementów kierunkowych oraz analizę struktur glacitektonicznych. Ponadto w większości stanowisk wykonano wiercenia w dnach wyrobisk, dla udokumentowania profilu osadów występujących poniżej opracowanych ścian odsłonięć i uzyskania pełniejszego obrazu budowy geologicznej. Ze ścian odsłonięć oraz z wierceń pobrano próbki osadów do analiz laboratoryjnych w celu identyfikacji cech litologiczno-petrograficznych oraz oznaczeń wieku osadów.

Analiza litofacyjna osadów polegała na rozpoznaniu i charakterystyce typu litofacji, określeniu skali i geometrii jednostek depozycyjnych, kontaktów między nimi i dodatkowych struktur i cech osadu, a także wydzieleniu jednostek sedymentacyjnych reprezentujących (sub)środowisko sedymentacyjne. Skalę jednostek depozycyjnych określono przedziałami miąższości: mała – do 15 cm, średnia od 15 do 50 cm, wielka – powyżej 50 cm. W opisie litofacji i sporządzaniu profili sedymentologicznych zastosowano kod litofacyjny Mialla i Rusta z modyfikacjami Zielińskiego



(1995) oraz Eylesa i in. (1983) z uzupełnieniami autorki (tab. 1).

Badania elementów kierunkowych w osadach dotyczyły wyznaczania kierunku transportu glacialnego na podstawie analizy orientacji dłuższej osi klastów w glinie lodowcowej, zwrotu *lee ends* w podglinowym poziomie głazowym, orientacji rys lodowcowych na powierzchni głazów oraz orientacji struktur kinematycznych, a także na wyznaczaniu kierunku paleoprądów.

Orientacja klastów

Analiza orientacji klastów (*clast fabric*) w glinach lodowcowych polegała na pomiarach azymutu i kąta nachylenia dłuższych osi klastów o długości 2–10 cm i stosunku osi $a:b \geq 3:2$. W każdym punkcie badawczym wykonano 50 pomiarów, które przedstawiono na sferycznych diagramach konturowych na siatce równopowierzchniowej Schmidta (rys. 4) i opracowano statystycznie tzw. metodą ciężkości wektorów

Tabela 1

Kod litofacyjny zastosowany w pracy

Lithofacial code used in the work

Kod litofacji	Typ litofacji, uziarnienie, struktura sedymentacyjna
D/DGB/DG/DS/DF	diamikton /diamikton żwirowo-głazowy/ diamikton żwirowy /diamikton piaszczysty/diamikton mułkowo-ilasty
<i>Dmm</i>	diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym, masywny
<i>Dms</i>	diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym, warstwowany
<i>Dmg</i>	diamikton o rozproszonym szkielecie ziarnowym z gradacją klastów
G/GS/GD	żwir /żwir piaszczysty/żwir diamiktonowy
<i>Gm</i>	żwir masywny
<i>Gcm</i>	żwir o zwartym szkielecie ziarnowym, masywny
<i>Gh</i>	żwir warstwowany poziomo
<i>Gp</i>	żwir o płaskim warstwowaniu przekątnym
<i>Gt</i>	żwir o rynnowym warstwowaniu przekątnym
<i>Gi</i>	żwir o warstwowaniu nachylonym
S/SG/SF	piasek /piasek żwirowy/piasek mułkowy
<i>Sm</i>	piasek masywny
<i>Sh</i>	piasek warstwowany poziomo
<i>Sp</i>	piasek o płaskim warstwowaniu przekątnym
<i>St</i>	piasek o rynnowym warstwowaniu przekątnym
<i>Sr</i>	piasek o przekątnej laminacji riplemarkowej
<i>Src</i>	piasek o przekątnej laminacji riplemarków wstępujących
<i>Sw</i>	piasek o laminacji falistej
<i>S(d)</i>	piasek o zaburzonej strukturze
F/FS	mułek, il /mułek piaszczysty
<i>Fm</i>	mułek, il masywny
<i>Fh</i>	mułek, il laminowany poziomo
<i>Fr</i>	mułek o przekątnej laminacji riplemarkowej
<i>Fw</i>	mułek o laminacji falistej
d	struktura deformacyjna
e	struktura erozyjna dużej skali

Rys. 3. Mapa dokumentacyjna

1 – wiercenia sięgające podłoża czwartorzędu; 2 – wiercenia zakończone w utworach czwartorzędowych; 3 – przekroje geologiczne; 4 – stanowiska badawcze: a – kluczowe, b – dokumentacyjne; 5 – obszary testowe; 6 – inne stanowiska opracowane przez autorkę wymienione w pracy; 7 – obszar badań; 8 – zasięg ostatniego lądolodu; 9 – numer arkusza Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000

Documentation map

1 – boreholes piercing the Quaternary; 2 – boreholes terminated in the Quaternary; 3 – geological cross-sections; 4 – research sites: a – key sites, b – documentation sites; 5 – case study area; 6 – other sites elaborated by the author mentioned in the text; 7 – study area; 8 – Last Glacial Maximum limit; 9 – sheet number of the Detailed Geological Map of Poland at 1:50 000

Elementy kierunkowe Directional elements

Diagramy orientacji struktur liniowych
Diagrams of linear structures orientation

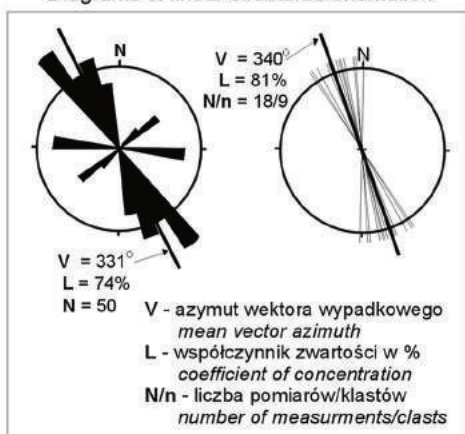


Diagram paleoprądów
Palaeocurrents diagram

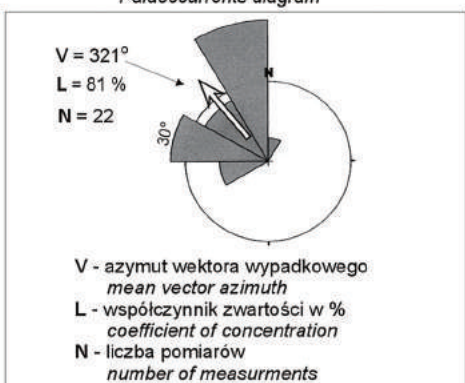
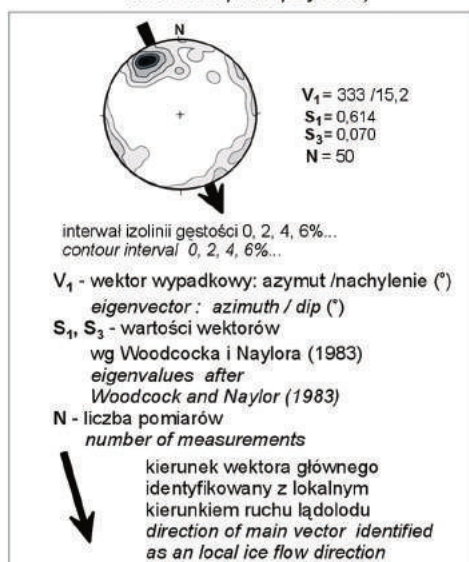
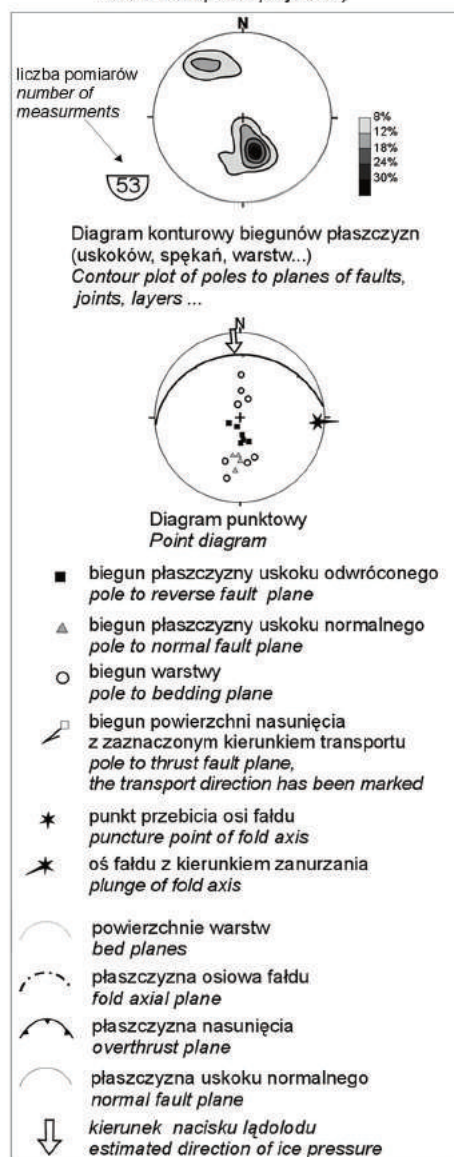


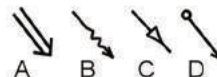
Diagram orientacji klastów w glinach
Stereonet plot of till fabric
(projekcja na dolną półkulę
lower hemisphere projection)



Stereogramy struktur deformacyjnych
Stereograms of deformation structures
(projekcja na dolną półkulę
lower hemisphere projection)



Kierunek ruchu lodolodu
wyznaczony na podstawie:



A - wergencji struktur glaciektonicznych,
B - orientacji drobnych deformacji subglacialnych,
C - rys lodowcowych, D - orientacji dłuższych osi klastów

Direction of ice movement derived from:
A - vergence of glaciectonic structures, B - orientation of
small subglacial deformations, C - striae, D - clast fabrics

↓ wypadkowy kierunek paleoprądu
mean palaeocurrent direction

↓ pojedynczy pomiar kierunku paleoprądu
single measurement of palaeocurrent direction

Rys. 4. Objasnienia diagramów elementów kierunkowych i struktur glaciektonicznych oraz oznaczeń zrekonstruowanych kierunków

Explanations for directional elements and glaciectonic structures diagrams together with signature of directions reconstructed

(*eigenvalue vectors*) (Mark 1973; Woodcock, Naylor 1983) w programie StereoNet v. 3.0. Dla każdego zestawu danych określono wektor dominującej orientacji V_1 (*eigenvector*) podając jego azymut i nachylenie w stopniach, a także wartości natężenia orientacji wokół wektorów S_1 i S_3 (*eigenvalues*).

Lee ends i rysy lodowcowe

Badania dotyczyły asymetrycznych klastów poddanych subglacialnej abrazji. Polegały one na mierzeniu orientacji dłuższej osi i określeniu zwrotu *lee ends*, czyli tępych, odlodowych końców klastów w podglinowym poziomie gławowym (por. Sharp 1982), a także na pomiarach orientacji rys lodowcowych na powierzchni gławów. Orientację rys mierzono na zlicowanych powierzchniach eratyków osadzonych w poziomie gławowym, których najkrótsza oś była dłuższa od 15 cm oraz, gdy dyspersja azymutów rys nie przekraczała 25°. Do pomiarów wybierano dwie najwyraźniejsze rysy z powierzchni każdego gławu. Rysy stanowiły istotny wskaźnik dla interpretacji kierunku przemieszczania mas lodowych, nawet w przypadku jednostkowego pomiaru (por. Krüger 1979; Kleman 1990; Hicock 1991).

Struktury kinematyczne

Struktury kinematyczne dotyczyły drobnych struktur kierunkowych związanych z aktywnym lodem, odzwierciedlających kierunek działania sił deformacyjnych stopy przemieszczającego się lądolodu (Ehlers, Stephan 1979; Van der Wateren 1999; Van der Wateren i in. 2000). Mierzono orientację i analizowano deformacje wewnątrz diamiktonów utworzonych subglacialnie (struktury wewnętrzne, *endiamict*), struktury powstałe na kontakcie glin z podścielającymi ją osadami, na przykład żebra (*ribs*) i bruzdy (*furrows*) obserwowane na powierzchni spągowej gliny, a utworzone w efekcie rozcięcia powierzchni podłoża przez rumosz bazalny (Ehlers, Stephan 1979), a także struktury deformacyjne obecne w osadach podścielających (struktury zewnętrzne, *penetratively deformed exodiamict*). Ten ostatni typ struktur rozpatrywany był w kontekście drobnych subglacialnych deformacji glacitektonicznych, których spąg wyznacza zasięg wgłębnej penetracji naprężeń ścinających.

Kierunki paleoprądów

Kierunki paleoprądów mierzono w osadach wodnolodowcowych i rzecznych, w strukturach przekątnych warstwowań płaskich i rynnowych, przekątnej laminacji riplemarkowej oraz w strukturach erozyjnych. Analizę danych kierunkowych przeprowadzono zgodnie z metodą Curraya

(1956), podając dla każdego zestawu danych wektor wypadkowy (azymut paleoprzepływu) V [°] oraz współczynnik zwartości rozkładu L [%]. Wyniki pomiarów paleoprądów przedstawiono przy pomocy rozetowych diagramów asymetrycznych opracowanych w programie StereoNet v. 3.0 (rys. 4).

W badaniu deformacji glacitektonicznych posłużono się klasyczną w geologii strukturalnej metodą analizy mezostrukturalnej. Jej zastosowanie w przypadku glacitektoniki jest uzasadnione (m.in. Berthelsen 1978; Brodzikowski 1980; Houmark-Nielsen, Berthelsen 1981; Rotnicki 1983; Jaroszewski 1991; Aber, Ber 2007), pozwala bowiem na bardziej systematyczne podejście do analizy złożonych, niekiedy wielofazowo deformowanych sekwencji glacialnych, oraz umożliwia wyodrębnianie jednostek kinetostratygraficznych powiązanych z etapami deformacji wywołanymi kolejnymi nasunięciami lądolodu (Berthelsen 1978).

Analiza strukturalna deformacji glacitektonicznych polegała na określeniu typu i skali struktur, pomiarach ich orientacji, wergencji, ocenie wzajemnych relacji w toku opracowywania danych strukturalnych na diagramach sferycznych, a także konstrukcyjnym wyznaczeniu na siatce Wulffa elementów ich geometrii (np. osi fałdów na podstawie położenia warstw w skrzydłach). Jej celem było określenie stylu deformacji, ich genezy, wyznaczenie kierunku transportu glacitektonicznego, wskazanie zależności występowania zaburzeń w stosunku do głównych elementów rzeźby współczesnej i paleoreliefu, a także ustalenie wieku struktur (deformacji).

Zebrano możliwie największą liczbę pomiarów położenia płaszczyzn uskoków i spēkań, powierzchni warstw w skrzydłach fałdów, które dotyczyły zarówno dużych, średnich jak i drobnych struktur deformacyjnych. Dokonano wstępnej hierarchizacji struktur glacitektonicznych ze względu na ich skalę, wyróżniając kilku-, kilkudziesięciometrowe mezostruktury (np. fałdy, nasunięcia, uskoki) oraz drobne struktury deformacyjne (fałdki ciągnione, ścięcia, kliważ, foliacja) o rozmiarach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. W toku dalszej analizy wyróżniono struktury typu S_H – utworzone w kompresyjnym polu naprężeń, o poziomo zorientowanej osi największego naprężenia głównego σ_1 oraz struktury S_V powstałe w polu naprężeń o charakterze grawitacyjnym (oś σ_1 pionowa). Analiza mezostrukturalna była ważnym ogniwem wyznaczania kierunków ruchu lądolodu. Przyjmując za Rotnickim (1974, 1976) założenie, że rozciągłość struktur glacitektonicznych jest zgodna z przebiegiem krawędzi lądolodu, a ich

wergencja z kierunkiem transgresji lądolodu zaburzającego, oraz zgodnie z zasadami interpretacji mechanicznej uskoku (Jaroszewski 1980), zrekonstruowano kierunki głównego nacisku (transportu) glaciektonicznego. Ponadto prześledzono zasięg i rozprzestrzenienie struktur glaciektonicznych w odniesieniu do form rzeźby i elementów paleomorfologii podłoża ostatniego lądolodu. Zgodnie z zasadami kinetostratygrafii sekwencyjnej kompleksów glacialnych określono względne następstwo i generacje struktur deformacyjnych (sekwencje deformacji), powiązano je z etapami deformacji wywołanej kolejnymi nasunięciami lądolodu (zdarzeniami glacialnymi) wydzielając jednostki kinetostratygraficzne (por. Berthelsen 1978; Pedersen 1993; Phillips i in. 2001).

Pomiary strukturalne zostały zestawione w formie sferycznych diagramów punktowych, a w przypadku, gdy liczba pomiarów była nie mniejsza niż 30, w formie konturowych diagramów gęstości (rys. 4). Diagramy zostały opracowane za pomocą programu StereoNet v. 3.0. Standardowy zapis położenia warstw bieg/upad i kierunek upadu, przeliczono algorytmem do postaci: azymut kierunku nachylenia/upad (Korput 1999), wymaganej przez wyżej wymieniony program. W tekście, na rysunkach i fotografiach stosowano konwencjonalny zapis trójczłonowy (np. 110/25N).

Szczegółowe **kartowanie geologiczne i geomorfologiczne** przeprowadzono w wyznaczonych obszarach testowych i wzdłuż linii przekrojów geologicznych (łącznie na obszarze ok. 370 km²). Ciągi profilowań geologicznych poprowadzono poprzecznie do głównych stref marginalnych i krawędzi Kotliny Płockiej. Wzdłuż linii przekrojów A–B, C–D, E–F oraz w obszarze testowym Izbica Kujawska – Pustynia (rys. 3) wykonano wiercenia mechaniczne o głębokości 5–15 m (łącznie 460 mb). W Kubłowie wykonano rdzeniowany otwór o głębokości 14,5 m.

Badania laboratoryjne

Zakres **badan litologicznych** osadów pobranych w trakcie prac terenowych obejmował: analizy uziarnienia, zawartości węglanu wapnia oraz analizę kształtu i morfologii ziaren kwarcu (analiza morfoskopowa).

Analizę uziarnienia osadów piaszczystych nie zapyłonych, dobrze przemytych, wykonywano metodą sitową na sucho przy pomocy zestawu sit o oczkach w odstępach co 1 phi. Osady piaszczyste zapyłone oraz frakcje piaszczyste z glin lodowcowych analizowano metodą sitową na mokro, frak-

cje drobniejsze od 0,1 mm badano metodą areometryczną. Analizy uziarnienia przeprowadzono dla 135 próbek osadów.

Zawartość węglanów badano we frakcji < 0,1 mm metodą objętościową aparatem Scheiblera, zgodnie z normą PN-ISO 10693:2002. Oznaczenia wykonano dla 80 próbek, pobranych głównie z glin lodowcowych i osadów zastoiiskowych. Analizy uziarnienia i zawartości węglanów zostały wykonane w laboratorium gruntoznawczym „Geotechnika-Łódź Grzegorz Roman”.

Dla 73 próbek osadów piaszczystych wykonano analizę kształtu i charakteru powierzchni ziaren kwarcu we frakcji 0,8–1,0 mm, którą przeprowadzono według metody Cailleux (1942) w modyfikacji Goździka (1980). W analizie cech morfoskopowych ziaren kwarcu wydzielono 4 typy ziaren: RM – okrągłe, matowe, kształtowane w środowisku eolicznym, EL – zaokrąglone, błyszczące, modelowane w wysokoenergetycznym środowisku wodnym, NU – nieobrobione, świeże ziarno ze zwietrzenia oraz EM – przejściowe, które wykazują obróbkę, ale nie są ani typowymi ziarnami RM ani EL. Analizy zostały wykonane w laboratorium Katedry Badań Czwartorzędu UŁ przez Lucynę Wachecką-Kotkowską.

Badania **składu** petrograficznego drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych wykonano według metodyki stosowanej przy realizacji Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, zgodnie ze standardami Państwowego Instytutu Geologicznego (Rzechowski 1971). Analizy wykonano dla 14 próbek pobranych z odsłoneń oraz płytkich otworów wiertniczych. Liczebność żwirów w próbce wynosiła 175–300 sztuk, niska frekwencja żwirów dotyczyła próbek pobranych z wierceń. W analizie składu petrograficznego żwirów wydzielono dwie grupy skał, skały północne (skandynawskie) oraz skały lokalne pochodzące z rejonu Południowego Bałtyku i Niżu Polskiego. W grupie żwirów północnych wyodrębniono skały: krystaliczne (Kr) wapienie (Wp), dolomity (Dp) i piaskowce łącznie z kwarcytami (Pp), a także łupki (Łp) i kwarc (Qp) (rys. 5B). Skały te przyporządkowano pięciu grupom: O – skały osadowe (Wp+Dp+Pp+Łp), K – skały krystaliczne (Kr+Qp), W – skały węglanowe (Wp+Dp), A – skały nieodporne na wietrzenie (Wp+Dp+Łp) oraz B – skały odporne na wietrzenie (Kr+Qp+Pp). Z udziału procentowego tych grup wyliczono współczynniki petrograficzne O/K, K/W oraz A/B. Cechy składu petrograficznego zbadanych glin porównano z regionalnymi litypami glin wydzielonymi dla dorzecza Wisły (Lisicki 2003) w celu korelacji litostratygraficz-

nich. Analizy petrograficzne żwirów wykonała Barbara Gronkowska-Krystek (Petrogeo, Warszawa), natomiast litotypy glin lodowcowych określił Stanisław Lisicki (PIG - PIB, Warszawa).

Badania paleobotaniczne obejmowały pełne analizy palinologiczne dla 50 próbek osadów jeziornych i bagiennych pobranych z górnej części rdzenia wiercenia w Kubłowie, powyżej udokumentowanych osadów eemskich (Roman, Balwierz 2010), a także 4 ekspertyzowe oznaczenia palinologiczne dla próbek ze stanowiska Guźlin. Analizy i oznaczenia przeprowadziła Zofia Balwierz (Uniwersytet Łódzki).

Wykonano 12 **oznaczeń wskaźników wieku osadów** metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL), 2 oznaczenia termoluminescencyjne (TL) oraz 2 oznaczenia metodą radiowęglową.

Datowania OSL i TL wykonano dla glaci-fluwalnych lub fluwalnych piasków leżących poniżej, a o ile to było możliwe także i powyżej najmłodszej gliny lodowcowej, a także dla piaszczystego wypełnienia struktury kontrakcji termicznej, wcześniej rozpoznanej w pozycji międzyglinowej w Lisicy (Roman 1999a; Roman, Lisicki 2000). Badania OSL wykonane zostały przez Grzegorza Adamca w Laboratorium Datowania Luminescencyjnego Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach, natomiast badania TL przez Ireneusza Olszaka (Akademia Pomorska, Słupsk).

Oznaczenia wskaźników wieku metodą radiowęglową wykonano dla 2 próbek pobranych z rdzenia wiercenia Kubłowo-1, z torfu i gytii występujących powyżej eemskich osadów jeziornych. Datowania radiowęglowe wykonane zostały przez Pawła Trzeciaka w laboratorium przy Muzeum Archeologicznym i Etnograficznym w Łodzi. Kalibrację dat ^{14}C wykonano w programie Fairbanks (Fairbanks i in. 2005).

Analiza archiwalnych materiałów geologicznych i kartograficznych

Analiza archiwalnych materiałów geologicznych i kartograficznych z zastosowaniem procedur geostatystycznych i analizy przestrzennej dotyczyła wykonania map powierzchni paleostrukturalnych, w tym mapy rzeźby i litologii podłoża osadów stadiału głównego zlodowacenia wisły oraz sporządzenia modelu rzeźby i powierzchniowej budowy geologicznej wału morenowego Izbicy Kujawskiej. Ponadto, zgodnie z metodą Morawskiego (2003, 2005), przeprowadzono analizę orientacji morfolineamentów polodowcowych (linijnych form rzeź-

by glacialnej), której celem była rekonstrukcja kierunku ruchu lądolodu.

Dla sporządzenia map paleopowierzchni wykorzystano dane z kart otworów wiertniczych zebranych dla obszaru w granicach pełnych 8 arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000: Brześć Kujawski (441), Włocławek (442), Dobrzyń (443), Płock (444), Izbica Kujawska (479), Lubień Kujawski (480), Gostynin (481), Gąbin (482), a także dla części arkuszy: Radziejów (440), Sompolno (478), Koło (514), Kłodawa (515), Krośnice (516), Kutno (517), Żychlin (518), Staroźreby (445), Słubice (483) i Osmolin (519) (rys. 3). Uzyskane z bazy „Bank-HYDRO” i Centralnego Archiwum Geologicznego PIG dane z 1592 kart otworów wiertniczych poddano weryfikacji pod kątem szczegółowości opisu profilu. Do dalszego opracowania wytypowano 1350 profili wierceń. Zawarte w nich dane poddane zostały obróbce w programie Surfer 8.0. Do interpolacji wybrano metodę krigingu, którą uważa się za najbardziej wiarygodną przy interpolacji powierzchni morfologicznych, gdy punkty cechowane charakteryzują się nierównomiernym rozmieszczeniem (Surfer 8 – User Guide; Goldszejn, Szkrzypek 2004; Hermanowski 2007).

Mapa rzeźby i litologii stropu podłoża osadów stadiału głównego zlodowacenia wisły została wykonana na podstawie danych z 1001 kart otworów wiertniczych. Wyznaczenia stropu osadów sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu (dolnej granicy osadów stadiału głównego zlodowacenia wisły) dokonano po szczegółowej analizie profili wierceń, a także w oparciu o bogaty materiał dokumentacyjny zebrany dla poszczególnych arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, zwłaszcza tych nowszych, posiadających opracowania specjalistyczne: Lubień Kujawski (Baraniecka 1991, 1993), Gostynin (Roman 1999b), Izbica Kujawska (Brzeziński 2000), Brześć Kujawski (Brzeziński 2003), Staroźreby (Różański, Włodek 2009). Wykorzystano również dane z obecnie opracowanych odsłoneń, a także wcześniejszych stanowisk badawczych okolic Gostynina (Roman 2003; Roman, Lisicki 2000). Duże znaczenie dla interpretacji podłoża osadów ostatniego zlodowacenia miały profile z kopalną florą eemską w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965), Łanietach (Balwierz, Roman 2002), Kubłowie (Roman, Balwierz 2010) i Leszczynie (Krupiński i in. 2006).

Analiza orientacji morfolineamentów polodowcowych według metody Morawskiego (2003, 2005) została przeprowadzona odrębnie dla

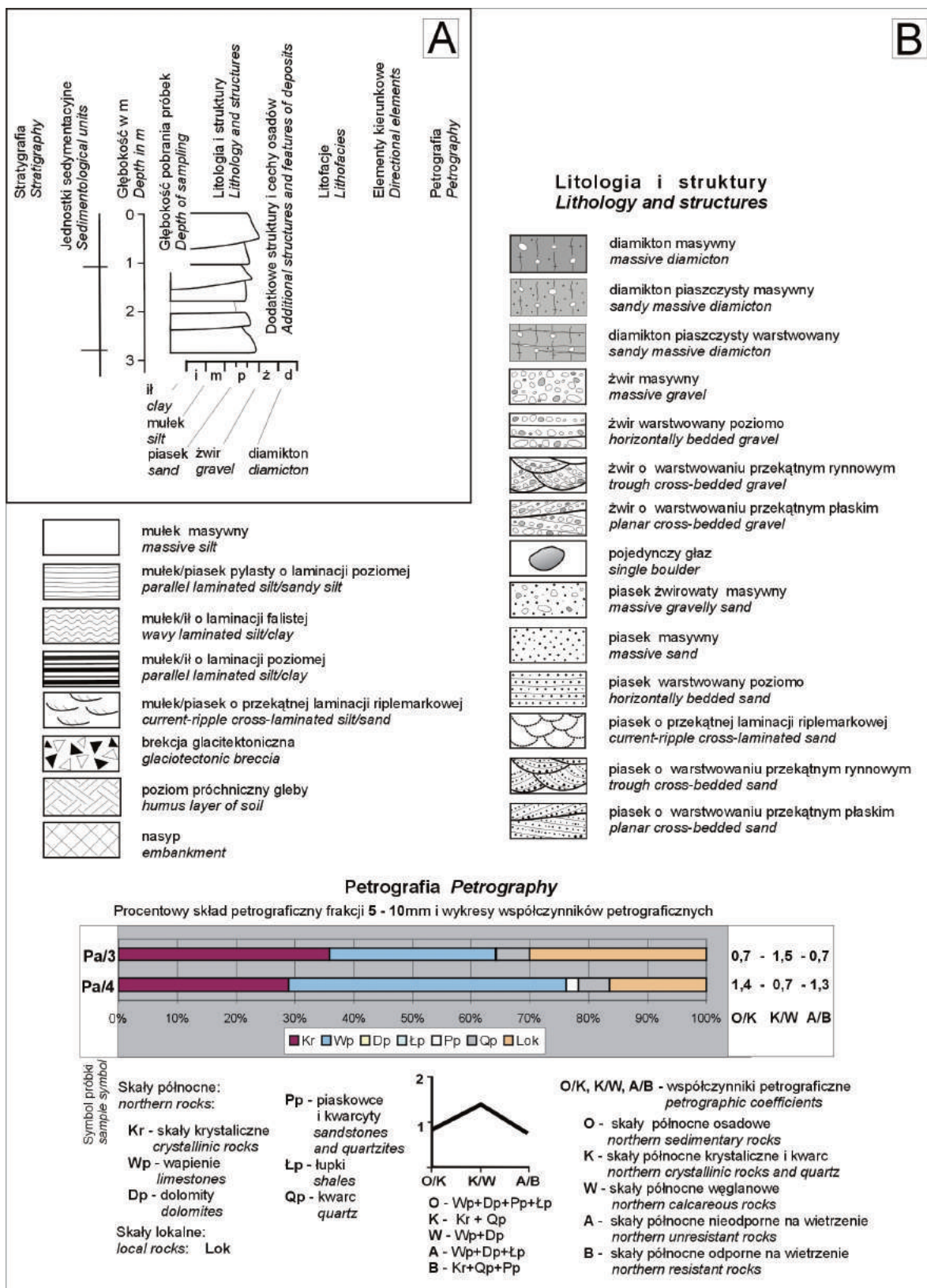
trzech obszarów: Kotliny Płockiej, południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego wraz z wysoczyzną południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej oraz dla południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego (*vide* rys. 41). Wyznaczenia przebiegu liniowych elementów rzeźby glacialnej do dalszej analizy ich orientacji, dokonano na podstawie map geomorfologicznych w skali 1:50 000 i 1:100 000, map topograficznych w skali 1:25 000, a także wykorzystując numeryczny model terenu NMT w formacie DTED 2. Mierzono azymuty linearnych form polodowcowych wklęsłych (ryny subglacialne) i wypukłych (ozy), przyjmując za jednostkę pomiaru odcinek formy o długości 2 km. Pomiar azymutów poddano obróbce statystycznej i zestawiono w postaci symetrycznych diagramów rozetowych, obejmujących dane z całego analizowanego terenu oraz oddzielnie dla każdego z wymienionych obszarów. Dopiero po rozdzielaniu danych, uzyskany syntetyczny obraz przebiegu form linearnych, ujawnił wyraźne uporządkowanie orientacji form w dwa systemy: prostokątny (ekstensyjny), złożony z 2 komplementarnych zespołów: podłużnego i poprzecznego, krzyżujących się pod kątem prostym i ostrokątny (ścięciowy), złożony z 2 komplementarnych zespołów przecinających się pod kątem ostrym. Podstawą do przeprowadzenia rekonstrukcji kierunku ruchu lądolodu było założenie, że uporządkowany układ rynien subglacialnych i ozów jest odziedziczony po dawnej sieci spękań i szczelin w lodzie (złożonej z systemu ścięciowego i ekstensyjnego), powstałych w warunkach poziomego ściskania wywołanego ruchem lodu (por. Morawski 2003, 2005). Na podstawie układu morfolineamentów i zgodnie z zasadami interpretacji mechanicznej uskoków (Jaroszewski 1980), można było dokonać rekonstrukcji kierunku działania głównego naprężenia, utożsamianego z kierunkiem ruchu lądolodu. Kierunek ten jest zgodny z zespołem podłużnym w systemie prostokątnym oraz wyznacza go dwusieczna kąta ostrego w systemie ścięciowym.

Przy opracowaniu diagramów kierunkowych skorzystano z programu StereoNet v. 3.0 (Steinsund 1995).

Prezentacja wyników i uwagi o przyjętej stratygrafii

Wyniki badań w stanowiskach kluczowych zestawiono w postaci ujednoliconych plansz przedstawiających syntetyczny profil odsłonięcia (rys. 5A) z wydzielonymi jednostkami sedymentacyjnymi, uwzględniający litologię i strukturę osadów, dodatkowe struktury i cechy osadu, typ litofacji,

elementy kierunkowe, diagramy strukturalne, a także cechy składu petrograficznego żwirów i wyniki oznaczeń wskaźników wieku osadu (rys. 4, 5). W kolumnie symboli jednostek sedymentacyjnych, wydzielonych dla osadów dostępnych w ścianach odsłonięć, uwzględniono oznaczenia litologiczne osadów osiągniętych jedynie wierceniem, a także podano ujednolicone symbole jednostek litogenetycznych i kinetostratygraficznych wyróżnionych dla obszaru badań. Z lewej strony planszy podano stratygrafię osadów. W pracy przyjęto uproszczony schemat podziału stratygraficznego, tożsamy ze stosowanym przy opracowaniu Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Instrukcja... 2004). Dla okresu czwartorzędu skorzystano z podziału zaproponowanego przez Bera, Lindnera i Marksa (Ber i in. 2007; Lindner, Marks 2008; Tabela... 2008). Dla piętra zlodowacenia wisły zastosowano schemat podany przez Mojskiego (2005) (rys. 6). Takie ujęcie wydaje się słuszne w kontekście tematu pracy oraz w związku z niedostatkiem udokumentowanych starszych, sprzed interglacjału eemskiego, stanowisk interglacialnych w tej części Polski. Reperowymi dla stratygrafii górnego plejstocenu były stanowiska Kaliska (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965), Ruszków (Kozydra, Skompski 1995; Janczyk-Kopikowa 1997), Studzieniec i Babiec Pasieczny (Kotarbiński, Krupiński 1995; Krupiński 2005), w których osady interglacjału eemskiego przykryte są gliną lodowcową lub jej residuum. Ważne znaczenie miały także stanowiska położone tuż poza granicą LGM: Łanięta (Balwierz, Roman 2002), Kubłowo (Roman, Balwierz 2010) i Leszczyno (Krupiński i in. 2006), zawierające w ciągłej sekwencji udokumentowane palinologicznie osady interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu (Łanięta, Leszczyno) oraz części plenivistulianu (Kubłowo).



Rys. 5. Objasnienia sygnatur i symboli użytych do konstrukcji profili litostratygaficznych

A – opis kolumn profilu; B – opis litologii i struktur sedymentacyjnych oraz diagramów petrograficznych; C – opis innych struktur i cech osadów, kontaktów warstw i innych symboli

Explanations of symbols to lithostratigraphic logs

A – depiction of profile columns; B – lithology, depositional structures and petrographic diagrams; C – other structures and deposit features as well as contacts of beds and additional symbols

Inne struktury i cechy osadów Other structures and features of deposits

C

	nasunięcia overthrusts
	powierzchnie ścięcia shear planes
	uskoki normalne (a) i odwrócone (b) normal (a) and reverse (b) faults
	deformacje ciągłe różnego typu continuous deformations of various types
	fałdki ciążnione drag folds
	kliważ cleavage
	foliacja glaciotektoniczna glaciotectionic (transposed) foliation
	struktury wleczeniowe reverse drag structures
	normalne uskoki i spękania komplementarne conjugate normal faults and fractures
	ścęcia komplementarne conjugate shear faults
	struktury spływowe flow structures
	spękania pionowe subvertical fractures
	spękania pionowe i poziome subvertical and subhorizontal fractures
	soczewki i wydłużone klasty osadów nieskonsolidowanych lenses and stretched-out clasts of soft sediments
	struktury ucieczki wody water escape structures
	struktury płużenia ploughing structures
	poziom bruku głazowego boulder pavement
	rysy lodowcowe na powierzchni zakorzenionych głazów striae on the boulder top surface
	pojedyncze głazy ze zlicowaną górną powierzchnią single boulder with faceted top surface
	zlicowane głazy zorientowane tępy końcem w kierunku ruchu lodu faceted and lee-oriented boulders
	maksymalna średnica głazów w mm maximum diameter of boulder in mm
	struktury oblekania klastów draping clasts structures
	toczenie ilaste deformation balls
	dropstony dropstones
	pograży load casts
	struktury żeber rib structures
	brekcja ilasta clay breccia
	rytmit rythmite

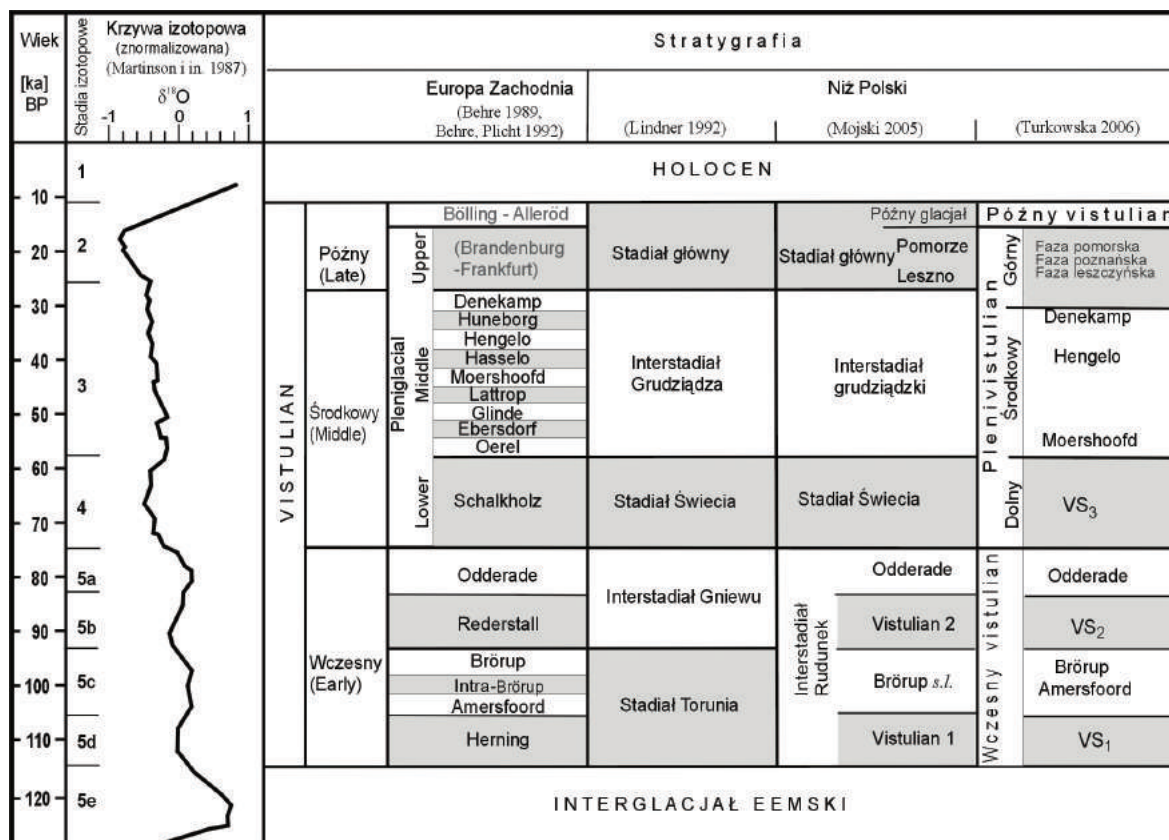
	lokalna powierzchnia erozyjna local erosional surface
	wypełnienie kanału channel-fill structure
	normalna i odwrócona sekwencja uziarnienia frakcjonalnego fining and coarsening upward sequences
	kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym wedge structures of primary sandy infilling
	pseudomorfozy po klinach lodowych ice-wedge pseudomorphs
	detrytus roślinny plant detritus
	warstwowanie konwolutive convolute bedding

Kontakt warstw Contact of beds

	kontakt obciążeniowy loaded contact
	ostry zgodny sharp concordant
	przejściowy gradational
	niezgodny: a - erozyjny b - glaciotektoniczny a - erosional unconformity b - glaciotectionic unconformity

Inne symbole Other symbols

	oznaczenia jednostek a - sedimentacyjnych, b - litogenetycznych c - kinetostratygraficznych symbols of sedimentological (a), lithogenetic (b) and kinetostratigraphical (c) units
	profil otworu wiertniczego log of borehole
	fragment profilu przedstawiony na fotografii part of profile in the photo
	miejsca pomiarów ułożenia klastów till fabric measurements
	próbka bruzdowa do badań litologiczno-petrograficznych furrow sample to lithologic- petrographic analyses
	próbka punktowa do badań litologicznych point sample to lithologic analyses
	próbka do datowań OSL sample to OSL dating
	próbka do datowań radiowęglowych sample to radiocarbon dating
	wynik datowania result of dating
	bieg i upad warstw nachylonych strike and dip of inclined beds
	poziom wody gruntowej groundwater table



Rys. 6. Schemat stratygrafii vistulianu

Vistulian stratigraphy scheme

BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŹBA OBSZARU BADAŃ

PODŁOŻE KENOZOIKU

Obszar badań położony jest w obrębie dwóch głównych jednostek geologiczno-strukturalnych wydzielonych w planie podkenozoicznym. Są to: wał kujawski, przebiegający w kierunku NW–SE przez zachodnią część analizowanego obszaru oraz niecka płocka, obejmująca obszar na wschód od linii Gostynin – Włocławek (Dadlez i in. 1998; Narkiewicz, Dadlez 2008). Środkowa i zachodnia część rozpatrywanego obszaru znajduje się w centralnej strefie tektoniki salinarnej, która odegrała zasadniczą rolę w kształtowaniu permo-mezozoicznych struktur podłoża kenozoiku. Wał kujawski obramowany jest dwoma wielkimi antyklinami solnymi: Izbica Kujawska – Kłodawa – Łęczyca od zachodu i Brześć Kujawski – Lubień Kujawski – Łąnieta – Wojszyce od wschodu (Werner 1961; Marek 1971; Marek, Raczynska 1974). W osi tych antyklin, w rejonie Kłodawy, Izbicy Kujawskiej, Lubienia Kujaw-

skiego (a ściślej Woli Olszowej) i Łąnieta, sady mezozoiczne przerwane są przebiegającymi się do powierzchni podkenozoicznej wysadami soli cechsztyńskich. Równolegle do wału kujawskiego, już w obrębie niecki płockiej, przebiega podrzędna struktura, tak zwana antyklina Gostynina, związana z obecnością poduszki solnej w jej jądrze (Dadlez i in. 1998; Znosko 1998). W analizowanym obszarze podłożo kenozoiku pocięte jest uskoki i fleksurami, których przebieg związany jest zasadniczo z czterema kierunkami. Dominujący kierunek, NW–SE, jest zgodny z rozciągłością głównych struktur geologicznych w obrębie permomezozoiku, pozostałe kierunki dotyczą podrzędnych dyslokacji zorientowanych poprzecznie (NE–SW) lub skośnie (N–S i W–E) do kierunku pierwszego będących efektem solnej tektoniki naskórkowej (Krzywiec i in. 2006). Taki plan przebiegu dyslokacji w podłożu mezozoicznym

sprawił, iż zostało one podzielone na szereg bloków przejawiających różną tendencję i tempo ruchów pionowych również w kenozoiku. Bloki te mają odzwierciedlenie w ogólnych rysach rzeźby powierzchni podczwartorzędowej jak i współczesnej, zwłaszcza w odniesieniu do układu głównych form dolinnych (rys. 7, 8, 9, 10, 11).

W granicach rozpatrywanego obszaru, powierzchnię podłoża kenozoiku w obrębie wału kujawskiego budują przede wszystkim skały węglanowe jury górnej (wapienie, margle), natomiast na obrzeżach wału oraz na północ od Izbicy Kujawskiej, Brześcia Kujawskiego i Włocławka obecne są piaskowce, mułowce i iłowce dolnej kredy. Starsze od wymienionych skały mezozoiku odsłaniają się na powierzchni podkenozoicznej jedynie w otoczeniu słupów solnych Izbicy Kujawskiej, Lubienia (skały klastyczne jury środkowej i dolnej) (rys. 9, 10) oraz wokół struktury wysadowej Kłodawy (skały klastyczne jury dolnej oraz zlepińce ilaste, iłowce i mułowce górnego triasu) (Baraniecka, Skompski 1978; Ciuk 1980). Na obszarze niecki płockiej podłożem kenozoiku są utwory kredy górnej, głównie skały węglanowe i węglanowo-krzemionkowe (margle, wapienie, kreda pisząca, opoki, gezy) (rys. 10, 11), a lokalnie margle, piaskowce i piaski ilaste należące do najwyższej części kredy górnej.

Strop mezozoiku występuje najwyżej w strefie wału kujawskiego, w obrębie bloku Kłodawy sięgającego ku północy po rejon Osieca Wielkiego i Chodcza. Na północ od Kłodawy (poza obszarem badań) podłoża zbudowane z górnójurajskich wapieni wyniesione jest do ponad 60 m n.p.m. i obniża się do 40 m n.p.m. w Leszczach i Osiecu Wielkim, a następnie skokowo opada do wysokości poziomu morza (rys. 7). Równie wysoko, na około 40 m n.p.m., strop mezozoiku znajduje się w rejonie Augustopola (rys. 8) oraz w najbardziej wyniesionych fragmentach antyklin wokół wysadów solnych Izbicy Kujawskiej, Lubienia (rys. 9) i Łaniet (rys. 10), a dalej ku północnemu wschodowi, konsekwentnie ze skłonem wału, obniża się do 30–40 m p.p.m. Najniższe położenie stropu mezozoiku, na 148,9 m p.p.m., notowane jest w obszarze niecki płockiej w Bobrowiczach (obecnie południowa część Płocka), przy czym ku wschodowi i zachodowi powierzchnia kredy ulega tu skokowemu podniesieniu do

około 80 m p.p.m., czyli do wysokości przeciętnego położenia (70–100 m p.p.t.) stropu kredy górnej na północny wschód od strefy dyslokacyjnej szeroko rozumianego przejścia wału kujawskiego i niecki płockiej.

Jak wcześniej wspomniano, istnieje zbieżność planu strukturalnego mezozoiku i głównych rysów dzisiejszej rzeźby. Układ makroform i elementów liniowych reliefu współczesnego nawiązuje do kierunku głównych struktur tektonicznych i halotektonicznych w podłożu kenozoiku o przebiegu NW–SE (wał kujawski, niecka płocka, ośie antyklin solnych, orientacja głównych stref dyslokacji) i NE–SW (bieg uskoku poprzecznych). Potwierdza to także analiza fotolineamentów i głównych liniowych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego (Zientara 1988; Doktor i in. 1995; Doktor, Graniczny 1995; Graniczny i in. 1995). Zbieżność kierunków strukturalnych i współczesnych morfolineamentów wskazuje, że jednym z czynników dynamicznych modyfikujących rozwój zdarzeń morfotwórczych w kenozoiku była aktywność podłoża. Zagadnienia te ujęte zostały w odrębnych artykułach (Roman 2005, 2006a) i w pracy Molewskiego (2007).

Z analizy paleogeńskiej i neogeńskiej pokrywy osadowej rozpatrywanego obszaru wynika, że w jej kształtowaniu miały udział procesy związane z niepokojem tektonicznym schyłkowych faz orogenezy alpejskiej, wyrażające się pionowymi przesunięciami bloków podłoża (Skompski 1969; Baraniecka 1993). Duży wpływ miały także zjawiska uwarunkowane tektonicznym rozwojem struktur solnych, wyrażone dźwiganiem antyklin solnych, tworzeniem przywysadowych rowów, osiagających w Łanietach głębokość ponad 300 m, a także zjawiska związane z destrukcją ciał solnych, prowadzącą do utworzenia nadwysadowych niecek zapadliskowych sprzyjających akumulacji fitogenicznej (Kasiński 2004; Roman 2006a; Kasiński i in. 2009). W obniżeniach tego typu zachował się najpełniejszy profil osadów paleogenu i neogenu, a jednocześnie utwory tego wieku osiagają największą miąższość. W rozpatrywanym obszarze neogen tworzy niemal ciągłą pokrywę, przerwana lokalnie przez erozję wodną mającą miejsce w czwartorzędzie, która sięgnęła stropu mezozoiku.

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU

Podłoża czwartorzędu zostało poznane na podstawie 770 wierceń archiwalnych z terenu ba-

dań oraz z obszaru Kotliny Płockiej, który włączono do analizy powierzchni paleostrukturalnych

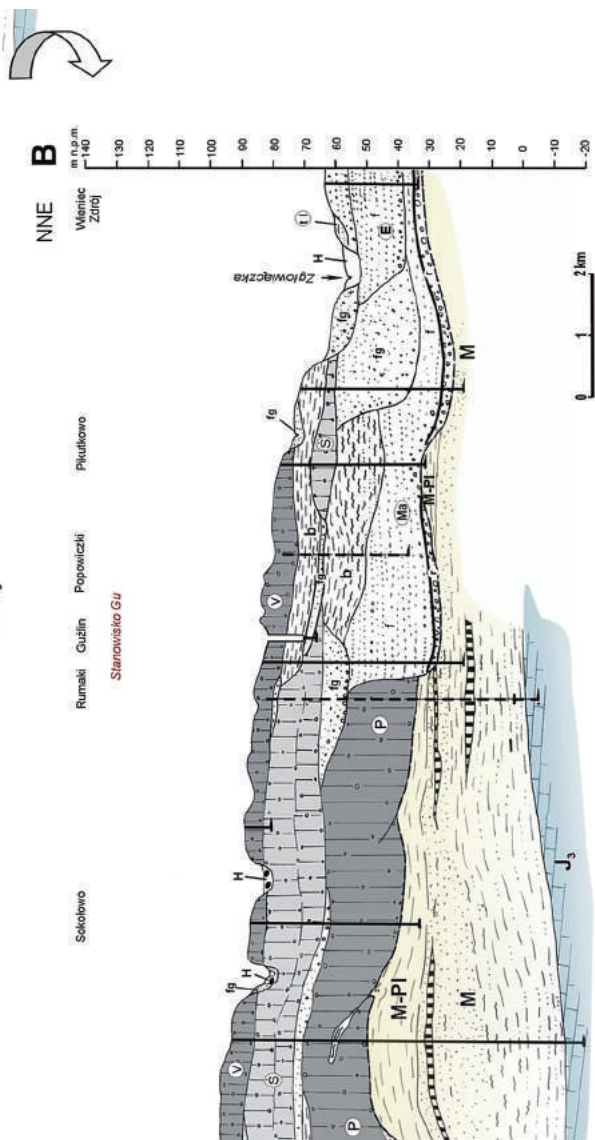
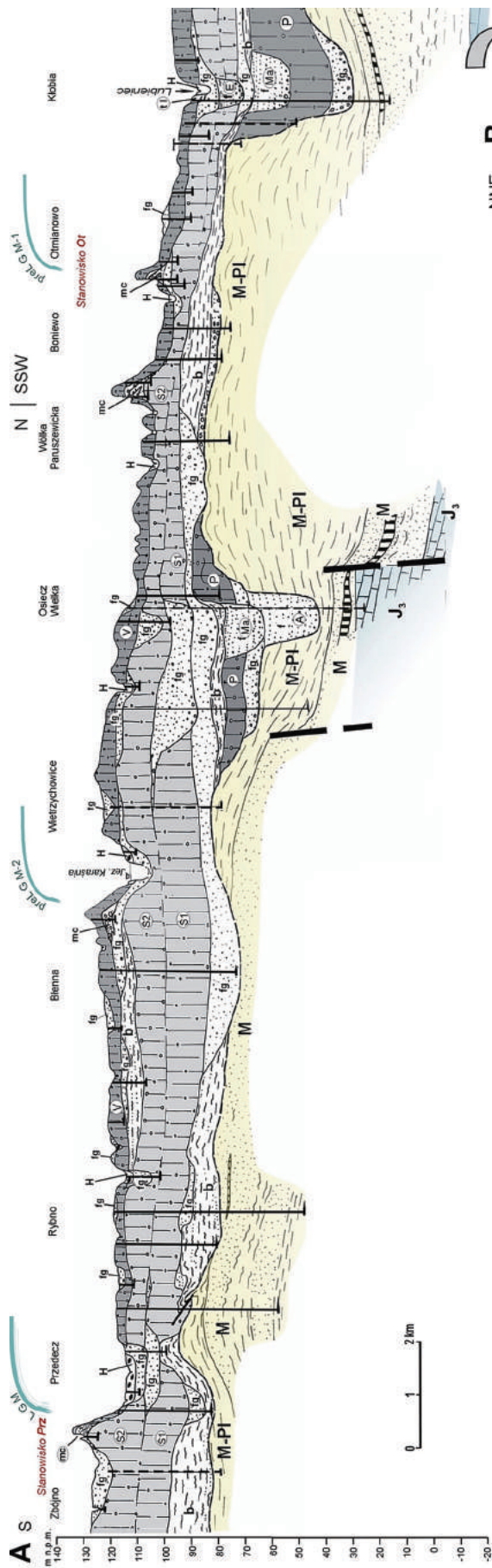
(rys. 12). W budowie powierzchni podczwartorzędowej biorą udział głównie osady neogenu. Są to najczęściej iły pstry formacji poznańskiej, należące do środkowego i górnego miocenu oraz wczesnego pliocenu (Piwocki i in. 2004). Rzadziej występują starsze utwory miocenu, reprezentowane przez piaski i mułki z wkładkami ilów węglistych oraz węgle brunatne. Odslaniają się one w miejscach głębokich rozcięć podłoża czwartorzędu o charakterze dolin, w dnach zagłębień erozyjnych powyżej bloku Kłodawy, w strefach wokółwysadowych, gdzie utwory miocenu uległy podniesieniu wraz z dźwiganiem antyklin solnych, a także w zboczach nadwysadowych niecek zapadliskowych (rys. 12). Osady zaliczane do starszego miocenu kontaktują się bezpośrednio z czwartorzędem także w miejscach głębokich deformacji glaci-tektonicznych (rys. 11). Ich występowanie jest nieregularne, aczkolwiek związane ze strefą kopalnej doliny Wisły, wzdłuż której łuskowo-fałdowe struktury glaci-tektoniczne tworzą kulisyowy szereg (Brykczyński 1982a). Zaburzone utwory neogenu odslaniają się obecnie w wysokiej krawędzi doliny Wisły od wysokości Włocławka, przez Dobrzyń, po okolice Płocka. Sporadycznie w podłożu czwartorzędu występują skały mezozoiku. Wapienie górnej jury występują na powierzchni podczwartorzędowej w strefach wysoko wyniesionych antyklin solnych (wysad Lubień Kujawski, rys. 9), natomiast w Łanietach, bezpośrednio pod czwartorzędem spotykane są również iły i gipsy czapy wysadu (Roman 1999b, 2006a). Poza wysadami solnymi skały mezozoiku obecne są w dnach głębokich form o charakterze dolin, nacinających strop skał mezozoicznych wału kujawskiego w okolicach Lubrańca, Leszczy (wapienie jury górnej) oraz na północny wschód od Kowala (piaskowce kredy dolnej). W obszarze niecki płockiej bezpośrednio pod czwartorzędem mezozoik odslania się na zachód od Pacyny (wapienie margliste i margle kredy górnej), w strefie dyslokacji tektonicznych Żychlin – Łowicz (Baraniecka 1980, 1995).

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej jest urozmaicona, o deniwelacjach sięgających niemal 180 m (rys. 12). W podłożu czwartorzędu zaznacza się kilka typów genetycznych rzeźby, wyróżnionych dla tego obszaru na podstawie kształtu i charakteru wypełnień wklęsłych form powierzchni podczwartorzędowej, ich pozycji względem struktur tektonicznych w podłożu mezozoicznym, a także położenia w stosunku do kopalnych i współczesnych form krawędziowych (Baraniecka 1980; Roman 2003).

Elementy bezpośrednio związane z czwartorzędową aktywnością struktur solnych to rozległe elewacje o rozciągłości NW–SE, osiągające 90–120 m n.p.m., powstałe w efekcie dźwigania antyklin solnych obrzeżających kutnowski odcinek wału kujawskiego, a także obniżenia towarzyszące wysadom. Wyróżnić tu można przywysadowe depresje tektoniczne i nadwysadowe niecki zapadliskowe, będące wynikiem obniżania kompensującego ruchu wznoszące w skrzydłach antyklin lub subsydencji powodowanej degradacją czap i subrozją górnych partii pni solnych. Obniżenia te rozwijały się przede wszystkim w neogenie oraz dolnym czwartorzędzie, stąd wypełnione są głównie osadami tego wieku (Baraniecka 1980, 1995, 1991, 1993; Roman 2003, 2006a). Głębokość niecek zaznaczonych w podłożu czwartorzędu wynosi ponad 60 m, a ich dna znajdują się na około 20–30 m n.p.m. (Lubień Kujawski, Łanietą, rys. 9, 10), a nawet położone są na 30 m p.p.m. (Izbica Kujawska) (rys. 12).

Drugi typ elementów reliefu podłoża czwartorzędu to wąskie, kilkudziesięciometrowej głębokości obniżenia o charakterze dolin. Są one efektem erozji wód rzecznych i/lub subglacialnych rozwiniętej niejednokrotnie wzdłuż stref dyslokacji lub zgodnie z rozciągłością osi synklin rozdzielających główne antykliny solne w podłożu kenozoiku. Formy dolinne zarysowane w podłożu czwartorzędu tworzyły się wieloetapowo, w różnowiekowych cyklach erozji i na ogół mają odzwierciedlenie również we współczesnej rzeźbie (rys. 10). Dotyczy to szczególnie Kotliny Płockiej, jej zachodniej i południowej części, oraz występujących tam kopalnych dolin (m.in. Domosławska-Baraniecka, Mojski 1960; Łyczewska 1960; Skompski 1969; Mojski 1970; Wiśniewski 1976; Baraniecka i in. 1978; Brykczyński 1986; Roman 1999b). Najgłębiej, nawet do 40 m p.p.m. sięgają wąskie obniżenia stwierdzone na południe od Włocławka, zorientowane NW–SE i rozwinięte, zdaniem Baranieckiej (1980), wzdłuż rowów tektonicznych aktywnych jeszcze w czwartorzędzie. Przypuszczalnie podobne założenia ma część obniżzeń stropu neogenu stwierdzonych w południowej części Kotliny Płockiej, w rejonie Dobrzykowa-Troszyna (Baraniecka 1980; Wiśniewski 1987, fig. 3).

Głębokie obniżenia o charakterze dolin, sięgające kilku metrów powyżej poziomu morza, stwierdza się też na północ od Kowala oraz w rejonie Krzywia (Baraniecka, Skompski 1978; Baraniecka 1980). Lokalizacja doliny krzywieckiej (Roman 2003) jest ściśle powiązana



Objaśnienia do przekrojów geologicznych (rys. 7 - 11)
Key to geological cross-sections (Fig. 7 - 11)

	piasek sand		gyttja gyttja	f - fiwialne fluvial
	piasek ze żwirzem sand with gravel		torf peat	b - glaciilimniczne glaciolacustrine
	głina lodowcowa till		piasek humusowy humic sand	fg - glaciofluwialne glaciofluvial
	mulek silt		węgiel brunatny brown coal	li - jeziorne i bagienne lake and bog
	mulek piaszczysty sandy silt		wapienie limestones	mc - czołowomorenowe end morainic
	il i mulek clay and silt			f - g - rzeczno-lodowcowe fluvial and glacioluvial
	uskoki faults		getrytus roślinny plant detritus	f - li - rzeczno-jeziorne fluvial and lacustrine
			flora kopalna subfossil flora	e - eoliczne aeolian
				d - deluwialne deluvial



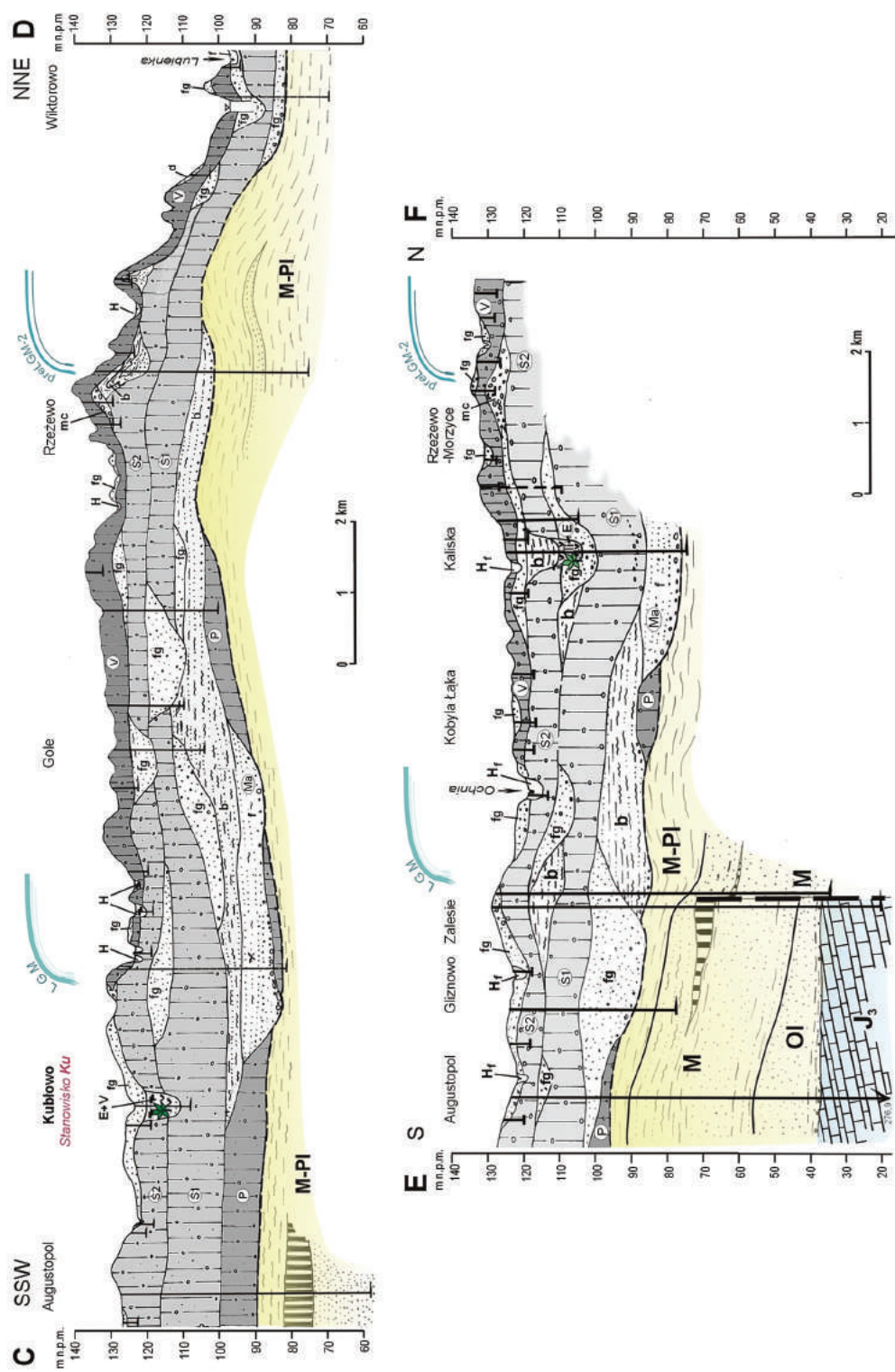
Maksymalny (LGM) i przedmaksymalne zasięgi lądolodu
stadiu głównego zlodowacenia wistły
Maximum and pre-maximum extents of the ice sheet
during the Main Stadial of the Vistulian Glaciation

Perm: PZ - perm górny, cechsztyń
Jura: J₁ - dolna, J₂ - środkowa, J₃ - górna
Kreda: Cr₁ - dolna, Cr₂ - górna
Cr-Pg - kreda - paleogen
Paleogen: Pc - Paleocen, E - Eocen, Ol - Oligocen
Neogen: M - Miocen,
M-PI - najwyższy miocen i pliocen
Czwartorzęd:
Pp - kompleks preglacialny
K - kompleks południowopolski:
A - interglacjał augustowski,
P - zlodowacenia nidy, sanu1 i sanu2
Ma - interglacjał mazowiecki
Ś - kompleks środkowopolski:
Ś1 - zlodowacenie krzyny,
Ś2 - zlodowacenie odry
E - interglacjał eemski
V - zlodowacenie wistły
H - Holocen

Permian: PZ - Upper Permian, Zechstein
Jurassic: J₁ - Lower, J₂ - Middle, J₃ - Upper
Cretaceous: Cr₁ - Lower, Cr₂ - Upper
Cr-Pg - Cretaceous-Paleogene
Paleogene: Pc - Paleocene, E - Eocene, Ol - Oligocene
Neogene: M - Miocene,
M-PI - Uppermost Miocene and Pliocene
Quaternary:
Pp - Preglacial Complex
K - South Polish Complex:
A - Augustovian Interglacial,
P - Nidarian-Sanian2 (Cromerian-Elsterian)
Ma - Mazovian Interglacial (Holsteinian)
Ś - Middle Polish Complex (Saalian):
Ś1 - Krznanian, Ś2 - Odranian
E - Eemian Interglacial
V - Vistulian Glaciation (Weichselian)
H - Holocene

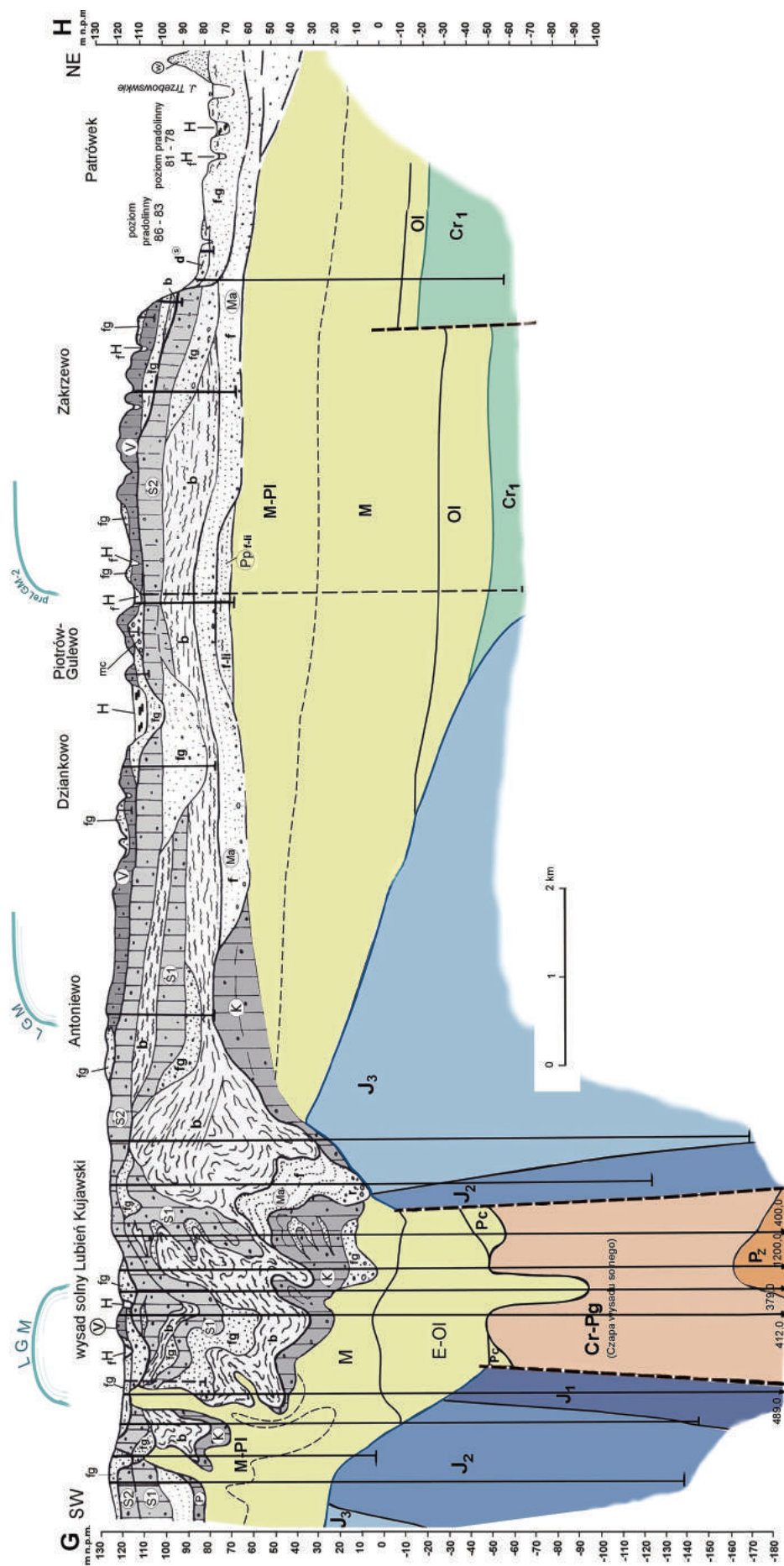
Rys. 7. Przekrój geologiczny A-B (Przedecz – Wieniec Zdrój)

Geological cross-section A-B (Przedecz – Wieniec Zdrój)



Rys. 8. Przekroje geologiczne C–D (Kubłowo – Wiktorowo) i E–F (Augustopol – Kaliska – Rzezewo) (wg Roman, Balwierz 2010, uzupełnione) objaśnienia jak na rys. 7

Geological cross-sections C–D (Kubłowo – Wiktorowo) and E–F (Augustopol – Kaliska – Rzezewo) (after Roman, Balwierz 2010, completed) explanations as in Fig. 7

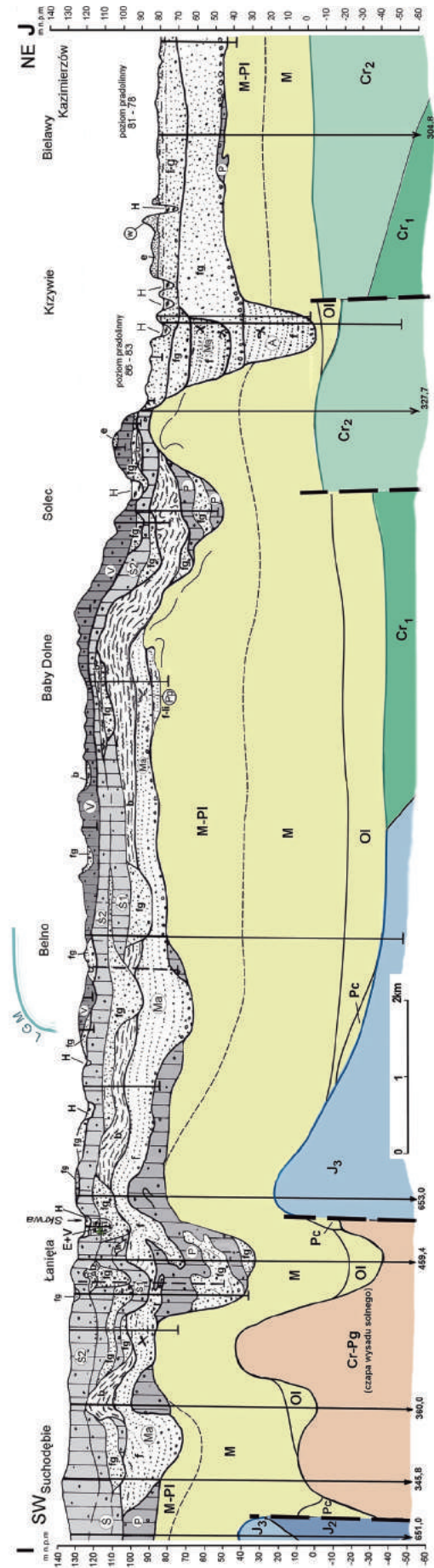


Rys. 9. Przekrój geologiczny G–H (wysad solny Lubień Kujawski – Patrówek) (wg Roman 2003, uzupełnione)

objaśnienia jak na rys. 7

Geological cross-section G–H (Lubień Kujawski salt dome – Patrówek) (after Roman 2003, completed)

explanations as in Fig. 7

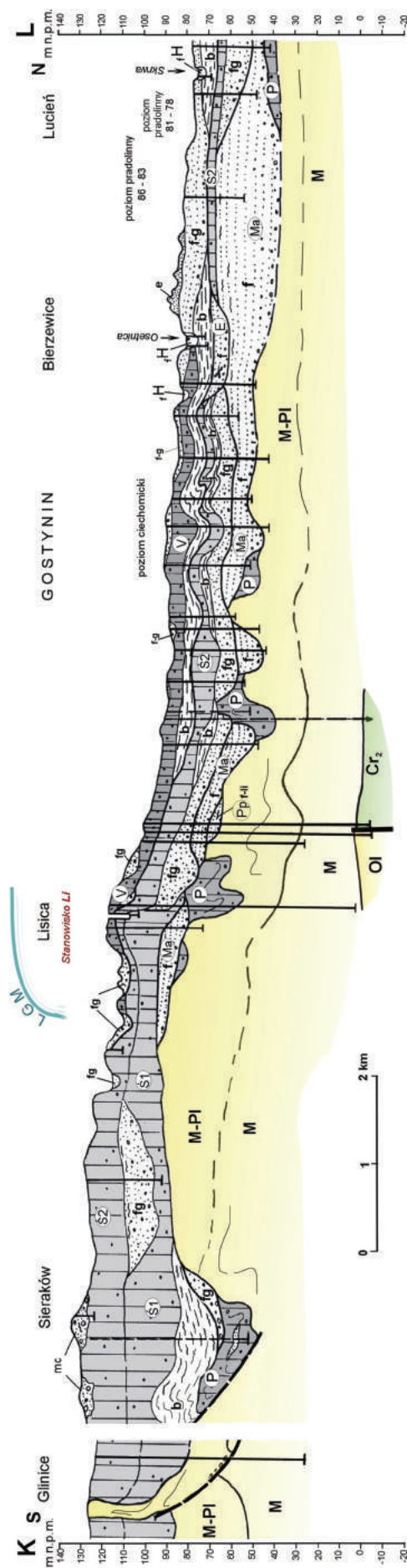


Rys. 10. Przekrój geologiczny I–J (Suchodębie – Łanięta – Kazimierzów) (wg Roman 2003, uzupełnione)

objaśnienia jak na rys. 7

Geological cross-section I–J (Suchodębie – Łanięta – Kazimierzów) (after Roman 2003, completed)

explanations as in Fig. 7

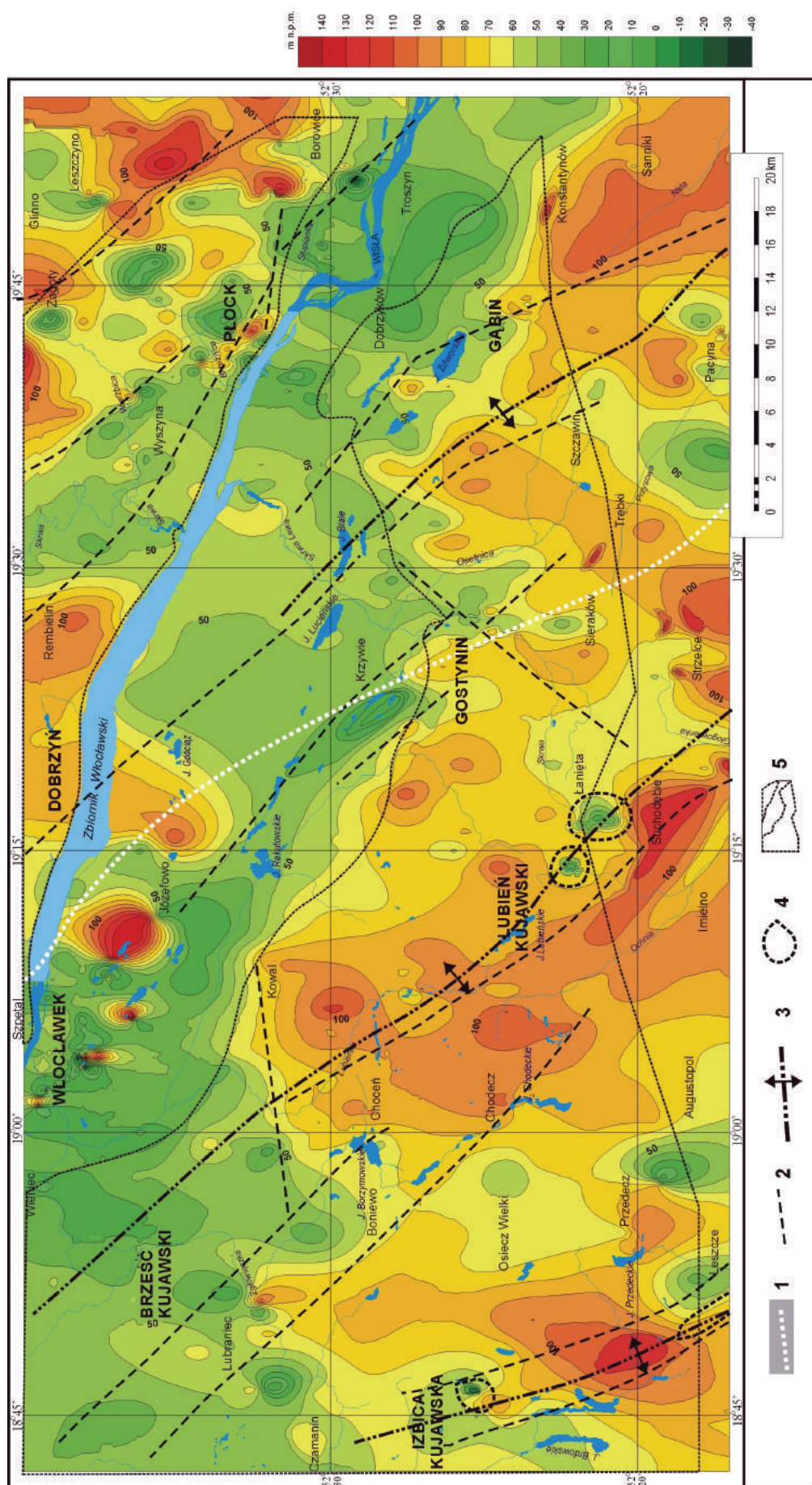


Rys. 11. Przekrój geologiczny K-L (Glinice – Lisica – Lucień) (wg Roman 2003, uzupełnione)

objaśnienia jak na rys. 7

Geological cross-section K-L (Glinice – Lisica – Lucień) (after Roman 2003, completed)

explanations as in Fig. 7



Rys. 12. Ukształtowanie podłoża czwartorzędu na tle głównych elementów strukturalnych mezozoiku

1 – granica wału kujawskiego i niecki plockiej; 2 – uskoki; 3 – osie antyklin solnych; 4 – wysady solne przebijające się do powierzchni podkenozoicznej; 5 – obszar badań

Configuration of the Quaternary substratum against the main Mesozoic structures

1 – the Kujavian belt and the Plock Basin boundary; 2 – faults; 3 – salt anticline axes; 4 – salt dome perceived to the Cenozoic substratum; 5 – study area

z obecnością strefy uskokowej w podłożu mezozoicznym (rys. 10, 12), jednak jej utworzenia nie można wiązać wprost z pogłębianiem rowu tektonicznego funkcjonującego w czwartorzędzie, jak to sugerowała Baraniecka (1979b, rys. 3, 1980).

Również w obszarze wysoczyzn, poza Kotliną Płocką, część wklęsłych elementów podłoża czwartorzędu swoją genezę zawdzięcza erozji rzecznej. Wąskie obniżenie tego typu, sięgające około 10 m p.p.m., stwierdzono w rejonie Lubrańca i Brześcia Kujawskiego (Wiśniewski 1976; Brzeziński 2003). Płycej są wycięte w powierzchni podczwartorzędowej kopalne doliny w rejonie Osieca Wielkiego (rys. 7), Leszczy, Imielnika i Pacyny (rys. 12), a także dolina gostyńska (Roman 2003) rozwinięta wzdłuż uskoku obecnego w podłożu mezozoiku, a we współczesnej rzeźbie wyrażona przebiegiem rynny gostyńskiej i południkowego odcinka doliny Skrwy (lewo-brzeżnej).

Duże zróżnicowanie rzeźby powierzchni podczwartorzędowej analizowanego obszaru wynika także z obecności stref głębokich deformacji glacictektonicznych obejmujących utwory neogenu. Ich występowanie ograniczone jest do stref kopalnych krawędzi, a także mobilnych, reagujących na zmiany obciążenia lądolodem, obszarów wysadów solnych. Szczególnie silnemu przeobrażeniu w wyniku procesów glacictektonicznych uległo podłoże czwartorzędu wschodniej części obszaru badań. Wyróżnić tu można szereg zagłębień, sięgających do 40 m p.p.m. (Cekanowo, Borowice na południe od Płocka) wypełnionych głównie osadami lodowcowymi i iłami, oraz sprzężonych z nimi wypiętrzeń glacictektonicznych (glacielewacje) przekraczających 130 m n.p.m. (rys. 12). Występują także bardziej rozległe formy wklęsłe

o charakterze niecek egzaracyjnych, których dna położone są na 20–40 m n.p.m. Przykładem niecek tego typu w obszarze wysoczyzn (poza Kotliną Płocką) jest obniżenie stropu podłoża czwartorzędu w rejonie doliny Skrwy (prawobrzeżnej), być może związane genetycznie z formowaniem wielkiej depresji glacictektonicznej położonej na północ od obszaru badań, tak zwanej depresji Mochowa (Lamparski 1981, 1989), a także obniżenie obejmujące północno-zachodnią część obszaru badań, sięgające po okolice Czamanina i Boniewa, mające wyraźne odzwierciedlenie w dzisiejszej rzeźbie w nisko położonej powierzchni Równiny Inowrocławskiej. Elewacje podłoża o charakterze glacictektonicznym występujące w rejonie Kotliny Płockiej utworzone zostały w różnowiekowych cyklach glacialnych plejstocenu, głównie w okresie zlodowaceń południowopolskich (Skompski 1969; Brykczyński 1982a). Na podstawie rozprzestrzenienia zaburzeń oraz skali i orientacji struktur glacictektonicznych, tworzących imbrykacyjny szereg względem kopalnej doliny, Brykczyński (1982a, 1986) uznał, że w Kotlinie Płocka stanowiła fragment dużej doliny już przed pierwszym wkroczeniem lądolodu na jej obszar.

W rzeźbie powierzchni podczwartorzędowej wyraźna jest permanencja elementów liniowych (formy dolinne, strefy krawędziowe) względem orientacji struktur podłoża mezozoicznego (osie antyklin, linie nieciągłości tektonicznych) oraz zróżnicowanie na dwa morfostrukturalne regiony: obszar wysoczyzn (elewacji) i obszar dolin. Taki układ makroform utrzymywał się przez znaczną część plejstocenu, ma odzwierciedlenie we współczesnej rzeźbie, jak i wyraz w wykształceniu czwartorzędowej pokrywy osadowej.

MIĄŻSZOŚĆ CZWARTORZĘDU

W granicach opracowanego obszaru pokrywa osadów czwartorzędowych wykazuje duże zróżnicowanie miąższości, od 0 do ponad 154,5 m (rys. 13). Takie różnice dotyczą stref występowania głębokich deformacji glacictektonicznych, w których obok miejsc maksymalnych miąższości czwartorzędu (Radzanowo – 152 m, Leszczyno – ponad 154,5 m, Cekanowo – 145 m, Płock – 150,8 m), brak jest pokrywy czwartorzędowej lub jej grubość nie przekracza 10 m. Poza strefami zaburzeń glacictektonicznych największą grubość czwartorzędu stwierdzono w tektonicznie generowanych depresjach podłoża podczwartorzędowego. Są to miejsca występowania zapadlisk przy wysadach sol-

nych (Izbica Kujawska – 127 m, Lubień Kujawski – 122,5 m), nadwysadowych niecek zapadliskowych (Lubień Kujawski – 120 m, Łanięta – 104 m), a także strefy przypuszczalnych rowów tektonicznych na południe od Włocławka (Krzywe Błota – 108,3 m, Józefowo – 127,5 m) (rys. 13). Znaczne zwiększenie miąższości utworów czwartorzędowych w tych strefach dowodzi ich tektonicznej mobilności i/lub kontynuacji subsydencji powodowanej destrukcją pni solnych również w okresie czwartorzędu. Zauważalna jest także generalna redukcja miąższości czwartorzędu, do około 20–40 m, powyżej antyklin solnych, najlepiej zaznaczona na skrzydłach skłaniających się ku

osi wału kujawskiego. W tej strefie, w powierzchni podczwartorzędowej występują elewacje, mające niejednokrotnie odzwierciedlenie we współczesnej rzeźbie jako garby wysoczyznowe, stanowiące lokalne strefy wododziałowe, zatem jako pośrednią przyczynę redukcji pokrywy czwartorzędowej można tu wskazać wznoszenie struktur podłoża.

Przeciętna grubość czwartorzędowej pokrywy osadowej w obszarze wysoczyznowym wynosi 40–55 m. Podobna miąższość osadów czwartorzędu występuje w obszarze dolinnym (obniżenie Kotliny Płockiej), pomimo generalnie o kilkadziesiąt metrów niższego położenia stropu powierzchni podczwartorzędowej w tym rejonie. Sytuację ową tłumaczy fakt, iż zarys kopalnego obniżenia pokrywa się na wielu odcinkach z prze-

biegiem współczesnych zboczy Kotliny Płockiej. Rozległe obniżenia powierzchni podczwartorzędowej o charakterze niecek egzaracyjnych mają również odzwierciedlenie i we współczesnej rzeźbie (sandr i dolina Skrwy prawobrzeżnej, obniżona powierzchnia wysoczyzny Równiny Inowrocławskiej), a jednocześnie są miejscem względnie większej grubości pokrywy czwartorzędowej (rys. 7, 13), która tuszuje formy kopalne.

Generalnie czwartorzędowa pokrywa osadowa wyrównuje deniwelację stropu swego podłoża. Poza strefami deformacji glaciektonicznych zaznacza się to szczególnie w przypadku niecek zapadliskowych nad i wokół wysadów solnych oraz głębokich rozcięć o charakterze dolin (rys. 7, 9, 10).

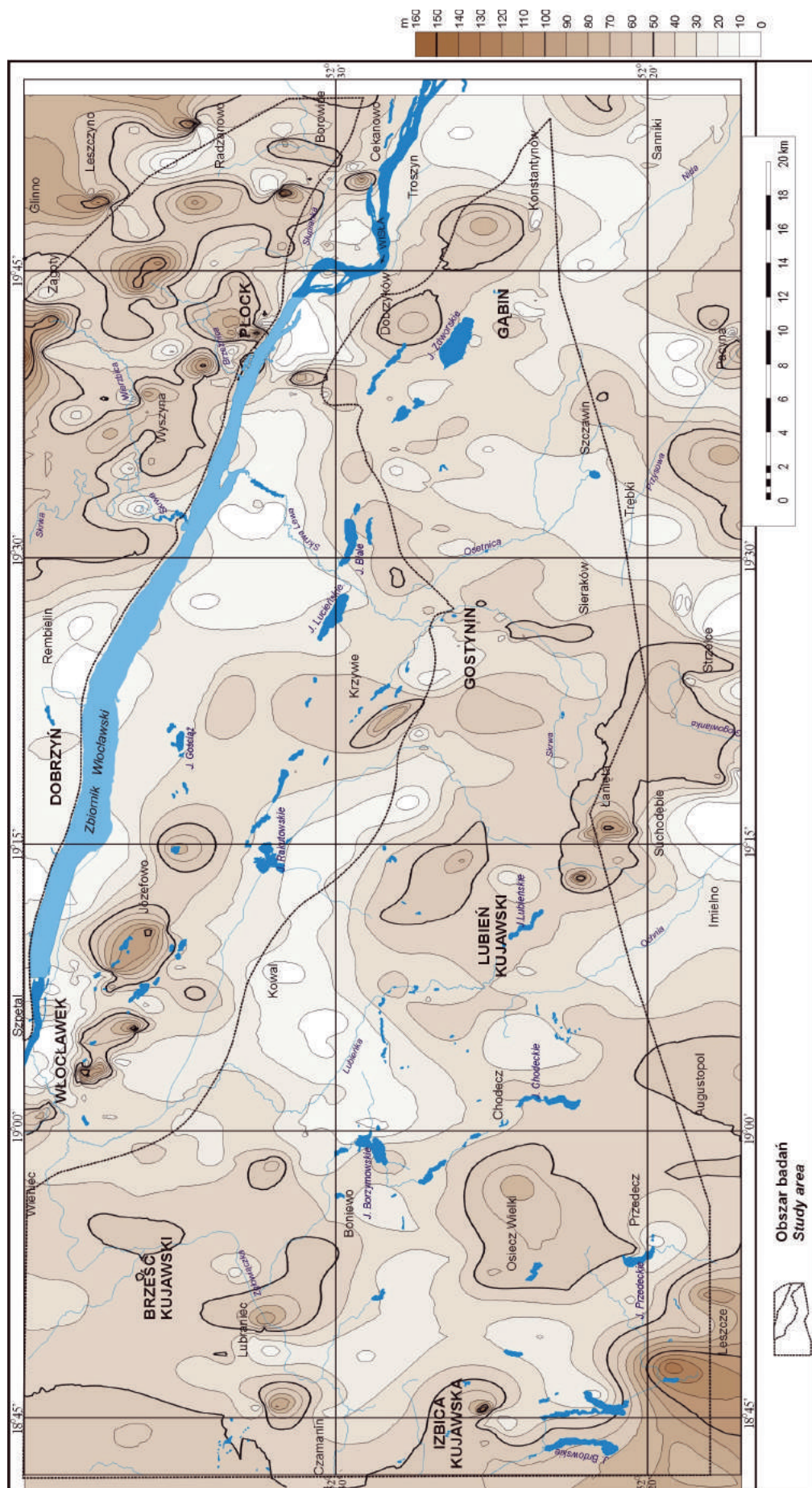
WYKSZTAŁCENIE I STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU

Profil plejstocenu w granicach analizowanego obszaru jest niepełny i zawiera liczne luki sedimentacyjne i erozyjne, obejmujące przede wszystkim starsze jednostki plejstocenu. Najpełniej plejstocen wykształcony jest w obszarze wysoczyznowym, w strefach zapadlisk towarzyszących wysadom solnym (rys. 9), jednak znaczne postsedymmentacyjne zaburzenia uniemożliwiają wnikliwą analizę występujących tam osadów (Baraniecka 1993; Roman 1999b). W obszarze wysoczyzn znajdujących się w zasięgu łobu płockiego, plejstocen reprezentowany jest głównie przez osady lodowcowe i wodnolodowcowe, rzadziej utwory rzeczne, a tylko sporadycznie przez organogeniczne osady jeziorne i bagienne. Ze względu na brak znalezisk szczątków organicznych starszych od interglacjału eemskiego, podstawowe znaczenie dla stratygrafii miały cechy litologiczne osadów i korelacja oparta na porównaniach typowych sekwencji bądź charakterystycznych poziomów i rozdzielających je serii osadowych.

