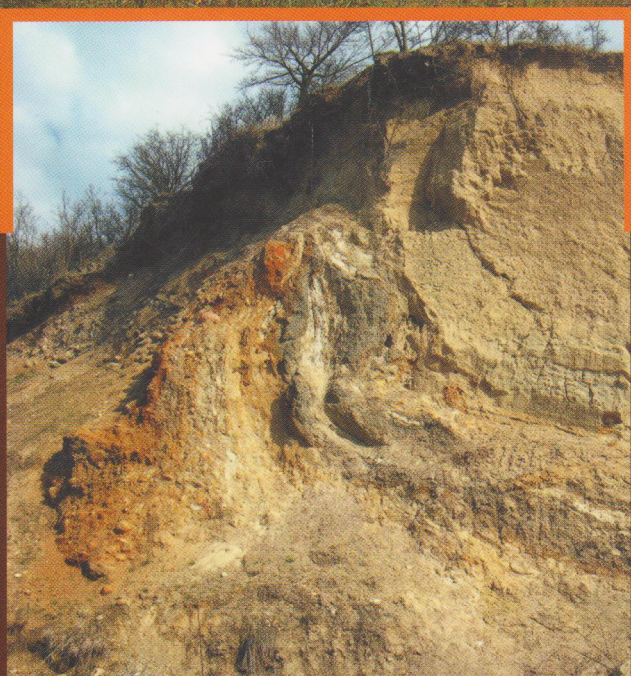




Zbigniew Rdzany
REKONSTRUKCJA
PRZEBIEGU ZŁODOWACENIA WARTY
W REGIONIE ŁÓDZKIM

• ROZPRAWY HABILITACYJNE UNIWERSYTETU ŁÓDZKIEGO •

Zbigniew Rdzany

**REKONSTRUKCJA
PRZEBIEGU ZŁODOWACENIA WARTY
W REGIONIE ŁÓDZKIM**

WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU ŁÓDZKIEGO • ŁÓDŹ 2009



RECENZENT

Leszek Kasprzak

REDAKTOR WYDAWNICTWA UŁ

Małgorzata Szymańska

REDAKTOR TECHNICZNY

Wiesława Lubiech

KOREKTOR

Dorota Stępień

OKŁADKĘ PROJEKTOWAŁA

Barbara Grzejszczak

Na okładce wykorzystano zdjęcia autorstwa Zbigniewa Rdzanego

Publikacja dofinansowana przez Fundację Uniwersytetu Łódzkiego

© Copyright by Zbigniew Rdzany, 2009

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
2009

Wydanie I. Nakład 100 + 43 egz.
Ark. druk. 19,5 + 19 wkl. Papier kl. III, 80g, 70×100
Zam. 54/4441/2009. Cena zł 36,–