Na badanym obszarze plejstocen składa się głównie z glin, zazwyczaj dwóch do czterech, rzadko 5-6 pokładów, rozdzielających je piasków i żwirów glacifluwalnych, mułków i ilów glaci-limnicznych, a także piaszczystych i piaszczysto-żwirowych osadów rzecznych. Sporadycznie występują mineralne i organiczne osady jeziorne i torfy. Według obecnego schematu podziału czwartorzędu (Ber i in. 2007; Tabela... 2008), wyróżnione pokłady glin lodowcowych, powiązane z kompleksami południowopolskim (1-2 gliny), środkowopolskim (1-3 gliny) i północnopolskim (1 glina). Jedynie pozycja stratygraficzna

najmłodszej gliny, jest jasno określona w nawiązaniu do stanowisk w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965) i Ruszkówku (Kozydra, Skompski 1995; Janczyk-Kopikowa 1997), w których glina leży powyżej osadów interglacjału eemskiego udokumentowanego na podstawie metod biostratygraficznych.

Najstarszymi osadami plejstocenu są preglacjalne piaski i żwiry rzeczne, częściowo odsłaniające się w południowym zboczu Kotliny Płockiej w Baruchowie (Roman 2010). Odpowiadają im piaski i mułki rzeczno-deltowe znane z odsłonięć wysokiej krawędzi Wisły w okolicach Murzynowa, a także z wiercen kartograficznych z rejonu Gąbina (Skompski 1960, 1969, 1970) i Gostynina (Roman 1999b). Cechy mineralogiczno-petrograficzne piasków i żwirów rzecznych, wyrażone brakiem okruchów skał północnych i typowo „trzeciorzędową” asocjacją minerałów ciężkich, wyraźnie odróżniają je od osadów plejstocenu glacialnego. W Baruchowie osady rzeczne wypełniają wyciętą w łałach pstrych dolinę, której dno znajduje się obecnie na około 79 m n.p.m. Miąższość osadów wynosi 10 m i są one dwudzielne. Dolna część to aluwia rzeki roztokowej odprowadzającej wody ku północnemu zachodowi, górną część reprezentują już osady fluwioperyglacjalne, rejestrujące okres suchego, zimnego klimatu jeszcze bez wpływu lądolodu, przypuszczalnie odpowiadający anaglacjalnej części zlodowacenia narwi (Roman 2010). Młodsze od osadów z Baruchowa są piaski i żwiry wypełniające głębokie doliny, sięgające wysokości poziomu morza, wyerodowane w podłożu czwartorzędu na



Rys. 13. Miąższość osadów czwartorzędowych

Thickness of Quaternary deposits

obszarze Kotliny Płockiej. Osady te zawierają obok materiału lokalnego również materiał pochodzący z transportu północnego (skandynawski). W Krzywiu, na północny zachód od Gostynina, są to osady rzeczne jednego cyklu wypełniające dolinę utworzoną przypuszczalnie w interglacjale augustowskim (Roman 1999b, 2003). Najgłębsze rozcięcia, zaznaczone w podłożu czwartorzędu w rejonie Włocławka są młodsze, utworzone zostały subglacialnie (por. Mojski 1970) podczas pobytu pierwszego na tym terenie, lub kolejnych lądolodów kompleksu zlodowaceń południowopolskich. Kompleks ten reprezentują najwyżej dwa pokłady ciemnoszarych glin lodowcowych i osady wodnolodowcowe. Cechą charakterystyczną glin są porwaki osadów neogeńskich. Gliny zlodowaceń południowopolskich zachowały się fragmentarycznie, głównie w różnego typu obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej. Ma to szczególny wyraz na obszarze wału kujawskiego (rys. 7, 8, 9, 10). Charakterystyczny jest związek glin tego wieku z najintensywniejszymi deformacjami osadów podłoża czwartorzędu, najsilniej zaznaczony i najlepiej poznany w obszarze wysoczyzn występujących w otoczeniu wschodniej części Kotliny Płockiej (Skompski, Słowański 1961; Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978; Brykczyński 1982a; Różański, Włodek 2009). Na południe od Płocka, w Cekanowie, gliny zlodowaceń południowopolskich wraz z utworami neogenu tworzą łuskowo-fałdowe struktury o amplitudzie niemal 100 m (Różański, Włodek 2009). Strop tych struktur jest ścięty, a wyżej leżą różnowiekowe osady plejstoceńskie, poczynając od najmłodszej gliny kompleksu zlodowaceń południowopolskich. W obszarze Kotliny Płockiej gliny zlodowaceń południowopolskich zachowały się w głębokich kieszeniach glacitektonicznych (?), poniżej dna doliny z interglacjału mazowieckiego lub rozcięć poprzedzających wkroczenie lądolodów zlodowaceń środkowopolskich (Makowska, Skompski 1966; Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978). W obrębie wysoczyzn struktury glacitektoniczne tego wieku występują nieraz płytko od powierzchni, tworząc jednocześnie w tych miejscach kulminacje podłoża podczwartorzędowego. W wysokiej krawędzi Wisły między Włocławkiem a Płockiem, a także na wschód od Gąbina, w odślonięciu cegielni w Konstancynie, deformacje te były przedmiotem badań strukturalnych (Ber 1960; Jaroszewski 1963; Brykczyński 1982a). Przyjmuje się, że lądolody zlodowaceń południowopolskich w największym stopniu przyczyniły się do zmian konfiguracji podłoża czwarto-

rzędu w granicach rozpatrywanego obszaru (Skompski 1969; Baraniecka i in. 1978; Baraniecka 1979a; Brykczyński 1982a). Jednakże konkluzja ta może nie dotyczyć obszaru położonego na północ od Wisły, między Wyszyną a Szpetalem. Zdaniem Lamparskiego (1981, 1989) jest to obszar leżący w zasięgu wielkiej struktury glacitektonicznej, tak zwanej elewacji Płocka, sprzężonej z przylegającą do niej od północnego wschodu rozległą i głęboką na 150 m depresją Mochowa, utworzoną podczas wkroczenia w jej obszar lobu najstarszego lądolodu, czyli zlodowacenia narwi.

Interglacjał mazowiecki zaznaczył się na analizowanym obszarze intensywną i długotrwałą erozją i akumulacją w dolinach oraz denudacją na wysoczyznach. Z tego okresu powszechne są osady rezydualne i rzeczno-rezydualne poprzedzające akumulację w dolinach. Doliny na ogół szeroko nacinają podłoże neogeńskie lub są zawieszone w osadach czwartorzędowych. Erozja na wysoczyznach sięgnęła maksymalnie 65 m n.p.m. (rys. 7, 8, 9, 10, 11), natomiast w obszarze Kotliny Płockiej dotarła do 35 m n.p.m. w rejonie Gąbina (Skompski 1969; Wiśniewski 1987), 25 m n.p.m. w Wieńcu (rys. 7) i 15 m n.p.m. we Włocławku (Mojski 1970). Dobrze wykształcone serie rzeczne jednego cyklu udokumentowano w Gostyninie (Skompski 1969), Kubłowie (Baraniecka 1991, 1993) i Łanietach (Roman 1999b). Niejednokrotnie osady aluwialne zawierają szczątki materii organicznej. W Kotlinie Płockiej funkcjonowała w tym czasie główna rzeka tranzytowa, należąca do systemu pra-Wisły (Lindner i in. 1982; Brykczyński 1986), której odpowiadają dwa rzeczne cykle sedymentacyjne (Skompski 1969). Zdaniem Skompskiego (1969) i Baranieckiej (1979a; Baraniecka i in. 1978) okres interglacjału mazowieckiego miał decydujące znaczenie dla powstania Kotliny Płockiej, formowanej nie tylko w związku z intensywną erozją rzeczną, ale i pod wpływem nasilenia pionowych ruchów tektonicznych. Wznoszenie w strefie wału kujawskiego skutkowało „spychaniem” i boczną migracją doliny tranzytowej równolegle zorientowanej do osi wału, powodowanej ograniczeniem erozji wgłębnej ówczesnej rzeki, na rzecz poszerzania doliny w kierunku północnego-wschodu. W ten sposób w rejonie obniżenia Kotliny Płockiej doszło do swego rodzaju zrównania (Baraniecka i in. 1978; Baraniecka 1980), a serie osadów rzeczno-residualnych i rzecznych uznawanych za mazowieckie mają tu szeroki zasięg przestrzenny. Przebieg głównych dolin z interglacjału mazo-

wieckiego wykazuje zbieżność z kierunkami nieciągłości tektonicznych w podłożu mezozoicznym (Skompski 1969; Baraniecka 1975b, 1979b, 1993; Baraniecka i in. 1978; Szałamacha G. 1996; Roman 2003). Uaktywnienie stref dawnych dyslokacji, mogło mieć związek z okresem ożywienia zjawisk tektonicznych fazy mazowieckiej (Baraniecka 1975a, 1981), a także (lub) ruchów glaciostatycznych, w myśl założeń Liszkowskiego (1982, 1993) aktywizowanych kilka tysięcy lat po ustąpieniu lądolodu (odciążeniu). Utworzone w interglacjale mazowieckim obniżenia dolinne stwarzały dogodne warunki dla lokalizacji kolejnych, młodszych cykli erozyjno-akumulacyjnych związanych z wodami lodowcowymi, rzeczno-lodowcowymi i rzecznyymi, jak również tworzenia rozległych zastoisk.

Osady kompleksu zlodowaceń środkowopolskich stanowią główną część pokrywy czwartorzędowej w obszarach wysoczyznowych (rys. 7, 8, 9, 10, 11). Reprezentowane są przez 1-3 pokłady gliny lodowcowej oraz niekiedy miększe serie zbiornikowe i utwory glacyfluwialne. Na ogół są to dwa, często nierozdzielone, pokłady szarej bądź szaro-brązowej gliny morenowej. Lokalnie, zwłaszcza w rejonie obniżenia Kotliny Płockiej, podściela je miększa seria osadów zbiornikowych w postaci ilów, ilów warwowych, mułków i drobnoziarnistych piasków. Osady te, określane jako seria zasypania (m.in. Domośławska-Baraniecka, Mojski 1960; Baraniecka i in. 1978; Baraniecka 1979a), odkładane były w rozległych zbiornikach w warunkach peryglacialnych i mają charakter transgresywny. Wypełniają one górne części obniżzeń dolinnych z interglacjału mazowieckiego, a także wszelkie zagłębienia ówczesnej powierzchni. Szerokie rozprzestrzenienie oraz charakterystyczne położenie tej serii osadów w profilu geologicznym sprawia, że jest to przewodni poziom korelacyjny. Gliny zlodowaceń środkowopolskich tworzą zazwyczaj ciągle pokłady o przeciętnej miąższości 10–25 m. Są one lokalnie rozdzielone utworami wodnolodowcowymi, reprezentowanymi przez piaski i żwiry glacyfluwialne oraz ropy i mułki zastoiskowe. Między Gostyninem a Ciechomicami, na niższym stopniu wysoczyznowym, tak zwanym poziomie ciechomickim, stwierdza się tylko jeden pokład glin z tego okresu (rys. 11). Jest to przypuszczalnie najmłodsza z glin kompleksu środkowopolskiego, reprezentująca stadiał warty. W takim wypadku poziom ciechomicki jest reliktem rzeźby sprzed nasunięcia lądolodu warty (por. Roman 2003), nie zaś z okresu interglacjału eemskiego, podczas którego glina ta miała być usunięta w wyniku erozji rzecznej

(Skompski 1969; Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975). Z glinami zlodowaceń środkowopolskich związane są zaburzenia glacytektoniczne. Dotyczy to zwłaszcza starszej gliny, przy czym amplituda deformacji jest zdecydowanie mniejsza w porównaniu ze strukturami glacytektonicznymi zlodowaceń południowopolskich, ponadto w zaburzeniach rzadko biorą udział osady neogenu. Deformacje glacytektoniczne związane z najmłodszą z glin środkowopolskich (stadiału warty) mają wyraz w rzeźbie. Poza zasięgiem ostatniego lądolodu budują one pagórki lub wzgórza moren spiętrzonych, często zlokalizowane w strefach starszych deformacji, natomiast w granicach ostatniego lądolodu stanowią cokoły w obrębie młodszych form marginalnych, na przykład w Izbicy Kujawskiej (Mańkowska 1981; Molewski 2007; Roman 2007b).

Interglacjał eemski zaznaczył się na obszarze badań erozją, której śladem są rozcięcia dolinne oraz bruki złożone w zagłębieniach stropu gliny warciańskiej. Ponadto okres ten reprezentowany jest przez piaski i żwiry rzeczne jednego cyklu, a także jeziorne osady mineralne i organiczne oraz torfy. Osady organogeniczne zostały udokumentowane palinologicznie w kilku stanowiskach i we wszystkich przypadkach wypełniają obniżenia na wysoczyźnie. W granicach badanego obszaru są to stanowiska: Kaliska (Domośławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965), Łanięta (Balwierz, Roman 2002), Leszczyno (Krupiński i in. 2006) oraz Kubłowo, w którym akumulacja osadów jeziorno-bagiennych trwała nieprzerwanie aż do początku plenivistulianu włącznie (Roman, Balwierz 2010). Doliny rzeczne interglacjału eemskiego są zawieszone w osadach czwartorzędowych. Erozja na wysoczyznach sięgnęła w okolicach Kazania, w dolinie Zgłowiączki, do 65 m n.p.m. (Brzeziński 2003), natomiast w Kotlinie Płockiej, którą płynęła rzeka główna, nie przekroczyła głębokości wcięcia dolin z interglacjału mazowieckiego (por. Marks 2005b, fig. 4), czyli 40–50 m n.p.m. (Domośławska-Baraniecka, Mojski 1960; Skompski 1969; Baraniecka i in. 1978). Najniżej, na 40 m n.p.m., dno doliny utworzonej przypuszczalnie w interglacjale eemskim położone jest w Wieńcu, (rys. 7). Określenie głębokości wcięcia dolin z tego okresu jest trudne, ponieważ późniejsza erozja u schyłku zlodowacenia wisły miała podobny zasięg.

Kompleks zlodowaceń północnopolskich reprezentowany jest przez organiczne i mineralne osady kończące sedymentację w zagłębieniach mis jeziornych z interglacjału eemskiego, piaski rzecz-

ne wypełniające górne części dolin interglacialnych, a przede wszystkim przez osady lodowcowe i wodnolodowcowe, które tworzą w obszarze lobu płockiego stosunkowo ciągłą pokrywę. Wkroczenie ostatniego lądolodu poprzedzone było akumulacją osadów ilasto-mułkowych w rozległym basenie obniżenia Kotliny Płockiej i uchodzących do niej dolin, a na obszarze wysoczyzn składanych w wielu lokalnych zbiornikach, między innymi zastoiskiem osińskim w obszarze górnej Skrzywy lewobrzeżnej (Roman 2003), czy też w okolicach Kaliskiej, gdzie serie zastoiskowe spoczywają powyżej udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjalnych eemskiego (Baraniecka 1993). W otoczeniu Kotliny ility i mułki zastoiskowe tworzą obecnie charakterystyczny horyzont, którego miąższość maleje w miarę wkraczania w obręb wysoczyzn (rys. 11). W kierunku górnego biegu interglacjalnej Wisły zbiornik płocki miał łączność z głównym zastoiskiem warszawskim (Skompski 1969; Baraniecka i in. 1978; Wiśniewski 1987; Marks 2005b; Mojski 2005). Serie zbiornikowe w wielu miejscach rozcięte są szerokimi kanałami wód pro- i subglacialnych, wypełnionymi piaszczysto-żwirowymi osadami o miąższości do 20 m.

W badanym obszarze z okresu zlodowacenia wisły występuje zasadniczo jeden pokład brązowej gliny lodowcowej (Domosławska-Baraniecka 1965; Brykczyński 1982b; Baraniecka 1989, 1993; Roman 2003, 2007d; Wysota, Molewski 2007) (rys. 7, 8, 9, 10, 11). Według Skompskiego (1969) na północ od Płocka obecne są dwie gliny z tego okresu, które autor powiązał z odrębnymi epizodami glacialnymi w randze podfaz (gąbińską i płocką w obrębie fazy poznańskiej). Górny poziom występuje płatowo i jedynie w Siecieniu i Kamienicy tworzy bardziej zwartą powłokę o miąższości 2,5 m, przechodząc obocznie w piaszki lodowcowe z głazami (Słowański 1964; Skompski 1969). Te dwa po-

kłady gliny, z których górny występował lokalnie, notowane były w odsłonięciach w okolicy Dobrzynia nad Wisłą przez Łyczewską (1960) i Bera (1960, 1968), natomiast Brykczyński (1982b) znajduje tu tylko jeden, dolny pokład. Również dwie gliny zlodowacenia wisły wydzielił Brzeziński (2003) dla obszaru położonego na południe od Brześcia Kujawskiego. Górna glina, o miąższości 6 m, tworzy w tym rejonie jednolitą powierzchnię wysoczyzny, natomiast 3-metrowej grubości dolna glina, oddzielona od młodszej 1,5-metrową warstwą glacyfluwalnych piaszków lub mułków, została wyróżniona przez wspomnianego autora tylko dla okolic Kazania, a występujące poniżej glin piaszki rzeczne zaliczone zostały do interglacjalnych eemskiego. Brzeziński (2007) koreluje górną glinę z fazą poznańską, natomiast dolną odnosi do fazy leszczyńskiej stadiału głównego, a nawet widzi możliwość powiązania jej ze stadiem świec.

Z gliną budującą powierzchnię wysoczyzny polodowcowej w zasięgu lobu płockiego związane są zaburzenia glacytektoniczne, których zasięg wglębny nie przekracza 15 m, a rozprzestrzenienie ograniczone jest do stref glacymarginalnych z transgresji lądolodu oraz ówczesnych przeszkód topograficznych (Roman 2007a,c, 2009). Z najmłodszym kompleksem glacygenicznym związane są osady sandrowe, utwory glacymarginalne oraz budujące formy szczelinowe i kemowe. Ponadto w obszarze Kotliny Płockiej szeroko rozprzestrzenione są osady rzeczno-lodowcowe i limniczne tworzące poziomy pradolinne.

Schylek plejstocenu zapisał się erozją oraz akumulacją piaszczysto-żwirowych, a następnie piaszczysto-mułkowych aluwii w dolinach rzecznych, rozwojem dolin erozyjno-denudacyjnych, akumulacją stożków napływowych, pokryw deluwialnych oraz aktywnością procesów eolicznych prowadzących m.in. do uformowania wydmy i pokryw eolicznych.

PODŁOŻE OSADÓW STADIAŁU GŁÓWNEGO ZLODOWACENIA WISŁY

Na podstawie danych z 1001 profili wierceń oraz istniejących opracowań dotyczących czwartorzędu badanego obszaru (*vide* rozdz. Metody badań) zestawiono mapę ukształtowania powierzchni i litologii podłoża osadów stadiału głównego zlodowacenia wisły (rys. 14). Uzyskany wynik jedynie w znacznym przybliżeniu może być traktowany jako obraz powierzchni sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu, gdyż uległa ona późniejszym modyfikacjom, w głównej mierze wskutek erozji

wód roztopowych i egzaracji, natomiast ukazuje ogólny charakter rzeźby i tworzących ją osadów. Wiedza ta jest istotna w kontekście tematu pracy i dalszych rozważań na temat dynamiki nasunięcia lobu płockiego, ponieważ znaczną rolę w zachowaniu brzeżnych partii lądolodu przypisuje się uwarunkowaniom lokalnym, takim jak topografia przedpola/podłoża oraz warunki hydrologii glacialnej, zwłaszcza obecność wody na kontakcie lód-podłoże i sposobu jej migracji zależnego od litologii

nieskonsolidowanego podłoża (Cutler i in. 2000; Arnold, Sharp 2002; Boulton i in. 2009; Hermanowski, Piotrowski 2009). W podłożu wydzielono trzy grupy osadów kierując się zróżnicowaniem stopnia wodoprzepuszczalności: gliny, ropy i mułki ilaste oraz piaski i żwiry (rys. 14).

Analiza powierzchni późnovistuliańskiej ujawniła jej generalny podział na dwa obszary, wysoczyznowy i dolinny, rozgraniczone wyraźnym zboczem zachowanym obecnie w formie paleoskłonu w południowej i zachodniej części Kotliny Płockiej, choć na wielu odcinkach pokrywającym się również ze współczesną krawędzią. Powierzchnia wysoczyzn łagodnie nachyla się z południa na północ i ku osi obniżenia Kotliny Płockiej z wyraźnymi załamaniami na linii Chocień – Kowal oraz Gostynin – Gąbin. Są to jednocześnie miejsca dzisiejszych stopni wysoczyznowych lub pasm pagórkowatej wysoczyzny, odczytywanych jako strefy glacialmarginalne (rys. 2, 15). W rzeźbie podłoża osadów stadiau głównego zlodowacenia wisły zaznacza się izolowane wyniesienie w rejonie Izbicy Kujawskiej (143 m n.p.m.), stanowiące także obecnie wyraziste wzgórze w południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego. W strefie, która nie została objęta lobem płockim powierzchnia wysoczyzn znajduje się najwyżej (125–155 m n.p.m.) i generalnie podnosi się ku południowi, bądź w przypadku obszaru położonego po prawej stronie Wisły, ku wschodowi. Trudno jest ocenić położenie ówczesnej powierzchni na obszarze Kotliny Płockiej, gdyż pokrywa budujących ją osadów w znacznym stopniu została usunięta w wyniku późniejszej erozji. Dla tego obszaru przyjęto wysokość odpowiadającą średniej wysokości położenia stropu osadów zastoiskowych uważanych za vistuliańskie, uzyskaną z profili wierceń i odsłonień ze wschodniej części Kotliny Płockiej (80 m n.p.m.) i rejonu Włocławka (60 m n.p.m.) (por. Skompski 1969; Mojski 1970; Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975; Wiśniewski 1976; Roman 2003).

W podłożu osadów ostatniego lądolodu występują głównie gliny zlodowaceń środkowopolskich, a przypuszczalnie także i ropy zastoiskowe z tego okresu, ponadto piaski i żwiry rzeczne z interglacjału eemskiego oraz wczesnego vistulianu, a także ropy i mułki akumulowane w rozległych jeziorzyskach funkcjonujących w chłodnych okresach vistulianu poprzedzających wkroczenie lądolodu (Baraniecka 1993; Roman 1999b, 2003) (rys. 11).

Uzyskany zgeneralizowany obraz powierzchni zbudowanej z osadów sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu (rys. 14), został odniesiony do współczesnej rzeźby obszaru znajdującego się w zasięgu lobu płockiego, charakteru osadów i form oraz paleogeografii ostatniego nasunięcia lądolodu. Pozwoliło to na sformułowanie kilku spostrzeżeń:

- morfostruktura analizowanej powierzchni nawiązuje wprost do głównych rysów rzeźby współczesnej;

- pokrywa osadów związanych z najmłodszym epizodem glacialnym (stadiem głównym zlodowacenia wisły) jest stosunkowo ciągła, a jej miąższość i charakter wykazują ściśle związki z ukształtowaniem i litologią powierzchni bezpośredniego podłoża lądolodu;

- powierzchnię stanowiącą podłożo ostatniego lądolodu budują głównie gliny i ropy, a więc utwory o niskiej i bardzo niskiej wodoprzepuszczalności;

- w obszarach zwartego występowania utworów słaboprzepuszczalnych (glin, ilów) o znacznej miąższości obecne są ślady drenażu kanałowego (rynny subglacialne), natomiast niemal nie występują one w miejscach, gdzie podłożo zbudowane jest z utworów przepuszczalnych (piaszczysto-żwirowych), których miąższość przekracza 2 m;

- występowanie w obszarze wysoczyznowym rozległych skłonów lub wyniesień stropu podłoża osadów stadiau głównego zlodowacenia wisły jest zbieżne z rozkładem stref glacialmarginalnych ostatniego nasunięcia lądolodu, a także vistuliańskich deformacji glacitektonicznych.

RZEŻBA I POWIERZCHNIOWA BUDOWA GEOLOGICZNA

Rzeźbę południowych części Pojezierza Kujawskiego, Pojezierza Dobrzyńskiego oraz wysoczyzny otaczającej od południa Kotlinę Płocką cechuje pasowa zmienność, wynikająca z położenia obszaru w strefie marginalnej ostatniego lądolodu, współkształtna do zasięgu LGM (rys. 15). Na zewnątrz lobu płockiego, rozciąga się

równina morenowa ukształtowana podczas zaniku lądolodu stadiau warty, należąca do Wysoczyzny Kłodawskiej, Równiny Kutnowskiej i Wysoczyzny Płońskiej. Jej powierzchnia, na ogół zbudowana z gliny lodowcowej, wznosi się przeciętnie na wysokość 120–135 m n.p.m. i położona jest o kilka-, kilkanaście metrów wyżej w stosunku do

Rys. 14. Ukształtowanie powierzchni i litologia podłoża osadów stadiału głównego złodowacenia wisły

1 – izohipsy co 5 m; 2 – gliny lodowcowe; 3 – ility i mulki; 4 – piaski i żwiry; 5 – stanowiska kluczowe; 6 – obszary testowe; 7 – granice obszaru badań; 8 – maksymalny zasięg łądolodu stadiatu głównego złodowacenia wisły

Relief and lithology of substratum of the Main Stadial of the Vistulian Glaciation deposits

- 1 – isophsae in interval 5 m; 2 – tills; 3 – silts and clays; 4 – sands and gravels; 5 – key sites; 6 – case study areas; 7 – study area; 8 – maximum limit of the Main Stadial of the Vistulian Glaciation ice sheet

obszaru objętego lobem płockim, ku któremu opada łagodnie, kryjąc się pod osadami zlodowacenia wisły. W rzeźbie starszej wysoczyzny polodowcowej wyodrębnia się szereg elewacji, tzw. garbów wysoczyznowych. Na zachodzie, poza obszarem badań, jest to rozciągający się południkowo ostatnieć kolski (Borówka 1991), sięgający ku północy po Brzezie (na S od Jeziora Lubotyń) i leżący w osi lokalnego działu wyznaczanego między lobem Gopła i lobem płockim (Maik 1961; Molewski 2007) (rys. 2). Kulminacje osiągają tam niemal 160 m n.p.m. Niższe (do 140 m n.p.m.) i mniej wyraziste są położone na wschód od ostatniać kolskiego garby Augustopola, Suchodębia i Sierakowa (Roman 2003) oraz wyniesienie Konstantynowa, które zawiera spiętrzone glacitektonicznie utwory starszego czwartorzędu i neogenu (Skompski 1969; Brykczyński 1982a). Podobną budowę wewnętrzną przedstawiają wzniesienia w obrębie Wysoczyzny Płońskiej (Różański, Włodek 2009), tworzące między Bodzanowem (poza obszarem badań) a Zagotami dość zwarty garb o rozciągłości SE–NW, wyniesiony do 140–155 m n.p.m. (rys. 15). Na zachód od Wisły obniżenia między garbami wysoczyznowymi zajęte są przez piaszczyste równiny sandrów, bądź głębiej wcięte proglacialne szlaki sandrowe towarzyszące między innymi dolinom Ochni, Przysowy-Słudwi, dochodzące do pradoliny warszawsko-berlińskiej (Wiśniewski, Andrzejewski 1994). Sporadycznie, obniżenia zajmują równiny zastoiskowe, ślad zbiorników formowanych na przedpolu ostatniego lądolodu, których ilasto-mułkowe osady najlepiej poznano w Osinach (Roman 2003). Po wschodniej stronie Wisły, sandry zewnętrzne związane z maksymalnym zasięgiem ostatniego lądolodu występują wąskimi szlakami rozpościerającymi się wzdłuż stoków garbu wysoczyznowego, ku południowemu wschodowi do Wisły (Włodek 2009). O owe wyniesienie (garb) starszej wysoczyzny polodowcowej wsparł się lądolód lobu płockiego, w zasięgu którego rzeźba posiada charakterystyczne dla strefy młodoglacjalnej cechy, wyrażone między innymi świeżością form, występowaniem rynien i jezior polodowcowych oraz licznych wytopisk. Falista wysoczyzna polodowcowa brzeżnych części lobu płockiego położona jest przeciętnie na 105–120 m n.p.m. i nachyla się łagodnie, bądź przechodzi stopniami ku pradolinie Wisły. Wyrazny stopień występuje w południowej części Kotliny Płockiej, rozpościera się między Gostyninem, Gąbinem a Ciechomicami. Jest to tak zwany IV taras Wisły (Lencewicz 1927), nazwany później poziomem ciechomiczym, uznany później za formę genetycznie związaną z obszarem wysoczyzn

(Urbaniak 1965, 1967; Skompski 1969; Kortarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975). Niższy stopień wysoczyznowy, w budowie którego bierze udział także najmłodsza glina lodowcowa (rys. 11), położony jest na 96–90 m n.p.m., o kilkanaście metrów niżej w stosunku do powierzchni sąsiadującej z nim od południa wysoczyzny, od której dzieli go łagodne zbocze (rys. 15).

Maksymalny zasięg lądolodu w lobie płockim sporadycznie zaznaczony jest morenami czołowymi. Są to drobne, żwirowo-gliniaste formy, stanowiące w rejonie Walentowa, Antoniewa, Miłakowa oraz Zagoty izolowane pagórki o wysokości 3–6 m, często łagodnie przechodzące w sandry. Wyraźniejsze formy czołowomorenowe, niekiedy spiętrzone, występują w zachodniej części badanego obszaru. Są to wzgórza w rejonie Przedeczy i Korzecznika (rys. 7, 15).

W młodoglacjalnym krajobrazie wysoczyzny Pojezierza Kujawskiego wyróżniają się dwa równoleżnikowe pasma pagórkowatej rzeźby, rozdzielone równiną morenową i współkształtnie do nich biegnącym obniżeniem określanym jako dolina marginalna (Niewiarowski 1983a, b), nie posiadającym jednak wyraźnych oznak przepływu wód w postaci poziomów erozyjnych czy pokryw osadów glacyfluwialnych. Południowe pasmo pagórków jest wyższe, z kulminacjami przekraczającymi 144 m n.p.m. Obejmuje ono strefę wzniesień od Izbicy Kujawskiej na zachodzie, przez Pagórki Chodeckie po Szewo i okolice Piotrowa na wschodzie (rys. 15). Pasma północne, rozciąga się od południowych krańców Jeziora Głuszyńskiego na zachodzie (poza obszarem badań) po Jezioro Borzymowskie na wschodzie, poprzez miejscowości: Czamanin, Boniewo, Otmianowo, Paruszewice. Złożone jest z szeregu równoległych grzbietów osiągających wysokość 115–125 m n.p.m., lecz wyraźnie kontrastujących z monotonną rzeźbą położonej na północy rozległej równiny morenowej (90–100 m n.p.m.). Powierzchnię pagórków we wspomnianych pasmach buduje glina lodowcowa, przy czym jej miąższość jest tu znacznie mniejsza (1–2 m) niż na wysoczyźnie (przeciętnie 4–7 m). Na wschód od doliny Wisły, na zapleczu maksymalnego zasięgu lobu płockiego, brak jest odpowiedników pasm pagórków wyróżniających się w rzeźbie Pojezierza Kujawskiego interpretowanych najczęściej jako ciągi moren z recesji ostatniego lądolodu (Galon 1957, 1961, 1967; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Niewiarowski 1983a; Pasierbski 1984; Mojski 2005). Na wschód od Jeziora Borzymowskiego, między Choceniem a Kowalem, występuje charakterystyczny załom terenowy o południkowej

rozciągłości, określany jako krawędź akumulacji glacialnej (Baraniecka 1993), bądź starsza krawędź terenowa (Molewski 2007). Na północ od załomu oraz wspomnianego pasma pagórków sięgającego ku zachodowi po Jezioro Głuszyńskie, rzeźba wysoczyzny polodowcowej jest monotonna, niemal bez rynien polodowcowych. Jej powierzchnia położona jest na 90–100 m n.p.m., a więc o kilkanaście do kilkudziesięciu metrów niżej w stosunku do obszaru znajdującego się na południu. To rozległe obniżenie należy do Równiny Inowrocławskiej, stanowiąc według Molewskiego (2007) część rozległej depresji egzarcyjnej, istniejącej prawdopodobnie już przed nasunięciem ostatniego lądolodu.

Powierzchnia wysoczyzny Pojezierza Kujawskiego nachyla się łagodnie ku północnemu-wschodowi i przechodzi wyraźnie zarysowanym zboczem ku położonym o 15–35 m niżej poziomom pradolinny Kotliny Płockiej. Krawędź pradoliny ma przebieg NW–SE, zgodny z osią kotliny. Taki kierunek na ogół przyjmują rynny polodowcowe w Kotlinie Płockiej, podobnie jak na obrzeżającym ją od południa niższym stopniu wysoczyznowym (poziomie ciechomickim) (rys. 15). Powierzchnię Pojezierza Kujawskiego rozcina system rynien o bardziej złożonym układzie, przy czym najznaczniejsze z nich zorientowane są N–S oraz NW–SE. Największe zróżnicowanie rzeźby, z deniwelacjami około 30 m, występuje w strefach krawędziowych rynien i towarzyszących im ozów. Oz łącko-zdwoński osiąga długość 10 km (Skompski 1963), a długość gostyńskiego była określana na 14 km (Łyczewska 1948; Wadas 1962; Skompski 1963). Zdaniem autorki oz gostyński jest jednak zdecydowanie krótszy (8 km), zaś jego południowa część, w świetle szcze-

gółowych badań litofacjalnych osadów (Roman 2003), należy do sandru Skrwy (lewobrzeżnej) rozpościerającego się u wylotu rynny gostyńskiej.

Na wschód od Wisły powierzchnia wysoczyzny jest bardziej monotonna, z niewielką liczbą wytopisk, położona na 100–115 m n.p.m. Rynny polodowcowe są w znacznym stopniu przekształcone przez rzeki, przyjmują najczęściej kierunki od SW–NE do WSW–ENE, sporadycznie zorientowane są NW–SE. W rezultacie rynny łobu płockiego tworzą swoisty, wachlarzowy układ. Charakterystycznym elementem rzeźby Pojezierza Dobrzyńskiego jest sandr Skrwy, rozcinający powierzchnię wysoczyzny z północy, począwszy od moren subfazy dobrzyńsko-kujawskiej, ku poziomom pradolinny Kotliny Płockiej (Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975). Jest on złożony zasadniczo z trzech poziomów, wciętych w powierzchnię wysoczyzny nawet do kilkunastu metrów, rejestrujących stopniowy zanik ostatniego lądolodu (Sławański, Skompski 1965; Skompski, Sławański 1979). W obszarze badań znajduje się południowy, „ujściowy”, fragment sandru Skrwy z najwyższym poziomem kształtowanym już podczas postępu lądolodu na linii moren rembielińsko-sobowskich (Skompski 1969). Poziom ten tworzy wąski szlak na wschód od doliny Skrwy, a następnie od Imielnicy towarzyszy Wiśle wzdłuż jej prawego brzegu (rys. 15). Na wschód od Dobrzynia, gdzie zachował się tylko fragment poziomu wysokiego Skrwy, jego piaszczyste osady zazębiają się z piaszczysto-żwirowymi utworami niewielkich pagórków występujących na linii Rembielin-Sobowo, określanych jako moreny czołowe (Skompski 1969) znaczące krótki, oscylacyjny postój zanikającego lądolodu.

Rys. 15. Szkic geomorfologiczny

1 – wysoczyzna polodowcowa zdenudowana; 2 – moreny martwego lodu; 3 – wysoczyzna polodowcowa płaska i falista; 4 – niższy stopień wysoczyznowy (poziom ciechomicki 96–90 m n.p.m.); 5 – pagórki w strefie występowania przekroczonej form glacialmarginalnych; 6 – moreny czołowe; 7 – krótkie „stożki” sandrowe; 8 – formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych; 9 – poziom sandrowy najwyższy; 10 – poziom sandrowy wyższy i równiny sandrowe wewnętrzne; 11 – poziom sandrowy najniższy; 12 – rynny subglacialne; 13 – ozy; 14 – formy morenowe przetrwałe ze zlodowaceń środkowopolskich, przekształcone przez ostatni lądolód; 15 – kemy i terasy kemowe; 16 – wytopiska i równiny torfowe; 17 – krawędź Kotliny Płockiej i niższego stopnia wysoczyznowego; 18 – stożki napływowe; 19 – doliny rzeczne; 20 – wysokość w m n.p.m.; 21 – maksymalny zasięg ostatniego lądolodu; 22 – stanowiska badawcze: a – kluczowe, b – dokumentacyjne; 23 – obszary testowe; 24 – stanowiska interglacjalu eemskiego; 25 – przekroje geologiczne

Geomorphological sketch

1 – denuded morainic plateau; 2 – dead-ice moraines; 3 – flat and undulated morainic plateau; 4 – lower morainic level (the Ciechomice level 96–90 m a.s.l.); 5 – hillocks in the zone of overridden glaciomarginal forms; 6 – end moraines; 7 – short outwash fans; 8 – relict forms after ice-cored moraine ridges; 9 – highest outwash level; 10 – higher outwash level and outwash plains; 11 – lowest outwash level; 12 – tunnel valleys; 13 – eskers; 14 – relict forms of pre-Vistulian glacial relief changed by the Vistulian ice sheet; 15 – kames and kame terraces; 16 – kettle holes and peat plains; 17 – margin of the Plock Basin and the lower morainic level; 18 – alluvial fans; 19 – river valleys; 20 – elevation a.s.l. in m; 21 – Last Glacial Maximum limit; 22 – research sites: a – key sites, b – documentation sites; 23 – case study areas; 24 – the Eemian Interglacial flora sites; 25 – geological cross-sections

ANALIZA SEDYMENTOLOGICZNA I MEZOSTRUKTURALNA

STANOWISKA W STREFACH GLACIMARGINALNYCH ZAPLECZA LGM

Poprzeczna względem kierunku ruchu lądolodu lineacja rzeźby na zapleczu LGM najlepiej czytelna jest w zachodniej części lobu płockiego, na Pojezierzu Kujawskim, gdzie wyrażona jest dwoma ciągami gliniastych wzniesień i pagórków wyznaczonych liniami: Jezioro Głuszyńskie (S część) – Orle – Czamanin – Boniewo – Odmianowo – Paruszewice – Chocień oraz Izbica Kujawska – Pagórki Chodeckie – Szewo – Piotrow. Przedłużeniem drugiego z pasm są pagórki okolic Korzenia Królewskiego na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej, a na wschód od Wisły przypuszczalnie drobne wzniesienia okolic Boryszewa (rys. 15), traktowane jako formy znaczące maksimum zasięgu lądolodu (Baraniecka, Skompski 1978).

Poprzez wymienione pasma pagórków przeprowadzono 7 poprzecznych ciągów profilowań geologicznych, wzdłuż których wykonano 51 wierceń (w zakresie głębokości 2,5–13 m) oraz przeprowadzono kompleksowe badania w kluczowych stanowiskach, zlokalizowanych w linii pagórków pasma północnego (Otmianowo, Paruszewice) i południowego (Izbica Kujawska – Pustynia, Piotrow, Korzeń Królewski). Na wschód od doliny Wisły nie znaleziono odpowiednich odsłonień, jednak w rejonie Boryszewa wykonano 2 poprzeczne profilowania oparte na kilkunastu wierceniach mechanicznych o głębokości 3–12 m.

Stanowiska Paruszewice i Otmianowo

Położenie i sytuacja geologiczna

Stanowiska Paruszewice i Otmianowo znajdują się w środkowej części Pojezierza Kujawskiego, około 17 km na północ od granicy LGM, w północnym paśmie pagórkowatej wysoczyzny (rys. 15). Pasma to charakteryzuje się podrzędną lineacją wynikającą z obecności ciągów wałowych grzbietów, bądź owalnych pagórków o wysokości kilkunastu metrów, porozielenych współkształtnymi do nich wąskimi obniżeniami, które zostały zaklasyfikowane przez Niewiarowskiego (1983b) jako rynny marginalne. Kulminacje w obrębie pagórków sięgają 125 m n.p.m., natomiast dna obniżen położone są poniżej 100 m n.p.m., najczęściej utworzone są w glinie i zajęte przez równiny torfowe. Wysoczyzna polo-

dowcowa, w obrębie której występują omawiane formy, zbudowana jest z gliny morenowej o miąższości od 2,5 do 7 m. W strefie pagórków powłoka gliny jest cieńsza, osiąga grubość 0,5–3,5 m, a pod nią występują osady piaszczysto-żwirowe z glazami i przeławieniami glin spływowych. Osady te są przedmiotem eksploatacji w żwirowniach w Otmianowie i Paruszewicach oraz w kilku mniejszych wyrobiskach, między innymi w okolicy Boniewa.

Dotychczasowe badania

Wyróżniający się pod względem urozmaicenia rzeźby pas pagórków biegnący na południe od Jeziora Głuszyńskiego po Chocień interpretowany był na podstawie kryteriów morfostratygraficznych jako ciąg moren recesyjnych korelowanych z zanikiem lądolodu fazy poznańskiej, przy czym zakładano, że LGM w tym obszarze wyznaczyć miał lądolód fazy leszczyńskiej (Galon 1957, 1961, 1967; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Niewiarowski 1983a). Mojski (2005, ryc. 72) łączy to pasmo z wyznaczonym przez Skompskiego (1969) zasięgiem subfazy płockiej na Pojezierzu Dobrzyńskim, mającej odzwierciedlać recesyjny etap pobytu lądolodu podczas fazy poznańskiej, jednak wiek tej subfazy odnosi do zaniku lądolodu fazy leszczyńskiej jako, że podczas fazy poznańskiej czoło lądolodu miało się znajdować kilkadziesiąt kilometrów dalej na północ (por. Mojski 2005, s. 231). Niezależnie od różnic w korelacji wieku omawianych form morenowych, ich genezę wiązano z etapem postoju czoła lądolodu podczas jego recesji. Autorka zakwestionowała ostatnio ten pogląd, przedstawiając stanowisko Paruszewice jako przykład moreny spiętrzonej, utworzonej podczas transgresji ostatniego lądolodu (Roman 2007a, 2008b).

Żwirownia w Otmianowie funkcjonuje od 2004 roku, przedstawione badania litofacjalne są tu pierwszymi.

Stanowisko Paruszewice

Stanowisko Paruszewice usytuowane jest w centralnej części niewielkiego, gliniastego pagórka o wysokości 114,2 m n.p.m. Pagórek rozcięty jest wąską rynną o przebiegu NW–SE, z dnem położonym na około 100 m n.p.m. (rys. 16). W północ-

nym zboczu rynny zlokalizowana jest żwirownia Paruszewice z równoleżnikowo zorientowaną ścianą eksploatacyjną o długości 95 m i wysokości 2–9 m. Szczegółowe badania przeprowadzono w zachodniej części wyrobiska, w której odsłonięcie miało największą wysokość (9 m), a do obserwacji i pomiarów dostępne były ściany w różnych intersekcjach. W dnie wyrobiska wykonano wiercenie mechaniczne o głębokości 9,6 m, uzyskując profil o łącznej miąższości 18,6 m (rys. 17).

Jednostki sedymentacyjne

W Paruszewicach zidentyfikowano dwie jednostki sedymentacyjne: piaszczysto-żwirową **Pa1**, obejmującą osady glacialne, oraz jednostkę gliny morenowej **Pa2** (rys. 17). Starsza jednostka **Pa1** jest dwudzielna (**Pa1a**, **Pa1b**), zaś jej osady są intensywnie zaburzone w wyniku glaciektonicznej kompresji jak i przemieszczeń grawitacyjnych, stąd określenie pierwotnej geometrii budujących ją litofacji oraz miąższości osadów było utrudnione. Strop zaburzonych osadów jednostki **Pa1** jest ścięty, a glina morenowa (**Pa2**) leży na nich niezgodnie. Pod utworami wyróżnionych jednostek sedymentacyjnych, na głębokości 16,5 m p.p.t. (97,5 m n.p.m.), występuje szara wapnista glina lodowcowa **gzw**, która poza strefą pagórków bezpośrednio podściela glinę jednostki **Pa2**.

Jednostka piaszczysto-żwirowa **Pa1**

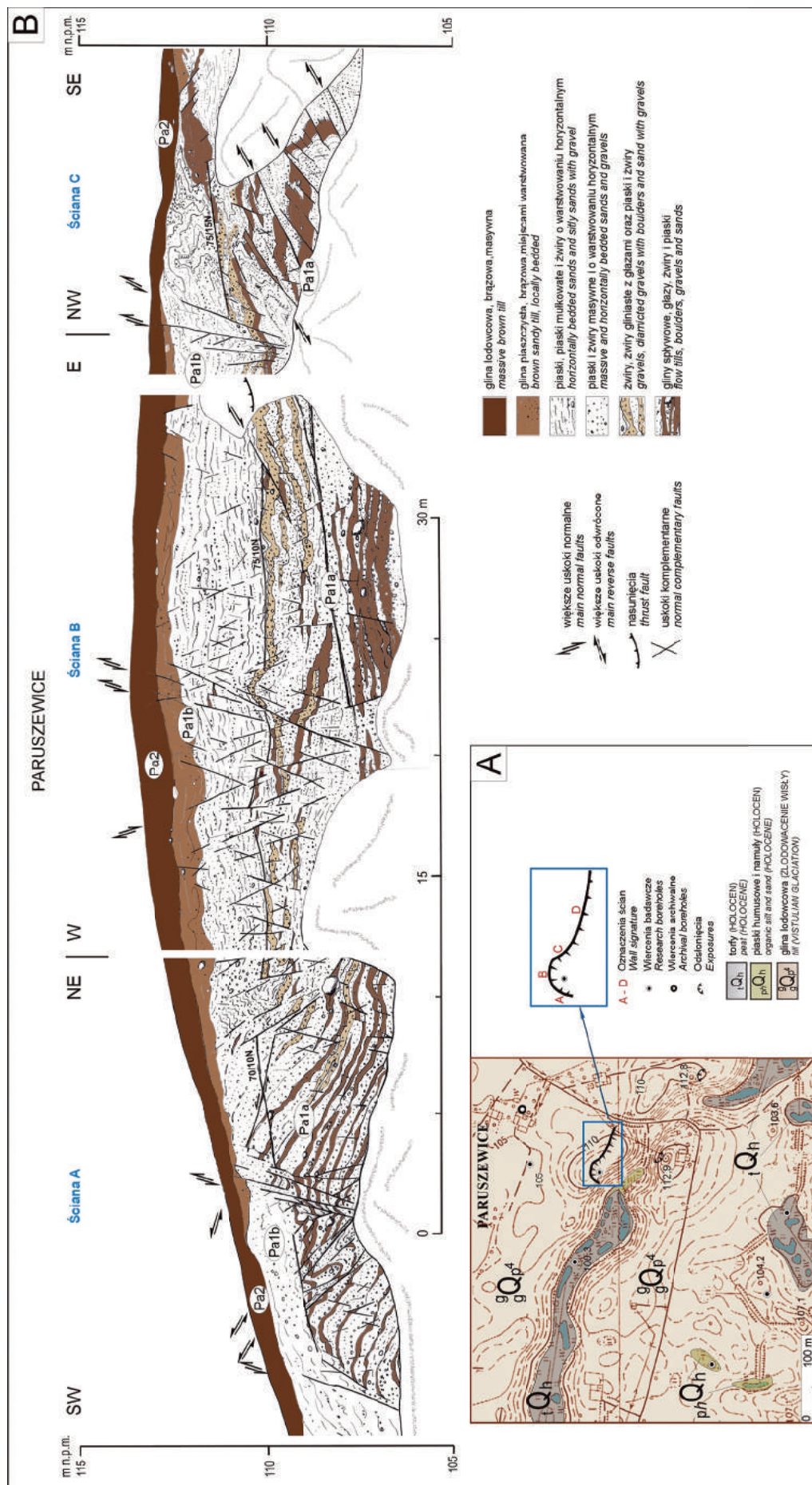
Jednostka **Pa1** obejmuje utwory piaszczysto-żwirowe z przewarstwieniami glin spływowych i jest dwudzielna (**Pa1a**, **Pa1b**). Głównymi litofacjami subjednostki **Pa1a** są piaski żwirowe oraz piaski średnioziarniste ze żwirem o warstwowaniu poziomym (*SGh*, *Sh*) lub o strukturze masywnej (*SGm*, *Sm*). Osady są źle wysortowane. Wśród piasków spotykane są głazy, których średnica osiąga 0,3 m. Rozciągłość ławic jest znaczna, co najmniej kilkanaście metrów, a ich grubość dochodzi do 0,6 m. W niektórych z nich zaznacza się normalne uziarnienie frakcyjne. Wśród osadów piaszczystych występują warstwy gruboziarnistych masywnych żwirów (*Gm*), z głazami o średnicy do 0,5 m. Żwiry mają rozproszony lub zwarty szkielet ziarnowy, tworzą ławice o kilkudziesięciometrowej rozciągłości i miąższości 0,2–0,7 m (rys. 17). Kontakt żwirów z niżej leżącymi osadami jest zazwyczaj erozyjny. W dolnej części subjednostki **Pa1a** znaczny jest udział przewarstwień diamiktonowych. Grubsze warstwy, o miąższości do 0,6 m, buduje żwirowy diamikton z głazami o średnicy do 0,7 m i malejącej ku górze wielkości klastów (*DGmg*), natomiast warstwy cieńsze (0,1–0,2 m) utworzone są z masywnego diamiktonu ilastego. Lokalnie diamiktony wykazu-

ją ślady warstwowania oraz wewnętrzne deformacje o charakterze łobów spływowych.

Górna część jednostki sedymentacyjnej **Pa1**, ujęta w podjednostkę **Pa1b**, wyróżnia się obecnością cienkich (do 10 cm) ławic mułkowo-piaszczystych o laminacji horyzontalnej (*SFh*) lub strukturze masywnej (*FSm*), dużym zróżnicowaniem teksturalnym i rytmicznością sekwencji litofacji: masywny piasek żwirowy (*SGm*) lub żwir piaszczysty (*GSm*), następnie poziomo warstwowany piasek (*Sh*, *SFh*), a w końcu masywny piaszczysty mułek (*FSm*) zwieńczony niekiedy laminą mułkowo-ilastą. Sporadycznie w osadach drobnoziarnistych występuje przekątna laminacja riplemarkowa oraz dropstony. Miąższość poszczególnych zestawów litofacji jest niewielka, 0,15–0,3 m. Ich rytmiczną sekwencję zaburza występowanie nieregularnych warstw materiału diamiktycznego (*GDM*) i pojedynczych głazów. W stropie jednostki **Pa1b** (rys. 16) występują bardziej miąższe (do 0,7 m) warstwy i pakiety diamiktonu (*Dms*) z soczewami diamiktonowego żwiru i głazami o średnicy do 0,3 cm. Tego typu wtrącenia diamiktonowe występują powszechnie we wschodniej części wyrobiska i lokalnie biorą udział w zaburzeniach fałdowych wraz z bezpośrednio podścielającymi je osadami piaszczystymi (rys. 18c). Pomiaru ułożenia klastów w diamiktonie *Dms* wykazały niski stopień ich uporządkowania ($S_1 = 0,464$, $S_3 = 0,189$), przy wysokim średnim kącie nachylenia (średnio 16°) i obecności klastów w pozycji subwertykalnej (rys. 17).

Kontakt subjednostek **Pa1a** i **Pa1b** jest niezgodny, wyznaczony subhoryzontalną płaszczyzną nasunięcia (rys. 16). Ich łączna miąższość (pozorna) wynosi 12–14,5 m i jest największa w strefie kulminacyjnej pagórka. Poniżej opisanych osadów występuje szara, wapnista glina lodowcowa (**gzw**) (rys. 17), której strop leży na 97,5 m n.p.m.

Interpretacja. Cechy litofacjalne osadów jednostki **Pa1** wskazują, że były one składane w bezpośrednim sąsiedztwie czoła lądolodu. Dolna część jednostki (**Pa1a**) to osad subaeralnych stożków glacialnych, natomiast górna jej partia (**Pa1b**) to utwory typowe dla wysokoenergetycznych stożków subakwalnych (por. McCabe i in. 1987). Depozycja litofacji piaszczysto-żwirowych **Pa1a** następowała z płytkich nadkrytycznych przepływów typu zalewów warstwowych. Znaczne zróżnicowanie uziarnienia wskazuje na dużą zmienność natężenia krótkookresowych przepływów, które można traktować jako quasi-rytmu ablacyjne. Rytm ten najlepiej dokumentują osady podjednostki **Pa1b**, cyklicznością zespołu litofacji



Rys. 16. Stanowisko Paruszewice

A – sytuacja morfologiczna i geologiczna stanowiska; B – szkic ścian odsłonięcia

Paruszewice site

A – topographic and geological situation; B – excavation wall scheme

(*GSm*)*SGm*→*Sh*→*SFh*→*FSm*, składane na skłonie stożka w przylodowym zbiorniku intensywnie zasilanym przez wody roztopowe. Depozycja osadów jednostki **Pa1** zachodziła gwałtownie i przedzielana była epizodami akumulacji gliniastego materiału redeponowanego ze stoku lodowego. Litofacje diamiktonowe są zapisem gęstych (*DGmg*, *Dms*) i upłynnionych (*GDm*) spływów grawitacyjnych osadu supraglacialnego i są wskaźnikowe dla subsródowniska glacialmarginalnego (Brodzikowski, Van Loon 1991; Zieliński, Van Loon 1996; Zieliński 2000; Krzyszkowski 2002; Krzyszkowski, Zieliński 2002). Wspólne dla obu podjednostek, bliskie czoła lądolodu subsródownisko sedymentacji wskazuje, że transport glaciektogeniczny osadów **Pa1b** nasuniętych na utwory podjednostki **Pa1a** był krótki.

Jednostka gliny morenowej **Pa2**

Jednostka sedymentacyjna **Pa2** obejmuje glinę morenową, która leży niezgodnie na zaburzonych glaciektogenicznie osadach jednostki **Pa1**. Pokrywa gliny jest ciągła lecz o zróżnicowanej miąższości, wynoszącej 0,5–1,6 m we wschodniej części odkrywki, do 2,7 m w części zachodniej (rys. 16). Jednostkę **Pa2** tworzy homogeniczny, masywny diamikton o brązowej barwie (*Dmm*). Matriks diamiktonu zawiera średnio 50,5 % piasku, 32,5 % mułku i 15 % iłu. Udział żwirów wynosi 3 %. Zawartość węglanów waha się od 3 do 10 %. Spąg gliny na ogół jest równy podkreślony występowaniem cienkiej warstwy laminowanego mułkowo-ilastego diamiktonu (*DFms*), wtórnie wzbogaconej w węglan wapnia. Kontakt gliny z osadami podścielającymi jest dynamiczny, lokalnie wyrażony występowaniem drobnych struktur

ścięciowych, rozwiniętych w obrębie warstwy deformacyjnej sięgającej do 1 m poniżej spagu gliny (rys. 18e). W spagu diamiktonu lokalnie występuje poziom głązowy, z klastami o średnicy 10–20 cm. Wydłużone klasty zwrócone są tępym końcem (*lee end*) w kierunku określonym azymutami 155–182 ° (rys. 17). Niektórym klastom towarzyszą struktury płużenia (*ploughing marks*) (Tulaczyk 1999; Tulaczyk i in. 2001). W spagu gliny spotykane są również pojedyncze duże głązy (do 0,8 m średnicy) ze zlicowaną górną powierzchnią. W obrębie masywnego diamiktonu *Dmm*, w jego górnej partii, sporadycznie występują ślady oblekania klastów. Pomiary ułożenia dłuższych osi klastów wykonane w dolnej partii gliny **Pa2**, pokazują znaczny stopień uporządkowania ich orientacji ($S_1 = 0,664$, $S_3 = 0,058$) o dominującym kierunku NNW–SSE (rys. 17). Kierunek ten jest zgodny z orientacją klastów poziomu głązowego.

Skład petrograficzny żwirów gliny jednostki **Pa2** cechuje przewaga wapni północnych (42 %) nad skandynawskimi skałami krystalicznymi (30,3 %). Z pozostałych skał północnych największy udział ma kwarc (4,3 %) oraz piaskowce i kwarcyty (2,2 %). Skały lokalne stanowią 21,2 %. Współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B wynoszą odpowiednio 1,28–0,82–1,14.

Podobny skład petrograficzny posiada glina spływowa występująca wśród litofacji piaszczysto-żwirowych jednostki **Pa1a** (rys. 17). W stosunku do obu tych glin inne spektrum petrograficzne żwirów przedstawia glina gzw, nawiercona w podłożu osadów odsłoniętych w Paruszewicach. Dolną glinę cechuje przewaga skandynawskich skał krystalicznych (25,1 %) nad wapieniami północnymi

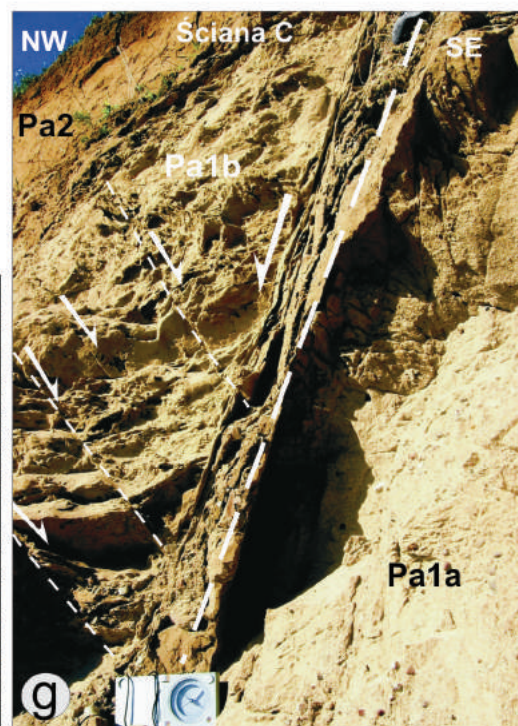
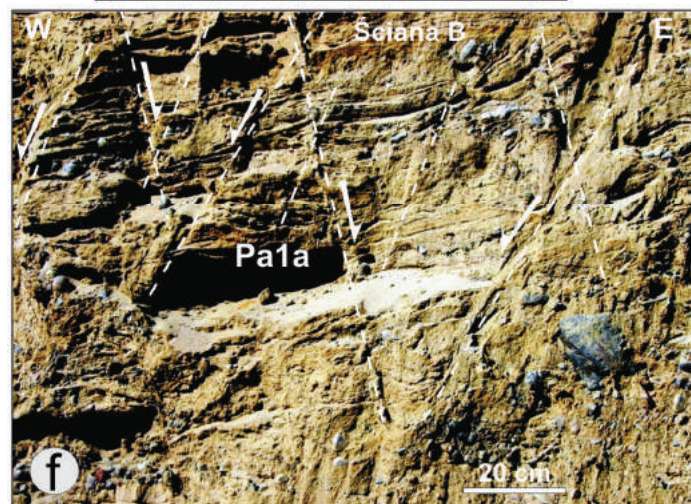
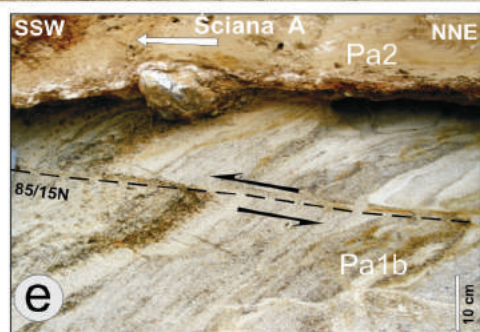
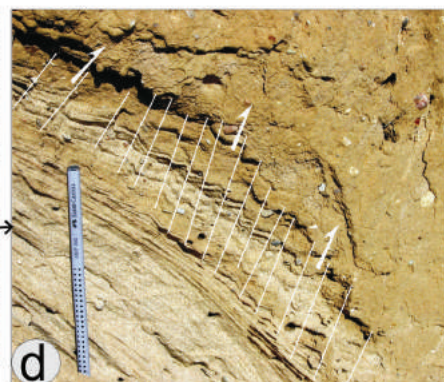
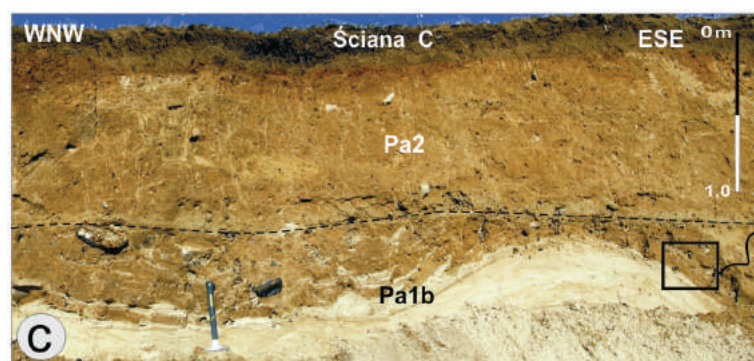
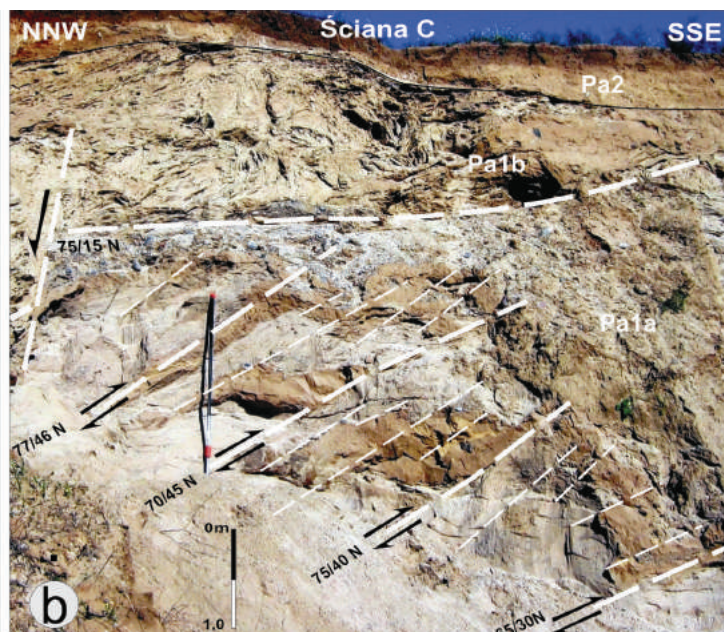
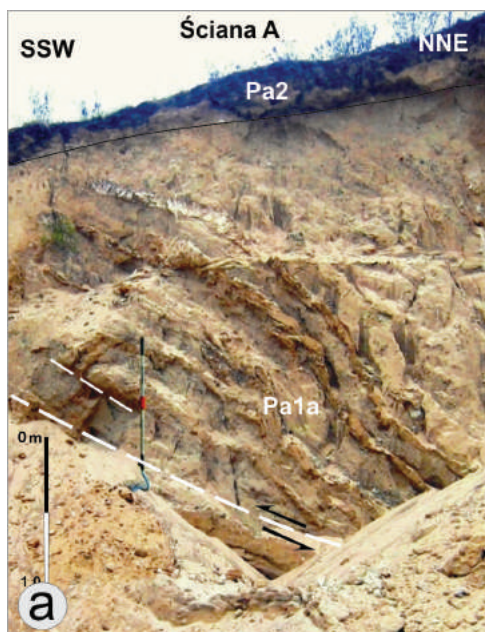
Rys. 18. Stanowisko Paruszewice. Struktury deformacyjne w osadach moreny pchniętej przekroczonej przez lądolód

Struktury deformacyjne typu S_H : a, b – proglacialne, powstałe w wyniku subhoryzontalnej kompresji (jednostka kinetostratygraficzna IIp): złuszkowana antyklina (a) oraz szereg uskoków odwróconych i złuszkowanych fałdów tworzących stożek imbrykacyjny (b); c–e – subglacialne, utworzone w efekcie ścinania prostego na granicy podłoża i podeszwy przemieszczającego się lądolodu (jednostka kinetostratygraficzna IIIs): fałdy (c) oraz kliważ krenulacyjny (d) z płaszczyznami ścięć zachowującymi przybliżoną orientację osi fałdów, drobne subhoryzontalne ścięcia (e) na styku gliny i osadów podłoża
Struktury deformacyjne typu S_V utworzone w grawitacyjnym reżimie pola naprężeń: f – system normalnych uskoków komplementarnych powstałych pod obciążeniem lądolodem, g – postglaciektogeniczny uskok normalny i podrzędne uskoki przeciwstawne na zrzuconym skrzydle uskoku głównego
symbole jednostek sedymentacyjnych jak na rys. 17

Paruszewice site. Deformation structures in overridden push-moraine

Deformation structures S_H type: a,b – proglacial, formed by subhorizontal compression (IIp kinetostratigraphic unit): thrust anticline (a) and imbricate fan (b); c–e – subglacial, formed by simple shear near the contact of substratum and the moving ice (IIIs kinetostratigraphic unit): folds (c) and crenulation cleavage (d) with shear planes semiparallel to fold axes orientation and small subhorizontal shears (e) at the till-footwall sediments contact

Deformation structures S_V type: f – normal conjugate faults system formed by ice lodging, g – postglaciotectonic normal fault with secondary contraposition faults on the hanging wall
explanations of sedimentological units as in Fig. 17



(22,9 %) oraz bardzo wysoki udział skał lokalnych (43,5 %), w tym głównie wapieni. Współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B dla dolnej gliny wynoszą 0,98–1,22–0,77. Na podstawie przeprowadzonych badań petrograficznych nie udało się jednoznacznie określić litotypu gliny **g_{zw}** oraz gliny spływowej, natomiast cechy składu petrograficznego diamiktonu **P2b** odpowiadają regionalnemu litotypowi gliny z Lisicy (Roman, Lisicki 2000; Roman 2004b) korelowanemu z litotypem **B₃** wyróżnionym dla dorzecza Wisły i związanym ze stadią głównym zlodowacenia wisły (Lisicki 2003).

Interpretacja. Gлина morenowa jednostki **Pa2** w początkowej fazie tworzyła się pod aktywnym lodem, w wyniku kombinacji procesów deformacji i depozycji z odłożenia (*subglacial traction till*) (Evans i in. 2006). Świadczy o tym dynamiczny kontakt gliny z osadami podłoża, warstwowa struktura dolnej partii gliny (litofacja *DFms*) przy rosnącej ku górze homogenizacji. Górna partia diamiktonu powstała w warunkach stagnującego lodu, w efekcie powolnego, oddolnego wytapiania i osiadania materiału morenowego, interpretowana jest jako gлина z wytopienia (*subglacial melt-out till*). Elementy kierunkowe w glinie i na kontakcie gliny z podłożem wskazują na kierunek przemieszczania lądolodu z NNW na SSE. Obecność w spagu gliny poziomego gładowego ze zlicowanymi, zorientowanymi zgodnie z kierunkiem ruchu lodu klastami i strukturami płuzienia jest diagnostyczna dla szybkiego płynięcia lodu (Jørgensen, Piotrowski 2003; Lian i in. 2003; Jennings 2006).

Na podstawie sytuacji geologicznej oraz badań petrograficznych glin można przyjąć, że w Paruszewicach stadią główną zlodowacenia wisły reprezentowany jest przez górny pokład gliny morenowej oraz leżące poniżej, zaburzone glacitektonicznie osady glacimarginalne. Gлина **g_{zw}** występująca w podłożu osadów odsłoniętych w Paruszewicach, jak wynika z wierceń tworząca ciągły pokład o miąższości ponad 10 m, najprawdopodobniej odpowiada najmłodszej glinie zlodowaceń środkowopolskich.

Analiza struktur glacitektonicznych

Deformacje glacitektoniczne obejmują osady jednostki **Pa1** i sięgają do głębokości występowania szarej gliny lodowcowej (**g_{zw}**) w ich podłożu, czyli do około 15 m. Strop gliny (**g_{zw}**) na znacznej przestrzeni leży na podobnej wysokości (por. rys. 7) tworząc łagodny skłon opadający ku północy o 10 m na odcinku 2 km. Strefa występowania deformacji ograniczona jest do równoleżni-

kowego pasma pagórkowatej wysoczyzny i ma szerokość do 1,5 km. Na podstawie obserwacji w odsłonięciach położonych 100 i 180 m na południe od stanowiska w Paruszewicach stwierdza się zanikanie intensywności i amplitudy struktur glacitektonicznych ku południowi.

Wśród deformacji wyróżniono mezostruktury, o wielkości kilku-, kilkunastu metrów: subhoryzontalne nasunięcia, fałdy, szereg imbrykacyjnych uskoków odwróconych, zespół równoległych (schodowych) uskoków normalnych, a także drobne struktury deformacyjne wyrażone jako normalne uskoki komplementarne, uskoki przeciwnastawne, ścięcia, kliważ krenulacyjny oraz różnego rodzaju asymetryczne fałdy, w tym fałdy dysharmonijne i fałdki ciągnięte (rys. 16, 17, 18).

Złożone struktury glacitektoniczne w postaci szeregu złuskowanych antyklin, pociętych wiązkami uskoków odwróconych, obserwowano w ścianach o intersekcji południkowej (rys. 18 a, b). Warstwy w antyklinach biegną niemal równoleżnikowo, zapadając ku północy pod kątem 65–25°. W jednym przypadku możliwe było wyznaczenie płaszczyzny osiowej antykliny na podstawie pomiarów warstw w obu jej skrzydłach. Jej położenie (82/40N) wskazuje, iż nacisk powodujący południową wergencję fałdu pochodził z kierunku N/NNW (352°). W deformacje fałdowe zaangażowane są osady piaszczyste ze żwirem i warstwami gliny spływowej (jednostka **Pa1a**), ale także utwory piaszczysto-żwirowe z licznymi przewarstwieniami mułkowymi (**Pa1b**), które tworzą bardziej skomplikowane, dysharmonijne struktury. Różnice w litologii i miąższości ławic zaangażowanych w fałdowanie w dużym stopniu decydowały tu o intensywności deformacji.

Uskoki odwrócone występują w rozstępie 0,5–2,5 m i tworzą wiązki o imbrykacyjnie ułożonych płaszczyznach, zorientowanych równoleżnikowo (w zakresie azymutów 70–100°) i południowej wergencji. Nachylenie uskoków stopniowo maleje z północy (47–35°) ku południowi (40–25°), a więc zgodnie z wergencją. W bezpośrednim sąsiedztwie płaszczyzn uskokowych lokalnie występują podgięcia warstw będące przejawem wstecznego wleczenia (*reverse drag folds*) dobrze określające zwrot przemieszczeń. Opisane uskoki odwrócone odpowiadają kompresji działającej z północy ku południowi, w azymucie wypadkowym 170°. Z tym kierunkiem kompresji związane było także powstanie rozległych, położonych nasunięć (70/15N, 75/10N) (rys. 16, 18b).

Struktury S_H : fałdy, uskoki odwrócone tworzące stożki imbrykacyjne, położe nasunięcia, wskazują na silne skrócenie horyzontalne. Kieru-

nek kompresji bocznej, wyznaczony na ich podstawie zawarty jest w przedziale azymutów 160–178 ° i skierowany z N/NNW ku S/SSE.

Poza strukturami kompresyjnymi w Paruszevicach pospolicie występują deformacje typu *Sy* powstałe pod wpływem statycznego nacisku lądolodu. Tworzą one system sprzężonych spękań i uskoków normalnych, złożony z dwóch komplementarnych zespołów, o podobnej rozciągłości NW/NNW–SE/SSE i przeciwnie skierowanych upadach (rys. 17, 18f). Zrzut uskoków jest niewielki, do 7 cm, a upady płaszczyzn uskokowych wynoszą 60–75 °. Miejscami występują poziome przesunięcia wzdłuż powierzchni uskoków i spękań komplementarnych. Wskazuje to na lokalną reorientację pola naprężeń, przypuszczalnie wywołaną ruchem lądolodu. Architektura uskoków normalnych sprzężonych wskazuje, że oś głównej kompresji skierowana była subwertykalnie, z góry ku SE/SSE.

Oprócz opisanych powyżej zespołów uskoków normalnych występuje szereg drobnych struktur dysjunktywnych o zbliżonym do równoleżnikowego kierunku płaszczyzn uskokowych i upadach 55–70 °N. Uskoki normalne o takim przebiegu znajdują się na północnych skłonach złuszkowanych antyklin co sugeruje, że powstawały synchronicznie ze spiętrzeniami jako przemieszczenia kompensacyjne, związane z ekstensją wywołaną ubytkiem mas na zapleczu spiętrzeń glaciektonicznych.

Odsłonięte w Paruszevicach osady w całej miąższości pocięte są stromymi (upady 65–80 °) uskokami schodowymi o zrzucie 0,2–0,8 m. Płaszczyzny uskoków mają rozciągłość NW–SE i zapadają ku południowi, natomiast ku północy zwrócone są upady podrzędnych uskoków przeciwnych w skrzydle zrzuconym (rys. 18g). Przebieg uskoków schodowych wprost nawiązuje do kierunku rynnowego obniżenia rozcinającego pagórek morenowy (rys. 17). Taka sytuacja narzuca interpretację ich genezy jako efektu grawitacyjnego osiadania związanego z degradacją lodu konserwującego rynnę. Są to zatem struktury postglaciektoniczne.

Spiętrzone glaciektonicznie osady są ścięte i przykryte gliną morenową jednostki **Pa2**. Poniżej gliny, do głębokości 1 m od jej spągu, stwierdzono szereg drobnych deformacji utworzonych w warunkach subglacialnego ścinania na kontakcie miękkich osadów podłoża i podeszwy przemieszczającego się lądolodu. Są to kilku-, kilkunastocentymetrowe połogie (10–12 °) ścięcia o równoleżnikowo zorientowanych płaszczyznach (rys. 18e) oraz asymetryczne struktury fałdowe o południowej wergencji. Fałdom towarzyszą podrzędne

deformacje w postaci kliważu krenulacyjnego (rys. 18c, d).

Interpretacja. Zbieżność kierunku transportu glaciektonicznego odczytanego z analizy mezostruktur kompresyjnych z wergencją drobnych struktur utworzonych w subglacialnej strefie ścinania oraz z orientacją *clast fabric* w glinie lodowcowej **Pa2** i podścielającym ją poziomem głazowym wskazuje, że czynnikiem zaburzającym był lądolód, który pozostawił glinę. Wobec tego, rozpoznane w stanowisku Paruszevice struktury tworzą sekwencję o charakterze progresywnym (por. Hart, Boulton 1991; Pedersen 1996), zapisaną następstwem proglacialnych struktur kompresyjnych i deformacji subglacialnej strefy ścinania. Sekwencja ta związana jest z nasunięciem lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły. W deformacje glaciektoniczne zaangażowane są utwory glaciemarginalne złożone najprawdopodobniej przez ten sam lądolód, który je zdeformował. Istnienie krótkotrwałego, syntektonicznego zbiornika przylodowego, o obecności którego świadczą zaburzone osady jednostki **Palb** potwierdza, iż mezostruktury kompresyjne powstały proglacialnie (por. Boulton i in. 1999, Pedersen 2005). Dowodzi tego również styl deformacji kompresyjnych, zwłaszcza wysokie kąty uskoków odwróconych współtworzących stożki imbrykacyjne i przecinające ówczesną powierzchnię topograficzną. Ich powstanie należy wiązać z silnym skracaniem w strefie przypowierzchniowej (Boyer, Elliot 1982; Włodarski 2009), wolnej od obciążenia lądolodem (nadkładem).

Stanowisko Otmianowo

Stanowisko Otmianowo znajduje się w żwirowni założonej w południowym stoku pagórka morenowego, który osiąga 119,2 m n.p.m. i stanowi wyraźny element rzeźby w stosunku do sąsiadujących z nim zagłębień wypełnionych torfem, położonych poniżej 100 m n.p.m. Od południa graniczy on ze znacznie rozleglejszym obniżeniem (97–100 m n.p.m.) o równoleżnikowej rozciągłości, rozdzielającym ciągi wałowych wzniesień w paśmie pagórkowatej wysoczyzny Czamanin – Boniewo – Otmianowo – Paruszevice (rys. 15, 19). Prace badawcze w żwirowni Otmianowo prowadzono w ścianach A–D o różnej intersekcji, na długości 80 m. Odsłonięcie ukazywało profil osadów glacialnych maksymalnie do głębokości 10,3 m. Ponadto w dnie żwirowni wykonano wiercenie o głębokości 4,0 m.

Jednostki sedymentacyjne

Zbadane w Otmianowie osady glaciektoniczne należą do trzech jednostek sedymentacyj-

nych: **Ot1**, **Ot2** i **Ot3**. Jednostka **Ot1** obejmuje glacifluwalne osady piaszczyste, **Ot2** – zaburzone glacitektonicznie piaszczysto-żwirowe osady glaciomarginalne, natomiast **Ot3** glinę morenową (rys. 19). Poniżej wymienionych jednostek, od głębokości 12,3 m p.p.t., występuje glina lodowcowa **gzw**, którą rozpoznano wierceniem.

Jednostka piaszczysta Ot1

Piaszczyste osady jednostki **Ot1** mają miąższość 3,4 m. Ich górna część odsłonięta była na głębokości 8,8–10,3 m p.p.t. w rozległym wkopie wykonanym w dnie żwirowni. Dolną partię piasków poznano jedynie wierceniem (rys. 19). Strop osadów jednostki **Ot1** znajduje się na wysokości 108,8 m n.p.m. i wyznacza go powierzchnia erozyjna, natomiast w podłożu, poniżej 106 m n.p.m., występuje szara twaroplastyczna glina lodowcowa **gzw**.

Jednostkę **Ot1** budują drobnoziarniste piaski z domieszką mułku w spagu, a następnie piaski średnioziarniste (rys. 20). W odsłonięciu jednostkę **Ot1** stanowi jednolity zespół litofacji złożony z piasków średnioziarnistych o płaskim warstwowaniu przekątnym (*Sp*). Ławice mają pokrój tabularny o rozciągłości co najmniej 3 m. Ich grubość wynosi od 0,25 do 0,5 m i wzrasta w górę profilu wraz ze zwiększaniem domieszki żwiru. W strukturach warstwowań przekątnych wykonano pomiary kierunków paleoprądów, które wskazały, iż przepływ wód miał miejsce ku południowemu zachodowi, nawiązujący do kierunku współczesnej lineacji rzeźby i ogólnego nachylenia terenu. Z możliwych do wykonania 16 pomiarów uzyskano azymut wypadkowy 253°, przy współczynniku zwartości $L = 73\%$ (rys. 20).

Piaski jednostki **Ot1** charakteryzuje średni stopień obróbki ziaren kwarcu oraz wyrównany udział ziaren typu EL, EM i RM, przy zawartości ziaren nie obtoczonych świeżych (NU) nie przekraczającej 3%. Liczebność ziaren zaokrąglonych błyszczących (EL) wynosi 30–41% (średnio 36%), pośrednich (EM) – od 32 do 40% (średnio 35%) oraz okrągłych matowych (RM) od 29 do 34% (średnio 30%).

Drobnoziarniste piaski pobrane z dolnej części jednostki **Ot1**, z głębokości 11,5 m p.p.t. datowane były metodą OSL. Ich wiek określono na $22,9 \pm 1,1$ ka.

Interpretacja. Piaski jednostki **Ot1** akumulowane były w środowisku korytowym piaszkodennej rzeki roztokowej. Depozycja następowała głównie w wyniku przyrostu dystalnego odsypów poprzecznych (litofacje *Sp*) przy wzrastającej energii i głębokości przepływu. Cechy litofacyjne oraz pozycja w sekwencji osadów glacialnych

pozwalają wiązać jednostkę **Ot1** z akumulacją sandru na przedpolu transgredującego lądolodu.

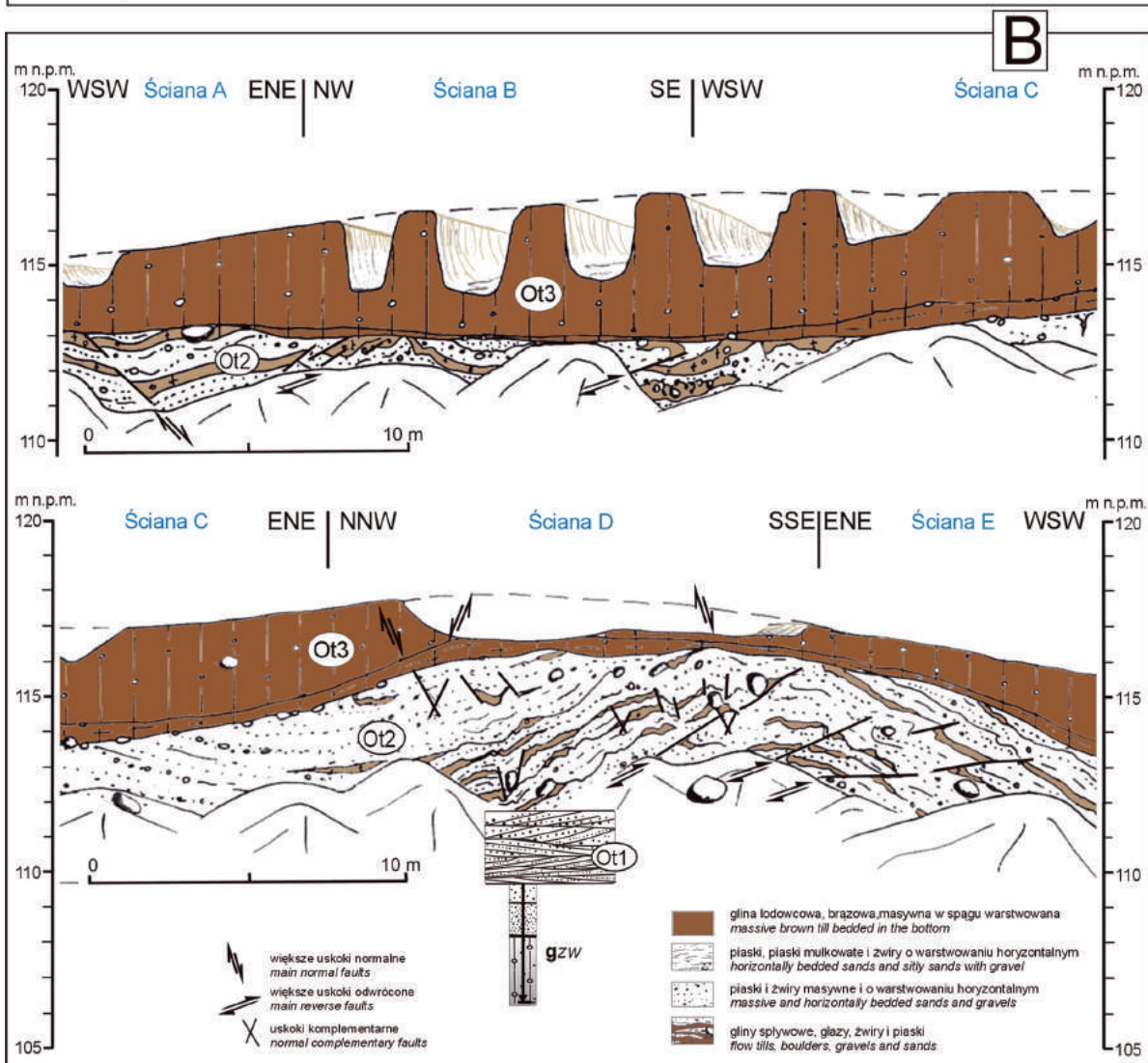
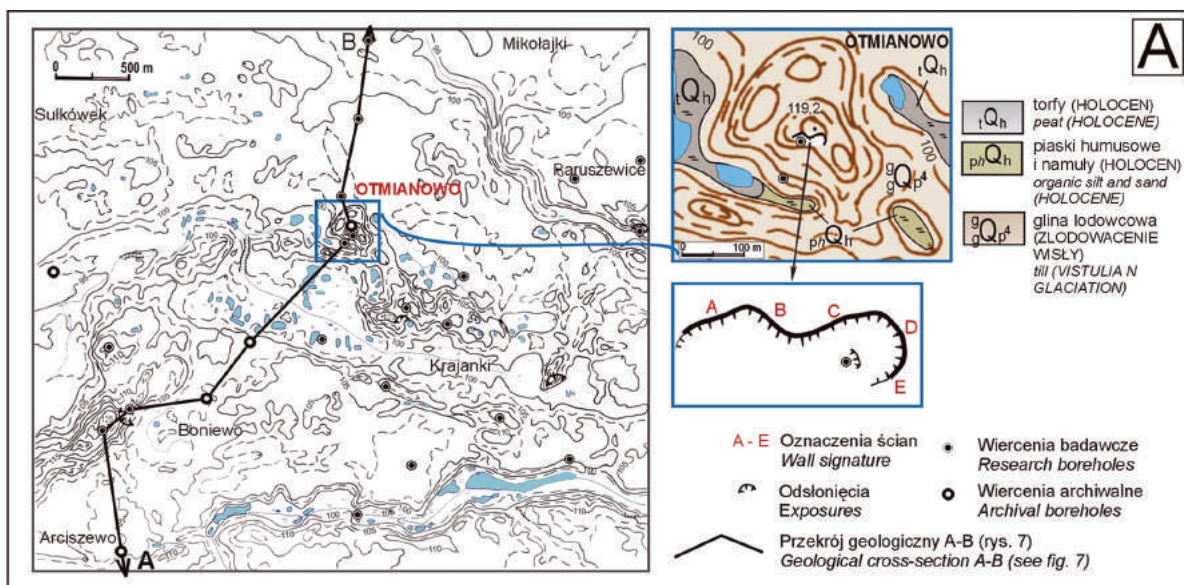
Wynik datowania OSL ($22,9 \pm 1,1$ ka) określa wiek piasków, a pośrednio całej serii osadów glaciogenicznych leżących powyżej, jako związany ze stadiem głównym zlodowacenia wisły.

Jednostka piaszczysto-żwirowa Ot2

Piaszczysto-żwirowe osady jednostki **Ot2** budują trzon pagórka w Otmianowie. Ich miąższość osiąga 6,5 m w zachodniej części odsłonięcia (rys. 19) i wzrasta w kierunku kulminacji do 11 m (dane z wiercenia archiwalnego). Osady jednostki **Ot2** odsłaniające się spod gliny lodowcowej na przestrzeni kilkudziesięciu metrów, były badane w ścianach A–D do głębokości 9 m p.p.t. Jednostkę sedimentacyjną **Ot2** tworzy zespół litofacji piaszczysto-żwirowych o warstwowaniu horyzontalnym lub strukturze masywnej (*Sh*, *SGh*, *Sm*, *Gm*), wśród których pojawiają się nieciągłe warstwy diamiktonów (*Dms*, *DGmg*) oraz głązy. Nie stwierdza się tu struktur prądowych. Osady jednostki **Ot2** są zdeformowane glacitektonicznie do głębokości 8,0 m p.p.t., jedynie najniższa ich część nie jest zaburzona. Spąg jednostki wyznacza powierzchnia erozyjna, natomiast strop zaburzonych utworów piaszczysto-żwirowych **Ot2** jest ścięty, a wyżej spoczywa glina lodowcowa **Ot3** (rys. 19, 20).

Litofacje piaszczysto-żwirowe tworzą ławice o znacznej, kilkudziesięciometrowej rozciągłości oraz miąższości zmieniającej się od 0,2 do 0,5 m. W niektórych ławicach zaznacza się normalne uziarnienie frakcjonalne. Przewarstwienia diamiktonowe są nieciągłe, ich grubość na ogół nie przekracza 0,2–0,3 m. Sporadycznie, w wyniku deformacji, pakiety diamiktonu mają zwiększoną miąższość do 0,9 m. W warstwach zbudowanych z masywnego diamiktonu (*Dms*) zaznacza się smugowanie oraz wewnętrzne deformacje fałdowe, natomiast w diamiktonach żwirowych dyskretna gradacja ziarna (*DGmg*). Spąg ławic diamiktonowych jest nierówny, często z drobnymi zafałdowaniami osadów podścielających. Także poniżej większych głązów występują ugięcia warstw powodowane obciążeniem. Głązy, których średnica osiąga niekiedy 1,1 m, występują zwykle wraz z pakietami diamiktonów. We frakcji żwirowej spotykane są otoczaki bogate w biotyt, ulegające rozkruszeniu po wyjęciu ze ściany. Ich obecność świadczy o krótkim transporcie i szybkim ich pogrzebaniu w osadach.