Drukarnia Uniwersytetu Łódzkiego
90-131 Łódź, ul. Lindleya 8

ISBN 978-83-7525-277-4

Pamięci Marii i Andrzeja

Spis treści

1. Problematyka i postępowanie badawcze	7
1.1. Uwagi wstępne	7
1.2. Cel pracy i obszar badań	8
1.3. Metodyka badań	14
1.4. Rekonstrukcje zlodowacenia warty w regionie łódzkim	17
2. Pozycja stratygraficzna jednostki warciańskiej	23
2.1. Jednostka warciańska w ujęciu morfostratygraficznym i klimatostratygraficznym	23
2.2. Paleogeografia regionu łódzkiego na tle obszarów sąsiednich od interglacjału mazowieckiego po transgresję lądolodu warty	26
2.2.1. Interglacjał mazowiecki i późniejsze jednostki prewarciańskie	26
2.2.2. Zlodowacenie odry	39
2.2.3. Ocieplenie przedwarciańskie	47
2.3. Poglądy na rangę stratygraficzną jednostki warciańskiej	53
3. Ogólna charakterystyka osadów i form warciańskich	66
3.1. Osady warciańskie w zasięgu zlodowacenia wisły	66
3.2. Strefa warciańskiej rzeźby glacialnej w Europie	71
3.2.1. Odcinek zachodnioeuropejski	71
3.2.2. Odcinek wschodnioeuropejski	74
3.2.3. Odcinek polski ze szczególnym uwzględnieniem regionu łódzkiego	76
4. Rozwój lądolodu	88
4.1. Morfologia, dynamika i reżim termiczny lądolodu	88
4.2. Warunki transgresji i właściwości lądolodu w regionie łódzkim	100
4.3. Podłoże osadów warciańskich	115
4.4. Akumulacja proglacialna i ekstraglacialna	119
4.5. Procesy erozyjno-akumulacyjne i deformacyjne pod lądolodem	130
4.6. Cechy gliny lodowcowej warciańskiej i jej znaczenie morfotwórcze	151
4.7. Zasięg maksymalny lądolodu warty i kształtowanie się jego strefy brzeżnej	167
5. Zanik lądolodu	182
5.1. Rozwój poglądów na sposób deglacjacji	182
5.2. Główne cechy deglacjacji w regionie łódzkim w świetle obecnych badań	184
5.3. Deglacjacja lobu południowowielkopolskiego	186
5.3.1. Deglacjacja strefy działoszyńskiej	186
5.3.2. Subfaza dobrzynki i zanik lądolodu w strefie złoczewsko-szczerzowskiej	197
5.3.3. Subfaza neru i zanik lądolodu w strefie warciańsko-laskiej	218

5.4. Deglacjacja lobu południowomazowieckiego	229
5.4.1. Deglacjacja strefy pilickiej	229
5.4.2. Deglacjacja strefy tomaszowsko-skierniewickiej	232
5.4.3. Deglacjacja Wysoczyzny Rawskiej	257
5.5. Subfaza bzury i cechy dalszej deglacjacji	262
6. Wnioski i uwagi końcowe	265
7. Literatura	273
8. Spis rysunków, tabel i fotografii	301
Summary	307
Od Redakcji	311

1. PROBLEMATYKA I POSTĘPOWANIE BADAWCZE

1.1. Uwagi wstępne

Niniejsza praca jest podsumowaniem ponad dwudziestoletniego etapu zainteresowań autora rekonstrukcjami zdarzeń glacialnych. Stanowi także kontynuację badań geomorfologicznych i paleogeograficznych, podejmowanych na tym obszarze wcześniej przez innych autorów, które można było uznać za warte uzupełniania, weryfikowania i rozwijania.

W rzeźbie przeważającej części regionu łódzkiego dominują krajobrazy glacialne, charakteryzujące się miękkością i łagodnością zarysów form, lecz nie monotonne, zawierające lokalnie znaczne urozmaicenia. Te cechy rzeźby już od wczesnych etapów badań geomorfologicznych i geologicznych były uważane za skutek dłuższego oddziaływania czynników zewnętrznych w porównaniu z występującymi na terenach Polski północnej. Pojawiły się nawet skrajne poglądy, że w miejscach wielkich plejstoceńskich form glacialnych występują jedynie ich kadłubowe ostańce. W celu wyjaśnienia przyczyn tej odmienności morfologicznej uwzględniono odkrycia śladów procesów peryglacialnych. Rekonstrukcje procesów zachodzących w czasie trwania klimatu zimnego doprowadziły do powstania koncepcji o dominującej roli procesów peryglacialnych w rozwoju rzeźby. Jednakże postęp w badaniach historii zdarzeń glacialnych skłaniał niektórych autorów do formułowania wniosków o stosunkowo dobrym zachowaniu śladów środowiska glacialnego zarówno w formach, jak i osadach. Wyniki przedstawionych w niniejszej dysertacji badań wpisują się także w tę tendencję. Umacniają one pogląd, że odmienność krajobrazu regionu łódzkiego od tzw. rzeźby młodoglacjalnej wynika przede wszystkim ze specyficznego przebiegu procesów glacialnych, zaś w dalszej kolejności jest rezultatem przekształcenia denudacyjnego, w tym peryglacialnego.

Rekonstrukcja warunków środowiska w okresie narastania lądolodu i jego zanikania na dość rozległym obszarze wymaga podejścia interdyscyplinarnego. Publikowane studia są zwykle wynikiem odpowiednio skoordynowanej pracy licznej grupy specjalistów z różnych dziedzin. Autor podjął się w tym przy-

padku samodzielnego opracowania, uznając, że w odniesieniu do regionu łódzkiego, w którym formy glacialne badane są już od prawie wieku i udokumentowane w licznych publikacjach, możliwe jest jeszcze opracowanie spójnej i aktualnej koncepcji paleogeograficznej. Warunkami są: zweryfikowanie nagromadzonej do tej pory wiedzy, przeprowadzenie odpowiednich uzupełniających badań oraz wszelkich możliwych porównań z innymi obszarami glacialnymi. Autor starał się uwzględnić w jak największym stopniu przede wszystkim właściwości osadów glacialnych w nowo powstałych odsłonięciach, mając przekonanie, że analizy litofacjalne mogą znacząco poszerzyć dotychczasową wiedzę paleogeograficzną. Do napisania pracy zachęcały zarówno nieznanne dotąd fakty, napotymane w terenie, jak i inspirowały nowe publikacje – niekiedy informujące o badaniach na odległych obszarach glacialnych.

1.2. Cel pracy i obszar badań

Celem pracy jest zrekonstruowanie przebiegu nasunięcia warciańskiego w regionie łódzkim. Rekonstrukcja ta, podjęta na rozległym terenie o zróżnicowanym stopniu dotychczasowego rozpoznania, wymagała zrealizowania szeregu zadań częściowych, a w szczególności:

- analizy pozycji stratygraficznej jednostki warciańskiej na tle plejstocenu oraz relacji okres zimny warty – zlodowacenie warty w sensie paleogeologicznym;
- odtworzenia obrazu paleogeograficznego regionu w okresie poprzedzającym nasunięcie warciańskie;
- opracowania modelu lądolodu warty na etapie transgresji w regionie łódzkim, który uwzględni dynamikę lądolodu, sposób pokonywania urozmaiconej rzeźby przedpola oraz cechy aktywności erozyjno-deformacyjnej i akumulacyjnej;
- rekonstrukcji lądolodu warty w stanie maksymalnego rozwoju, a w szczególności uściślenie linii zasięgu maksymalnego oraz danych o profilu i dynamice jego strefy czołowej;
- opracowania modelu zanikania lądolodu z uwzględnieniem lokalnych odmienności przebiegu procesów deglacjacji;
- określenia roli podłoża lądolodu oraz warunków klimatycznych w przebiegu deglacjacji;
- wyróżnienia charakterystycznych układów przestrzennych form glacialnych oraz ustalenia, czy istnieją powiązania formy glacialne – formy i struktury podłoża;