Interpretacja. Litologia i struktura osadów **Ot2** jednoznacznie wskazują, że ich sedimentacja miała miejsce w bezpośrednim sąsiedztwie czoła lądolodu będącego źródłem intensywnej dostawy materiału okrucowego. Depozycja litofacji



Rys. 19. Stanowisko Otmianowo

A – sytuacja morfologiczna i geologiczna stanowiska; B – szkic ścian odsłonięcia

Otmianowo site

A – topographic and geological situation; B – excavation wall scheme

piaszczysto-żwirowych jednostki **Ot2** następowała z płytkich, cyklicznych zalewów warstwowych przeciążonych materiałem pochodzącym z ablacji. Litofacje diamiktonowe z głazami (*DGmg*, *Dms*) tworzyły się w następstwie grubo- (*DGmg*) i drobnoziarnistych (*Dms*) spływów materiału supraglacialnego i ich „zamrożenia” na skłonie formowanego stożka. Wykształcenie litofacji diamiktonowych pozwala na zaliczenie ich do kategorii gęstych spływów kohezyjnych (Paul, Eyles 1990; Zieliński, Van Loon 1996). Litofacje te są wskaźnikowe dla subsródowniska glacialmarginalnego, reprezentatywne dla nasadowych (proksymalnych) części stożków napływowych typowych dla moren czołowych akumulacyjnych (Zieliński 2000; Krzyszkowski 2002; Krzyszkowski, Zieliński 2002).

Jednostka gliny morenowej Ot3

Glina morenowa jednostki **Ot3** buduje powierzchnię pagórka w Otmianowie tworząc ciągłą pokrywę o miąższości 1,0–4,2 m. Grubość pokrywy gliniastej jest najmniejsza w strefie kulminacji pagórka, gdzie osady piaszczysto-żwirowe tworzące trzon formy są najintensywniej zaburzone i mają największą miąższość. Kontakt gliny morenowej z osadami podłoża jest zróżnicowany, ma charakter dynamiczny. Glina jednostki **Ot3** wykazuje dwudzielność widoczną prawie na całej długości ścian odsłonięcia. Wyraża się to występowaniem w dolnej części jednostki **Ot3** cienkiej, nieciągłej warstwy jaśniejszego, piaszczystego diamiktonu o warstwowanej strukturze (litofacja *DSms*). Zasadniczą część jednostki gliny morenowej buduje masywny, homogeniczny diamikton (*Dmm*) o brunatno-rdzawej barwie. Przejście między litofacjami glin jest gradacyjne.

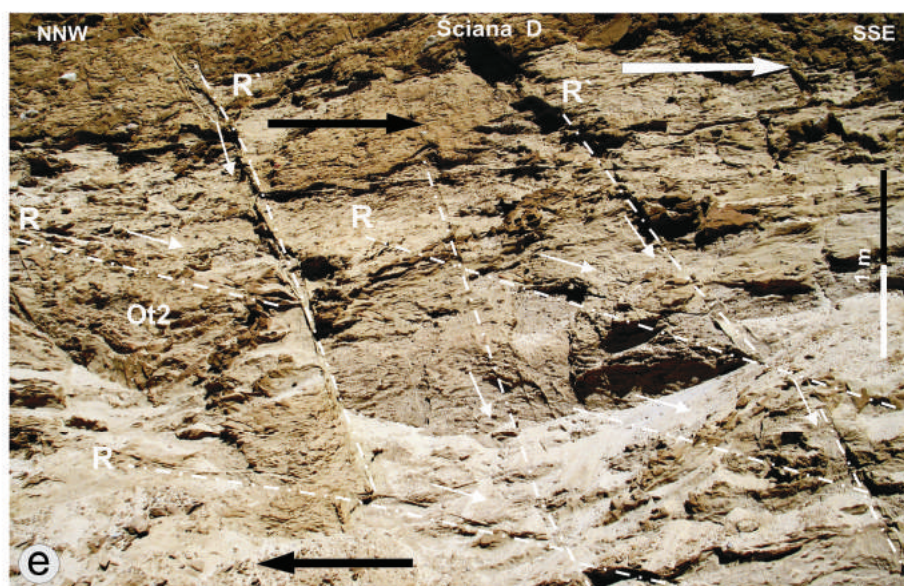
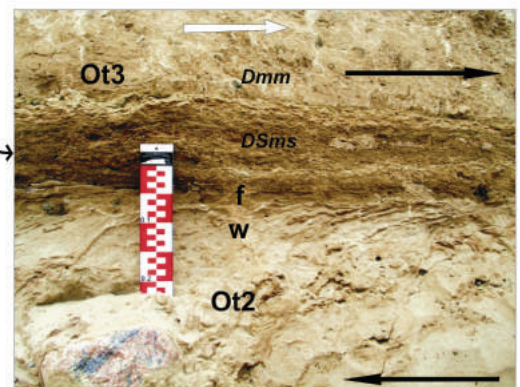
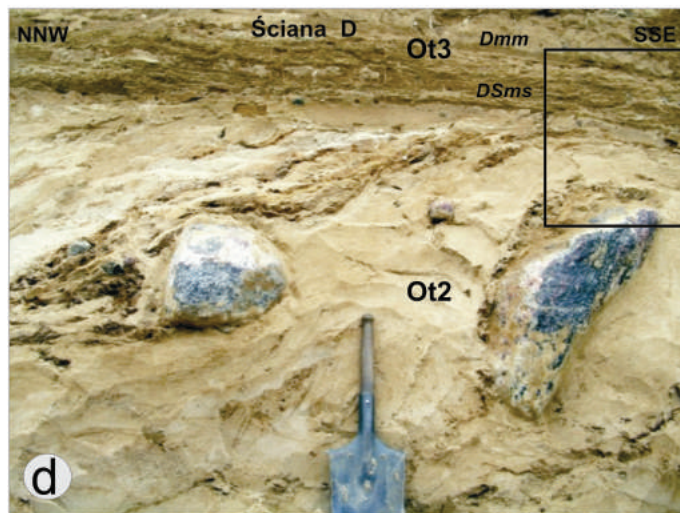
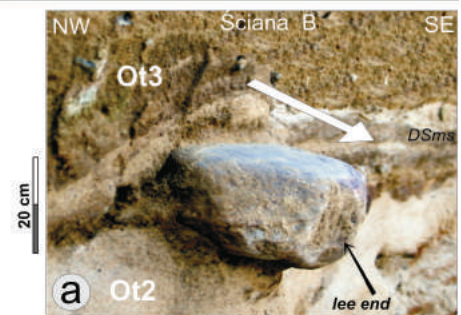
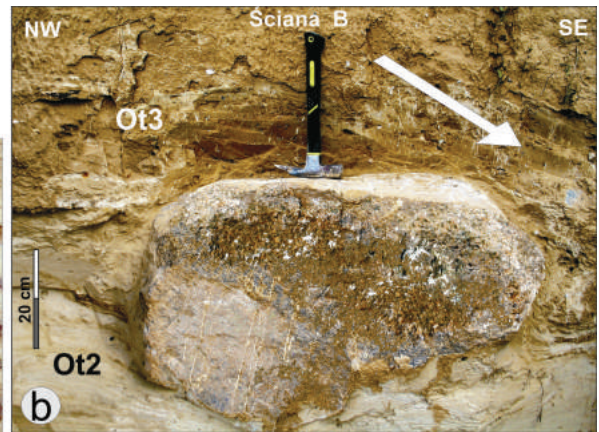
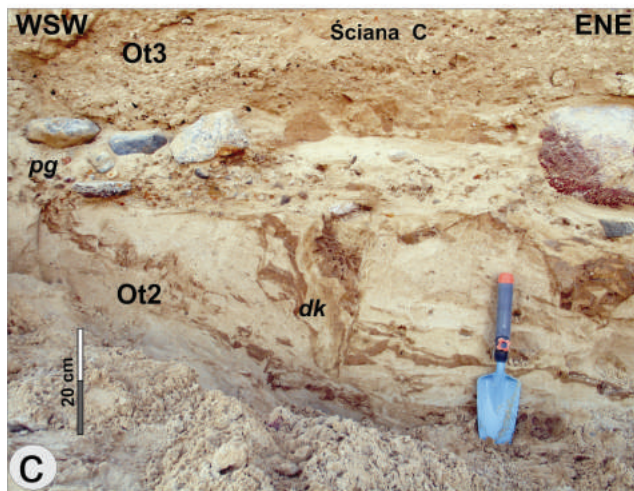
W spagu jednostki diamiktonowej **Ot3** występuje poziom głazowy. Głazy zorientowane są tępym, odlodowym końcem (*lee end*) w kierunku SSE (rys. 19, 21a, b). Często mają zlicowaną (*faceted*) górną powierzchnię, a niektórym głazom towarzyszą ślady płużenia (*ploughing marks*) (Tulaczyk 1999; Tulaczyk i in. 2001). W dwóch przypadkach na powierzchniach zlicowania stwierdzono delikatne rysy lodowcowe. Rysy tworzą jeden równoległy zespół zorientowany NNW–SSE (azymut wypadkowy 160°). Orientacja rys dobrze koresponduje z kierunkiem drobnych (do kilku cm) struktur w postaci żeber (*ribs*) i bruzd (*furrows*) (Ehlers, Stephan 1979), rozpoznanych na spagowej powierzchni gliny, stanowiących negatyw rowków utworzonych w wyniku rozorania stropu powierzchni podłoża rumoszem bazalnym. Osie bruzd są do siebie równoległe i

biegną w azymucie 160–170°. Lokalnie w spagu gliny występują struktury intruzywne w postaci dajek klastycznych protrudujących w dół na głębokość około 0,7 m. Zbudowane są one z diamiktonu i piasku diamiktonowego tworzących warstwy współkształtne do ścian dajki (rys. 21c). Tego typu struktury (*downward-filled fractures*) są efektem ucieczki subglacialnych wód porowych znajdujących się pod wysokim ciśnieniem i rozwoju pęknięć hydraulicznych (*hydrofractures*), w które wnikał upłynniony materiał porwany przez przebijającą się wгłąb wodę (Rijsdijk i in. 1999; Van der Meer i in. 1999).

Dolną partię gliny jednostki **Ot3** buduje piaszczysty laminowany diamikton (*DSms*), zawierający soczewki i silnie wydłużone ciała piaszczyste uformowane z osadów inkorporowanych z podłoża i rozwleczonych w spagu przemieszczającego się lądolodu, zgodnie z kierunkiem jego ruchu. Diamikton ten nie tworzy ciągłej warstwy, a jego miąższość wynosi najczęściej 0,2–0,3 m (maksymalnie 0,6 m). Matriks diamiktonu zawiera 58,5 % piasku, 29 % pyłu i 11 % iłu. Udział żwiru wynosi 2,5 %. Laminowany diamikton (*DSms*) odznacza się bardzo dobrą orientacją dłuższych osi klastów, o czym świadczy wysoka wartość $S_1 = 0,677$ i niska $S_3 = 0,028$. Wypadkowy kierunek orientacji określa azymut 351° (rys. 20). Kontakt gliny *DSms* z występującymi pod nią miękkimi osadami ma charakter zróżnicowany. Najczęściej przejściowy, rzadziej ostry. Bezpośrednio pod gliną, do głębokości 0,8 m poniżej jej spagu, występuje subglacialna warstwa deformacyjna z charakterystycznymi dla strefy ścinania podatnego strukturami. Kontinuum tej warstwy jest właśnie laminowana glina *DSms* (rys. 21d).

Skład petrograficzny żwirów określono dla masywnej gliny *Dmm* budującej powierzchnię pagórka w Otmianowie oraz dla szarej gliny (*gzw*) pobranej z wiercenia, z głębokości 13,0–14,0 m p.p.t. W górnej glinie skały krystaliczne (39,6 %) przeważają nad wapieniami północnymi (30,8 %) (rys. 20). Zawartość skał lokalnych jest znaczna i wynosi 26 %. Współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B wynoszą odpowiednio 0,68–1,49–0,67. Glina w odsłonięciu jest miejscami zwietrzała, co potwierdza skład petrograficzny żwirów. Dolną glinę cechuje przewaga wapieni północnych (47,3 %) nad skałami krystalicznymi (28,9 %). Udział skał lokalnych wynosi 16,5 %. Glinę charakteryzują współczynniki 1,44–0,72–1,31.

Cechy składu petrograficznego diamiktonu **Ot3**, podobnie jak górnej gliny w Paruszewicach, odpowiadają litotypowi **B3**, wyróżnionemu dla glin



dorzecza Wisły i wiązanemu ze stadiem głównym zlodowacenia wisły (Lisicki 2003). Dolna glina gzw jest odpowiednikiem lokalnego litotypu Mochty, korelowanego z regionalnym litotypem W2 reprezentującym glinę stadia warty (Lisicki 2003). Glinę o podobnej charakterystyce petrograficznej, określoną przez Osieckiego (1985) jako typ III reprezentujący najmłodszą glinę zlodowaceń środkowopolskich, udokumentowano bezpośrednio poniżej osadów interglacjalnych eemskiego w profilu Kaliska (Baraniecka 1993).

Interpretacja. Warstwowy diamikton występujący w dolnej części jednostki **Ot3** interpretowany jest jako glina deformacyjna (*deformation till*) powstała w następstwie subglacjalnych procesów deformacji i depozycji (Hart, Boulton 1991; Boulton i in. 2001a), należąca w klasyfikacji Evansa (Evans i in. 2006) do glin formowanych w trakcji subglacjalnej (*subglacial traction till*). Wskazują na to cechy teksturalne gliny *DSms* oraz występujące w niej struktury, diagnostyczne dla strefy ścinania podatnego pod aktywnym lodem (struktury korzeniowe, soczewki i fałdki miękkich osadów inkorporowanych z podłoża rozwleczone zgodnie z lokalnym kierunkiem ruchu lodu). Jej przejście w homogeniczny diamikton (*Dmm*) leżący powyżej jest stopniowe (rys. 21d). Masywna glina *Dmm* o wysokim stopniu uporządkowania klastów powstała w wyniku powolnego, oddolnego wytapiania materiału morenowego ze stagnującego lodu i interpretowana jest jako glina wytopnieniowa (*subglacial melt-out till*).

Ułożenie *clast fabric* w glinie, orientacja struktur kinematycznych oraz rys lodowcowych wskazują, że lądolód przemieszczał się z N/NNW ku S/SSE. Obecny w spągu najmłodszej gliny

w Otmianowie, podobnie jak i w Paruszewicach, poziom głazowy ze zlicowanymi i porysowanymi klastami, zorientowanymi zgodnie z kierunkiem ruchu lodu, oraz ze strukturami płuzenia, jest świadectwem szybkiego płynięcia lodu (Jørgensen, Piotrowski 2003; Lian i in. 2003; Jennings 2006). Z kolei struktury ucieczki wody z przebiegiem ku dołowi (*downward-filled fractures*) stwierdzone w spągu gliny **Ot3** świadczą o wysokim ciśnieniu wód subglacjalnych w okresie poprzedzającym depozycję gliny *Dmm*, a jednocześnie wskazują na dużą miąższość lodu, którą można tłumaczyć znaczną odległością od jego czoła (Rijsdijk i in. 1999; Van der Meer i in. 1999; Evans i in. 2006).

W świetle przeprowadzonych badań litofacjalnych, litopetrograficznych oraz datowania OSL piasków glacyfluwialnych można przyjąć, że w Otmianowie stadiu głównym zlodowacenia wisły reprezentowany jest przez jeden pokład gliny morenowej oraz występujące pod nim zaburzone glaci-tektonicznie osady glaci-marginalne i glacyfluwialne.

Analiza struktur glacitektonicznych

Mezostruktury glacitektoniczne (fałdy, uskoki odwrócone) stwierdzono w osadach glaci-marginalnych **Ot2**. Deformacje sięgają do głębokości 8–11 m i nie obejmują występującej w podłożu starszej gliny lodowcowej *gzw* (rys. 19, 20), której strop na znacznej przestrzeni układu się podobnie, tworząc łagodny stok opadający ku północy. Ponadto bezpośrednio pod górną gliną **Ot3**, do głębokości 0,8m, rozpoznano szereg drobnych struktur będących wyrazem ścinania w subglacjalnej warstwie deformacyjnej (kliważ ścięciowy, struktury wleczeniowe, foliacja tektoniczna).

Rys. 21. Stanowisko Otmianowo. Cechy budowy geologicznej moreny pchniętej przekroczonej przez lądolód

a, b – głazy ze zlicowaną i porysowaną górną powierzchnią występujące pod gliną lodowcową (**Ot3**). Kierunek ruchu lodu (biała strzałka) wyznaczony został z orientacji rys lodowcowych na powierzchni głazu. Tępy koniec głazu (*lee end*) pokazuje zwrot tego ruchu;
c – poziom głazowy (pg) w spągu gliny lodowcowej (**Ot3**) oraz występująca poniżej struktura intruzywna w postaci dajki klastycznej (dk) protrudującej w dół; **d** – drobne deformacje w spągu gliny (**Ot3**) utworzone w wyniku ścinania pod przemieszczającym się lodem: fałdki ciągnione (w), foliacja ze ścinania (f) i glina deformacyjna (*DSms*); **e** – system ścięć Riedla złożony z zespołu spekań i uskoku niskokątowego R oraz komplementarnego zespołu wysokokątowego R'. Ścięcia utworzone zostały w osadach podłoża (jednostka **Ot2**) pod przemieszczającym się lądolodem
czarne strzałki pokazują kierunek ścinania, biała – kierunek ruchu lodu
symbole litofacji i jednostek sedymentacyjnych jak na rys. 20.

Otmianowo site. Structure of overridden push-moraine

a, b – flattened and striated boulders lodged beneath the till (**Ot3**). Ice movement direction (white arrow) has been derived from striae orientation. The lee end indicates the direction turn; **c** – boulder pavement (pg) at the base of till (**Ot3**) and the intrusive structure featured as a downward protruding clastic dyke (dk); **d** – small shear deformations near the till (**Ot3**) formed beneath the moving ice: drag folds (w), transposed foliation (f) and deformation till (*DSms*); **e** – Riedl shear conjugate system composed of low-angled R and complementary high-angled R' sets
black arrows indicate shear direction, the white one points the ice flow direction
symbols of lithofacial code and sedimentological units as in Fig. 20

Zaburzeniom glacitektonicznym, podobnie jak w stanowisku Paruszewice, uległy piaszczysto-żwirowe osady glacimarginalne z wkładkami glin spływowych (jednostka **Ot2**). Styl i skala deformacji, jak również forma występowania i zasięg (lateralny i wgłębny) struktur glacitektonicznych są analogiczne do Paruszewic, natomiast zdecydowanie mniejsza jest ich intensywność. W Otmianowie nadrzędnymi strukturami są antykliny pochylone o południowej wergencji, niekiedy złuszkowane oraz uskoki odwrócone, ułożone imbrykacyjnie i występujące w rozstępie 1,5–7,5 m. Orientacja płaszczyn uskokowych, podobnie jak i osi fałdów, jest mniej więcej równoleżnikowa (65–100/20–45N), a upady maleją wraz z głębokością (rys. 20). Architekturna uskoku odwróconych i fałdów wskazuje, że są one wyrazem subhoryzontalnej kompresji o średnim kierunku skracania ośrodku NNW–SSE (azymut 159 °).

Poniżej najmłodszej gliny, w subglacialnej warstwie deformacyjnej, stwierdzono drobne deformacje o charakterze podatnym w postaci fałdków ciągnionych (*drag folds*), w tym również fałdków futerałowych (*sheath folds*) oraz system uskoku i spękań na bazie ścień Riedla (Jaroszewski 1972; Konon 2001), złożony z dwóch zespołów R i R'. Zespół R tworzą niskokątowe (5–18 °), natomiast komplementarny z nim zespół R' wysokokątowe (65–85 °) płaszczyzny nieciągłości, zapadające w obu zespołach ku południowemu wschodowi (rys. 20, 21e). Lokalnie widoczne są tylko spękania i uskoki wysokokątowe, tworzące wówczas gęstą sieć kliważu, natomiast ścień niskokątowe (R) rozwinęły się w tym przypadku po naturalnych powierzchniach nieciągłości, którymi były powierzchnie warstwowania. Z komplementarnych zespołów ścień Riedla odczytano układ osi pola naprężeń wywołanego posuwem lądolodu. Oś największego naprężenia normalnego σ_1 zorientowana była NW/NNW–SE/SSE (azymut 148 °). Jest to kierunek zgodny z kierunkiem transportu tektonicznego wyznaczonym na podstawie mezostruktur kompresyjnych (rys. 20e).

Interpretacja. Struktury glacitektoniczne zbadane w stanowisku Otmianowo, podobnie jak w Paruszewicach, tworzą sekwencję proglacialnych spiężeń i subglacialnych deformacji ścięciowych odpowiadającą pojedynczemu cyklowi deformacji transgredującego lądolodu (por. Berthelsen 1978; Hart, Boulton 1991; Van der Wateren 1995; Pedersen 1996). Proglacialnej kompresji uległy osady wcześniej zdeponowane u czoła lądolodu zaburzającego. Potwierdza to datowanie OSL osadów podścielających oraz badania litostratygraficzne glin lodowcowych. Istotna

jest tu zgodność kierunku transportu glacitektonicznego, odczytanego z analizy proglacialnych struktur kompresyjnych oraz drobnych deformacji subglacialnych, z kierunkiem ruchu lądolodu, określonym na podstawie orientacji *clast fabric* w glinie i rys lodowcowych. Fakt ten pozwala łączyć wiek deformacji z nasunięciem lądolodu, który pozostawił najmłodszą glinę.

Interpretacja i model kształtowania form marginalnych Paruszewic i Otmianowa

Zbadane w Paruszewicach i Otmianowie formy morenowe wykazują duże podobieństwo budowy geologicznej i stylu strukturalnego, co jest wyrażone:

- obecnością spiętrzonych vistuliańskich osadów glacimarginalnych w jądrach form pokrytych gliną bazalną;
- imbrykacyjnym, fałdowo-uskokowym stylem deformacji kompresyjnych;
- progresywną sekwencją struktur glacitektonicznych (nałożenie drobnych deformacji subglacialnej warstwy ścinania na proglacialne mezostruktury kompresyjne), dokumentującą pojedynczy ciąg deformacji transgredującego lądolodu;
- podobnym zasięgiem wgłębny deformacji glacitektonicznych, rzędu kilku-, kilkunastu metrów;
- zasięgiem przestrzennym ograniczonym do pasma pagórkowatej wysoczyzny o szerokości 1,5 km oraz wygasaniem intensywności zaburzeń i amplitudy struktur kompresyjnych w kierunku zgodnym z ich wergencją;
- zgodnością orientacji osi fałdów i płaszczyn uskoku odwróconych z kierunkiem lineacji rzeźby, a zarazem ich poprzecznym położeniem względem kierunku ruchu lodu.

Z powyższych faktów wynika, że analizowane w Paruszewicach i Otmianowie pagórki, będące elementami większej formy linearnej, to jest ciągów grzbietów w paśmie pagórkowatej wysoczyzny Orle – Czamanin – Boniewo – Otmianowo – Paruszewice – Choceń, powstały w wyniku podobnej, złożonej strukturogenezy. Analogiczną budowę pagórków (trzony zbudowane z zaburzonych osadów glacimarginalnych przykrytych gliną lodowcową) stwierdzono w kilku odsłonięciach, w sąsiednich do opisanych z Paruszewic i Otmianowa grzbietach, między innymi w Boniewie, Krajankach (rys. 19). W odniesieniu do paleoreliefu zaznacza się zbieżność przebiegu pasma z występowaniem równoleżnikowo zorientowanego paleoskłonu zbudowanego z gliny (rys. 7).

Przeprowadzone badania pozwoliły na stworzenie modelu kształtowania pagórków Paruszewic

i Otmianowa, odbiegającego od dotychczas przyjętego wyobrażenia o charakterze omawianej strefy marginalnej, odległej 15–20 km od linii LGM w łobie płockim. W procesie kształtowania tych form wydzielono kilka zasadniczych etapów (rys. 22):

A – etap akumulacji stożków glaciomarginalnych, mający miejsce w krótkim okresie równowagi dynamicznej właściwej stacjonarnemu czołu lądolodu (por. Kasprzak 1988, 2003; Terpiłowski 2007, 2008). W efekcie, na znacznej długości utworzony został ciąg moren akumulacyjnych, po czym nastąpił awans lądolodu;

B – etap proglacialnej kompresji, w wyniku której złożone na przedpolu osady uległy skróceniu i spiętrzeniu w następstwie subhoryzontalnej kompresji działającej z NNW ku SSE. W lokalnych zagłębieniach, tworzonych między spiętrzonym grzbietem a lodem, funkcjonowały efemeryczne, syntektoniczne zbiorniki gwałtownie zapełniane osadami glaciomarginalnymi. W wyniku przesuwania ku południowi strefy kompresji, związanej z postępowym ruchem lądolodu, zbiorniki były eliminowane, ich osady uległy deformacji i nasunięciu na nieco wcześniej zaburzone utwory glaciomarginalne. Ten etap strukturogenezy dokumentuje dominacja deformacji typu S_H , utworzonych w kompresyjnym reżimie pola naprężeń. Doprowadził on do powstania moren pchniętych zdominowanych przez struktury fałdowo-luskowe (*thrust-fold push moraine*) (Bennett 2001);

C – etap subglacialnego ścinania, który nastąpił, gdy świeżo spiętrzone wałowe grzbiety zostały przekroczone i poddane dynamicznemu działaniu podeszwy przemieszczającego się lądolodu. Zapisem procesów subglacialnego ścinania są struktury penetracyjne typu S_H , ściecia Riedla oraz glina deformacyjna. Jednocześnie statyczny nacisk lądolodu zapisuje się w zespołach komplementarnych spękań i uskoku normalnych (struktury S_V);

D – etap formowania wysoczyzny związanej z wytapianiem materiału morenowego ze stagnującego lodu, a następnie degradacją martwych lodów. Etap ten dokumentują struktury typu S_V utworzone w grawitacyjnym reżimie pola naprężeń, są to struktury kolapsyjne i uskoki normalne.

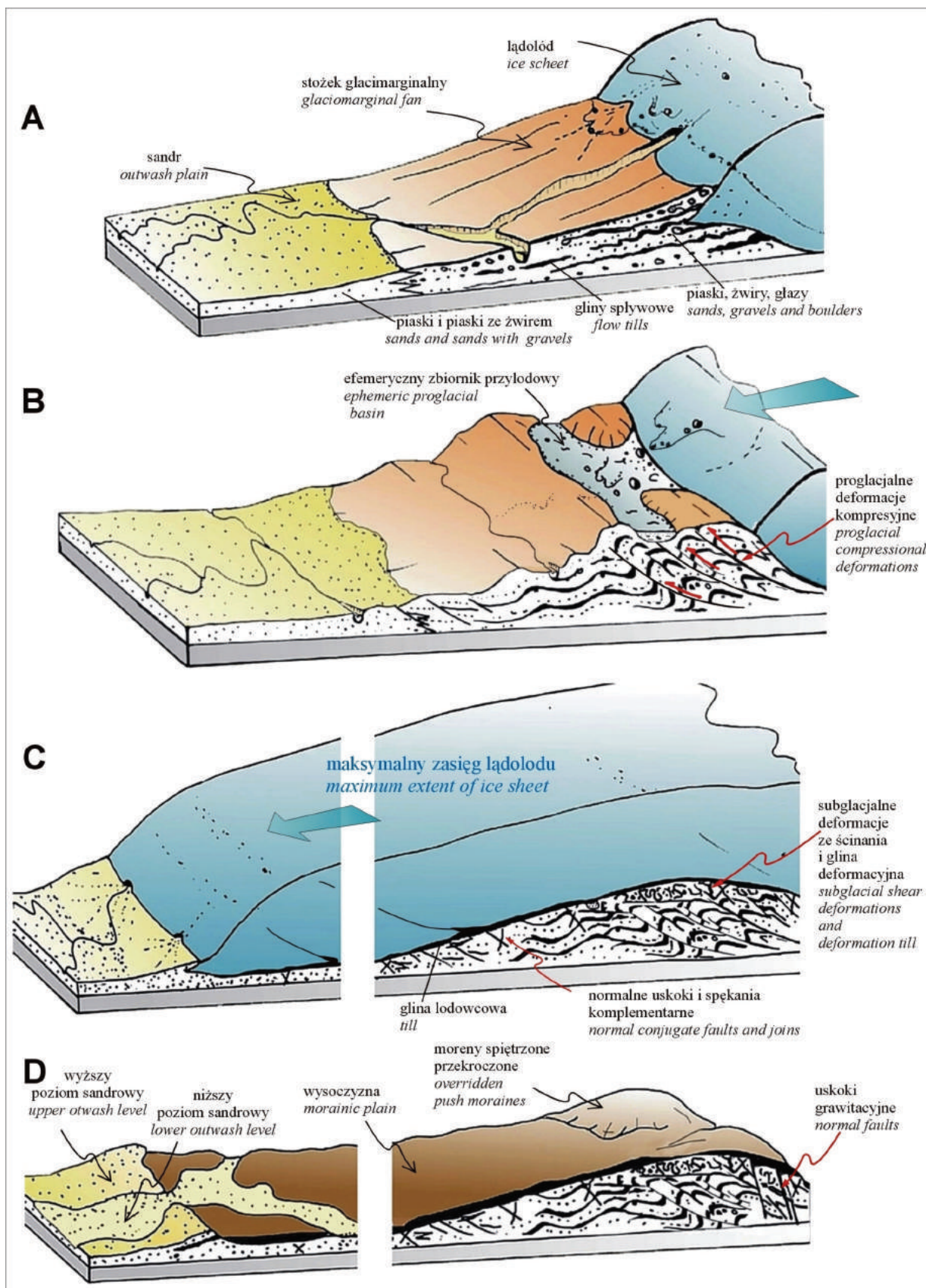
Utworzone przy dominującej roli subhoryzontalnej kompresji pagórki Paruszewic i Otmianowa, w klasyfikacji form glacitektonicznych, reprezentują typowe moreny pchnięte (*push moraine*) przekroczone przez lądolód (Van der Wateren 1995; Aber, Ber 2007). Wchodzą one w obręb dużej formy linearnej w postaci pasma pagórkowatej wysoczyzny, złożonej z pod-

rzędnych ciągów grzbietów, zorientowanych poprzecznie do kierunku ruchu lądolodu. Uwzględniając styl deformacji, skalę struktur, zasięg przemieszczenia oraz stopień skrócenia osadów w zbędnych stanowiskach, odniesione do ogólnej sytuacji morfologicznej, można sklasyfikować badane formy jako wielogrzebietowe wąskie pasmo moren pchniętych (*narrow multi-crested push moraines*) (Bennett 2001). Formy te zostały wygładzone w wyniku przekroczenia ich przez lądolód i w obecnej postaci klasyfikowane są jako *smoothed (over-ridden) push-moraine ridges* (Aber 1982; Jakobsen 2003). W nazewnictwie polskim dla tego typu form rzeźby lodowcowej stosuje się bardziej ogólny termin – przekroczone moreny spiętrzone (por. Ber, Krzyszkowski 2004).

Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia

Położenie i rzeźba

W krajobrazie Pojezierza Kujawskiego wyróżnia się izolowane, wałowe wzgórze okolic Izbicy Kujawskiej, położone około 11 km na północ od linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Wznosi się ono 25–40 m ponad powierzchnię otaczającej wysoczyzny polodowcowej, ma długość około 5,5 km, a jego szerokość waha od 1,3 km w centralnej, najszerzej i zarazem najwyższej wyniesionej części (144,1 m n.p.m.), do 0,25 km na jego krańcach (rys. 23). Oś wału izbickiego ma rozciągłość WNW–ESE i jest lekko łukowato wygięta wypukłością ku południowi. Na północnym zapleczu formy, na wysokości 102,5–115 m n.p.m., rozciąga się rozległe obniżenie o charakterze niecki końcowej (por. Molewski 2007) zbudowane z gliny morenowej. Obniżenie to urozmaicone jest wzgórzami i pagórkami kemów, z których najwyższy osiąga 131,5 m n.p.m., oraz wytopiskami zajętych przez równiny torfowe lub zarastające jeziora (rys. 23, 24). Znaczna wysokość kemów jak i ich linijny, nawiązujący do przebiegu osi wału układ sugerują, że wnętrze tych form może mieć bardziej skomplikowaną budowę od obserwowanej w odsłonięciach do głębokości kilku metrów, a same formy bardziej złożoną genezę. Rzeźba południowego otoczenia wału jest mniej zróżnicowana. Powierzchnię wysoczyzny (107,5–115 m n.p.m.) urozmaicają tu jedynie południkowo wydłużone zagłębienia, rozdzielające kopulaste wyniesienia o wysokości kilku metrów. W zachodniej części przedpola wału rozpościera się niewielki sandr o płaskiej, lekko nachylającej się ku SSW powierzchni.



Rys. 22. Model kształtowania przekrojonych moren pchnięcia w strefie marginalnej Paruszewice – Otmianowo

Sequential model for development of the Paruszewice – Otmianowo overridden push moraines

Dotychczasowe badania

Wyróżniające się w morfologii, izolowane wzgórze Izbicy Kujawskiej klasyfikowane było jako morena spiętrzona (Mrózek 1969; Pasierbski 1984) i włączane w pasmo pagórkowatej rzeźby Izbica Kujawska – Pagórki Chodeckie – Szewo, uznawane za strefę moren znaczących postój ostatniego lądolodu podczas recesyjnej fazy poznańskiej (Galon 1957, 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983a; Pasierbski 1984). Inne stanowisko odnośnie genezy wzgórza w Izbicy Kujawskiej przedstawiła Mańkowska (1981; Ciuk, Mańkowska 1981) opisując je jako glacitektoniczny wał zbudowany z gliny lodowcowej stadiału warty, utworzony w okresie zlodowaceń środkowopolskich. Autorka niniejszej pracy wskazywała na starsze, previstuliańskie założenia formy o glacitektonicznej strukturze, jak i jej późniejsze przemodelowanie podczas transgresji i zaniku lądolodu zlodowacenia wisły (Roman 2007b). Mołewski (2007) analizując cechy morfologiczne wału Izbicy Kujawskiej, zwraca uwagę na jego wyrazistość i znaczną wielkość w porównaniu z recesją ostatniego lądolodu, a także na brak lub niewielkie wykształcenie sandrów na jego przedpolu oraz proponuje, by analogicznie do wzgórz morenowych okolic Radziejowa, szczegółowo zbadanych przez cytowanego autora (Mołewski 1999), uznać wzniesienie okolic Izbicy za formę przetrwałą przed nasunięciem ostatniego lądolodu.

Kompleksy strukturalne i jednostki sedymentacyjne*

W celu poznania budowy wzgórza w Izbicy Kujawskiej wykonano 5 poprzecznych profilowań geologicznych opartych na 26 wierceniach mechanicznych o głębokości 5–15 m, 11 głębszych wierceniach archiwalnych oraz 12 odsłonięciach: Augustynowo, Izbica Kujawska, Zagrodnica 1, 2, Bratkowo, Józefowo 1, 2, Podtymień 1, 2, Sokołowo 1, 2, Pustynia 1, 2 (rys. 23). W stanowisku Pustynia-1 zbadano skład petrograficzny najmłodszej gliny lodowcowej oraz wykonano datowania OSL piasków pobranych spod i z nad pokładu gliny.

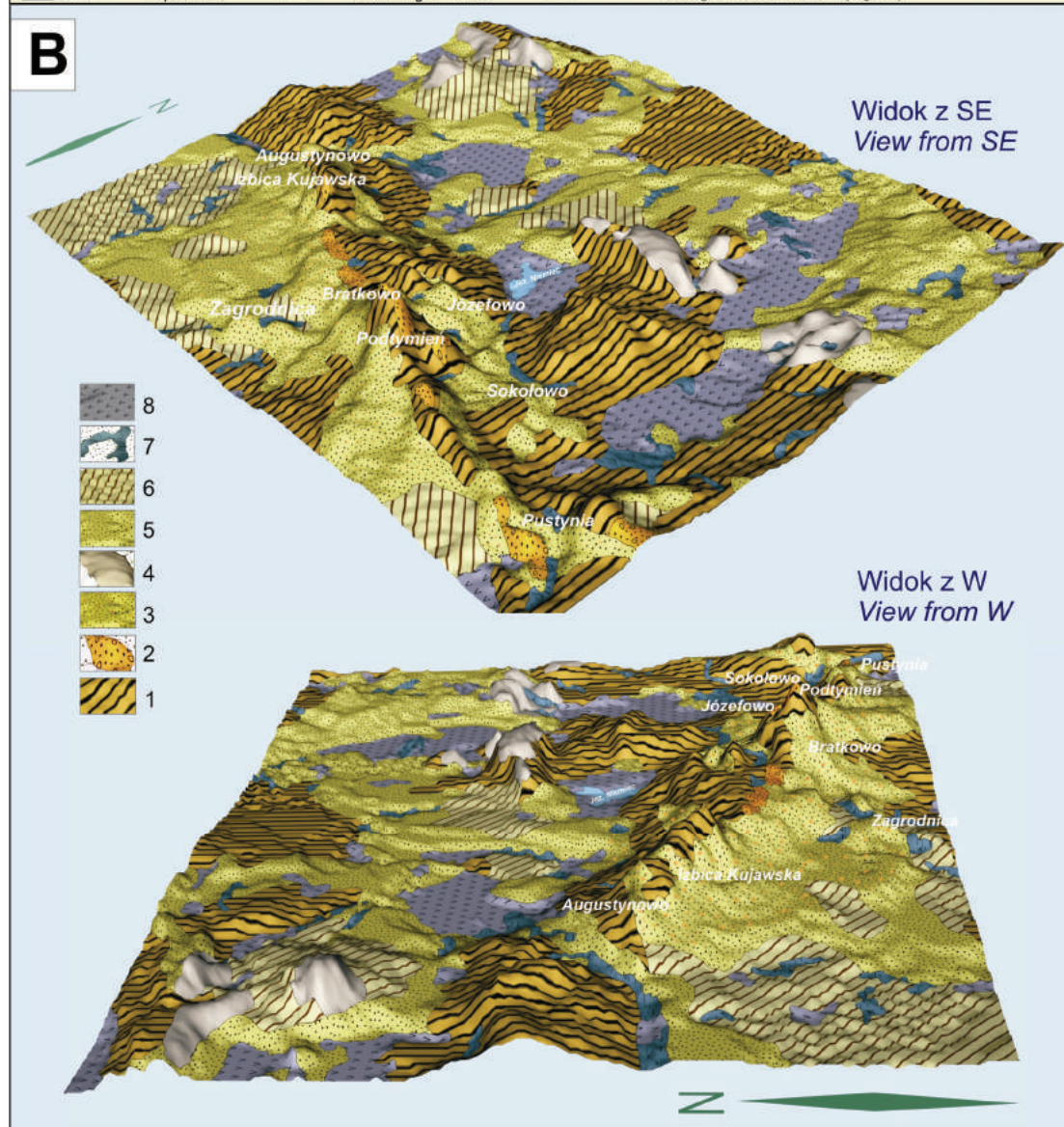
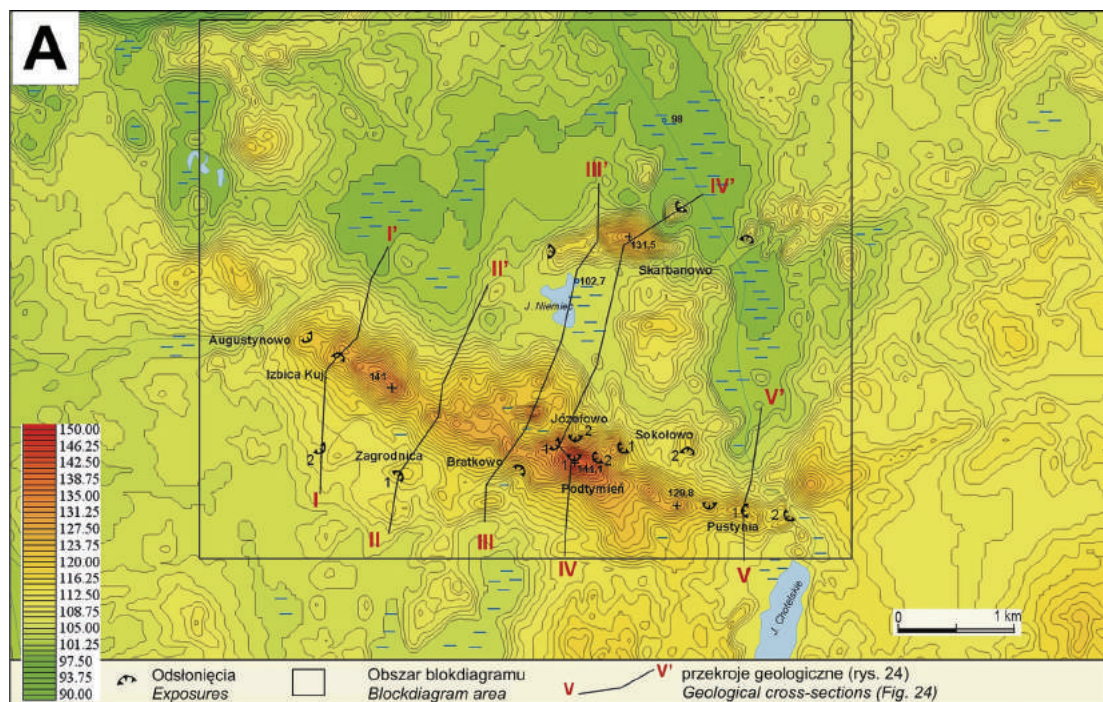
Wałowe wzgórze Izbicy Kujawskiej wyróżnia się specyficznym i złożonym stylem budowy geologicznej. Wyróżniono tu 2 kompleksy strukturalne: **IzI** i **IzII**, odpowiadające zasadni-

czym etapom previstuliańskiej i vistuliańskiej akumulacji oraz deformacji glacigenicznej. Utwory starszego kompleksu (**IzI**) to gliny oraz osady glacyfluwalne budujące trzon centralnej partii wału i w tej części formy spiętrzone glacitektonicznie, natomiast na jej krańcach leżące w pierwotnej pozycji sedymentacyjnej poniżej osadów młodszego kompleksu. Drugi kompleks (**IzII**) obejmuje osady glacigeniczne, które w środkowej, najwyższej części wału izbickiego leżą dyskordantnie na cokole z zaburzonych starszych utworów (rys. 24, przekrój IV–IV'). Poza tą strefą obydwa kompleksy zalegają prawie zgodnie, a rozdziela je powierzchnia erozyjna.

Kompleks strukturalny IzI

Osady kompleksu **IzI** znane są przede wszystkim z wierceń i wykształcone jako szara glina lodowcowa oraz piaski i żwiry glacyfluwalne (rys. 24). W stanowisku Podtymień-1, w strefie kulminacji centralnej partii wału, zaburzone glacitektonicznie utwory tego kompleksu odsłaniają się spod niezgodnie leżącej 1,1 m warstwy diamiktonów rozdzielonych piaskiem ze żwirem (rys. 25). Do badań była stropowa część kompleksu **IzI** o miąższości 2,3 m. Stanowił go zespół ławic złożony z horyzontalnie warstwowanych żwirów i piasków oraz gliny lodowcowej, zaburzonych glacitektonicznie. Warstwy żwirowo-piaszczyste tworzą antyklinę o południowo-wschodniej wergencji z osią o przebiegu SW/WSW–NE/ENE. Od północy antyklina jest ścięta płaszczyzną stromiejącego ku górze uskoku (45/70N) i kontaktuje z szarą zwartą gliną lodowcową, najprawdopodobniej nasuniętą na sfałdowane utwory żwirowo-piaszczyste. W strefie uskoku występuje kilkucentymetrowej grubości brekcja, złożona z gliniastych klastów tkwiących w ilasto-mułkowym matriksie. Kierunek kompresji, odczytany na podstawie geometrii fałdu, skierowany był wzdłuż osi NW/NNW–SE/SSE. Zasięg wgłębny deformacji w osadach kompleksu **IzI** wynosi co najmniej 13 m. Sądzić tak można po zróżnicowaniu litologicznym osadów w sąsiadujących ze sobą (rozstaw 15 m) otworach wiertniczych i braku prostej korelacji pomiędzy poszczególnymi wydzieleniami. Ponadto w nawiercanej glinie lokalnie występują drobne złupkowacenia, tworzące wygładzone, strome powierzchnie, będące zapewne śladami zlustrowań. W Podtymieniu-1 (rys. 25) w stropie zaburzonych osadów kompleksu **IzI** stwierdzono pseudomorfozę po klinie lodowym.

* W obszarze testowym Izbica Kujawska – Pustynia wprowadzono podział na kompleksy strukturalne, ze względu na złożoność budowy geologicznej i udokumentowanie dwóch generacji deformacji glacitektonicznych związanych z odrębnymi nasunięciami lądolodu różnych pięt zlodowaceń.



Rys. 23. Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia. Rzeźba (A) i powierzchniowa budowa geologiczna wału Izbicy Kujawskiej (B)

plejstocen: zlodowacenie wisły: 1 – glina lodowcowa, 2 – żwiry, piaski, gliny spływowe akumulacji szczelinowej, 3 – piaski ze żwirem i wkładkami glin spływowych teras kemowych, 4 – piaski, mułki i piaski ze żwirem kemów, 5 – piaski ze żwirem sandrów, 6 – piaski wodnolodowcowe na glinie; holocen: 7 – namuły i piaski humusowe, 8 – gytie i torfy

Izbica Kujawska – Pustynia case study area. Topography (A) and geology of Izbica Kujawska ridge (B)

Pleistocene: Vistulian Glaciation: 1 – till, 2 – gravels, sands and flow tills of fissure accumulation, 3 – sands and gravels with intercalations of flow till of kame terraces, 4 – sands, silts and sands with gravels of kames, 5 – sands with gravels of outwash plains, 6 – glaciofluvial sands on till; Holocene: 7 – mud and sands with organic matter, 8 – gyttjas and peat

W środkowej partii wału spiętrzone osady kompleksu **IzI** sięgają wysokości 140 m n.p.m. Ich strop jest ścięty, a wyżej niezgodnie leży cienka pokrywa młodszych osadów glacialnych (**IzII**). W pozostałej części wzgórza utwory kompleksu **IzI** nie uległy intensywniejszym deformacjom, a szara, zwarta glina lodowcowa tego kompleksu tworzy pokład o dość równomiernej miąższości (rys. 24, 25). Jedynie w centralnej, spiętrzonej glacialnie części wzgórza, jej strop znajduje się 20–30 m powyżej podstawy wału, natomiast w jego wschodnim i zachodnim skrzydle o kilka metrów poniżej otaczającej powierzchni. Można zatem przyjąć, że podczas formowania młodszych kompleksów glacialnych, trzpień obecnego wyniesienia był częścią wzgórza moreny spiętrzonej stanowiącej przeszkodę na drodze nasuwającego się lądolodu.

*Kompleks strukturalny **IzII***

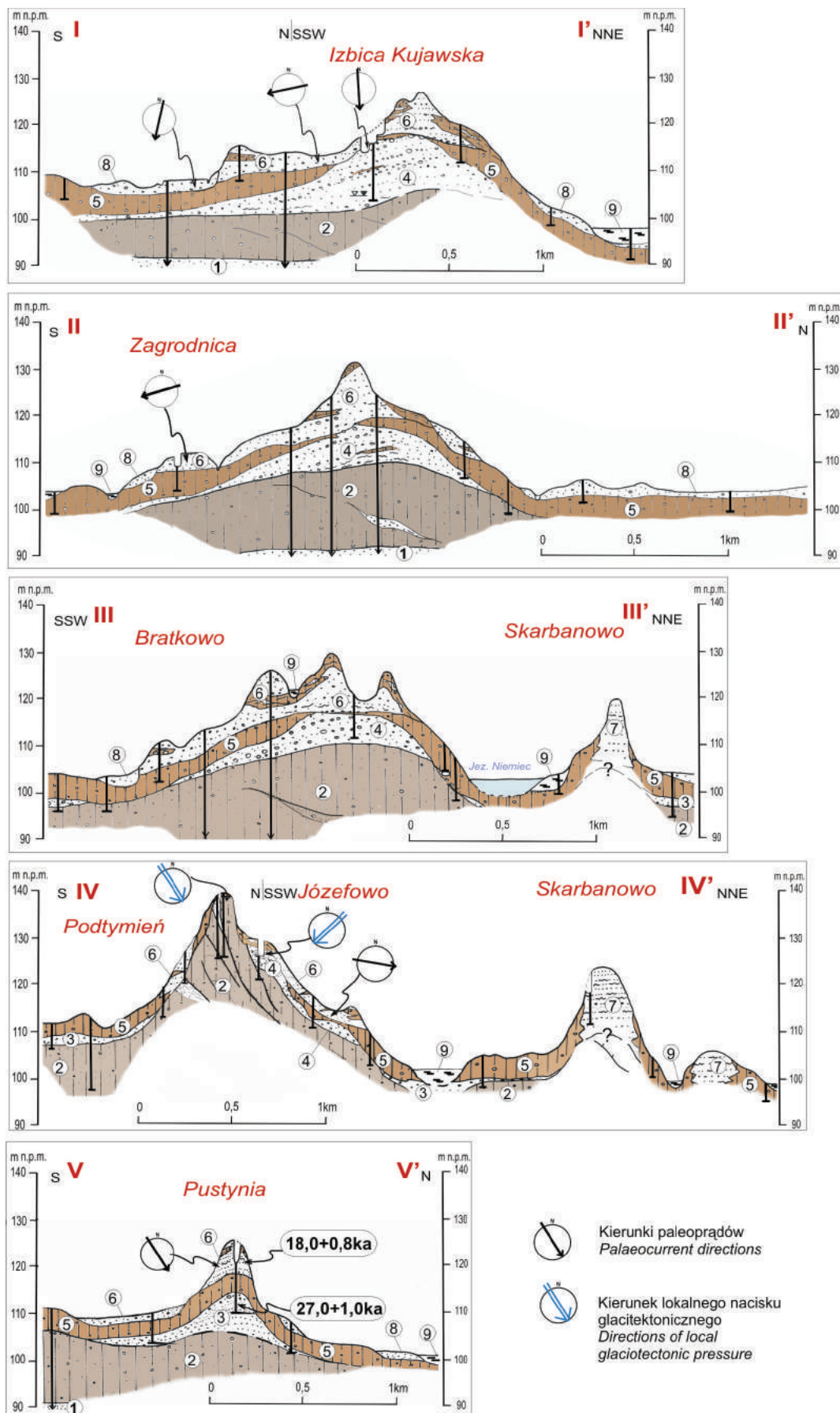
Osady kompleksu **IzII** budują wschodnią i zachodnią część wału, natomiast w części środkowej tworzą ciągłą pokrywę o zróżnicowanej miąższości i litologii, leżącą niezgodnie na spiętrzonych utworach starszego kompleksu glacialnego i budują listwy terasowe na stokach formy (rys. 23, 24). Zaburzenia glacialne młodszej pokrywy osadowej ograniczone są do strefy północnego zaplecza cokołu zbudowanego ze starszych utworów. Kompleks **IzII** składa się z czterech jednostek sedimentacyjnych, które zbadało w 12 stanowiskach, jednak w żadnym z nich nie stwierdzono pełnej sekwencji wydzielonych serii. Wyróżnione jednostki to: **IzIII** – glacialne osady piaszczyste, **IzII2** – żwirowo-piaszczyste osady glacialne, **IzII3** – glina morenowa oraz **IzII4** – osady piaszczyste i gliny spływowe akumulacji szczelinowej (rys. 25).

*Jednostka piaszczysta **IzIII***

Piaski jednostki **IzIII** spoczywają bezpośrednio na glinie lodowcowej starszego kompleksu i występują do wysokości 113 m n.p.m. (rys. 25). Znane są z wiercen oraz odsłonięć Pustynia-2 i Józefowo-1. W Pustyni-2 spod cienkiej (0,5–0,7

m) warstwy gliny, do głębokości 2,6 m, odsłaniały się osady piaszczyste złożone w dolnej części z naprzemiennych litofacji piasków masywnych i piasków mułkowatych o laminacji horyzontalnej, a następnie z monostrukturalnego zespołu litofacji piasków o płaskim warstwowaniu przekątnym i rosnącej w górę profilu miąższości ławic (od 15 do 35 cm). W stropie serii osadów piaszczystych pojawiały się domieszki żwiru. Kierunki paleoprądów pomierzone w strukturach warstwowań przekątnych wskazały, że przepływ wód miał miejsce ku SSE. Akumulacja osadów tej jednostki związana była z formowaniem dystalnej części sandru na przedpolu transgredującego lądolodu. W stanowisku Pustynia-1 piaski tej serii występują w pozycji międzyglinowej, osiągając miąższość co najmniej 3,5 m. Ich wiek określono metodą OSL na $27,0 \pm 1,0$ ka (rys. 25).

W stanowisku Józefowo-1, na północnym skłonie najwyższej partii wału, piaski jednostki **IzIII** znajdują się wysoko, ponad 129 m n.p.m. (rys. 25). Uległy one spiętrzeniu wraz z grubookruchowymi osadami glacialnymi (**IzII2**) i wspólnie tworzą antyklinalny fałd obalony o południowo-zachodniej wergencji. Utwory jednostki **IzIII** występują w jądrze antykliny. Są to drobnoziarniste laminowane horyzontalnie piaski z domieszką pyłu oraz piaski średnioziarniste o przekątnym warstwowaniu płaskim. W brzusznym skrzydle antykliny piaski tworzą stromo (75–80 °) nachylony ku północy zespół odwróconych warstw, biegnących w azymutach 118–137 °. W stropowej części postawionych niemal pionowo warstw występują drobne, połogie ścięcia (100–130/12–18N) o płaszczyznach zorientowanych mniej więcej zgodnie z płaszczyzną osiową fałdu (130/55N). Ścięcia są młodsze od zaburzeń fałdowych i powstały subglacialnie w wyniku posuwu podeszwy lądolodu. Utworzenie fałdu związane było z silnym skróceniem osadów w wyniku bocznej kompresji skierowanej z NE ku SW. Na ten sam kierunek działania transportu glacialnego wskazują drobne ścięcia (rys. 25).



Rys. 24. Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia. Przekroje geologiczne przez wał morenowy Izbicy Kujawskiej

plejstocen: zlodowacenie odry, stadiał warty (jednostka **IzI**): 1 – piaski glaciofluwialne, 2 – glina lodowcowa; zlodowacenie wisty, stadiał główny (jednostka **IzII**): 3 – piaski glaciofluwialne (**IzII1**), 4 – żwiry, piaski, gliny spływowe i głazy glaciomarginalne (**IzII2**), 5 – glina lodowcowa (**IzII3**), 6 – piaski ze żwirem i wkładkami glin spływowych form szczelinowych i teras kemowych (**IzII4**), 7 – piaski, mułki i piaski ze żwirem kemów, 8 – piaski ze żwirem sandrów; holocen: 9 – gytie i torfy
linie przekrojów jak na rys. 23

Izbica Kujawska – Pustynia case study area. Geological cross-sections throughout the Izbica Kujawska morainic ridge

Pleistocene: Warta Stadial of the Odranian Glaciation (**IzI** unit): 1 – glaciofluvial sands, 2 – till; Main Stadial of the Vistulian Glaciation (**IzII** unit): 3 – glaciofluvial sands (**IzII1**), 4 – glaciomarginal gravels, sands and flow tills (**IzII2**), 5 – till (**IzII3**), 6 – sands with gravels and flow till intercalations of fissure forms and kame terraces (**IzII4**), sands, silts and gravelly sands of kames, 8 – sands with gravels of outwash plains; Holocene: 9 – gyttjas and peat
location of cross-sections as in Fig. 23

Zwraca uwagę niezgodność kierunku kompresji odczytanego z orientacji i wergencji mezostruktur glacitektonicznych w starszym i młodszym kompleksie glacigenicznym, a także brak zbieżności w przebiegu głównych elementów geometrii starszych struktur glacitektonicznych z osią morfologiczną wału (rys. 23, 25). Skala młodszych deformacji glacitektonicznych jest mniejsza. W odsłonięciu zaburzenia obserwowano do głębokości 2,5 m, przypuszczalnie ich amplituda nie przekracza 5m, a deformacje sięgają stropu szarej gliny występującej w podłożu i stanowiącej zarazem powierzchnię odkucia.

Jednostka żwirowo-piaszczysta IzII2

Jednostkę **IzII2** w stanowisku Józefowo-1 reprezentują masywne żwiry z pakietami żwirowo-głazowego diamiktonu i głazami o średnicy dochodzącej do 0,5 m (rys. 25). W grubookruchowych osadach brak segregacji, a ich miąższość w strefie przegubu antykliny wynosi co najmniej 3 m. Występujące w Józefowie-1 utwory żwirowo-diamiktonowe to osad supraglacialny, redeponowany grawitacyjnie i składany w bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu. Poza centralną partią wału utwory jednostki **IzII2** nie są zaburzone. W stanowisku Izbica Kujawska (rys. 25) reprezentuje je zespół litofacji złożony z poziomo warstwowanych żwirów i piasków oraz masywnych żwirów diamiktonowych o zwartym szkielecie ziarnowym. W żwirach występują toczące ilaste o średnicy do 10 cm, a także otoczaki skał maficznych, nieodpornych na transport i wietrzenie. Miąższość ławic wynosi od 0,15 do 0,6 m i wzrasta w górę profilu, jednocześnie ze zwiększaniem się udziału grubookruchowego materiału diamiktycznego. Ławice mają pokrój tafłowy, a powierzchnie międzyławicowe nachylają się ku SW (8–12 °). Lokalnie występują płytkie, rozległe rozmycia kanałowe wypełnione masywnym żwirem o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Żwirowo-piaszczyste osady

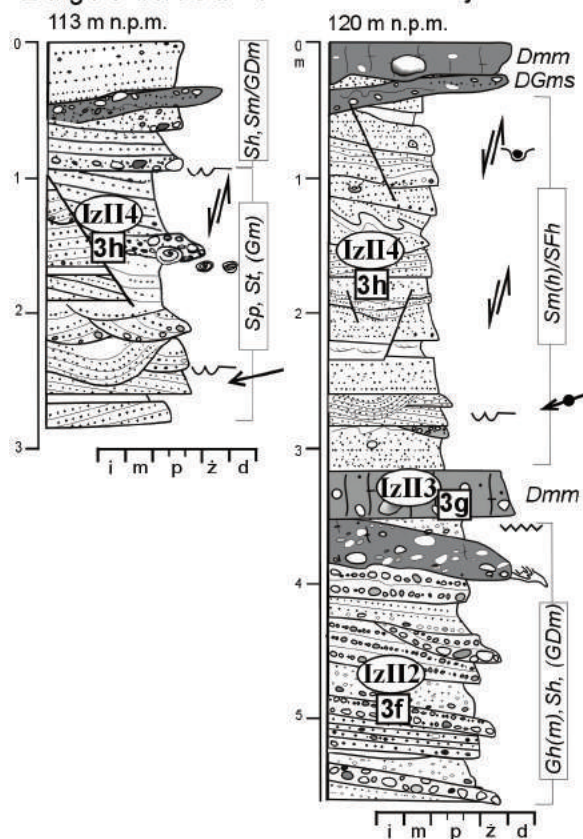
jednostki **IzII2** deponowane były z płytkich przepływów typu zalewów warstwowych na skłonie stożka, formowanego w bliskiej odległości od czoła lądolodu i ulegającego progradacji ku SW. W Izbicy miąższość osadów tej jednostki wynosi około 10 m (rys. 24), przy czym w odsłonięciach dostępna była jedynie ich górna część, o miąższości 3,5 m (rys. 25).

Jednostka gliny morenowej IzII3

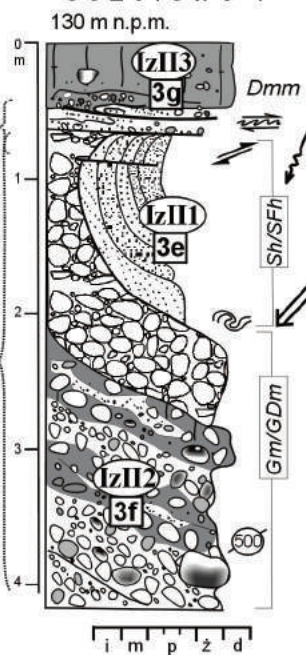
Opisane osady glaciomarginalne w Izbicy Kujawskiej przykryte są cienką (0,3 m) warstwą masywnego, brązowego diamiktonu **IzII3** z powierzchnią erozyjną w spągu (rys. 25). Obocznie, na zewnątrz od osi wału, miąższość diamiktonu wzrasta, tak że tworzy on ciągły pokład (jednostka **IzII3**) o grubości kilku metrów, nawiercany często poniżej utworów jednostki **IzII4**, a także występujący na stokach formy oraz budujący powierzchnię wysoczyzny w otoczeniu wału (rys. 23, 24). W Józefowie-1 glina jednostki **IzII3** ma miąższość do 0,8 m. Leży niezgodnie na zaburzonych osadach piaszczystych (**IzII1**) i żwirowo-głazowych (**IzII2**) zaangażowanych wspólnie w opisane powyżej deformacje fałdowe. Spąg gliny jest równy, a niżej, do głębokości 0,5 m, stwierdza się drobne deformacje typowe dla subglacialnej strefy ścinania. Są one wyrażone jako struktury ciągłe (fałdki wleczone) oraz wspomniane subhoryzontalne ścięcia (100–130/12–18N). W odsłonięciach glina miała małą miąższość i zwietrzały charakter, co uniemożliwiło przeprowadzenie pomiarów orientacji *clast fabric* i badań petrograficznych.

W stanowisku Pustynia-1 miąższość gliny **IzII3** była znaczna, określona na 4,6 m wierceniem wykonanym w dnie żwirowni (rys. 25). W tym stanowisku glina spoczywa bezpośrednio na piaskach jednostki **IzII1**, na niej występują drobnoziarniste piaski, a następnie piaski ze żwirem i gliny spływowe jednostki **IzII4**. Na podstawie datowania OSL dolnych i górnych piasków

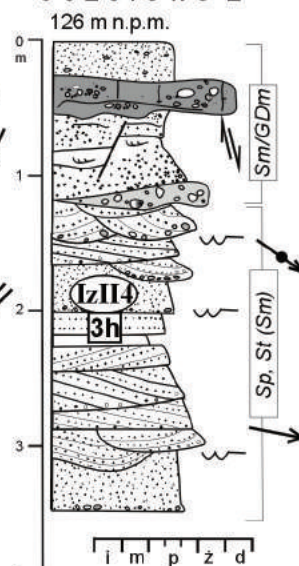
Zagrodnica-1 IzbicaKujawska



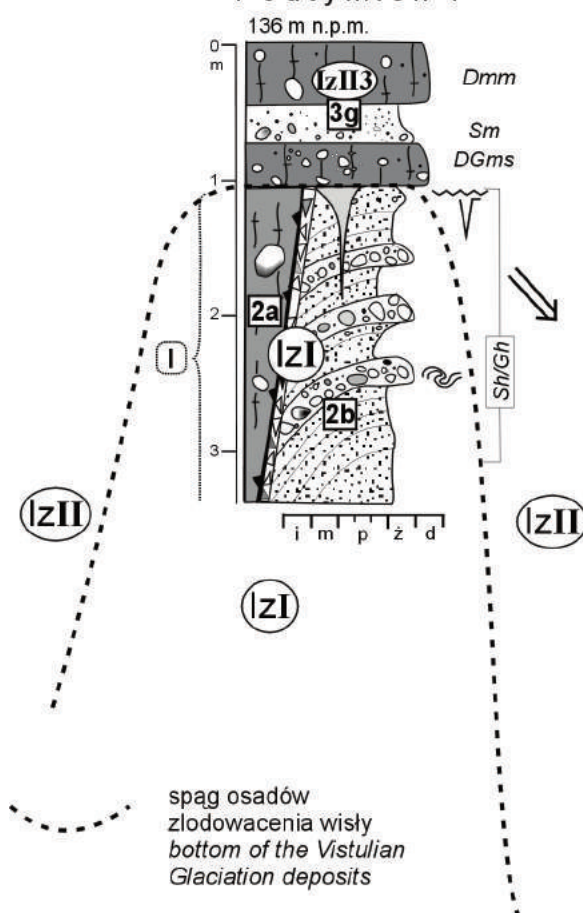
Józefowo-1



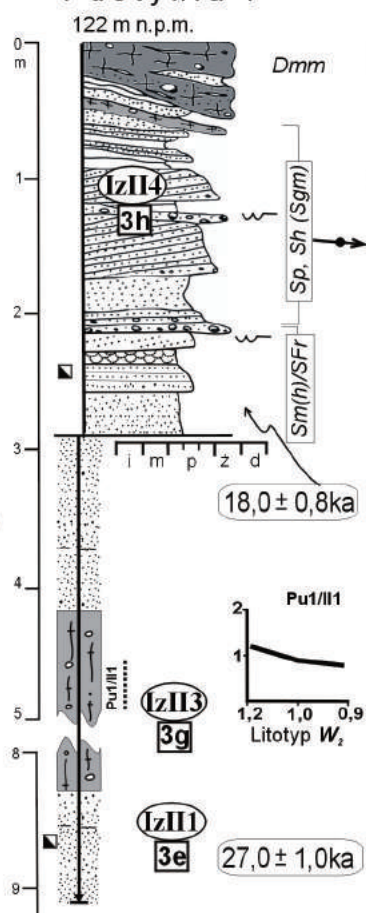
Józefowo-2



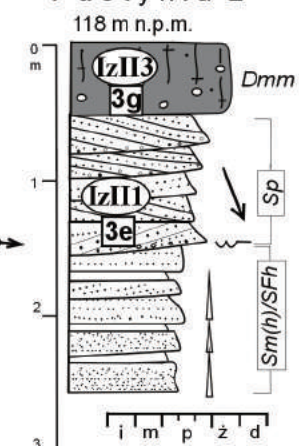
Podtymień-1



Pustynia-1



Pustynia-2



oszacowano wiek gliny. Zawiera się on między $27 \pm 1,0$ a $18 \pm 0,8$ ka. Glinę cechuje przewaga wapieni północnych (34 %) nad skandynawskimi skałami krystalicznymi (23,9 %). Ponadto ze skał północnych znaczny udział ma kwarc (9,4 %). Zawartość skał lokalnych wynosi 28,4 %. Współczynniki O/K–K/W–A/B wynoszą 1,2–1,0–0,9. Cechy składu petrograficznego gliny odpowiadają dolnej glinie z reprezentatywnego dla południowo-wschodnich Kujaw stanowiska w Lisicy (Roman, Lisicki 2000), korelowanej z regionalnym litotypem gliny Mochty (W_2) związanej z młodszym stadiem zlodowaceń środkowopolskich (Lisicki 2003). Litostratygrafia gliny w stanowisku Pustynia, oparta na cechach składu petrograficznego żwirów, stoi zatem w sprzeczności z wiekiem gliny wyinterpretowanym na podstawie datowań OSL piasków pod- i nadglinowych. Badania petrograficzne wykonano dla pojedynczej próbki gliny pobranej z wiercenia.

Jednostka piaszczysta z glinami spływowymi IzII4

Najmłodszą jednostką sedymentacyjną mającą znaczny udział w budowie wału Izbicy Kujawskiej są glacifluwalne piaski, rzadziej żwiry oraz gliny spływowe (IzII4). Osady te budują grzbietowe partie wału (z wyjątkiem jego centralnej części), osiągając miąższość do 12 m (stanowiska Izbica Kujawska, Augustynowo, Pustynia-1), a także tworzą listwy tarasowe na jego stokach (Bratkowo, Zagrodnicza-1, Sokołowo 1, 2, Józefowo-2) (rys. 23, 24). Najczęściej osady jednostki IzII4 spoczywają na glinie lodowcowej (IzII3) lub jej residuum (rys. 25). Charakteryzuje je duża zmienność litologii. Glacifluwalne utwory tej jednostki różnią się od osadów sandru występującego u podstawy zachodniej części wału, nie tylko inną sytuacją morfologiczną, lecz także zgodnym z przebiegiem osi formy kierunkiem paleoprądów oraz obecnością diamiktonów spływowych i licznych deformacji grawitacyjnych.

W stanowisku Izbica Kujawska (rys. 25) osady jednostki IzII4 odsłaniają się w górnej części żwirowni do głębokości 3,2 m. Reprezentuje je około 3 m miąższości seria osadów piaszczystych, zwieńczona diamiktonem spływowym o miąższości 0,3–0,7 m. Serię piaszczystą tworzy cykliczny

zestaw litofacji obejmujący: masywne piaski lub piaski żwirowate, poziomo warstwowane piaski średnioziarniste, a następnie masywne piaski drobnoziarniste oraz piaski mułkowate o laminacji horyzontalnej. W górę profilu rośnie udział litofacji drobnoziarnistych, przy jednoczesnym zmniejszaniu się miąższości zestawów od 0,7 m do 0,3 m. W osadach spotykane są dropstony o średnicy 15 cm, a także gniazdowo występują diamiktonowe piaski ze żwirem. W utworach drobnopiaszczystych występują struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego, ugięcia kolapsyjne, a także uskoki grawitacyjne o upadach skierowanych na zewnątrz od osi wału i zrzutach do kilkunastu cm. Serię tę zinterpretowano jako osad przepływowego zbiornika funkcjonującego w szczelinie lodowej, utworzonej powyżej podlodowej wypukłości, pokrywającej się mniej więcej w linią grzbietu obecnego wału. Obecność dropstonów w drobnoziarnistych piaskach świadczy o współdziale depozycji z napławiania, natomiast utwory diamiktonowe dokumentują epizody spływów grawitacyjnych materiału ablacyjnego pochodzącego ze stoków lodowych.

Podobną sekwencję osadów jednostki IzII4, obejmującą piaski glacifluwalne przykryte diamiktonowymi utworami ablacyjno-spływowymi, stwierdzono w Augustynowie i Pustyni-1. W znajdującym się we wschodniej części wału stanowisku Pustynia-1 (rys. 23, 25), spod 0,5–1,1 m warstwy piaszczysto-żwirowej gliny spływowej odsłaniały się piaski o miąższości 2,2 m. Poczynając od dołu, były to piaski drobnoziarniste, laminowane horyzontalnie lub masywne, a wyżej piaski z domieszką żwiru, warstwowane poziomo lub o płaskim warstwowaniu przekątnym. W stropie serii piaszczystej gniazdowo pojawiały się przewarstwienia masywnego, diamiktonowego żwiru. Piaski drobnoziarniste jednostki IzII4 w stanowisku Pustynia-1 datowane były metodą OSL na $18 \pm 0,8$ ka. Najwyższą część profilu w Pustyni-1 tworzy piaszczysto-żwirowy diamikton o miąższości około 0,8 m. W spągu diamiktonu warstwy piaszczyste uległy deformacjom związanym z obciążeniem nadległą warstwą. W obrębie diamiktonu notowano deformacje grawitacyjne o ciągłej, niekiedy dysharmonijnej

Rys. 25. Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia. Syntetyczne profile sedymentologiczne odsłonięć z korelacją jednostek lito- i kinetostratygraficznych

por. rys. 24, tab. 3, 4

Izbica Kujawska – Pustynia case study area. Sedimentological profiles and correlation of litho- and kinetostratigraphical units

cf. Fig 24, Tabs 3, 4

naturze, formujące loby spływowe o wergencji przeciwnej do nachylenia stoków.

Na stokach wałowego wzgórza Izbicy Kujawskiej osady jednostki **IzII4** tworzą listwy terasowe, wykształcone najlepiej po południowej stronie wału (rys. 23, 24). Ich budowa poznana została w stanowiskach Zagrodnicza-1, Józefowo-2 (rys. 25) oraz Bratkowo. Również tutaj wyraźna jest dwudzielność jednostki obejmującej piaszczyste osady glacyfluwialne i pokrywę diamiktonów spływowych. W osadach glacyfluwialnych zaznacza się dominacja struktur prądowych (przekątne warstwowania płaskie i rynnowe) oraz duże zróżnicowanie litofacji, od przekątne warstwowanych żwirów do laminowanych mułków, świadczące o gwałtownie zmieniających się warunkach przepływu. Kierunki paleoprądów pomierzone w strukturach płaskich warstwowanych przekątnych w stanowiskach zlokalizowanych po południowej stronie wału (Zagrodnicza-1, Bratkowo) wskazują na przepływ wód ku W i SWW, natomiast wody formujące piaszczysto-żwirową listwę na północnym stoku wału (Józefowo-2) kierowały się ku E i SE. Kierunki te są zgodne z przebiegiem osi wału i odbiegają od ogólnego nachylenia terenu. Osady piaszczyste budujące listwy tarasowe lokalnie przykryte są gliną spływową zawierającą głazy o średnicy do 0,7 m. Gлина występuje płatowo i tylko w brzeżnych, zewnętrznych partiach listew od strony ich krawędzi (rys. 24). Również w tych miejscach miąższość gliny jest największa (do 2 m). Ważne, z uwagi na rozpatrywanie genezy listew, są występujące w strefie ich krawędzi syn- i postsedymentacyjne uskoki grawitacyjne o zrzucie do 0,5 m. Płaszczyzny uskoków są zorientowane prawie równolegle do osi morfologicznej wału i zapadają zgodnie z kierunkiem nachylenia jego zboczy.

Ze względu na sytuację morfologiczną, cechy sedymentologiczne i kierunki paleoprądów można przyjąć, że depozycja osadów jednostki **IzII4** odbywała się w warunkach ograniczonej przestrzeni, pomiędzy stokami wału a krawędziami lodowymi. Odpływ wód w poziomie formowania listew początkowo odbywał się wąskim szlakiem i cechował się znaczną intensywnością. W miarę poszerzania szlaku w związku z postępującym zanikiem lodu, następował spadek intensywności przepływu, a dostający się do osadu materiał ablacyjny redeponowany ze stoków lodowych miał szansę zachowania. Jednocześnie z zanikaniem podpór lodowych powstawały uskoki grawitacyjne.

Na południowym przedpołu wałowego wzgórza rozpościera się niewielki sandr. Tworzy on rozleglejszą, nachyloną ku południowemu zachodowi powierzchnię jedynie w zachodniej części

formy. Od strony północno-wschodniej sandr graniczy z opisaną wcześniej listwą terasową, zajmującą dalej ku wschodowi przestrzeń między wałem izbickim a położoną na południu gliniastą wysoczyzną polodowcową (rys. 23, 24). Piaski i piaszki ze żwirem budujące sandr osiągają miąższość 1–3 m, przy czym zauważalny jest wzrost ich miąższości ku zachodowi. Kierunki paleoprądów odczytane z płaskich warstwowanych przekątnych w piaskach (Zagrodnicza-2) wykazały, że odpływ wód formujących sandr skierowany był generalnie ku południowi (rys. 25), zgodnie z ogólnym nachyleniem terenu.

Interpretacja budowy geologicznej i morfogeneza wału Izbicy Kujawskiej

Z przeprowadzonych badań wynika, że wał izbicki jest formą poligenetyczną. Jego środkowa, kulminacyjna część zasadniczo powstała z glacytektonicznego spiętrzenia osadów kompleksu **IzI** w efekcie subhoryzontalnej kompresji działającej z NW ku SE. Spiętrzone osady tworzą obecnie cokół tej części wału, natomiast skrzydła formy zbudowane są z utworów młodszego kompleksu glacygenicznego **IzII**. Sekwencja osadów **IzII** rejestruje transgresję (jednostka **IzIII1**), postój (**IzIII2**), awans (deformacje glacytektoniczne, dolna część jednostki **IzIII3**), a następnie zanik lądolodu (**IzIII3**, **IzIII4**). Trzpień (cokół) o spiętrzonej strukturze jest starszy, sprzed nasunięcia lądolodu zlodowacenia wisły. Za taką konkluzją przemawiają złożona struktura wału i jego wielkość, znacznie przekraczająca rozmiary form marginalnych w lobie płockim, duży pionowy zasięg starszych deformacji glacytektonicznych przy ich ograniczonym do centralnej części wału występowaniu, a także niezgodność głównych elementów geometrii tych struktur z przebiegiem osi morfologicznej wału. Niezależnie od wieku starszej generacji zaburzeń, spiętrzona forma została przekroczona przez lądolód ostatniego zlodowacenia, a jej górne partie zostały ścięte. Wcześniej, transgredujący lądolód zatrzymał się na granicy poprzecznie zorientowanej przeszkody w postaci moreny spiętrzonej, akumulując miąższe (co najmniej 10 m w Izbicy Kujawskiej) piaszczysto-żwirowe osady glacymarginalne. Na wschód od Izbicy, czoło lądolodu stacjonowało w tym czasie na linii Pagórków Chodeckich i szewskich (rys. 15). Następnie nastąpił awans lądolodu do granicy jego maksymalnego zasięgu. Ze zdarzeniem tym związana była proglaacja kompresja i skrócenie osadów od północnej strony przeszkody, potem ich subglacialne ścięcie, a jednocześnie zarysowanie szczelin tensyjnych na południowym, odlodowo nachylonym stoku po-

przecznego garbu podłoża. Kolejny etap formowania wału izbickiego związany był ze stagnacją i zanikiem lądolodu oraz sukcesywnym poszerzaniem szczelin na linii podlodowej wypukłości. Duże znaczenie dla nadania ostatecznego kształtu wału miały akumulacja glacyfluwialna i glacylimiczna. Depozycja glacyfluwialna odbywała się w warunkach ograniczonej przestrzeni, początkowo poprzez ściany lodowe otwartej szczeliny, a następnie istnieniem stoku wału i krawędzi lodowej. Taka sytuacja determinowała przebieg sedymentacji w lokalnych basenach utworzonych po obu stronach wału wpływając na charakter osadu jak i kształt powstającej formy (listwy), a także przyczyniając się do powstawania zaburzeń grawitacyjnych w miarę zaniku podpór lodowych. Zanikowi pokrywy lodowej towarzyszyły spływy materiału supraglacialnego oraz tworzenie pokrywy gliny wytopnieniowej, której ciągłość została niejednokrotnie przerwana w wyniku syndepozycyjnej i późniejszej erozji wód glacyfluwialnych. Południowo-zachodnie przedpole wału najszybciej zostało uwolnione od lodu, tam też doszło do utworzenia sandru, kształtowanego w wyniku swobodnego odpływu wód roztopowych ku południowi.

W świetle zebranych faktów interpretacja wałowego wzgórza Izbicy Kujawskiej jako moreny spiętrzonej z okresu recesji lądolodu zlodowacenia wisły (fazy poznańskiej) (Galon 1957, 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983a; Pasierbski 1984) wydaje się niesłuszna. Udowodniono złożoność struktury i budowy geologicznej wału Izbicy Kujawskiej wynikającą z wieloetapowości procesów akumulacji i deformacji glacialnej związanych z różnymi okresami zlodowaceń (piętami glacystrukturalnymi). Potwierdzono wcześniejsze sugestie (Ciuk, Mańkowska 1981; Mańkowska 1981; Molewski 2007; Roman 2007b), iż wał morenowy Izbicy Kujawskiej zawiera elementy przetrwałe, sprzed zlodowacenia wisły. Formowanie wału należy jednak wiązać z transgresją i dynamicznym stanem najmłodszego lądolodu, który na krótko zatrzymywał się na linii poprzecznie zorientowanych przeszkód terenowych.

Stanowisko Piotrów

Położenie i sytuacja geologiczna

Stanowisko Piotrów znajduje się w południowo-zachodniej części Pojezierza Kujawskiego około 5 km na zachód od Gostynina. Położone jest we wschodniej części pasma pagórkowatej wyso-

czyzny polodowcowej, biegnącego od wału Izbicy Kujawskiej przez Pagórki Chodeckie, Szewo, po okolice Piotrowa (rys. 2, 15). Powierzchnię pagórków zazwyczaj buduje glina morenowa, natomiast ich jądra utworzone są ze zróżnicowanych litologicznie osadów glacyfluwialnych z wkładkami glin i głazami. Lokalnie, w miejscach najwyższych kulminacji, glinę nadbudowują piaski glacyfluwialne kemów. W paśmie gliniastych pagórków, w obniżeniach, spotykane są nieregularne płyty piasków sandrowych oraz cienkie (do 2 m) pokrywy piasków eolicznych. Odsłonięcie w Piotrowie zlokalizowane jest w obrębie niewielkiego, owalnego wniesienia osiągającego wysokość 123 m n.p.m., stanowiącego kilkumetrową kulminację. Wzniesienie rozcięte jest od wschodu głębokim wyrobiskiem o ścianach wysokości 8–10 m, niestety w znacznej mierze zapełnionymi.

Dotychczasowe badania

Stanowisko Piotrów było już wcześniej obiektem badań autorki (Roman 2003), która wyróżniła tu dwa kompleksy osadów. Dolny, trójdzielny, związany z akumulacją stożka gacimarginalnego i zasadniczo budujący pagórek moreny czołowej w Piotrowie oraz górny, obejmujący glinę lodowcową tworzącą ciągłą pokrywę o miąższości 1,0–2,2 m. W ostatnich latach, ponownie wszczęto prace eksploatacyjne w zachodniej ścianie zwirowni w Piotrowie umożliwiając bardziej szczegółowe zbadanie opisywanych wcześniej osadów, co stało się podstawą wydzielenia 3 różnowiekowych jednostek sedymentacyjnych w obrębie dolnej, trójdzielnej serii utworów glacymarginalnych (Roman 2003). Ponadto wykonano datowania OSL oraz badania morfoskopowe osadów z jednostek piaszczystych. Ponownie zbadano orientację dłuższych osi klastów w glinie lodowcowej, tym razem odrębnie dla każdej litofacji diamiktonu.

Jednostki sedymentacyjne

W Piotrowie wyróżniono 4 jednostki sedymentacyjne (rys. 26): zwirowo-diamiktonową **Pi1**, zwirowo-piaszczystą **Pi2**, piaszczysto-zwirową z diamiktonami spływowymi **Pi3** oraz jednostkę gliny morenowej **Pi4**. Ponadto wydzielono jednostkę piaszczystą **Pi5**, której osady rozpoznano powyżej gliny morenowej, we wkopie wykonanym 50 m od miejsca opracowania profilu odsłonięcia w Piotrowie.

*Jednostka zwirowo-diamiktonowa **Pi1***

Do badań dostępna była jedynie górna partia osadów zwirowo-diamiktonowych jednostki **Pi1** odsłonięta do głębokości 3,5 m od jej stropu (rys. 26). Jednostkę buduje powtarzający się cyklicznie zestaw litofacji złożony z masywnego diamikto-

nowego żwiru o malejącej gradacji klastów (*GDmg*) oraz grubego żwiru o warstwowaniu nachylnym (*Gi*). Niektóre z otoczków osiągają średnicę 0,2 m. Nachylenie ławic wynosi 20–26° i przypuszczalnie odpowiada nachyleniu powierzchni subaeralnego stożka. Ich spąg jest równy, erozyjny. Poszczególne zestawy mają miąższość 0,25–0,35 m i rozpoczynają się diamiktonowym żwirem o rozproszonym, rzadziej zwartym szkielecie ziarnowym, a kończą żwirem o zwartym szkielecie ziarnowym. Każdorazowo, ku stropowi zestawu, wzrasta stopień przemycia i segregacji materiału oraz ma miejsce spadek wielkości ziarna. Miąższość grubookruchowego rytmu wynosi ponad 4 m. Jednostkę **Pi1** kończy ławica żwirowego diamiktonu tworzącego łoby o charakterze spływowym, ścięta rozległą powierzchnią erozyjną.

Interpretacja. Grubookruchowe osady żwirowo-diamiktonowe (*GDmg*, *Gi*) tworzące jednostkę **Pi1** są wskaźnikowe dla subśrodowiska glacialmarginalnego i formowania stożka w wyniku redepozycji materiału supraglacialnego (Krzyszowski, Zieliński 2002). Ich depozycja zachodziła poprzez cykliczne zamieranie na powierzchni stożka spływów o charakterze ziarnowym (*noncohesive debris flow*, *grain flow*) (Eyles i in. 1983) lub pośrednim między spływem kohezyjnym a ziarnowym (*density-modified grain flow*). Udział ośrodka wodnego w grawitacyjnej redepozycji materiału był znaczny, powodował jego upłynnienie, ale także wstępną selekcję i odprowadzenie części spławialnych. Cykliczność zespołu litofacji (*DGmg*, *Gi*) rejestruje quasirytmu ablacyjne. Jest to zarazem najbardziej przyładowy osad subśrodowiska glacialmarginalnego, charakterystyczny dla moren czołowych akumulacyjnych (Ruszczyńska-Szenajch 1982; Zieliński 2000; Krzyszkowski 2002; Krzyszkowski, Zieliński 2002).

Jednostka żwirowo-piaszczysta Pi2

Osady tej jednostki sedymentacyjnej występują w rozcięciu erozyjnym utworzonym w utworach jednostki **Pi1**. Ich miąższość waha się od 0,5 do co najmniej 3,5 m. Strop osadów żwirowo-piaszczystych występuje na 117,5–18,5 m n.p.m., co mniej więcej odpowiada wysokości podstawy pagórka w Piotrowie. Dolny człon jednostki **Pi2**

buduje zespół litofacji złożony ze żwirów i żwirów piaszczystych o przekątnym warstwowaniu rynnowym dużej i średniej skali (*Gt*, *GSt*) (rys. 26). Grubość ławic maleje w górę profilu, od 0,6 do 0,2 m, wraz ze spadkiem wielkości ziarna. Jednorodny zespół litofacji (*Gt*, *GSt*) tworzy wydłużony, kanałowy litosom o szerokości co najmniej kilkunastu metrów. Górny człon jednostki **Pi2** stanowią litofacje piaszczyste, mające już szerszy zasięg lateralny. Początkowo są to średnioziarniste piaski z domieszką żwiru o płaskim warstwowaniu przekątnym (*Sp*), a następnie piaski średnio- i drobnoziarniste o strukturze masywnej (*Sm*) lub warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*). Lokalnie utwory piaszczyste zwieńczone są laminowanymi ripplemarkowo piaskami mułkowatymi (*Sr*) o miąższości 0,2 m. Piaski drobnoziarniste ze stropu jednostki **Pi2** datowane były metodą OSL na $93,4 \pm 3,8$ ka. Średnie kierunki paleoprądów wyznaczone na podstawie pomiarów w strukturach płaskiego warstwowania przekątnego wskazują na odpływ wód ku NE. Z analizy morfoskopowej ziaren kwarcu piasków jednostki **Pi2** wynika, że trzy główne typy ziaren (RM, EL, EM) mają równoważny udział. Brak jest ziaren świeżych (NU).

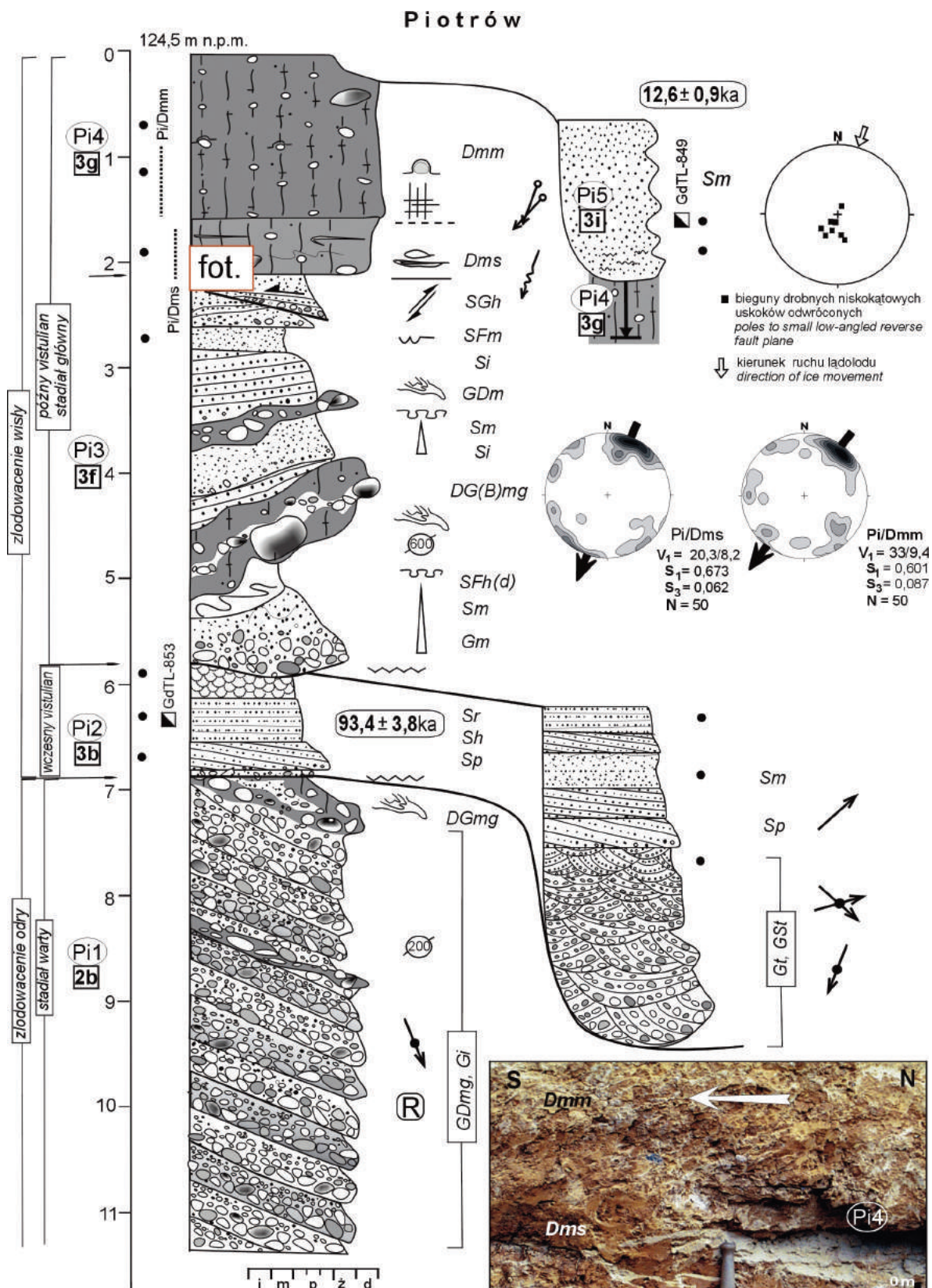
Interpretacja. Żwirowo-piaszczyste osady jednostki **Pi2** akumulowane były w subśrodowisku korytowym rzeki roztokowej odprowadzającej wody ku północnemu wschodowi. Ich depozycja początkowo zachodziła w korycie o dużej głębokości i prędkości przepływu, w warunkach intensywnych rozmyć dennych szybko zapelnianych osadem warstwowanym przekątnie (*Gt*, *SGt*) w wyniku przemieszczania się w dnie krętych, żwirowych megariplemarków (diun) o wysokościach do 0,6 m (Zieliński 1993, 1998). Stwierdzony w warstwowaniach rynnowych duży rozrzut kierunków paleoprądów jest typowy dla tego typu litofacji i wynika z narastania krętych krawędzi diun w szerokim zakresie azymutów. Osady piaszczyste górnej części jednostki interpretowane są jako osad koryta o niewielkiej głębokości i intensywności przepływu, deponowany w wyniku progradacji odsypów poprzecznych (litofacje *Sp*). Z lokalnymi płycznami koryta, lub pozakorytowym środowiskiem równiny zalewowej piaskodennej roztoki, związane było powstawanie

Rys. 26. Stanowisko Piotrow. Profil litostratygraficzny

objaśnienia na rys. 4, 5 i w tab. 1

Piotrow site. Lithostratigraphical log

explanations as in Figs 4, 5 and Tab. 1



Fałdki i budiny uformowane z piasków inkorporowanych z podłoża w efekcie ścinania pod podeszwą poruszającego się lodolodu. Wergencja fałdków wskazuje kierunek ruchu lodu (biała strzałka), wyznaczony także na podstawie *clast fabric* i orientacji drobnych, subhoryzontalnych ścięć w spągu gliny lodowcowej Pi4.