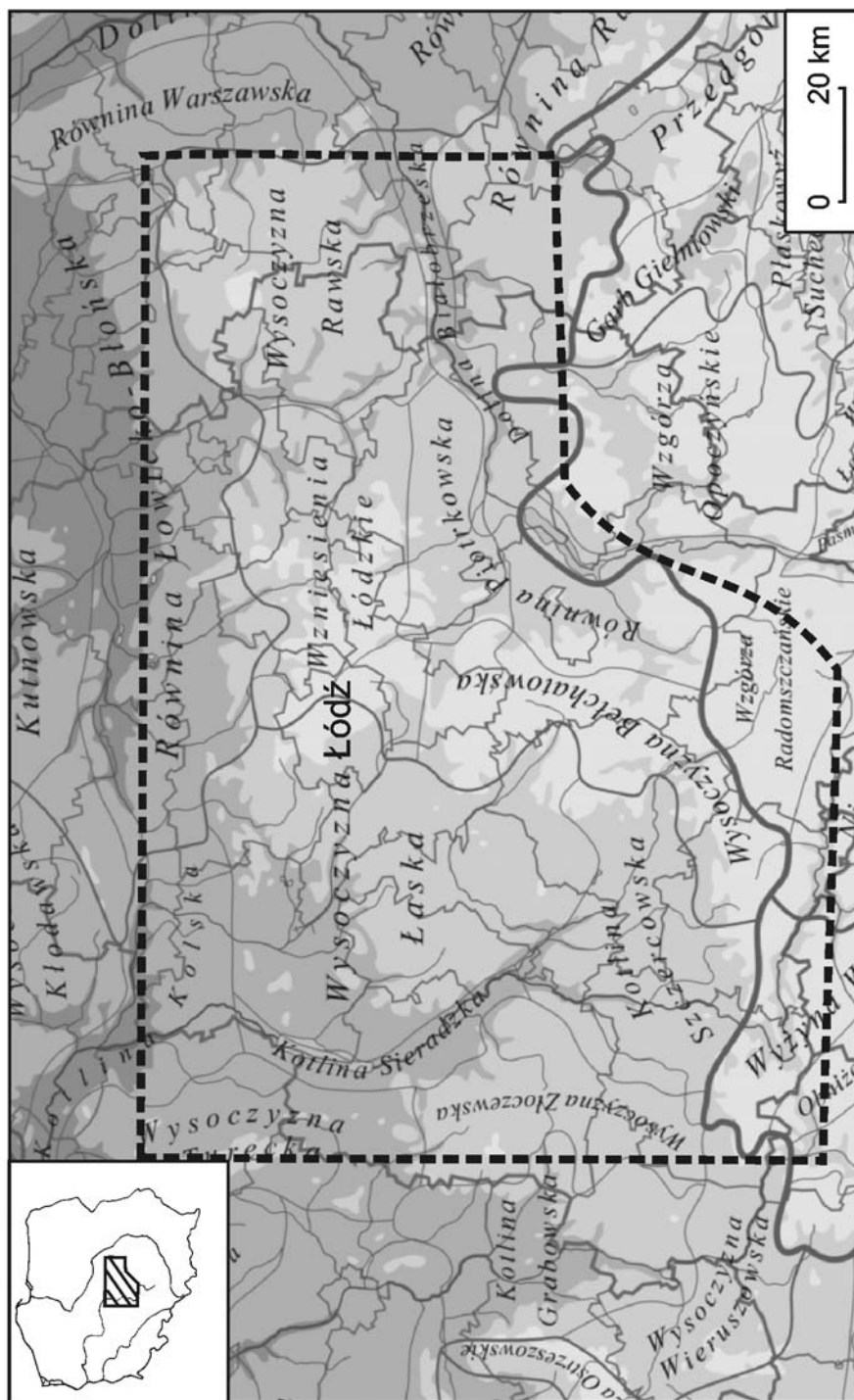
- przeanalizowania danych dotyczących ewentualnego wpływu procesów endogenicznych na przebieg zlodowacenia;
- weryfikacji dotychczasowych poglądów na temat typologii procesów, osadów i form glacialnych.

Obszar podjętych badań rozciąga się w pasie od Wysoczyzny Złoczewskiej i Tureckiej na zachodzie po Wysoczyznę Rawską i Równinę Radomską na wschodzie. Teren ten, o powierzchni około 15 tys. km², wykraczający nieco na wschód i zachód poza zasięg województwa łódzkiego, nazywany jest w niniejszej pracy regionem łódzkim (rys. 1–3). „Region łódzki” nie jest tutaj nazwą własną. Analizowany obszar, mimo iż odznacza się wieloma cechami indywidualności geomorfologicznej, w przyjętym ujęciu przestrzennym nie posiada ostrych granic morfologicznych i nie pokrywa się z żadną formalną jednostką fizycznogeograficzną. Jego zarys stanowi wycinek strefy brzeżnej nasunięcia warciańskiego znanej z bogatego zapisu zdarzeń glacialnych.