Small folds and boudins consist of sands incorporated from substratum as effect of subglacial shearing.

Folds vergence indicate ice movement direction (white arrow) also derived from clast fabric and small subhorizontal shears beneath the till (Pi4)

litofacji *Sh* składanych w warunkach górnego płaskiego dna oraz z rytmicznego transportu przydennego (*Sr*).

Wynik datowania OSL osadów ze stropu jednostki **Pi2** wskazuje na ich depozycję we wczesnym vistulianie. Podobny wskaźnik wieku używano dla osadów fluwialnych leżących poniżej łoż zastoiskowych i gliny morenowej w stanowisku Guźlin (*vide* rozdz. Stanowiska wysoczyznowe).

Jednostka piaszczysto-żwirowa Pi3

Jednostkę **Pi3** o miąższości 4–6 m tworzy zespół różnorodnych litofacji piaszczysto-żwirowych z epizodycznie pojawiającymi się diamiktonami spływowymi (rys. 26). Ławice piaszczysto-żwirowe mają zazwyczaj pokrój tafłowy, miąższość od 0,1 do 0,7 m i nachylają się ku południowi pod kątem 8–15°. Wśród utworów piaszczystych i żwirowych dominują struktury masywne (*Gm*, *Sm*) oraz warstwowanie horyzontalne i nachylone (*SGh*, *SFh*, *Si*). Osady są źle wysortowane, a w niektórych ławicach zaznacza się normalne uziarnienie frakcjonalne. Charakterystyczne dla jednostki **Pi3** jest występowanie w obrębie osadów piaszczysto-żwirowych nieregularnych pakietów, w kształcie warstw lub soczew, utworzonych z diamiktonów żwirowych, żwirowo-głazowych bądź diamiktonowych żwirów (*DGmg*, *DGBmg*, *GDm*). Litofacje diamiktonowe leżą niezgodnie na podścielających je osadach, lokalnie je zaburzając. Niekiedy w żwirowo-głazowych diamiktonach widoczna jest najpierw normalna, a następnie odwrócona gradacja klastów, spotykana w utworach spływów kohezyjnych (Pisarska-Jamroży 2006). Wergencja fałdów spływowych, lokalnie wyodrębniających się w osadach diamiktonowych wskazuje, że transport grawitacyjny odbywał się z północy ku południowi.

Interpretacja. Depozycja ławic piaszczysto-żwirowych, dominujących w jednostce **Pi3**, następowała z powtarzających się płytkich przepływów typu zalewów warstwowych na nachylonej powierzchni akumulacyjnej subaeralnego stożka. Charakterystyczne dla jednostki **Pi3** litofacje diamiktonowe (*DGmg*, *DGBmg*, *GDm*) składane były epizodycznie na skłonie stożka z gęstych spływów grawitacyjnych (*debris flow*, *cohesive debris flow*) i świadczą o jego położeniu w strefie kontaktu lodowego (Lawson 1989; Zieliński 1992, 2000; Zieliński, Van Loon 1996; Pisarska-Jamroży 2006).

Z przeprowadzonych badań wynika, że jednostka **Pi3** powstała w subsródowniku glaciomarginalnym i związana była z formowaniem moreny akumulacyjnej w krótkim etapie stacjonarnego

czoła lądolodu. Powstanie moreny czołowej w Piotrowie należy wiązać z okresem ostatniego zlodowacenia (na podstawie datowania osadów fluwialnych jednostki **Pi2**).

Jednostka gliny morenowej Pi4

W najwyższej partii odsłonięcia w Piotrowie występuje brązowa, wapnista glina lodowcowa jednostki **Pi4** o miąższości około 2 m. Tworzy ona ciągłą pokrywę na utworach glaciomarginalnych (**Pi3**) budujących zasadniczą część pagórka. Kontakt gliny z osadami podłoża jest najczęściej dynamiczny. Jej spąg jest równy lub glina zazębia się poprzez struktury korzeniowe z niżej leżącymi osadami piaszczystymi. Na granicy gliny i podścielających ją osadów, do głębokości 0,6 m poniżej jej spągu, występują struktury penetracyjne wyrażone jako drobne ścięcia o połączonych (8–12°N) płaszczyznach, zorientowanych mniej więcej równoleżnikowo (rys. 26). Tego typu drobne struktury dysjunktywne spotykane były poniżej gliny tylko na północnym skłonie pagórka. Dolną część jednostki **Pi4** buduje wapnista, lekko warstwowana diamikton (*Dms*) o brązowej barwie, zawierający silnie wydłużone budiny różnoziarnistych piasków o zatartej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej. Ciała piaszczyste niekiedy mają formę fałdków wleczonych (rys. 26) o południowej wergencji. W spągu diamiktonu sporadycznie występują fałdowe struktury korzeniowe, ukazujące stopniowe przejście fałdów do całkowicie oderwanych od podłoża budin. Miąższość warstwowanej gliny *Dms* wynosi 0,2–0,5 m, a ku górze przechodzi ona stopniowo w homogeniczny, masywny diamikton (*Dmm*) występujący do powierzchni terenu. W masywnej glinie obecne są pionowe spękania oraz struktury oblekania klastów (*coating structures*). Pomiaru ułożenia dłuższych osi klastów w litofacjach gliny wykazują wysoki (litofacja *Dms*: $S_1 = 0,673$, $S_3 = 0,062$) i dobry (litofacja *Dmm* $S_1 = 0,601$, $S_3 = 0,087$) stopień uporządkowania ich orientacji o dominującym kierunku NE/NNE–SW/SSW. Nachylenie klastów wynosi średnio 6,3° (*Dms*) oraz 9,4° (*Dmm*) w stronę dolodową. Głina *Dms* jest nieco bardziej drobnoziarnista, jej matriks składa się z 47,5 % piasku, 34 % pyłu i 17,3 % łu, podczas gdy dla diamiktonu masywnego *Dmm* proporcje te wynoszą odpowiednio: 50,1 %, 31,4 % i 16 %. Udział żwiru wynosił 1,2 i 2,5 %.

Interpretacja. Cechy strukturalne jak i wysoki stopień uporządkowania orientacji *clast fabric* w dolnej i w środkowej partii diamiktonu **Pi4** wskazują, że jego depozycja zachodziła subglacialnie. Diamikton warstwowany *Dms* zawiera diagnostyczne dla strefy ścinania podatnego struktury związane z aktywnym lodem (budiny oraz

fałdki miękkich osadów inkorporowanych z podłoża i rozwleczonej zgodnie z kierunkiem ruchu lodu, struktury korzeniowe, drobne ścięcia). Lito-facja *Dms* powstała w efekcie kombinacji subglacialnych procesów deformacji i depozycji z odłożenia. Można ją interpretować jako glinę deformacyjną (*deformation till*) (Hart 1995; Van der Wateren 1995; Benn, Evans 1996, 1998) lub jako *subglacial traction till* w klasyfikacji Evansa (Evans i in. 2006). Wyżej leżący, masywny diamikton (*Dmm*) o wysokim stopniu uporządkowania klastów powstał w wyniku oddolnego wytapiania materiału morenowego z pasywnego lub niemal pasywnego lodu. Jest to glina wytopnieniowa (*subglacial melt-out till*).

Kierunek płynięcia lądolodu odczytany na podstawie cech teksturalnych (orientacji *clast fabric*) i wergencji drobnych struktur deformacyjnych w glinie i na kontakcie gliny z osadami podłoża, określono jako mający miejsce z NE/NNE ku SW/SSW. Obecność warstwy deformacyjnej, która w Piotrowie ma miąższość do 0,5 m, świadczy o ciepłym ustroju bazalnym brzeżnej strefy lądolodu.

Jednostka piaszczysta Pi5

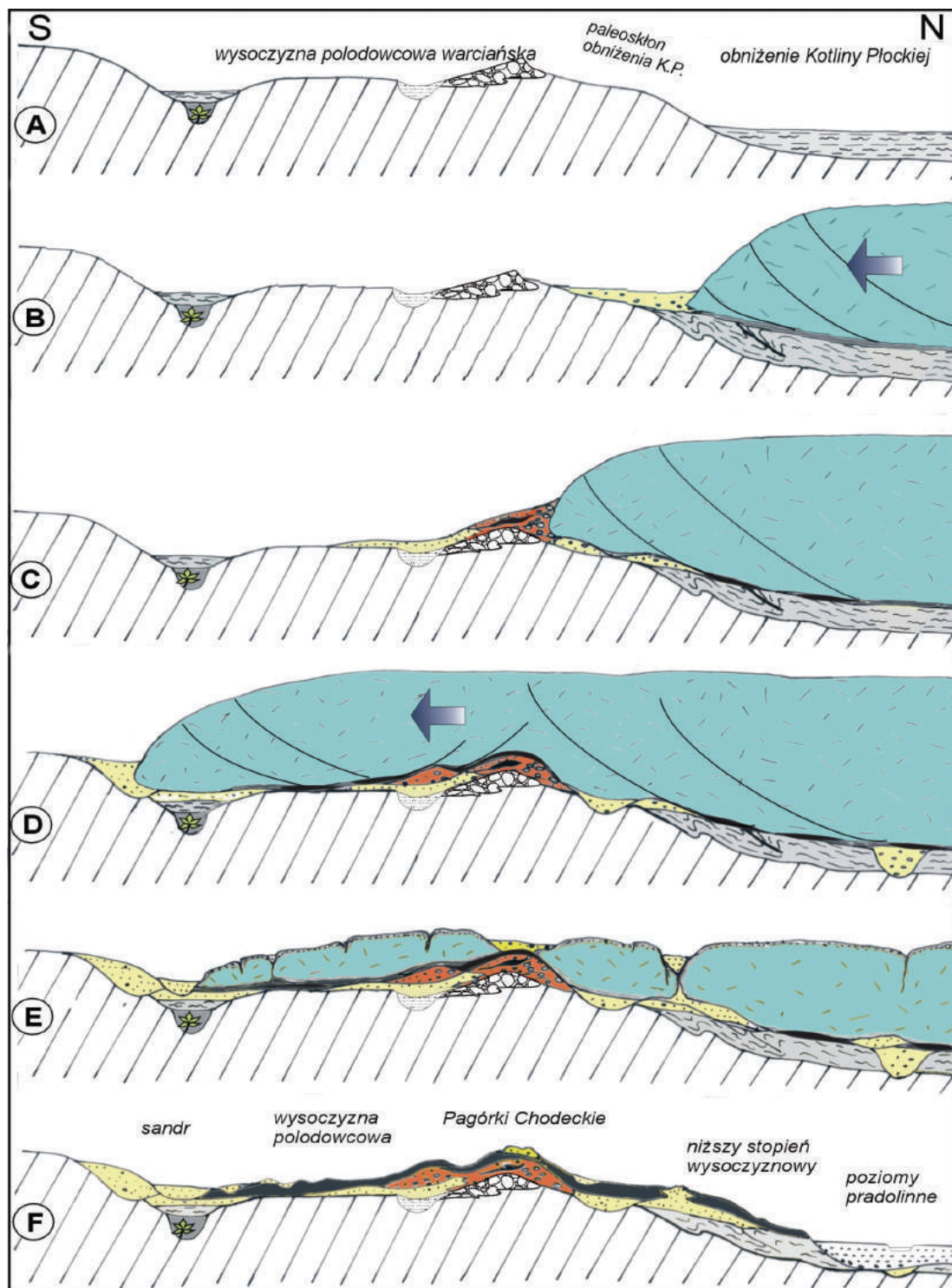
Na północno-zachodnim stoku pagórka w Piotrowie, powyżej gliny morenowej **Pi4**, płatowo występują drobno- i średnioziarniste piaski o miąższości do 2m. Osady te odsłonięto we wkopie o głębokości 1,7 m, wykonanym około 50 m od miejsca opracowania profilu w Piotrowie. Jednostkę **Pi5** reprezentują masywne, bezwapienne, średnioziarniste piaski (*Sm*) (rys. 26). W spągu piasków zaznacza się delikatne warstwowanie, związane z pojawieniem lamin wzbogaconych we frakcję pyłową. Piaski z głębokości 1,1 m poddano datowaniu OSL uzyskując wskaźnik wieku $12,6 \pm 0,9$ ka. Ponadto dla 2 próbek piasków wykonano analizy morfoskopowe. Górną część osadu charakteryzuje przewaga ziaren kwarcu o obróbce eolicznej (41 % RM, 36,3 % EL, 22,7 % EM), podczas gdy w dolnej próbce ziarna RM, EL i EM mają zbliżony udział (34,9 % RM, 34 % EL, 29,2 % EM). Ziarna świeże (NU) stwierdzono tylko w dolnej próbce, ich frekwencja wynosiła około 2 %.

Interpretacja. Osady jednostki **Pi5** to piaski pokrywowe deponowane głównie z transportu eolicznego, przy czym nie można wykluczyć udziału spłukiwania w akumulacji ich dolnej partii. Czas składania piasków eolicznych przypadał na jedną z zimnych oscylacji u schyłku plenivistulianu.

Interpretacja

Przeprowadzone w stanowisku Piotrów badania litofacjalne osadów oraz uzyskany wiek OSL pia-

sków rozdzielających serie glacialmarginalne pozwoliły na reinterpretację schematu litostratigraficznego, przyjętego wcześniej przez autorkę (Roman 2003). Zmiana dotyczy wyodrębnienia dwóch serii glacialmarginalnych, rozdzielonych osadami fluwialnymi i powiązania ich z odrębnymi, różnowiekowymi zdarzeniami glacialnymi. Nie zmienia to faktu, iż jak uprzednio sugerowano (Roman 2003, 2007d), pasmo pagórkowatej wysoczyzny w rejonie Chodcza, Szewa i Piotrowa nie pochodzi z recesji ostatniego lądolodu. Geneza pasma związana jest przede wszystkim z transgresją lądolodu zlodowacenia wisły i akumulacją moren czołowych w krótkim etapie równowagi dynamicznej, kiedy czoło lądolodu zatrzymało się na linii poprzecznych wyniesień przedpola. Stanowiły je gliniaste garby wysoczyzny polodowcowej, lokalnie nadbudowane niewielkimi morenami czołowymi z recesji lądolodu stadiału warty. Przebieg formowania pasma pagórków w rejonie Piotrowa podczas zlodowacenia wisły podzielono na kilka etapów rozwojowych (rys. 27). W Piotrowie doszło do nałożenia młodszych stożków glacialmarginalnych na starsze formy morenowe pochodzące z recesji lądolodu stadiału warty, po czym nastąpił awans lądolodu i ścięcie górnych partii świeżo złożonych u jego czoła osadów. Ten etap dynamicznego oddziaływania lądolodu zapisany jest szeregiem drobnych struktur deformacyjnych utworzonych pod przemieszczającym się lodem oraz cienką warstwą gliny deformacyjnej. Jednocześnie, na odlodowo nachylonych stokach poprzecznych garbów podłoża lądolodu istniały sprzyjające warunki dla tworzenia pęknięć ekstensyjnych (por. Röthlisberger, Lang 1987; Dobrowolski, Terpiłowski 2006), a następnie uszczelnienia lodu. Kolejne etapy związane są już ze stagnacją, rozpadem i zanikiem czaszy lodowej. Wtedy to zdeponowana zostaje pokrywa gliny morenowej, a lokalnie, w szczelinach utworzonych na linii podlodowych wypukłości akumulowane są piaski i żwiry wodnolodowcowe kemów (rys. 27). Podobny styl budowy geologicznej, odnoszący się do obecności dwóch różnowiekowych glin rozdzielonych osadami stożków glacialmarginalnych, stwierdzono w Pagórkach Chodeckich, w odsłonięciach i wkopach w rejonie Rzeżewa, a także w Szewie (Roman 2003, 2007d). Taka sytuacja potwierdza się także w wierceniach. Można zatem przyjąć, że równoległy do linii LGM pas pagórków ukształtowany został w następstwie podobnych procesów morfogenetycznych.



-  piaski ze żwirem poziomów pradolinnych
sands with gravel of pradolina levels
-  piaski kemów
sands of kames
-  piaski i żwiry glacioluwialne
glaciofluvial sands and gravels
-  piaski, żwiry, głazy, gliny spływowe
stożków glaciomarginalnych
sands, gravels, boulders and flow tills
of glaciomarginal fan
-  gliny lodowcowe
tills
-  ły, mulki i piaski zastoisowe
glaciolacustrine clays, silts and sands
-  piaski i żwiry rzeczne
fluvial sands and gravels

złodowacenie wistulskie
Vistulian Glaciation

-  osady jezioro-bagienne z interglacjału eemskiego
i wczesnego wistulianu
lacustrine and boggy sediments of the Eemian Interglacial
and Early Vistulian
-  żwiry, głazy stożków glaciomarginalnych sprzed
złodowacenia wistulskiego
gravels and boulders of pre-Vistulian
glaciomarginal fans
-  inne osady starsze od złodowacenia wistulskiego
other pre-Vistulian sediments
-  lądolód
ice sheet
-  kierunek ruchu lądolodu
ice sheet movement direction

Stanowisko Korzeń Królewski

Położenie i sytuacja geologiczna

Stanowisko Korzeń Królewski położone jest na północnym skraju Równiny Kutnowskiej, w sąsiedztwie stoku wysoczyzny obrzeżającego od południa Kotlinę Płocką (rys. 15). Granica LGM, wyznaczona w tym obszarze na podstawie rozprzestrzenienia najmłodszej gliny lodowcowej, przebiega około 4 km dalej na południe. Stanowisko Korzeń Królewski znajduje się w żwirowni usytuowanej na szczycie łagodnego wzniesienia o wysokości 121,7 m n.p.m., stanowiącego najwyższy element rzeźby w obszarze wysoczyzny polodowcowej (110–117 m n.p.m.). Prace badawcze prowadzono w zachodniej (profile ścian A i B) i północnej części wyrobiska (profil ściany C) na długości około 80 m. Osady glacialne odsłaniały się maksymalnie do głębokości 5,8 m. Obraz budowy wewnętrznej formy uzupełniono wierceniem wykonanym w dnie odkrywki, które pozwoliło uzyskać profil o łącznej miąższości 12 m (rys. 28).

Dotychczasowe badania

W odsłonięciu w Korzeniu Królewskim dotychczas nie przeprowadzono szczegółowych badań litostratygraficznych. W efekcie szczegółowych obserwacji geomorfologicznych i badań geologicznych prowadzonych w latach 50. i 60. ubiegłego wieku w ramach prac kartograficznych na obszarze arkusza Gąbin (Skompski, Kawecka 1962; Urbaniak 1962; Skompski 1969), pagórek w Korzeniu Królewskim włączony był w zespół drobnych wałowych grzbietów o równoleżnikowo biegnących osiach, długości około 1 km i występujących w rytmie co 250 m. Formy te zostały określone przez Urbaniak (1962) jako wały drumlinoidalne. Skompski (Skompski, Kawecka

1958) traktował wzniesienie w Korzeniu Królewskim jako fragment młodszej wysoczyzny polodowcowej, a następnie określił je jako morenę czołową (Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978).

Jednostki sedimentacyjne

Zbadane w odsłonięciu utwory glacialne zaliczono do trzech jednostek sedimentacyjnych. Są to: jednostka **KK1** obejmująca piaszczysto-żwirowe osady glacialne, częściowo zaburzone glacitektonicznie i tworzące trzon pagórka w Korzeniu Królewskim, glina morenowa jednostki **KK2**, budująca powierzchnię pagórka oraz jednostka piaszczysta **KK3**, obejmująca utwory glacialne wypełniające lokalne rozcięcia w glinie lodowcowej. Poniżej dostępnych w odsłonięciu jednostek sedimentacyjnych występują piaski fluwioperyglacialne (**pf-pg**), a pod nimi szara glina lodowcowa (**gzw**), które znane są jedynie z wierzeń (rys. 28, 29).

Jednostka piaszczysto-żwirowa **KK1**

Piaszczysto-żwirowe osady z przewarstwieniami glin spływowych jednostki **KK1** odsłaniały się spod gliny lodowcowej (**KK2**) maksymalnie do głębokości 5,8 m p.p.t. Do badań litofacyjnych dostępna była jedynie górna część osadów jednostki **KK1**, od stropu do 3 m wgląd (rys. 28). Pozostała część profilu rozpoznana została wierceniem. Określono, że osady piaszczysto-żwirowe występują jeszcze do głębokości 8,2 m p.p.t., ich miąższość wynosi 5,5 m, natomiast niżej leżą drobnoziarniste piaski z domieszką pyłu (**pf-pg**), a następnie (od 9,9 m p.p.t.) szara, wapnista glina lodowcowa (**gzw**) (rys. 28, 29).

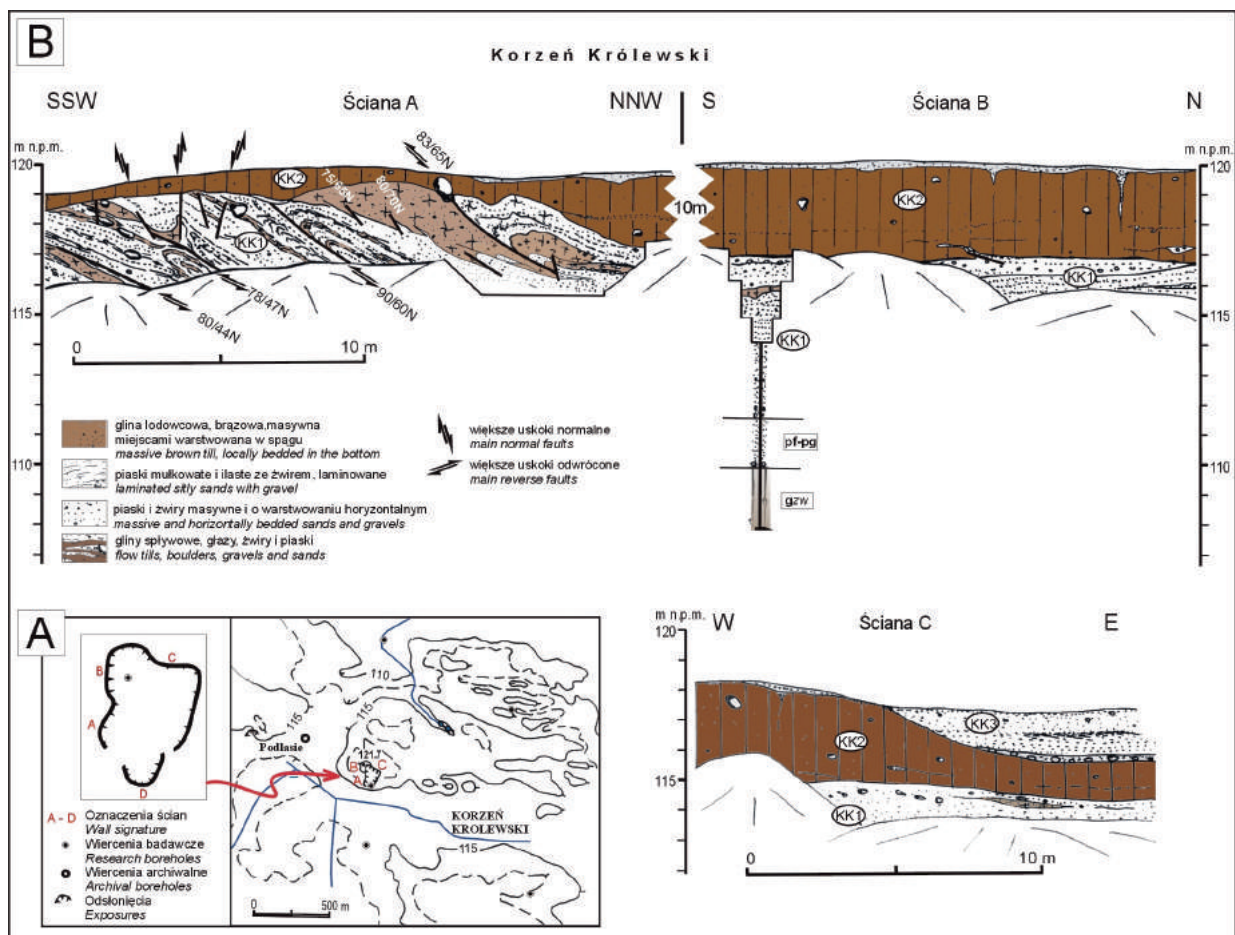
Jednostkę **KK1** budują rozległe, tafłowe ławice o grubości 0,2–0,6 m złożone z różnoziarnistych piasków i piasków żwirowych warstwo-

Rys. 27. Model kształtowania rzeźby w strefie Pagórków Chodeckich

A – akumulacja osadów mułkowo-piaszczystych w zastoisku obniżenia Kotliny Płockiej; B – transgresja lądolodu: lokalne spiętrzenie osadów zbiornikowych; C – zatrzymanie lądolodu na linii Izbica Kujawska – Pagórki Chodeckie – Szewo – Piotrów – Korzeń Królewski (pre-LGM-2): akumulacja stożków glacialnych, formowanie moren czołowych akumulacyjnych; D – awans lądolodu do linii LGM: ścięcie i lokalne zaburzenie moren akumulacyjnych preLGM-2, rozwój drenażu kanałowego; E – zanik lądolodu: akumulacja w przetainach i szczelinach powstałych w strefie wyniesionego podłoża na linii preLGM-2, utworzenie wysoczyzny polodowcowej; F – współczesne elementy rzeźby glacialnej w rejonie Pagórków Chodeckich

Sequential model for development of the Chodeckie Hill zone

A – silty-sandy accumulation in the ice-dammed lake of the Kotlina Płocka depression; B – ice sheet transgression: local contraction of ice-dammed lake deposits; C – short stoppage of ice sheet margin at the Izbica Kujawska – Chodeckie Hill – Szewo – Piotrów – Korzeń Królewski (preLGM-2) zone: glaciomarginal fans deposition forming end moraines; D – ice sheet advance up to LGM limit: shearing and local deforming of the preLGM-2 end moraines, development of subglacial channel drainage; E – ice sheet decay: accumulation in open cracks situated especially along the former glaciomarginal preLGM-2 ridge, morainic plain appearance; F – elements of contemporary glacial relief at the Chodeckie Hill vicinity



Rys. 28. Stanowisko Korzeń Królewski

A – sytuacja morfologiczna i geologiczna stanowiska; B – szkic ścian odślonienia

Korzeń Królewski site

A – topographic and geological situation of the site; B – excavation wall scheme

wanych poziomo (*Sh*, *SGh*) lub o strukturze masywnej (*Sm*, *SGm*). Sporadycznie występują masywne żwiry o zwartym szkieletie ziarnowym, tworzące nieciągłe ławice o miąższości do 0,2 m, z powierzchnią erozyjną w spagu. Wśród litofacji piaszczysto-żwirowych pojawiają się nieregularne warstwy żwirowego diamiktonu zazwyczaj o malejącej gradacji klastów (*DGmg*) i ciemnobrązowej barwie, a także pojedyncze głazy o średnicy dochodzącej do 0,5 m. Spąg grubszych pakietów diamiktonowych jest zazwyczaj nierówny, a wewnątrz ciał gliniastych zaznaczają się smugi piaszczyste odzwierciedlające deformacje fałdowe. Kontakt z niżej leżącymi osadami ma charakter erozyjny lub występują tu ugięcia pograzowe. Piaski jednostki sedimentacyjnej **KK1** charakteryzuje niski stopień obróbki i zmienne spektrum różnego typu ziaren kwarcu. Największy udział mają ziarna przejściowe (EM), których jest od 22,8–41,6 % oraz okrągłe matowe (RM 20,2–39,6 %). Błyszczące zaokrąglone stanowią od 22,8 do 28,4 %,

podczas gdy udział ziaren świeżych nieobrobionych (NU) wynosi 0–11,6 %.

Interpretacja. Akumulacja osadów jednostki sedimentacyjnej **KK1** zachodziła w subsródownisku terminoglacjalnym w wyniku depozycji z płytkich nadkrytycznych przepływów typu zalewów warstwowych (litofacje piaszczysto-żwirowe) i epizodycznych spływów grawitacyjnych materiału supraglacjalnego (litofacje diamiktonowe z głazami). Jednostka sedimentacyjna **KK1** wykształcona jest analogicznie do serii piaszczysto-żwirowych występujących pod gliną lodowcową w opisanych wcześniej stanowiskach Otmianowo, Paruszewice oraz Piotrów, reprezentujących osady stożków glacialmarginalnych. Utwory tej jednostki budują trzon pagórka w Korzeniu Królewskim i częściowo są zaburzone glacytektonicznie.

Jednostka gliny morenowej **KK2**

Głina morenowa jednostki **KK2** buduje powierzchnię pagórka w Korzeniu Królewskim (rys. 28). Tworzy ona ciągłą pokrywę o różni-

cowanej miąższości od 0,8 do 2,2 m. Kontakt gliny morenowej z osadami podłoża jest wyraźny, lecz zróżnicowany. W południowej części odsłonięcia glina leży niezgodnie na zaburzonych glaciektogenicznie osadach glaciomarginalnych **KK1**. W północnej części odkrywki, jej kontakt z piaszczysto-żwirowymi osadami jest ostry, lecz spąg nierówny. Występują tu struktury klinów gliniastych (*till wedges*) (Dreimanis 1969) towarzyszące drobnym, subhoryzontalnym ścięciom o równoleżnikowo zorientowanych płaszczyznach nachylonych ku północy. Struktury klinów rozciągają się wzdłuż płaszczyzn ścięć, poprzecznie do kierunku ruchu lodu, zaś obserwowane w ścianie odsłonięcia skierowane są szpicem gliniastego klina w stronę przeciwną do ruchu lądolodu. Odczytany na tej podstawie kierunek przemieszczania lodu miał miejsce w azymucie 165 °.

Zasadniczą część jednostki **KK2** buduje masywny, czasami piaszczysty diamikton (litofacja *Dmm*) o brązowej barwie. W dolnej części jednostki lokalnie występuje brązowo-rdzawy diamikton o słabo zaznaczonym warstwowaniu (*DSms*) z drobnymi smugami piasku lub żwiru. Przejście pomiędzy litofacjami diamiktonów jest stopniowe. W masywnej glinie pojawiają się pionowe spęknięcia, a w środkowej części pokładu gliny, sporadycznie występują soczewki warstwowanego piasku z drobnym żwirem w spągu, przypuszczalnie będące śladem wypełnienia dawnego inglacjalnego kanału. Matriks diamiktonu *Dmm* składa się w 51,5 % z frakcji piaszczystej. Udział frakcji pyłowej wynosi 32,4 %, natomiast ilowej 13,1 %. Frekwencja żwirów osiąga 3 %. Glinę *Dmm* cechuje dobre uporządkowanie orientacji dłuższej osi klastów ($S_1 = 0,601$, $S_3 = 0,084$) z maksimum koncentracji w kierunku NNW–SSE (rys. 29).

W składzie petrograficznym żwirów gliny *Dmm* wapienie północne (42,9 %) przeważają nad skandynawskimi skałami krystalicznymi (37,9 %) oraz niezbyt wysoki jest udział skał lokalnych (12,5 %). Współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B wynoszą 1,01–1,03–0,97. Skład petrograficzny żwirów w glinie **KK2** odpowiada lokalnemu litotypowi gliny z Lisicy korelowanemu z litotypem **B₃** charakterystycznym dla glin stadiału głównego zlodowacenia wisły (Lisicki 2003).

Interpretacja. Litofacja *DSms*, lokalnie występująca w dolnej części jednostki **KK2**, powstała pod przemieszczającym się lądolodem w wyniku subglacialnej deformacji i depozycji z odłożenia (*subglacial traction till*), natomiast zasadnicza część jednostki **KK2** zbudowana z masywnego

diamiktonu (*Dmm*) utworzona została w efekcie spokojnego oddolnego wytapiania materiału morenowego ze stagnującego lodu (*subglacial melt-out till*). Glina jednostki **KK2** została złożona w czasie stadiału głównego zlodowacenia wisły.

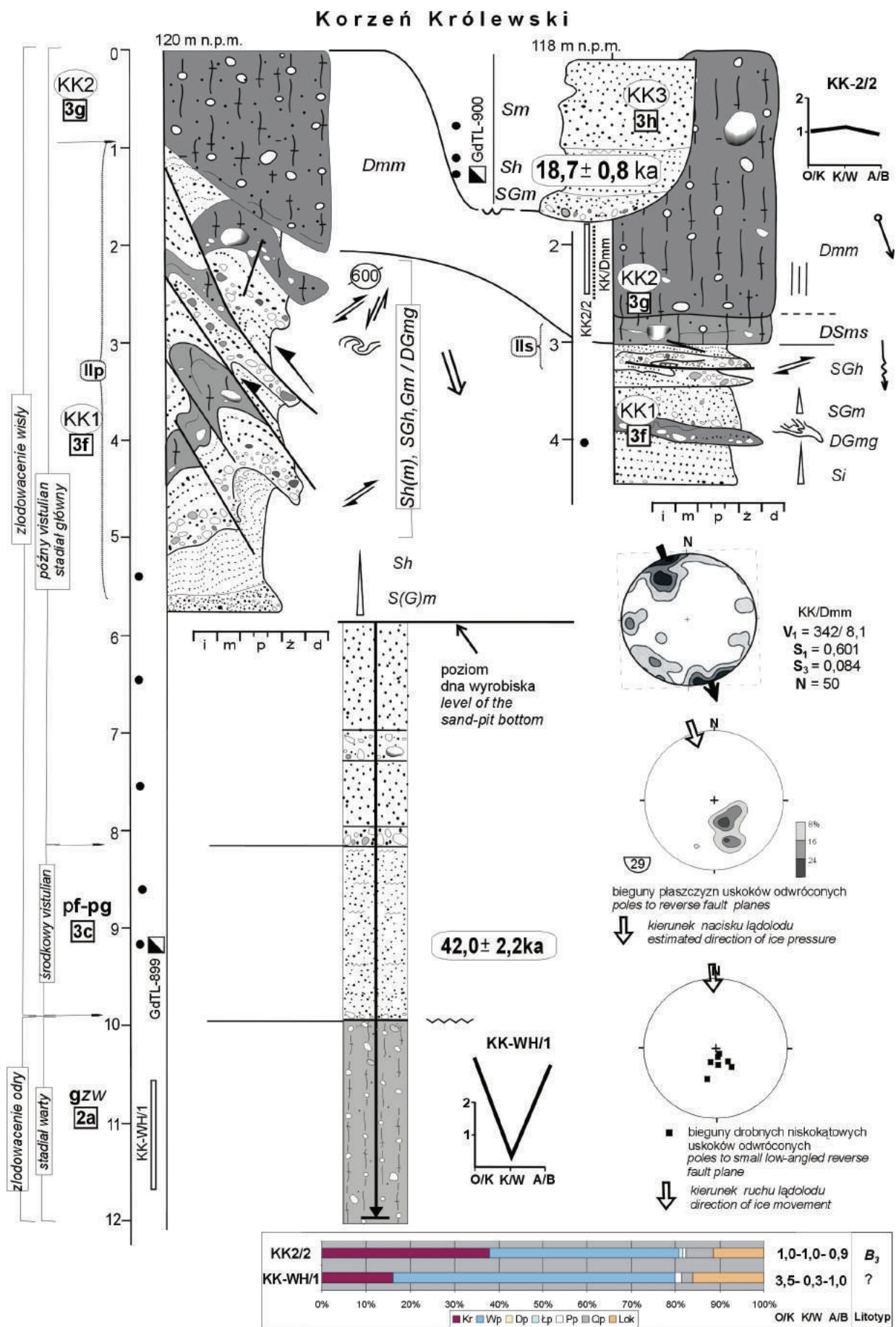
Jednostka piaszczysta KK3

Piaski tej jednostki występują lokalnie na glinie lodowcowej w północnej części żwirowni w Korzeniu Królewskim (ściana C) i osiągają tu miąższość 1,5 m (rys. 28, 29). Osady piaszczyste wypełniają obniżenia i niezbyt głębokie rozcięcia erozyjne w glinie i tworzą równinę sandrową, szeroko rozpościerającą się wokół wzniesienia w Korzeniu Królewskim (rys. 15). Jednostkę **KK3** budują drobno- i średnioziarniste piaski warstwowe horyzontalnie (*Sh*) lub o strukturze masywnej (*Sm*). Serię osadów piaszczystych rozpoczyna 15 cm warstwa masywnych żwirowych piasków (*SGm*) z powierzchnią erozyjną w spągu. Piaski jednostki **KK3** mają niski stopień obróbki ziaren kwarcu. Największy udział mają w nich ziarna pośrednie (EM) – od 32,0 do 45 % (średnio 38,6 %). Zawartość ziaren okrągłych matowych (RM) wynosi od 29,5 do 41,2 % (średnio 33,5 %), natomiast zaokrąglonych błyszczących (EL) jest najmniej – od 23,0 do 27,5 % (średnio 25,4 %). Liczebność ziaren świeżych nieobrobionych (NU) wynosi 1,0–4,2 %. Wiek drobnoziarnistych piasków z głębokości 1,2 m określony został metodą OSL na $18,7 \pm 0,8$ ka.

Interpretacja. Spoczywające na glinie utwory piaszczyste jednostki **KK3** to osad złożony w subsródownisku korytowym piaskodennej rzeki roztokowej, formującej brzeżną część równiny sandrowej. Datowanie OSL osadów piaszczystych ($18,7 \pm 0,8$ ka) pozwala wiązać powstanie sandru z okresem fazy poznańskiej.

Piaski fluwioperyglacialne pf-pg

Poniżej osadów odsłoniętych w ścianach wyrobiska w Korzeniu Królewskim, na głębokości 8,2–9,9 m, występuje seria jasnożółtych piasków (**pf-pg**), złożona głównie z drobnoziarnistych piasków z domieszką pyłu. Jedynie w spągu tej serii pojawia się cienka (30 cm) warstwa piasków średnioziarnistych ze żwirem. Z badań morfoskopowych wynika, że ziarna kwarcu w piaskach **pf-pg** mają znacznie wyższy stopień obróbki niż ziarna piasków młodszych jednostek sedimentacyjnych **KK1** i **KK3**, a także zdecydowanie większy jest tu udział ziaren eolizowanych. Ziarna okrągłe matowe (RM), kształtowane w środowisku eolicznym, dominują w stosunku do innych typów. Ich zawartość waha się od 45,5 do 57,1 %, podczas



gdy pośrednie (EM) stanowią 26,6–30,5 %, a zaokrąglone błyszczące (EL) od 10,2 do 20,5 %. Zwiększona jest też liczebność ziaren świeżych (NU) do 6,1 %.

Drobnoziarniste piaski z głębokości 9,1 m p.p.t. poddane zostały datowaniu metodą OSL. Ich wiek określono na $42,0 \pm 2,2$ ka.

Interpretacja. Piaski **pf-pg** leżące na starszej glinie lodowcowej i podścielające serię utworów piaszczysto-żwirowych **KK1** to osady akumulowane w środowisku wód płynących o niskoenergetycznych przepływach, charakteryzujące się dominacją ziaren kwarcu o obróbce eolicznej. Tak wysoka koncentracja eolizowanych ziaren w utworach rzecznych, jaka występuje w stropie serii **pf-pg** (57,1 % ziaren RM), nie jest notowana ani w utworach glacifluwalnych, ani w aluwialach rzek interglacialnych (por. Goździk 2001; Maruszczak, Goździk 2001; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 2004; Woronko i in. 2007). Znaczne wzbogacenie aluwii w ziarna typu RM, jest charakterystyczne dla rzek funkcjonujących w warunkach klimatu zimnego z intensywnym i długotrwałym rozwojem procesów eolicznych, typowych dla strefy peryglacialnej (Kozarski i in. 1988; Goździk, Zieliński 1996; Goździk 2001; Zieliński 2007). Jest to zarazem cecha właściwa osadom określanym jako fluwioperyglacialne (Goździk 1991, 1995, 2001), do których zaliczono piaski serii **pf-pg**. Na podstawie datowania OSL piasków można przypuszczać, że około $42,0 \pm 2,2$ ka temu panowały warunki sprzyjające intensywnemu rozwojowi procesów eolicznych.

Gлина lodowcowa gzw

Najniższą część profilu zbadanego w Korzeniu Królewskim stanowi szara, wapnista glina lodowcowa (**gzw**), której strop nawiercono poniżej piasków fluwioperyglacialnych na głębokości 9,9 m p.p.t. (rys. 28, 29). Skład petrograficzny żwirów tego pokładu gliny (**gzw**) cechuje zdecydowana przewaga wapieni północnych (64 %), których jest czterokrotnie więcej niż skał krystalicznych (16 %). Skały lokalne stanowią 15,8 %. Dolną glinę charakteryzują współczynniki 3,5–0,29–3,2. Frekwencja żwirów w próbce gliny pobranej z wiercenia była niska (75 żwirów), stąd uzyskany wynik nie jest miarodajny. Zważywszy jednak na

odmienność składu petrograficznego oraz wiek nadległych osadów piaszczystych, określony datowaniem OSL, można przyjąć, że glina **gzw** reprezentuje starsze nasunięcie lądolodu, sprzed okresu zlodowacenia wisły.

Analiza struktur glacitektonicznych

Mezostruktury glacitektoniczne stwierdzono tylko w południowej części stanowiska (rys. 28, ściana A). Deformacjami objęte są piaszczysto-żwirowe osady z wkładkami glin spływowych należące do jednostki **KK1** i występujące poniżej gliny lodowcowej, której miąższość wynosi tutaj od 0,6 do 1,5 m. Zaburzenia sięgają co najmniej do głębokości 5 m i jak wynika z wierceń wykonanych w rejonie stanowiska, szybko wygasają nie angażując dolnej gliny **gzw**. Występują tu struktury kompresyjne wyrażone jako szereg imbrykacyjnych uskoków odwróconych i złuskowanych antyklin o południowej wergencji. Rozstęp uskoków waha się w granicach 2–5 m, a ich płaszczyzny biegną w zakresie azymutów 73–90°. Sporadycznie na powierzchniach ślizgowych uskoków występują ślady złustrowań. W planie zaznacza się wygasanie struktur zgodnie z kierunkiem ich wergencji. Na podstawie orientacji i wergencji struktur kompresyjnych zrekonstruowano kierunek transportu glacitektonicznego jako działający w płaszczyźnie subhoryzontalnej z N/NNW ku S/SSE (wypadkowy azymut 170,3°) (rys. 29). Mezostrukturę kompresyjną towarzyszy szereg drobnych deformacji dysjunktywnych. Są to wysokokątowe (60–75°) uskoki normalne o zasięgu pionowym do 1 m i zrzucie do kilku centymetrów. Ich powstanie związane było z grawitacyjnym polem naprężeń, można je łączyć z obciążaniem/odciążaniem wywołanym przez lądolód.

W północnej części stanowiska (rys. 28, ściana B) odsłaniające się spod gliny osady jednostki **KK1** leżą spokojnie, a powierzchnie międzyławicowe nachylają się ku SE pod kątem 8–12°. Jedynie bezpośrednio pod gliną, do głębokości 0,3 m od jej spągu, sporadycznie występują drobne deformacje charakterystyczne dla subglacialnej strefy ścinania. Są to połogie uskoki odwrócone (80–75/13–18N), nieznacznie nacinające także i spąg gliny. W przekroju poprzecznym do biegu powierzchni uskokowych, na kontakcie gliny i podścielających ją osadów, obserwowane są

Rys. 29. Stanowisko Korzeń Królewski. Profil litostratygraficzny

objaśnienia na rys. 4, 5 i w tab. 1

Korzeń Królewski site. Lithostratigraphical log

explanations as in Figs 4, 5 and Tab. 1

opisane wcześniej struktury klinów gliniastych. Płaszczyznom ścięć towarzyszą podgięcia warstw będące wyrazem wleczenia (*drag folds*). Drobne, połogie uskoki powstały w wyniku procesów ścinania na kontakcie aktywnego lodu bazalnego i miękkich osadów podłoża. Odczytany na ich podstawie kierunek przemieszczania lodu (azymut 165 °) jest niemal zgodny z orientacją *clast fabric* w glinie lodowcowej oraz kierunkiem transportu glacitektonicznego określonym z analizy mezostruktur kompresyjnych (uskoków odwróconych), występujących w południowej części odkrywki.

Interpretacja. Struktury glacitektoniczne zbadane w stanowisku Korzeń Królewski tworzą sekwencję złożoną z proglacialnych deformacji kompresyjnych oraz nieco młodszych, drobnych deformacji subglacialnej strefy ścinania podatnego. Sekwencja ta rejestruje pojedynczy ciąg zaburzeń nasuwającego się lądolodu (por. Berthelsen 1978; Hart, Boulton 1991; Van der Wateren 1995; Pedersen 1996). Orientacja głównych elementów mezostruktur kompresyjnych jest prawie zgodna z delikatną, równoleżnikową lineacją rzeźby w rejonie Korzenia Królewskiego, dostrzeżoną wcześniej przez Urbaniak (1962) i uznaną przez cytowaną autorkę za efekt drumlinizacji. Jednocześnie struktury te przebiegają poprzecznie do kierunku ruchu lądolodu, wyznaczonego na podstawie badań sedimentologicznych i mezostrukturalnych. Sytuacja taka wyklucza przypuszczenia Urbaniak (1962) i uzasadnia pogląd, że pagórek w Korzeniu, jak i być może podobne mu formy występujące w sąsiedztwie, są wyrazem złożonej strukturogenezy związanej zasadniczo z krótkim postojem transgredującego lądolodu, akumulacją stożków marginalnych, a następnie ich lokalnym spiętrzeniem w wyniku proglacialnej kompresji podczas awansu lądolodu. Intensywność deformacji kompresyjnych wygasa zgodnie z wergencją struktur.

Zgodność kierunku transportu glacitektonicznego odczytanego na podstawie mezostruktur kompresyjnych z wergencją drobnych, subglacialnych struktur ścięciowych oraz z orientacją *clast fabric* w glinie dowodzi, że czynnikiem zaburzającym był lądolód, który pozostawił najmłodszą glinę.

Interpretacja

Na podstawie badań geologicznych przeprowadzonych w Korzeniu Królewskim uznano, że występujące w tym obszarze formy marginalne powstały w wyniku akumulacji niewielkich stożków glacimarginalnych w krótkim etapie równo-

wagi dynamicznej i stacjonowania lądolodu, który następnie te formy przekroczył. Awans lądolodu miał miejsce z N/NNW ku S/SSE. Doprowadził on do lokalnego, proglacialnego pchnięcia złożonych uprzednio utworów glacimarginalnych i propagacji struktur kompresyjnych ku południowi, a następnie ich ścięcia i lekkiego zaburzenia pod stopą przemieszczającego się lądolodu oraz przykrycia cienką warstwą gliny bazalnej. Gлина ta zanika ku południowi, a granica jej rozprzestrzenienia wyznacza zasięg LGM. Nasunięcie lądolodu można korelować z okresem fazy poznańskiej, co wiąże się z przyjęciem założenia, że luka czasowa między depozycją najmłodszej gliny (**KK2**) i przykrywających ją piasków glacifluwialnych (sandrowych) jednostki **KK3**, datowanych na $18,7 \pm 0,8$ ka, jest nieznaczna. Przemawia za tym także wysokie położenie sandrów, trudne do wytłumaczenia w przypadku uznania, że podścielająca je glina została złożona wcześniej, w okresie fazy leszczyńskiej, a piaski sandru dopiero w trakcie nasunięcia poznańskiego, kiedy to czoło lądolodu miało stacjonować kilkadziesiąt km na północ od linii LGM tworząc łob kujawski (por. Mojski 2005, s. 231). W takim przypadku odpływ wód roztopowych formujących sandr koncentrowałby się w strefie uwalnianego od lodu niższego poziomu wysoczyznowego lub w rejonie obniżenia Kotliny Płockiej. W świetle tych rozważań rozwój łobu płockiego należy wiązać z fazą poznańską.

Budowa geologiczna i formowanie stref glacimarginalnych

Kompleksowe badania geologiczne przeprowadzone w obrębie pasm pagórkowatej wysoczyzny występujących na zapleczu LGM, pozwoliły na rekonstrukcję etapów ich morfogenezy i stworzenie modeli formowania tych stref (rys. 22, 27), a także dostarczyły argumentów iż poprzeczna lineacja rzeźby dużej skali, związana jest z pojedynczym wkroczeniem lądolodu i utworzona została zasadniczo podczas jego transgresji. Wyróżniające się w rzeźbie Pojezierza Kujawskiego strefy glacimarginalne: północna (preLGM-1), biegnąca od Jeziora Głuszyńskiego, poprzez miejscowości Orle, Czamanin, Boniewo, Otmianowo, Paruszewice po Choceń oraz południowa (preLGM-2), obejmująca wał Izbicy Kujawskiej, Pagórki Chodeckie, pagórki szewskie, rejon Piotrowa i okolice Korzenia Królewskiego (rys. 2, 15), nie znajdują jednoznacznego wyrazu we wschodniej części łobu płockiego na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego. Przypuszczalnie gliniaste pagórki okolic Boryszewa, zawierające w jądrze grubookruchowe

osady żwirowo-piaszczyste z wkładkami glin, można korelować z południową strefą glacialną. Budowę form okolic Boryszewa poznano poprzez 11 płyt (3-12 m) wierzeń, wykonanych w 2 ciągach profilowań geologicznych. Pomimo braku odsłonięć i przeprowadzenia porównawczych badań litofacyjnych, z dużym prawdopodobieństwem formy te można określić jako moreny czołowe przekroczone przez łądolód. Przemawia za tym ciągła pokrywa gliny o miąższości 1,2–2,5 m, o cechach analogicznych do gliny morenowej budującej wysoczyznę w otoczeniu pagórków, a także charakterystyczny dla strefy kontaktu lodowego zróżnicowany materiał glinisto-żwirowy i piaszczysty występujący we wnętrzu form. Niżej występuje glina lodowcowa o znacznej, przekraczającej 6 m miąższości, odpowiadająca makroskopowo i pasująca do grubości pokładu gliny ze zlodowaceń środkowopolskich.

Formy marginalne obu zbadanych stref określają postoje czoła łądolodu w krótkich etapach równowagi dynamicznej podczas jego transgresji. Zostały one przekroczone i w różnym stopniu przemodelowane przez łądolód. Istotne różnice w budowie pasm dotyczą udziału i typu deformacji glacialno-tektonicznych oraz obecności cokołów starszych form czołomorenowych, przetrwałych sprzed zlodowacenia wisły, wbudowanych w obecne ciągi pagórków. Takie przetrwałe fragmenty dawnych moren stwierdzono w paśmie południowym preLGM-2. W Izbicy Kujawskiej są one najpokaźniejszym elementem budowy centralnej partii wału morenowego (rys. 24) i tworzą trzpień o zaburzonej strukturze, natomiast w Piotrowie (rys. 26), są to osady moren akumulacyjnych, stanowiące jedynie podłoże młodszych stożków glacialno-tektonicznych, i samodzielnie nie mające wyrazu w rzeźbie. W budowie pasma zasadniczą rolę odgrywają jednak vistuliańskie osady glacialno-tektoniczne wraz z pokrywającą je gliną bazalną (Piotrów, Korzeń Królewski, skrzydła wału Izbicy Kujawskiej). Utwory glacialno-tektoniczne tylko lokalnie uległy kompresji powodowanej naporem transgredującego łądolodu (Korzeń Królewski, wał Izbicy Kujawskiej – stanowisko Józefowo-1), który dotarł około 5–10 km dalej na południe i zaznał LGM w łbie płockim. W budowie południowego pasma pagórków udział osadów o zaburzonej strukturze nie przekracza 25 %, co w ujęciu Bennet i Evansa (1998) nie kwalifikuje pasma do uznania go za formę glacialno-tektoniczną. Złożona struktura pasma południowego ma odzwierciedlenie w rzeźbie. Jest ono szersze (2–7 km) i położone wyżej (przeciętnie 125–130 m n.p.m.) z kulminacjami sięgającymi ponad 140 m

n.p.m. Przebieg pasma preLGM-2 predysponowany jest występowaniem w podłożu poprzecznej przeszkody w postaci gliniastego garbu wysoczyznowego, nadbudowanego lokalnie morenami akumulacyjnymi z recesji łądolodu stadiału warty lub, jak w Izbicy Kujawskiej, obecnością znaczącego, izolowanego wzniesienia przedvistuliańskiej moreny spiętrzonej.

Północne pasmo (preLGM-1) pagórkowatej wysoczyzny jest węższe (2–5 km) i położone niżej (110–120 m n.p.m.), ze wzniesieniami nie przekraczającymi 10 m wysokości. Pasma charakteryzuje podrzędna lineacja wyrażona szeregiem równoległych grzbietów oraz obniżen zajmowanych niekiedy przez równiny torfowe. Formy marginalne tego pasma, dobrze poznane w Paruszewicach i Otmianowie (rys. 17, 20), zbudowane są z zaburzonych glacialno-tektonicznie vistuliańskich osadów glacialno-tektonicznych, ściętych w stropie i przykrytych gliną. Reprezentują one moreny pchnięte, przekroczone i wygładzone przez łądolód. Z uwagi na rytm morfologiczny i strukturę zaliczono je do kategorii wielogrzebnych wąskich pasm moren pchniętych (*narrow multi-crested push moraines*) związanych z ciągłym awansem łądolodu i propagacją struktur kompresyjnych w stronę przedpola (Bennett 2001). Wyrażone wielokrotnością drobnych grzbietów moreny pchnięte opisywane zarówno z obszarów współcześnie zlodowaczonych (m.in. Croot 1987; Boulton i in. 1999; Evans, Rea 1999; Andrzejewski 2002), jak i zlodowaceń plejstoceńskich (Van der Wateren 1981; Zandstra 1981; Kasprzak 1988; Hart 1990), odnoszone są do lodowców szarżujących lub nasuwania strumieni lodowych. Północną strefę marginalną należy wiązać z lokalną szarżą strumienia lodowego, która nastąpiła tuż po krótkotrwałym ustabilizowaniu się czoła łądolodu na linii Jezioro Głuszyńskie – Orle – Czamanin – Boniewo – Otmianowo – Paruszewice – Chocień i akumulacji osadów glacialno-tektonicznych. Za szybkim przemieszczaniem łądolodu przemawia szereg wskaźników sedymenologicznych oraz obecność warstwy deformacyjnej w spagu gliny. Również czas formowania moren akumulacyjnych, które uległy późniejszej kompresji glacialno-tektonicznej był krótki. Wskazuje na to mała, rzędu kilkunastu metrów, miąższość osadów glacialno-tektonicznych oraz brak śladów rozwoju drenażu kanałowego w postaci systemu rynien subglacialnych powiązanych z tym pasmem. Z kolei rynny tworzą regularną sieć na południu, m.in. rynny Jeziora Lubieńskiego i Chodeckiego, tnąc prostopadle obydwie strefy marginalne (preLGM-1 oraz preLGM-2) i zmieniając kierunek orientacji w miejscu przecinania pasma

południowego (rys. 15). Interesujące jest także położenie pasma północnego w stosunku do paleoreliefu. Jego rozciągłość ma odzwierciedlenie w przebiegu skłonu zaznaczonego w stropie powierzchni ze zlodowaceń środkowopolskich (rys. 7) i stanowiącego południowo-wschodnie obrzeżenie dawnej, reprodukowanej w obecnej rzeźbie depresji egzarycyjnej Wysoczyzny Kujawskiej (por. Molewski 2007).

Rozpatrywane strefy glacialmarginalne ukształtowane zostały przez transgredujące czoło lądolodu. Świadczy o tym obecność deformacji glacialitektonicznych, zwłaszcza wyrażona progresywną sekwencją struktur (Paruszewice, Otmianowo, Józefowo-1 w obszarze testowym Izbica Kujawska – Pustynia, Korzeń Królewski), jak również przykrycie osadów glacialmarginalnych jedną, zróżnicowaną litofacją glina bazalną złożoną przez lądolód zaburzający. Wobec powyższego nie ma uzasadnienia, oparty głównie na kryteriach mor-

fostratygraficznych, pogląd o recesyjnej naturze opisanych form marginalnych wyznaczających pasowy rytm rzeźby na zapleczu LGM w łobie płockim (m.in. Galon, Roszkówna 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983a; Dylikowa, Olaczek 1984; Pasierbski 1984; Mojski 2005). Przedstawiony typ glacji zdaniem Kasprzaka (2000, 2003) związany jest z dłuższymi postojami transgredującego lądolodu i prowadzi do utworzenia powierzchni pagórkowatych o wyraźnej poprzecznej lineacji morfologicznej. W świetle uzyskanych wyników należy wskazać, że podobny typ lineacji może zaistnieć w dystalnej części szybko przemieszczającego się, ustrumienionego lodu o niewielkiej miąższości, hamowanego lokalnymi przeszkodami topograficznymi i/lub zmianami litologii i hydrologii podłoża. Zagadnienia te szerzej omówiono w dalszej części pracy.

STANOWISKA W STREFIE MAKSYMALNEGO ZASIĘGU LĄDOŁODU

Stanowisko Przedecz

Położenie i sytuacja geologiczna

Stanowisko Przedecz znajduje się w południowo-zachodniej części zbadanego obszaru, w obrębie morenowego wzgórza sięgającego wysokości 136,1 m n.p.m. Wzgórze to stanowi wyrazisty element rzeźby w stosunku do występującego na jego zapleczu rynnowego obniżenia (112–115 m n.p.m.), jak również otaczającej go od południa równiny sandrowej (121–124 m n.p.m.) (rys. 7, 15). Położone jest na styku dwóch regionów różniących się typem krajobrazu polodowcowego. Na południe od wzniesienia w Przedeczu, w przeciwieństwie do obszaru położonego na północ od tego miejsca, formy glacialne są silnie przeobrażone przez procesy denudacyjne oraz brak jest jezior polodowcowych. Izolowany, zwarty kształt przedeckiego wzniesienia oraz znaczna, jak dla tego obszaru jego wysokość względna, sugerują, że może być to forma starsza, sprzed nasunięcia ostatniego lądolodu.

Wzniesienie ma około 1 km długości przy szerokości 0,2–0,4 km. Oś formy przebiega z WSW na ENE i jest lekko łukowato wygięta wypukłością ku południowi. Południowy stok wzniesienia jest nieco łagodniejszy, zbudowany z glaci-fluwalnych piasków i żwirów o zróżnicowanej miąższości, tworzących dalej na przedpolu formy sandr i spoczywających na szarej glinie lodowcowej (rys. 7). Bardziej stromy stok północny buduje

cienka (do 1,2 m), brązowa glina morenowa, która w strefie kulminacji wzniesienia ma charakter spływowy, występuje płatowo oraz zawiera pakiety żwirowego diamiktonu z głazami. Najczęściej podścielona jest szarą zwartą gliną, a blisko grzbietu pagórka leży na zaburzonych osadach glacialmarginalnych (rys. 30). Szara glina, na południe od wzniesienia w Przedeczu buduje powierzchnię zdenudowanej równiny morenowej. Jej strop położony jest tam na wysokości 120–128 n.p.m., natomiast na północ od stanowiska występuje około 10–15 m niżej (rys. 7).

Stanowisko Przedecz usytuowane jest w dawnej żwirowni, założonej w szczytowej partii wzgórza od strony północnej. Badania prowadzono w latach 2005–2006 w dwóch równoległych ścianach o wysokości 2–4 m, długości 30 m i mniej więcej południkowej orientacji (rys. 30). W zachodniej ścianie opracowano profil o wysokości 4 m. Ponadto w dnie żwirowni wykonano wiercenie o głębokości 1,8 m. Budowę geologiczną przedeckiego wzgórza poznano także w kilku mniejszych odsłonięciach oraz na podstawie 4 płytkich (4–7 m) wierceń archiwalnych wykonanych dla opracowania planu rekultywacji zapełnianego odpadami wyrobiska.

Dotychczasowe badania

W odsłonięciach we wzgórzu morenowym koło Przedecza nie prowadzono dotychczas szczegółowych badań geologicznych. Położenie wzgórza na granicy obszarów o zdecydowanie różnym charakterze rzeźby polodowcowej sprawia, że tędy

prowadzona jest linia maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (Galon 1957, 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Roszko 1968; Mańkowska 1981; Baraniecka 1997; Marks i in. 2006).

Jednostki sedymentacyjne

Wyróżniono dwie jednostki sedymentacyjne, z których dolna (**Prz1**) obejmuje glinę morenową, górna (**Prz2**) jest dwudzielna i dotyczy zaburzonych glaciektonicznie piaszczysto-żwirowych osadów glaciemarginalnych (**Prz2a**) oraz gliny spływowej (**Prz2b**) (rys. 30).

Jednostka gliny morenowej Prz1

Jednostka **Prz1** obejmuje szarą, niekiedy brązowo-szarą, zwartą glinę morenową wykształconą jako masywny diamikton (*Dmm*) o piaszczysto-ilastym matriksie (45,6 % pisku, 31,9 % pyłu, 21 % iłu) i małym udziale żwirów (1,5 %). Zawartość węglanu wapnia wynosi 5,1 %. Do badań litofacyjnych dostępny był strop diamiktonu do głębokości 0,3 m, pozostałą część jednostki **Prz1** rozpoznano wierceniem, które ze względu na półzwarty stan gliny wykonano tylko do głębokości 1,8 m (rys. 30). Miąższość gliny stwierdzona w opracowanym profilu wynosi co najmniej 2,3 m, jednak na podstawie wierceń archiwalnych, z których najbliższe znajduje się około 200 m na południowy wschód od stanowiska, można sądzić, że warstwa gliny osiąga ponad 10 m grubości. Kontakt diamiktonu z nadległą jednostką **Prz2** jest ostro podkreślony powierzchnią ścięcia i towarzyszącą jej cienką warstwą ilastego glaciektonitu o płytkowej oddzielności i zlustrowaniami. Strop gliny morenowej, stanowiący zarazem powierzchnię odkucia, nachyla się ku północy pod kątem około 10° (na podstawie punktowego pomiaru w badanym profilu oraz obserwacji w zachodniej ścianie odsłonięcia na odcinku 20 m).

Interpretacja. Cechy makroskopowe diamiktonu **Prz1** odpowiadają glinie budującej powierzchnię zdenudowanej wysoczyzny na południe od granicy maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu, a także występującej na północ od tej granicy, tyle że poniżej osadów glacialnych najmłodszego zlodowacenia. Właśnie w takim położeniu, glina korelowana z występującym w Przedeczu diamiktonem **Prz1**, została udokumentowana w większości z opisanych w pracy stanowisk. Ten fakt oraz znaczna (ponad 10 m) miąższość gliny w badanym stanowisku, nieadekwatna do miąższości glin w strefie marginalnej lądolodu, pozwala sądzić iż została ona złożona w okresie zlodowaceń środkowopolskich. Strop gliny został ścięty, stanowiąc zarazem powierzchnię poślizgu dla skracanych

(fałdowanych) i przemieszczanych utworów spoczywających powyżej.

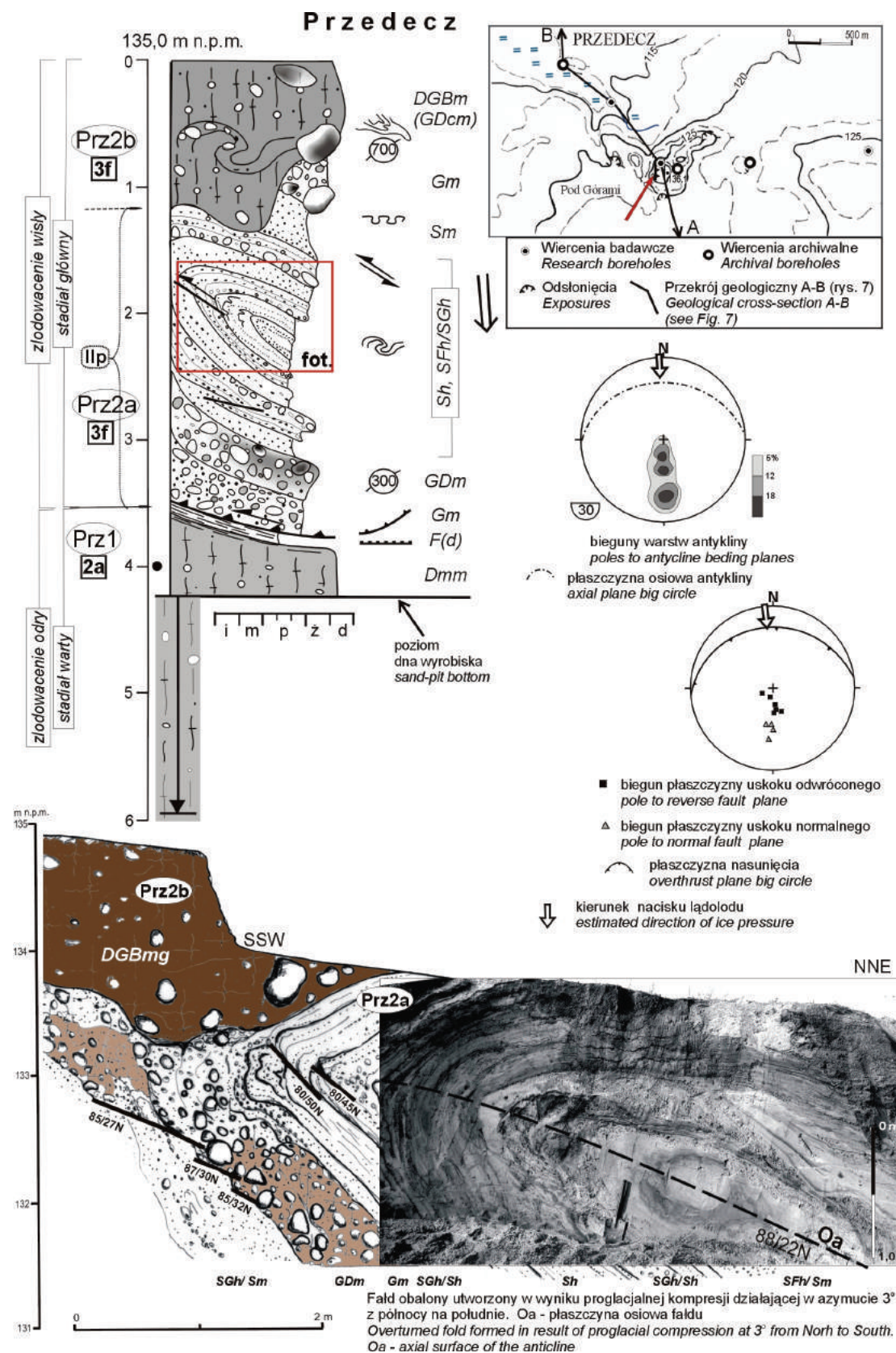
Jednostka piaszczysto-żwirowa Prz2a

Utwory tej jednostki tworzą antyklinalny fałd obalony (rys. 30). Jednostkę **Prz2a** reprezentują piaski, piaski mułkowate, piaski ze żwirem, żwiry, a także żwiry diamiktonowe z głazami. Cechą tych zróżnicowanych pod względem uziarnienia osadów jest brak struktur prądowych, dominacja struktur masywnych w utworach grubookruchowych (litofacje *Gm*, *GDm*) i warstwowania poziomego wśród litofacji piaszczystych (*Sh*, *SFh*, *SGh*). Masywne żwiry diamiktonowe mają rozproszony szkielec ziarnowy, ponadto występują w nich pojedyncze głazy o średnicy do 0,3 m. Sekwencję osadów jednostki **Prz2a** charakteryzuje generalny wzrost wielkości ziarna, udziału debrytu (osadu pochodzenia spływowego) i miąższości litofacji oraz spadek stopnia segregacji materiału. Pierwotna miąższość osadów tej jednostki wynosiła co najmniej 2 m.

Interpretacja. Charakter i sukcesja litofacji w jednostce **Prz2a** wskazują, że jej powstanie miało miejsce w strefie glaciemarginalnej. Składane na przedpolu osady piaszczysto-żwirowe deponowane były z cyklicznych zalewów warstwowych o zmiennej intensywności przepływu (litofacje *Sh*, *SGh*, *Gm*) oraz z upłynnionych spływów grawitacyjnych (*GDm*) typu przejściowego między spływem kohezyjnym a ziarnowym (*density-modified grain flow*). Po złożeniu, osady jednostki **Prz2a** zostały zaburzone i przemieszczone glaciektonicznie, a następnie przykryte utworami diamiktonowymi **Prz2b**.

Jednostka glin spływowych Prz2b

Jednostkę sedymentacyjną **Prz2b** o zróżnicowanej miąższości 0,4–2,5 m tworzą litofacje diamiktonowe, głównie masywny diamikton żwirowo-głazowy (*DGBm*) z pakietami diamiktonowego żwiru o zwartym szkielecie ziarnowym (*GDcm*) (rys. 30). Największe głazy w litofacji *DGBm* osiągały średnicę 0,7 m. Spąg diamiktonów jest nierówny, kontakt z niżej leżącymi, zaburzonymi glaciektonicznie osadami jest dyskordantny, erozyjno-obciążeniowy. Przejście między litofacjami diamiktonowymi jest nieostre, zwłaszcza w miejscach, gdzie wspólnie tworzą fałdy o charakterze spływowym. Występowanie diamiktonów spływowych jednostki **Prz2b** ograniczone jest do strefy kulminacji oraz górnej części północnego skłonu wzgórza w Przedeczu. Ku północy, diamiktony spływowe przechodzą w cienki pokład masywnej brązowej gliny lodowcowej (rys. 7).



Rys. 30. Stanowisko Przedecz. Profil litostratygraficzny

objaśnienia na rys. 4, 5 i w tab. 1

Przedecz site. Lithostratigraphical log

explanations as in Figs 4, 5 and Tab. 1

Interpretacja. Litofacje diamiktonowe **Prz2b** to osad subaeralnych gęstych spływów kohezyjnych typu *debris flow* (litofacja *DGBm*) charakterystycznych dla strefy kontaktu lodowego (Lawson 1989; Zieliński 1992, 2000; Zieliński, Van Loon 1996; Pisarska-Jamroży 2006). Przy większym udziale wody w transporcie materiału gliniastego, ulegał on lokalnie rozmywaniu, czego wyrazem jest obecność zwirowych soczew (*GDcm*). Sposób rozprzestrzenienia diamiktonów spływowych (górne partie wzniesienia od strony północnej) pozwala wiązać ich występowanie z procesami wytapiania i redepozycji materiału supraglacialnego ze stoku lodowego, wskazując także na krótki jego transport.

Analiza struktur glacitektonicznych

Deformacje glacitektoniczne obserwowane w Przedeczu zasadniczo obejmują osady glaci-marginalne jednostki **Prz2a**. Nadrzędnymi mezostrukturami są tu połoga płaszczyna nasunięcia (odkucia) (85/15N), rozwinięta w stropie gliny (**Prz1**), oraz występujące powyżej obalone fałdy o południowej wergencji (rys. 30). W opracowanym profilu fałd ma postać izoklinalnej, wąskopromiennej antykliny, oderwanej od podłoża. Płaszczyzna osiowa fałdu (88/22N) zorientowana jest zgodnie z nasunięciem i nawiązuje do kierunku osi pagórka morenowego. W strefie przegubu antykliny warstwy utworzone z mułkowych piasków tworzą podrzędne dysharmonijne zafałdowania, związane z większą podatnością deformowanego pakietu uwarunkowaną litologią. Występują tu także drobne uskoki normalne zapadające ku północy, o niskim jak dla tego typu struktur kącie nachylenia (45–65 °N), co może wskazywać, iż tworzyły się one synchronicznie ze strukturą nadrzędną. Ponadto, drobne deformacje dysjunktywne występują w brzuszonym skrzydle antykliny. Są to połogie uskoki odwrócone (85–100/15–33N), których płaszczyny biegną równoległe do osi antykliny oraz płaszczyny odkucia.

Izoklinalny fałd obalony jest wyrazem bardzo silnego skrócenia bocznego wywołanego naciskiem lądolodu. Z działaniem kompresji związane było także powstanie subhoryzontalnej powierzchni odkucia i nasunięcia fałdowanego pakietu. Na podstawie orientacji i wergencji mezostruktur zrekonstruowano kierunek transportu glacitektonicznego jako działający z N na S (w zakresie azymutów 171–178 °). Niemal ten sam kierunek kompresji odzwierciedlają drobne uskoki odwrócone (rys. 30), związane z tarciem podczas posuwu deformowanego pakietu.

Interpretacja. Mezostruktury glacitektoniczne w Przedeczu to deformacje typu S_H , utworzone w efekcie subhoryzontalnej kompresji skierowanej z N ku S, powodowanej dynamicznym naciskiem lądolodu w strefie jego maksymalnego zasięgu. Dominacja struktur ciągłych, głównie różnego typu (symilarne, dysharmonijne) asymetrycznych obalonych fałdów, świadczy o znacznej podatności ośrodka, prawdopodobnie przesyconego wodą, oraz dużej roli tarcia w procesie deformacji. Zasięg wglębny deformacji wynosi 2–4 m i wyznaczony jest powierzchnią ślizgu, rozwiniętą po stropie gliny lodowcowej **Prz1**. Struktury glacitektoniczne występują w strefie wyniesienia stropu gliny obecnej w podłożu, natomiast we współczesnej rzeźbie mają wyraz we wzgórzu morenowym, którego oś morfologiczna jest mniej więcej równoległa do głównych elementów struktur glacitektonicznych. Deformacje tego typu nie były stwierdzone we wzgórzu morenowym koło Korzecznika, położonym około 7 km na zachód od Przedecza, ani w pozostałych, znacznie mniej wyraźnych i występujących sporadycznie formach marginalnych wzdłuż całej rozpatrywanej strefy LGM w lobie płockim (rys. 15).

Interpretacja

Wzgórze w Przedeczu reprezentuje morenę pchniętą *sensu stricto*, zbudowaną z osadów wcześniejszej, przed kompresją, złożonych u czoła lądolodu zaburzającego (por. Van der Wateren 1995). Jednocześnie styl i zasięg deformacji oraz forma ich występowania odpowiada małym morenom z pchnięcia typu fałdowego (*fold-dominated push moraine*) (Bennett 2001). W hierarchii form glacitektonicznych ich rola jest drugorzędna, głównie z uwagi na skalę i potencjalnie niskie prawdopodobieństwo ich zachowania (Bennett 2001; Aber, Ber 2007), jednak dla rekonstrukcji paleoglacjologicznych są istotnym wyznacznikiem zasięgu czoła lądolodu, kierunku jego ruchu (kompresji), a zarazem mogą być wskaźnikowe dla lodowców aktywnych o ciepłym reżimie bazalnym (Boulton 1986; Bennett 2001). W Przedeczu morena pchnięta jest formą jednostkową, dlatego dużego znaczenia w jej powstaniu należy upatrywać w uwarunkowaniach lokalnych, w konfiguracji i zmianach litologii przedpoła (por. Bennett 2001). Niewątpliwie jej powstaniu sprzyjała obecność przeszkody w postaci proksymalnie nachylnego stoku, należącego do zbudowanego z gliny garbu wysoczyznowego. Z występowaniem tej przeszkody topograficznej może być związane wygięcie ku wschodowi ujściowego odcinka rynny chodeckiej opasującej od północy wzgórze

w Przedeczu (rys. 30). Takiemu zjawisku Morawski (1999) przypisywał wygięcie końcowych fragmentów rynien w strefie LGM wschodniej części lobu warmińskiego w rejonie Orłowa.

Utworzenie formy morenowej w Przedeczu należy wiązać z maksymalnym zasięgiem lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły. Przemawia za tym ogólna sytuacja paleogeomorfologiczna wzgórza, a zwłaszcza jego położenie w linii LGM wyznaczonej obocznie na podstawie akumulacyjnych form marginalnych (stożki glaciomarginalne, proksymalne części sandru). Wskazuje na to obecność sandru na przedpolu moreny pchniętej, a także stopniowe przejście gliny spływowej, występującej na zaburzonych osadach glaciomarginalnych kulminacyjnej partii formy, w ciągły pokład gliny budującej powierzchnię wysoczyzny polodowcowej na zapleczu LGM.

Stanowisko Mijakowo

Położenie i sytuacja geologiczna

Stanowisko Mijakowo położone jest około 10 km na południowy wschód od Płocka, na wysokim brzegu doliny Wisły należącym do Wysoczyzny Płońskiej (rys. 2, 15). Znajduje się ono w strefie przejściowej między wyniesionymi do 135–150 m n.p.m. garbami zdenudowanej wysoczyzny polodowcowej na południu a falistą wysoczyzną morenową (105–120 m n.p.m.) na północy. Odsłonięte w żwirowni w Mijakowie osady tworzą na powierzchni formę łagodnego stożka, nachylonego generalnie ku SE. Stanowisko badawcze zlokalizowane było w proksymalnej części formy, wysklepionej do 112–115 m n.p.m. Znacznie lepiej wyrażone w morfologii stożka, o wysokości 3–6 m, występują w Borowicach około 1 km na południe od stanowiska badawczego. Łagodne pagórki rejonu Mijakowa i Borowic zbudowane są z materiału grubookruchowego, eksploatowanego w licznych wyrobiskach. W otoczeniu tych form występują gliniaste powierzchnie wysoczyzn morenowych lub piaszczyste równiny sandrowe.

Dotychczasowe badania

Odsłonięte w Mijakowie osady jak dotąd nie były obiektem badań litofacyjnych. Prowadzono tu ogólne obserwacje mieszczące się w standardzie wykonywania szczegółowego zdjęcia geologicznego w ramach realizacji arkusza Starożreby (Róžański, Włodek 2009; Włodek 2009). Występujące w rejonie Mijakowa i Borowic piaszczysto-żwirowe pagórki określano jako moreny czołowe ze zlodowaceń środkowopolskich (Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978).

Badania prowadzono w rozległym (150 x 80 m) wyrobisku żwirowni o sporadycznie trwającej eksploatacji, w dwóch prostopadłych ścianach, zachodniej i południowej, o wysokości 2–4,7 m i łącznej długości 50 m. Opracowano syntetyczny profil geologiczny o długości 6,2 m (rys. 31) zestawiony na podstawie badań prowadzonych w ścianach odkrywki oraz wiercenia wykonanego w jej dnie. Z dolnej części odsłoniętego profilu pobrano 2 próbki piasków, w celu określenia termoluminescencyjnych wskaźników wieku (metodą TL).

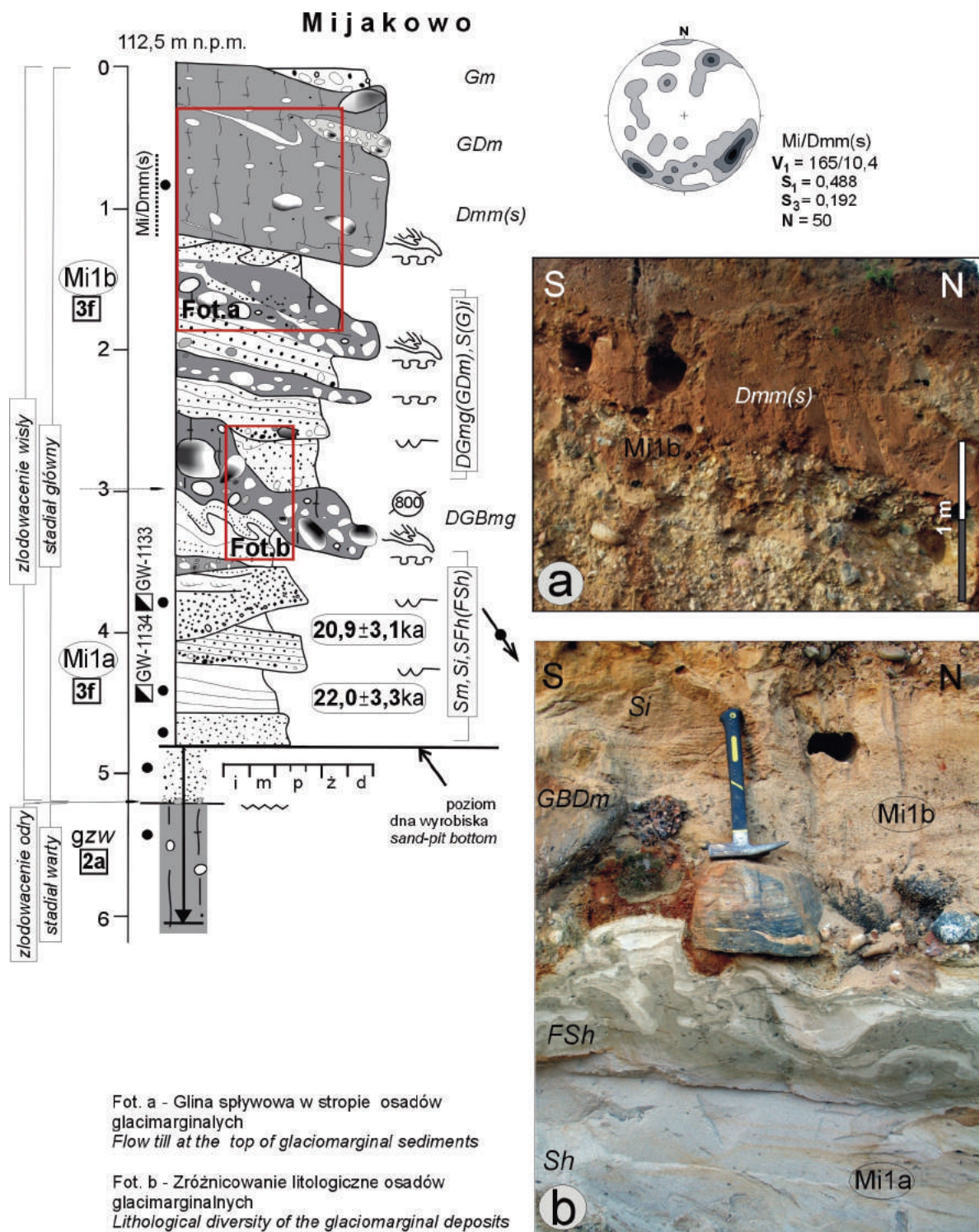
Jednostki sedymentacyjne

W stanowisku Mijakowo wyróżniono jedną (**Mi1**), dwudzielną jednostkę sedymentacyjną związaną z akumulacją stożka glaciomarginalnego, która obejmuje: osady piaszczyste (**Mi1a**) i piaszczysto-żwirowo-diamiktonowe (**Mi1b**). To zróżnicowanie jest charakterystyczne dla proksymalnej części stożka, w partii dystalnej stożka osady diamiktonowe nie występują na powierzchni, pojawiają się jedynie sporadycznie jako cienkie przeławiczenia wśród osadów piaszczysto-żwirowych.

Ponadto, poniżej osadów wydzielonej jednostki sedymentacyjnej, na 5,2 m p.p.t., nawiercono szarą, twar doplastyczną, wapnistą glinę lodowcową (**gzw**) (rys. 31). Ku południowi miąższość osadów jednostki **Mi1** maleje, tak że glina stwierdzona w ich podłożu występuje na powierzchni budując garby wysoczyznowe, a w obniżeniach skrywa się pod cienką pokrywą piasków sandrowych.

W zachodniej ścianie żwirowni Mijakowo do badań dostępny był niemal pełny profil osadów glaciomarginalnych **Mi1**, które odsłaniały się do głębokości 4,7 m (rys. 31). Dolną część jednostki tworzy zespół litofacji piaszczystych i piaszczysto-mułkowych o miąższości 2,0–2,5 m, ujęty w podjednostkę **Mi1a**, natomiast górną część (**Mi1b**) budują litofacje piaszczyste i piaszczysto-żwirowe występujące naprzemiennie z diamiktonami spływowymi, które z kolei dominują w stropie serii. Ławice na ogół mają pokrój tafłowy, niektóre występują w postaci szybko wyklinowujących się lub nieregularnych soczew. Miąższość ławic wynosi od 0,2 do 0,7 m, a ich powierzchnie nachylają się ku południowi pod kątem 10–16 °.

W podjednostce **Mi1a** zauważalna jest rytmiczność sedymentacji, wyrażona cyklicznym występowaniem zespołu litofacji obejmującego masywne piaski średnioziarniste (**Sm**) lub piaski o niskokątowym warstwowaniu nachylonym (**Si**), a następnie piaski mułkowe i piaszczyste mułki o laminacji poziomej (**SFh**, **FSh**) lub strukturze masywnej (rys. 31). Sporadycznie w osadach



Rys. 31. Stanowisko Majakowo. Profil litostratigraficzny

objaśnienia na rys. 4, 5 i w tab. 1

Majakowo site. Lithostratigraphical log

explanations as in Figs 4, 5 and Tab. 1

drobnoziarnistych występuje przekątna laminacja riplemarkowa, a także notowane są pojedyncze okruchy lub soczewkowe wtrącenia żwiru, których udział wzrasta w górę profilu. Grubość cykli wynosi 0,5–1,0 m, rozpoczyna je powierzchnia erozyjna. Piaski drobnoziarniste z głębokości 4,35 i 3,85 m p.p.t. poddane zostały datowaniu metodą TL, które określiło ich wiek na $22,0 \pm 3,3$ ka oraz $20,9 \pm 3,1$ ka.

Podjednostka piaszczysto-żwirowo-diamiktonowa (**Mi1b**) charakteryzuje się początkowo naprzemiennym występowaniem litofacji piaszczysto-żwirowych i diamiktonów spływowych, a następnie prawie wyłącznie utworów diamiktonowych. Litofacje piaszczysto-żwirowe reprezentowane są przez piaski, piaski żwirowe, sporadycznie żwiry o warstwowaniu nachylonym lub o strukturze masywnej (*Si*, *SGi*, *Gm*). Osady są słabo wysortowane. Lokalnie występują w nich ostrokrawędziste klasty gliny o długości do kilkunastu centymetrów. Litofacje piaszczyste tworzą ciągle ławice o zmiennej miąższości (0,2–0,7 m). Spąg ławic jest na ogół równy, erozyjny, natomiast strop zazwyczaj ścięty i zdeformowany pod obciążeniem diamiktonu spływowego. Litofacje diamiktonowe formują nieregularne warstwy lub soczewy zbudowane ze żwirowych lub żwirowo-głazowych diamiktonów z normalną gradacją klastów (*DGmg*, *DGBmg*), a także masywnych diamiktonowych żwirów (*GDm*). Głazy w utworach diamiktonowych niekiedy mają średnicę ponad 0,5 m, a w skrajnych przypadkach 0,8 m. Spotykane są klasty o dyskoidalnym kształcie znajdujące się w pozycji subwertykalnej. Diamiktony leżą niezgodnie na podścielających je osadach, najczęściej je zaburzając. Mają ostre powierzchnie spągowe, a w osadach podścielających występują drobne fałdy, o amplitudzie 10–20 cm i południowej wergencji (rys. 31). W najwyższej partii odsłonięcia w Mijakowie występuje nieregularna, ale ciągła (na przestrzeni 35 m) warstwa masywnego, brązowego diamiktonu (*Dmm*) o miąższości 1–2 m. W obrębie gliny występują smugi piasku lub pakiety żwirowego diamiktonu. Kontakt gliny z osadami podłoża jest wyraźny, erozyjny. Jej spąg na ogół jest równy lub zazębia się poprzez struktury obciążeniowe z niżej leżącymi osadami piaszczystymi. Rozproszone w matriksie masywnego diamiktonu klasty charakteryzują się znaczną dyspersją orientacji dłuższej osi.

Interpretacja. Depozycja piaszczystych osadów podjednostki **Mi1a**, następowała z powtarzających się płytkich przepływów typu zalewów warstwowych na lekko nachylonej powierzchni akumulacyjnej. Osady są związane z formowaniem dystalnej części subarealnego stoż-

ka napływowego. Wyżej leżące utwory piaszczysto-żwirowo-diamiktonowe (**Mi1b**) powstawały już przy znacznym udziale epizodycznych, a następnie systematycznych gęstych spływów grawitacyjnych (*debris flow*, *cohesive debris flow*), których zapisem są litofacje dimiktonowe (*DGmg*, *DGBmg*, *Dmm*, *GDm*), wskaźnikowe dla strefy kontaktu lodowego (Lawson 1989; Zieliński 1992, 2000; Zieliński, Van Loon 1996; Pisarska-Jamróży 2006).

Cechy teksturalno-strukturalne osadów jednostki **Mi1**, forma występowania i sytuacja geologiczna jednoznacznie wskazują, iż ich akumulacja była związana z formowaniem subarealnego stożka w bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu, typowego dla moren czołowych akumulacyjnych. Wergencja fałdów spływowych, lokalnie wyodrębniających się w osadach diamiktonowych i zaburzonych osadach je podścielających wskazuje, że transport grawitacyjny odbywał się z północy ku południowi.