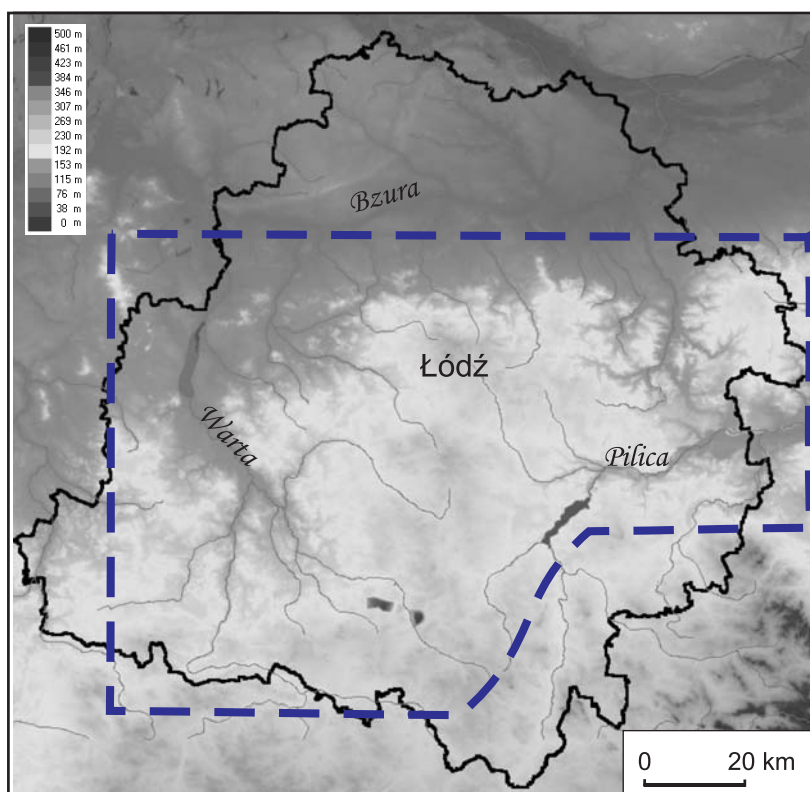
Badania terenowe prowadzono różnicując przestrzenne zasięgi obszarów testowych i szczegółowość analiz w zależności od cząstkowych celów badań i stanu dotychczasowego rozpoznania rzeźby i budowy geologicznej. Analizowano pojedyncze stanowiska (np. wybrane odsłonięcie w kopalni kruszywa), pojedyncze formy, zespoły form glacialnych na danym obszarze testowym oraz grupy form tej samej genezy w skali regionu (np. ozy). Odtwarzany obraz paleogeograficzny był porównywany z danymi z innych części warciańskiej strefy morfogenetycznej. Uwzględnianie sytuacji w innych obszarach, zajętych przez lądolód warciański, było częstokroć niezbędne dla wyjaśnienia zapisu geologicznego wielu zdarzeń w analizowanym regionie. W wielu przypadkach odwoływano się także do rekonstrukcji innych lądolodów plejstoceńskich oraz aktualnych badań współczesnych lodowców i lądolodów.

Analizowany obszar z wielu względów jest szczególnie ważny. Od niego, a ściślej od dorzecza Warty, pochodzi nazwa lądolodu i jednostki stratygraficznej. Przez wielu badaczy (m.in. Baraniecka, 1971a; Baraniecka i Sarnacka, 1971; Wojtanowicz, 2004; Mojski, 2005) jest on uważany za stratotypowy dla okresu między interglacjami mazowieckim i eemskim, czyli dwoma w pełni udokumentowanymi interglacjami o zapisie kopalnym na obszarach lądowych. Istotną jego cechą jest także to, że był zajęty przez część euroazjatyckiego lądolodu warty wysuniętą najbardziej na południe.

Istnienie dość bogatej literatury regionalnej, w tym obszernych monografii, w żadnym stopniu nie przeczy potrzebie kolejnego, nowego ujęcia geomorfologiczno-paleogeograficznego. Dotychczasowe prace, mimo egemplifikacji postępu wiedzy, nie tworzą w pełni usystematyzowanej i aktualnej teorii przebiegu zlodowacenia warty na tym obszarze. Wiele istotnych faktów morfologicznych i geologicznych czeka nadal na wyjaśnienie albo prowadzi do odmiennych interpretacji. Stąd krok autora w kierunku zmiany tego stanu.

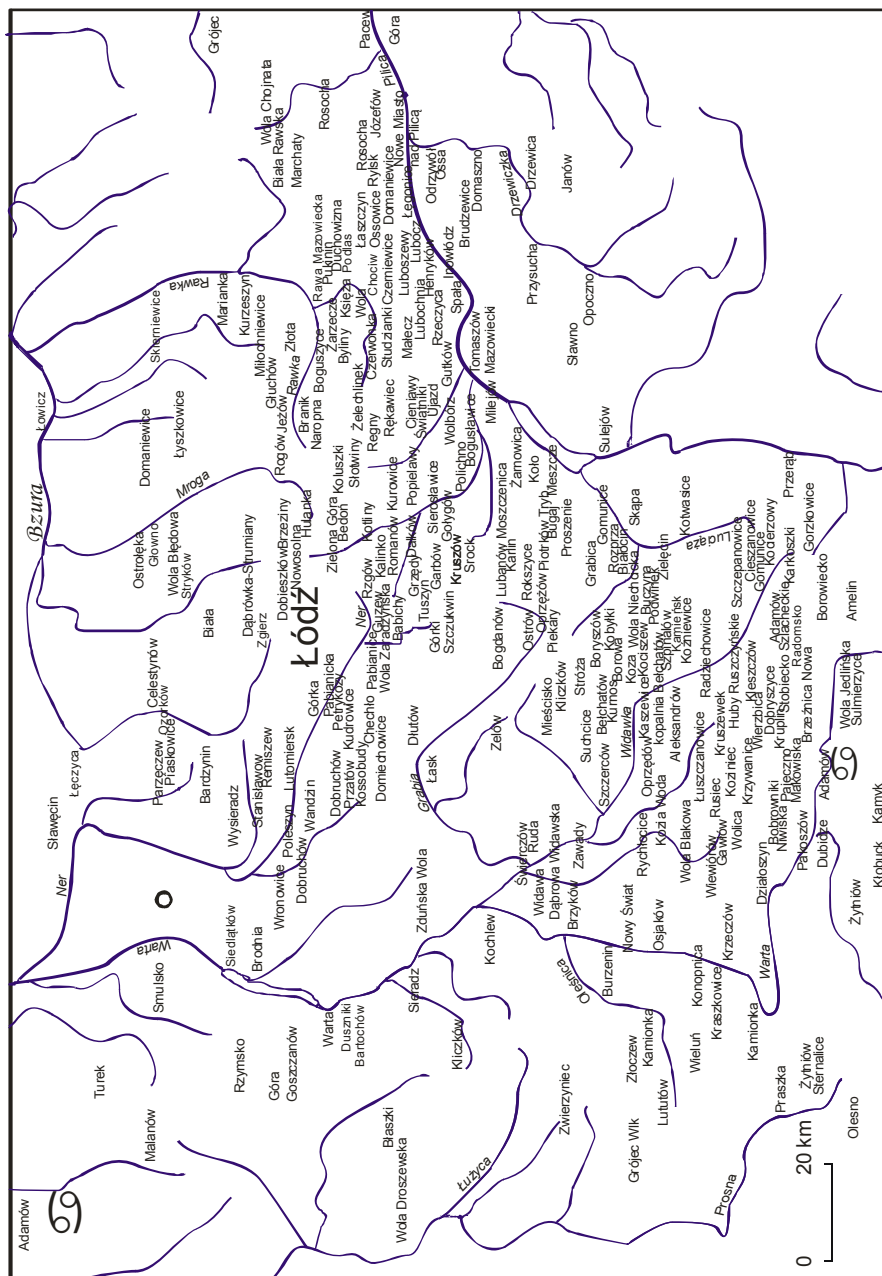


Rys. 1. Obszar badań na tle jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) według Kondrackiego i Rychlinga (2000)