Interpretacja

Powstanie moreny czołowej akumulacyjnej w Mijakowie należy wiązać z maksymalnym zasięgiem lądolodu stadiau głównego zlodowacenia wisły w lobie płockim. Za taką interpretacją przemawia położenie formy na tle ogólnej sytuacji paleomorfologicznej lobu lodowcowego oraz wynik datowania TL piasków dolnej partii stożka glaci-marginalnego. Przeprowadzone badania potwierdzają wcześniejszą opinię Włodka (2009) o dalszym ku południowi zasięgu LGM w stosunku do przyjętego przez Skompskiego i Baraniecką (Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978).

Obszar testowy Kubłowo

Położenie i sytuacja geologiczna

Obszar testowy Kubłowo znajduje się na północnym skraju Wysoczyzny Kłódzkiej, w obrębie równiny sandrowej rozpościerającej się na przedpolu maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (rys. 8, 32). Wyróżniono 3 punkty badawcze położone w linii SW–NE, oddalone od siebie o 70–300 m. Punkty te obejmują dwa płytkie odsłonięcia (Kubłowo-2 i Kubłowo-3) oraz rdzeniowane wiercenie (Kubłowo-1) o głębokości 14,5 m (rys. 33). Na północ od Kubłowa rozpościera się wysoczyzna polodowcowa Pojezierza Kujawskiego, zbudowana głównie z gliny, przykrytej lokalnie cienką warstwą osadów glacyfluwialnych. Jej powierzchnię urozmaicają liczne zagłębienia wytopiskowe oraz rynny polodowcowe (rys. 32). Południowe zakończenia rynien oraz początki sandrów są w tym obszarze wy-

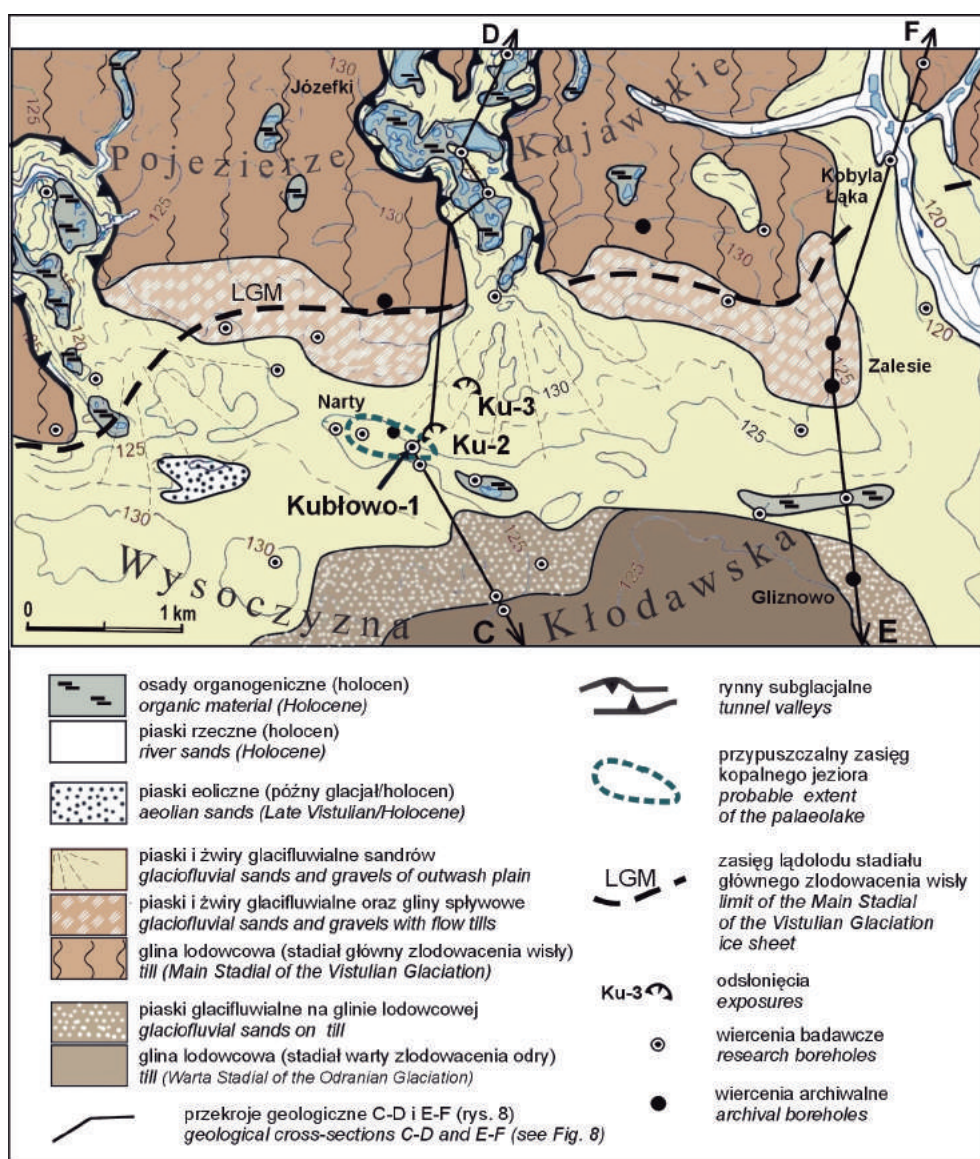
znacznikami zasięgu ostatniego lądolodu (rys. 15). Proksymalne partie sandrów niekiedy mają formę słabo zarysowanych stożków, znajdujących się na wysokości 125–134 m n.p.m. i stanowiących najwyższy element rzeźby tego obszaru. Ich powierzchnia łagodnie nachyla się ku południowi przechodząc w rozległą równinę sandrową. W rejonie punktu Kubłowo-1 równinę ożywia wąskie zagłębienie o rozciągłości NW–SE i długości około 1,5 km. W obniżeniu tym, pod piaskami glacyfluwalnymi występują utwory jeziorne i bagiczne wypełniające dawną nieckę wytopiskową uformowaną z końcem stadiału warty (Roman, Balwierz 2010).

Dotychczasowe badania

Profil wiercenia Kubłowo-1 (rys. 33) zawierający kopalne osady jeziorne i torfy był już opisany (Roman, Balwierz 2010). Wcześniej w rejonie Kubłowa, w Nartach, osady biogeniczne leżące pod utworami glacyfluwalnymi rejestrowane były przez Baraniecką (1992, 1993), a na podstawie ekspertyzy palinologicznej kilku próbek wiek torfu określono jako przypuszczalnie eemski.

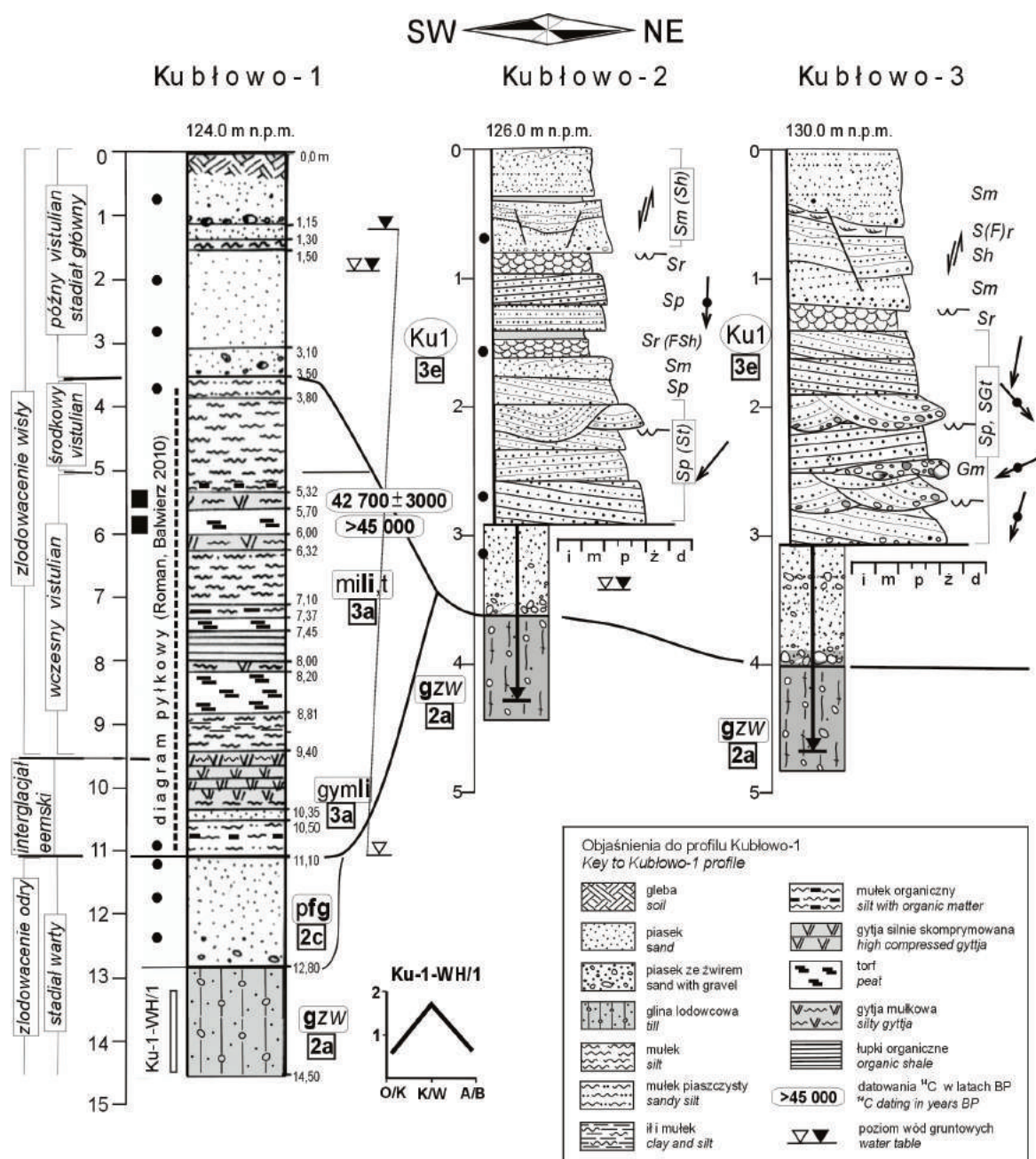
Jednostki sedymentacyjne

Na podstawie badań przeprowadzonych w dwóch odsłonięciach w Kubłowie (Kubłowo-2, Kubłowo-3) wyróżniono piaszczysto-żwirową



Rys. 32. Obszar testowy Kubłowo. Powierzchniowa budowa geologiczna i lokalizacja stanowisk

Kubłowo case study area. Surface geology and location of sites



Rys. 33. Obszar testowy Kubłowo. Korelacja profili Ku-1, Ku-2 i Ku-3

lokalizacja profili jak na rys. 32, jednostki litostratygraficzne por. tab. 3

Kubłowo case study area. Correlation of the profile Ku-1, Ku-2 and Ku-3

for location see Fig. 32 and Tab. 3 for lithostratigraphic units

jednostkę sedimentacyjną **Ku1**, poniżej której występuje szara glina lodowcowa **gzw** stwierdzona wierceniami wykonanymi w dnach żwirowni (rys. 33). Wydzielone serie skorelowano ze szczegółowo opracowanym profilem wiercenia Kubłowo-1 (Roman, Balwierz 2010), w którym pod osadami piaszczysto-żwirowymi odpowiadającymi jednostce **Ku1** występowały utwory jeziorne oraz torfy (gymli, mili,t) z interglacjału eemskiego

i vistulianu o łącznej miąższości 7,6 m, a niżej piaski glacyfluwalne **pfg** i glina lodowcowa **gzw**.

Jednostka piaszczysto-żwirowa **Ku1**

W budowie tej jednostki sedimentacyjnej, mającej miąższość 3,5–4,0 m, początkowo biorą udział piaski o przekątnym warstwowaniu płaskim (**Sp**), a także piaski żwirowe lub piaski o warstwowaniu rynnowym (**SGt**, **St**), które tworzą ławice

średniej skali (rys. 33). Wśród tych litofacji pojawiają się nieciągłe, kilkunastocentymetrowej grubości warstwy masywnych żwirów (*Gm*) z otoczkami, których średnica niekiedy dochodzi do 0,2 m. Ku stropowi jednostki **Ku1** grubość ziarna maleje, podobnie jak i miąższość poszczególnych litofacji. Występują tu małej i średniej skali ławice zbudowane ze średnioziarnistych piasków o przekątnym warstwowaniu płaskim (*Sp*), przechodzące w drobnoziarniste piaski o laminacji riplemarkowej lub strukturze masywnej (*Sr*, *Sm*). Sporadycznie zwieńcza je kilkucentymetrowa warstwa laminowanych mułków (*FSh*). W stropie jednostki **Ku1** występują masywne piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirami (*Sm*), a niekiedy piaski o słabo zaznaczonym warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*). W obrębie tych litofacji notowane są drobne, synsedymencyjne uskoki grawitacyjne. Z wierceń wykonanych w dnie żwirowni wynika, że w spągu serii glaciłfluwalnej **Ku1** występuje ławica grubych żwirów, które na kontakcie z podścielającym je szarym diamiktonem (*gzw*) nabierają cech podłoża. Kierunki paleoprądów mierzone w strukturach przekątnych warstwowań płaskich i rynnowych wskazują na południowy, z odchyleniem ku zachodowi kierunek odpływu wód (rys. 33). W tym kierunku generalnie maleje udział grubszej frakcji w budowie jednostki **Ku1**.

Interpretacja. Dominujące w jednostce sedymencyjnej **Ku1** litofacje *Sp* interpretowane są jako osad koryta o niewielkiej głębokości i intensywności przepływu, deponowany w wyniku progradacji odsypów poprzecznych. Z lokalnymi płytciznami koryta związane było powstawanie litofacji *Sh* odkładanych w warunkach górnego płaskiego dna. Zestawy litofacji *St* rozpoczynające się powierzchnią erozyjną to efekt intensywnych rozmyczeń dennych, które szybko wypełniane były osadem warstwowanym poprzecznie w wyniku przemieszczania się w dnie krętych megariplemarków. Litofacje *St* (*SGt*) są wskaźnikowe dla głębszych stref koryta i intensywniejszych przepływów właściwych dla kanałów międzyodsypowych (Zieliński 1993, 1998). Z badań przeprowadzonych w punktach Kubłowo-2 i Kubłowo-3 wynika, że analizowane osady akumulowane były w subsródownisku korytowym piaskodennej rzeki roztokowej, w jej dystalnym odcinku (por. Zieliński 1993). Odpływ wód odbywał się w sektorze kierunków S–SW i stopniowo tracił na intensywności. Spadek energii przepływu wyrażony jest malejącą wielkością ziarna i miąższości litofacji ku górze i w kierunku dystalnym, a także stopniowym zmniejszaniem udziału litofacji *St*, *SGt*. Na uwagę zasługuje fakt, że osady jednostki sedymencyjnej

Ku1 tworzą formę stożka, łagodnie nachylonego ku południowi i przechodzącego w równinę sandrową. Jednak ich cechy strukturalno-teksturalne ukazują typowy dla równiny roztokowej charakter osadów, właściwy sandrom, nie zaś stożkom aluwialnym (por. Zieliński, Van Loon 2000, 2003; Krzyszkowski, Zieliński 2002).

Osady jeziorne i torfy (gymli, mili, t)

W punkcie Kubłowo-1 (rys. 32, 33) pod 3,5 m warstwą piasków sandrowych nawiercono serię skompresowanych osadów jeziornych i torfów (gymli, mili, t) o miąższości 7,6 m. Osady jeziorne reprezentowane były przez ility i mułki, łupki organiczne oraz gytie. Torfy występowały w kilku warstwach o miąższości od 9 do 61 cm. Sekwencja osadów jeziorno-bagiennych została szczegółowo zbadana palinologicznie (Roman, Balwierz 2010). Wydzielono 18 lokalnych poziomów pyłkowych (K1–K18 L PAZ) oraz odtworzono kolejne fazy rozwoju roślinności w interglacjale eemskim, wczesnym vistulianie oraz dolnej części plenivistulianu (tab. 2).

Próbki osadów pobrane z głębokości 11,10–9,25 m przedstawiają spektra pyłkowe typowe dla sukcesji eemskiej (K1–K7 LPAZ) i charakteryzują się bardzo wysokim udziałem pyłku drzew (powyżej 90 %). Sukcesję interglacialną reprezentuje 7 lokalnych poziomów pyłkowych (K1–K7 LPAZ): K1 *Pinus-Artemisia-Juniperus*, K2 *Pinus-Betula-Quercus*, K3 *Quercus*, K4 *Corylus-Tilia-Alnus*, K5 *Carpinus-Alnus-Corylus-Tilia*, K6 *Picea-Abies-Carpinus*, K7 *Pinus-Picea*. Spektra pyłkowe próbek z głębokości 9,15–8,80 m charakteryzują roślinność subarktyczną. Wyróżniono tu poziom K8 *Poaceae-Artemisia-Juniperus-Salix*, korelowany z pierwszym stadialnym ochłodzeniem w dolnej części zlodowacenia wisły (EV1). W tym poziomie udział pyłku drzew gwałtownie spada (53,5 %). W osadach ochłodzenie to wyraziło się zmianą sedymencji organicznej (gytie) na mineralną (ity jeziorne) (rys. 33). Kolejne dwa L PAZ, K9 *Betula* i K10 *Pinus*, korelowane są z interstadialnym ociepleniem Brörup. Udział pyłku drzew w tych poziomach jest bardzo wysoki, powyżej 90 %. Ponownie odkładane są osady organiczne, tym razem w postaci torfów i namułów, przekształconych w łupki organiczne. Wyżej (głęb. 7,30–6,32 m) w analizowanym profilu występują ciemnoszare mułki, a następnie (głęb. 6,32–5,00 m) pojawiają się osady organiczne gytie, torfy i namuły torfiaste. Mułki rejestrują ponowne ochłodzenie – poziom: K11 *Artemisia-Poaceae-Juniperus*, wyrażone ustąpieniem zbiorowisk leśnych i ekspansją gatunków światłolubnych. Poziom ten korelowany jest z wczesnovistuliańskim

ochłodzeniem EV3 (tab. 2). W obrębie gytii i torfu, zapisane jest powtórne ocieplenie klimatu mające wyraz w ponownym wkroczeniu lasu brzoźowego, a następnie sosnowego (poziomy: K12 *Pinus-Betula*, K13 *Betula-Pinus*, K14 *Pinus-Betula*, K15 *Pinus-Poaceae-Artemisia*). Ocieplenie to korelowane jest z interstadiem Oderade. Profil osadów jeziorno-bagiennych (mili,t) kończy 1,5 m warstwa utworów mineralnych, w postaci laminowanych mułków, lokalnie zawierających domieszkę substancji organicznej lub piasku (rys. 33). Spektra pyłkowe próbek z tej warstwy rejestrują dwa wyraźne ochłodzenia (poziomy pyłkowe: K16 *Poaceae-Artemisia-Pinus* i K18 *Poaceae-Artemisia-Cyperaceae*) oraz rozdzielające je ocieplenie (K17 *Pinus-Poaceae*), które odpowiadają stadiom Schalkholtz i Ebersdorf oraz interstadiowi Oerel w plenivistulianie (tab. 2) (Roman, Balwierz 2010). Udział pyłku drzew w poziomie K18, który kończy sekwencję osadów zbiornikowych z Kubłowa, spada do 15,1 % i jest najniższy w całym zbadanym odcinku profilu osadów jeziorno-bagiennych.

Najwyżej położone w profilu Kubłowo-1 osady organiczne, jak się później okazało należące do poziomu pyłkowego K-14 odpowiadającego górnej części interstadiu Odderade, były datowane metodą radiowęglową. Dla osadu gytii mułowej z głębokości 5,45 m uzyskano wynik $42\,700 \pm 3\,000$ ^{14}C lat BP ($47\,070 \pm 2\,280$ cal lat BP), a dla torfu z głębokości 5,80 m $> 45\,000$ ^{14}C lat BP ($> 48\,990$ cal lat BP). Tymczasem w reperowym dla Europy Zachodniej stanowisku Oerel strop osadów interstadiu Odderade datowany jest na $60\,800 +2\,300/-1\,800$ ^{14}C lat BP (Behre, Plicht 1992). Pierwsza z dat ze stanowiska Kubłowo jest więc „odmłodzona” w porównaniu z wiekiem osadów ze stanowiska Oerel. Wiarygodna, choć niewiele wnosząca jest druga data.

Piaski glacyfluwialne pfg

Poniżej serii osadów jeziorno-bagiennych w profilu Kubłowo-1, na głębokości 11,1–12,8 m, występują średnioziarniste piaski z domieszką

żwiru w spągu. Spoczywają one na szarej glinie lodowcowej **gzw** (rys. 33). Piaski **pfg** są lekko wapniste (1,5 % CaCO_3) i nie stwierdzono w nich obecności spor. Z badań morfoskopowych wynika, że ziarna kwarcu w piaskach tej serii mają średni stopień obróbki oraz największy udział mają tu ziarna pośrednie EM (31,1–43,0 %), przy wyrównanej proporcji ziaren kształtowanych w wysokoenergetycznym środowisku wód płynących EL (24,0–39,8 %) i okrągłych matowych, kształtowanych w środowisku eolicznym RM (14,5–36,0 %). Udział ziaren świeżych (NU) nie przekracza 1,0 %. Na podstawie położenia w profilu geologicznym oraz opisanych cech teksturalnych piaski **pfg** określono jako glacyfluwialne, związane z recesją lądolodu, który pozostawił podścielającą je glinę.

Glina lodowcowa gzw

Najniższą pozycję wśród rozpoznanych w Kubłowie osadów zajmuje szara, wapnista (9 % CaCO_3) glina lodowcowa **gzw** (rys. 33). Strop gliny występuje na 122,3–126,0 m n.p.m. w rejonie odsłoneń Kubłowo-2, Kubłowo-3 oraz na 111,2 m n.p.m. w Kubłowie-1, w miejscu kopalnej niecki jeziornej (rys. 8, 32). Skład petrograficzny żwirów **gzw** cechuje przewaga wapieni północnych (34 %) nad skandynawskimi skałami krystalicznymi (23,9 %). Z pozostałych skał północnych największy udział ma kwarc (9,4 %) oraz piaskowce i kwarcyty (3,8 %). Skały lokalne stanowią 28,3 %. Współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B wynoszą odpowiednio 0,62–1,76–0,57. Na podstawie cech petrograficznych i położenia gliny w profilu geologicznym można ją uznać za zwierzęcą osad, który przypuszczalnie jest odpowiednikiem litotypu gliny Mochty, korelowanego z regionalnym litotypem **W₂** reprezentującym glinę stadiu warty (Lisicki 2003).

Interpretacja

W obszarze testowym Kubłowo, w 2 odsłonięciach i wierceniu, udokumentowano osady glacygeniczne ze stadiu warty, osady jeziorne z interglacjalu eemskiego, leżące na nich w ciągłości sedymentacyjnej utwory jeziorno-bagienne z wcze-

Tabela 2

Korelacja lokalnych poziomów pyłkowych z Kubłowa (L PAZ) z regionalnymi poziomami pyłkowymi (R PAZ) wyróżnionymi dla Wysoczyzny Płockiej (Krupiński 2005), rejonu Konina (Tobolski 1991) oraz dla Polski (Mamakowa 1986, 1988, 1989) z podziałem chronostratygraficznym (Menke, Tynni 1984; Behre, Lade 1986; Behre 1989)

Correlation of local pollen zones (L PAZ) from Kubłowo with regional pollen zones (R PAZ) distinguished for the Płock Plateau (Krupiński 2005), Konin region (Tobolski 1991), and for Poland (Mamakowa 1986, 1988, 1989) and with chronostratigraphy (Menke, Tynni 1984; Behre, Lade 1986; Behre 1989)

Głębokość [cm]	Kublowo	R PAZ dla Wysoczyzny Płockiej wg Krupńskiego (2005)	R PAZ dla regionu Konina wg Tobolskiego (1991)	R PAZ dla Polski wg Mamakowej (1986, 1988, 1989)	Chronostratygrafia wg Menke, Tynni (1984), Behre, Lade (1986), Behre (1989)		
					WP III Ebersdorf Stadial	WP II Oerel Interstadial	WP I Schalkholz Stadial
380–395	K 18 Poaceae- <i>Artemisia</i> -Cyperaceae		NAP II				
405–435	K 17 <i>Pinus</i> -Poaceae		<i>Betula nana</i> - <i>Empetrum</i> <i>Betula alba</i> - <i>Artemisia</i> <i>Betula nana</i> -NAP				
445–490	K 16 Poaceae- <i>Artemisia</i> - <i>Pinus</i>	NAP-(<i>Artemisia</i> - <i>Pinus</i>)	<i>Salix-Equisetum</i>				
500–530	K 15 <i>Pinus</i> -Poaceae- <i>Artemisia</i>	<i>Pinus</i>	<i>Pinus</i>	EV4 <i>Pinus</i> - <i>Betula</i>	WE IV Odderade Interstadial		
540–590	K 14 <i>Pinus</i> - <i>Betula</i>						
600	K 13 <i>Betula</i> - <i>Pinus</i>		<i>Pinus</i> - <i>Betula</i>				
620	K 12 <i>Pinus</i> - <i>Betula</i>						
625–730	K 11 <i>Artemisia</i> -Poaceae- <i>Juniperus</i>	NAP- <i>Artemisia</i> -(<i>Larix</i>)	NAP I	Gramineae- <i>Artemisia</i> - <i>Betula nana</i>	WE III Rederstall Stadial		
740–790	K 10 <i>Pinus</i>	<i>Pinus</i> - <i>Betula</i> -(<i>Larix</i> - <i>Artemisia</i>)	<i>Pinus</i> <i>Betula</i> -NAP	EV2 <i>Betula</i> - <i>Pinus</i>	WE II Brörup Interstadial		
800–870	K 9 <i>Betula</i>	<i>Betula</i> -(<i>Pinus</i>)	<i>Betula</i> - <i>Larix</i> NAP- <i>Betula</i>				
880–915	K 8 Poaceae- <i>Artemisia</i> - <i>Juniperus</i> - <i>Salix</i>	NAP- <i>Artemisia</i>	<i>Artemisia</i> -NAP	EV1 Gramineae- <i>Artemisia</i> - <i>Betula nana</i>	WE I Herning Stadial		
925–960	K 7 <i>Pinus</i> - <i>Picea</i>	<i>Pinus</i>	<i>Pinus</i>				
965	K 6 <i>Picea</i> - <i>Abies</i> - <i>Carpinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Picea</i> - <i>Abies</i>	<i>Picea</i> - <i>Abies</i> - <i>Alnus</i>	Late		
975–995	K 5 <i>Carpinus</i> - <i>Alnus</i> - <i>Corylus</i> - <i>Tilia</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Carpinus</i> - <i>Corylus</i> - <i>Alnus</i>	Middle		
1010–1020	K 4 <i>Corylus</i> - <i>Tilia</i> - <i>Alnus</i>	<i>Corylus</i>	<i>Corylus</i>	<i>Corylus</i>			
1030	K 3 <i>Quercus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Quercus</i>			
1040–1090	K 2 <i>Pinus</i> - <i>Betula</i> - <i>Quercus</i>	<i>Pinus</i>	<i>Pinus</i> - <i>Betula</i>	<i>Pinus</i> - <i>Betula</i>	Early		
1100	K 1 <i>Pinus</i> - <i>Artemisia</i> - <i>Juniperus</i>	<i>Betula</i>					

snego i środkowego vistulianu oraz rozpoczynające się rozległą powierzchnią erozyjną osady glacialne, tworzące sandry na przedpolu LGM (rys. 8, 32). Zapis palinologiczny z osadów jeziornych i bagiennych tego profilu rejestruje najdłuższą w centralnej Polsce ciągłą sekwencję eemsko-vistuliańską, obejmującą cały interglacjał eemski, wczesny vistulian, z wyróżnionymi w jego obrębie ciepłymi oscylacjami klimatycznymi Brörup i Oederade, a także dolny odcinek plenivistulianu, poprzez stadiały Schalkholz i Ebersdorf oraz rozdzielające je ocieplenie Oerel (tab. 2). Zauważalna jest zbieżność zmian litologii osadów ze zmianami klimatycznymi zapisanymi w zespołach pyłkowych. Wyraża się to wzrostem udziału części mineralnych w osadach złożonych w chłodnych okresach. Jest to dobrze zaznaczone przejściem z sedimentacji organogenicznej w mineralną na przełomie interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły, a także interstadiałów i stadiałów w obrębie vistulianu.

Brak przykrycia osadów eemskich w Kubłowie gliną lodowcową lub jej residuum wskazuje, że obszar Kubłowa pozostawał poza zasięgiem ostatniego lądolodu. Granica LGM wyznaczona została około 1 km na północ od Kubłowa na podstawie świadectw geomorfologicznych (początki sandrów, dystalne części rynien) i po południowej granicy zasięgu najmłodszej gliny lodowcowej (rys. 8, 32).

Maksymalny zasięg ostatniego lądolodu w lobie płockim

Maksymalny zasięg lądolodu w lobie płockim wyznaczono na podstawie kryteriów geomorfologicznych i geologicznych. Jest on precyzyjnie określony jedynie w zachodniej i wschodniej części lobu płockiego, w centralnej części jest problematyczny z uwagi na słaby wyraz morfologiczny i wątpliwy wiek form w strefie glacialnej lądolodu, a także silne rozczłonkowanie lub całkowite usunięcie osadów i form związanych z LGM w wyniku odpływu wód roztopowych podczas deglacjacji oraz późniejszej erozji rzecznej.

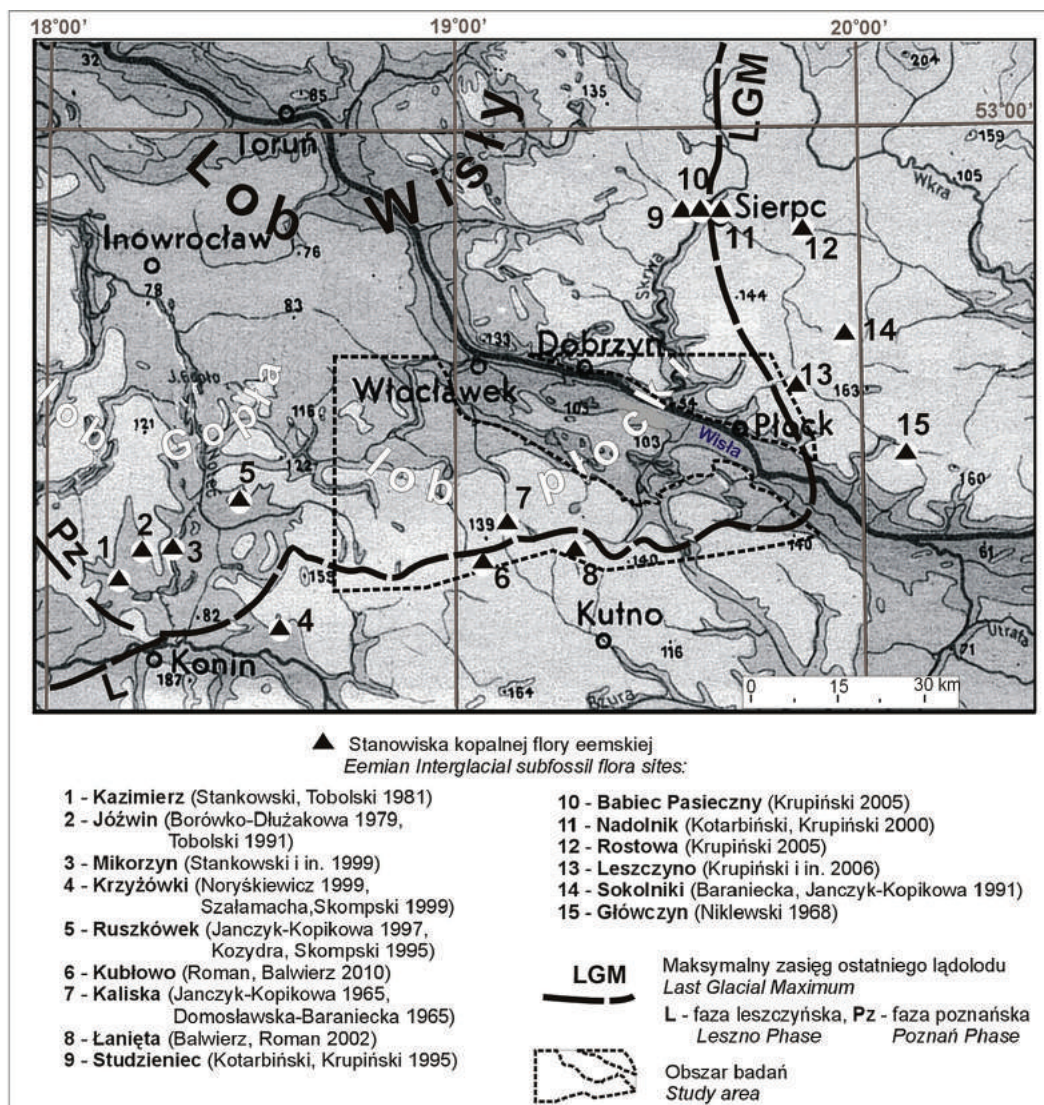
W strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły moreny czołowe występują sporadycznie (rys. 15) i za wyjątkiem opisanego wzgórza morenowego w Przedeczu (rys. 7, 29), mają charakter akumulacyjny (Korzecznik, Walentowo, Antoniewo, Mijkowo, Żagoty). Moreny akumulacyjne rzadko tworzą wzniesienia o wysokości ponad 10 m (Korzecznik), zazwyczaj są to niewielkie, 3–6 m wysokości grzbiety (Żagoty) lub ciągi owalnych wzniesień (rys. 30, Mijkowo), a także poje-

dyncze krótkie stożki glacialne o wysokości kilku metrów (Antoniewo, Walentowo). W formach tych zachowane są niekiedy ślady kontaktu lodowego (Walentowo), wyrażone krawędzią sedimentacyjną zbudowaną z redeponowanych osadów ablacyjnych. W Walentowie pod osadami glacialnymi Baraniecka (1989) udokumentowała namuły, które na podstawie ekspertyzy palinologicznej uznała za pochodzące z interglacjału eemskiego. Stożki glacialne występujące w okolicy Antoniewa mają apeksy zbudowane z osadów piaszczystych, wśród których występują pojedyncze głazy oraz pakiety piaszczystych diamiktonów o charakterze spływowym. Wyraźne jest drobnienie osadów i zanikanie wkładek diamiktonów ku południowi. Proksymalne części stożków wyznaczają tu przebieg czoła lądolodu, co potwierdza również pojawienie się w miarę zwartej pokrywy gliny na północ od tych form (rys. 8, 9, 10, 11). Przebieg LGM w lobie płockim najczęściej zaznaczony jest początkami sandrów zewnętrznych (wyższego poziomu sandrowego), a także dystalnymi fragmentami rynien. W osi rynien, u wylotu dawnych kanałów lodowych, zazwyczaj biorą początek niższe poziomy sandrowe, które w częściach proksymalnych wcięte są w starsze osady, natomiast ku południowi poziomy sandrowe zlewają się w jedną powierzchnię przechodząc w sandry dolinne. W okolicach Sokołowa (rys. 15) zasięg LGM zaznaczony jest zespołem wałowych pagórków poroździelanych ciągami wytopisk ukierunkowanych równolegle do zarysu dawnej krawędzi lodowej. Szczegółowe badania sedimentologiczne i geologiczne przeprowadzone w tej strefie pozwoliły zidentyfikować zespół linijnie uporządkowanej rzeźby jako formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych (Roman 2004a). Zdaniem Kasprzaka (1988, 2003) kształtowanie tego typu form, których klasyczny przykład autor opisał dla lobu Sławy Śląskiej na Nizinie Wielkopolskiej, zachodziło w warunkach aktywnego odstepowania czoła lądolodu. Na wschód od doliny Osetnicy po Gąbin, granicę LGM wyznaczono już głównie na podstawie kryteriów geologicznych, tycząc ją po południowym zasięgu rozprzestrzenienia bazalnej gliny lodowcowej, zachowanej tu fragmentarycznie, w postaci płatów w obrębie równiny sandrowej (rys. 15). Lokalnie wśród sandrów spotykane są lekko wyniesione powierzchnie, w budowie których znaczny jest udział materiału grubookruchowego. Charakterystyczny ciąg tego typu powierzchni, nawiązujący do przebiegu czoła lądolodu sugeruje, że są to pozostałości wyższego poziomu sandrowego znaczącego zasięg LGM.

Ważnym kryterium przy wyznaczaniu LGM w łobie płockim było śledzenie południowej granicy rozprzestrzenienia najmłodszej gliny lodowcowej w nawiązaniu do stanowisk flory z interglacjału eemskiego (rys. 34). W strefie LGM w ostatnich latach udokumentowano palinologicznie szereg nowych stanowisk zawierających jeziorne i bagienne osady eemskie, a w niektórych przypadkach długie sekwencje eemsko-vistuliańskie. Rozpatrzono sytuację paleogeomorfologiczną i geologiczną tych stanowisk uwzględniając fakt przykrycia, lub nie przykrycia, osadów eemskich gliną lodowcową lub jej residuum. Fakt ten uwzględniano już wcześniej przy delimitacji obszaru zajętego przez łob płocki (por. Baraniecka 1989; Roman 2003; Krupiński i in. 2006; Roman,

Balwierz 2010), zaś dla północnej części Wysoczyzny Płockiej (Płońskiej) kryterium to było podstawą przesunięcia granicy LGM na wschód od Sierpca (Kotarbiński, Krupiński 1995, 2000; Kotarbiński 1999a, b).

W świetle zebranego materiału badawczego uściślono przebieg LGM w łobie płockim, który w przybliżeniu określa linia łącząca miejscowości: Korzecznik – Przedecz – Kubłowo – Walentowo – Kamienna – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Szczawin – Gąbin – Mijakowo – Goślice – Zagoty (rys. 15). Na niektórych odcinkach pokrywa się ona z wcześniejszymi ustaleniami Baranieckiej i Skompskiego (1978), Baranieckiej (1989, 1991), Roman (1999b, 2003) oraz Włodka (2009).



Rys. 34. Zasięg ostatniego lądolodu i występowanie stanowisk z kopalną florą eemską w centralnej Polsce (wg Roman, Balwierz 2010, zmienione)

The last Scandinavian ice sheet limit and distribution of Eemian subfossil flora sites in central Poland (after Roman Balwierz 2010, modified)

STANOWISKA WYSOCZYZNOWE

Zdaniem Kasprzaka (2003) równinne powierzchnie wysoczyzny zawierają najpełniejszy, najmniej przeobrażony procesami erozyjnymi, zapis sedymentacji glacialnej, stanowiąc potencjalne źródło informacji odnośnie transgresji i zaniku lądolodu. Równiny zbudowane z gliny morenowej stanowią powszechny element rzeźby w obszarze młodoglacjalnej wysoczyzny występującej w zasięgu łobu płockiego (rys. 15). W obszarze płaskiej lub falistej wysoczyzny polodowcowej zbadano 8 stanowisk, z których 6 (Gaj, Gole, Guźlin, Kowal, Kretki, Zawada Nowa) położonych jest w południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego, jedno na wysoczyźnie obrzeżającej od południa Kotlinę Płocką (Lisica) i jedno na Pojezierzu Dobrzyńskim (Rokicie) (rys. 2, 3).

Stanowiska Lisica, Kretki, Zawada Nowa szczegółowo opisano wcześniej (Roman 2003, 2004a, 2009), a obecnie uwzględniono nowe dane dotyczące datowań OSL dla profilu Lisica. Ponadto profil w Kretkach zbadany został w ostatnich latach przez Molewskiego (2007, stanowisko Boża Wola), który zreinterpretował wiek piaszczysto-mułkowych utworów podglinowych na podstawie datowań OSL, a także przeprowadził badania petrograficzne żwirów gliny lodowcowej. Stanowiska wysoczyznowe, w których wykonano pomiary struktur kierunkowych, z wyjątkiem Guźlina, uwzględniano przy omawianiu kierunków ruchu lądolodu w dystalnej części łobu Wisły (Roman 2007c, 2008a). Z obecnie prezentowanych stanowisk, jedynie Guźlin omówiono szczegółowo, z uwagi na specyfikę i miąższość opracowanego profilu (rys. 35), a także na lokalizację stanowiska w obszarze obniżonej, płaskiej powierzchni wysoczyzny na zapleczu analizowanych pasm glaciomarginalnych. Pozostałe profile skorelowano i zestawiono na rysunku 36 oraz zamieszczono ich syntetyczny opis.

Stanowisko Guźlin

Położenie i sytuacja geologiczna

Stanowisko Guźlin jest najdalej na północ położonym stanowiskiem kluczowym w badanej części Pojezierza Kujawskiego. Znajduje się około 1,5 km na południowy wschód od Brześcia Kujawskiego, w obszarze płaskiej wysoczyzny polodowcowej rozciągającej się na północ od pasma wzniesień Czamanin – Paruszewice – Jezioro Borzymowskie. Na zapleczu wspomnianego pasma

powierzchnia wysoczyzny położona jest na około 95 m n.p.m. i opada łagodnie ku pradolinie Wisły do 80 m n.p.m. Równina ta, zbudowana głównie z gliny morenowej, stanowi południowy fragment rozległego obniżenia, określanego jako depresja egzaracyjna Wysoczyzny Kujawskiej (Molewski 2007). W obrębie tej obniżonej powierzchni, w rejonie Gniewkowa i Konecka, Molewski (2007, ryc. 12) wykrył ślady wielkoskalowej lineacji glacialnej powstałej prawdopodobnie w warunkach subglacjalnych. W okolicach Guźlina powierzchnia wysoczyzny występuje na 82–87 m n.p.m. i jest obniżona o około 20 m w stosunku do wysoczyzny znajdującej się w południowej części łobu płockiego.

Według Brzezińskiego (2003, 2007), w stadiale głównym zlodowacenia wisły rejon Brześcia Kujawskiego został objęty dwukrotnie lądolodem, czego świadectwem mają być dwa pokłady gliny lodowcowej, udokumentowane w okolicy Kazania (4 km na S od Brześcia Kujawskiego), rozdzielone łąkami i mułkami zastoiskowymi o miąższości do 3 m lub młodszymi od nich piaskami glacyfluwialnymi. Ten sam pokład osadów zastoiskowych dostępny był do badań w stanowisku Guźlin oraz odsłania się w zboczach doliny Zgłowiączki w Brześciu Kujawskim, w krawędzi Kotliny Płockiej w okolicach Wieńca, a także buduje powierzchnię erozyjnego poziomu pradolinowego w rejonie Pikutkowa na południe od Wieńca (Brzeziński 2003) (por. rys. 7, 15).

Dotychczasowe badania

W wyrobisku Guźlin, należącym do nieczynnej cegielni Rumaki koło Brześcia Kujawskiego, dotychczas nie były wykonane badania litofacjalne. Ogólne obserwacje prowadzono w związku z opracowaniem szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Brześć Kujawski (Brzeziński 2003).

Jednostki sedymentacyjne

Badania prowadzono w zachodniej ścianie nieczynnej glinianki w Guźlinie w trzech profilach, oddległych od siebie o około 50 m. Wyróżniono 3 jednostki sedymentacyjne: piasków fluwialnych **Gu1**, łąk i mułków zastoiskowych **Gu2** i gliny morenowej **Gu3** (rys. 35). Łączna miąższość wydzielonych jednostek wynosi 11,2 m, przy czym ich osady odsłaniały się jedynie do głębokości 7,5 m. Dolna część jednostki **Gu1** znana jest z wiercenia wykonanego w dnie wyrobiska, po-

dobnie jak występująca poniżej szara glina lodowcowa **gzw**, której strop leży na 74,8 m n.p.m.

Jednostka piaszczysta Gu1

W zachodniej ścianie wyrobiska w Guźlinie, na 6,5–7,5 m p.p.t., odsłaniał się strop piaszczystej jednostki **Gu1**. Jak wynika z wiercenia miąższość osadów piaszczystych, wynosi 4,7 m (rys. 35). Jednostkę rozpoczyna cienka warstwa żwirów spoczywających na glinie lodowcowej **gzw**, a następnie występują średnioziarniste piaski z pojedynczymi żwirami i piaski średnioziarniste z przewarstwieniami piasków mułkowatych. Górna partia osadów tej jednostki, dostępna już w odsłonięciu, reprezentowana była przez piaski średnioziarniste z domieszką żwiru oraz piaski średnio- i drobnoziarniste o płaskim warstwowaniu przekątnym (*Sp*), tworzące ławice średniej skali. Wyżej zalegają piaski mułkowane o przekątnej laminacji riplemarkowej (*Sr*, *SFr*) zaliczone już do jednostki **Gu2**. Kontakt piasków **Gu1** z nadległą jednostką jest sedymentacyjny, bez śladów intensywniejszej erozji, wyrażony zmianą litofacji, a zwłaszcza skokowym wzrostem stopnia eolizacji ziaren kwarcu. Średni kierunek paleoprądów określony na podstawie pomiarów w strukturach płaskich warstwowań przekątnych wskazuje na odpływ wód ku NW.

Z badań morfoskopowych piasków wynika, że w górnej partii jednostki **Gu1** ziarna kwarcu mają średni stopień obróbki, przy generalnie największym udziale ziaren kształtowanych w wysokoenergetycznym środowisku wód płynących. Liczebność ziaren zaokrąglonych błyszczących (EL) wynosi 32,5–40,8 %, podczas gdy pośrednie (EM) stanowią 27,3–34,2 %, zaś okrągłe matowe, kształtowane w środowisku eolicznym (RM) od 21,8 do 29,5 %. Udział ziaren świeżych (NU) nie przekracza 1,5 %. W piaskach jednostki **Gu1** zaznacza się generalne drobnienie ziarna w górę profilu. Sporadycznie występują w nich szczątki materii organicznej w postaci detrytus roślin. Ekspertyzowa analiza palinologiczna dwóch próbek piasków z domieszką humusu wykazała bardzo niską frekwencję pyłku roślin, występowanie jedynie skorodowanych (redeponowanych) sporomorf taksonów o wyższych wymaganiach termicznych, przy obecności sporomorf typowych dla chłodnych zbiorowisk roślinnych z okresu funkcjonowania zbiornika sedymentacyjnego (*Artemisia*, *Heliantherium*, *Hippophae*, *Polygonum viviparum*).

Zawartość węglanu wapnia jest niska (0,2–0,9 %). Piaski drobnoziarniste ze stropu serii **Gu1**, z głębokości 6,6 m p.p.t. poddane zostały datowa-

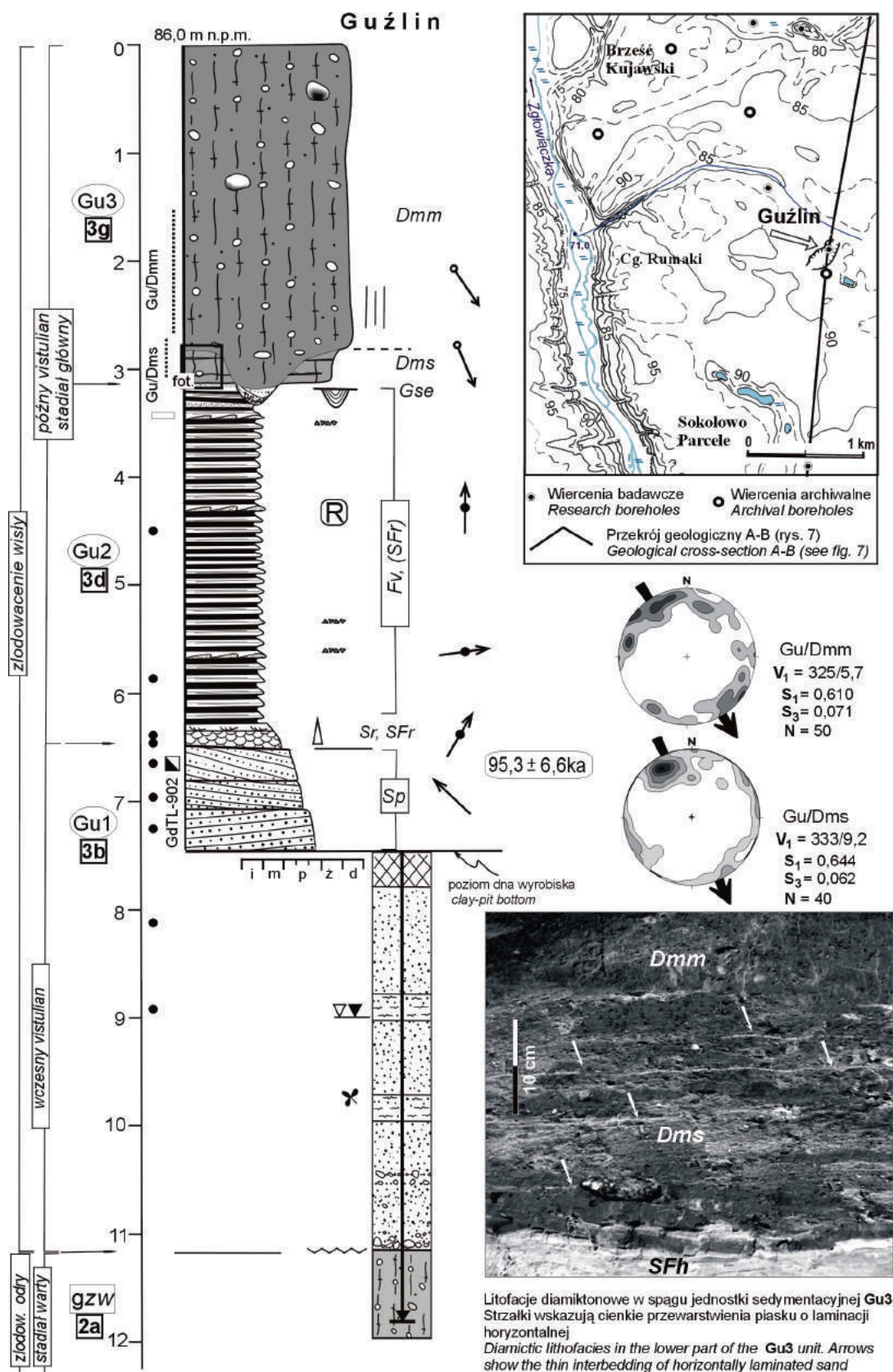
niu metodą OSL, które określiło ich wiek na $95,0 \pm 6,6$ ka.

Interpretacja. Piaski spoczywające bezpośrednio na glinie lodowcowej **gzw** i podścielające serię utworów zastoiskowych **Gu2** były akumulowane w subśrodowisku korytowym dość płytkiej rzeki roztokowej w wyniku przyrostu dystalnego odsypów poprzecznych (litofacje *Sp*). Na podstawie sytuacji geologicznej, cech teksturalnych osadów oraz datowania stropu serii piaszczystej można przypuszczać, iż osady fluwialne **Gu2** wypełniają rozcięcie dolinne utworzone w interglacjalne eemskim. Ich górna część, datowana OSL na $95 \pm 6,6$ ka, akumulowana była zatem we wczesnym vistulianie. Depozycja osadów miała miejsce w korycie rzeki odprowadzającej wody ku NW, prawdopodobnie zasilającej pra-Zgłowiąckę.

Jednostka ilasto-mułkowa Gu2

Iły i mułki jednostki **Gu2** w rejonie Guźlina mają miąższość 3–5 m. Spąg osadów znajduje się na wysokości 79–81 m n.p.m. natomiast strop na 83–85 m n.p.m. W ich podłożu występują piaski jednostki **Gu1**, a w południowej części wyrobiska Guźlin glina lodowcowa **gzw**. Strop podścielającej gliny podnosi się ku południowi, w tym też kierunku, ku peryferiom dawnego basenu sedymentacyjnego, zmniejsza się miąższość osadów zbiornikowych (rys. 7).

W zbadanym profilu osady jednostki **Gu2** spokojnie spoczywają na piaskach rzecznych **Gu1** (rys. 35), natomiast strop osadów zbiornikowych jest ścięty i przykryty gliną morenową. Jednostkę ilasto-mułkową (**Gu2**) rozpoczyna 0,3 m warstwa piasków i piasków mułkowatych o przekątnej laminacji riplemarkowej (*Sr*, *SFr*). Na nich, w ciągłości sedymentacyjnej, spoczywają masywne lub poziomo laminowane iły, przechodzące w iły i mułki o rytmie warwowym (*Fv*). Rytm warwowy określają cykle depozycyjne o miąższości 3–10 cm, składające się z dwóch członów – dolnego, zwykle bardziej miąższego, zbudowanego z mułkowej lub mułkowo-piaszczystej warstewki jasnej (beżowej) oraz członu górnego, czyli ciemnej warstewki czekoladowo-brązowego, masywnego lub laminowanego iłu. W spągu rytmu, w podściółce warw jasnych, występuje cienki (1–2 mm) mułkowo-piaszczysty film oraz podrzędna laminacja pozioma, charakterystyczne i powszechne w osadach glacialimnicznych (Merta 1978). Sporadycznie w laminach mułkowo-piaszczystych zaznacza się przekątna laminacja riplemarkowa (*SFr*). Pojedyncze pomiary paleoprądów w strukturach prądowych wskazują na ekstraglacjalny kierunek zasilania zbiornika (rys. 35). Jest to zgodne ze



Rys. 35. Stanowisko Guźlin. Profil litostratygraficzny

objaśnienia na rys. 4, 5 i w tab. 1

Guźlin site. Lithostratigraphical log

explanations as in Figs 4, 5 and Tab. 1

spostrzeżeniami Merty (1996) i potwierdza skrajnie dystalne położenie zbiornika względem lądolodu. Warwy ciemne, ilaste, są masywne lub utworzone z drobno laminowanego iłu pylastego zwieńczonego laminą masywną. Wyjątkowo występują nieciągłe warstewki drobnej brekcji ilastej o miąższości 0,5 cm, utworzonej przypuszczalnie w efekcie spękań synerezyjnych będących wynikiem przemian minerałów ilastych w warunkach podwodnych (por. Collinson 1994). Osady ilasto-mułkowe są silnie wapniste, zawierają 9–13 % CaCO_3 .

Z badań morfoskopowych wynika, że piaski w dolnej partii jednostki **Gu2** cechuje dobry stopień obróbki oraz wysoka zawartość ziaren eolizowanych, dwukrotnie wyższa niż w występujących poniżej piaskach fluwialnych **Gu1**. Udział ziaren okrągłych matowych (RM), kształtowanych w środowisku eolicznym, wynosi tu 40,5–58,8 %, podczas gdy pośrednie (EM) stanowią 21,3–34,1 %, a zaokrąglone błyszczące (EL) od 8,8 do 19,5 %. Liczebność ziaren świeżych (NU) nie przekracza 2 %.

Interpretacja. Najniższa, piaszczysto-mułkowa część jednostki **Gu2** składana była w płytkim zbiorniku w warunkach niskoenergetycznych przepływów z rytmicznego transportu przydennego (*Sr*, *SFr*). Zbiornik powstał w strefie wczesnowistuliańskiej doliny częściowo wypełnionej piaskami fluwialnymi **Gu1**. Z kolei sedimentacja rytmów ilasto-mułkowych jednostki **Gu2** zachodziła w strefie równiny dennej zbiornika glacialimicznego, w skrajnie dystalnej strefie basenu (por. Brodzikowski 1992, 1993). Parapelagiczna sedimentacja następowała z zawiesiny, której dostawa generowana była sezonowym cyklem zmian ablacji oraz dopływem wód ekstraglacialnych do zbiornika. Wysoka koncentracja eolizowanych ziaren kwarcu (do 58,8 % RM) w piaskach występujących w spągu jednostki wskazuje, że istniejący wówczas basen sedimentacyjny funkcjonował w warunkach klimatu zimnego z intensywnym i długotrwałym rozwojem procesów eolicznych (por. Kozarski i in. 1988; Goździk, Zieliński 1996; Goździk 2001; Zieliński 2007). Tak znaczny udział eolizowanych ziaren kwarcu w osadach zlodowacenia wisły notowany jest dopiero w pleniglacjale (m.in. Manikowska 1993, 1996; Klatkova 1996b; Goździk 2001, 2007; Petera 2002). Wiek jednostki **Gu2** należy zatem wiązać z tym okresem.

*Jednostka gliny morenowej **Gu3***

Glina lodowcowa jednostki **Gu3** ma miąższość 3–3,5 m. Jej dolną część, o grubości 0,2–0,4 m, tworzy masywny jasnobrązowy diamikton

piaszczysto-mułkowy (*Dms*) o słabo zaznaczonym warstwowaniu wynikającym z obecności cienkich (0,5–1 cm), ciągłych warstewek mułkowatego piasku, występujących w rytmie co 8–12 cm. W warstewkach mułkowo-piaszczystych niekiedy zaznacza się laminacja pozioma. Kontakt diamiktonu z osadami podłoża jest ostry, spąg równy, natomiast przejście do wyżej leżącego masywnego diamiktonu *Dmm* jest stopniowe (rys. 35). W spągu gliny stwierdzono płytkie (0,4 m) rozmycie kanałowe o szerokości 1,5 m wypełnione materiałem żwirowo-piaszczystym. Powyżej rozmycia spąg gliny lekko ugina się ku dołowi, nieznacznie wypełniając górną część kanału. W tym miejscu, w obrębie gliny *Dms*, ciągłość warstewek mułkowo-piaszczystych jest przzerwana, a ugięcie związane jest z wkroczeniem wyżej leżącego masywnego diamiktonu. Matriks diamiktonu *Dms* zawiera 40,8 % frakcji pyłowej, 40,1 % piasku i 17,2 % iłu. Udział żwiru wynosi zaledwie 1,9 %. Natężenie orientacji dłuższej osi klastów w glinie (*Dms*) jest wysokie. Odzwierciedla to znaczna wartość $S_1 = 0,644$ i niska $S_3 = 0,062$, z maksimum koncentracji wskazującym kierunek NNW–SSE.

Zasadniczą część jednostki gliny morenowej (**Gu3**) buduje masywny diamikton *Dmm* o brązowej barwie (rys. 35). W stosunku do warstwowanej gliny w spągu jednostki, matriks diamiktonu *Dmm* jest bardziej piaszczysty (52 % piasku, 34,8 % mułku, 10,1 % iłu) oraz większa jest zawartość żwirów 3,1 %. W jego dolnej części występują pionowe spękania. Przejście pomiędzy diamiktonem masywnym a niżej leżącym piaszczysto-mułkowym *Dms* jest stopniowe. W środkowej partii masywnego diamiktonu znaleziono strukturę wypełnienia kanału piaskami o zachowanej pierwotnej strukturze sedimentacyjnej, ponadto w glinie występują kruche klasty silnie zwiertających skał metamorficznych bogatych w biotyty.

W stropowej partii diamiktonu pojawiają się nieregularne przeławicenia piaszczyste o grubości kilku, kilkunastu cm i rozciągłości 1–3 m. Pomiaru ułożenia dłuższych osi klastów, wykonane w litofacji *Dmm*, pokazują znaczny stopień uporządkowania ich orientacji, $S_1 = 0,610$, $S_3 = 0,071$, o podobnym jak w glinie *Dms* dominującym kierunku NNW–SSE (rys. 35). Średnie nachylenie klastów wynosi 5,7 °, głównie w kierunku dolodowym.

Interpretacja. Glina **Gu3** leżąca bezpośrednio na osadach ilasto-mułkowych **Gu2**, składająca się z kilkunastocentymetrowych warstw masywnego diamiktonu i lamin mułkowo-piaszczystych o grubości do 1 cm (litofacja *Dms*), powstała w wyniku przemienne następującej subgla-

cialnej depozycji z oddolnego wytapiania i sedymentacji z lokalnych przepływów wód na kontakcie stopy lądolodu i osadów podłoża. Taki sposób depozycji litofacji *Dms* związany był z powtarzającym się odpajaniem (*decoupling*) stopy lądolodu od podłoża wskutek hydraulicznego podniesienia, uwarunkowanego wysokim ciśnieniem wody w cienkiej warstwie subglacialnej (Alley 1989) przekraczającym nieco ciśnienie wywierane nadległym lodem (por. Piotrowski, Kraus 1997; Munro-Stasiuk 2000; Piotrowski i in. 2005). W wyniku tych procesów następował znaczny wzrost poślizgu bazalnego (Piotrowski, Tulaczyk 1999), a zarazem prędkości ruchu lodu (Alley 1989). Zjawiskom tym sprzyjała niska przewodność hydrauliczna osadów podłoża (iłów i mułków **Gu2** lub świeżo zdeponowanej cienkiej warstwy gliny), warunkująca gromadzenie wód subglacialnych i utrzymanie ich wysokiego ciśnienia. Z chwilą otwarcia subglacialnego przepływu kanałowego, którego śladem jest opisane wcześniej niewielkie rozcięcie w spągu gliny, nastąpił drenaż wód podlodowych i nagły spadek ich ciśnienia, w konsekwencji zanik odspojenia i znaczny wzrost tarcia u podstawy lodu oraz spowolnienie jego ruchu. Dalsze etapy formowania diamiktonu (litofacji *Dmm*) związane były z depozycją w warunkach stagnującego lodu.

Diamikton *Dms* występujący w spągu jednostki gliny morenowej **Gu3**, z uwagi na charakterystyczne cechy strukturalne (obecność cienkich horyzontów laminowanego piasku) oraz wysokie uprządkowanie *clast fabric* w glinie, można uznać za odpowiednik facji gliny B z Łążyń, wydzielonej przez Wysotę (2002) dla dolnego Powiśla i zdefiniowanej jako glina wytopnieniowo-odspojeniowa (*melt-out and decoupling till*). Znacznie bardziej drobnoziarnisty matriks badanej gliny *Dms* w porównaniu z facją B gliny z Łążyń (Wysota 2002, 2007; Piotrowski i in. 2005) jest cechą lokalną, uwarunkowaną litologią podłoża lądolodu. W klasyfikacji Evansa i in. (2006) rozpatrywana litofacja diamiktonu mieści się w szerokim pojęciu glin formowanych w trakcji subglacialnej (*subglacial traction till*). Masywny diamikton *Dmm*, stanowiący główną część jednostki **Gu3**, deponowany był ze stagnującego lub bardzo wolno poruszającego się lodu, w efekcie powolnego oddolnego wytapiania i osiadania materiału morenowego. Świadczy o tym dobre uporządkowanie *clast fabric* jak i „zakonserwowanie” wypełnień inglacjalnych kanałów oraz przetrwanie wrażliwych na obróbkę mechaniczną klastów (por. Evans i in. 2006). Diamikton *Dmm* interpretowany jest jako glina z wytopienia (*subglacial melt-*

out till). Zapewne stropowa, obecnie silnie zwiertrzała, partia diamiktonu zawierająca przewarstwienia piaszczyste, powstała przy udziale supraglacialnej depozycji wytopnieniowej.

Interpretacja

Wyniki przeprowadzonych badań oraz datowanie metodą OSL piasków ze stropu serii fluwialnej w Guźlinie wskazują, iż stadiał główny zlodowacenia wisły reprezentowany jest w tym stanowisku przez jeden pokład gliny lodowcowej, a prawdopodobnie także utwory zastoiskowe. Wskaźnikowe dla szybkiego płynięcia lądolodu są tu obecność facji gliny wytopnieniowo-odspojeniowej, a także pewne przesłanki morfologiczne, wynikające z położenia stanowiska w obszarze płaskiej, obniżonej powierzchni morenowej, interpretowanej jako niecka egzarycyjna Wysoczyzny Kujawskiej ze śladami wielkoskalowej lineacji glacialnej (Molewski 2007). Jak zauważa cytowany autor, tego typu megalineacja powstała w efekcie przemieszczania się stopy lądolodu po podłożu zbudowanym z osadów nieskonsolidowanych, może być świadectwem przemieszczania szybkich strumieni lodowych (Stokes, Clark 1999, 2001, 2003; Jennings 2006 za Molewskiego 2007).

Orientacja elementów kierunkowych w glinie z Guźlina wskazuje na kierunek przemieszczania lądolodu z NW–NNW ku SE–SSE.

Stanowiska Lisica, Kretki, Zawada
Nowa, Gaj, Gole, Kowal, Rokicie

Z analizy profili wierceń archiwalnych oraz sondowań wykonanych w ramach prac kartograficznych w obszarze badań wynika, że najczęściej spotykaną sytuacją w podłożu najmłodszej gliny jest obecność starszego pokładu gliny lodowcowej lub cienkiej, 0,1–0,5 m, piaszczysto-zwirowej warstwy rozdzielającej. Sytuację taką przedstawia profil z **Lisicy** (rys. 36), będący zarazem reperowym dla litostratygrafii glin lodowcowych w obszarze południowo-wschodnich Kujaw i Kotliny Płockiej (Roman, Lisicki 2000; Lisicki 2003). Stanowisko znajduje się na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej, około 1 km na południe od Gostynina, w obrębie glińskiego płata wysoczyzny sąsiadującego z rozległym sandrem uformowanym podczas recesji lądolodu zlodowacenia wisły (rys. 11). W Lisicy odsłaniały się trzy pokłady glin lodowcowych (rys. 36). Granice między glinami podkreślone były obecnością cienkich i nieciągłych warstw osadów glacialfluwialnych, drobnymi ścięciami w spągu środkowego pokładu diamiktonu, a nade wszystko obecnością

struktur peryglacialnych w stropie dolnej i środkowej gliny lodowcowej, wykształconych jako kliny z pierwotnym i złożonym wypełnieniem. W Lisicy przeprowadzono badania litofacjalne oraz analizę struktur peryglacialnych (Roman 1999a, 2003, 2004b), badania składu petrograficznego żwirów w glinach we frakcji 5–10 mm (Roman, Lisicki 2000), a także we frakcji >20 mm z wydzielaniem eratyków przewodnich (Czubla 2001). Na podstawie ułożenia *clast fabric* w glinach oraz orientacji struktur kinematycznych określono kierunki ruchu lądolodu (Roman 2008a). W świetle przeprowadzonych badań lito- i kinetostratygraficznych ustalono, że gliny odsłaniające się w Lisicy reprezentują trzy odrębne nasunięcia lądolodu oraz, że tylko najwyższa z nich, reprezentuje zlodowacenie wisły (Roman, Lisicki 2000; Roman 2003, 2004b). Wykluczono jednocześnie możliwość obecności lądolodu w Kotlinie Płockiej we wczesnym i środkowym vistulianie, suponowaną przez Klatkową na podstawie datowań TL glin z Lisicy (Klatkowa 1992). Opinię taką wydaje się potwierdzać aktualnie wykonane datowanie OSL piasków ze struktury klina, rozwiniętego w stropie środkowej gliny lodowcowej (rys. 36). Wiek piasków pobranych z dolnej części struktury kontrakcyjnej określono na $41,2 \pm 2,0$ ka. Piaski te charakteryzuje wysoki udział ziaren kwarcu o obróbce eolicznej (40–60 % RM) (Roman 2003). Na uwagę zasługuje zbieżność wyników datowania OSL osadów podglinowych z Lisicy i Korzenia Królewskiego (por. rys. 29). W obu przypadkach piaski charakteryzuje wysoki stopień eolizacji co sugeruje, że mogły być akumulowane w warunkach peryglacialnych. Drugie z datowań OSL w Lisicy (rys. 36), określa wiek utworów glacifluwalnych leżących na glinie i budujących rozległą równinę sandrową w okolicy Lisicy. Uzyskany wynik to $16,7 \pm 0,6$ ka. Z wcześniejszych badań nad stratygrafią osadów czwartorzędowych Kotliny Płockiej (Skompski 1969) i studiów nad rozwojem rzeźby okolic Gostynina (Roman 2003) wynika, że glina budująca powierzchnię wysoczyzny oraz piaszczyste utwory sandru w Lisicy utworzone zostały podczas tego samego nasunięcia lądolodu, zatem wiek OSL piasków sandrowych sugeruje, że zdarzenie to bliższe było fazie poznańskiej niż leszczyńskiej. Podobna sytuacja ma miejsce w Korzeniu Królewskim (*vide* rozdz. Stanowiska w strefach...), gdzie wiek piasków sandrowych na wysoczyźnie określono na $18,7 \pm 0,8$ ka oraz w Izbicy Kujawskiej – Pustynia ($18,0 \pm 0,8$ ka).

W Kretkach i Zawadzie Nowej, w odsłonięciach znajdujących się w południowej krawędzi

Kotliny Płockiej, do badań dostępna była najmłodsza glina lodowcowa oraz zaburzone glacitektonicznie osady piaszczysto-mułkowe (rys. 36). W obydwu stanowiskach rozpoznano mezostruktury kompresyjne wyrażone jako fałdy, a w Kretkach również jako nasunięcie. Struktury fałdowe to szeroko- (Zawada Nowa) i wąskopromienne (Kretki) fałdy stojące lub lekko pochylone, o amplitudzie 1–3 m, szybko malejącej wraz z głębokością. Deformacje fałdowe wygasają w utworach piaszczysto-mułkowych na 3,5–4,5 poniżej spągu gliny (4,5–6,0 m p.p.t.)

Dolną granicę deformacji wyznacza warstwa mułkowa lub mułkowo-ilasta o zatartej, zniszczonej w wyniku ścinania pierwotnej struktury sedymentacyjnej. Warstwa ta zapewne stanowiła lokalną powierzchnię poślizgu dla skracanych (fałdowanych) i przemieszczanych utworów występujących powyżej. Na podstawie orientacji struktur kompresyjnych (S_H), osi fałdów i płaszczyzny nasunięcia w Kretkach, dokonano rekonstrukcji kierunku lokalnego transportu glacitektonicznego jako działającego subhoryzontalnie w azymucie $154\text{--}165^\circ$ (z N/NNW ku S/SSE). Dla Zawady nowej azymut ten wynosił 178° .

Stwierdzone w Kretkach i Zawadzie Nowej mezostruktury są ścięte, a powyżej leży glina lodowcowa o miąższości do 2,2 m i wysokim stopniu uporządkowania klastów (rys. 36). W Zawadzie Nowej, w spągu gliny, występuje dobrze rozwinięta warstwa deformacyjna z drobnymi strukturami, charakterystycznymi dla subglacialnej strefy ścinania podatnego (Van der Wateren i in. 2000). Są to fałdki ciągnięte i foliacja (*transposed foliation*) oraz glina deformacyjna (rys. 37a). W strefie kontaktu gliny z osadami podłoża spotykane są klasty ze zlicowanymi górnymi powierzchniami i charakterystycznym, asymetrycznym kształcie (*stoss-and-lee shape*), zwrócone tępym końcem w kierunku przemieszczania mas lodowych.

W Zawadzie Nowej stwierdzono zgodność kierunku ruchu lądolodu określonego na podstawie drobnych, subglacialnych struktur deformacyjnych (kinematycznych) oraz orientacji dłuższej osi klastów w glinie formowanej pod aktywnym lodem (*subglacial traction till*) z kierunkiem transportu glacitektonicznego wyznaczonym na podstawie mezostruktur kompresyjnych. Nie wykazano tak ścisłej zbieżności w stanowisku Kretki (rys. 36). Występująca na powierzchni glina ma tam charakter wytopnieniowy (Roman 2003, 2009), a wypadkowy kierunek orientacji *clast fabric* odbiega o około 25° od kierunku kompresji glacitektonicznej wyznaczonego na podstawie mezostruktur.

Rozbieżność ta wynikać może z odmiennej historii depozycyjnej glin lodowcowych w Kretkach i Zawadzie Nowej. Ukierunkowanie klastów w glinie facji *melt-out* (Kretki) determinowane było układem naprężeń w lodzie, podczas gdy klasty w glinie deformacyjnej Zawady Nowej zostały zorientowane w strefie ścinania i są zgodne z rozkładem naprężeń panujących w strefie aktywnego kontaktu lodu z podłożem. Z uwagi na zgodność kierunków strukturalnych zaburzeń glacitektonicznych w obu stanowiskach, uznano, że tak jak bez wątpienia ma to miejsce w Zawadzie Nowej, również w Kretkach czynnikiem zaburzającym osady przedpola/podłoża był lądolód, który pozostawił glinę budującą wysoczyznę polodowcową. Zatem wiek deformacji glacitektonicznych należy wiązać z transgresją lądolodu podczas stadium głównego zlodowacenia wisły. Odrębnym zagadnieniem jest wiek zaburzonych osadów piaszczysto-mułkowych dawniej szacowany na wczesny vistulian (Roman 2003), zaś obecnie określony jako przypadający na okres zlodowaceń środkowopolskich, zgodnie z ustaleniami Molewskiego (2007) na podstawie datowania OSL osadów ze stanowiska Kretki (Boża Wola wg Molewskiego 2007).

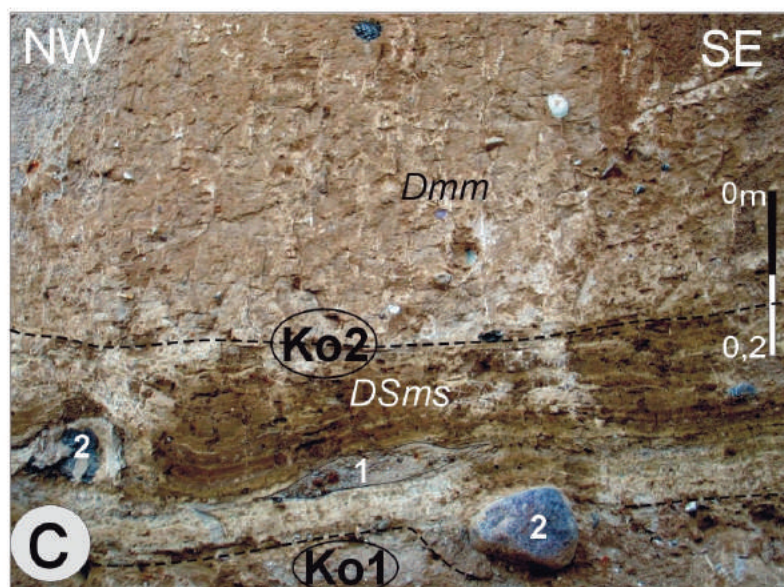
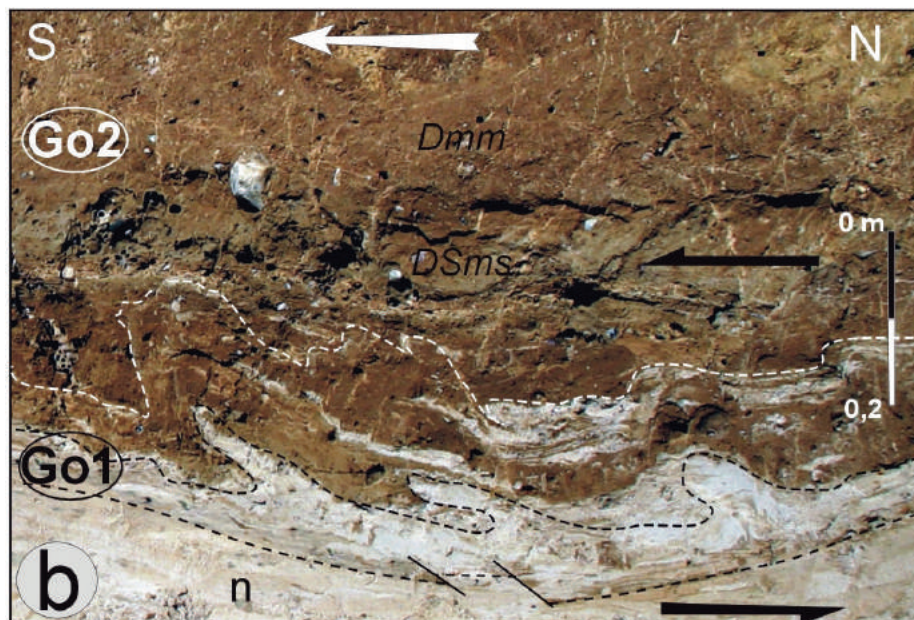
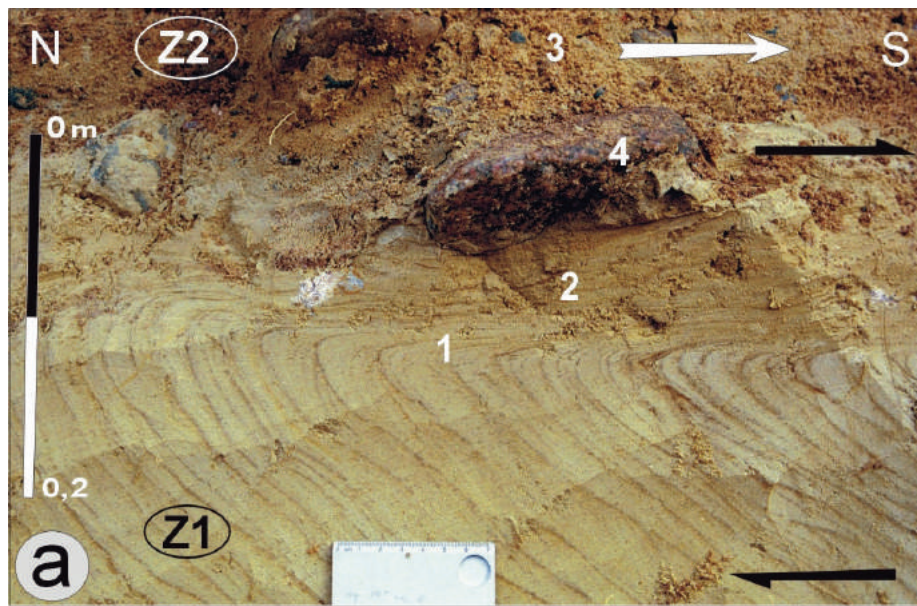
Struktury glacitektoniczne w Kretkach i Zawadzie Nowej nie mają wyrazu we współczesnej rzeźbie, natomiast ich występowanie jest powiązane z paleoreliefem, a ściślej z obecnością zbudowanego z gliny lodowcowej kopalnego skłonu wysoczyzny, zapadającego ku obniżeniu Kotliny Płockiej (Roman 2003, 2009). Skłon ten ma przebieg NW–SE, nawiązujący do kierunku obecnego zbocza Kotliny Płockiej, zaś strefa zaburzonych osadów ograniczona jest do wąskiego pasa przylegającego od północy do tej kopalnej formy krawędziowej. Kompresji działającej w płaszczyźnie subhoryzontalnej z N/NNW ku S/SSE, a więc skośnie do orientacji paleokrawędzi, poddane zostały osady piaszczysto-mułkowe wypełniające dawne obniżenie dolinne. Powstaniu proglacialnych struktur kompresyjnych sprzyjała zatem topografia podłoża, a także jednoczesna zmiana litologii osadów, na które wkraczał lądolód (por. m.in. Brykczyński 1982a; Brodzikowski 1987; Jaroszewski 1991; Dobrowolski, Terpiłowski 2006).

Rozpoznane w Kretkach i Zawadzie Nowej struktury glacitektoniczne łączy podobieństwo stylu, zasięg i sytuacja paleomorfologiczna deformacji, litologia zaburzonych osadów, zgodność kierunków transportu glacitektonicznego oraz brak wyrazu we współczesnej rzeźbie. Najprawdopodobniej wiek deformacji w obu stanowiskach jest ten sam, powiązany z okresem nasunięcia ostat-

niego lądolodu. Zaburzenia glacitektoniczne w Zawadzie Nowej ukazują progresywną sekwencję, wyrażoną nałożeniem drobnych deformacji powstałych w efekcie ścinania w subglacialnej warstwie deformacyjnej na proglacialne mezostruktury kompresyjne. Sekwencja taka odpowiada pojedynczemu cyklowi deformacji glacitektonicznych transgredującego lądolodu (por. Berthelsen 1978; Hart, Boulton 1991; Van der Wateren 1995; Pedersen 1996). Proglacialnej kompresji uległy osady starsze, zdeponowane w okresie zlodowaceń środkowopolskich.

Stanowiska **Gaj, Gole, Kowal, Rokicie** ukazywały podobny profil osadów, obejmujący najmłodszą glinę lodowcową oraz leżące pod nią osady glacyfluwialne, zajmujące pozycję międzyglinową. Strop starszej gliny odsłaniał się tylko w Rokiciu, w pozostałych stanowiskach (Gaj, Gole, Kowal) szara, wapnista, półzwarta glina została stwierdzona wierceniami wykonanymi w dnach odkrywek (rys. 36). Utwory międzyglinowe to głównie piaski i piaski żwirowe, masywne lub warstwowane horyzontalnie, a w Gaju, gdzie miąższość tych osadów była największa (3 m), tworzące średniej i dużej skali ławice o płaskim warstwowaniu przekątnym. W Kowalu i Rokiciu, w spągu osadów piaszczystych, a bezpośrednio na starszej glinie lodowcowej, występowała nieregularna warstwa masywnego, diamiktonowego żwiru z głazami, której miąższość wynosiła 0,2–0,3 m. Utwory międzyglinowe zinterpretowano jako osady sandru formowanego na przedpolu transgredującego lądolodu.

Kontakt piaszczystych osadów międzymorenowych z wyżej leżącą gliną jest na ogół dynamiczny. Wyjątkiem jest stanowisko w **Gaju**, położone najdalej na zachód ze zbadanych punktów. W Gaju kontakt gliny z piaskami podłoża jest ostry, a jej spąg równy. W dolnej partii gliny występuje cienka (do 0,15 m), nieciągła warstwa żwirowego diamiktonu przechodząca gradacyjnie w masywny, brązowy diamikton o miąższości 2 m. Natężenie orientacji dłuższej osi klastów w masywnym diamiktonie jest dość wysokie, porównywalne z ukierunkowaniem *clast fabric* w pozostałych stanowiskach wysoczyzynowych (rys. 36). W **Golach** w spągu gliny występuje strefa deformacji o grubości 0,2–0,4 m z szeregiem drobnych fałdek obalonych o jednorodnej, południowej wergencji. Struktury te są zakorzenione w piaszczystych utworach podłoża lub oderwane i rozwleczone zgodnie z kierunkiem ruchu lodu (rys. 37b). Spąg strefy penetracyjnej (zasięg wgłębnej penetracji naprężeń ścinających) wyznaczony jest szeregiem podrzędnych deformacji dysjunktywnych, wyrażo-



Rys. 37. Stanowiska wysoczyznowe. Cechy kontaktu gliny lodowcowej zlodowacenia wisły z osadami podłoża

a – Stanowisko Zawada Nowa. Drobne struktury deformacyjne utworzone pod przemieszczającym się lądolodem: 1 – fałdki ciągnięte, 2 – foliacja ze ścinania, 3 – glina deformacyjna, 4 – głaz typu *stoss-and-lee* zorientowany zgodnie z kierunkiem ruchu lodu; **b** – Stanowisko Gole. Fałdki ciągnięte w spągu gliny lodowcowej (Go2) utworzone w strefie ścinania podatnego pod poruszającym się lądolodem. Wergencja fałdków wskazuje kierunek ruchu lodu. Go1 – niezaburzone osady podłoża; **c** – Stanowisko Kowal. Warstwowana glina deformacyjna (DSms) w spągu jednostki diamiktonowej Ko2 z soczewkami osadów inkorporowanych z podłoża (1) oraz głazami ze strukturami płużenia (2) czarne strzałki pokazują kierunek ścinania w subglacialnej warstwie deformacyjnej, biała – kierunek ruchu lodu symbole jednostek sedimentacyjnych jak na rys. 36

Morainic plain site. Features of the Vistulian till-footwall sediments contact zone

a – Zawada Nowa site. Small deformation structures formed beneath moving ice: 1 – drag folds, 2 – transposed foliation, 3 – deformation till, 4 – stoss-and-lee shaped clast oriented accordingly; **b** – Gole site. Small-scale drag folds formed in ductile shear zone beneath moving ice. Fold vergence is concordant with ice movement direction, Go1 – undisturbed footwall sediments; **c** – Kowal site. Stratified deformation till (DSms) at the base of diamikton unit Ko2. Note the lenses of footwall sediments incorporated (1) and clast with ploughing marks (2) black arrows indicate shear direction in subglacial deformable bed, the white one points the ice flow direction symbols of lithofacial code and sedimentological units as in Fig. 36

nych jako położe ściecia o wergencji zgodnej z wergencją fałdków. Wymienione struktury, utworzone w efekcie ścinania podatnego na kontakcie stopy przemieszczającego się lądolodu i osadów podłoża, przechodzą gradacyjnie w glinę powstałą w następstwie subglacialnych procesów deformacji i depozycji, klasyfikowaną jako *subglacial traction till* (Evans i in. 2006), a w ujęciu Hart i Boultona (1991; Boulton i in. 2001a) obejmującą facje gliny deformacyjnej i *lodgement*. Glinę deformacyjną tworzy piaszczysty, smugowany diamikton o grubości 0,2–0,3 m, zawierający inkluzje piasków podłoża w postaci oderwanych i rozwleczonych drobnych fałdów i budin. Wobec tego miąższość warstwy deformacyjnej w Golach określona grubością facji gliny deformacyjnej i strefy, do której sięgają wgłąb struktury penetracyjne, można szacować na 0,4–0,7 m. Główną część pokładu gliny w Golach buduje masywny, homogeniczny diamikton o wyraźnym uporządkowaniu dłuższych osi klastów (rys. 36) interpretowany jako glina wytopnieniowa (*subglacial melt-out till*). Oś dominującego wektora orientacji jest zgodna z kierunkiem wergencji drobnych struktur deformacyjnych w spągu gliny i zarazem określa kierunek ruchu lądolodu.

W stanowiskach **Kowal i Rokicie** kontakt gliny z osadami podłoża jest wyraźny, choć spąg diamiktonu bywa nierówny. W Kowalu związane jest to z występowaniem klinów gliniastych rozwiniętych po powierzchni drobnych, położeń ścieć obecnych na kontakcie gliny i piasków podłoża i sięgających do kilkunastu cm poniżej spągu gliny, a także z obecnością pojedynczych struktur płużenia (*ploughing marks*) (Tulaczyk 1999; Tulaczyk i in. 2001) (rys. 37c). W Rokiciu spąg gliny wyraźnie się obniżał od strony dolodowej

głazu tkwiącego w masywnych piaskach na granicy z nadległą gliną. Głaz o średnicy 0,7 m, miał zlicowaną i porysowaną górną powierzchnię, nachyloną ku SW pod kątem 6°. Badania w stanowisku Rokicie prowadzono w głębokim wykopie w ścianach o długości do 4 m, co nie dało możliwości określenia czy występujący w spągu gliny głaz jest elementem poziomu głazowego czy odosobnionym eratykiem. Niemniej jednak położenie w profilu, obecność śladów płużenia i cechy górnej powierzchni głazu wskazują, że był on osadzony w stopie lądolodu i poddany abrazji subglacialnej. Rysy na zlicowanej powierzchni głazu występującego w spągu gliny w Rokiciu tworzą jeden równoległy zespół zorientowany WNW–ESE i dobrze korespondują z orientacją dłuższych osi klastów w glinie w tym stanowisku (rys. 36), stanowiąc istotny wskaźnik kierunku przemieszczania mas lodowych, pomimo jednostkowego pomiaru. W obu stanowiskach (Kowal, Rokicie) pokład gliny ma podobną miąższość (2,5–2,7 m) i wykazuje dwudzielność litofacjalną. W dolnej partii występuje piaszczysty, warstwowany diamikton o brązowej barwie ze smugami (Rokicie) i wydłużonymi klastami (Kowal) piasków inkorporowanych z podłoża i rozwleczonych w spągu przemieszczającego się lądolodu (rys. 37c). Grubość tej warstwy wynosi 0,4–0,6 m w Kowalu oraz 0,2–0,3 m w Rokiciu. Warstwowany diamikton charakteryzuje się bardzo dobrym uporządkowaniem dłuższej osi klastów, których oś głównego wektora natężenia orientacji jest zbieżna z orientacją rys lodowcowych w stanowisku Rokicie, a w przypadku Kowala jest poprzecznie skierowana do biegu płaszczyzn ścieć występujących poniżej diamiktonu (rys. 36). Ku stropowi warstwowanie w obrębie diamiktonu stopniowo zanika, staje się

on bardziej drobnoziarnisty i homogeniczny, przechodząc w diamikton masywny tworzący główną część pokładu gliny. Jest to brązowy, lokalnie czerwono-brązowy diamikton, o dość wysokim stopniu ukierunkowania dłuższych osi klastów, zorientowanych podobnie jak klasty w partii diamiktonu warstwowanego (Kowal). Zbadana w Kowalu i Rokiciu glina tworzyła się w warunkach subglacialnych. Początkowo jej depozycja zachodziła pod aktywnym lodem, w następstwie procesów ścinania podatnego (glina deformacyjna) i oddolnego odkładania (glina *lodgement*) tworząc diamikton warstwowy, który w klasyfikacji Evansa i in. (2006) mieści się w szerokim pojęciu glin odkładanych z trakcji lodowcowej (*subglacial traction till*). Następnie górna partia gliny, wykształcona w postaci masywnego diamiktonu, formowana była już w warunkach stagnującego lodu w następstwie powolnego wytapiania i osiadania materiału morenowego (*subglacial melt-out till*).

Interpretacja przewodnich cech budowy geologicznej wysoczyzn

Z badań przeprowadzonych w stanowiskach wysoczyznowych wynika, że podobnie jak w strefach glacialmarginalnych, również na równinnych obszarach wysoczyzny polodowcowej łobu płockiego występuje jedna glina lodowcowa zlodowacenia wisły. Sytuacja ta potwierdza interpretację, że charakterystyczny dla łobu płockiego pasowy rytm rzeźby glacialnej związany jest z jednokrotnym nasunięciem lądolodu (por. rozdz. Stanowiska w strefach...). W stanowiskach badawczych zlokalizowanych w obrębie wysoczyzy wspomniana glina spoczywała zazwyczaj na cienkiej warstwie międzyglinowych piasków i żwirów glacifluwalnych (Gaj, Kowal, Gole, Rokicie, wschodnia część odsłonięcia Lisica), a w miejscach położonych w strefie kopalnego obniżenia Kotliny Płockiej na drobnoziarnistych osadach rzecznych (Kretki, Zawada Nowa) lub iłach zastoiskowych (Guźlin). Obserwowany w odsłonięciach profil geologiczny nie jest jednak reprezentatywny dla większej części wysoczyzny. Wynika to z lokalizacji wyrobisk, wyznaczanej pod kątem możliwości i warunków sprzyjających eksploatacji występujących pod gliną utworów sypkich. Jak wynika z analizy wierceń, najczęściej bezpośrednio pod gliną budującą powierzchnię wysoczyzny leży starsza glina, o charakterystycznych, wyróżniających ją cechach makroskopowych. Wiek górnej gliny określono na stadiał główny zlodowacenia wisły. Podstawą do takiej interpretacji oprócz ogólnej sytuacji geologicznej były datowania OSL osadów pod-

glinowych w Lisicy (rys. 36), Guźlinie (rys. 35) oraz Kretkach (Molewski 2007, stanowisko Boża Wola), a także korelacja z profilem w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965), w którym glina występuje powyżej udokumentowanych palinologicznych osadów interglacjału eemskiego. Znajduje to potwierdzenie w badaniach litostratygraficznych glin lodowcowych w Lisicy (Roman, Lisicki 2000; Roman 2004b) oraz Kretkach (Molewski 2007, stanowisko Boża Wola).

Z rozpatrywanym pokładem gliny związane są mezostruktury glacitektoniczne w Kretkach i Zawadzie Nowej, utworzone w efekcie proglacialnej kompresji, a także drobne deformacje występujące w jej spagu utworzone w warunkach ścinania w subglacialnej warstwie deformacyjnej (Kretki, Zawada Nowa, Gole, Kowal). Rozpoznanie w Kretkach i Zawadzie Nowej zaburzenia glacitektoniczne tworzą sekwencję progresywną, dokumentującą pojedyncze nasunięcie lądolodu. Zwraca uwagę brak wyrazu morfologicznego oraz zależność występowania proglacialnych struktur glacitektonicznych od obecności poprzecznie zorientowanych i nachylonych przeciwnie do kierunku nasunięcia lądolodu przeszkód topograficznych, wzmagających zapewne kompresję w strefie frontalnej (por. Van der Wateren 1985; Boulton 1986; Bennett 2001; Bennett i in. 2004).

Badania litofacjalne osadów w stanowiskach wysoczyznowych okazały się istotne dla oceny stanu termicznego podłoża lądolodu podczas transgresji, względnej prędkości i kierunków przemieszczania mas lodowych w łobie płockim. W stanowisku Guźlin położonym najdalej na północ, w obrębie płaskiej powierzchni należącej do depresji egzaracyjnej Wysoczyzny Kujawskiej (por. Molewski 2007), w dolnej partii diamiktonu stwierdzona została facja gliny wytopniowo-odspojeniowej stanowiąca zapis procesów hydraulicznego odspajania i ślizgu bazalnego, który w znacznej mierze wpływał na przyspieszenie ruchu lodu. Ślizg bazalny, uzależniony głównie od obecności wody w spagu lądolodu (Iverson i in. 1995; Hooke 2005), możliwy był w warunkach ciepłego reżimu bazalnego. Wysokie ciśnienie wód subglacialnych uwarunkowane było w rejonie Guźlina obecnością w podłożu lądolodu miększej warstwy trudno przepuszczalnych utworów mułkowo-ilastych. Szybki ruch lodu, mający wyraz w zapisie geologicznym, znajduje tu także potwierdzenie w rzeźbie. Płaska, obniżona powierzchnia Równiny Inowrocławskiej i przylegający do niej, nisko położony fragment Pojezierza Kujawskiego, w obrębie którego znajduje się sta-

nowisko Guźlin, może odzwierciedlać dawny trakt szybko przemieszczającego się i intensywniej egzharującego podłoże strumienia lodowego. Potwierdza to stwierdzenie w rejonie Gniewkowa-Konecka (Równina Inowrocławska) wielkoskalowej lineacji glacialnej zgodnej z kierunkiem ruchu lodu (por. Molewski 2007).

W większości zbadanych stanowisk, w spągu jednostek diamiktonowych występuje glina deformacyjna oraz drobne zaburzenia typowe dla subglacialnej strefy ścinania podatnego. Spotykane są tu również zakorzenione głazy ze zlicowanymi i porysowanymi górnymi powierzchniami. Powyższe cechy wskazują na ciepły reżim bazalny oraz szybki ruch lodu (Jørgensen, Piotrowski 2003; Lian i in. 2003; Jennings 2006). Miąższość warstwy deformacyjnej, określona grubością gliny deformacyjnej i strefy wglębnego zasięgu struktur penetracyjnych, nie przekraczała 1 m. Tego typu osadów i struktur powodowanych oddziaływaniem aktywnej stopy lądolodu, a zarazem wskaźnikowych dla wzmożonego płynięcia lodu, nie stwierdzono w stanowiskach Lisica i Gaj. Pierwsze z wymienionych stanowisk znajduje się blisko linii LGM, z kolei drugie położone jest na południe od opisanego wcześniej wału Izbicy Kujawskiej, stanowiącego podlodową przeszkodę mogącą spowalniać ruch lodu, a jednocześnie w pobliżu strefy międzylobowej rozgraniczającej łob płocki od położonego na zachodzie łobu goplańskiego. Ponadto w Lisicy, w spągu gliny zachowana została powierzchnia ze strukturami kontrakcji termicznej o złożonym wypełnieniu. Jej przetrwanie wskazuje na niski stopień egzharacji podłoża w brzeżnej partii lodu. Struktury klinów rozpozna-

ne w Lisicy powstały dwuetapowo. Początkowo tworzyły się w warunkach suchego, zimnego klimatu, wtedy szczeliny kontrakcyjne zapelniane były piaskiem pochodzącym z transportu eolicznego, którego wiek OSL określony został na $41,2 \pm 2,0$ ka BP. Młodszy etap związany był prawdopodobnie z ponownym tworzeniem szczelin i rozwojem klinów lodowych na liniach dawnych pęknięć kontrakcyjnych, co nastąpiło już w okresie stadiau głównego zlodowacenia wisły. Kliny zostały przykryte materiałem glaciifluwalnym, a być może także gliną lodowcową, po czym po degradacji wypełniającego je lodu zostały wypełnione nadległymi piaskami glaciifluwalnymi (Roman 1999a). Obecność klinów lodowych w brzeżnej partii lądolodu ma znaczenie dla oceny termiki podłoża lądolodu. Sugeruje, że w tej strefie grunt był przemarznięty i co więcej, zmarzlina nie koniecznie musiała ulec degradacji pod lodem, ale dopiero po całkowitej deglacjacji.

Glinę budującą powierzchnię wysoczyzny polodowcowej cechuje znaczny stopień uporządkowania orientacji klastów w osi prostopadle zorientowanej do kierunku przebiegu pasm pagórków morenowych, głównych elementów mezostruktur glacitektonicznych i zarysu linii LGM. Kierunki ruchu lądolodu odczytane na podstawie orientacji struktur kinematycznych, *lee ends* i rys lodowcowych potwierdzają generalny porządek *clast fabric*. Przestrzenny rozkład kierunków ruchu lądolodu odczytanych dla poszczególnych stanowisk tworzy spójny, wachlarzowy układ, charakterystyczny dla łobu lodowcowego rozwiniętego w dystalnej części strumienia lodowego (por. Stokes, Clark 2001) (*vide* rys. 40).

REKONSTRUKCJA NASUNIĘCIA ŁOBU PŁOCKIEGO

LICZBA I WIEK ZDARZEŃ GLACJALNYCH W ŁOBIE PŁOCKIM

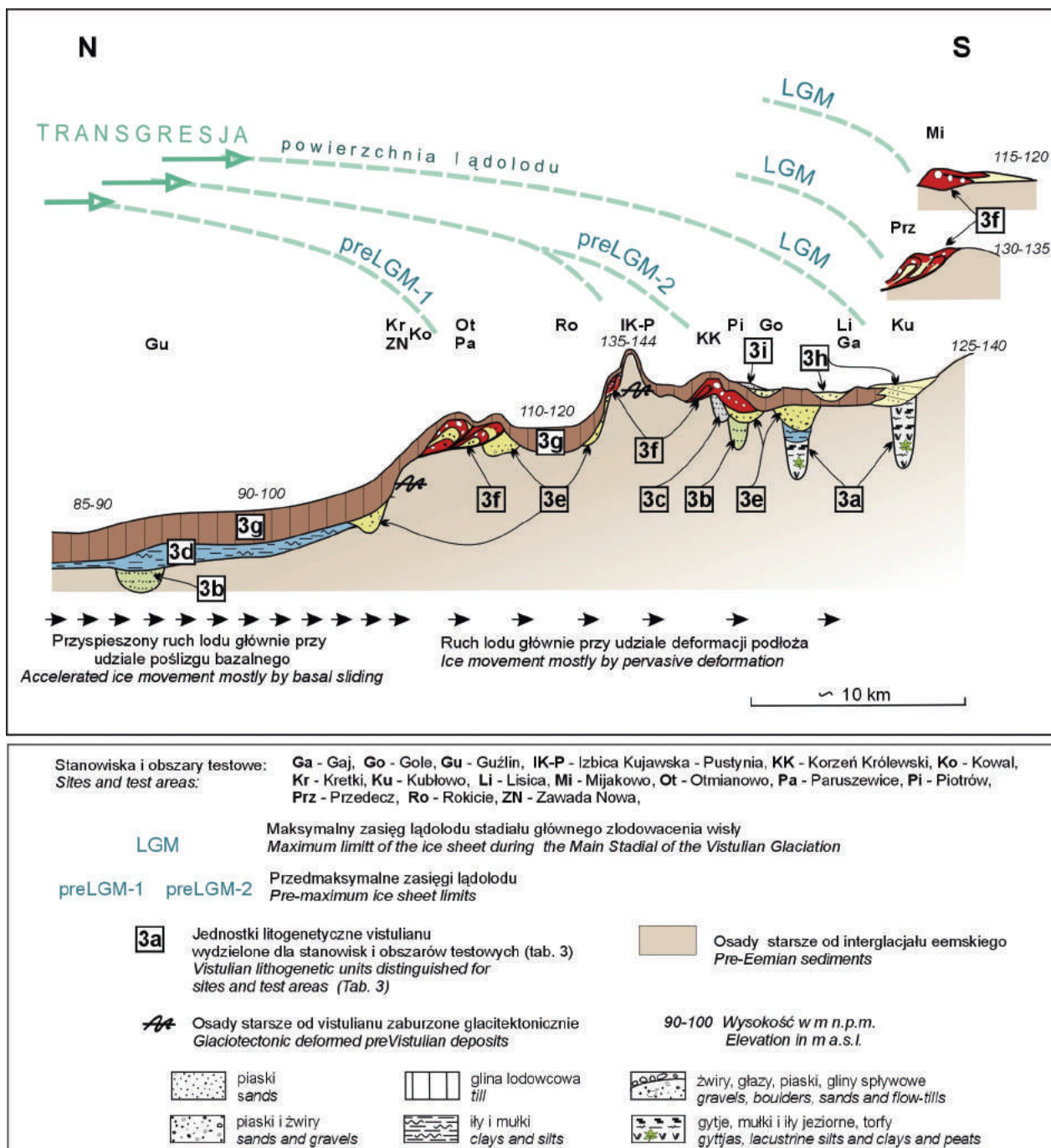
W wyniku badań przeprowadzonych w kluczowych odsłonięciach i obszarach testowych (*vide* rozdz. Analiza sedymentologiczna i mezostrukturalna) rozpoznano środowiska sedymentacji osadów zlodowacenia wisły, a także wydzielono podstawowe jednostki litogenetyczne i kinetostratygraficzne. Dla określenia pozycji chronostratygraficznej wyróżnionych jednostek oraz korelacji czasowej odtwarzanych na ich podstawie zdarzeń paleogeograficznych, niezbędnym było ustalenie wieku osadów, które wykonano na podstawie datowań luminescencyjnych osadów mine-

ralnych, a w przypadku kopalnych osadów organogenicznych, także na podstawie badań paleobotanicznych i datowania radiowęglowego. Dla piętra wisły ustalenia biostratygraficzne były możliwe tylko w odniesieniu do jego dolnej części, obejmującej wczesny i dolną część środkowego vistulianu, stąd dla stratygrafii młodszej części okresu zastosowanie znalazły metody lito- i kinetostratygraficzne. Morfostratygrafia miała znaczenie podrzędne.

Litostratygrafia. W obrębie osadów zlodowacenia wisły budujących wysoczyznę w zasięgu łobu płockiego wyróżniono 9 ważniejszych serii

osadowych, ujętych w nieformalne jednostki litogenetyczne (Zasady... 1988). Obejmują one: kompleks osadów jeziornych i torfów (**3a**), którego dolna część należy do interglacjału eemskiego, serię piasków rzecznych (**3b**), serię piasków fluwioperyglacialnych (**3c**), serię ilów zastoiskowych (**3d**),

serie piasków i żwirów glacialfluwalnych dolnych (**3e**) i górnych (**3h**), kompleks glacialmarginalnych piasków, żwirów, głazów i glin spływowych (**3f**), poziom gliny lodowcowej z Lisicy (**3g**) oraz serię piasków eolicznych (**3i**) (rys. 38, tab. 3).



Rys. 38. Model przestrzenno-czasowy wistulianu w łobie płockim – jednostki litostratygraficzne, pozycja czoła i stan dynamiczny lądolodu oraz sytuacja stanowisk badawczych

Time-distance model of the Vistulian in the Płock lobe – lithostratigraphic units, margin position and dynamic of the ice sheet and site investigated location

Tabela 3

Jednostki litogenetyczne wydzielone dla stanowisk i obszarów badawczych
Lithogenic units distinguished from sites and case study areas

Jednostka litogenetyczna	Chronostratygrafia	Stanowisko (oznaczenie jednostki sedymentacyjnej lub symbol serii osadowej)	Wiek osadów jednostki litogenetycznej i zastosowana metoda	Uwagi
1	2	3	4	5
Jednostki litogenetyczne górnego plejstocenu				
(3i) seria piasków eolicznych	późny vistulian - późny glacial	Piotrów (Pi5)	12,6±0,9 ka OSL	utwory pokrywowe, w tym deluwialno-eoliczne
(3h) górna seria piasków i żwirów glacialnych	późny vistulian - stadiał główny	Izbica Kujawska-Pustynia (IzII4), Korzeń Królewski (KK3), Lisica (Li5), Kubłowo-2,3 (Ku1) Przemysłów	18,0±0,8 ka OSL 18,7±0,8 ka OSL 16,7±0,6 ka OSL 17,4±1,0 ka OSL	lokalizacja stanowiska Przemysłów na rys. 3
(3g) poziom gliny z Lisicy	późny vistulian - stadiał główny	Paruszewice (Pa2), Otmianowo (Ot3), Izbica Kujawska-Pustynia (IzII3), Piotrów (Pi4), Korzeń Królewski (KK2), Guźlin (Gu3), Lisica (Li4), Kretki (K2), Zawada Nowa (Z2), Gaj (Ga2), Gole (Go2), Kowal (Ko2), Rokicie (R3)	-	litotyp gliny Lisica wg Lisickiego (Roman, Lisicki 2000; Lisicki 2003)
(3f) kompleks piasków, żwirów, głazów i glin spływowych	późny vistulian - stadiał główny	Paruszewice (Pa1), Otmianowo (Ot2), Izbica Kujawska-Pustynia (IzII2), Piotrów (Pi3), Korzeń Królewski (KK1), Przedecz (Prz2), Mijakowo (Mil)	20,9±3,1 ka TL 22,0±3,3 ka TL	
(3e) dolna seria piasków i żwirów glacialnych	późny vistulian - stadiał główny	Otmianowo (Ot1), Izbica Kujawska-Pustynia (IzII1), Lisica (Li3), Gaj (Ga1), Gole (Go1), Kowal (Ko1), Rokicie (R2), Kubłowo-2,3 (Ku1)	22,9±1,1 ka OSL 27,0±1,0 ka OSL	

1	2	3	4	5
(3d) seria ilów zastoiskowych	późny vistulian - stadiął główny	Guźlin (Gu2)	-	
(3c) seria piasków fluwio- pety-glacialnych	środkowy vistulian	Korzeń Królewski (pf-pg)	42,0±2,2 ka OSL	odpowiednikiem tej serii przypusz- czalnie są piaski z wypełnienia struktury kłina w Lisicy datowane na 41,2±2,0 ka
(3b) seria piasków rzecznych	wczesny vistulian	Piotrów (Pi2), Guźlin (Gu1)	93,4± 3,8 ka OSL 95,3±6,6 ka OSL	
(3a) kompleks osadów jezior- nych i torfów	dolny środkowy vistulian + wczesny vistulian + interglacial eemski	Kubłowo-1 (gymli + mili, t)	42 700±3000 ¹⁴ C lat BP (47 070±2280 cal lat BP) > 45 000 ¹⁴ C lat BP (> 48 990 cal lat BP)	datowanie ¹⁴ C dotyczy osadów w stropie kompleksu interglacialno- glacialnego (tab. 2), (Roman, Balwierz 2010)
Jednostki litogenetyczne starsze				
(2c) seria piasków i żwirów glacifluwialnych	złodowacenie odry - stadiął warty	Kubłowo-1 (pfg) Izbica Kujawska-Pustynia (Iz1) Kretki (K1), Zawada Nowa (Z1)	-	
(2b) seria żwirów i głazów	złodowacenie odry - stadiął warty	Piotrów (Pi1)	-	
(2a) poziom gliny lodowco- wej z Mocht	złodowacenie odry - stadiął warty	Paruszewice (gzw), Otmianowo (gzw), Izbica Kujawska-Pustynia (Iz1), Korzeń Królewski (gzw), Przedecz (Prz1), Mijakowo (gzw), Kubłowo-1, 2, 3 (gzw), Guźlin (gzw), Lisica (Li2), Gaj (gzw), Gole (gzw), Kowal (gzw), Rokicie (R1) Lisica (Li1)	-	litotyp gliny Mochty wg Lisic- kiego (Roman, Lisicki 2000; Lisicki 2003)
(1) poziom gliny lodowcowej z Piotrowa	złodowacenie odry - stadiął maksymalny		-	litotyp gliny Piotrów wg Lisic- kiego (2003)

Jako przewodnią jednostkę korelacyjną przyjęto glinę lodowcową (**3g**), z uwagi na jej szerokie rozprzestrzenienie, ciągłość i wymowę paleogeograficzną osadu (por. Kenig 2009). Na ogół jest ona wykształcona jako piaszczysty diamikton o brązowej lub czerwono-brązowej barwie, warstwowany w spagu, a w pozostałej części masywny. Gлина tworzy odrębny poziom litostratygraficzny o przeciętnej miąższości 2–5 m (maksymalnie 13 m), reprezentowany w skali regionu przez litotyp Lisica, o uśrednionych współczynnikach petrograficznych O/K–K/W–A/B wynoszących odpowiednio 2,2–0,5–1,4 (Roman, Lisicki 2000; Roman 2004b). W składzie petrograficznym frakcji zwirowej (5–10 mm) glinę tę cechuje przewaga wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi i znaczny udział materiału lokalnego. Gлина ta identyfikowana jest z litotypem **B₃**, charakterystycznym dla stadiału głównego zlodowacenia wisły (Lisicki 2003). Gлина typu Lisica buduje powierzchnię wysoczyzny polodowcowej położonej w zasięgu ostatniego lądolodu, znana jest z profili wierceń kartograficznych (Roman 1999b; Brzeziński 2003) oraz opisanych odsłonień (Otmianowo, Paruszewice, Lisica, Korzeń Królewski). Litotyp Lisica został także rozpoznany na Wysoczyźnie Kujawskiej w stanowiskach Kołuda Mała, Gocanówko, Raciążek i Nieszawa oraz Boża Wola na Pojezierzu Kujawskim, opisanych ostatnio przez Molewskiego (2007). W Kaliskiej, w kluczowym dla stratygrafii młodszego plejstocenu stanowisku flory kopalnej, rozpatrywana gлина wraz z podścielającymi ją seriami glacyfluwalnymi i zastoiskowymi, leży powyżej osadów organogenicznych interglacjału eemskiego (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965; Baraniecka 1993). Według Baranieckiej (1993) jest to przypuszczalnie ten sam pokład gliny, który występuje w Koninie-Malińcu i podścielony jest namułami organicznymi datowanymi na 22 050±450 i 22 230±480 ¹⁴C lat BP (Pazdur, Walanus 1979; Pazdur i in. 1980; Stankowska, Stankowski 1987, 1988).

W obszarze lobu płockiego pokład gliny z Lisicy (**3g**) zazwyczaj leży bezpośrednio na starszej glinie lodowcowej (**2a**) (tab. 3), rzadziej oddzielony jest od niej osadami glacyfugalnymi (**3f**), dolną serią glacyfluwalną (**3e**), a w strefie kopalnego obniżenia Kotliny Płockiej także serią utworów glacylimnicznych (**3d**) (por. rys. 7, 11, 35). Zupełnie sporadycznie w pozycji międzyglinowej występuje seria piasków rzecznych (**3b**) (Piotrów, Guźlin), określonych na podstawie datowań OSL jako wczesnovistuliańskie,

czy też seria piasków fluwioperyglacialnych (**3c**) (Korzeń Królewski) korelowanych ze środkowym pleniglacjałem. Starsza gлина lodowcowa (**2a**) reprezentowana jest w rejonie Kotliny Płockiej przez regionalny litotyp Mochty (O/K–K/W–A/B: 1,2–0,9–1,0), będący odpowiednikiem litotypu **W₂** utożsamianego ze stadiąłem warty (Lisicki 2003). Gлина typu Mochty zidentyfikowana została w kilku stanowiskach poniżej młodszego pokładu gliny (Lisica, Otmianowo, Paruszewice - ? zwierzała, Korzeń Królewski - ? zwierzała), natomiast poza zasięgiem LGM buduje ona powierzchnię zdenudowanej wysoczyzny polodowcowej. W Kubłowie udokumentowano ją bezpośrednio pod kompleksem osadów jeziornych i torfów (**3a**) tworzących ciągłą sekwencję obejmującą interglacjały eemski, wczesny vistulian i dolną część plenivistulianu (rys. 33). W świetle zebranych faktów omawianą glinę uznano za osad lądolodu stadiału warty zlodowacenia odry.

Należy podkreślić znaczenie stanowiska Kubłowo dla stratygrafii i paleogeografii zdarzeń glacialnych w obszarze lobu płockiego. Profil Kubłowo-1 okazał się jednym z cenniejszych, opracowanych palinologicznie profili górnego plejstocenu w Polsce (Roman, Balwierz 2010). Rejestruje on w ciągłej sekwencji zmiany w rozwoju roślinności następujące od początku interglacjału eemskiego po drugi stadiał środkowego vistulianu włącznie (rys. 33, tab. 2). Z odtworzonych na podstawie tego zapisu przemian stosunków klimatyczno-florystycznych, można wykazać, że ani we wczesnym (stadiał torunia), ani w środkowym (stadiał świecia) vistulianie, nie doszło do wkroczenia lądolodu na obszar południowo-wschodnich Kujaw i Kotliny Płockiej. Również rozpoznane we wschodniej Wielkopolsce stosunki paleofitogeograficzne i paleoekologiczne (Tobolski 1991) przeczą obecności lądolodu w tych chłodnych interwałach. W odniesieniu do wczesnego vistulianu do podobnych wniosków prowadziła analiza rozwoju roślinności oparta na badaniach palinologicznych profilu Łanięta (Balwierz, Roman 2002; Roman 2003) oraz Leszczyno (Krupiński i in. 2006), znajdujących się w bliskim sąsiedztwie zasięgu lobu płockiego (rys. 34). W świetle powyższego należy przyjąć, że do wkroczenia lądolodu na badany obszar mogło dojść tylko w okresie późnego vistulianu.

Zbadana w kilkunastu stanowiskach (*vide* rozdz. Analiza sedymentologiczna i mezostrukturalna) sekwencja glacialna późnego vistulianu w obszarze lobu płockiego posiada zapis sedymentologiczny pojedynczego nasunięcia lądolodu z etapami krótkich postojów podczas trans-

gresji do linii maksymalnego zasięgu. Wyraża się to jednym, choć zróżnicowanym facjalnie pokładem gliny bazalnej i stowarzyszonej z nią glaci-tektonitami.

Kinetostratygrafia. Analiza mezostrukturalna przeprowadzona w stanowiskach badawczych pozwoliła wyróżnić dwie jednostki strukturalne **I** i **II**, obejmujące odrębne generacje zaburzeń glacitektonicznych odpowiadające zlodowaceniom odry i wisły (tab. 4). Jednostki różnią się skalą oraz stylem deformacji, a także odmienną orientacją osi struktur względem współczesnych i kopalnych elementów rzeźby. Starsze od obydwu wyróżnionych jednostek są głęboko zakorzenione (do 100 m) fałdowo-luskowe struktury glacitektoniczne, znane z rejonu Kotliny Płockiej (Ber 1960, 1968; Jaroszewski 1963; Skompski 1969; Brykczyński 1982a), nie mające wyrazu w rzeźbie i odsłaniające się obecnie w klifie Zbiornika Włocławskiego między Włocławkiem, Dobrzyniem i Płockiem. Te wielkoskalowe zaburzenia obejmują osady starszego czwartorzędu wraz z utworami neogenu (Jaroszewski 1963; Skompski 1969; Brykczyński 1982a; Skompski 1995; Różański, Włodek 2009), a utworzone z nich łuski tworzą kulisowy szereg względem kopalnej doliny Wisły, będący wyrazem glacitektoniki krawędziowej (Brykczyński 1982a). Geometria, skala i rytm starszych struktur glacitektonicznych wskazuje, że głównym mechanizmem ich powstania musiały być ścięcia cylindryczne (por. Rotnicki 1976; Jaroszewski 1991; Andersen i in. 2005). Młodsze, wyróżnione obecnie jednostki **I** i **II**, charakteryzuje zdecydowanie mniejszy zasięg pionowy oraz skala deformacji. Jest to udokumentowane w odsłonięciach w przypadku najmłodszej jednostki **II**, a wydaje się słuszne także w odniesieniu do struktur jednostki **I**, na podstawie odsłonięcia w Józefowie-1 (obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia, rys. 25) i analizy profili wierceń.

Wyróżniona jednostka strukturalna **I** dotyczy fałdów i nasunięć o zasięgu wgłębnym co najmniej kilkunastu metrów, w które zaangażowane są gliny oraz utwory glaci-fluwalne zlodowaceń kompleksu środkowopolskiego (obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia). W rejonie Izbicy Kujawskiej nie stwierdza się udziału utworów neogenu w deformacjach. Jednostka strukturalna **I** tworzy tu cokolwiek izolowanego, wałowego wzgórza (rys. 23, 24, 25). Przebieg osi struktur jest skośny do orientacji osi morfologicznej wału morenowego w Izbicy Kujawskiej. Mniejsze formy zawierające w jądrze starsze struktury glacitektoniczne należące najprawdopodobniej do jednost-

ki **I**, stwierdzone zostały na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego, w Rogozinie (rys. 15). Kilkunastometrowej wysokości połogie wzniesienia w rejonie Rogozina zawierają poniżej cienkiego pokładu najmłodszej gliny nie związane z nią wielkoskalowe deformacje fałdowo-luskowe, obserwowane do głębokości 12 m. Struktury jednostki **I** w rzeźbie obszaru lobu płockiego są elementem przetrwałym, włączonym w młodsze formy polodowcowe. Taki typ rzeźby Molewski (2007) określił za Klemanem (1992) jako rzeźba palimpsestowa. Podobny typ budowy najprawdopodobniej przedstawiają położone na północ od badanego obszaru pasma moren radziejowskiej strefy marginalnej (Molewski 1999) oraz moreny łabiszyńskie (Mojski 2005; Weckwerth 2007) związane z subfazą chodzieską (Kozarski 1986, 1995) (por. rys. 2).

Istotne znaczenie interpretacyjne dla rekonstrukcji nasunięcia lądolodu w lobie płockim miała młodsza jednostka strukturalna **II**, obejmująca zdeformowane w różnym stopniu osady vistuliańskie, a sporadycznie starsze utwory plejstoceny. Analiza strukturalno-kinematyczna wykazała znaczące różnice w rozwoju deformacji tej jednostki, uzasadniające wydzielenie dwóch podjednostek: proglacialnej – **IIp** i subglacialnej – **II_s**. Podjednostka **IIp** dotyczy struktur utworzonych w polu kompresji horyzontalnej, wykształconych głównie jako asymetryczne fałdy, nasunięcia i wiązki (stożki) imbrykacyjne uskoków odwróconych. Architektura i geometria mezostruktur kompresyjnych **IIp** wskazuje, że deformacje rozwijały się przed czołem nasuwającego się lądolodu. Potwierdza to także występowanie syntektonicznego zbiornika w Paruszewicach (rys. 22, *vide* rozdz. Stanowiska w strefach...). W wyniku proglacialnej kompresji silnemu skróceniu uległy osady glaci-marginalne, złożone uprzednio przez lądolód zaburzający (Paruszewice, Otmianowo, Józefowo-1 w obszarze Izbica Kujawska-Pustynia, Korzeń Królewski, Przedecz), a w strefie kopalnego skłonu obniżenia Kotliny Płockiej (Kretki, Zawada Nowa) deformacjom zostały poddane górne partie utworów fluwalnych należących do kompleksu zlodowaceń środkowopolskich (tab. 4). Pionowy zasięg zaburzeń **IIp** nie przekracza kilku-, kilkunastu metrów, natomiast poziome rozprzestrzenienie proglacialnych struktur kompresyjnych **IIp** jest wyraźnie strefowe, ograniczone do pasm moren pchniętych przekroczonych przez lądolód (Paruszewice, Otmianowo, Korzeń Królewski) lub znaczących maksymalny zasięg LGM (Przedecz) oraz do stref poprzecznie zorientowanych przeszkód w topografii przedpola transgredującego lądolodu (Józefowo-1, Kretki, Zawada

Tabela 4

Przejawy glacytektoniki w stanowiskach badawczych
Evidence of glaciotectionics in the sites investigated

Stanowisko – forma rzeźby – sytuacja paleomorfologiczna	Rodzaj i wiek osadów zaburzonych Zasięg wgłębný defor- macji	Przykrycie gliną zło- dowacenia wisły	Typ struktur (kierunek transportu glacytekt- onicznego)	Sytuacja powstania de- formacji względem lądolodu	Wiek deformacji* Jednostka kineostratygraficzna	Forma glacytektoniczna	Zdarzenie paleogeograficzne
1	2	3	4	5	6	7	8
Paruszewice – wzniesienie w północnym paśmie pagórkowatej wysoczyzny na zaple- czu LGM – skłón południowego obrzeżenia niecki egzaracyjnej Wysoczyzny Kujawskiej	glacimarginalne, vistu- lian 8–15 m	tak	S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 160–178 °) drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 170 °) S _V usłoki komplementarne nor- malne (pionowo z góry)	proglacialne subglacialne pod obciążeniem lądolodem	V IIp + IIs (sekwencja progresywna)	morena pchnięta <i>sensu stricto</i> przekroczona przez lądolód	transgresja lądolo- du stadiu głównego zlodow- acenia wisły
Otmianowo – wzniesienie w północnym paśmie pagórkowatej wysoczyzny na zaple- czu LGM – skłón południowego obrzeżenia niecki egzaracyjnej Wysoczyzny Kujawskiej	glacimarginalne, vistu- lian 8–11 m	tak	S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 159 °) drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 148–160 °) S _V usłoki komplementarne nor- malne (pionowo z góry)	proglacialne subglacialne pod obciążeniem lądolodem	V IIp + IIs (sekwencja progresywna)	morena pchnię- ta <i>sensu stricto</i> przekroczona przez lądolód	transgresja lądolo- du stadiu głównego zlodow- acenia wisły
Izbica Kujawska-Pustynia (Józefowo-1) (Podtymień) – wał morenowy w południowym paśmie pagórkowatej wysoczyzny na zapleczu LGM – wzgórze moreny spiętrzonej ze złodowaceni środkowopolskich	glacimarginalne, vistu- lian (?) co najmniej 4m gliny i osady gla- cifuwalne, złodowacenia środkowo- polskie co najmniej 13 m	tak (na podstawie residuum gliny i subglacial- nych struktur ścięciowych)	S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 205 °) drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 190 °) S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 135 °)	proglacialne subglacialne proglacialne	V IIp + IIs (sekwencja progresywna) W (lub starsze) I	drobne undula- cje na północ- nym stoku wału morenowego cokół w cen- tralnej części wału moreno- wego	transgresja lądolo- du stadiu głów- nego zlodowace- nia wisły recesja lądolodu stadiu warty złodowacenia odry
Piotrów – pagórek w południowym paśmie pagórkowatej wysoczyzny na zaple- czu LGM	glacimarginalne, vistu- lian do 0,6 m wgłęb od spągu gliny	tak	S _H drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 192 °)	subglacialne	V IIs	bez wyrazu w rzeźbie	transgresja lądolo- du stadiu głów- nego zlodowace- nia wisły

1	2	3	4	5	6	7	8
Korzeń Królewski – pagórek morenowy na zapleczu LGM	glacimarginalne, vistulian 5–5,5 m	tak	S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 170 °) drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 165 °)	proglacialne subglacialne	V IIp + II_s (sekwencja progresywna)	morena czołowa częściowo zaburzona przekroczone przez łądół bez wyrazu w rzeźbie	transgresja łądółu stadiu głównego zlodowacenia wisły
Kretki – równina morenowa – paleoskłon południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej	fluwialne, zlodowacenia środkowopolskie 3,5–4,5 m	tak	S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 154–165 °)	proglacialne	V IIp	transgresja łądółu stadiu głównego zlodowacenia wisły	
Zawada Nowa – równina morenowa – paleoskłon południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej	fluwialne, zlodowacenia środkowopolskie 4 m	tak	S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 178 °) drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 185 °)	proglacialne subglacialne	V IIp + II_s (sekwencja progresywna)	bez wyrazu w rzeźbie	transgresja łądółu stadiu głównego zlodowacenia wisły
Gole – równina morenowa	glacimarginalne, vistulian do 0,4 m wgłęb od spagu gliny	tak	S _H drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 170 °)	subglacialne	V II_s	bez wyrazu w rzeźbie	transgresja łądółu stadiu głównego zlodowacenia wisły
Kowal –równina morenowa	glacimarginalne, vistulian do 0,5 m wgłęb od spagu gliny	tak	S _H drobne deformacje ze ścinania (w azymucie 165 °)	subglacialne	V II_s	bez wyrazu w rzeźbie	transgresja łądółu stadiu głównego zlodowacenia wisły
Przedecz – wzgórze moreny czołowej maksymalnego zasięgu LGM – północny skłon garbu wysoczyzny ze zlodowacenia odry	glacimarginalne, vistulian 2–4 m	nie (tylko glina spływowa)	S _H mezostruktury kompresyjne (w azymucie 171–178 °)	proglacialne	V IIp	morena pchnięta <i>sensu stricto</i>	maksymalny zasięg łądółu stadiu głównego zlodowacenia wisły

* V - stadiu główny zlodowacenia wisły, W – stadiu warty zlodowacenia odry

Nowa). W przypadku moren pchniętych struktury **IIp** tworzą pozytywne formy glacitektoniczne, natomiast nie mające wyrazu w rzeźbie fałdy i nasunięcia, sięgające głębokości kilku metrów poniżej spagu najmłodszej gliny, występują na północnych stokach wzgórza morenowego Izbicy Kujawskiej (stanowisko Józefowo-1, rys. 25) oraz w miejscu paleoskłonu Kotliny Płockiej (Kretki, Zawada Nowa) (rys. 36, tab. 4).

Podjednostka strukturalna **II_s** reprezentowana jest przez drobne struktury deformacyjne, wskaźnikowe dla ścinania prostego w płaszczyźnie (sub)horyzontalnej. Struktury te tworzyły się subglacialnie, pod poruszającym się lodem. Są to różnego typu fałdy, w tym futerałowe, fałdki ciągnięte, a także zaburzenia dysjunktywne wyrażone jako pogoście uskoki odwrócone, ścięcia Riedla, kliważ. Podjednostka strukturalna **II_s** obejmuje stropowe partie podjednostki **IIp**, tworząc wówczas progresywną sekwencję struktur glacitektonicznych (Paruszewice, Otmianowo, Korzeń Królewski, Kretki, Zawada Nowa), bądź występuje niezależnie, angażując osady w strefie kontaktu najmłodszej gliny z podłożem (Piotrów, Gole, Kowal). Struktury penetracyjne **II_s** sięgają płytko, do 1 m poniżej spagu gliny. Ich kontinuum jest laminacja ze ścinania (Otmianowo, Zawada Nowa) oraz facja gliny deformacyjnej, obecna w spągowej partii diamiktonów tworzonych w warunkach trakcji glacialnej.

Inwentarz klasycznych struktur kompresyjnych **IIp** i ścięciowych **II_s** dopełniają struktury tworzone w efekcie pionowych obciążeń związanych z przykryciem lądolodem. Ich przykładem są normalne uskoki komplementarne stwierdzone w Paruszewicach i Otmianowie (rys. 17, 20, tab. 4).

Kierunki transportu glacitektonicznego odczytane dla poszczególnych stanowisk na podstawie mezostruktur kompresyjnych **IIp** i drobnych struktur ścięciowych **II_s** są zgodne, a co istotne, zostały potwierdzone w ułożeniu *clast fabric* w nadległej glinie oraz w orientacji rys lodowcowych na powierzchniach głazów bruku podglinowego. Zgodnie z założeniami kinetostratygrafii i koncepcją sekwencji deformacji glacitektonicznych (Berthelsen 1978; Pedersen 1993) udokumentowane w obszarze lobu płockiego glacitektonity (**IIp** i **II_s**) oraz związana z nimi glina, tworzą spójną jednostkę kinetostratygraficzną złożoną z progresywnej sekwencji struktur pro- i subglacialnych, dokumentującej pojedyncze nasunięcie lądolodu.

Wiek tego nasunięcia, jak już wcześniej sygnalizowano, odniesiono do stadiału głównego zlodowacenia wisły, wykluczając możliwość starszych transgresji w rejon badanego obszaru na pod-

stawie zapisu rozwoju roślinności z Kubłowa. Dla uściślenia wieku tego zdarzenia (w odniesieniu do faz leszczyńskiej i poznańskiej), którego bezpośrednim zapisem jest jeden pokład gliny z Lisicy i związane z nim glacitektonity, wykonano w kilku stanowiskach datowania OSL osadów piaszczystych leżących poniżej, a o ile to było możliwe także i powyżej gliny (Otmianowo, Pustynia-1/Izbica Kujawska-Pustynia, Lisica, Piotrów, Korzeń Królewski, Guźlin) (rys. 39, tab. 5). Otrzymane wyniki pozwoliły pośrednio określić wiek gliny jako zawarty między 22,9 a 18,7 ka BP. W stanowisku w Kubłowie wykonano 2 datowania radiowęglowe osadów organicznych występujących powyżej serii eemskich, a pod osadami sandru marginalnego (rys. 33). Uzyskane z profilu Kubłowo-1 daty (powyżej 48 990 i 47 070±2 280 cal lat BP) potwierdziły jedynie, że wiek nadległych osadów wodnolodowcowych należy wiązać ze stadiem głównym zlodowacenia wisły. W świetle zebranych faktów geologicznych, litostratygraficznych i danych geochrometrycznych, w nawiązaniu do innych opracowań regionalnych i datowań osadów w obszarze dystalnej części lobu Wisły (tab. 5), nie uzyskano jednoznacznej odpowiedzi czy maksimum ostatniego lądolodu skandynawskiego w lobie płockim przypadało na fazę leszczyńską, której wiek Wysota (2002) określa na około 22–20 ka BP, a Marks (2010) na 24 ka BP, czy na poznańską – około 19–18 ka BP (20–19 ka BP wg Marksa 2010).

Dodatkową przesłanką wskazującą, że wkroczenie lądolodu w lobie płockim miało miejsce podczas młodszej z rozpatrywanych faz są datowania osadów sandrowych, leżących na glinie vistuliańskiej w stanowiskach Korzeń Królewski (rys. 29) i Pustynia-1 (rys. 25) w obszarze testowym Izbica Kujawska-Pustynia. Wiek piasków sandrowych określono metodą OSL odpowiednio na 18,7±0,8 ka i 18,0±0,8 ka. Datowane piaski w obu stanowiskach zajmują na tyle wysokie położenie w profilu hipsometrycznym, że ich akumulację należy wiązać z lądolodem, który pozostawił podścielającą je glinę. W przypadku, gdyby to były utwory młodsze, kojarzone z lądolodem stacjonującym na północy (np. na linii moren kujawskich podczas fazy poznańskiej por. Mojski 2005, s. 231), ich położenie byłoby zdecydowanie niższe, a zasięg ograniczony do szlaków proglaclalnych. Ze względu na krótkotrwałość zdarzenia glacialnego w lobie płockim, co wyklucza dłuższy odstęp czasowy między złożeniem gliny i pokrywy sandrowej, oraz biorąc pod uwagę wiek piasków sandrowych w badanych stanowiskach autorka skłania się do uznania, że nasunięcie lądolodu na badany obszar nastąpiło podczas fazy poznańskiej.

Tabela 5

Wyniki luminescencyjnych i radiowęglowych oznaczeń wieku osadów zlodowacenia wisły z obszaru Pojezierza Kujawskiego, Kotliny Płockiej, Wysoczyzny Kujawskiej i południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego (bez oznaczeń wieku glin lodowcowych)

Results of luminescence and radiocarbon dating of the Vistulian sediments (without till dating) in the area of the Kujawy Lakeland, Plock Basin, Kujawy Plateau and the southern Dobrzyń Lakeland

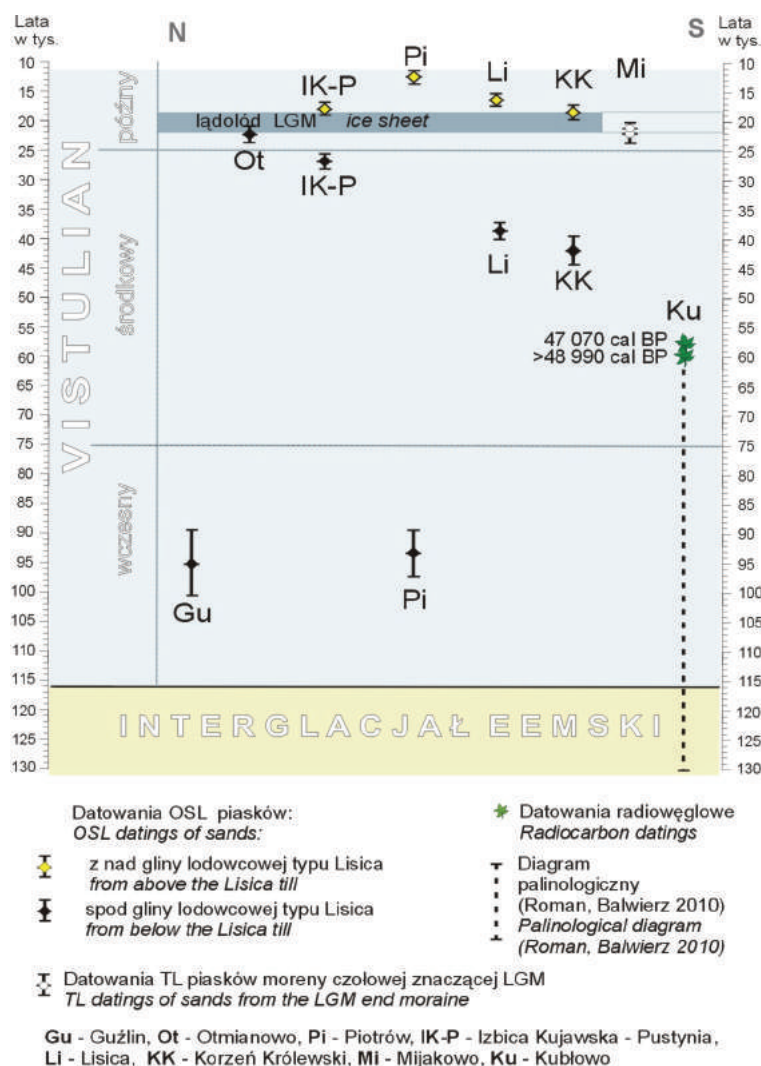
Nazwa stanowiska	Rodzaj osadu, (położenie w profilu geologicznym), liczba glin zlodowacenia wisły	Głębokość [m] i sposób pobrania próbek	Metoda datowania	Wynik datowania	Laboratoryjny numer próbki lub miejsce wykonania badania	Literatura lub rok wykonania badania przez autorkę	Stratygrafia
1	2	3	4	5	6	7	8
Pojezierze Kujawskie i wysoczyzna południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej							
Kaliska	mulki zastoiskowe (spod gliny, a powyżej jeziornych osadów eemskich) 1	6,5–7,5 6,0–7,0 13,0–14,0 wiercenie	TL	114,6±6 ka 122±18 ka 123±18 ka	W-wa/1986 Lub-1011 Lub-1012	Baraniecka (1993)	wczesny vistulian
Osiny	mułek piaszczysty mułek ilasty (na glinie stadiu warty) 0	1,8–1,9 3,8–4,0 odstąpienie	TL	95±16 ka 110±21 ka	Lub-3415 Lub-3416	Roman (2003)	wczesny vistulian
Zaborów Stary	mułek organiczny (poniżej piaszków rzecznych Skrwy Lewej) 0	5,5 wiercenie	¹⁴ C	10 380± 180 ¹⁴ C lat BP (11 850± 336 cal lat BP)	LOD-747	Roman (1999b)	późny vistulian
Baruchowo	piasek (spod najmłodszej gliny) 1	ok. 1,5 wiercenie	OSL	44±4 ka	Instytut Fizyki UMK	Molewski (2007)	środkowy vistulian
Boża Wola*	piasek glacifluwalny (spod najmłodszej gliny) 1	3,5 odstąpienie	OSL	>96±30 ka	TPN1	Molewski (2007) Przegiętka i in. (2008)	vistulian?
Jezioro Szczawińskie	piaski rzeczne (spod organogenicznych osadów dennych jeziora) 0	10,3 wiercenie w dnie jeziora	TL	56±8,4? ka 93±12 ka	Uniwersytet Warszawski	Prószczyński Stańska-Prószczyńska (1980) Wicik, Więckowski (1988)	środkowy vistulian? wczesny vistulian

1	2	3	4	5	6	7	8
Czermno-Dolki	piaski ilaste piaski 0	ok. 1,0 4 m ? odslonięcie	TL	19-22 ka 91±6? ka 103-124 ka	Uniwersytet Warszawski	Prószynski, Stań- ska-Prószynska (1980)	późny vistulian wczesny vistulian
Lisica	piasek glacifluwalny (powyżej najmłodszej gliny) 1	1,0 odslonięcie	OSL	16,7±0,6 ka	GdTL-850	2006	późny vistulian
	piasek ze struktury klina z pierwot- nym wypełnieniem (spod najmłodszej gliny) 1	2,9 odslonięcie	OSL	41,2±2,0 ka	GdTL-851	2006	środkowy vistulian
Piotrów	piasek eoliczny (powyżej najmłodszej gliny) 1	1,0 odslonięcie	OSL	12,6±0,9 ka	GdTL-849	2006	późny vistulian
	piasek rzeczny (spod osadów glaci marginalnych i najmłodszej gliny) 1	6,3 odslonięcie	OSL	93,4±3,8 ka	GdTL-853	2006	wczesny vistulian
Izbica Kujaw- ska-Pustynia (Pustynia-1)	piasek glacifluwalny (powyżej najmłodszej gliny) 1	2,4 odslonięcie	OSL	18,0±0,8 ka	GdTL-864	2007	późny vistulian
	piasek glacifluwalny (poniżej naj- młodszej gliny) 1	8,7 wiercenie	OSL	27,0±1,0 ka	GdTL-863	2007	późny vistulian
Otmianowo	piasek glacifluwalny (spod osadów glaci marginalnych i najmłodszej gliny) 1	11,6 wiercenie	OSL	22,9±1,1	GdTL-865	2007	późny vistulian
Kaliska	piasek glacifluwalny ? (spod najmłodszej gliny) 1	2,9 wiercenie	OSL	45-65 ka próbka słabo wy- bielona	GdTL- bez nr	2007	środkowy vistulian?
Korzeń Królewski	piasek glacifluwalny (powyżej naj- młodszej gliny) 1	1,1 odslonięcie	OSL	18,7±0,8 ka	GdTL-900	2008	późny vistulian

1	2	3	4	5	6	7	8
	piasek rzeczny (spod osadów glacialnych i najmłodszej gliny) 1	9,1 wiercenie	OSL	42,0±2,2 ka	GdTL-899	2008	średniowy vistulian
Guzlin	piasek rzeczny (spod ilów warwowych i najmłodszej gliny) 1	6,6 odślonięcie	OSL	95,3±6,6 ka	GdTL-902	2008	wczesny vistulian
Kubłowo-1	gytja (spod piasków glacialnych) 0	5,5 wiercenie	¹⁴ C	42 700±3000 ¹⁴ C lat BP (47 070± 2280 cal lat BP)	LOD-1416	2008	średniowy vistulian
	torf (spod piasków glacialnych) 0	5,8 wiercenie	¹⁴ C	>45 000 ¹⁴ C lat BP (>48 990 cal lat BP)	LOD-1415	2008	średniowy vistulian
Wysoczyzna Kujawska							
Gocanówko	piasek rzeczny (spod najmłodszej gliny) 1	3,2 3,6 odślonięcie	OSL	ok. 37 ka ok. 60 ka	T001 T002	Molewski (2007)	vistulian?
Nieszawa	piasek rzeczny (spod trójdzielnej gliny) 1-2?	5,75 6,6 odślonięcie	OSL	110±5 ka 144±11 ka	T043 T044	Molewski (2007)	wczesny vistulian?
Raciążek	piasek rzeczny (spod najmłodszej gliny) 1	5,45 6,7 odślonięcie	OSL	20,2±0,6 ka 20,9±0,6 ka	T005 TPN5	Molewski (2007)	późny vistulian
Mielnica	piasek rzeczny, deltowy (spod najmłodszej gliny) 1	3,1 ok. 5,75 odślonięcie	OSL	49±4 ka 85±12 ka	T007 T006	Molewski (2007)	średniowy vistulian wczesny vistulian
Południowa część Kotliny Płockiej (poziom ciechomicki – niższy stopień wysoczyzny)							
Góry	piasek glacialny (spod najmłodszej gliny) 1	ok. 2,0 m odślonięcie	TL	22±3 ka 26±4 ka	Cambridge	Prószynska - Bordas (1983)	późny vistulian
Lucień	ił pylasty (spod najmłodszej gliny) 1	3,9–4,2 wierce- nie	TL	101±18 ka	Lub-3413	Roman (1999b)	wczesny vistulian

1	2	3	4	5	6	7	8
Przemysłów	piasek rzeczno-łodowcowy (spod mułków zastoiskowych) 0	6,0 odslonięcie	OSL	17,4±1,0 ka	GdTL-901	2008	późny vistulian
Południowa część Pojezierza Dobrzyńskiego							
Mijakowo	piasek glacyfluwialny (dolna część osadów glacyfluwialnych) 0	3,85 4,35 odslonięcie	TL	20,9±3,1 ka 22,0±3,3 ka	GW-1133 GW-1134	2010	późny vistulian
Brwilno Kościelne	piasek glacyfluwialny ił (spod najmłodszej gliny) 1	ok. 1,5 ok. 3 odslonięcie		72±10? ka 72±10? ka	Uniwersytet Warszawski	Prószczyński, Stań- ska-Prószczyńska (1980)	średniowy vistulian
Bachorzewo	piasek glacyfluwialny (spod najmłodszej gliny) 1-2?	3,1 7,0 odslonięcie	TL	55 900±8,5 ka 55 900±8,5 ka	UG-287 UG-288	Brykczyński i in. 1987	późny vistulian?
Dobrzyń- Wyszyna	piasek (spod najmłodszej gliny) 1-2?	3,0 odslonięcie	TL	55 700±8,5 ka	UG-297	Brykczyński i in. 1987	późny vistulian?
Kulin	ił zastoiskowe (spod najmłodszej gliny) 1-2	2,8 odslonięcie	TL	55 700±8,5 ka	UG-280	Brykczyński i in. 1987	późny vistulian?

*stanowisko Kredki wg Roman (2003)



Rys. 39. Zestawienie datowań osadów uzyskanych ze stanowisk badawczych

Plot of sediment datings obtained from sites research

DYNAMIKA NASUNIĘCIA ŁĄDOŁODU W LOBIE PŁOCKIM

Uzyskane ze stanowisk badawczych wyniki odniesione do ogólnej sytuacji paleogeomorfologicznej upoważniają do dalszych uwag o kierunku i dynamiki ruchu łądołodu, warunków hydrologiczno-termicznych w strefie bazalnej oraz kształtu czaszy lodowej i miąższości lodu w lobie płockim.

Kierunki ruchu łądołodu

Rekonstrukcję kierunku ruchu łądołodu, będącą podstawowym ogniwem analizy dynamiki łądołodów plejstoceńskich (m.in. Lindner 1976; Ehlers 1990; Marks i in. 2003; Näslund i in. 2003; Kleman, Glasser 2007; Greenwood,

Clark 2009), przeprowadzono dla lobu płockiego w oparciu o świadectwa geologiczne i geomorfologiczne. Szczegółowe omówienie metod wraz z wynikami uzyskanymi dla wschodniej części lobu podano wcześniej (Roman 2007c, 2008a).

Lokalne kierunki transportu lodowego precyzyjnie wyznaczono na podstawie wskaźników bezpośrednich, uzyskanych z 14 stanowisk badawczych (rys. 40), ponadto dla określenia regionalnych kierunków transgresji wykorzystano kryteria pośrednie, oparte na analizie orientacji ukie-
runkowanych form rzeźby wodnolodowcowej –
rynien subglacjanych i ozów (morfolineamentów
polodowcowych) zgodnie z metodą Morawskiego
(2003, 2005, *vide* rozdz. Metody badań) (rys. 41).

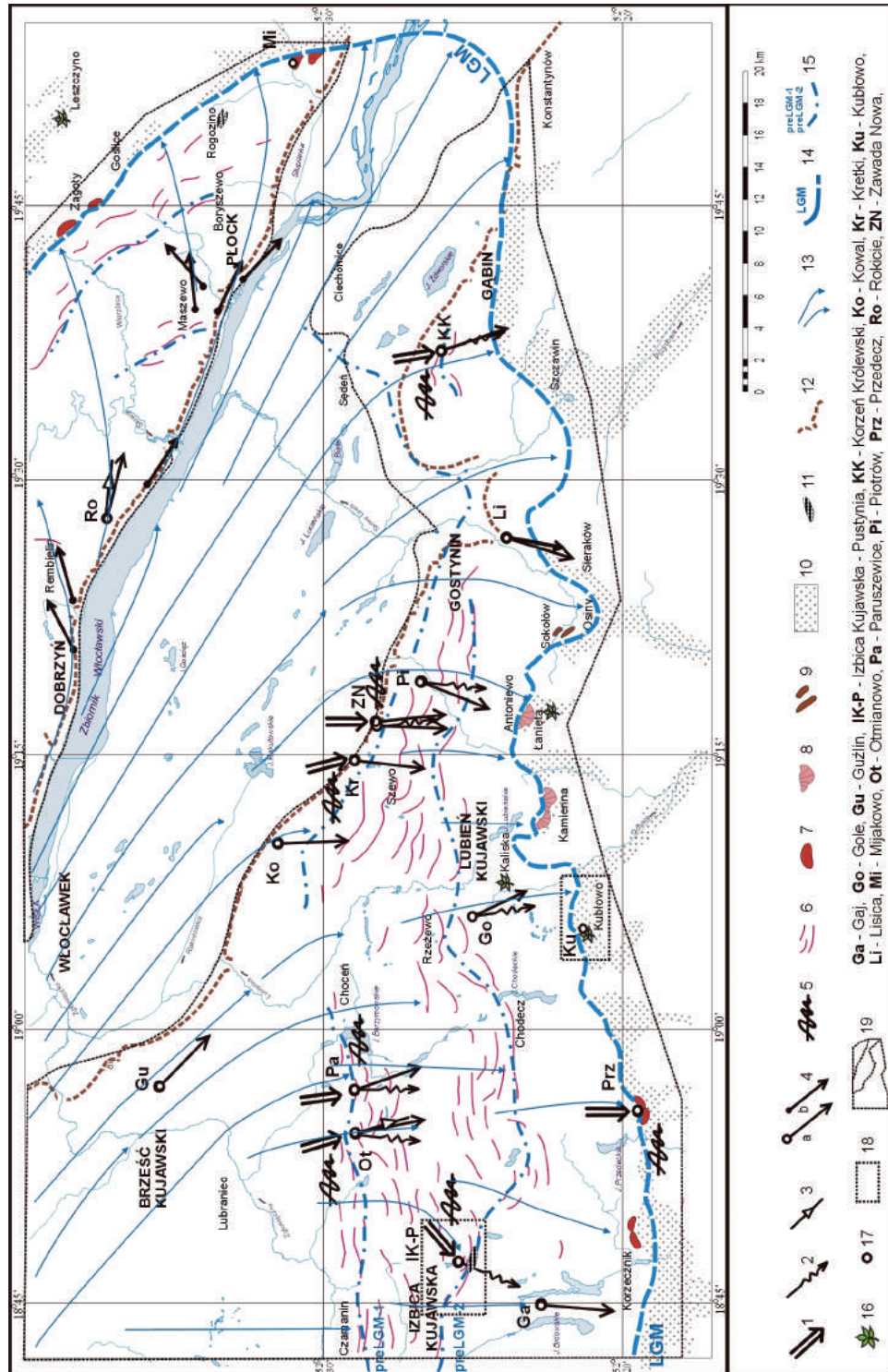
W większości stanowisk badawczych lokalny kierunek ruchu lądolodu określono na podstawie kilku wskaźników bezpośrednich, co stworzyło możliwość punktowej weryfikacji i porównania wyników. Dla uzyskania pełniejszego obrazu rozprzestrzeniania mas lodowych w lobie płockim uwzględniono także kierunki ruchu lodu określone przez Skompskiego (1969) na podstawie orientacji dłuższej osi klastów w glinie lodowcowej budującej powierzchnię wysoczyzny wschodniego obrzeżenia Kotliny Płockiej (rys. 40).

Bezpośrednimi wyznacznikami kierunku ruchu lądolodu były: wergencja mezostruktur kompresyjnych (stanowiska Otmianowo, Paruszewice, Józefowo-1 w obszarze testowym Izbica Kujawska-Pustynia, Przedecz, Kretki, Zawada Nowa, Korzeń Królewski), orientacja drobnych struktur deformacyjnych utworzonych pod poruszającym się lodem (Otmianowo, Paruszewice, Józefowo-1, Gole, Zawada Nowa, Piotrów, Korzeń Królewski), rysy lodowcowe na zlicowanych powierzchniach głazów osadzonych w spągu gliny (Otmianowo, Rokicie), orientacja dłuższej osi klastów w glinie lodowcowej (Gaj, Otmianowo, Paruszewice, Gole, Kowal, Kretki, Zawada Nowa, Piotrów, Lisica, Korzeń Królewski, Guźlin, Rokicie) oraz *lee ends* klastów podglinowego bruku głazowego (Otmianowo, Paruszewice, Zawada Nowa, Piotrów). Na podstawie tych wskaźników określono, że ostatni lądolód transgredował po strefę maksymalnego zasięgu z NNW ku SSE na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kujawskiego, z NW ku SE w obniżeniu Kotliny Płockiej i z WSW na ENE w południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego (rys. 40). Zmiany lokalnych kierunków ruchu lądolodu notowane są w stanowiskach zlokalizowanych w miejscach kopalnych przeszkód terenowych, na przykład paleoskłonu Kotliny Płockiej czy wzniesienia moreny spiętrzonej, stanowiącej cokolwiek obecnego wzgórza Izbicy Kujawskiej (rys. 14). Są to zarazem strefy występowania kompresyjnych deformacji glaciektonicznych jednostki kinetostratigraficznej **IIp**. Prawidłowość ta sugeruje, że topografia podłoża miała istotny wpływ na dystrybucję mas lodowych w brzeżnej strefie lobu płockiego. Oczywiście predyspozycję stanowiło tu obniżenie dolinne, które najpierw objęte zostało wąskim lobem lodowcowym, a następnie napływ mas lodowych skierowany był skośnie na boki ku przyległym wysoczyznom.

Uogólnione kierunki przemieszczania mas lodowych w lobie płockim, uzyskane pośrednio z analizy orientacji wklęsłych (rynny) i wypukłych (ozy) morfolineamentów polodowcowych, zrekonstruowano odrębnie dla trzech rejonów: Poje-

zierza Kujawskiego, Kotliny Płockiej wraz z poziomem ciechomickim i Pojezierza Dobrzyńskiego (rys. 41). Opracowane w ten sposób kierunki dla wschodniej części lobu płockiego (Roman 2007c, 2008a) zostały potwierdzone badaniami Morawskiego (2009) dotyczącymi całego lobu Wisły, wykonanymi w sektorach obejmujących obszary poszczególnych arkuszy SMGP w skali 1:50 000. Wyniki rekonstrukcji opartej na analizie orientacji morfolineamentów są generalnie zgodne ze szczegółowymi danymi uzyskanymi ze wskaźników geologicznych (por. rys. 40, 41). Należy podkreślić, że na analizowanym obszarze morfolineamenty tworzą prosty układ, odwzorowany przez jeden zespół ścięciowy (kompresyjny) i jeden zespół ekstensyjny (rys. 41). Taki czytelny system glacialnych form liniowych kojarzony jest z jedną generacją spękań w lodzie, związaną z pojedynczym nasunięciem lądolodu (por. Morawski 2005). Ta czytelność nie dotyczy obszaru położonego na północ, znajdującego się w zasięgu subfazy dobrzyńskiej, co na diagramach orientacji morfolineamentów polodowcowych zestawionych dla północnej części Pojezierza Dobrzyńskiego i Równiny Inowrocławskiej (Morawski 2009, fig. 3, 4) wyrażone jest nakładaniem się dwóch systemów (generacji) morfolineamentów. W odniesieniu do badanego terenu analiza orientacji morfolineamentów polodowcowych dostarczyła dodatkowych argumentów o jednokrotnym wkroczeniu lądolodu w lobie płockim, wspierając wcześniejsze ustalenia lito- i kinetostratigraficzne (*vide* rozdz. Liczba i wiek...). Zgodnie z założeniem, że układ rynien i ozów jest dziedziczony po dawnym systemie spękań w lodzie (por. Morawski 2003, 2005) można wskazać na pewną zależność dla obszaru lobu płockiego: w obszarze Kotliny Płockiej charakterystyczna jest dominacja morfolineamentów utworzonych na liniach szczelin powstałych w ekstensyjnym ustroju płynięcia lodu (system ortogonalny), natomiast w obrębie wysoczyzn Pojezierza Kujawskiego i Dobrzyńskiego przeważają formy odwzorowujące kompresyjny ruch lodu (system ostrokątny) (rys. 41).

Uzyskane wyniki wskazują, że lokalne kierunki przemieszczania mas lodowych w lobie płockim odbiegają od generalnej transgresji z N/NNE ku S/SSW, zakładanej dla rozprzestrzeniania ostatniego lądolodu skandynawskiego w środkowej części południowego Peribalticum (Punkari 1997; Boulton i in. 2001b) (rys. 1). Swym układem nie oddają także charakteru płynięcia wąskiego strumienia lodowego ograniczonego niemal wyłącznie do kopalnej doliny Wisły (por. Morawski 2009, fig. 7). Wyznaczone



Ice movement directions of the Plock lobe derived from geological evidence and also significant marginal forms

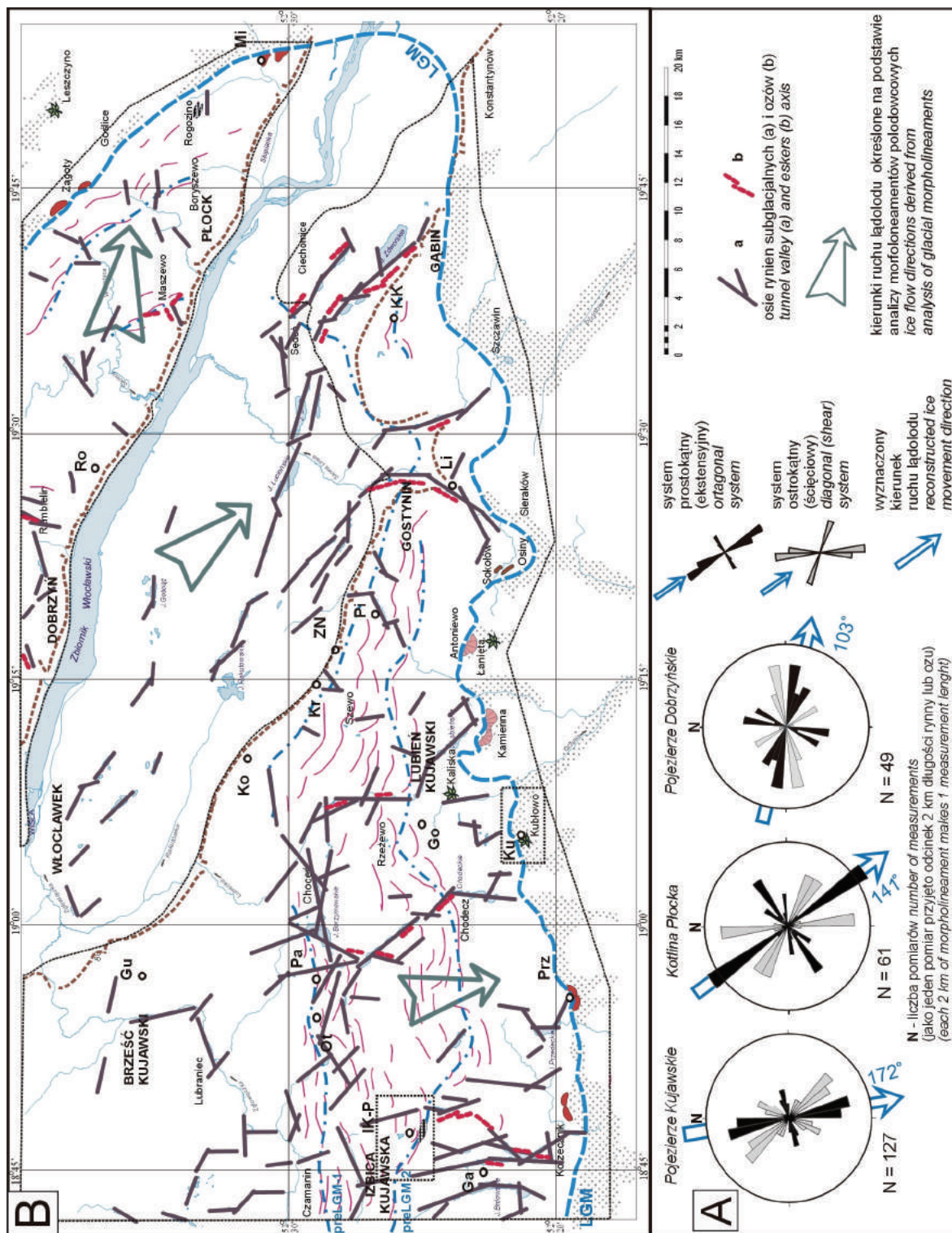
on the basis of: 1 – vergence of glaciotectionic mesostructures, 2 – small subglacial deformations, 3 – orientation of striae on boulder surface, 4 – till clast fabric; a – after author, b – after Skompski (1969);

5 – Vistulian glaciotectionic structures, 6 – traces of transverse glacial lineations of the zone of buried glaciomarginal fans, 7 – end moraines, 8 – short outwash fan, 9 – relict forms after ice-cored moraine ridges, 10 – outer outwash plain, 11 – elements of pre-Vistulian glacial relief changed by the Vistulian ice sheet, 12 – margin of the Plock Basin, 13 – ice flow lines, 14 – maximum extent of the Vistulian Glaciation ice sheet, 15 – pre-maximum extents of the ice sheet, 16 – the Eemian Interglacial flora sites, 17 – research sites, 18 – case study areas, 19 – study area

Rys. 40. Kierunki ruchu lądolodu w łobie plockim określone na podstawie wskaźników geologicznych oraz główne formy marginalne

na podstawie: 1 – wergencji mezostruktur glaciotektonicznych, 2 – drobnych deformacji subglacialnych, 3 – orientacji rys lodowcowych na powierzchni głazów zakorzenionych w spągu gliny, 4 – orientacji dłuższych osi klastów w glinie lodowcowej: a – wg autorki, b – wg Skompskiego (1969);

5 – vistuliańskie mezostruktury glaciotektoniczne, 6 – ślady poprzecznej lineacji glacialnej w strefie wystepowania kopalnych stożków glaciomarginalnych, 7 – moreny czołowe, 8 – krótkie „stożki” sandrowe, 9 – formy reliktowe po wałach lodowcowych, 10 – sandry zewnętrzne, 11 – przetrwałe elementy starszej rzeźby glacialnej przekształcone przez ostatni lądolód, 12 – krawędź Kotliny Plockiej, 13 – linie płynięcia lodu, 14 – maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia wisły, 15 – przedmaksymalne postoje lądolodu, 16 – stanowiska interglacjalne eemskiego, 17 – stanowiska badań eemskie, 18 – obszary testowe, 19 – granice obszaru badań



Rys. 41. Diagramy orientacji morfologów polodowcowych z rekonstrukcją kierunku ruchu lodolodu (A) oraz rozprzestrzenienia rynn subglacialnych i ozów (B)

objaśnienia jak na rys. 41

Orientation diagrams of glacial morpholineaments with reconstruction of ice movement directions (A) and spatial distribution of tunnel valleys and eskers (B)

explanations as in Fig. 41

w obszarze Pojezierza Kujawskiego, Kotliny Płockiej i południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego lokalne kierunki transportu lodowego mają rozkład wachlarzowy, charakterystyczny dla dystalnej części strumieni lodowych (Stokes, Clark 2001) i generalnie skierowane są prostopadle do łobowego zarysu czoła lądolodu, wyrażonego przebiegiem stref marginalnych (rys. 40, 41). Koncepcję obecności strumienia lodowego wspiera szereg faktów sedimentologicznych, wskazujących na szybkie płynięcie lodu, zidentyfikowanych w spągowej partii vistuliańskiej gliny w kilku stanowiskach (*vide* następny rozdział).

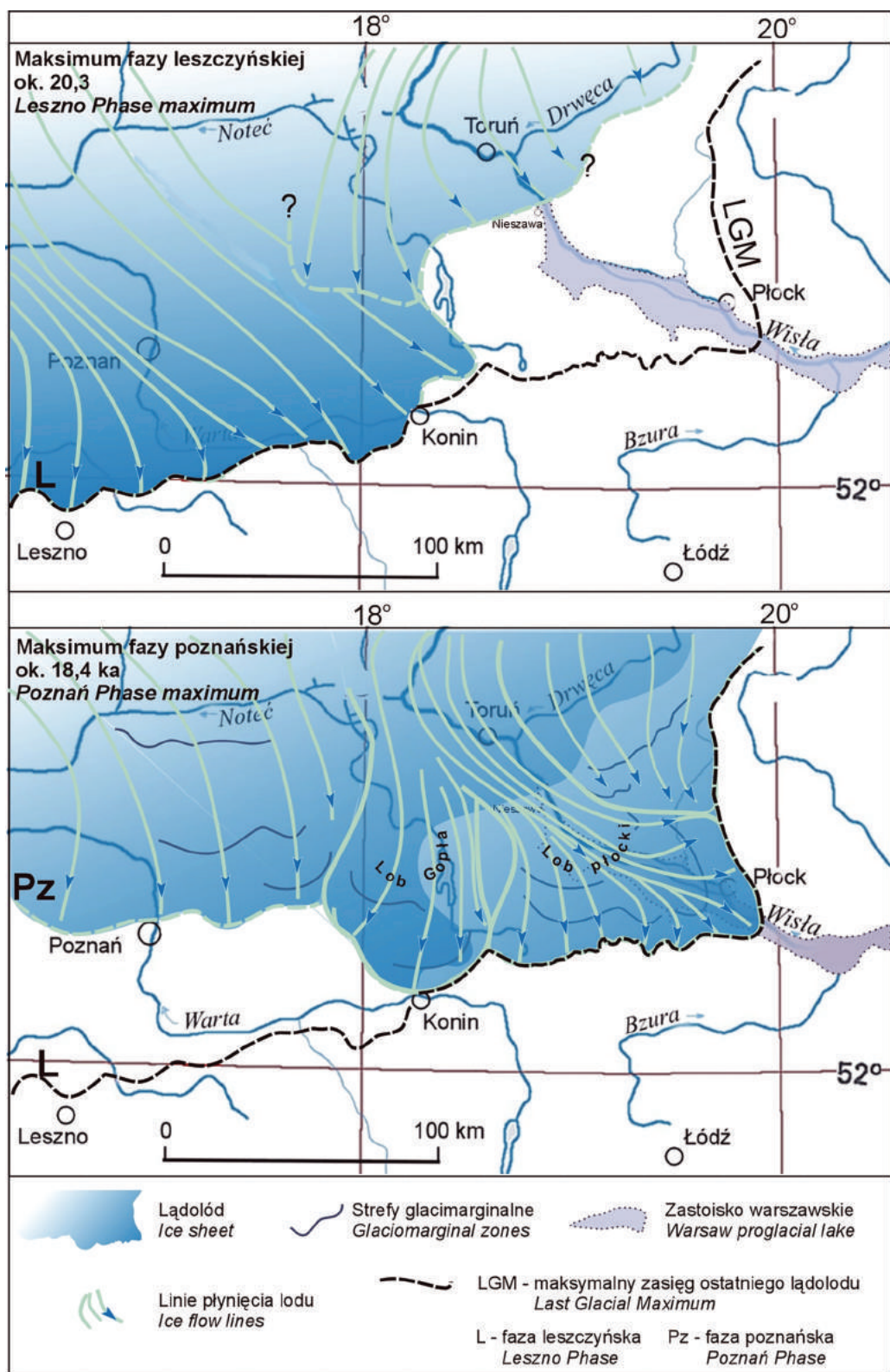
Istotną kwestią było określenie przestrzennych granic tego strumienia, wyrażonego w dystalnej części zasięgiem łobu płockiego, a także jego stosunku do regionalnego napływu mas lodowych podczas vistuliańskiego maksimum. Próbę taką podjęto nawiązując do innych opracowań (rys. 42). Zawarte w nich opinie o lokalnych lub regionalnych kierunkach nasunięcia ostatniego lądolodu wynikały z zastosowania różnorodnych metod (tab. 6), w tym oprócz wskaźników geologicznych (Skompski 1969; Kasprzak 1985, 1988, 2003, Wysota 1998, 2002; Petterson 2002; Roman 2003, 2007c; Molewski 2007; Sokołowski 2007; Weckwerth 2007; Głębiński, Marks 2009; Wysota i in. 2009) czy świadectw geomorfologicznych (Lamparski 1991, 1996; Dzierżek 2009), stosowano analizę lineacji rzeźby opartą na numerycznym modelu terenu (Molewski 2007; Przybylski 2008) oraz rekonstrukcję kierunku ruchu lądolodu wyprowadzoną z układu morfolineamentów polodowcowych (Morawski 2005, 2009; Roman 2007c). Z powyższych względów uzyskany syntetyczny obraz (rys. 42) ma charakter poglądowy i wymaga uściślenia. W tym względzie istotne byłoby ujednolicenie metod, zastosowanie na szerszą skalę bezpośrednich wskaźników kierunku ruchu z uwzględnieniem świadectw szybkości przemieszczania lodu wraz z określeniem wieku struktur/form oraz regionalnej analizy opartej na przykład na badaniu składu petrograficznego osadów lodowcowych z rozpatrzeniem szlaków rozprzestrzenienia materiału eratycznego lub lokalnych egzotyków o znanej proveniencji.

Prędkość napływu mas lodowych
oraz warunki hydrologiczno-termiczne
w podłożu lądolodu

Wobec wykrycia zindywidualizowanych strumieni lodowych współczesnego lądolodu Antarktydy, poruszających się co najmniej o rząd

wielkości szybciej w relacji do sąsiedniej masy lodu, oraz powstania koncepcji odnośnie mechanizmów ich tworzenia (m.in. Engelhardt i in. 1990; Tulaczyk i in. 2000; Kamb 2001; Hooke 2005), wytypowano także zespół wskaźników geologicznych i geomorfologicznych umożliwiających identyfikację paleostrumieni w obszarach zlodowaceń plejstoceńskich (Patterson 1998; Stokes, Clark 1999, 2001; Boulton i in. 2001b; Lian i in. 2003; Greenwood, Clark 2009). Szczególne zastosowanie mają w tym względzie wydłużone formy utworzone pod poruszającym się lądolodem (*streamlined subglacial bedforms*), w tym drumliny i drumlinoidy, będące wyrazem nierównomiernego rozkładu intensywności erozji, akumulacji i deformacji subglacialnej. Położenie badanego obszaru w brzeżnej partii lądolodu skandynawskiego sprawia, że przesłanki odnośnie szybkości płynięcia lodu należy poszukiwać nie tyle wśród form powierzchniowych co w obrębie struktur i osadów tworzonych na kontakcie stopy lądolodu z podłożem. W zapisie geologicznym istnieje szereg struktur wskaźnikowych dla szybkiego przemieszczania mas lodowych po podłożu nieskonsolidowanym, najczęściej przemawiających także za ciepłym reżimem bazalnym (por. Jørgensen, Piotrowski 2003; Lian i in. 2003; Piotrowski i in. 2005; Jennings 2006; Wysota 2007). Wiele tego typu struktur ujawniły badania sedimentologiczne w opisanych uprzednio stanowiskach. Świadectwem szybkiego płynięcia lodu są tu między innymi:

- poziomy głazowe obecne w spągowej partii gliny bazalnej (Otmianowo, Paruszewice);
- spłaszczenia (zlicowania) górnych powierzchni klastów poziomych głazowego, ślady płużenia, a także rysy na zlicowanej powierzchni głazów (Otmianowo, Paruszewice, Zawada Nowa, Rokicie);
- drobne deformacje nieskonsolidowanych osadów podłoża o charakterze podatnym utworzone w warunkach ścinania prostego pod stopą poruszającego się lądolodu oraz glina deformacyjna (Otmianowo, Paruszewice, Józefowo-1 w obszarze testowym Izbica Kujawska – Pustynia, Piotrów, Gole, Kowal, Zawada Nowa, Rokicie);
- ukierunkowanie dłuższych osi klastów bruku głazowego zgodnie z ruchem lodu (Otmianowo, Paruszewice, Piotrów, Zawada Nowa, Rokicie), a także wysokie uporządkowanie dłuższych osi klastów w bazalnej glinie lodowcowej (Otmianowo, Paruszewice, Piotrów, Korzeń Królewski, Guźlin, Gole, Kowal, Kretki, Zawada Nowa, Lisica);
- facja gliny wytopnieniowo-odspojeniowej (Guźlin).



Rys. 42. Konfiguracja głównych strumieni lodowych w zachodniej i centralnej Polsce podczas LGM
kierunki ruchu lądolodu wg różnych autorów (tab. 6)

Configuration of main palaeo-ice streams in west-central Poland during the Last Glacial Maximum
ice flow direction after different authors (cf. Tab. 6)

Tabela 6

Metody określenia kierunku ruchu ostatniego lądolodu stosowane przez różnych autorów dla obszaru centralnej Polski

Methods of determining last Scandinavian ice sheet directions by different authors for central Poland

Obszar	Zastosowana metoda wyznaczenia kierunku ruchu ostatniego lądolodu	Autor
wschodnia część Kotliny Płockiej	Wskaźniki geologiczne (<i>clast fabric</i>)	Skompski (1969)
środkowo-wschodnia część Pojezierza Chelmińskiego-Dobrzyńskiego	Wskaźniki geologiczne (<i>clast fabric</i>)	Wysota (1998, 1999)
południowa część Dolnego Powiśla	Wskaźniki geologiczne (orientacja subglacialnych struktur kinematycznych, <i>clast fabric</i>)	Wysota (2002)
Pojezierze Dobrzyńskie	Świadectwa geomorfologiczne (osie wąskich lobów czytelnych w zarysie stref glacialmarginalnych moren lipnieckich i chrostkowskich)	Lamparski (1991, 1996), Dzierżek (2009)
Pojezierze Dobrzyńskie	Wskaźniki geologiczne (kierunek głównego naprężenia związanego z utworzeniem deformacji w rdzeniach drumlinow okolic Zbójna) Świadectwa geomorfologiczne (kierunki osi drumlinów)	Głębiński, Marks (2009)
południowa część Kotliny Płockiej, rejon Gostynina	Wskaźniki geologiczne (wergencja mezostruktur glacictonicznych, <i>clast fabric</i>)	Roman (2003)
południowe obrzeżenie Kotliny Płockiej i SE część Pojezierza Kujawskiego	Wskaźniki geologiczne (wergencja mezostruktur glacictonicznych, orientacja drobnych struktur deformacyjnych subglacialnej warstwy ścinania, struktury kinematyczne na spągowej powierzchni gliny, orientacja <i>lee ends</i> , rys lodowcowych, <i>clast fabric</i>) Świadectwa geomorfologiczne (poprzeczna lineacja rzeźby glacialnej) Analiza morfolineamentów polodowcowych	Roman (2007c, 2008a)
Wysoczyzna Kujawska	Wskaźniki geologiczne (orientacja subglacialnych struktur kinematycznych, rysy lodowcowe, <i>clast fabric</i>) Świadectwa geomorfologiczne (podłużna megalineacja rzeźby lodowcowej)	Molewski (2007)
północna część Wysoczyzny Kujawskiej (moreny łabiszyńskie)	Wskaźniki geologiczne (wergencja mezostruktur glacictonicznych, <i>clast fabric</i>)	Weckwerth (2007)
północno-wschodnia część Wielkopolski	Wskaźniki geologiczne (orientacja subglacialnych struktur kinematycznych, <i>clast fabric</i>)	Sokołowski (2007)
dorzecze środkowej Noteci	Wskaźniki geologiczne (orientacja subglacialnych struktur kinematycznych, <i>clast fabric</i>)	Petterson (2002)
Nizina Wielkopolska	Wskaźniki geologiczne (wergencja mezostruktur glacictonicznych, <i>clast fabric</i>)	Kasprzak (1985, 1988, 2003)
Nizina Wielkopolska	Analiza lineacji rzeźby subglacialnej na podstawie numerycznego modelu terenu NMT	Przybylski (2008)
obszar lobu Wisły, na południe od zasięgu fazy pomorskiej	Rekonstrukcja oparta na analizie orientacji morfolineamentów polodowcowych w sektorach arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski	Morawski (2009)

Za szybkim ruchem lodu przemawia ponadto mała miąższość glin bazalnych, wynosząca w obszarze badań przeciętnie kilka metrów, częste hiatusy w spągu gliny wynikające z erozji subglacialnej (por. Boulton i in. 1977), co przy lobo- wym zarysie linii LGM z promieniście ukła-

dającymi się lokalnymi kierunkami płynięcia lodu sugeruje, że rozpatrywany obszar znajdował się w zasięgu lobu wypustowego zasilanego przez strumień lodowy.

Największe znaczenie w formowaniu paleo- ostrumieni i zmianom ich dynamiki, również

w strefie dystalnej, przypisuje się procesom zachodzącym pod lodem. Mają one zdecydowanie większy wpływ na mechanizm ruchu lądolodu od procesów zachodzących wewnątrz lodu, czy na jego powierzchni. Szczególna rola w tym względzie nadawana jest warunkom termicznym w strefie bazalnej i zagadnieniom hydrologii powiązanej ze środowiskiem subglacialnym (m.in. Boulton, Hindmarsh 1987; Alley 1989; Piotrowski, Kraus 1997; Boulton i in. 2001a, 2009; Hermanowski, Piotrowski 2009).

W podłożu lądolodów wyróżnia się trzy główne typy stosunków hydrologiczno-termicznych (Boulton 1972; Sugden 1977): o zimnym podłożu, suche (*cold-based, dry-based*), politermalne (*polythermal*) i o ciepłym podłożu, mokre (*temperate, warm-based, wet-based*), przy czym rozmieszczenie poszczególnych typów w skali lodowca kontynentalnego jest strefowe, a w pewnych strefach ma charakter mozaikowy. Położenie lobu płockiego na peryferiach lądolodu skandynawskiego, w średnich szerokościach geograficznych (rys. 1) oraz jego szybki ruch sprawiało, że ustrój termiczny podłoża lądolodu był generalnie ciepły, a zważywszy, że cały analizowany obszar znajdował się poniżej linii równowagi ELA (*Equilibrium Line Altitude*), w strefie ablacji, rola wód subglacialnych była znaczna. W tej sytuacji ważnym czynnikiem wpływającym na warunki hydrologiczne w spagu lądolodu i mechanizm jego ruchu była litologia podłoża. Ostatni lądolód skandynawski na obszarze Polski poruszał się po podłożu nieskonsolidowanym, złożonym głównie z utworów plejstoceńskich. W obszarze lobu płockiego były to przede wszystkim gliny lodowcowe zlodowaceń środkowopolskich, a także iły i mułki zastoiskowe (rys. 14). Występowanie w podłożu lądolodu miększej warstwy tego typu utworów, o niskiej i bardzo niskiej wodoprzepuszczalności, utrudniało drenaż w strefie subglacialnej i sprzyjało utrzymywaniu wysokiego ciśnienia wód na kontakcie lód–podłoże. Ciśnienie tych wód powodowało zmniejszenie ciśnienia wywieranego obciążeniem lodu. W konsekwencji następującej redukcji ciśnienia efektywnego, zmniejszeniu ulegała wytrzymałość osadów podłoża na ścinanie i dochodziło do rozwoju deformacji (por. Shoemaker 1986; Alley 1989; Piotrowski, Kraus 1997). Deformacja nieskonsolidowanych osadów w stopie lądolodu wydatnie wzmacniała transport bazalny, stanowiąc główną składową prędkości przemieszczania się lodu (Boulton, Hindmarsh 1987; Hart, Boulton 1991; Hart 1995; Boulton 1996; Boulton i in. 2001a) na znacznej części rozpatrywanego obszaru. Zapisem tych

procesów jest właśnie subglacialna warstwa deformacyjna (wyrażona poprzez struktury penetracyjne i glinę deformacyjną) stwierdzona w stanowiskach Paruszewice, Otmianowo, Piotrów, Gole, Zawada Nowa, Kowal, Rokicie (rys. 17, 20, 26, 36). Szereg z rozpoznanych tam struktur jest przejawem podatnego („miękkiego”) sposobu zaburzenia osadów podłoża w warunkach nasycenia wodą porową ośrodka deformacji, stąd ich obecność potwierdza wcześniejsze przypuszczenia o ciepłym reżimie bazalnym (por. Hicock, Dreimanis 1992; Ruszczyńska-Szenajch 1998, 2001; Lian i in. 2003). Jednocześnie inwentarz typowych struktur ścinania podatnego dopełniają struktury znaczące drogi ucieczki wody porowej, odzwierciedlone jako dajki klastyczne protrudujące w dół warstwy (Otmianowo, rys. 20, 21c), świadczące o wysokim ciśnieniu wód w warstwie subglacialnej.

Relatywnie najszybszy ruch lodu rejestruje glina odspojeniowo-wytopnieniowa w Guźlinie (rys. 35). Ta facja gliny powiązana jest ze specyficznymi warunkami hydrologii subglacialnej i depozycji (*vide* rozdz. Stanowiska wysoczyznowe), zależnymi od występowania cienkiej warstwy wody w stopie lądolodu. Obecność tej warstwy i ciśnienia równoważące ciśnienie lodu umożliwiało odspajanie stopy od podłoża w lokalnych, ograniczonych obszarach tak zwanych *spots* (Alley 1989; Arnold, Sharp 2002; Piotrowski i in. 2004), a w konsekwencji powodowało nagły wzrost poślizgu bazalnego (Piotrowski, Kraus 1997; Piotrowski, Tulaczyk 1999). Taki mechanizm przemieszczania lodu, właściwy partiom niektórych współczesnych szybkich strumieni, na przykład Whillansa (*Ice Stream B*) w Antarktydzie Zachodniej (Raymond i in. 2001; Hooke 2005), jest najbardziej efektywny w sensie prędkości.

Rozpoznane w zbadanych stanowiskach sekwencje glin lodowcowych i powiązanych z nimi struktur rejestrują czasowe zmiany stanu dynamicznego lądolodu, od etapu szybkiej transgresji poprzez stabilizację, a następnie zanik mas lodowych. Stabilizacja w znacznym stopniu uwarunkowana była zwiększeniem infiltracji wody spod stopy lądolodu. Najbardziej efektywny sposób odprowadzania wody z warstwy subglacialnej związany był z rozwojem systemu subglacialnego drenażu kanałowego, wyprowadzającego wody na przedpole, w kierunku spadku miąższości lodu. Proces ten skutkował spadkiem ciśnienia wód podlodowych, wzrostem ciśnienia efektywnego i tarcia u podstawy lądolodu, a w konsekwencji znacznym spowolnieniem jego ruchu (Piotrow-

ski, Tulaczyk 1999; Boulton i in. 2001a; Piotrowski i in. 2005; Wysota 2007). Rozwój systemu skanalizowanego drenażu subglacialnego, dobrze odzwierciedlonego w układzie współczesnych rynien, świadczy o niewydolności hydraulicznej osadów podłoża do odprowadzenia wód gromadzonych w spągu lądolodu. Z przeprowadzonych badań wynika, że w okresie poprzedzającym rozwój drenażu kanałowego dominującym mechanizmem ruchu lądolodu był poślizg bazalny, powodujący wydatny wzrost prędkości ruchu lodu oraz ciągle deformacje podłoża (*pervasive deformations*) (por. rys. 38).

Można wskazać także na pewne przesłuzne zróżnicowanie względnej prędkości ruchu lodu w odniesieniu do paleoreliefu. Lądolód najszybciej przemieszczał się w miejscu rozległego obniżenia położonego w linii doliny Wisły (Guźlin) (rys. 14), mającego przedłużenie ku północnemu zachodowi na obszarze Równiny Inowrocławskiej i określanego jako glacidepresja (por. Molewski 2007). Kierunek ruchu lądolodu był tu zgodny z osią depresji, która od wschodu łączyła się z paleodoliną Wisły. W obniżeniach tych w okresie poprzedzającym wkroczenie lądolodu funkcjonował zbiornik, którego śladem są ily i mułki zastoiskowe (rys. 14, 42). Zakładając, że zbiornik mógł istnieć także w obecności lądolodu, można domniemywać, że czoło lądolodu w obniżeniu Kotliny Płockiej ulegało znacznie szybszej degradacji w strefie kontaktu ze zbiornikiem, pobudzając napływ świeżych mas lodowych z zaplecza. Najwolniej lądolód poruszał się w brzeżnych partiach lobu w rejonie wysoczyzn, zwłaszcza w strefach przeciwnie nachylonych powierzchni do kierunku transgresji (Lisica) i w miejscach położonych blisko strefy międzylobowej (Gaj).

Należy podkreślić, że już sam fakt krótkotrwałości okresu od nasunięcia do zaniku lądolodu w centralnej Polsce podczas stadiau głównego, mieszczący się w przedziale około 3 tys. lat (m.in. Kozarski 1988; Wysota i in. 2008), wskazuje na znaczną dynamikę tego zdarzenia glacialnego. W lobie Wisły w tym czasie rozegrały się dwa epizody związane z wkroczeniem lądolodu w fazie leszczyńskiej (z maksimum zasięgu ok. 20,3 ka BP) i poznańskiej (maksimum ok. 18,4 ka BP) (Wysota i in. 2008), z których tylko młodszy, jak starano się wykazać wcześniej, dotyczył obszaru lobu płockiego. Wobec powyższego czas pojedynczego nasunięcia w lobie płockim można szacować na 1,0–1,5 tys. lat (por. Kozarski 1995). Na podstawie świadectw geologicznych oraz wskaźników wieku vistuliańskich osadów mineralnych Wysota (2002; Wysota i in. 2008,

2009) i Molewski (2007) opowiadają się za szybkim ruchem lądolodu w lobie Wisły, wynikającym z jego ustrumienienia wzdłuż linii predysponowanej rzeźbą. Zdaniem Molewskiego (2007) należy uwzględnić jeszcze jeden czynnik, mogący wpływać na prędkość ruchu lodu i tworzenie strumieni. Jest on związany z położeniem lobu Wisły w strefie podwyższonej wartości strumienia ciepłego Ziemi, co w konsekwencji mogło sprzyjać bazalnemu topnieniu i wzmożeniu prędkości ruchu lądolodu. Spostrzeżenia te dotyczą zachodniej części lobu Wisły, położonej w strefie intensywnej tektoniki solnej ze strukturami wysadowymi i towarzyszącymi im strefami nieciągłości, sprzyjającymi migracji ciepła geotermicznego, a w której podłożu mezozoiczne występuje relatywnie płycej.

Tempo nasuwania się ostatniego lądolodu dla lobu Wisły zostało oszacowane przez Molewskiego i Wysotę (2007; Wysota i in. 2008, 2009), na podstawie datowania luminescencyjnego osadów podglinowych ze stanowisk położonych w transekcie N–S, od dolnego Powiśla przez Kujawy po rejon Konina i przy założeniu, że zasięg lądolodu podczas recesji po maksimum leszczyńskim przebiegał na północ od doliny Noteci, Bydgoszczy i Chełmna (por. Wysota i in. 2009, fig. 9B). Tempo transgresji określone zostało na 250–300 m/rok w czasie fazy leszczyńskiej oraz co najmniej 400–450 m/rok podczas fazy poznańskiej (Molewski 2007; Wysota i in. 2008, 2009). Wcześniej szacowane średnie tempo nasuwania się ostatniego lądolodu na obszarze nizin polskich szacowano na 180 m/rok (Stankowski 1983), czy też 200–250 m/rok (Brodzickowski 1987). Wyraźnie szybsze tempo transgresji wyznaczone obecnie dla lobu Wisły, adekwatne do prędkości przemieszczania współczesnych strumieni w obrębie lądolodu Antarktydy, tłumaczone jest właśnie ustrumienieniem lądolodu na linii obniżenia Wisły i wykształceniem w części dystalnej szerokiego na 100 km lobu, sięgającego po Płock i Konin (Wysota i in. 2008, 2009). Przyjęcie powyższych założeń co do prędkości transgresji, znajduje potwierdzenie w rekonstrukcjach dynamiki przemieszczania się mas lodowych lądolodu skandynawskiego, opartych na ugruntowanych prawach glaciologicznych, analizie rzeźby glacialnej na bazie NMT oraz uwzględniających dane na temat zmian klimatycznych i hydrologicznych (m.in. Siegert i in. 2001; Arnold, Sharp 2002; Forsström, Greve 2003; Siegert, Dowdeswell 2004; Lambeck i in. 2010). Przeprowadzone w ramach niniejszej pracy badania wskaźników wieku osadów, leżących pod

i nad najmłodszą gliną, umiejscawiają nasunięcie lądolodu w lobie płockim w zbyt szerokich ramach czasowych, by można podjąć dyskusję na temat tempa transgresji. Szereg argumentów sedymentologicznych, wskaźnikowych dla szybkiego przemieszczania lodu, udokumentowanych w stanowiskach badawczych, pozwala jednak zgodzić się z opinią przedstawioną przez Molewskiego i Wysotę (2007).

Kształt powierzchni i miąższość lądolodu

Z przeprowadzonych w obszarze lobu płockiego badań wynika, że na dystrybucję, kierunek lokalnego płynięcia, przebieg stref glaci-marginalnych oraz tempo przemieszczania mas lodowych miała wpływ topografia podłoża lądolodu. Jednocześnie niewielka miąższość glin bazalnych i płytki, do kilkunastu metrów, zasięg deformacji glacictektonicznych wskazują na małą jego miąższość. Szacunki dotyczące miąższości lądolodu w lobie płockim przeprowadzili już wcześniej Skompski i Słowański (1979), na podstawie położenia osadów i form lodowcowych w południowej części Kotliny Płockiej. Autorzy określili, że podczas maksimum zasięgu ostatniego lądolodu miąższość lodu wynosiła co najmniej 60 m, co wynika z różnicy wysokości ozu gostynińskiego o kulminacji 121,5 m n.p.m. i położenia den obniżen o genezie wytopiskowej, występujących w Kotlinie Płockiej na około 60 m n.p.m. (Skompski, Słowański 1979).

Obecnie, próby określenia miąższości lądolodu autorka niniejszej pracy dokonała według formuły opartej na empirycznym równaniu Orowana (Orowan 1949 za Piotrowski, Tulaczyk 1999), zgodnie z którą miąższość lodu h (wysokość powierzchni lodu) w odległości L od jego czoła, mierzonej wzdłuż linii płynięcia lodu, określa wzór:

$$h = A \sqrt{L}$$

przy czym A to współczynnik zależny od termicznych własności lodu i mechanicznych właściwości podłoża, opisany wzorem:

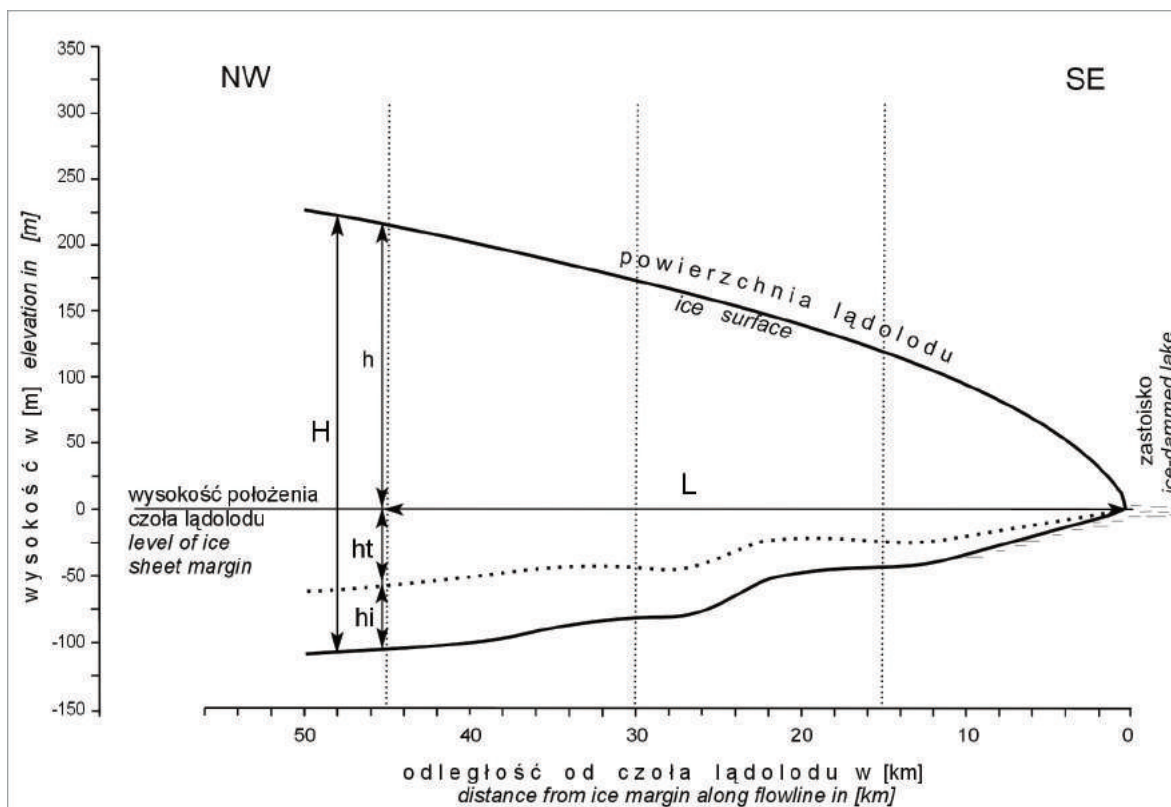
$$A = \sqrt{\frac{2\tau_i}{\rho_i g}},$$

gdzie: τ_i – granica plastyczności lodu, ρ_i – gęstość lodu, g – przyspieszenie ziemskie. Współczynnik A przybiera wartości od poniżej 1,0 (np. 0,46–1,0 wg Mathews 1974) w przypadku lodowców umiarkowanych spoczywających na

miękkim podłożu, do 4,7 dla lodowców zimnych wspartych na podłożu skonsolidowanym (Hollin 1962). Dla rekonstrukcji brzeżnej partii południowej części lądolodu skandynawskiego, wartość parametru A przyjmowana jest jako 1,0 (Piotrowski, Tulaczyk 1999). Przy zastosowaniu wartości $A = 1,0$ dla oszacowania miąższości lądolodu w lobie płockim otrzymamy, że w odległości 15 km od czoła grubość (h) lodu powinna osiągnąć *ca* 122 m, przy dystansie 30 km około 173 m oraz na 45 km mniej więcej 212 m (rys. 43). Powyższe wyliczenia odnoszą się do lądolodu spoczywającego na płaskiej powierzchni odpowiadającej wysokości położenia jego czoła i jednocześnie dobrze opisują wysokość powierzchni lodu, jednak dla właściwej oceny miąższości należy uwzględnić jeszcze położenie spagu lądolodu względem wysokości czoła, stosując poprawkę topograficzną (h_t). W przypadku lobu płockiego powierzchnia spagu generalnie nachylona była w stronę proksymalną, i to zarówno w strefie wysoczyzn jak i w obniżeniu doliny Wisły (rys. 10, 11, 14), zatem poprawka topograficzna będzie miała indeks dodatni. Na podstawie analizy ukształtowania stropu osadów starszych od stadiu głównego zlodowacenia wisły (rys. 14) przyjęto, że powierzchnia ta średnio położona była o około 20–50 m niżej w stosunku do czoła lądolodu. W rozważaniach odnośnie miąższości lądolodu należy uwzględnić jeszcze drugą poprawkę, tak zwaną poprawkę izostatyczną (h_i), wynoszącą około 25 % (por. Piotrowski, Tulaczyk 1999) zakładając, że była to maksymalna wielkość postglacialnego podniesienia terenu w brzeżnej strefie lądolodu. Zatem po uwzględnieniu powyższych poprawek miąższość lądolodu H w przypadku lobu płockiego może być szacowana według wzoru:

$$H = (1,0 \sqrt{L + h_t}) 1,25$$

Zgodnie z tym zapisem otrzymano, że grubość lądolodu w lobie płockim wynosiła około 160–170 m na 15 km od jego czoła, mniej więcej 220–240 m na 30 km oraz 270–300 m w odległości 45 km (rys. 43). Uzyskane wartości są niższe od minimalnej miąższości lądolodu vistuliańskiego Niziny Wielkopolskiej uzyskanej z rekonstrukcji zaproponowanej przez Kasprzaka (2003, rys. 76), który ocenia, że grubość pokrywy lodowej w brzeżnej partii lądolodu podczas LGM mogła wynosić około 200 m w odległości 15 km od jego czoła i około 300 m, gdy odległość ta wynosiła 30 km. W wariacie maksymalnych miąższości lądolodu (Kasprzak 2003, rys. 77) czoło lądolodu wznosi się bardzo stromo, stąd już na 5 km od krawędzi miąższość lądolodu osiąga 200 m,



Rys. 43. Rekonstrukcja kształtu powierzchni i miąższości lądolodu w lobie płockim w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu

dalsze wyjaśnienia w tekście

Shape surface and thickness reconstruction of ice in the Plock lobe during the maximum ice sheet extent

more explanations in the text

a na 50 km aż 1000 m grubości, licząc od poziomu przedpola (rys. 44).

Obecnie wyliczona dla lobu płockiego miąższość lodu (rys. 43) wskazuje, że profil podłużny lądolodu był spłaszczony, a uwzględniając wcześniejsze spostrzeżenia o znacznej prędkości przemieszczania lodu, można wskazać, że cechy te dobrze odpowiadają właściwości lobów wypustowych w zakończeniu strumienia lodowego (Sugden 1977; Patterson 1997) i są porównywalne z profilem podłużnym współczesnych strumieni (rys. 44). Uzyskaną w wyniku przeprowadzonej rekonstrukcji miąższość lodu w lobie płockim potwierdza szereg faktów natury geologicznej, przemawiających za tym, że obszar wysoczyzn objętych lobem kształtowany był przez szybki napływ mas lodowych o niewielkiej miąższości. Na małą miąższość lodu wskazują:

- niewielka miąższość (zwykle 2–5 m, maksymalnie 13 m) i stosunkowo ciągła pokrywa gliny bazalnej;

- obecność subglacialnej warstwy deformacyjnej, a przy tym płytki, do 1 m zasięg struktur penetracyjnych;

- zauważalny wpływ przeszkód topograficznych na kierunek płynięcia lodu oraz na zasięg lądolodu podczas krótkich postojów przedmaksymalnych i LGM;

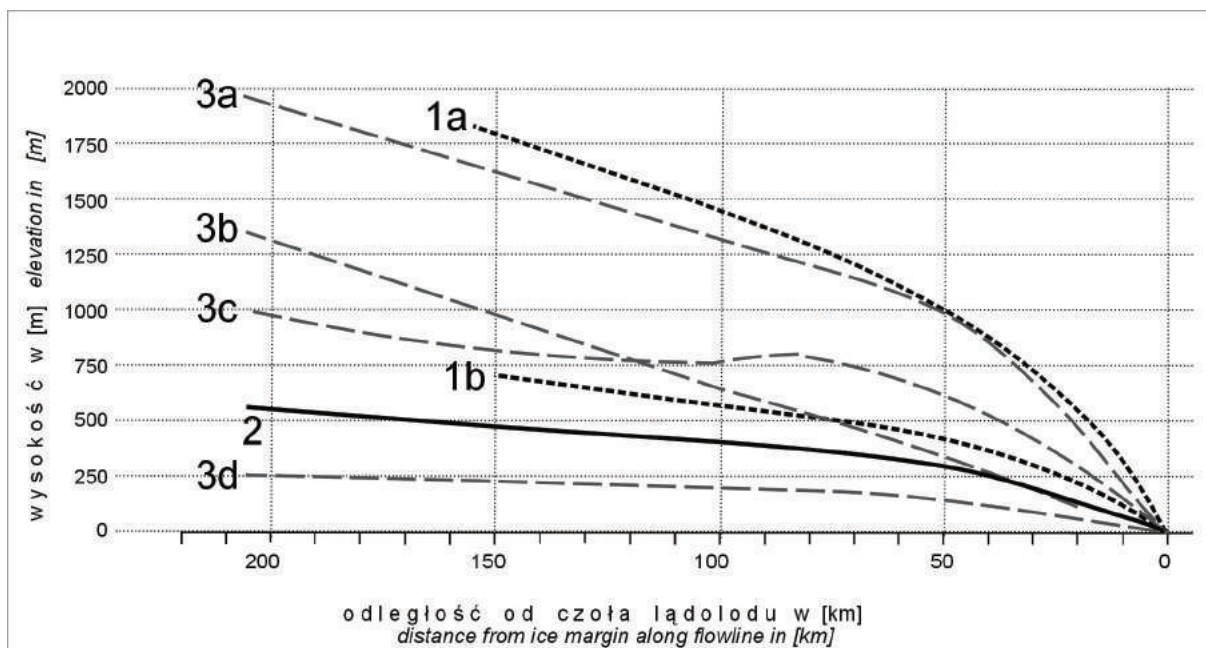
- przetrwanie izolowanych form rzeźby sprzed nasunięcia lobu płockiego (cokół wzgórza Izbycy Kujawskiej);

- przetrwanie i zachowanie w rzeźbie grzbietów muren pchniętych przekroczonych przez lądolód (Otmianowo, Paruszewice, Korzeń Królewski);

- płytki (do kilku-, kilkunastu metrów) zasięg wgłębny mezostruktur glaciektonicznych, przy dominacji proglacialnych struktur pchnięcia i braku głębokich ścież cylindrycznych;

- sporadyczne występowanie form czołomorenowych w linii LGM;

- krótki okres od wkroczenia do zaniku lądolodu, oceniany na około 1,0–1,5 ka.



Rys. 44. Porównanie kształtu powierzchni ostatniego lądolodu skandynawskiego podczas LGM w Polsce oraz współczesnych pokryw i strumieni lodowych

1 – rekonstrukcja dla Niziny Wielkopolskiej wg Kasprzaka (2003): 1a – wariant maksymalny, 1b – wariant minimalny; 2 – rekonstrukcja dla łobu płockiego wg autorki (rys. 43); 3 – współczesne strumienie i pokrywy lodowe: 3a – lądolód Antarktydy Wschodniej (Bentley 1987), 3b – Lambert Glacier, Antarktyda Wschodnia (Bennett 2003), 3c – strumień lodowy D, Antarktyda Zachodnia, 3d – Whillans Ice Stream (strumień lodowy B), Antarktyda Zachodnia (Alley, Whillans 1991)

Comparison of longitudinal profiles of ice sheet surface elevation during LGM in Poland and various contemporary ice sheet and streams

1 – reconstructed for Wielkopolska Lowland after Kasprzak (2003): 1a – maximum variant, 1b – minimum variant; 2 – reconstructed for the Płock Lobe by author (Fig. 43); 3 – contemporary ice sheet and streams: 3a – East Antarctic Ice Sheet (Bentley 1987), 3b – Lambert Glacier, East Antarctic (Bennett 2003), 3c – Ice Stream D, West Antarctic, 3d – Whillans Ice Stream (Ice Stream B), West Antarctic (Alley, Whillans 1991)

Lokalne uwarunkowania dynamiki lądolodu w łobie płockim

Podczas zlodowacenia wisły łob płocki znajdował się w strefie ablacji lądolodu skandynawskiego (por. Boulton i in. 2001b, 2009). Znajduje to potwierdzenie w rekonstrukcji przeprowadzonej przez Kasprzaka (2003) dla łobu wielkopolsko-kujawskiego, z której wynika, że podczas maksimum vistuliańskiego izoterma 0°C w sezonie letnim znajdowała się na równoleżniku Szczecina, czyli część ablacyjna lądolodu posiadała szerokość około 300 km. Ważna w ocenie dynamiki zjawiska jest krótkotrwałość zdarzenia glacialnego w łobie płockim, określana na około 1,0–1,5 ka (por. Kozarski 1995; Dzierżek 2009; Wysota i in. 2009). Ponadto z uwagi na małą miąższość lodu oraz dużą prędkość przemieszczania mas lodowych w łobie płockim, znacznej roli w przebiegu glacji należy upatrywać w warunkach lokalnych, z których najistotniejsze to

litologia i topografia przedpola/podłoża lądolodu oraz obecność wieloletniej zmarzliny. Istotne było również oddziaływanie elementów paleoreliefu (morfostruktury) kształtowanych pod wpływem zjawisk tektonicznych we wcześniejszych okresach czwartorzędu (Roman 2005, 2006a). Nie jest natomiast zauważalny bezpośredni wpływ tektoniki na zjawiska glacialne w vistulianie (Roman 2005, 2006a), co suponował Dzierżek (2009) w odniesieniu do łobu płockiego.

Związek litologii podłoża z warunkami hydrogeologicznymi w spagu lądolodu o ciepłym reżimie bazalnym wydaje się oczywisty. Z tymi zagadnieniami wiąże się także wytrzymałość podłoża na ścinanie i ewentualne deformacje w warstwie subglacialnej wpływające na przyspieszenie ruchu lodu. Zarówno litologia (głównie gliny, ły, mułki) jak i przeciwne do kierunku nasuwania lądolodu nachylenie powierzchni podłoża (rys. 7, 8, 9, 10, 11, 14) sprzyjały subglacialnemu gromadzeniu wód. Dodatkowym czynnikiem zatrzyma-

nia wód w strefie bazalnej mogła być wieloletnia zmarzlina występująca w marginalnej części łądolodu, uniemożliwiająca swobodny odpływ wód do strefy proglacialnej (por. Piotrowski 1994; Cutler i in. 2002). Wskaźnikowe struktury obecności wieloletniej zmarzliny, w postaci pseudomorfoz po klinach lodowych i klinów ze złożonym wypełnieniem, stwierdzono w obszarze Izbica Kujawska – Pustynia (stanowisko Podtymień-1) (rys. 25) i w Lisicy (rys. 36). Struktury te występują w stropie powierzchni stanowiącej podłoże osadów stadiału głównego zlodowacenia wisły, jednak ich wiek nie jest jednoznaczny (Roman 1999a). Podobna sytuacja ma miejsce we wschodniej części badanego obszaru, gdzie poniżej osadów ostatniego zlodowacenia stwierdzono występowanie struktur peryglacialnych związanych bądź z recesją łądolodu stadiału warty bądź z vistulianem (Słowański 1964; Skompski 1969). Kwestię obecności zmarzliny na dyskutowanym obszarze, można podsumować konkluzją wynikającą z badań strefy marginalnej LGM w Wielkopolsce (Kasprzak 1998; Kasprzak, Kozarski 1991; Kozarski 1995), że zmarzlina ta niewątpliwie istniała jako efekt określonych warunków klimatycznych, najprawdopodobniej jednak była ona silnie zróżnicowana lokalnie, a głównymi czynnikami powodującymi jej zróżnicowanie był termiczny wpływ łądolodu oraz właściwości reologiczne osadów powiązane z lokalną ekspozycją. Niezależnie od wątpliwości co do roli wieloletniej zmarzliny w utrzymywaniu wód w warstwie bazalnej, istnieje szereg dowodów czasowej niewydolności drenażu subglacialnego, ściśle powiązanej z kształtowaniem mechanizmu ruchu lodu (*vide* rozdz. Prędkość...). Zmiany warunków drenażu w zasadniczy sposób wpływały na dynamikę ruchu dystalnej części strumienia lodowego Wisły, a nawet mogły być główną przyczyną stabilizacji czoła łądolodu na linii LGM, o czym świadczy dobrze rozwinięty w brzeżnej części zasięgu ostatniego łądolodu system rynien subglacialnych, dochodzących do tej linii.

W kontekście wskazanej wcześniej znacznej prędkości przemieszczania lodu i krótkotrwałości zdarzenia glacialnego w lobie płockim, w pewnej sprzeczności wydają się być przedmaksymalne postoje czoła łądolodu, określane jako preLGM-1 i preLGM-2 (rys. 38). Ich wyrazem jest poprzeczna lineacja rzeźby dużej skali, dotycząca pasm pagórkowatej wysoczyzny kryjącej w sobie moreny pchnięte zdominowane przez struktury fałdowo-luskowe (preLGM-1, stanowiska: Paruszewice, Otmianowo) lub stożki glacialmarginalne (preLGM-2, obszar Izbica Kujawska – Pustynia, Piotrów)

przekroczone przez łądolód i lokalnie zaburzone (Korzeń Królewski). Rekonstrukcję formowania pasm moren przekoczonych przedstawiono wcześniej (rys. 22, 27). Należy podkreślić, że czas tworzenia tych form był bardzo krótki, a proces dynamiczny (por. rozdz. Stanowiska w strefach...). Można to uzasadnić wysoką efektywnością depozycyjną łądolodu w fazie transgresji (por. Kasprzak 2003), związaną z szybkim transportem materiału do czoła i intensywną akumulacją stożków glacialmarginalnych, przy konsekwentnym ruchu postępowym i ewentualnej kompresji osadów przedpola. Dowodów depozycji glacialmarginalnej przy jednoczesnej progradacji w stronę przedpola struktur glacitektonicznych dostarczyły badania moren przekoczonych w Paruszewicach (rys. 22). Z badań prowadzonych w obszarach współcześnie zlodowaconych wynika, że tego typu formy marginalne mogą zostać utworzone nawet w jednym cyklu akumulacyjno-ablacyjnym, jeśli formowane są przez lodowce szarżujące lub szybkie strumienie (Boulton i in. 1999; Evans, Rea 1999; Bennett i in. 2004).

Ważnym spostrzeżeniem wskazującym na prawdopodobną przyczynę stabilizacji czoła łądolodu na linii przedmaksymalnych postojów, jest koincydencja występowania pasm moren przekoczonych z rozciągłością przeszkód terenowych zorientowanych poprzecznie do kierunku transgresji. Zbieżność ta sugeruje, że krótkie zatrzymania czoła wymuszone były rzeźbą podłoża, a w niektórych przypadkach także zmianą litologii podłoża, umożliwiającą lepszą infiltrację wód spod stopy łądolodu i w konsekwencji spowolnienie ruchu lodu. Elementy paleoreliefu (rys. 14) wywierały także wpływ na dystrybucję mas lodowych w brzeżnej części łądolodu, co zaznacza się w rozkładzie kierunków ruchu lodu (rys. 40) odtworzonych na podstawie wskaźników geologicznych i geomorfologicznych. Poprzeczne przeszkody topograficzne wpływały na charakter wewnętrznego ruchu lodu wzmagając kompresję od strony stoków doprądowych i ekstensję po przekroczeniu nierówności podłoża. Sytuacja taka miała miejsce w strefie poligenetycznego wzgórza Izbicy Kujawskiej (rys. 24) i wpływała także na późniejsze procesy morfogenetyczne podczas deglacjacji, poprzez lokowanie ówczesnych basenów sedymentacyjnych w liniach pęknięć i szczelin tensyjnych (*vide* rozdz. Obszar testowy Izbica...).

Przyczyną spowolnienia ruchu lodu oraz krótkiego etapu stacjonarnego czoła na linii preLGM-2, zaznaczonego akumulacją osadów glacialmarginalnych, oprócz przeszkód topograficznych mógł być początek rozwoju subglacial-

nego drenażu kanałowego i odprowadzenie wód w kierunku malejącej miąższości lodu do strefy przedpola. Przypuszczenie to wynika z analizy układu rynien polodowcowych w nawiązaniu do przebiegu stref glacialmarginalnych. Kształt systemu rynien ulega pewnej modyfikacji na linii preLGM-2, co wyraża się 20–30 ° zmianą kierunku osi największych form. Może to sugerować dwuetapowy rozwój rynien, korelowany z pozycjami czoła podczas preLGM-2 i LGM. Sytuacja taka może mieć też inne przyczyny, związane z otwieraniem jednego z dwu kierunków szczelin i pęknięć lodowych w zespole ścięciowym, z uwagi na zmianę konfiguracji podłoża (por. Morawski 2005). Otwieranie systemu drenażu kanałowego wzdłuż wcześniejszych pęknięć następowało w końcowym etapie transgresji do linii LGM. Proces ten, poprzez odprowadzenie wód ze strefy subglacialnej i wzrost ciśnienia efektywnego, w znacznym stopniu przyczynił się do zahamowania ruchu lodu, doprowadzając do przejścia ze stanu transgresji do

dynamicznej równowagi (stacjonarnego czoła zasilanego z zaplecza), a następnie stagnacji powiązanej już z zanikiem lądolodu.

Zanik lądolodu nastąpił szybko, co wynika z ogólnej krótkotrwałości zdarzenia glacialnego w lobie płockim, a objawia się jednolitymi powierzchniami zbudowanymi z gliny lodowcowej, bez pokrywy glin ablacyjnych i poprzecznej lineacji wyrażonej ciągami recesyjnych form marginalnych (por. Kasprzak 2003; Demidov i in. 2006). Zanik lądolodu poprzez stopniowe odstępowanie aktywnego czoła lądolodu (por. Kasprzak 1988, 2003; Kasprzak, Ewertowski 2007) stwierdzono jedynie w rejonie Sokołowa, położonym w strefie LGM (rys. 15), na podstawie form reliktowych po wałach lodowo-morenowych (Roman 2004a). Na pozostałym obszarze proces ten odbywał się w wyniku zamierania rozległych połąci lodu i szybkiej, w miarę równomiernej ich dezintegracji.

PODSUMOWANIE I DYSKUSJA

Wiek nasunięcia. Stratygrafia zdarzeń glacialnych w lobie płockim była dotychczas oparta głównie na kryteriach morfostratygraficznych, obejmujących formy marginalne będące świadectwem postępu lądolodu, a także na kryteriach litostratygraficznych dotyczących liczby glin lodowcowych stanowiących bezpośredni zapis obecności lądolodu (Galon 1961, 1967; Domosławska-Baraniecka 1965; Galon, Roszkówna 1967; Skompski 1969; Mojski 1984, 2005; Baraniecka 1989). Dla osadów mineralnych ostatniego zlodowacenia, w tym głównie glin lodowcowych, w latach 80. i 90. ubiegłego stulecia uzyskano szereg termoluminescencyjnych (TL) wskaźników wieku (Brykczyński i in. 1987; Klatkova 1992; Baraniecka 1993), których wyniki, z datami przypadającymi na środkowy vistulian, dały asumpt przypuszczeniom o możliwości wkroczenia lądolodu stadiału świecia w predysponowany rzeźbą obszar Kotliny Płockiej (por. Marks 1988; Mojski 1991, 1992; Klatkova 1992; Roman, Turkowska 1998). Wysota (2002) na podstawie szczegółowych badań stratygrafii i środowisk sedymentacji vistulianu południowej części dolnego Powiśla, wyklucza możliwość nasunięcia lądolodu we wczesnym vistulianie (115–75 ka BP) oraz wskazuje, że lądolód

stadiału świecia na początku środkowego vistulianu (75–65 ka BP) mógł zająć co najwyżej północną i środkową część dolnego Powiśla, wypełniając nisko położony obszar dawnej zatoki morza eemskiego i obniżenia dolinnego. Poglądu tego nie uwzględnia Brzeziński (2007) dopuszczając możliwość zajęcia przez lądolód stadiału świecia rejonu Brześcia Kujawskiego, a zatem i północnej części dolinnego obniżenia Kotliny Płockiej. Możliwości takiej przeczą nowe wyniki badań autorki w Kubłowie, gdzie udokumentowano ciągłą sekwencję interglacialno-glacialną, obejmującą w zapisie palinologicznym interglacjał eemski, wczesny vistulian oraz znaczną część plenivistulianu, z obecnym na jego początku zimnym wahaniami Schalkholtz odpowiadającym stadielowi świecia, interstadiał Oerel, aż po drugi stadiół środkowego vistulianu (tab. 2). Określone na podstawie rozwoju roślinności z tego profilu stosunki fitoklimatyczne wskazują, że w odległym o 20 km od stanowiska Kubłowo obniżeniu Kotliny Płockiej nie było lądolodu ani we wczesnym (MIS 5a – 5d), ani w środkowym vistulianie (MIS 3). Wobec powyższych ustaleń zawarta w temacie pracy rekonstrukcja nasunięcia lądolodu znaczącego LGM w centralnej Polsce, dotyczy zdarzeń (nia) glacialnych, które rozegrały się w MIS 2, określa-

nym jako stadiał główny zlodowacenia wisły (Mojski 1984, 2005; Lindner 1992), późny vistulian (Wysota 2002) lub górny plenivistulian (Kozarski 1991b; Klatkova 1996b; Turkowska 2006) (rys. 6).

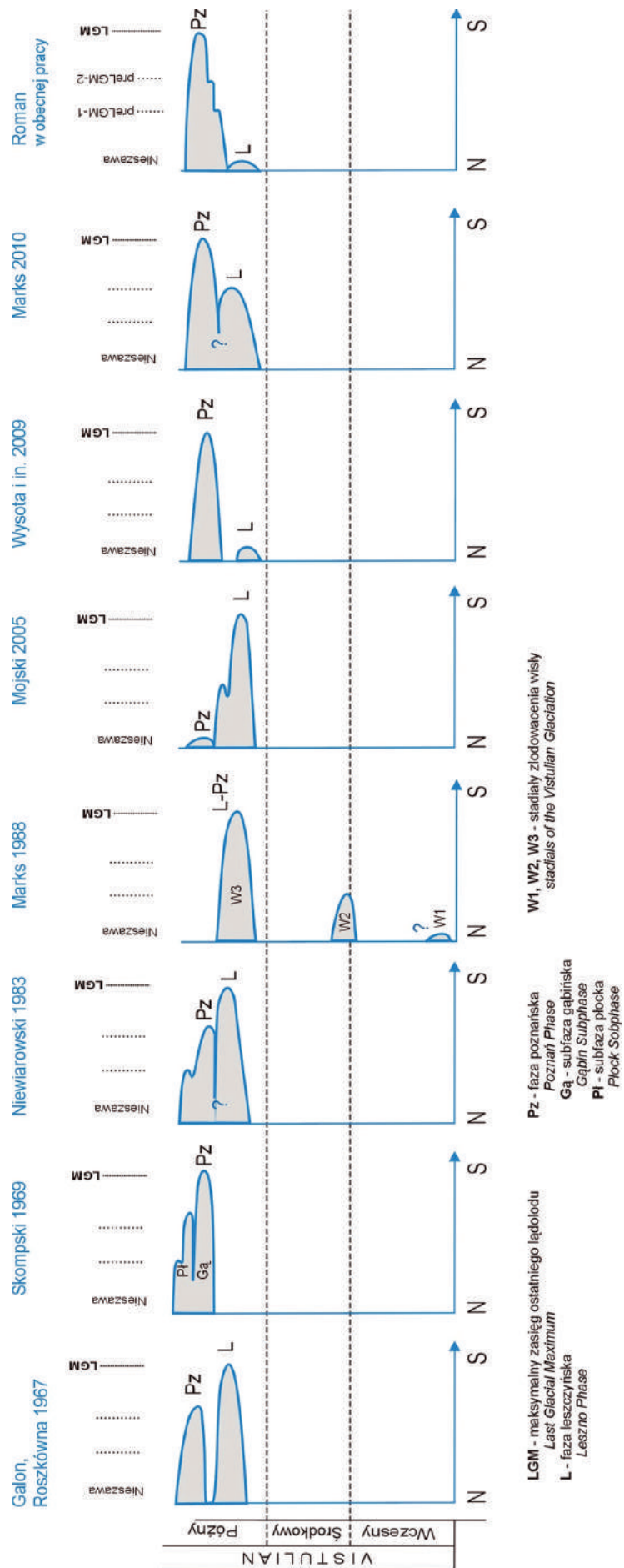
Liczba i wiek zdarzeń glacialnych. W stadiale głównym zlodowacenia wisły (późnym vistulianie/górnym plenivistulianie) dopuszcza się możliwość jednego lub dwóch epizodów glacialnych w lobie płockim (por. rozdz. Dotychczasowe...), którym nadaje się rangę faz i odnosi do nasunięcia leszczyńskiego i/lub poznańskiego, bądź też uznaje się, że są to subfazy (gąbińska, płocka) w obrębie młodszej fazy poznańskiej (rys. 45). Zagadnienie to związane jest z poglądami na liczbę vistuliańskich glin lodowcowych oraz rangę i charakter transgresywny / recesyjny stref glacialmarginalnych wyróżnianych na zapleczu LGM w lobie płockim. W obszarze południowo-wschodnich Kujaw strefy te tworzą poprzeczną megalineację glacialną, wyrażoną pasmami pagórkowatej wysoczyzny: północnym, biegnącym od południowych krańców Jeziora Głuszyńskiego poprzez Czamanin – Boniewo – Otmianowo – Paruszewice po Chocień, określanym jako preLGM-1 i południowym (preLGM-2), obejmującym wał Izbicy Kujawskiej, Pagórki Chodeckie, pagórki szewskie, rejon Piotrowa, Korzenia Królewskiego, a po wschodniej stronie Wisły przypuszczalnie pagórki okolic Boryszewa (rys. 15).

Jak wykazały badania przeprowadzone ostatnio w kilkunastu stanowiskach na obszarze młodoglacjalnej wysoczyzny i stref glacialmarginalnych w otoczeniu Kotliny Płockiej, zapisem sedimentologicznym nasunięcia łądolodu zlodowacenia wisły jest jeden pokład gliny bazalnej, której wiek na podstawie datowania OSL piasków pod- i nadglinowych, określono jako zawarty między 22,9 a 18,7 ka BP (rys. 39, tab. 5). Uzyskany wynik dobrze koresponduje z czasem maksimum ostatniego łądolodu skadynawskiego w Polsce, określanym na 24–19 ka BP (Marks 2010), jednakże w dyskusyjnej kwestii fazowego wieku nasunięcia łądolodu nie daje jednoznacznej odpowiedzi. Na podstawie datowania OSL piasków glacialfluwialnych w stanowiskach Korzeń Królewski i Pustynia-1 (obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia), których wiek oscyluje w granicach 18,7–18,0 ka BP, związanych genetycznie z podścielającą je gliną, a jednocześnie występujących na tyle wysoko w profilu hipsometrycznym, że nie sposób korelować ich z młodszymi, recesyjnymi postojami łądolodu vistuliańskiego, można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że zarówno piaski jak i leżąca poniżej glina złożone zostały

podczas nasunięcia łądolodu fazy poznańskiej. Stwierdzenie to dobrze wpisuje się w scenariusz zdarzeń glacialnych zestawiony ostatnio dla lobu Wisły przez Wysotę (2002; Wysota, Molewski 2007; Wysota i in. 2008, 2009) i Molewskiego (2007), a w odniesieniu do lobu płockiego potwierdza pogląd niektórych badaczy czwartorzędu tego regionu (Łyczewska 1960; Mojski 1960, 1969; Domosławska-Baraniecka 1965; Skompski 1969; Skompski, Słowański 1979).

Wnioskowanie o jednokrotnym nasunięciu łądolodu w lobie płockim znajduje poparcie w aktualnie przeprowadzonych badaniach kinetostratygraficznych. Udokumentowane w kilku stanowiskach struktury glacialtektoniczne powiązano z etapami deformacji wywołanej nasunięciami łądolodu z określonego kierunku i skorelowano z glinami pozostawionymi przez łądolód zaburzający. Z wydzielonych w ten sposób dwu jednostek kinetostratygraficznych, młodsza, vistuliańska, reprezentowana jest na obszarze lobu płockiego przez sekwencję o charakterze progresywnym. Sekwencja taka, złożona ze struktur pro- i subglacialnych (stanowiska: Paruszewice, Otmianowo, Józefowo-1 w obszarze Izbica Kujawska – Pustynia, Korzeń Królewski, Zawada Nowa) (tab. 4) dokumentuje pojedyncze nasunięcie łądolodu. Ważnym dla paleogeografii i oceny dynamiki łądolodu w lobie płockim jest fakt, iż sekwencja progresywna dotyczy stref glacialmarginalnych wyznaczanych na zapleczu LGM, uważanych dotychczas za ciągi moren łądolodu podlegającego generalnej recesji (Galon, Roszkówna 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983a; Pasierbski 1984; Mojski 2005). Dodatkowym argumentem za jednokrotnym wkroczeniem ostatniego łądolodu na badany obszar jest konfiguracja morfolineamentów polodowcowych (rynien i ozów), tworzących system złożony z zespołu prostokątnego (ekstensyjnego) i ostrokątnego (ścięciowego, kompresyjnego) (rys. 41). Porządek taki, odziedziczony po układzie pierwotnych spękań w lodzie jest czytelny, stąd może być kojarzony z pojedynczym nasunięciem łądolodu (por. Morawski 2005).

Wyjątkowe znaczenie dla stratygrafii młodszego czwartorzędu centralnej Polski ma stanowisko w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965), w którym powyżej udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjalu eemskiego stwierdzono jeden pokład gliny lodowcowej podścielony serią ilów zastoiskowych i glacialfluwialnych piasków. Ze względu na położenie tego stanowiska w marginalnej części lobu płockiego (rys. 8, 15) niewyjaśnione



Rys. 45. Schematy czasowo-przestrzenne nasunięć lądolodu w łobie płockim podczas vistulianu wg różnych autorów
Time-distance schemes of ice sheet advances in the Plock lobe during the Vistulian Glaciation after different authors

i dyskusyjne pozostawały jednak stosunki paleogeograficzne zaplecza, w tym problem charakteru i rangi wspomnianych stref glacialmarginalnych.

Charakter stref glacialmarginalnych. Wykonane w ramach niniejszej pracy rozpoznanie budowy geologicznej w strefach glacialmarginalnych oraz badania sedimentologiczne, mezostrukturalne, litopetrograficzne i datowania OSL osadów przeprowadzone w kilku stanowiskach, pozwoliły na skonstruowanie modeli kształtowania stref położonych na zapleczu LGM (rys. 22, 27), odbiegających od dotychczas przyjmowanych schematów (rys. 45), a także na uściślenie przebiegu LGM w lobie płockim. Dowiedziono, że poprzeczne pasma pagórkowatej wysoczyzny na zapleczu LGM to formy czołowomorenowe przekroczone przez łądolód. Pasma, określone jako preLGM-1 i preLGM-2, kształtowane były w krótkich etapach zatrzymania transgredującego łądolodu na linii poprzecznych przeszkód terenowych. Złożone wówczas osady glacialmarginalne uległy zaburzeniu w wyniku proglacialnej kompresji, a następnie ścięciu i przekształceniu pod stopą przemieszczającego się do granicy LGM łądolodu. Deformacje glacialtektoniczne rozpoznane w zbadanych strefach należą do dwóch jednostek kinetostratygraficznych, previstuliańskiej i vistuliańskiej. Starsze struktury stanowią trzpień wzgórza morenowego Izbicy Kujawskiej, wobec powyższego wzniesienie należy uznać za formę przetrwałą, przeobrażoną w młodszym etapie vistuliańskiej strukturogenezy. Młodsze struktury glacialtektoniczne tworzą wraz z pokrywającą je gliną spójną jednostkę kinetostratygraficzną, złożoną z progresywnej sekwencji struktur deformacyjnych, która jest zapisem pojedynczego cyklu deformacji transgredującego łądolodu (por. Berthelsen 1978; Hart, Boulton 1991; Van der Wateren 1995; Pedersen 1996). Zwraca uwagę także brak powiązania rozpatrywanych stref glacialmarginalnych z początkami sandrów. Uzyskane wyniki pozwalają na zanegowanie wcześniejszych ustaleń, opartych głównie na kryteriach morfostratygraficznych, traktujących o oscylacyjno-recesyjnej naturze zbadanych stref glacialmarginalnych zaplecza LGM w lobie płockim (por. m.in. Galon, Roszkówna 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983a; Pasierbski 1984; Dylikowa, Olaczek 1984; Mojski 2005).

Strefę preLGM-1 z uwagi na rytm morfologiczny i strukturę wewnętrzną zaliczono do kategorii wielogrzebniowych wąskich pasm moren pchniętych (*narrow multi-crested push moraines*), odczytywanych jako efekt konsekwentnego awansu łądolodu i propagacji struktur kompresyjnych

w stronę przedpola (Bennett 2001). Taki charakter stref glacialmarginalnych przypisywany jest lodowcom szarżującym lub odnoszony jest do paleostrumieni (m.in. Van der Wateren 1981; Zandstra 1981; Croot 1987; Kasprzak 1988; Evans, Rea 1999; Andrzejewski 2002). Stwierdzenie to jest istotne dla oceny dynamiki transgredującego łądolodu, który przekroczył pas moren pchniętych (preLGM-1) i ponownie, na krótko, jego czoło ustabilizowało się w miejscu poprzecznie zorientowanych przeszkód terenowych w strefie preLGM-2. Kształtowanie moren tej strefy (rys. 27) było procesem dynamicznym i krótkotrwałym, o czym może świadczyć mała miąższość osadów glacialmarginalnych, zazwyczaj cienkie i jedynie lokalnie występujące serie proglacialnych osadów wodnolodowcowych oraz brak systemu rynien subglacialnych wyraźnie powiązanych z tymi pasmami.

Maksymalny zasięg ostatniego łądolodu (LGM) w lobie płockim, który prawdopodobnie został osiągnięty podczas fazy poznańskiej, sporadycznie zaznacza się w postaci moren czołowych (rys. 15), czy też zwartych, wydatnych krawędzi sedimentacyjnych. Proglacialne deformacje glacialtektoniczne stwierdzane są jedynie w formach marginalnych dalekich od osi lobu (Przedecz, rys. 30), a sam przebieg linii LGM dopasowany jest do lokalnych elementów morfologicznych terenu. W strefie położonej między linią preLGM-2 a maksymalnym zasięgiem łądolodu nie stwierdza się intensywniejszej erozji subglacialnej, a pod cienką powłoką gliny zachowane są previstuliańskie formy niewielkich rozmiarów (jak w okolicy Rogozina, rys. 15) z nienaruszonymi powierzchniami noszącymi ślady przeobrażeń peryglacialnych (np. stanowisko Lisica, rys. 36). Charakter tej strefy marginalnej świadczy o małej miąższości lodu, krótkotrwałości jej formowania przy niezbyt wydatnej i zróżnicowanej dynamice czoła łądolodu. Ponadto można postawić hipotezę, że na mechanizm ruchu i dynamikę łądolodu tej strefy duży wpływ miał stan termiczny podłoża, które płatowo miało charakter zimny. Stan taki wynikał z małej miąższości i wolniejszego płynięcia lodu, co zmniejszało ilość ciepła powodowanego tarciami, powodowało brak topnienia u podstawy lodu i zwrótnie działało spowolnieniem jego ruchu. Efektem tych procesów było ograniczenie erozji i deformacji subglacialnej (m.in. Kleman 1994; Marks 1994). Sytuacja taka umożliwiła zachowanie powierzchni sprzed nasunięcia łądolodu, czytelne w zapisie profilu Lisica i Gaj (rys. 36). Jednocześnie w profilu Gole, w spagu gliny występuje warstwa deformacyjna zdominowana przez struktury ścinania podatnego

(rys. 37), wskazujące na ciepły ustrój bazalny. Można zatem uznać, iż brzeżną część lądolodu podczas LGM cechowała mozaikowość typów termicznych podłoża. Należy podkreślić, że jedynie na podstawie charakteru strefy LGM, bez poznania morfogenezy stref przedmaksymalnych, trudno byłoby wnosić, że lob płocki był elementem dystalnej części strumienia lodowego. Reasumując można wskazać, że ostatni etap transgresji lądolodu miał charakter mniej dynamiczny, odbywał się jakby siłą inercji, po przekroczeniu linii preLGM-2. Duży wpływ na zmiany dynamiki i spowolnienie ruchu lądolodu miało zapewne otwieranie kanałowego systemu drenażu subglacialnego co nastąpiło tuż przed osiągnięciem LGM.

Dynamika lądolodu w lobie płockim. Loby są charakterystycznym elementem morfologii brzeżnych partii lądolodów kończących się na lądzie. Na ogół są wyrazem zróżnicowanej dynamiki glacji w reakcji na topografię, zmiany litologii i hydrologii podłoża, tudzież mogą odzwierciedlać dystalną część dużo szybciej, w stosunku do sąsiedniej masy lodu, poruszającego się strumienia (Krüger 1983; Patterson 1997; Stokes, Clark 2001; Jennings 2006). Stokes i Clark (2001) wyróżniają dwa rodzaje strumieni lodowych tzw. czyste, będące strefami wzmożonej prędkości ruchu lodu, rejestrowane w obrębie lądolodu Antarktydy (m.in. Bentley 1987; Alley 1989) oraz topograficzne – wymuszone rzeźbą podłoża, rozpatrywane jako zjawisko teoretyczne w odniesieniu do lądolodów plejstoceniowych, często interpretowane na podstawie kryteriów rzeźby i zarysu stref marginalnych. W stosunku do lobu płockiego zebrano szereg argumentów natury geologicznej dotyczących dynamiki lądolodu, które wskazują także, iż wykształcenie lobu miało związek z zakończeniem strumienia lodowego *sensu stricto*, rozumianego jako wąska arteria przyspieszonego ruchu lodu (Bentley 1987).

Na podstawie analizy struktur glacitektonicznych, faktów sedimentologicznych i świadectw geomorfologicznych dokonano rekonstrukcji kierunków ruchu lądolodu w lobie płockim (rys. 40, 41, 42). Określono, że rozkład kierunków płynięcia mas lodowych w lobie płockim miał charakter wachlarzowy, typowy dla dystalnej części strumienia lodowego kończącego się na lądzie, intensywnie zasilanego z zaplecza (por. Stokes, Clark 2001). W tym kontekście wyjątkowego znaczenia nabrały wskaźniki geologiczne szybkiego przemieszczania mas lodowych, a także analiza rzeźby i litologii podłoża (rys. 14) oraz ocena warunków hydrologicznych i termiki stopy lądolodu

(rozdz. Prędkość napływu...), których zmiany uzasadniają lokalną dyferencjację kierunków i prędkości ruchu lodu. Udokumentowano, że główną składową szybkiego ruchu lądolodu w lobie płockim był początkowo poślizg bazalny (rys. 38), przypuszczalnie dominujący do czasu zatrzymania lądolodu na linii preLGM-1, a w osi obniżenia Kotliny Płockiej nawet do preLGM-2. Świadczy o tym facja gliny wytopnieniowo-odspojeniowej udokumentowana w stanowisku Guźlin (rys. 35). W dalszym etapie transgresji, szybki ruch lodu odbywał się głównie przy udziale ciągłej deformacji osadów pod stopą lądolodu (*pervasive deformation*), czego dowodzą poziomy gładzowe ze zlicowanymi i porysowanymi klastami, struktury płużenia oraz liczne deformacje ze ścinania w osadach podścielających i facja gliny deformacyjnej udokumentowane w wielu stanowiskach. Wyniki teoretycznego szacowania kształtu powierzchni i miąższości lądolodu w lobie płockim (rys. 43, 44) wskazują, że miał on spłaszczony profil podłużny, co wspiera przypuszczenia, że był to lob wypustowy, rozwinięty w dystalnej części strumienia lodowego (por. Patterson 1997; Stokes, Clark 2001). Jednocześnie oszacowana dla lobu płockiego mała miąższość lodu sprzyjała przetrwaniu starszych, prewistuliańskich form morenowych, jak i zachowaniu poprzecznej lineacji związanej z formowaniem stref glaciomarginalnych preLGM-1, preLGM-2 podczas nasunięcia lądolodu. W opinii Kasprzaka (2000, 2003) utworzenie tego typu poprzecznej lineacji morfologicznej jest wyrazem dłuższych postojów transgredującego lądolodu. Jednak w kontekście krótkotrwałości zdarzenia glacialnego w lobie płockim, struktury pasm moren przekroczonych (preLGM-1 i preLGM-2) oraz świadectw szybkiego płynięcia lodu można wskazać, że poprzeczna lineacja rzeźby glacialnej wysoczyzn może być efektem krótkich postojów szybko przemieszczającego się lądolodu o niewielkiej miąższości, hamowanego lokalnymi przeszkodami topograficznymi, zmianą hydrologii i/lub litologii podłoża. Istotna w tym względzie jest zakładana znaczna wydajność depozycyjna czoła lądolodu, warunkowana szybką dostawą mas lodowych z zaplecza, a przy urozmaiceniu subglacialnej rzeźby, także ułatwionym pobieraniem materiału z podłoża (por. Alley i in. 1997).

Rola lobu płockiego w dynamice paleostrumienia Wisły. Trudność rekonstrukcji lobów w zakończeniach plejstoceniowych paleostrumieni wynika z niemożności aktualistycznych porównań. Obecne strumienie lodowe uchodzą do mórz, stąd brak przykładów kształtowania stref marginalnych strumieni kończących się

na lądzie (*terrestrial ice streams*). Ważnym z uwagi na funkcjonowanie strumieni lodowych jest ubytek mas w ich strefie frontalnej, pobudzający zarazem napływ lodu z zaplecza, ze strefy drenażu. W sytuacji strumieni zakończonych w wodzie ubytek odbywa się przede wszystkim w wyniku cielenia, w przypadku strumieni lądowych formowane są loby poniżej ELA, a więc w strefie ablacji, gdzie ubytek lodu następuje głównie poprzez topnienie powierzchniowe (Jania 1993; Stokes, Clark 2001).

Przy braku odniesień do zjawisk współczesnych, każdorazowo w rekonstrukcjach paleostrumieni wskazanym jest rozważenie predyspozycji ich utworzenia oraz warunków i czasu funkcjonowania. Suponowane ustrumienienie lądolodu skandynawskiego na linii Wisły podczas późnovistuliańskiego maksimum (Punkari 1997; Boulton i in. 2001b; Marks 2002, 2005a; Wysota 2002; Morawski 2009) znajduje uzasadnienie w korzystnej sytuacji topograficznej, istnieniem zatoki morza eemskiego i konsekwentnego dolinnego obniżenia, jak i właściwości podłoża (nieskonsolidowane, głównie o niskiej wodoprzepuszczalności). Predyspozycja rzeźby sprzyjała dywersyfikacji głównej arterii transportowej południowo-zachodniej części lądolodu skandynawskiego, tak zwanego bałtyckiego strumienia lodowego, i wydzieleniu podrzędnych strumieni, w tym odrzańskigo (B2), wiślanego (B3), mazurskiego (B4) i litewskiego (B5), które wkroczyły w obszar Polski wykorzystując wcześniejsze obniżenia (por. Marks 2002, 2005a) (rys. 1). Czas przekroczenia niecki Bałtyku i transgresji ostatniego lądolodu na obszar Nizy Środkowoeuropejskiego oceniany był na około 22 000 lat BP (Rotnicki 2001) na podstawie datowań radiowęglowych osadów z dna zachodniej części Bałtyku (22 780±660, 21 480±440 ¹⁴C lat BP – Kramarska 1998) i jego południowego wybrzeża (22 300±700 ¹⁴C lat BP – Rotnicki, Borówka 1995 oraz 21 600±1060 ¹⁴C lat BP – Krzyszkowski i in. 1999). Po uwzględnieniu kalibracji tych dat według programu Fairbanks (Fairbanks i in. 2005) uzyskany w latach kalendarzowych wiek to odpowiednio: 27 351±771, 25 780±599, 26 786±846 i 25 896±1334 lat BP, co prowadzi do wniosku, że nasunięcie ostatniego lądolodu na obszar Polski rozpoczęło się nie wcześniej niż określa to najmłodsza z dat. Maksimum zasięgu w zachodniej Polsce lądolód ten osiągnął w fazie leszczyńskiej, czyli około 20,3 ka BP, jak szacuje Wysota i in. (2008, 2009) na podstawie luminescencyjnych wskaźników wieku osadów pod- i między-

glinowych, natomiast na wschód od Konina LGM przypadało na fazę poznańską, około 18,4 ka BP (Wysota i in. 2008, 2009). Asynchroniczność maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu w Polsce podkreśla Marks (2002, 2005a, 2010), przy czym wiek nasunięcia lądolodu w fazie leszczyńskiej autor przyjmuje na 24 ka BP, a młodszego zdarzenia (fazy poznańskiej) na 19–20 ka BP (Marks 2010), opierając się na kalibrowanych danych radiowęglowych osadów podglinowych oraz wynikach datowania kosmogenicznymi izotopami ¹⁰Be i ³⁶Cl głazów narzutowych pozostawionych przez ostatni lądolód.

Właściwy, *sensu* Bentley (1987), strumień lodowy Wisły rozwinął się poniżej ELA, której wysokość w obszarze Nizy Środkowoeuropejskiego podczas glacjałów Brodzikowski (1987) szacował na 800–1000 m. Uwzględniając miąższość pokrywy lodowej podczas LGM hipotetyczna granica między strefą akumulacji a ablacji dla ostatniego lądolodu przebiegałaby na równoleżniku Szczecina i Świecia. Położenie tej granicy byłoby zgodne z przebiegiem izotermi 0 °C sezonu letniego wskazanej przez Kaspzaka (2003) dla okresu maksimum ostatniego lądolodu. Z kolei Boulton i in. (2009) obszar Polski traktuje jako w całości położony w strefie ablacji podczas maksimum vistuliańskiego.

Północna część arterii lodowej w strumieniu B3 była stabilna od początku ostatniej transgresji, natomiast dynamicznym zmianom, z dwukrotnym szybkim awansem o zróżnicowanym przestrzennie zasięgu podlegała część położona na południe od doliny Noteci i środkowej partii dolnego Powiśla, czyli na południe od hipotetycznej linii, do której sięgnęła recesja po starszym nasunięciu lądolodu w fazie leszczyńskiej (Wysota i in. 2009, fig. 9B). Nasunięcie leszczyńskie wyznaczyło LGM na zachód od Konina, natomiast w linii Wisły zdaniem wspomnianych autorów lądolód dotarł w tym czasie po rejon Nieszawy (ok. 15 km na N od granic badanego obszaru). Jak wynika z badań przeprowadzonych przez autorkę obszar lobu płockiego podczas fazy leszczyńskiej był wolny od lodu, a sam lob rozwinął się dopiero podczas fazy poznańskiej, co dobrze wpisuje się w schemat czasowo-przestrzenny nasunięć ostatniego lądolodu przedstawiony przez Wysotę (Wysota, Molewski 2007; Wysota i in. 2008, 2009). Jak podkreślają wspomniani autorzy, obydwie nasunięcia lądolodu w lobie Wisły charakteryzował szybki ruch lodu, szacowany na 250–300 m/rok podczas fazy leszczyńskiej i co najmniej 400–450 m/rok podczas nasunięcia poznańskiego, które na wschód od Konina przekroczyło zasięg lądolodu starszej

fazy i wyznaczyło LGM. Utworzony wówczas w brzeżnej części lądolodu skandynawskiego rozległy lob Wisły (o szerokości ponad 100 km) leżał w zakończeniu strumienia lodowego i rozdzielał się na dwa podrzędne loby, Gopła i płocki (Molewski 2007; Wysota i in. 2009). Przyczyną dywergencji dystalnej części lobu Wisły były uwarunkowania lokalne, głównie topografia przedpola/podłoża oraz zmiany warunków hydrologicznych w podłożu (Molewski 2007; Roman, Szmidt 2007). Uzyskane przez autorkę dane dotyczące dynamiki i parametrów lądolodu w lobie płockim podtrzymują koncepcję o położeniu obszaru w dystalnej części strumienia lodowego wykształconego na linii Wisły. Obecna rekonstrukcja dotycząca zasięgu i konfiguracji paleostrumieni (rys. 42), oparta na badaniach własnych i innych autorów (tab. 6) pozwala wyrazić opinię, że podczas nasunięcia poznańskiego główna arteria lodowa dystalnej części lobu Wisły została przesunięta z kierunku N–S, dominującego podczas fazy leszczyńskiej i wyrażonego uformowaniem lobu konińskiego*, na kierunek NW–SE zgodny z osią paleodoliny Wisły (lob płocki), przy czym przepływ lodu w kierunku N–S został utrzymany w lobie Gopła. Lokalnych przyczyn przebudowy geometrii płynięcia lodu należy upatrywać głównie w sytuacji paleomorfologicznej i reakcji lądolodu na zróżnicowane warunki hydrogeologiczne podłoża, a być może również w możliwości szybkiej frontalnej dezintegracji lodu w obecności proglacialnego zbiornika funkcjonującego w obniżeniu Kotliny Płockiej. Szybki ubytek lodu intensyfikował napływ mas lodowych z zaplecza, wspomagając wykształcenie i utrzymanie głównej arterii przepływu (por. Stokes, Clark 2001; Bennett 2003; Greenwood, Clark 2009).

W dystalnej części lobu Wisły świadectwa relatywnie najintensywniejszego przepływu lodu udokumentowano wzdłuż szlaku nawiązującego do osi lobu płockiego. Są one wyrażone podłużną megalineacją subglacialną w północnej części Wysoczyzny Kujawskiej (por. Molewski 2007) o orientacji NWW–SEE oraz obecnością gliny wytopnieniowo-odspojeniowej w stanowisku Guźlin (rys. 35). Ciekawe spojrzenie przedstawia Morawski, który na podstawie kierunków ruchu lodu w lobie Wisły, uzyskanych z analizy układu morfolineamentów polodowcowych (rynien i ozów) ukazuje ogólny kierunek napływu mas lodowych

z N ku S, a jedynie w linii paleodoliny Wisły kreśli wąski, dostosowany do rzeźby podłoża, szlak ustrumienionego przepływu lodu (Morawski 2009, fig. 7). Z badań autorki nad geometrią kierunków ruchu lądolodu w lobie płockim (Roman 2007c, 2008a), opartych na świadectwach bezpośrednich jak i rekonstrukcjach pośrednich według metody Morawskiego (2003, 2005) wynika, że w części dystalnej sugerowany strumień lodowy tworzył szeroki na 70 km lob zaznaczony wachlarzowym rozkładem kierunków płynięcia szybko przemieszczających się mas lodu (rys. 40, 42).

Rozwój lobów goplańskiego i płockiego był synchroniczny, za czym przemawia krótki czas zdarzenia glacialnego fazy poznańskiej, jednak lokalnie, w brzeżnych partiach lobów mogło dochodzić do drobnych oscylacji czoła. Przypuszczalnie śladem takiego zachowania brzeżnych partii lądolodu są opisywane przez Skompskiego (1969) dla wschodniej części lobu płockiego dwie gliny, korelowane z subfazą gąbińską i płocką, z których jedna występuje płatowo i nie ma powiązania z formami marginalnymi. Autorka niniejszej pracy nie napotkała sytuacji opisywanej przez Skompskiego (1969), a stanowisko Rokicie (rys. 36), położone w obszarze występowania domniemyanych dwóch glin jest przykładem profilu osadów późnego vistulianu najczęściej spotykanego w obrębie wysoczyzny okolic Siecienia i Dobrzynia nad Wisłą. Niemniej jednak brak jest z tego obszaru nowo opracowanych stanowisk uwzględniających datowania OSL osadów podglinowych. W tej sytuacji ważny wydaje się profil z Główny, kilka kilometrów na wschód od Dobrzynia, prezentowany przez Wysotę**, który ukazywał jeden pokład vistulańskiej gliny lodowcowej podścielonej piaskami datowanymi OSL na 31 ka BP.

Uwagi metodyczne. W rekonstrukcji nasunięcia lobu płockiego po raz pierwszy wykorzystano kinetostratygrafię. Jej zastosowanie wymagało połączenia analizy mezostrukturalnej z badaniami sedymentologicznymi glin lodowcowych i kontaktu glin z osadami podłoża. Ustalenie zgodności kierunku transportu glacialnego i glacitektonicznego było podstawą dalszego postępowania: określenia domeny (proglacialna, subglacialna), wydzielenia sekwencji (progresywna, recesywna) i jednostek kinetostratygraficznych odpowiadających nasunięciu lądolodu. Wypracowana procedura dotyczyła początkowo profili pojedynczych stanowisk i określenia następstwa zjawisk, a następnie ich korelacji

* Można postawić hipotezę, że lob koniński związany był ze strumieniem odry (B2), którego głęboki zasięg ku SE – tyle, że po „zatoke wrześniejszą” wykazany został przez Przybylskiego (2008).

** Referat wygłoszony 27 listopada 2007 roku w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie pt. „Chronologia, zasięg i dynamika nasunięć lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia wisły w Polsce”, autorzy: W. Wysota, J. A. Piotrowski, A. S. Murray, M. D. Batman.

w odniesieniu do rzeźby i paleogeografii uzasadniających przestrzenną zmienność kierunków glaciektonicznych. Datowanie osadów podścielających jednostki zaburzone ułatwiło zdefiniowanie wieku osadów poddanych deformacji, jak i czasu powstawania struktur. Warto podkreślić przydatność kinetostratygrafii w ustaleniach następstwa zdarzeń glacialnych, zwłaszcza w obszarach występowania wieloetapowych deformacji osadów, kiedy zastosowanie standardowych metod stratygraficznych jest trudne lub wręcz niemożliwe, a w przypadku morfostratygrafii niekiedy mylące. Analiza mezostrukturalna, będąca składową postępowania badawczego kinetostratygrafii miała istotne znaczenie interpretacyjne w badaniach nad genezą form glacialmarginalnych i dynamiką lobu płockiego. Na podstawie orientacji i wergencji struktur kompresyjnych możliwe było precyzyjne określenie kierunków transportu glaciektonicznego, a także oceny stanu dynamicznego czoła lądolodu podczas transgresji.

W rekonstrukcji nasunięcia lądolodu w lobie płockim szczególnie nacisk położono na odtworzenie kierunków ruchu lodu (rozdz. Kierunki...) (Roman 2007c, 2008a), a także delimitacji obszarów o różnej prędkości płynięcia lodu. Uzyskane wyniki upoważniają do zaproponowania stosowania następującej procedury rekonstrukcji: etap I – określenie kierunków ruchu lodu; etap II – określenie cech przemieszczania lodu w tym: 1 – odtworzenie rozkładu przestrzennego, 2 – powiązanie z dynamiką lądolodu, 3 – wskazanie przyczyn dyferencjacji kierunku oraz prędkości, 4 – ustalenie chronologii napływu mas lodowych. Przy wyznaczaniu kierunku ruchu lądolodu ważnym jest zastosowanie wskaźników bezpośrednich wspartych jedynie metodami pośredniego określania napływu mas lodowych.

Niewyjaśnione problemy i dalsze badania. W trakcie opracowywania tematu pracy wynikł problem panowania suchego zimnego klimatu, który rejestrują osady fluwio-peryglacialne w stanowisku Korzeń Królewski (rys. 29), datowane OSL na $42,0 \pm 2,2$ ka BP oraz rozpoznane w Lisicy (rys. 36) struktury klinów, z których wypełnienie piaszczyste uzyskało wiek OSL $41,2 \pm 2,0$ ka BP. W obu przypadkach są to osady i struktury znajdujące się pod przykryciem gliny stadiału głównego zlodowacenia wisły, a datowane osady piaszczyste charakteryzowały się znacznym udziałem ziaren kwarcu o obróbce eolicznej. Na podstawie uzyskanych wskaźników wieku OSL można by przypuszczać, co jest moż-

liwe do przyjęcia w świetle aktualnej wiedzy (por. Turkowska 2006), że około 41–42 ka BP, a więc w środkowym plenivistulianie (interstadiale grudziądzkim) (rys. 6), na obszarze centralnej Polski zaistniały warunki sprzyjające występowaniu wieloletniej zmarzliny i intensywnemu rozwojowi procesów eolicznych. Przypuszczenie to znajduje poparcie w zapisie palinologicznym profilu Wildno na Pojezierzu Dobrzyńskim, na podstawie którego uważa się, że w tym czasie panowały warunki stepowe i tundrowe, a klimat był suchy (Bińka 2005; Dzierżek 2009). Również w profilach górnego plejstocenu Danii rejestrowane są ślady zjawisk i osady peryglacialne datowane metodą OSL na okres 50–30 ka BP, a nawet zakłada się w tym interwale (MIS 3) dwa incydenty glacialne związane z wkroczeniem strumieni lodowych nasuwających się z niecki Bałtyku (Houmark-Nielsen 2010). Syngeneetyczne szczeliny po lodzie gruntowym rejestrowane są w miąższych sekwencjach osadów rzecznych środkowego plenivistulianu Polski (Turkowska 1994) oraz północno-zachodniej Europy (Kasse i in. 1995; Van Huissteden i in. 2001), a także w profilach lessowych Belgii i północnej Francji (Van Vliet-Lanoë i in. 1995) oraz Polski (Maruszczak 2001).

Do wyjaśnienia pozostaje sygnalizowany wcześniej problem rozdzielnosci vistuliańskiej gliny lodowcowej w południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego. Zbadania wymaga także struktura moren dobrzyńskich, położonych na północ od terenu badań. Ważne w tym względzie byłoby wykonanie kompleksowej analizy litofacjalnej oraz datowania osadów, a o ile to możliwe sprawdzenia kierunków transportu glacialnego uzyskanych z badań sedimentologicznych ze świadectwami geomorfologicznymi (osie wąskich lobów czytelnych w zarysie stref glacialmarginalnych moren lipnieckich, chrostkowskich) (Lamparski 1991, 1996; Dzierżek 2009). Dla tego rejonu ważne z uwagi na możliwość korelacji z opracowanymi przez Wysotę (2002) stanowiskami w południowej części dolnego Powiśla, staje się uzyskanie profilu późnego vistulianu z datowaniami OSL.

Interesującym zagadnieniem, wartym dalszego wyjaśnienia, jest kształtowanie strefy międzylobowej i jej roli w utworzeniu lobu goplańskiego i płockiego. Szczególne możliwości przeprowadzenia badań w tym względzie stworzyć może nowo powstająca odkrywka KWB Adamów w Tomisławicach.

WNIOSKI

W wyniku kompleksowych badań przeprowadzonych w celu rekonstrukcji nasunięcia ostatniego lądolodu skandynawskiego w lobie płockim uzyskano szereg nowych faktów upoważniających do sformułowania własnych koncepcji dotyczących kształtowania stref glacialmarginalnych i dynamiki lądolodu, pozwalających na poparcie teorii innych badaczy tego terenu jak również na odrzucenie niektórych nieaktualnych już poglądów. Najistotniejsze wnioski wynikające z opracowanej syntezy glacji przedstawiono poniżej.

1. Wykazano, że w vistulianie na obszarze lobu płockiego miało miejsce jedno nasunięcie lądolodu. Zdarzenie to przypadało na stadią główny zlodowacenia wisły i wyznaczyło maksimum ostatniego nasunięcia lądolodu skandynawskiego (LGM) w centralnej Polsce. Bezpośrednim zapisem nasunięcia lądolodu jest jeden pokład gliny bazalnej oraz związane z nim glacitektonity, wspólnie tworzące spójną jednostkę kinetostratygraficzną.

2. Dowiedziono, że vistuliańska jednostka kinetostratygraficzna zarówno w obszarze wysoczyzn jak i stref glacialmarginalnych występujących na zapleczu LGM składa się z sekwencji o charakterze progresywnym (transgresywnym). Udokumentowana sekwencja wyrażona jest nałożeniem subglacialnych deformacji ścięciowych na progla-cjalne struktury kompresyjne i jest świadectwem pojedynczego nasunięcia lądolodu.

3. Poprzez datowania luminescencyjne (OSL) osadów piaszczystych leżących pod i nad gliną określono, że nasunięcie lądolodu w lobie płockim nastąpiło między 22,9 a 18,7 ka BP. Nie uzyskano tym sposobem jednoznacznej odpowiedzi, czy w dystalnej części lobu Wisły maksimum ostatniego zlodowacenia przypadało na fazę leszczyńską (ok. 20,3 ka BP) czy też poznańską (ok. 18,4 ka BP). Uwzględniając wiek i sytuację paleomorfologiczną akumulacji piasków sandrowych występujących na glinie uznano, że nasunięcie to miało miejsce w fazie poznańskiej.

4. Na podstawie badań lito- i kinetostratygraficznych, oraz datowania OSL osadów, udowodniono że poprzeczne pasma pagórkowatej wysoczyzny na zapleczu (LGM) w obszarze Pojezierza Kujawskiego, uważane dotychczas za ciągi moren recesyjnych, zostały de facto utworzone w czasie transgresji lądolodu. Reprezentują one

moreny pchnięte przekroczone przez lądolód (pasmo preLGM-1) oraz/lub pasma stożków glacialmarginalnych, w które włączone zostały fragmenty starszych, previstuliańskich form marginalnych (preLGM-2). Określono, że tego typu poprzeczna megalineacja utworzona została w efekcie rytmicznej strukturogenezy w strefie frontalnej szybko przemieszczającego się lądolodu.

5. W oparciu o kryteria geomorfologiczne i geologiczne uściślono przebieg granicy maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu LGM w lobie płockim (Korzecznik – Przedecz – Kubłowo – Walentowo – Kamienna – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Szczawin – Gąbin – Mijakowo – Goślice – Zagoty), a także określono, że kształtowanie strefy marginalnej LGM przebiegało krótko.

6. Udokumentowano, na podstawie szeregu dowodów sedimentologicznych, że napływ mas lodowych następował szybko, przypuszczalnie w tempie oszacowanym przez Wysotę i in. (2008, 2009) dla lobu Wisły podczas fazy poznańskiej, czyli około 400–450 m/rok. Lądolód w lobie płockim cechował się ciepłym ustrojem bazalnym, jedynie w brzeżnej strefie podczas LGM spąg lądolodu płatowo miał charakter zimny. Dominującym mechanizmem ruchu lądolodu w okresie poprzedzającym rozwój drenażu kanałowego i stabilizacji czoła lądolodu na linii LGM był poślizg bazalny, powodujący wydatny wzrost prędkości ruchu lodu oraz ciągle deformacje podłoża.

7. Określono, że geometria kierunków ruchu mas lodowych w lobie płockim miała układ wachlarzowy, typowy dla dystalnej części strumienia lodowego kończącego się na lądzie. Wskazano, że na dystrybucję, kierunek lokalnego płynięcia oraz tempo przemieszczania mas lodowych miały wpływ topografia terenu, warunki hydrologiczne podłoża oraz termika stopy lądolodu. Wykazano małą miąższość lądolodu w lobie płockim (ca 100–300 m).

8. Dynamika i geometria napływu mas lodowych oraz uzyskane parametry paleoglacjologiczne pozwalają uznać, że lob płocki wykształcony został w zakończeniu strumienia lodowego intensywnie zasilanego z zaplecza. Ten wyróżniający się w zarysie LGM element brzeżnej części lądolodu odpowiada głównej linii płynięcia lodu w dystalnej części strumienia Wisły.

9. Prowadzone w strefie LGM badania geologiczne zaowocowały udokumentowaniem

w Kubłowie najdłuższej w centralnej Polsce ciągłej sekwencji eemsko-vistuliańskiej, której zapis palinologiczny obejmuje interglacjał eemski, wczesny vistulian oraz znaczną część plenivistulianu. Określone na podstawie rozwoju roślinności stosunki roślinno-klimatyczne wskazują na brak lądolodu we wczesnym jak i w środkowym vistulianie w obszarze Kotliny Płockiej.

10. Wykazano przydatność metody kinetostratygraficznej w rekonstrukcji paleogeograficznej zdarzeń glacialnych.

Wyniki przeprowadzonej rekonstrukcji wpisują się w szeroki nurt badań nad ogólnym modelem ekspansji i zaniku ostatniego lądolodu skandynawskiego w Europie. Autorka ma nadzieję, że szczegółowo opracowany przykład nasunięcia lobu lodowcowego stanie się obiektem dalszych studiów, dając podstawy testowania numerycznych modeli lądolodów plejstocentrycznych proponowanych ostatnio dla obszaru Polski (np. Hermanowski, Piotrowski 2009).

LITERATURA

- Aber J.S., 1980 – Kineto-stratigraphy at Hvideklint, Møn, Denmark and its regional significance. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 28: 81-93.
- Aber J.S., 1982 – Model for glaciotectionism. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 30: 79-90.
- Aber J.S., Ber A., 2007 – Glaciotectionism. *Developments in Quaternary Science*, 6. Elsevier, Amsterdam: 246 s.
- Alley R.B., 1989 – Water-pressure coupling of sliding and bed deformation: II. Velocity-depth profiles. *J. Glaciol.*, 35: 119-129.
- Alley R.B., Cuffey K.M., Evenson E.B., Strasser J.C., Lawson D.E., Larson G.J., 1997 – How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 1017-1038.
- Alley R.B., Whillans I.M., 1991 – Changes in the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 254: 959-963.
- Andersen L.T., Hansen D.L., Huuse M., 2005 – Numerical modelling of thrust structures in unconsolidated sediments: implications for glaciotectionic deformation. *J. Struct. Geol.*, 27: 587-596.
- Andrzejewski L., 1979 – Kemy okolic Sadłuzek w południowej części Wysoczyzny Kujawskiej. *Prz. Geogr.*, 51, 1: 89-99.
- Andrzejewski L., 2002 – The impact of surges on the ice-marginal landsystem of Tunganaarjokull, Iceland. *Sedimentary Geol. (Sp. Iss.)*, 149: 59-72.
- Arnold N., Sharp M., 2002 – Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modelling the coupling between ice sheet flow and hydrology. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 485-502.
- Balwierz Z., Roman M., 2002 – A new Eemian Interglacial to Early Vistulian site at Łanięta, central Poland. *Geol. Quart.*, 46, 2: 41-51.
- Baraniecka M.D., 1975a – Fazy tektoniczne w czwartorzędzie środkowej części Nizy Polskiego. I Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, 1. Wyd. Geol., Warszawa: 185-195.
- Baraniecka M.D., 1975b – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizy Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288: 5-97.
- Baraniecka M.D., 1979a – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Płock. Inst. Geol. Warszawa: 91 s.
- Baraniecka M.D., 1979b – Quaternary dislocation zones along main structural-tectonic borders of Polish Lowland. *Quat. Stud. Pol.*, 1: 5-14.
- Baraniecka M.D., 1980 – Geneza elementów wklęsłych podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 322: 31-64.
- Baraniecka M.D., 1981 – Faza małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. III Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, 4. Wrocław: 183-193.
- Baraniecka M.D., 1989 – Zasięg lądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach. *Stud. Mater. Ocean.*, 56, *Geol. Morza*, 4: 131-135.
- Baraniecka M.D., 1991 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 67 s.
- Baraniecka M.D., 1995 – Quaternary tectonic structures of the margins of the Kujavian ridge, Polish Lowland. *Folia Quat.*, 66: 39-49.
- Baraniecka M.D., 1997 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kłodawa. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M.D., Janczyk-Kopikowa Z., 1991 – Deposits and pollen analysis of the Eemian Interglacial section at Sokolniki Stare (Płock Upland). *Geol. Quart.*, 35: 27-36.
- Baraniecka M.D., Makowska A., Mojski J.E., Nowak J., Sarnacka Z., Skompski S., 1978 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. *Biul. Inst. Geol.*, 306: 5-113.
- Baraniecka M.D., Skompski S., 1978 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Płock, wyd. A i B. Wyd. Geol. Warszawa.
- Bartkowski T., Karczewski A., Marsz A., Stankowski W., Żynda S., 1968 – Podział Polski północno-zachodniej na regiony fizycznogeograficzne. *UAM, Ser. Geogr.*, 4: 260 s.
- Behre K.E., 1989 – Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 8: 25-44.
- Behre K.E., Lade U., 1986 – Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 36: 11-36.
- Behre K.E., Plicht J., 1992 – Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. *Vegetation History and Archaeobotany*, 1: 111-117.
- Benn D.I., Evans D.J.A., 1996 – The interpretation of subglacially-deformed materials. *Quat. Sci. Rev.*, 15: 23-52.
- Benn D.I., Evans D.J.A., 1998 – Glaciers and Glaciation. Edward Arnold, London: 734 s.

- Bennett M.R., 2001 – The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth Sci. Rev.*, 53: 197-236.
- Bennett M.R., 2003 – Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics stability and significance. *Earth Sci. Rev.*, 61: 309-339.
- Bennett M.R., Huddart D., Waller R.I., Cassidy N., Tomio A., Zukowskyj P., Midgley N.G., Cook S.J., Gonzales S., Glasser N.F., 2004 – Sedimentary and tectonic architecture of large push moraine: a case study from Hagafellsjökull-Eystri, Iceland. *Sedimentary Geol.*, 172: 269-292.
- Bentley C.R., 1987 – Antarctic ice streams: a review. *J. Geophys. Res., Solid Earth and Planets*, 92, B9: 8843-8858.
- Ber A., 1960 – The age of the foldings near Dobrzyń. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol. Geogr.*, 8, 1: 49-52.
- Ber A., 1968 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Dobrzynia nad Wisłą. *Acta Geol. Pol.*, 18, 3: 663-675.
- Ber A., Krzyszkowski D. (red.), 2004 – Glacitektonika wybranych obszarów Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 408: 73-125.
- Ber A., Lindner L., Marks L., 2007 – Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Prz. Geol.*, 55, 2: 115-119.
- Berthelsen A., 1978 – The methodology of kinostratigraphy as applied to glacial geology. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, SI, 27: 25-38.
- Borówka M., 1991 – Problem odpływu pradolinowego wód roztopowych fazy leszczyńskiej w Wielkopolsce w świetle literatury i analizy morfometrycznej poziomów terasowych. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 42: 19-48.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1979 – Młodoplejstoceńskie i postglacjalne stanowiska flor kopalnych w Koninie. *Kwart. Geol.*, 23, 1: 247-257.
- Boulton G.S., 1972 – Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *J. Geol. Soc. London*, 128: 361-396.
- Boulton G.S., 1986 – Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*, 33: 677-698.
- Boulton G.S., 1996 – Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *J. Glaciol.*, 42, 140: 43-62.
- Boulton G.S., Jones A.S., Clayton K.M., Kennig M.J., 1977 – A British ice sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britan. W: F.W. Shotton (red.), *British Quaternary Studies*. Oxford: 231-246.
- Boulton G.S., Dobbie K.E., Zatsepin S., 2001a – Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quat. Intern.*, 86: 3-28.
- Boulton G.S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2001b – Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 591-625.
- Boulton G.S., Hindmarsh R.C.A., 1987 – Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *J. Geophys. Res.*, 92, B9: 9059-9082.
- Boulton G.S., Hagdorn M., Maillot P.B., Zatsepin S., 2009 – Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quat. Sci. Rev.*, 28: 621-638.
- Boulton G.S., van der Meer J.J.M., Beets D.J., Hart J.K., Ruegg G.H.J., 1999 – The sedimentary and structural evolution of a recent push moraine complex: Holmstrømbreen, Spitsbergen. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 339-371.
- Boyer S.E., Eliot D., 1982 – Thrust system. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 1196-1230.
- Brodzikowski K., 1978 – O deformacjach glaciitektonicznych. *Czas. Geogr.*, 49, 2: 136-158.
- Brodzikowski K., 1980 – Glacitektonika – problemy genetycznej klasyfikacji zaburzeń. III Symp. Glacitektoniki „Metody badań i analiza struktur glaciitektonicznych”. Zielona Góra: 33-47.
- Brodzikowski K., 1987 – Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glaciitektonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 934, *Stud. Geogr.*, 43: 331 s.
- Brodzikowski K., 1992 – Przestrzenne zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w zbiornikach glacialimnicznych. Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo 1992. Łódź: 89-119.
- Brodzikowski K., 1993 – Sedymentacja glacialimniczna cz. I. *Acta Geogr. Lodz.*, 62: 162 s.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1991 – Glacigenic sediments. *Developments in Sedimentology*, 49. Elsevier, Amsterdam: 674 s.
- Brykczyński M., 1982a – Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. *Pr. Muzeum Ziemi*, 35: 68 s.
- Brykczyński M., 1982b – Korelacja profilów plejstocenu w prawej krawędzi doliny Wisły (zachodnia część Kotliny Płockiej). *Kwart. Geol.*, 26, 2: 431-441.
- Brykczyński M., 1986 – O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Nizy Polskiego w czwartorzędzie. *Prz. Geogr.*, 58, 3: 411-440.
- Brykczyński M., Fedorowicz S., Olszak I.J., 1987 – First TL datings of Vistulian sediments in the Vistula valley near Włocławek. *Geochronometria*, 4: 93-100.
- Brzeziński M., 2000 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Izbica Kujawska. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzeziński M., 2003 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Brześć Kujawski.

- Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzeziński M., 2007 – Osady zlodowacenie wisły w okolicach Kazania na południe od Włocławka. W: P. Molewski, W. Wysota, P. Wecławerth (red.), Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 53-54.
- Cailleux A., 1942 – Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. *Mem. Soc. Geol. France, N. Ser.*, 21, 46: 176 s.
- Ciuk E., 1980 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Konin, wyd. B. Wyd. Geol. Warszawa.
- Ciuk E., Mańkowska A., 1981 – Objasnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Konin. Wyd. Geol. Warszawa: 89 s.
- Collinson J., 1994 – Sedimentary deformational structures. W: A. Maltman (red.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman and Hall Publ.: 95-125.
- Croot D.G., 1987 – Glaciotectonic structures: A mesoscale model of thin-skinned thrust sheets? *J. Struct. Geol.*, 9: 797-808.
- Curry J.R., 1956 – The analysis of two-dimensional orientation data. *J. Geol.*, 64: 117-131.
- Cutler P.M., Colgan P.M., Mickelson D.M., 2002 – Sedimentological evidence for outburst flood from Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation. *Quat. Intern.*, 90: 23-40.
- Cutler P.M., Macayeal D.R., Mickelson D.M., Parizek B.R., Colgan P.M., 2000 – A numerical investigation of ice-lobe-permafrost interaction around the southern Laurentide Ice Sheet. *J. Glaciol.*, 46: 311-325.
- Czubla P., 2001 – Erratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, 80: 174 s.
- Dadlez R., Iwanow A., Leszczyński K., Marek S., 1998 – Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego 1:500 000. W: R. Dadlez (red.), Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niziu Polskim. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen E., 2006 – The Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics. *Boreas*, 35, 3: 425-443.
- Dobrowolski R., Terpiłowski S., 2006 – Influence of palaeokarst morphology on the formation of ice-pushed ridges: a case study from Rejowiec, eastern Poland. *Boreas*, 35: 213-221.
- Doktór S., Graniczny M., 1995 – Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000, ark. Płock. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 – Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Domosławska-Baraniecka M.D., 1961 – The limit of the last Glaciation near Chodecz (Eastern Kujawy). VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion “From the Baltic to the Tatras”, 1, North Poland. Łódź: 139-141.
- Domosławska-Baraniecka M.D., 1965 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 85-106.
- Domosławska-Baraniecka M.D., Mojski E., 1960 – Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. *Prz. Geol.*, 4: 195-200.
- Dreimanis A., 1969 – Till wedges as indicators of direction of glacial movement. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 7: 52-53.
- Dylikowa A., Olaczek R., 1984 – Środowisko geograficzne i przyrodnicze. W: A. Dylikowa (red.), Województwo płockie. Monografia regionalna. Uniw. Łódzki: 487 s.
- Dzierżek J., 2009 – Paleogeografia wybranych obszarów Polski w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geogr. Lodz.*, 95: 112 s.
- Ehlers J., 1990 – Reconstructing the dynamics of the North-West European Pleistocene Ice-Sheet. *Quat. Sci. Rev.*, 9: 71-83.
- Ehlers J., Astakhov V., Gibbard P.L., Mangerud J., Svendsen J.I., 2007 – Late Pleistocene Glaciations in Europe. W: S.A. Elias (red.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam: 1085-1095.
- Ehlers J., Stephan H.-J., 1979 – Forms at the base of till strata as indicators of the ice movement. *J. Glaciol.*, 22, 87: 345-356.
- Engelhardt H., Humphrey N., Kamb B., Fahnestock M., 1990 – Physical conditions at the base of a fast moving Antarctic ice stream. *Science*, 248 (4951): 55-59.
- Evans D.J.A., Phillips E.R., Hiemstra J.F., Auton C.A., 2006 – Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Sci. Rev.*, 78: 115-176.
- Evans D.J.A., Rea B.R., 1999 – Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Ann. Glaciol.*, 28: 75-82.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D., 1983 – Lithofacies and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequence. *Sedimentology*, 30: 393-410.
- Fairbanks R.G., Richard A., Mortlock R.A., Chiu T.-C., Cao L., Kaplan A.,

- Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes P.M., Nadeau M.-J., 2005 – Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ / ^{238}U and ^{14}C dates on pristine corals. *Quat. Sci. Rev.*, 24: 1781-1796.
- Forsström P.-L., Greve R., 2003 – Simulation of the Eurasian ice dynamics during the last glaciation. *Planetary Global Change*, 42: 59-81.
- Galon R., 1957 – Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos*, B, 3, 3: 219-236.
- Galon R., 1961 – General Quaternary problems of North Poland. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatra", 1, North Poland. Łódź: 9-53.
- Galon R., 1967 – Czwartorzęd Polski Północnej. W: R. Galon, J. Dylik (red.), Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 106-166.
- Galon R., Roszkówna L., 1961 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski w świetle analizy form marginalnych lądolodu. *Prz. Geogr.*, 33, 3: 347-364.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylik (red.), Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 18-38.
- Gilewska S., 1986 – Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Prz. Geogr.*, 58: 1-2.
- Głębiński P., Marks L., 2009 – The origin of drumlins at Zbójno, Central Poland. *Geologija*, 51, 3-4: 131-138.
- Goldsztein P., Skrzypek G., 2004 – Wykorzystanie metod interpolacji do numerycznego kreślenia map powierzchni geologicznych na podstawie nieregularnych danych. *Prz. Geol.*, 52, 3: 233-236.
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i graniforimetrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego "Bełchatów". *Stud. Region.*, 4, 9: 101-114.
- Goździk J., 1991 – Sedimentological record of aeolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Late Vistulian in Central Poland. W: S. Kozarski (red.), Late Vistulian (=Weichselian) and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe. *Z. Geomorph., Suppl.-Bd*, 90: 51-60.
- Goździk J., 1995 – Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW, Warszawa: 115-132.
- Goździk J., 2001 – Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych w środkowo-zachodniej części kopalni „Bełchatów” z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. WGiSR UW, Warszawa: 93-142.
- Goździk J., 2007 – The Vistulian aeolian succession in central Poland. *Sedimentary Geol.*, 193: 211-220.
- Goździk J., Krysiak Z., 2009 – Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstocenyjskich w strefie brzeżnej plateau kemowego Czubatej Góry (Kopalnia Bełchatów). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 194: 35-48.
- Goździk J., Zieliński T., 1996 – Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykłady z kopalni Bełchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 67-77.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 – Mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Greenwood S.L., Clark C.D., 2009 – Reconstructing the last Irish Ice Sheet 1: changing flow geometries and ice flow dynamics deciphered from the glacial landform record. *Quat. Sci. Rev.*, 28: 3085-3100.
- Hart J.K., 1990 – Proglacial glaciotectionic deformation and the origin of the Cromer Ridge push moraine complex, North Norfolk, England. *Boreas*, 19: 165-180.
- Hart J.K., 1995 – Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progr. Phys. Geogr.*, 19: 173-191.
- Hart J.K., Boulton G.S., 1991 – The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 335-350.
- Hermanowski P., 2007 – Morfologia osadów podłoża zlodowacenia Wisły na obszarze polskiej części łobu Odry. *Prz. Geol.*, 55, 2: 133-139.
- Hermanowski P., Piotrowski J.A., 2009 – Drenaż subglacialny i jego wpływ na dynamikę łobu Odry zlodowacenia wisły. *Prz. Geol.*, 57, 6: 504-512.
- Hicock S., 1991 – On subglacial stone pavements in till. *J. Geol.*, 99: 607-619.
- Hicock S., Dreimanis A., 1992 – Deformation till in the Great Lake region: implications for rapid flow along the south-central margin of the Laurentide Ice Sheet. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 1565-1579.
- Hollin J.T., 1962 – On the glacial history of Antarctica. *J. Glaciol.*, 12: 147-148.
- Hooke R. LeB., 2005 – Principles of glacier mechanics. Cambridge University Press, Cambridge: 448 s.
- Houmark-Nielsen M., 2010 – Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. *Boreas*, 39: 343-359.

- Houmark-Nielsen M., Berthelsen A., 1981 – Kineto-stratigraphic evaluation and presentation of glacial-stratigraphic data, with examples from northern Samsø, Denmark. *Boreas*, 10: 411-422.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, wyd. II, 2004 – Państw. Inst. Geol., Warszawa: 135 s.
- Iverson N.R., Hanson B., Hooke R. LeB., Jansson P., 1995 – Flow mechanism of glaciers on soft beds. *Science*, 267: 80-81.
- Jakobsen P.R., 2003 – GIS based map of glaci-tectonic phenomena in Denmark. *Geol. Quart.*, 47, 4: 331-338.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1965 – Flora interglacjału eemskiego z Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 107-118.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1997 – Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego w Ruszkówku na Pojezierzu Kujawskim. *Prz. Geol.*, 45, 1: 101-104.
- Jania J., 1993 – Glacjologia. PWN, Warszawa: 359 s.
- Jaroszewski W., 1963 – Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Univ. Warsz.*, 3: 263-273.
- Jaroszewski W., 1972 – Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 38: 120 s.
- Jaroszewski W., 1980 – Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa: 360 s.
- Jaroszewski W., 1991 – Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacitektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 61: 153-206.
- Jaroszewski W., 1994 – Glacitektonika. W: R. Dadlez. W. Jaroszewski (red.), Tektonika. PWN, Warszawa: 395-422.
- Jennings C.E., 2006 – Terrestrial ice streams – a view from lobe. *Geomorphology*, 75: 100-124.
- Jørgensen F., Piotrowski J.A., 2003 – Signature of the Baltic Ice Stream of Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas*, 32: 242-255.
- Kamb B., 2001 – Basal zone of the West Antarctic ice streams and its role in lubrication of their rapid motion. W: R.B. Alley, R.A. Bindschadler (red.), The West Antarctic ice sheet: behavior and environment. *Antarctic Res. Ser.*, 77: 157-201.
- Kasiński J.R., 2004 – Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. W: T.M. Perryt, M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski, t. I, Stratygrafia, 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 134-161.
- Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., 2009 – Rola halokinezy w powstawaniu trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, 57, 11: 964-975.
- Kasprzak L., 1985 – A model of push moraine development in the Leszno Phase, west central Poland. *Quat. Stud. Pol.*, 6: 23-54.
- Kasprzak L., 1988 – Dyferencjacja mechanizmów formowania się stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 5-6: 159 s.
- Kasprzak L., 1997 – Main complexes of the Sława Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland). *Quat. Stud. Pol.*, 14: 17-39.
- Kasprzak L., 1998 – Warunki klimatyczne w czasie transgresji i recesji lodolodu vistuliańskiego w środkowej części Niziny Wielkopolskiej. W: A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Wyd. Nauk. UAM: 57-59.
- Kasprzak L., 2000 – Próba oceny względnego tempa transgresji i recesji czoła lodolodu vistuliańskiego na podstawie analizy efektywności depozycyjnej. Warsztaty teren. „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”. Lublin: 36-40.
- Kasprzak L., 2003 – Model sedimentacji lodolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. *Wyd. UAM, Ser. Geogr.*, 66: 216 s.
- Kasprzak L., Ewartowski M., 2007 – Formy po wałach lodowo-morenowych jako wskaźnik szybkości recesji lodowców i lodolodów. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady. WGiSR UW, Warszawa: 125-139.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1991 – Stosunek rzeźby marginalnej fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia do podłoża previstuliańskiego w południowo-zachodniej Wielkopolsce. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, A, 42: 85-101.
- Kasse C., Bohncke S.J.P., Vandenberghe J., 1995 – Fluvial periglacial environments, climate and vegetation during the Middle Weichselian in the northern Netherlands with special reference to the Hengelo Interstadial. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52: 387-413.
- Kenig K., 2009 – Litologia glin morenowych na Niziu Polskim – podstawowe metody badawcze. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 473: 1-58.
- 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: 39-80.
- Klatkova H., 1996a – Elementy glacitektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podlódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 72: 7-103.

- Klatkova H., 1996b – Symptoms of the permafrost in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35: 45-86.
- Kleman J., 1990 – On the use of glacial striae for reconstruction of paleo-ice sheet flow pattern – with application to the Scandinavian ice sheet. *Geogr. Ann.*, 72, A: 217-236.
- Kleman J., 1994 – Preservation of landforms under ice sheets and caps. *Geomorphology*, 9: 19-32.
- Kleman J., Glasser N.F., 2007 – The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quat. Sci. Rev.*, 26: 585-597.
- Kondracki J., 1994 – Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne. PWN, Warszawa: 340 s.
- Konon A., 2001 – Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpatians, Poland). *Geol. Quart.*, 45: 179-204.
- Korput A., 1999 – Algorytm konwersji położenia płaszczyzn geologicznych na wymagany przez oprogramowanie komputerowe. *Prz. Geol.*, 47: 623-624.
- Kotarbiński J., 1999a – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sierpc. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 32 s.
- Kotarbiński J., 1999b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sierpc. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kotarbiński J., Krupiński K.M., 1995 – Osady interglacjału eemskiego w Studzieńcu i Babcu Pasiecznym koło Sierpca. *Prz. Geol.*, 43, 7: 565-571.
- Kotarbiński J., Krupiński K.M., 2000 – Osady interglacjału eemskiego w Nadolniku koło Sierpca. W: Sz. Uścińowicz, J. Zachowicz (red.), *Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim*. VII Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Łączyń. Państw. Inst. Geol.: 41.
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U., 1975 – Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia. *Czas. Geogr.*, 46, 1: 37-55.
- Kozarski S., 1965 – Differential Baltic ice-stream activity on the example of the Odra lobe. *Geogr. Pol.*, 6: 29-34.
- Kozarski S., 1986 – Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych wistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, 57, 2: 247-270.
- Kozarski S., 1988 – Time and dynamics of the Last Scandinavian Ice-Sheet retreat from northwestern Poland. *Geogr. Pol.*, 55: 91-101.
- Kozarski S., 1991a – Litostratygrafia górnego wistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 50: 471-496.
- Kozarski S., 1991b – Paleogeografia Polski w wistulianie. W: L. Starkel (red.), *Geografia Polski, Środowisko geograficzne*. PWN, Warszawa: 471-496.
- Kozarski S., 1995 – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20ka→10 ka BP). *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 1: 82 s.
- Kozarski S., Gonera P., Antczak B., 1988 – Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of Warta River (Poland). W: G. Lang, Ch. Schlüchter (red.), *Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 years*. A.A. Balkema, Rotterdam: 185-203.
- Kozydra Z., Skompski S., 1995 – Unikalne stanowisko interglacjału eemskiego w Ruszkówku na Pojezierzu Kujawskim. *Prz. Geol.*, 43, 7: 572-575.
- Kramarska R., 1998 – Origin and development of the Odra Bank in the light of the geological structure and radiocarbon dating. *Geol. Quart.*, 42: 277-288.
- Krüger J., 1979 – Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas*, 8: 323-340.
- Krüger J., 1983 – Glacial morphology and deposits in Denmark. W: J. Ehlers (red.), *Glacial deposits in north-west Europe*. Balkema, Rotterdam: 181-191.
- Krupiński K.M., 2005 – Badania paleobotaniczne młodoplejstocenijskich osadów jeziornych Wysoczyzny Płockiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 184: 1-58.
- Krupiński M., Kotarbiński J., Skompski S., 2006 – Osady jeziorne interglacjału eemskiego w Leszczynie – Wysoczyzna Płocka. *Prz. Geol.*, 54, 7: 632-638.
- Krzyszowski D., 1996 – Glaciotectionic deformation during the Elsterian ice-sheet advance at the northeastern margin of the Sudetic Foreland, SW Poland. *Boreas*, 25: 209-229.
- Krzyszowski D., 2002 – Sedimentary successions in ice-marginal fans of the Late Saalian glaciation, southwestern Poland. *Sedimentary Geol.*, 149: 93-109.
- Krzyszowski D., Dobracka D., Dobracki R., Czerwinka J., Kuszell T., 1999 – Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze Baltic coast, northwestern Poland. *Quat. Stud. Pol.*, 16: 27-45.
- Krzyszowski D., Zieliński T., 2002 – The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sedimentary Geol.*, 149: 73-92.
- Krzywiec P., Wybraniec S., Petecki Z., 2006 – Tektonika podłoża bruzdy śródpolskiej w centralnej i północnej Polsce – wyniki analizy danych sejsmiki refleksyjnej oraz grawimetrii i magnetyki. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 188: 107-130.
- Lambeck K., Purcell A., Zhao J., Svensson N-O., 2010 – The Scandinavian Ice Sheet:

- from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum. *Boreas*, 39: 410-435.
- Lamparski Z., 1964 – Zarys stratygrafii czwartorzędu i morfologia dorzecza dolnej Skrzy. *Acta Geol. Pol.*, 14, 3: 415-436.
- Lamparski Z., 1981 – Pleistocene of the Mochowo Depression in the Dobrzyń Lakeland. *Acta Geol. Pol.*, 22: 139-158.
- Lamparski Z., 1989 – Objasnienia do Szczegółowa mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Fabianki. Inst. Geol. Warszawa: 52 s.
- Lamparski Z., 1991 – Loby lodowcowe w kopalnej i współczesnej rzeźbie Pojezierza Dobrzyńskiego. *Wyd. UAM, Ser. Geogr.*, 50: 105-115.
- Lamparski Z., 1996 – Zarys budowy geologicznej i charakterystyka rzeźby Wysoczyzny Płockiej i Pojezierza Dobrzyńskiego. W: J. Dzierżek (red.), Rzeźba i osady czwartorzędu Polski Środkowej. Wyd. UW, Warszawa: 54-58.
- Lawson D.E., 1989 – Glacigenic resedimentation: classification concepts and application to mass-movement processes and deposits. W: R.P. Goldthwait, C.L. Matsch (red.), Genetic classification of glacigenic deposits. A.A. Balkema, Rotterdam: 147-169.
- Lencewicz S., 1922 – O wieku środkowego Powiśla. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 3: 21-28.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, 2: 66-226.
- Lencewicz S., 1929 – Jeziora Gostyńskie. *Prz. Geogr.*, 9: 87-140.
- Lencewicz S., 1936 – Mapa geologiczna Kotliny Płockiej 1:200 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Lewiński J., 1924 – Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Sprawozd. Państw. Inst. Geol., 2, 3/4: 497-549.
- Lian O.B., Hicock S.R., Dreimanis A., 2003 – Laurentide and Cordilleran fast ice flow: some evidence from Wisconsin subglacial till and its substrate. *Boreas*, 32: 102-113.
- Lindner L., 1976 – An attempt to reconstruction of direction of ice sheet movement on the basis of analysis of glacigenic deformations in tills (exampled on north-western margin of the Holy Cross Mts). W: W. Stankowski (red.), Till its genesis and diagenesis. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 12: 139-148.
- Lindner L., 1992 – Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W: L. Lindner (red.), Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. PAE, Warszawa: 441-633.
- Lindner L., Marks L., 2008 – Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*, 31: 31-37.
- Lindner L., Lamparski Z., Dąbrowski S., 1982 – River valleys of the Mazovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, 32, 3-4: 179-190.
- Lisicki S., 2003 – Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 177: 105 s.
- Liszkowski J., 1982 – Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Rozprawy UW, Warszawa: 179 s.
- Liszkowski J., 1993 – The effects of Pleistocene ice sheet loading-unloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quat.*, 64: 5-23.
- Łyczewska J., 1948 – Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Płock. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Łyczewska J., 1960 – Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150: 245-255.
- Maik M., 1961 – Morphological limit of the last glaciation along the line Radziejów – Koło. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion “From the Baltic to the Tatras”, 1, North Poland. Łódź: 132-134.
- Majdanowski S., 1947 – Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim. *Prz. Geogr.*, 21: 37-69.
- Majdanowski S., 1950 – Zagadnienie rynien jeziornych na Niżu Europejskim. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 2, 1: 35-122.
- Makowska A., Skompski S., 1966 – Przekrój geologiczny przez dolinę Wisły w okolicy Dobrzykowa. *Prz. Geol.*, 14, 5: 214-218.
- Mamakowa K., 1986 – Lower boundary of the Vistulian and the Early Vistulian pollen stratigraphy in continuous Eemian-Early Vistulian pollen sequence in Poland. *Quat. Stud. Poland*, 7: 51-63.
- Mamakowa K., 1988 – Pollen Stratigraphy of the Eemian and Adjoining Glacial Deposits Based on Continuous Sequences in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, 36, 3-4: 299-307.
- Mamakowa K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica*, 29, 1: 11-176.
- Manikowska B., 1993 – Mineralogy and abrasion of sand grains due to Vistulian (Late Pleistocene) aeolian processes in Central Poland. *Geol. Mijnbouw*, 72: 167-177.
- Manikowska B., 1996 – Dwucykliczność środowiska peryglacjalnego w Polsce Środkowej podczas vistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97-106.
- Mańkowska A., 1981 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, wyd. A, ark. Konin. Wyd. Geol., Warszawa.
- Marek S., 1971 – Atlas: Ropo- i gazonośność wału kujawskiego i obszarów przyległych na tle bu-

- dowy geologicznej. Cz. I. Budowa geologiczna. Prace Geostr. Inst. Geol., Warszawa.
- Marek S., Raczyńska A., 1974 – Lokalne formy strukturalne Polski Środkowej. W: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2. Inst. Geol., Warszawa: 279-313.
- Mark D.M., 1973 – Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Bull. Geol. Soc. America*, 84: 1367-1374.
- Marks L., 1988 – Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 14, 1: 76 s.
- Marks L., 1991 – Zasięgi zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce. W: A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 50: 531-538.
- Marks L., 1994 – Dead-ice features at the maximum extent of the last glaciation in northwestern Poland. *Z. Geomorph.*, N.F. 95, Suppl.: 77-83.
- Marks L., 2001 – Kierunki ruchu lodolodu zlodowacenia wisły w południowej części regionu perybaltyckiego. W: J. Badura, B. Przybylski (red.), Serie rzeczne i lodowcowe południowej Opolszczyzny. VIII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośląski, Wrocław: 64.
- Marks L., 2002 – Last Glacial Maximum in Poland. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 103-110.
- Marks L., 2005a – Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Prz. Geol.*, 43, 10/2: 988-993.
- Marks L., 2005b – Pleistocene river systems in the southern peribaltic area indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. *Quat. Intern.*, 130: 43-48.
- Marks L., 2010 – Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quat. Sci. Rev.*, doi:10.1016/j.quascirev.2010.08.008.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K., (red.), 2006 – Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Marks L., Guobye R., Kalm V., Pavlovskaya I.E., Rattas M., Stephan H.-J., Zelčs V., Gogołek W., Bielecki T., Kocyła J., 2003 – Map of Weichselian directional ice flow features of Central and Eastern Europe. XVIth INQUA Intern. Congress, Programs with Abstracts. Reno, Nevada: 117-118.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., Jr., Shackleton N.J., 1987 – Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27:1-29.
- Maruszczak H., 2001 – Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. W: H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, 2. Wyd UMCS, Lublin: 17-29.
- Maruszczak H., Goździk J., 2001 – Znaczenie paleogeograficzne osadów fluwioperyglacialnych poprzedzających nasunięcie lodolodu odrzańskiego w dolinie Wisły środkowej. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. WGiSR UW, Warszawa: 65-79.
- Mathews W.H., 1974 – Surface profiles of the Laurentide ice sheet in its marginal areas. *J. Glaciol.*, 13: 37-43.
- McCabe A.M., Dardis G.F., Hanvey P.M., 1987 – Sedimentation at the margins of a late Pleistocene ice-lobe terminating in shallow marine environments, Dundalk Bay, eastern Ireland. *Sedimentology*, 34: 473-493.
- Menke B., Tynni R., 1984 – Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall / Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. *Geol. Jb.*, A, 76: 120.
- Merta T., 1978 – Extraglacial varved deposits of the Warsaw Ice-Dammed Lake (Younger Pleistocene) Mazovia Lowland, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, 28, 2: 241-272.
- Merta T., 1996 – Architektura plejstocenijskich utworów zastoiskowych, odmiany facjalne a rekonstrukcje paleogeograficzne zbiorników. Mat. V Krajowego Spotkania Sedymentologów „Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia”. IGP UW, Warszawa: 35 R.
- Mojski J.E., 1960 – Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. *Kwart. Geol.*, 4, 4: 1025-1039.
- Mojski J.E., 1969 – Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 115-174.
- Mojski J.E., 1970 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Włocławek. Inst. Geol. Warszawa: 70 s.
- Mojski J.E., 1984 – Neoplejstocen. Zlodowacenie północnopolskie. W: J.E. Mojski (red.), Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Kenozoik - Czwartorzęd, 3b. Wyd. Geol. Warszawa: 218-255.
- Mojski J.E., 1991 – The main Vistulian glacial events in Northern Poland. W: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre, Herausgegeben von B. Frenzel, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Meintz, Gustav Fisher Verlag, Stuttgart-New York : 353-361.
- Mojski J.E., 1992 – Vistulian stratigraphy and TL dates in Poland. *Sver. Geol. Undersökning, Res. Papers*, C, 81: 195-200.
- Mojski J.E., 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 404 s.
- Molewski P., 1998 – Nowe fakty dotyczące morfogenezy wzniesień morenowych w otoczeniu północnej części rynny Gopla (radziejowskie more-

- ny czołowe, Kujawy). IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Lublin: 367-374.
- Molewski P., 1999 – Rynna Gopła problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia vistuliańskiego. *Stud. Soc. Sci. Torun.* 10, 6, *Geogr. Geol.*: 196 s.
- Molewski P., 2007 – Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstoce-
nu Wysoczyzny Kujawskiej. Wyd. Nauk. UMK, Toruń: 139 s.
- Morawski W., 1999 – Maximum limit of the Vistulian Glaciation in the vicinity of Nidzica, southwestern Mazury Lakeland. *Geol. Quart.*, 43, 1: 61-68.
- Morawski W., 2003 – Reconstruction of ice-sheet movement from the orientation of linear glacial landforms and glaciotectionic deformations near Kronowo (western Mazury, Poland). *Geol. Quart.*, 47, 4: 339-356.
- Morawski W., 2005 – Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland. *Geol. Quart.*, 49, 4: 403-416.
- Morawski W., 2009 – Reconstruction of the Vistula ice stream during the Last Glacial Maximum in Poland. *Geol. Quart.*, 53, 3: 305-316.
- Mrózek W., 1969 – Rynna Gopła, jej geneza i udział w rozwoju krajobrazu Kujaw. Przew. XLI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Konin-Warszawa: 59-75.
- Munro-Stasiuk M.J., 2000 – Rhythmic till sedimentation: evidence for repeated hydraulic lifting of a stagnant ice mass. *J. Sed. Res.*, 70: 94-106.
- Murawski T., 1957 – Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych na arkuszu Piotrków Kujawski mapy 1:25 000. *Dokum. Geogr.*, 3: 10-23.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2004 – The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation. *Sedimentary Geol.*, 168: 149-163.
- Narkiewicz M., Dadlez R., 2008 – Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, 56, 5: 391-397.
- Näslund J.O., Rodhe L., Fastook J.L., Holmund P., 2003 – New ways of studying ice sheet flow directions and glacial erosion by computer modeling – examples from Fennoscandia. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 245-258.
- Niewiarowski W., 1983a – Postglacialne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. *Prz. Geogr.*, 55, 1: 13-31.
- Niewiarowski W., 1983b – The origin and development of marginal channels and valleys: a case study the Kuyavian Lake District. W: D.J. Briggs, R.S. Waters (red.), *Studies in Quaternary Geomorphology. Intern. Symposia Stud. Univ. Press Cambridge*: 97-108.
- Niklewski J., 1968 – Intergracja eemski w Głównicy koło Wyszogrodu. *Monogr. Bot.*, 27: 125-192.
- Noryśkiewicz B., 1999 – Palynology of biogenic sediments of the of the Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Geol. Quart.*, 43, 1: 107-112.
- Osiecki H., 1985 – Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych dla arkusza Lubień Kujawski (480) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 58 s.
- Pasierbski M., 1984 – Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. Rozprawy UMK, Toruń.
- Patterson C.J., 1997 – Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines Lobe in Minnesota, USA. *Sedimentary Geol.*, 111: 246-261.
- Patterson C.J., 1998 – Laurentide glacial landscapes: the role of ice streams. *Geology*, 26, 7: 643-646.
- Paul M.A., Eyles N., 1990 – Constrains on the preservation of diamict facies (melt-out tills) at the margins of stagnant glaciers. *Quat. Sci. Rev.*, 9: 51-69.
- Pazdur M., Stankowski W., Tobolski K., 1980 – Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 33: 79-88.
- Pazdur M., Walanus A., 1979 – The Konin Maliniec Site: age assessment by radiocarbon method. Symp. on Vistulian Stratigraphy. Pol. Acad. of Sc. Com. of Quat. Res., Guide-Book of Exursions. Wyd. Geol., Warszawa: 4.5-4.6.
- Pedersen S.A.S., 1993 – Glaciodynamic event and glaciodynamic sequence. W: J.S. Aber (red.), *Glaciotectionics and mapping glacial deposits. Can. Plains Proced.*, 25: 67-85.
- Pedersen S.A.S., 1996 – Progressive glaciotectionic deformation in Weichselian and Palaeogene deposits at Feggeklit, northern Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 42: 153-174.
- Pedersen S.A.S., 2005 – Structural analysis of the Rubjerg Knude Glaciotectionic Complex, Vendsyssel, northern Denmark. *Geol. Survey Denmark and Greenland Bull.*, 8: 192 s.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83: 164 s.
- Petterson G., 2002 – Weichselian glaciations in the middle Note River region, northwest Poland. LUNDQUA Thesis, 47, Lund University.
- Phillips E.R., Evans D.J.A., Auton C.A., 2001 – Polyphase deformation at an oscillating ice margin following the Loch Lomond Readvance, central Scotland, UK. *Sedimentary Geol.*, 149: 157-182.

- Phillips E.R., Merritt J., Auton C.A., Goldledge N., 2007 – Microstructures in subglacial and proglacial sediments: understanding faults, folds and fabrics, and the influence of water on the style of deformation. *Sci. Revs.*, 26: 1499-1528.
- Piotrowski J.A., 1994 – Ice flow dynamic and subglacial conditions during the Weichselian Glaciation in Schelswig-Holstein, Northwest Germany. *Acta Univ. Nicol. Coper., Ser. Geogr.* 27, 92: 141-160.
- Piotrowski J.A., Kraus A.M., 1997 – Response of sediment to ice sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier bed stability. *J. Glaciol.*, 43: 495-502.
- Piotrowski J.A., Larsen N.K., Junge F.W., 2004 – Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quat. Sci. Rev.*, 23: 993-1000.
- Piotrowski J.A., Larsen N.K., Menzies J., Wysota W., 2005 – Formation of subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53, 1: 83-106.
- Piotrowski J.A., Tulaczyk S., 1999 – Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quat. Sci. Rev.*, 18: 737-751.
- Pisarska-Jamroży M., 2006 – Transitional deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. *Boreas*, 35: 126-141.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 – Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. W: T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), Budowa geologiczna Polski, t. I. Stratygrafia, cz. 3a. Kenozoik, paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 71-134.
- Prawosławlew P.K., 1905 – K izuczeniju lednikowych obrazowanij siewiernoj czastii Carstwa Polskogo. Trudy Warsz. Obszcz. Jest., 15, Warszawa.
- Prószyńska-Bordas H., 1983 – Termoluminescencyjne wskaźniki wieku osadów jako narzędzie rekonstrukcji paleogeograficznej. Maszynopis pracy doktorskiej. Uniw. Warsz.
- Prószyński M., Stańska-Prószyńska W., 1980 – Termoluminescencyjne wskaźniki wieku. *Spraw. Bad. Nauk.*, 3. KBN, PAN, Warszawa: 65-103.
- Przegiętka K.R., Chruścicka A., Oczkowski H.L., Molewski P., 2008 – Chronostratigraphy of the Vistulian Glaciation the Kujawy Moraine Plateau (central Poland) based on lithostratigraphic research and OSL dating. *Geochronometria*, 32: 69-77.
- Przybylski B., 2008 – Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, 37: 286-296.
- Punkari M., 1997 – Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 741-753.
- Raymond C.F., Echelmeye K.A., Whillans I.M., Doake C.S.M., 2001 – Ice stream shear margins. W: R.B. Alley, R.A. Bind-schadler (red.), The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment. *Antarctic Res. Ser.*, 77: 137-155.
- Rijsdijk K.F., Owen G., Warren W.P., McCarroll D., Van der Meer J.J.M., 1999 – Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, eastern Ireland. *Sedimentary Geol.*, 129: 111-126.
- Roman M., 1999a – Buried periglacial structures near Gostynin and their palaeogeographical significance. Mat. Symp. "Periglacial Environments: Past, Present and Future". Łódź: 32-33.
- Roman M., 1999b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gostynin wraz z objaśnieniami. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Roman M., 2003 – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: 154 s.
- Roman M., 2004a – Formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych ładolodu zlodowacenia Wisły na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 200: 321-341.
- Roman M., 2004b – Kompleksy glacygeniczne z Lisicy (południowa część Kotliny Płockiej) w świetle badań litofacjalnych i petrograficznych. *Prz. Geol.*, 52, 5: 437-438.
- Roman M., 2005 – Wpływ podłoża czwartorzędu na rzeźbę okolic Gostynina w Kotlinie Płockiej. W: A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świechowicz (red.), Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich. Kraków: 403-409.
- Roman M., 2006a – Rola tektoniki solnej w kształtowaniu pokrywy kenozoicznej i rzeźby południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego. W: P. Czubła, W. Mizerski (red.), Geologia regionu łódzkiego i obszarów sąsiednich. Wyd. UŁ, Łódź: 47-58.
- Roman M., 2006b – Strefy marginalne ładolodu zlodowacenia wisły na obszarze południowo-wschodnich Kujaw, rewizja poglądów. *Dok. Geogr., IGiPZ PAN*, 32: 251-255.
- Roman M., 2007a – Morena spiętrzona z transgresji ładolodu stadiału głównego zlodowacenia Wisły w Paruszewicach na Pojezierzu Kujawskim. W: P. Molewski, W. Wysota, P. Wec-kwerth (red.), Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”.

- Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 209-217.
- Roman M., 2007b – Morfogeneza wału morenowego w Izbicy Kujawskiej w południowej części Pojezierza Kujawskiego. W: P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth (red.), Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 223-228.
- Roman M., 2007c – Rekonstrukcja kierunku ruchu lądolodu lobu Wisły na obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 67-85.
- Roman M., 2007d – Zasięg i formy glacialne lobu Wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. W: P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth (red.), Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 23-31.
- Roman M., 2008a – Ice flow directions in a distal part of the Vistula Lobe during the Last Glacial Maximum. W: The Quaternary of Gdańsk Bay and Lower Vistula regions in North Poland: sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography. Inter. Field Symp. of the INQUA Peribaltic Group, Frombork: 44-45.
- Roman M., 2008b – Rekonstrukcja nasunięcia ostatniego lądolodu skandynawskiego na obszar SE Kujaw i południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej. V Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”. Poznań: 100-101.
- Roman M., 2009 – Deformacje glacictektoniczne osadów zlodowacenia wisły i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznej południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 194: 49-62.
- Roman M., 2010 – Preglacialne osady rzeczne ze stanowiska Baruchowo (Kotlina Płocka). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 438: 107-122.
- Roman M., Balwierz Z., 2010 – Eemian and Vistulian pollen sequence at Kubłowo (central Poland): implications for the limit of the Last Glacial Maximum. *Geol. Quart.*, 54, 1: 55-68.
- Roman M., Lisicki S., 2000 – Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacicenicznych z Lisicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 73-88.
- Roman M., Roman M.G., 2009 – Deformacje glacictektoniczne w formach czołowomorenowych lobu Wisły i ich znaczenie dla rekonstrukcji nasunięcia ostatniego lądolodu. W: M. Żarski, S. Lisicki (red.), Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu. XVI Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Łuków. PIB-PIB, Warszawa: 87.
- Roman M., Szmidt A., 2007 – Rzeźba i litologia podłoża osadów zlodowacenia Wisły w obszarze południowo-wschodniej części Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. W: P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth (red.), Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 125-126.
- Roman M., Turkowska K., 1998 – Wczesnowistuliańskie osady zastoiskowe w rejonie Gostynina. V Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 92.
- Roszkó L., 1968 – Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. IGPZ PAN*, 74: 65-100.
- Rotnicki K., 1963 – Zagadnienie zasięgu stadiałów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 11: 133-189.
- Rotnicki K., 1974 – Ogólne podstawy teoretyczne powstawania deformacji glacictektonicznych. W: Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacictektonicznie Ziemi Lubuskiej. Zielona Góra: 41-59.
- Rotnicki K., 1976 – The theoretical basis for a model of the origin of glaciotechnic deformations. *Quaest. Geogr.*, 3: 103-139.
- Rotnicki K., 1983 – Glaciotectonics and the problem of correct stratigraphy and correlation of the Quaternary deposits in the areas of Pleistocene inland glaciations. W: A. Billard, O. Conchon, F.W. Shotton (red.), Glaciations Quaternaries dans l’Hemisphère Nord. Paris: 42-64.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1995 – Dating of the Upper Pleni-Vistulian Scandinavian ice sheet in the Polish Baltic middle coast. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 149: 84-89.
- Różański P., Włodek M., 2009 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Starożyreby. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Różycki S.Z., 1961 – Middle Poland. VIth INQUA Congress, Guide-book of Excursion ”From the Baltic to the Tatras”, 2 (1). Łódź: 103 s.
- Różycki S.Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa: 316 s.
- Röthlisberger H., Lang H., 1987 – Glacial hydrology. W: A.M. Gurnell, M.J. Clark (red.), Glacio-fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. J. Wiley and Sons Ltd., London: 207-284.
- Rühle E., 1965 – Czwartorzęd Polski. W: M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, E. Rühle (red.), Zarys geologii Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 299-350.

- Ruszczyńska-Szenajch H., 1979 – Zróżnicowanie zaburzeń glaciektonicznych w zależności od przewagi oddziaływania ciężaru lodu lub ruchu lodu. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 23: 131-142.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1982 – Depositional processes of Pleistocene lowland end moraines and their possible relation to climatic conditions. *Boreas*, 11: 249-260.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1983 – Słownik tektoniczny cz. XIV – Glacitektonika. *Prz. Geol.*, 31, 8-9: 502-505.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998 – Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW, Warszawa: 13-40.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 2001 – Glaciodynamically uptrusted bands of englacially transported debris in the Pleistocene of central Poland. *Sedimentology*, 48: 585-597.
- Rutkowski F., 1916 – Spostrzeżenia z dyluwium okolic Gostynina. *Tow. Nauk. Warsz.* 1914 – 1916, *Sprawozd.*, 7: 644-652.
- Rzechowski J., 1971 – Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 111-155.
- Sejrup H.P., Larsen E., Landvik J., King E.L., Haflidason H., Nesje A., 2000 – Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southern Norway and the North Sea Region. *Quat. Sci. Rev.*, 19: 667-685.
- Sharp M., 1982 – Modification of clasts in lodgement tills by glacier erosion. *J. Glaciol.*, 28: 475-481.
- Shoemaker E.M., 1986 – Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. *J. Glaciol.*, 32, 110: 20-30.
- Siegert M.J., Dowdeswell J.A., 2004 – Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian. *Quat. Sci. Rev.*, 23: 1273-1283.
- Siegert M.J., Dowdeswell J.A., Hald M., Svendsen J-I., 2001 – Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full Weichselian glacial cycle. *Global Planetary Change*, 31: 367-385.
- Skompski S., 1960 – Najmłodsze utwory geologiczne okolic Gąbina. *Prz. Geol.*, 7: 385-386.
- Skompski S., 1963 – Ozy Kotliny Płockiej. *Prz. Geogr.*, 35, 3: 363-387.
- Skompski S., 1968 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń. Inst. Geol. Warszawa.
- Skompski S., 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 175-258.
- Skompski S., 1970 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gąbin. Inst. Geol. Warszawa: 72 s.
- Skompski S., 1971 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń. Inst. Geol. Warszawa: 63 s.
- Skompski S., 1995 – The Vistula River bank in Dobrzyń – glaciotectionic disturbances. W: W. Schirmer (red.), *Quaternary field trips in Central Europe*, vol. 1. INQUA XIV Intern. Congress, Berlin: 204-205.
- Skompski S., Kawecka A., 1962 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąbin. Inst. Geol. Warszawa.
- Skompski S., Słowański W., 1961 – Z zagadnień geologii Płocka i jego okolic. *Kwart. Geol.*, 5, 4: 951-952.
- Skompski S., Słowański W., 1970 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock. Inst. Geol. Warszawa: 72 s.
- Skompski S., Słowański W., 1979 – Vistulian in Płock Basin. *Symp. on Vistulian Stratigraphy*. Pol. Acad. of Sc. Com. of Quat. Res., *Guide-Book of Exursions*. Wyd. Geol., Warszawa: 1-17.
- Słowański W., 1964 – Kliny mrozowe w osadach zlodowacenia północnopolskiego koło Płocka. *Kwart. Geol.*, 8, 2: 342-354.
- Słowański W., Skompski S., 1965 – Sandry i tarasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły w okolicach Płocka. *Biul. Inst. Geol.*, 187: 329-348.
- Sokołowski R.J., 2007 – Struktura i procesy sedymentacji osadów plejstocentrycznych w Wapienniej. W: P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth (red.), *Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia*. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 139-145.
- Stankowska A., Stankowski W., 1987 – ¹⁴C and TL datings of Neopleistocene sites in the Konin region. *Geochronometria*, 4: 85-92.
- Stankowska A., Stankowski W., 1988 – Maximum extent of the Vistulian ice sheet in the vicinity of Konin, Poland: a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. *Geogr. Pol.*, 55: 141-150.
- Stankowska A., Stankowski W., 1991 – Morfo-, lito- i chronostratygrafia vistulianu we wschodniej Wielkopolsce. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 50: 563-572.
- Stankowski W., 1983 – Selected aspects of the dynamics of an ice sheet as exemplified by the Vistulian glaciation (a discussion). *Quaest. Geogr.*, 9: 137-144.
- Stankowski W., Bluszcz A., Nita M., 1999 – Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i luminescencyjnego oraz analiz palinologicz-

- nich. W: A. Pazdur i in. (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*. WIND – J. Wojewoda, Wrocław: 87-112.
- Stankowski W., Tobolski K., 1981 – Osady torfowe i limniczne wieku eemskiego z odkrywki Kazimierz Kopalni Węgla Brunatnego w Koninie (doniesienie wstępne). *Bad. Fizj. Pol. Zach.*, 34: 171-178.
- Steinsund P.I., 1995 – StereoNet for Windows, version 3.0.
- Stokes C.R., Clark C.D., 1999 – Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Ann. Glaciol.*, 28: 67-75.
- Stokes C.R., Clark C.D., 2001 – Palaeo-ice streams. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1437-1457.
- Stokes C.R., Clark C.D., 2003 – Laurentide ice streaming on the Canadian Shield: a conflict with the soft-bedded ice stream paradigm? *Geology*, 31: 347-350.
- Sugden D.E., 1977 – Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. *Arctic Alpine Res.*, 9: 21-47.
- Szałamacha G., 1996 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kutno. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 32 s.
- Szałamacha G., Skompski S., 1999 – Biogenic sediments of Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Geol. Quart.*, 43, 1: 99-106.
- Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska, R. Wagner (red.), 2008 – Państw. Inst. Geol.
- Terpiłowski S., 2007 – Genesis of transverse kame trains in eastern Poland. *Sedimentary Geol.*, 193: 59-69.
- Terpiłowski S., 2008 – Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty. Wyd. UMCS, Lublin: 107 s.
- Tobolski K., 1991 – Biostratygrafia i paleoekologia interglacjalu eemskiego i zlodowacenia Wisły regionu konińskiego. W: W. Stankowski (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin – Turek*. UAM, Poznań: 45-87.
- Tulaczyk S., 1999 – Ice sliding over weak, fine-grained tills: dependence of ice-till interactions on till granulometry. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 337: 199-177.
- Tulaczyk S., Kamb B., Engelhardt H.F., 2000 – Basal mechanics of Ice Stream B, West Antarctica. 2. Undrained plastic bed model. *J. Geoph. Res.*, 105: 483-494.
- Tulaczyk S., Scherer R.P., Clark C.D., 2001 – A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: a qualitative treatment. *Quat. Intern.*, 86: 59-70.
- Turkowska K., 1994 – La morphogénèse périglaciaire dans les vallées fluviales du plateau de Łódź et sa différenciation dans le temps et dans l'espace. *Biul. Perygl.*, 33: 153-164.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 237 s.
- Urbaniak U., 1962 – Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąbin. Inst. Geogr. PAN.
- Urbaniak U., 1965 – Przyczynek do paleogeografii Kotliny Płockiej. *Prz. Geogr.*, 37, 4: 651-658.
- Urbaniak U., 1967 – Wydmy Kotliny Płockiej. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 61: 79 s.
- Van der Meer J.J.M., Kjaer K.H., Krüger J., 1999 – Subglacial water escape structures and till structure, Slettjökull, Iceland. *J. Quat. Sci.*, 14: 191-205.
- Van der Wateren F.M., 1981 – Glacial tectonics at the Kwintelooijen Sandpit, Rhenen, The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 35-7: 252-268.
- Van der Wateren F.M., 1985 – A model of glacial tectonics, applied to the ice-pushed ridges in the central Netherlands. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 34: 55-74.
- Van der Wateren F.M., 1995 – Processes of glaciectonism. W: J. Menzies (red.), *Glacial Environments, I: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford: 309-335.
- Van der Wateren F.M., 1999 – Structural geology and sedimentology of the Heiligenhafen till section, Northern Germany. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 1625-1639.
- Van der Wateren F.M., Kluiving S.J., Bartek L.R., 2000 – Kinematic indicators of subglacial shearing. W: A.J. Maltman, B. Hubbert, M.J. Hambrey (red.), *Deformation of glacial materials*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 176: 259-278.
- Van Huissteden J., Gibbard P.L., Briant R.M., 2001 – Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3. *Quat. Intern.*, 79: 75-88.
- Van Vliet-Lanoë B., Gouillocheau F., 1995 – Evolution de l'enregistrement pedosedimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique: biorhexistasies et bilans sedimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, 320, IIa: 419-426.
- Wadas S., 1962 – Oz gostyniński. *Acta Geogr. Lodz.*, 14: 71 s.
- Weckwerth P., 2007 – Morfologia i mechanizm formowania moren łabiszyńskich. W: P. Molewski, W. Wysota P. Weckwert (red.), *Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia*. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 147-155.
- Werner Z., 1961 – Wyasad solny Łaniet na północny zachód od Kutna. *Prz. Geol.*, 1: 574-575.
- Wicik B., Więckowski K., 1988 – Lakes in the Middle Vistula Valley. *Przew. Symp. „Lateglacial and holocene environmental changes, Vistula Basin”*. AGH, Kraków: 133-136.

- Wiśniewski E., 1976 – Rozwój doliny Wisły między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 119: 124 s.
- Wiśniewski E., 1987 – Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Płock Basins during the last 15 000 years. W: L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part II. *Geogr. Stud., Sp. Iss.*, 4: 171-187.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994 – The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, 95: 141-149.
- Włodarski W., 2009 – Analiza strukturalno-kinematyczna kompleksu deformacji glacictonicznych w strefie rowu Kleczewa (elewacja konińska, wschodnia Wielkopolska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 194: 75-100.
- Włodek M., 2009 – Metody wyznaczania zasięgów zlodowaceń na arkuszu Staroźreby Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. W: M. Żarski, S. Lisicki (red.), Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstoceńskie na południowym Podlasiu. XVI Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Łuków. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 142.
- Woldstedt P., 1932 – Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jahr. Preussischen Geol. Landesanstalt*, 52 (für das Jahr 1931): 59-67.
- Woldstedt P., 1935 – Geologisch – morphologische übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000. *Preuss Geol. L.-A.*
- Woodcock N.H., Naylor M.A., 1983 – Randomness testing in three-dimensional orientation data. *J. Struct. Geol.*, 5, 5: 539-548.
- Woronko B., Żarski M., Bujak Ł., 2007 – Pozycja stratygraficzna osadów dolnego plejstocenu w południowej części Niziny Południowopodlaskiej – dyskusja merytoryczna. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425: 87-104.
- Wysota W., 1998 – Morfo-, lito- i kinetostratygrafia zlodowacenia wisły we wschodniej części Pojezierza Dobrzyńskiego. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. UMCS, Lublin: 377-383.
- Wysota W., 1999 – Ice sheet maximum limit of the Vistulian Glaciation in the mid-eastern Chełmno-Dobrzyń Lakeland, northern Poland. *Geol. Quart.*, 43, 2: 189-202.
- Wysota W., 2002 – Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wyd. UMCS, Toruń: 145 s.
- Wysota W., 2007 – Successive subglacial depositional processes as interpreted from basal tills in the Lower Vistula valley (N Poland). *Sedimentary Geol.*, 193: 21-31.
- Wysota W., Chruścicka A., Lankauf K.R., Przeglądka K.R., Oczkowski H.L., Szmańda J., 2000 – Chronostratigraphy of the vistulian deposits in the southern part of the Lower Vistula region (north Poland) in the light of TL dating. *Geologos*, 5: 123-134.
- Wysota W., Molewski P., 2007 – Ostatni lądolód skandynawski w lobie Wisły – kontrowersje i nowe spojrzenie. W: P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth (red.), Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia. XIV Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Ciechocinek. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 11-17.
- Wysota W., Molewski P., Sokołowski R.J., 2008 – Dynamika lobu Wisły podczas ostatniego zlodowacenia w świetle nowych danych. *Landform Analysis*, 9: 264-266.
- Wysota W., Molewski P., Sokołowski R.J., 2009 – Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. *Quat. Intern.*, 207, 1-2: 26-41.
- Zandsrta J.G., 1981 – Petrology and lithostratigraphy of ice-pushed lower and middle Pleistocene at Rhenen (Kwintelooijen). W: G. H. J. Ruegg, J. G. Zandsrta (red.), Geology and archaeology of Pleistocene deposits in the ice-pushed ridge near Rhenen and Veenendal. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 35, 2/7: 178-191.
- Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu – 1988. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 47, Państw. Inst. Geol., Warszawa: 64 s.
- Zieliński T., 1992 – Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚ*, 1325: 95 s.
- Zieliński T., 1993 – Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚ*, 1398: 96 s.
- Zieliński T., 1995 – Kod litofacyjny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW, Warszawa: 220-235.
- Zieliński T., 1998 – Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. WGiSR UW, Warszawa: 195-260.
- Zieliński T., 2000 – Czy możliwa jest identyfikacja środowiska glacialmarginalnego na podstawie kryterium litologicznego? Warsztaty teren. „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”. Lublin 2000: 84-87.

- Zieliński T., 2007 – The Pleistocene climate-controlled fluvial sedimentary record in the Bełchatów mine (central Poland). *Sedimentary Geol.*, 193: 203-209.
- Zieliński T., van Loon A.J., 1996 – Characteristics and genesis of moraine-derived flow till varieties. *Sedimentary Geol.*, 101: 119-143.
- Zieliński T., van Loon A.J., 2000 – Subaerial terminoglacial fans III: overview of sedimentary characteristics and depositional model. *Geol. Mijnbouw*, 79, 1: 93-107.
- Zieliński T., van Loon A.J., 2003 – Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32: 590-611.
- Zientara P., 1988 – Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńskiego-mezozicznego na obszarze wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych w skali 1:200 000, ark. Płock. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Znosko J. (red.), 1998 – Atlas Tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Główne strumienie lodowe ostatniego lądolodu skandynawskiego wg Punkariego (1997) oraz lokalizacja obszaru badań na tle lobu Wisły
2. Lokalizacja obszaru badań na tle jednostek fizyczno-geograficznych wg podziału Kondrackiego (1994) oraz zasięgów ostatniego lądolodu skandynawskiego w lobie płockim
3. Mapa dokumentacyjna
4. Objaśnienia diagramów elementów kierunkowych i struktur glaciektonicznych oraz oznaczeń zrekonstruowanych kierunków
5. Objaśnienia sygnatur i symboli użytych do konstrukcji profili litostratygraficznych
6. Schemat stratygrafii vistulianu
7. Przekrój geologiczny A–B (Przedecz – Wieniec Zdrój)
8. Przekroje geologiczne C–D (Kubłowo – Wiktorowo) i E–F (Augustopol – Kaliska – Rzezewo)
9. Przekrój geologiczny G–H (wysad solny Lubień Kujawski – Patrówek)
10. Przekrój geologiczny I–J (Suchodębie – Łanięta – Kazimierzów)
11. Przekrój geologiczny K–L (Glinice – Lisica – Lucień)
12. Ukształtowanie podłoża czwartorzędu na tle głównych elementów strukturalnych mezozoiku
13. Miąższość osadów czwartorzędowych
14. Ukształtowanie powierzchni i litologia podłoża osadów stadiału głównego zlodowacenia wisły
15. Szkic geomorfologiczny
16. Stanowisko Paruszewice
17. Stanowisko Paruszewice. Profil litostratygraficzny
18. Stanowisko Paruszewice. Struktury deformacyjne w osadach moreny pchniętej przekroczonej przez lądolód
19. Stanowisko Otmianowo
20. Stanowisko Otmianowo. Profil litostratygraficzny
21. Stanowisko Otmianowo. Cechy budowy geologicznej moreny pchniętej przekroczonej przez lądolód
22. Model kształtowania przekoczonych moren pchnięcia w strefie marginalnej Paruszewice – Otmianowo
23. Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia. Rzeźba i powierzchniowa budowa geologiczna wału Izbicy Kujawskiej
24. Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia. Przekroje geologiczne przez wał morenowy Izbicy Kujawskiej
25. Obszar testowy Izbica Kujawska – Pustynia. Syntetyczne profile sedymentologiczne odsłonięć z korelacją jednostek lito- i kinetostratygraficznych
26. Stanowisko Piotrów. Profil litostratygraficzny
27. Model kształtowania rzeźby w strefie Pagórków Chodeckich
28. Stanowisko Korzeń Królewski
29. Stanowisko Korzeń Królewski. Profil litostratygraficzny
30. Stanowisko Przedecz. Profil litostratygraficzny
31. Stanowisko Mijakowo. Profil litostratygraficzny
32. Obszar testowy Kubłowo. Powierzchniowa budowa geologiczna i lokalizacja stanowisk
33. Obszar testowy Kubłowo. Korelacja profili Ku-1, Ku-2 i Ku-3
34. Zasięg ostatniego lądolodu i występowanie stanowisk z kopalną florą eemską w centralnej Polsce
35. Stanowisko Guźlin. Profil litostratygraficzny
36. Korelacja profili litostratygraficznych stanowisk wysoczyznowych: Lisica, Krecki, Zawada Nowa, Kowal, Gaj, Gole i Rokicie
37. Stanowiska wysoczyznowe. Cechy kontaktu gliny lodowcowej zlodowacenia wisły z osadami podłoża
38. Model przestrzenno-czasowy vistulianu w lobie płockim – jednostki litostratygraficzne, pozycja czoła i stan dynamiczny lądolodu oraz sytuacja stanowisk badawczych
39. Zestawienie datowań osadów uzyskanych ze stanowisk badawczych
40. Kierunki ruchu lądolodu w lobie płockim określone na podstawie wskaźników geologicznych oraz główne formy marginalne
41. Diagramy orientacji morfolineamentów polodowcowych z rekonstrukcją kierunku ruchu lądolodu oraz rozprzestrzenienie rynien subglacialnych i ozów
42. Konfiguracja głównych strumieni lodowych w zachodniej i centralnej Polsce podczas LGM
43. Rekonstrukcja kształtu powierzchni i miąższości lądolodu w lobie płockim w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu
44. Porównanie kształtu powierzchni ostatniego lądolodu skandynawskiego podczas LGM w Polsce oraz współczesnych pokryw i strumieni lodowych
45. Schematy czasowo-przestrzenne nasunięć lądolodu w lobie płockim podczas vistulianu wg różnych autorów

Tabele

1. Kod litofacjalny zastosowany w pracy
2. Korelacja lokalnych poziomów pyłkowych z Kubłowa (L PAZ) z regionalnymi poziomami pyłkowymi (R PAZ) wyróżnionymi dla Wysoczyzny Płockiej, rejonu Konina oraz dla Polski z podziałem chronostratygraficznym
3. Jednostki litogenetyczne wydzielone dla stanowisk i obszarów badawczych
4. Przejawy glaciektoniki w badanych stanowiskach
5. Wyniki luminescencyjnych i radiowęglowych oznaczeń wieku osadów zlodowacenia wisły z obszaru Pojezierza Kujawskiego, Kotliny Płockiej, Wysoczyzny Kujawskiej i południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego (bez oznaczeń wieku glin lodowcowych)
6. Metody określenia kierunku ruchu ostatniego lądolodu stosowane przez różnych autorów dla obszaru centralnej Polski

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Ice stream pattern in the Last Scandinavian Ice Sheet after Punkari (1997) and study area as against the Vistula Lobe
2. Setting of the study area against physicogeographical units after Kondracki (1994) and limits of the Last Scandinavian Ice Sheet in the Płock Lobe
3. Documentation map
4. Explanations for directional elements and glaciotectionic structures diagrams together with signature of directions reconstructed
5. Explanations of symbols to lithostratigraphic logs
6. Vistulian stratigraphy scheme
7. Geological cross-section A–B (Przedecz – Wieniec Zdrój)
8. Geological cross-sections C–D (Kubłowo – Wiktorowo) and E–F (Augustopol – Kaliska – Rzeżewo)
9. Geological cross-section G–H (Lubień Kujawski salt dome – Patrówek)
10. Geological cross-section I–J (Suchodębie – Łanięta – Kazimierzów)
11. Geological cross-section K–L (Glinice – Lisica – Lucień)
12. Configuration of the Quaternary substratum against the main Mesozoic structures
13. Thickness of Quaternary deposits
14. Relief and lithology of substratum of the Main Stadial of the Vistulian Glaciation deposits
15. Geomorphological sketch
16. Paruszewice site
17. Paruszewice site. Lithostratigraphical log
18. Paruszewice site. Deformation structures in overridden push-moraine
19. Otmianowo site
20. Otmianowo site. Lithostratigraphical log
21. Otmianowo site. Structure of overridden push-moraine
22. Sequential model for development of the Paruszewice – Otmianowo overridden push moraines
23. Izbica Kujawska – Pustynia case study area. Topography and geology of Izbica Kujawska ridge
24. Izbica Kujawska – Pustynia case study area. Geological cross-sections throughout the Izbica Kujawska morainic ridge
25. Izbica Kujawska – Pustynia case study area. Sedimentological profiles and correlation of litho- and kinetostratigraphical units
26. Piotrów site. Lithostratigraphical log
27. Sequential model for development of the Chodkie Hill zone
28. Korzeń Królewski site
29. Korzeń Królewski site. Lithostratigraphical log
30. Przedecz site. Lithostratigraphical log
31. Mijakowo site. Lithostratigraphical log
32. Kubłowo case study area. Surface geology and location of sites
33. Kubłowo case study area. Correlation of the profile Ku-1, Ku-2 and Ku-3
34. The last Scandinavian ice sheet limit and distribution of Eemian subfossil flora sites in central Poland
35. Guźlin site. Lithostratigraphical log
36. Correlation of lithostratigraphic profiles of sites located in the morainic plain: Lisica, Kretki, Zawada Nowa, Kowal, Gaj, Gole and Rokicie
37. Morainic plain site. Features of the Vistulian till-footwall sediments contact zone
38. Time-distance model of the Vistulian in the Płock Lobe – lithostratigraphic units, margin position and dynamic of the ice sheet and site investigated location
39. Plot of sediment dating obtained from sites research
40. Ice movement directions of the Płock Lobe derived from geological evidence and also significant marginal forms
41. Orientation diagrams of glacial morpholineaments with reconstruction of ice movement directions and spatial distribution of tunnel valleys and eskers
42. Configuration of main palaeo-ice streams in west-central Poland during the Last Glacial Maximum
43. Shape surface and thickness reconstruction of ice in the Płock Lobe during the maximum ice sheet extent
44. Comparison of longitudinal profiles of ice sheet surface elevation during LGM in Poland and various contemporary ice sheet and streams
45. Time-distance schemes of ice sheet advances in the Płock Lobe during the Vistulian Glaciation after different authors

Tables

1. Lithofacial code used in the dissertation
2. Correlation of local pollen zones (L PAZ) from Kubłowo with regional pollen zones (R PAZ) distinguished for the Płock Plateau, Konin region, and for Poland and with chronostratigraphy
3. Lithogenetic units distinguished from sites and test areas
4. Evidence of glaciotectionics in the sites investigated
5. Results of luminescence and radiocarbon dating of the Vistulian sediments (without till dating)
6. Methods of determining last Scandinavian ice sheet directions by different authors for central Poland

RECONSTRUCTION OF THE PŁOCK LOBE DURING THE LAST GLACIATION

ABSTRACT

The study pertains the dynamics of the ice sheet, the age and chronology of glacial events in the Płock lobe during the Vistulian (Weichselian) Glaciation. The issue of the presence of the last Scandinavian ice sheet within the Płock Basin has a long history and so far, no agreement has been found as to the number, rank and age of advances as well as to the course of the last glaciation.

Complex sedimentological research and luminescence age indices of deposits along with mezostructural analysis of glaciotectionic deformations have been carried out in several-odd exposures. Detailed geological charting has been applied for glaciomarginal zones, the last glacial maximum limit (LGM) and two belts of hillocky landforms apparent in the LGM hinterland, the Czamanin–Otmianowo–Paruszewice (preLGM-1) and Izbica Kujawska–Pagórki Chodeckie–Szewo–Korzeń Królewski (preLGM-2). Spatial distribution of subglacial and ice-marginal landforms were analyzed on the basis of the digital elevation model (DTED2) and also the relief and lithology of the subglacial surface has been reconstructed.

There is no evidence that the ice sheet advanced onto the Płock Basin vicinity during the Early and Middle Vistulian. It has been proved that during the last glaciation a singular ice transgression had taken place in the area investigated, which had happened between 22.9 and 18.7 ka BP. The event has been correlated with the Poznań (Brandenburg) Phase of the Main Stadial of the Vistulian Glaciation. The ice advance exceeded the earlier Leszno (Frankfurt) Phase, forming the short-lived Płock lobe and delineated the last glacial maximum (LGM) in central Poland (Korzecznik–Przedecz–Kubłowo–Walentowo–Kamienna–Antoniewo–Sokołów–Osiny–Szczawin–Gąbin–Majakowo–Goślice–Zagoty).

Dynamics of the Płock lobe were influenced by local conditions: topography, subglacial hydrology and ice base thermics. Transgression proceeded with brief standstills along terrain obstacles close to the preLGM-1 and preLGM-2 trains. Such transverse trains, where so far believed to have been recession moraines; they represent, however, overridden push moraines (preLGM-1) or a range of glaciomarginal fans among whom included were older, pre-Vistulian marginal forms (preLGM-2). It was also found that such a transverse large-scale glacial lineation appeared as an effect of a rhythmical building of structures and forms at the front of the fast moving ice sheet.

Ice sheet in the Płock lobe featured a warm base system. Only in the marginal part during the LGM the ice base was cold in patches. Dominant in the mechanism of the ice movement, prior to the subglacial channel drainage build-up and stabilising the ice front at the LGM line, was a basal sliding resulting in an apparent growth of ice speed and a pervasive subglacial deformation. It has been proved that the ice travel geometry in the Płock lobe was of a fan character, typical for a distal part of a land-based ice stream. A low ice thickness in the lobe (*ca* 100–300 m) and its flattened longitudinal profile is supportive to admit the lobe to have had an outlet nature. Self-elaborated parameters for the dynamics and geometry of the ice masses inflow and palaeoglaciological ones admit to accept as valid that the Płock lobe evolved at the end of the fast moving ice stream intensively fed from its hinterland. That distinctive element of the LGM margin contour has featured the main ice flow artery in the distal part of the Vistula palaeo-ice stream.

Usefulness of kinetostratigraphy in palaeogeographic reconstruction of glacial events has been demonstrated.

INTRODUCTION

The main subject of investigations pertains on area within the Płock lobe extent. The notion of the “Płock lobe” introduced in geological literature by Skompski (1969) refers to the terminal part of the ice sheet that entered upon the decline along the Vistula and reached up to the vicinity of Płock and Gąbin, and delineated the maximum of the last glaciation in central Poland (Figs 1, 2). It met the Gopło lobe, along the Głuszyńskie Lake meridian, embracing the area between Powidz, Konin and Sompolno (Maik 1961; Molewski 2007). Both the lobes constituted a characteristic element in the marginal configuration of the last Scandinavian ice sheet, said to have been the Vistula lobe (Fig. 1). Investigations have been carried out over an expanse of 2 700 km² comprising the morainic plateau lying in substance within 4 mezoregions, the Kujawy Lakeland, the Kutno Plain,

the Dobrzyń Lakeland and the Płońsk Plateau, also referred to as the Płock Plateau (Fig. 2).

The aim of this work was to determine the number and chronology of glacial events, to reconstruct the course of glaciation, finding the ice dynamics in the Płock lobe, as well as indicating local predispositions and, the time of its being. In face of the stream theory of the nature of ice sheets, essential was to find whether the Płock lobe constituted a stream terminal or whether it only expressed a further and southbound inflow of ice masses onto the relief-predisposed Vistula palaeovalley.

Detailed investigative tasks concerned the:

- reconstruction of palaeoenvironmental conditions for the making of glacial landforms and sedimentation of Vistulian deposits;

- spatial analysis of landforms and geological structure as related to a local palaeomorphology;
- finding the extent and distribution of glaciotectonic phenomena compared to palaeorelief elements and contemporary relief, as well as to determine the age of deformations and vectors of glaciotectonic transport;
- reconstruction of ice flow directions and distinguishing areas of a varied displacement dynamics;
- defining age of the ice advance in the Płock lobe as based on lithostratigraphy, kinostratigraphy and deposit age indices;
- precise defining of the maximum extent of the last advance of the Płock lobe.

The method used comprised field and laboratory works, studies of archive cartographic and geological materials and study works.

Field works were carried out at exposures including 7 key sites (Guźlin, Korzeń Królewski, Mijkowo, Otmianowo, Paruszewice, Przedecz, Piotrow), 7 documentation sites (Gaj, Gole, Kowal, Kretki, Lisica, Rokicie, Zawada Nowa), 2 case study areas (Izbica Kujawska-Pustynia, Kubłowo) (Fig. 3) and also detailed geological and geomorphological charting in select parts of the glaciomarginal zones that amounted to around 370 km².

Lithofacial deposit features and directional elements mainly in tills and till-substratum sediment tangential planes were investigated at exposures and glaciotectonic deformations were submitted to mezostructural analysis.

Lithofacial analysis served to define the (sub)environment and conditions for deposit sedimentation. The Miall and Rust code with the Zieliński (1995) and Eyles et al. (1983) modifications along with the author's addenda was used for describing lithofacies (Tab. 1). Vector element investigations concerned the definition of glacial transport directions against till clast fabric, lee end turns in the subfill boulder pavement, orientation of striae on boulder tops and small

kinematic structures and also palaeocurrent directions.

Glaciotectonic deformation investigations concerned the style of deformation, the pressure (transport) direction, dependencies of disturbance occurrences versus palaeorelief and glacial landforms and also age of structures. The relative sequence and structure generations were being defined and those were correlated with deformation stages induced by consecutive ice advances which allowed for an isolation of kinostratigraphic units (cf. Berthelsen 1978; Pedersen 1993; Phillips et al. 2001) (Tab. 4).

Laboratory examinations of sediments included a grain size analysis, calcium carbonate contents, quartz grain morphoscaphy, petrography of fine gravel fraction (5–10 mm) in tills, palynological examinations of lake and bog deposits and indication of deposit age indices by optically stimulated luminescence (OSL), thermoluminescence (TL) and radiocarbon.

An analysis of cartographic and geological materials from archives as well as a digital terrain model DTED2 allowed for the making of maps for palaeostructural surfaces and, particularly, for the map for the relief and lithology of the Vistulian substratum and also the making of the model of the relief and geology of the Izbica Kujawska morainic ridge. Moreover, in agreement with Morawski (2003, 2005) the spatial orientation of glacial linear landforms (morpholineaments) was analysed, aiming at the reconstruction of the ice flow direction.

A simplified stratigraphic division scheme was identical with that applied for the elaboration of the Detailed geological map of Poland in the scale of 1:50 000 (Instrukcja...2004). For the Quaternary, the division proposed by Ber, Lindner and Marks (Ber et al. 2007; Lindner, Marks 2008; Tabela...). The Mojski's scheme (Mojski 2005) was used for the Vistulian Glaciation (Fig. 6).

RESULTS AND DISCUSSION

Age of advance. Chronology of glacial events in the Płock lobe has been hitherto grounded mainly upon morphostratigraphic and lithostratigraphic criteria pertaining the number of tills, providing a direct record for the presence of the ice sheet (Galon 1961, 1967; Galon, Roszkówna 1967; Skompski 1969; Domosławska-Baraniecka 1965; Baraniecka 1989; Mojski 1984, 2005). For mineral

deposits of the last glaciation, and mainly tills, in the 80ties and 90ties of the 19th century, a number of thermoluminescence (TL) age indices have been made (Brykczynski et al. 1987; Klatkova 1992; Baraniecka 1993), whose results gave grounds to presume an invasion of the Świecie Stadial ice sheet into the relief-predisposed Płock Basin area (cf. Marks 1988; Mojski 1991, 1992; Klatkova 1992). Wysota (2002) rules

out, against thorough Vistulian stratigraphy and sedimentation environment investigations in the southern part of the lower Powiśle, any possible advance in the Early Vistulian (115–75 ka BP). He also indicates, the Świecie Stadial advance at the outset of the Middle Vistulian (75–65 ka BP) could have embraced the northern and central lower Powiśle at its highest, but not any further to the South. Brzezinski (2007) however, presupposes the advance to have reached Brześć Kujawski and thus the North of the Płock Basin valley decline. That is denied by the author's new investigations at Kubłowo (Fig. 32), where an undisturbed interglacial-glacial sequence was documented comprising in a palynologic record the Eemian Interglacial, Early Vistulian and a significant part of the Plenivistulian, with a cold Schalkholtz swing corresponding to the Świecie Stadial, also the Oerel Interstadial and up to the second Plenivistulian stadial (Tab. 2). Fito-climatic relations determined as against vegetation development of that profile, show that at the Płock Basin area distant from the Kubłowo site, there was no ice sheet either at the Early (MIS 5a-d) or the Middle Vistulian (MIS 3). In the light of the above, the subject ice sheet advance reconstruction delineating the LGM in central Poland pertain glacial event(s) which interplayed in MIS 2, perceived as the Main Stadial of the Vistulian Glaciation (Mojski 1984, 2005; Lindner 1992), the Late Vistulian (Wysota 2002) or the Upper Plenivistulian (Kozarski 1991b; Klatkova 1996b; Turkowska 2006) (Fig. 6).

Number and age of glacial events. In the Vistulian Glaciation Main Stadial (Late Vistulian/Upper Plenivistulian) plausible are one or two glacial episodes at the Płock lobe (*vide* Fig. 45) which are being ranked to phases and are referred to the Leszno, possibly Poznań advances, or they are being admitted to be a Gąbin and Płock Subphases within the younger Poznań Phase. The problem was bound with views on the number of Vistulian tills and the importance in the transgressive/recessive character of glaciomarginal zones to be found in the LGM hinterland of the Płock lobe.

In the southeastern Kujawy Lakeland the zones make a transverse glacial megalineation expressed by ranges of a hilly morainic plateau: the northern, running henceforth the southern limits of the Głuszyńskie Lake throw Czamanin – Boniewo – Otmianowo – Paruszewice and reaching Chocień, found to be preLGM-1, and the southern range (preLGM-2), embracing the Izbica Kujawska ridge, the Chodecz and Szewo hillocks, the Piotrów and Korzeń Królewski vicinities and as-

sembly hills around Boryszewo on the eastern Vistula bank (Fig. 15).

As shown by the author at several-odd sites one basal till records the sedimentological Vistulian Glaciation advance at the Płock lobe. Its age as against sand OSL dating beneath and above the till lies between 22.9 and 18.7 ka BP (Tab. 5, Fig. 39). The result obtained corresponds well with the Last Scandinavian ice sheet maximum in Poland as to have been within 24–19 ka BP (Marks 2010), although in the question under discourse of phase age for the advance, there is no unequivocal answer. Upon OSL dating of glaciofluvial sands at Pustynia-1 and Korzeń Królewski sites (Figs 25, 29) whose age varies within 18.7–18.0 ka BP and are genetically connected with the underlying till, and appearing as high in the hypsometric profile, that by no means can they be correlated with their younger, recessive Vistulian standstills, it is assumable that both the sands and the till have been deposited while the Poznań Phase advanced and whose maximum is evaluated to be 18.4 ka BP (Wysota et al. 2008, 2009).

To infer that a singular advance had taken place in the Płock lobe is furthermore justified in the kinetostratigraphic investigations carried out by the author. Documented in a number of sites, glaciotectionic structures were shown to be aggregated with deformation stages evoked by advances from defined vectors and correlated with tills having been left over. Henceforth the two kinetostratigraphic units, the Vistulian, the younger, manifests itself by a progressive sequence. Such a sequence combined from pro- and subglacial structures as seen at the Otmianowo, Paruszewice, Józefowo-1 (Izbica Kujawska-Pustynia case study area), Korzeń Królewski, Zawada Nowa sites (Tab. 4) proves a singular ice advance. Important for palaeogeography and assessment of the ice dynamics in the Płock lobe is, that the progressive sequence pertains as well glaciomarginal zones allocated in the LGM hinterland and hitherto perceived to be morainic chains undergoing a general recession (Galon, Roszkówna 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983a; Pasierbski 1984; Mojski 2005). Another, supplementary argument, speaking for a singular advance of the last ice sheet onto the area investigated is the system of glacial morpholineaments, i.e. tunnel valleys and eskers, making a collective body of orthogonal, i.e. extensional, and sharp-angled, i.e. compressional, entities (Fig. 41). That order inherited after primary cracking in the ice is legible and hence can be associated with the singular advance (*cf.* Morawski 2005).

The Kaliska site (Domosławska-Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965) is unique for stratigraphy of the younger part of the Quaternary of central Poland in which only one till covers palynologically documented Eemian Interglacial deposits. As the site lies in the marginal part of the Plock lobe (Figs 8, 15) undisclosed and discursive, were, however, palaeogeographic relations in the hinterland, inclusive of the character and rank of the glaciomarginal zones.

Character of glaciomarginal zones. Recognition of geological structure along with sedimentological, mezostructural, lithopetrography investigations and OSL datings of deposits in a number of sites within glaciomarginal zones allowed for a making of models of how zones of the LGM hinterland were being formed (Figs 22, 27) and how they departed from hitherto accepted schemes (Fig. 45). Proved was, that the transverse ranges of the hilly plateau in the LGM hinterland are overridden end moraines. Ranges determined as preLGM-1 and preLGM-2 were being formed during short standstills of transgression along transverse terrain obstacles. Deposited at that time glaciomarginal sediments underwent distortion resulting from proglacial compression, a consequent truncation beneath the moving ice, recognized in the zones examined, belong to two kinetostratigraphic units, the preVistulian and the Vistulian. Older structures constitute the king-pin of the Izbica Kujawska morainic ridge (Figs 24, 25), and hence it is to be accepted as a relict form transformed in the younger, Vistulian, morphogenetic stage. Vistulian glaciotectonic structures constitute together with their covering till a coherent kinetostratigraphic unit consisting in a progressive sequence of deforming structures which in fact, is a record of a singular deformative transgression cycle (c.f. Berthelsen 1978; Hart, Boulton 1991; Van der Wateren 1995; Pedersen 1996). Notable also is the absence of outwash plains originating from glaciomarginal zones while they were being formed. The results obtained allow to negate earlier findings, mainly based on morphostratigraphic criteria, treating of an oscillative-recessive nature of the LGM hinterland zones examined (i.a. Galon, Roszkówna 1967; Roszko 1968; Niewiarowski 1983a; Pasierbski 1984; Dylkowa, Olaczek 1984; Mojski 2005).

The preLGM-1 zone, because its morphological rhythm and inner structure, was ascribed in category of narrow multi-crested push moraines regarded as the effect of a consequent ice advance and propagation of compressive structures towards

the foreland (Bennett 2001). That character of marginal zones is ascribed to surging glaciers or is referred to palaeo-ice streams (i.a. Croot 1987; Evans, Rea 1999; Van der Wateren 1981; Zandstra 1981; Kasprzak 1988; Andrzejewski 2002). The statement is substantial for the assessment of the transgression dynamics that has exceeded the push moraine belt (preLGM-1) and again, curtly, its front halted at the transversely oriented terrain obstacles in the preLGM-2 zone (Fig. 27). Moraine forming in that margin was dynamic and short-lived which is testified by a low glaciomarginal deposits thickness, usually thin with only locally occurring proglacial sediments and an absence of subglacial channels clearly bound with the ridges.

Maximum extent of the last ice sheet in the Plock lobe possibly having been reached during the Poznań Phase is sporadically noted as end moraines or clearly seen sedimentation edges (Figs 8, 9, 10, 11, 15). Proglacial glaciotectonic deformations were found only in marginal forms far from the lobe axis (Przedecz site, Fig. 30), and the course of the LGM line itself is fixed to local foreland relief elements. In the zone between the preLGM-2 line and a maximum ice limit extent no intensive subglacial erosion has been found and beneath the thin till cover preserved are preVistulian glacial relief forms, as around Rogozin (Fig. 15), with intact surfaces bearing traces of periglacial transformation, e.g. Lisica (Fig. 36). Character of that marginal zone speaks for a low ice thickness, a short time of formation with a moderate and varying ice margin dynamics. Moreover it is hypothetically feasible that the movement mechanism and ice dynamics in the margin was highly influenced by thermal conditions of the footwall which was cold in particular patches. This resulted from a low thickness and a shower ice flow which reduced friction heat resulting in an absence of thawing at the ice foot and reciprocally retarded the motion. Those processes effected in the reduction of erosion and subglacial deformation (i.a. Kleman 1994; Marks 1994). This allowed for a preservation of the surface from before the advance, which is legible from the Lisica and Gaj profile records (Fig. 37). However, in the Gole profile, on the till base a deforming bed is seen and is dominated by ductile shear structures (Fig. 37), indicating warm basal conditions. It can thus be claimed that the ice sheet terminal part during the LGM was a mosaic of the two thermal types.

To recapitulate, we can indicate that the last stage of transgression was less dynamic proceeding

as if by inertia, when the ice sheet exceeded the preLGM-2 line. Changes in dynamics and retarding of the ice sheet motion was certainly highly influenced by the opening of the subglacial tunnel drainage that took place just prior to the LGM.

Ice sheet dynamics in the Płock lobe. Lobes are a characteristic element of the morphology of ice sheet terminal parts ending their run on land. Usually they express a varied glaciation dynamics in response to topography, lithology changes and hydrology of the base but can also reflect the distal part much faster as related to the neighboring ice masses of the stream in motion (Krüger 1983; Patterson 1997; Stokes, Clark 2001; Jennings 2006). A number of arguments of a geological nature was collected for the Płock lobe in reference to dynamics which also indicate that the lobe forming was related with the termination of the stream perceived *sensu stricto* as a narrow artery of the accelerated ice in motion (Bentley 1987).

As against the analysis of glaciotectionic structures, sedimentological records and geomorphological evidence, ice flow vectors were reconstructed for the Płock lobe (Figs 40, 41, 42). We determined that the spatial distribution for ice masses in the lobe was fan-like, typical for the distal part of the ice stream terminating on land and intensely fed from its hinterland (cf. Stokes, Clarks 2001). Geological indices for the fast displacement of ice masses became, in that context, uniquely significant and that, also was valid for analyzing the relief and lithology of the base (Fig. 14) together with the assessment of hydrology and the thermics of the ice sheet footwall (Chapter *Prędkość...*), whose alterations substantiate the local differentiation of vectors and ice flow. It was documented that the main component of the rapid ice motion in the lobe was, at its outset, a basal sliding on a thin water film (Fig.38). That, admittedly, was dominant until the ice body came to standstill at preLGM-1, but along the axis of the Płock Basin decline, possibly, even until preLGM-2.

The melt-out and decoupling till found at Guźlin (Fig. 35) is a further good proof for that. At a further transgression the fast flow resulted from a pervasive deformation beneath the ice documented at a number of sites as boulder pavements with flattened and striated clasts, ploughing marks and numerous shear deformations in the footwall and deforming till.

Theoretical results of surface shape and ice thickness (Figs 43, 44) prove that it had a flattened longitudinal profile which is supportive to admit the lobe to have had an outlet nature developed in

the distal part of the fast moving palaeo-ice stream (cf. Patterson 1997; Stokes, Clark 2001); but that, however, facilitated preserving of the older pre-Vistulian morainic forms and retaining of the preLGM-1 and preLGM-2 transverse linear formations bound with the transgression. Kasprzak (2000, 2003) has claimed that transverse glacial lineation is an expression of longer standstills of the ice front. However, in context of the short-lived glacial event in the lobe, the nature of the overridden moraine belts and evidence for the fast ice flow, we can claim the transverse phenomena to be an effect of curt stoppages of the fast displacing ice of a slender thickness impeded by local obstacles, changing in hydrology and possibly basal lithology. Essential in that respect, is an assumed significant ice margin depositive yield conditioned by a prompt supply of ice masses from the hinterland but with a richer subglacial relief and also an easier material intake from the base (cf. Alley et al. 1997).

Role of the Płock lobe in the Vistula palaeo-ice stream dynamics. The handicap in reconstructing lobes in Pleistocene ice stream terminations appears from an inability to provide a similitude to contemporaneous phenomena. Today's streams enter seas, hence there are no examples of the marginal zones being formed by terrestrial ice streams. Essential because of the mechanism of streams, is the subsidence wastage of ice masses at their fronts stimulating simultaneously ice inflow from the hinterland, the drainage zone. With water-terminated streams ice wastage is primordially effected by calving, whereas in terrestrial streams by forming lobes below the Equilibrium Line Altitude (ELA) i.e. ablation zone, where the disappearance of ice proceeds mainly through surface melting (Jania 1993; Stokes, Clark 2001). Palaeo-ice streams in their reconstructions require considering creative predisposals along with local conditions and their life time. Presupposed Scandinavian ice streaming along the Vistulian maximum (Punkari 1997; Boulton et al. 2001b; Marks 2002, 2005a; Wysota 2002; Morawski 2009) is substantiated by a friendly topographic situation, the existence of an Eemian Sea bay and a consequent valley decline and substratum properties that were unconsolidated and mainly of a low permeability. A suitable relief predisposed diversifying the main transport artery of the southwestern part of the Scandinavian ice sheet, the so-called Baltic ice stream, and generating secondary streams – the Odra (B2), Vistula (B3), Mazury (B4) and Lithuania (B5) which entered the area of today's Poland exploiting earlier declines (cf. Marks 2002, 2005a) (Fig. 1). Timing

for overriding the Baltic Basin and the last transgression onto the Central European Lowland was estimated to be *ca* 22 000 BP (Rotnicki 2001) as against radiocarbon deposit datings from the bottom of the western Baltic (22 780±660, 21 480±440 ¹⁴C BP – Kramarska 1998) and its southern coastline (22 30±700 ¹⁴C BP – Rotnicki, Borówka 1995 and 21 600±1060 ¹⁴C BP – Krzyszkowski et al. 1999). After having calibrated the data according to Fairbanks (Fairbanks et al. 2005) the age obtained is respectively 27 351±771, 25 780±599, 26 786±846 and 25 896±1334 cal BP which leads to the conclusion that the advance of the last ice sheet onto the area of today's Poland commenced no earlier than the youngest date. Maximum extent of the ice sheet in western Poland was reached in the Leszno Phase i.e. *ca* 22.3 ka BP as estimated by Wysota et al. (2008, 2009) on luminescence datings of intra and sub till sediments. East of Konin the LGM fell on the Poznań Phase, *ca* 18.4 ka BP (Wysota et al. 2008, 2009), Marks (2002, 2005a, 2010) stressed the asynchronous maximum extent of the last ice sheet in Poland with the advance age in the Leszno Phase assumed as 24 ka BP and the younger events of the Poznań Phase as 19–20 ka BP as he wrote in 2010 against calibrated sub till deposit radiocarbon data and supported by cosmogenic ¹⁰Be and ³⁶Cl isotopes of erratics (left over by the last advance). The proper, *sensu* Bentley (1987) Vistula palaeo-ice stream developed below ELA whose height in the Central European Lowland during glaciations Brodzikowski (1987) estimated as 800–1000 m. Considering the ice cover thickness during LGM the hypothetical line between accumulation and ablation for the last ice sheet should have run along the Szczecin – Świecie parallel. That is concordant with the 0 °C isotherm for the summer season indicated by Kasprzak (2003) for the last ice sheet maximum. Boulton et al. (2009), on the other hand, treats Poland's area as an entity allocated in the ablation zone at the time of the last Vistulian maximum.

The northern part of the ice artery in the B3 palaeo-ice stream was stable since the outset of the last transgression and only the part south of the Noteć valley and the central part of the lower Powiśle underwent dynamic alterations with a double fast episode of a spatially diversified extent, which is to say, south of a hypothetical line up to where recession came, following an older advance in the Leszno Phase (Wysota et al. 2008, 2009). The Leszno advance delineated the LGM west of Konin, whereas along the Vistula line,

according to the authors cited, the ice sheet reached at that time up to the Nieszawa vicinity (*ca* 15 km north of the area investigated). As results from investigations carried out by the author, the Płock lobe area during the Leszno Phase was free from ice and the lobe itself developed only during the Poznań Phase which fits well the time-spatial glacial events scheme presented by Wysota et al. (Wysota, Molewski 2007; Wysota et al. 2008, 2009). They stress that both advances in the Vistula lobe featured a fast ice motion estimated as 250–300 m/year during the Leszno Phase and at least 400–450 m/year during the Poznań Phase, which, east of Konin, overrode the extent of the older phase and delimited the LGM. The vast Vistula lobe made at that time in the periphery of the Scandinavian ice sheet with a width of over 100 km lay at the end of the ice stream and bifurcated onto two secondary lobes – Gopło and Płock (Molewski 2007; Wysota et al. 2009).

Data obtained by the author pertaining dynamics and ice sheet parameters in the Płock lobe support the concept of where the area in the distal part of the ice stream evolved along the Vistula line was located. The present reconstruction of the extent and palaeo-ice stream configuration (Fig. 42) showed that during the Poznań advance the main ice artery of the distal part of the Vistula lobe was displaced from an N–S axis, dominant during the older Leszno Phase and had a NW–SE heading concordant with the Vistula palaeovalley axis (Płock lobe). Incidentally the N–S ice flow has been retained in the Gopło lobe.

Reasons for the stream divergence and geometry changes for the ice flow are to be looked for mainly in local palaeomorphology and the ice sheet reaction to different hydrogeological conditions of the base and, presumably, also in the fast frontal ice disintegration in the presence of a proglacial lake existent in the Płock Basin depression. The fast ice wastage intensified an inflow of ice masses from the hinterland that was supportive of the forming and retaining of the main artery of the flow (cf. Stokes, Clark 2001; Bennett 2003; Greenwood, Clark 2009). In the distal part of the Vistula lobe a relatively most energetic ice flow was shown along a route referring to the Płock lobe axis. It is expressed by longitudinal subglacial megalinear forms in the northern part of the Kujański Plateau (cf. Molewski 2007) which run NWW–SEE and is further unveiled by a melt-out and decoupling till at Guźlin examined by the author in detail. Moreover, from the author's reconstruction of the geometry of ice flow directions in the lobe (Figs 40, 41) based on direct evidence and

intermediary reconstructions according to Morawski (2003, 2005), it appears that the suggested distal ice flow made a lobe with a width of 70 km, visualized in a fan-like flow vector distribution in the rapid displacement.

Evolution of the Płock and Gopło lobes was synchronous, which is testified by a curt glacial event of the Poznań advance, whereas, locally, in marginal parts insignificant oscillatory moves of the front could have taken place. Presumably Skompski (1969) described two tills in the eastern Płock lobe as correlated with the Gąbin and Płock subphases – following the afore mentioned behaviour of the marginal ice sheet parts. The author of this work has not encountered any evidence reported by Skompski (1969) and the Rokicie site profile (Fig. 36) located within the area of the two alleged tills is typical for the formation of the Late Vistulian plateau around Siecień and Dobrzyń. There are no new elaborated sites from that area with OSL datings for sub till deposits. Hence, significant seems to be the Główna profile, a few kilometers east of Dobrzyń presented by Wysota* who distinguished one Vistulian till above OSL – dated sands and claimed them to be 31ka BP old.

Remarks on the method used. Kinetostatigraphy was first used in the reconstruction in the Płock lobe advance. Its application required a combination of mezostructural analysis with sedimentological investigations of tills and their contact with footwall sediments. Finding conformity of glacial and glaciotectionic transport vectors became a foundation for further procedure i.e. defining pro and subglacial domains, distinguishing recessive and progressive sequences along with kinetostatigraphic units, corresponding to an advance. The elaborated procedure initially concerned profiles of single sites and determining a

phenomena sequence and further their correlation to relief and palaeogeography, substantiating the spatial direction of glaciotectionic alterations. Dating sediment underlying disturbed units facilitated the definition of age for sediments that have undergone deforming as well as the time of when the structures have come into being.

The use of kinetostatigraphy is worthy of underlining in defining particular sequences of glacial events, and the more, in areas where multistage sediment deformations have taken place and when an application of hitherto used standard stratigraphic methods are tedious if not impossible, and in case of morphostatigraphy, devious at times. Mezostructural analysis that is consistent in investigative proceedings for kinetostatigraphy had a significant interpretative valour in the examination of the birth of glacial marginal forms and the dynamics of the Płock lobe.

Orientation and vergence of compressive structures allowed for a minute definition of glaciotectionic transport vectors and also for an evaluation of the dynamic state in the margin in transgression.

In the reconstruction of the lobe advance particularly stressed was the rendition of ice flow directions (Chapter *Kierunki...*) (Roman 2007c, 2008a) and also delimiting areas of varied ice flow speeds. The results obtained substantiate an offer for the following reconstruction proceedings: stage one – finding ice movement vectors, stage two – defining features of the ice displacement, inclusive of 1 – reconstructing of a spatial distribution, 2 – connecting it with the ice sheet dynamics, 3 – indicating vector differentiation reasons and speed, 4 – providing a chronology for the inflow of ice masses. The appliance of direct indices for the ice flow and only supported by indirect methods is essential for the procedure offered.

CONCLUSIONS

Numerous fresh data have been found from complex investigations pertaining the advance of the last Scandinavian ice sheet in the Płock lobe.

Those findings allow for a formulation of an own concept of how the glaciomarginal zones were formed, the ice sheet dynamics proceeded, confirming other investigators' views, as well as rejecting some outdated ones. Presented below are

most significant conclusions from the glaciation synthesis. It has been proved that within the Płock lobe in the Vistulian one only transgression had taken place. The event was coincident with the Main Stadial of the Vistulian Glaciation and determined the Last Glacial Maximum (LGM) in central Poland. A clear record of the presence is a single basal till and connected glaciotectionites,

* the paper presented 27 November 2007 in Polish Geological Institute in Warsaw "Chronology, extent and dynamics of the Scandinavian ice sheet advances during Vistulian Glaciation in Poland", authors: W. Wysota, J. A. Piotrowski, A. S. Murray, M. D. Batman

making together a coherent kinetostratigraphic unit.

1. Proved has been that the Vistulian kinetostratigraphic unit both in the morainic plain and as well as in glaciomarginal zones apparent in the LGM hinterland comprises a progressive (transgressive) sequence. That documented sequence is expressed by a stockpiling of small subglacial shear deformations upon proglacial compression structures and testifies a singular transgression.

2. deposits beneath and above the till we determined the transgression to appear between 22.9 and 18.7 ka BP. Thus no explicit answer has been found as to whether the last glaciation maximum in the Vistula lobe fell within the Leszno Phase (*ca* 20.3 ka BP) or perhaps the Poznań one (*ca* 18.4 ka BP). Considering the age and palaeomorphology of the outwash sands resting above the till we found the advance to have taken place within the Poznań Phase.

3. As against litho- and kinetostratigraphic investigations along with OSL datings of deposits, we have proved that transverse trains of the hilly morainic plateau in the LGM hinterland within the Kujawy Lakeland have *de facto* come into being while the ice sheet transgressed, and not, as has so far been believed, that they were strands of recession moraines. They represent overridden push moraines (preLGM-1 margin) or a range of glaciomarginal fans among whom included were fragments of older, pre-Vistulian marginal forms (preLGM-2). It was also found that such a transverse large-scale glacial lineation appeared as an effect of a rhythmical building of structures and forms at the front of the fast moving ice sheet.

4. Basing on geomorphological and geological criteria we specifically stated the last glacial maximum (LGM) limit in the Płock lobe (Korzecznik – Przedecz – Kubłowo – Walentowo – Kamienna – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Szczawin – Gąbin – Mijkowo – Goślice – Zągoty) and also determined that the forming of the LGM marginal zone was curt.

5. On a large amount of sedimentological proofs it is to be seen that the inflow of the ice masses was swift, and probably at a tempo rated by Wysota et al. (2008, 2009) for the Vistula lobe in

the Poznań Phase, i.e. *ca* 400–500 metres yearly. Ice sheet in the Płock lobe featured a warm base system. Only in the marginal part during the LGM the ice sheet base was cold in the patches. Dominant in the mechanism of the ice movement, prior to the subglacial channel drainage build-up and stabilising of the forehead at the LGM line, was a basal sliding on a thin water film resulting in an apparent growth of ice speed and a pervasive subglacial deformation.

6. It has been proved that the ice travel geometry in the Płock lobe was of a fan character, typical for a distal part of a land-based ice stream. Distribution, local flow directions and the displacement tempo of the ice masses were influenced by topography, subglacial hydrology along with the ice base thermics. A low ice thickness in the lobe (*ca* 100–300 m) was also found.

7. Self-elaborated parameters for the dynamics and geometry of the ice masses inflow and palaeoglaciological ones admit to accept as valid that the Płock lobe evolved at the end of the ice stream intensively fed from its hinterland.

8. Geological investigations in the LGM zone bore fruits in documenting at Kubłowo the longest in central Poland undisturbed Eemian–Vistulian sequence, whose palynological record comprises the Eemian Interglacial, Early Vistulian and a significant part of the Plenivistulian, up to the second Plenivistulian cold interval. Vegetal-climatic relations determined by the development of vegetation indicate the lack of an ice sheet in the Early and Middle Vistulian in the Płock Basin.

9. Usefulness of kinetostratigraphy in palaeogeographic reconstruction of glacial events has been demonstrated.

Reconstruction results contribute to a wide current of research on the general model of expanding and the recession of the last Scandinavian ice sheet in Europe. The author hopes the exemplary ice lobe advance will forward further studies, thus providing grounds for testing digital ice sheet models as lately having been stipulated for Poland (e.g. Hermanowski, Piotrowski 2009).

Translated by Jerzy Münnich