Rys. 2. Główne rysy rzeźby regionu łódzkiego. Linia przerywaną zaznaczono obszar poddany analizie, linią ciągłą – granicę województwa łódzkiego

Dokonując przeglądu piśmiennictwa można zauważyć ograniczoną już aktualność stanu wiedzy oraz zróżnicowany stopień rozpoznania poszczególnych części regionu. Najbardziej zbliżona tematycznie praca Klatkowej (1972a) powstawała niemal cztery dekady temu. Inne cenne opracowania, m.in. Baranieckiej (1971a), Baranieckiej i Sarnackiej (1971), Krzemińskiego (1974) i Kłajnera (1978), obejmują części regionu łódzkiego, wybrane do szczegółowej analizy. Wiele istotnych uaktualnień i szereg nowych tez wprowadzają dzieła Mojskiego (2005) i Turkowskiej (2006a), jednakże zakresy tych ujęć są znacznie szersze. Pierwsza praca naświetla ważne zdarzenia zlodowacenia warty na tle całego czwartorzędu i ukazuje je w skali ogólnopolskiej, natomiast druga z wymienionych prac zawiera charakterystykę rzeźby glacialnej wieku warciańskiego na tle innych środowisk morfogenetycznych i paleogeografii kenozoiku. Porządkuje i systematyzuje wiele zagadnień w świetle aktualnej znajomości rzeźby i geologii kenozoiku regionu łódzkiego.



Rys. 3. Położenie miejscowości wymienionych w tekście

Uzupełniając zasób poznanych faktów, autor skupił się na pewnego rodzaju „wyrównaniu” wspomnianej dysproporcji przestrzennej, opracowując większość stanowisk w części wschodniej regionu (rys. 3).

Autor przedstawia niniejszą pracę mając przekonanie, że mimo znaczącego dotychczasowego dorobku badań wystąpiła potrzeba ponownego zebrania i zinterpretowania faktów dotyczących nasunięcia warciańskiego. Zaistniała ponadto szansa porównania i skorelowania wyników z obszaru analizy z danymi pochodzącymi z innych części pasa zasięgu lądolodu warty, a nawet innych zlodowaceń. Należy zauważyć, że od początku lat 70. nastąpił rozwój metod paleogeograficznych, w tym paleoglacjologicznych, sedymentologicznych i innych; ich zastosowanie niewątpliwie rzutuje na wyniki prowadzonych współcześnie badań.

W modelowaniu lądolodu warty oraz rekonstruowaniu procesów związanych z jego funkcjonowaniem najbardziej pomocne były badania osadów, w szczególności badania litofacjalne oraz analiza rzeźby, mimo niewątpliwych zmian, jakie nastąpiły w okresie postwarciańskim. Cechy geomorfologiczno-geologiczne obszaru badań przeanalizowano na tle całej strefy warciańskiej w Polsce, uwzględniono także wyniki badań lądolodu warty i jego wiekowych odpowiedników w innych częściach Eurazji, a ponadto dane dotyczące okresów ograniczających to zlodowacenie.

Zestawianie licznych danych paleogeograficznych pochodzących z badań z różnych okresów wymagało weryfikacji i ujednolicenia terminologii. Stało się to impulsem do kilku propozycji porządkujących nazewnictwo.

Pojęcie „zlodowacenie” jest rozumiane w niniejszej pracy *sensu stricto* jako regionalne zjawisko glaciologiczne, które nie musi pokrywać się z trwaniem globalnego ochłodzenia rangi glacjału w sensie klimatostratygraficznym (Stankowski, 1996). Do jego użycia upoważnia przede wszystkim dobrze rozwinięty kompleks osadów glacialnych (Lindner, 1987). Świadczy on o wieloskalowym nasunięciu lądolodu. Stosowany w pracy termin „zlodowacenie warty” lub w postaci obocznej „zlodowacenie warciańskie” nie przesądza rangi stratygraficznej (klimatostratygraficznej) tego zimnego etapu plejstocenu – czy jest to glacjał, stadiał, czy może zaledwie faza. Autor nie ustalił faktów, które pozwalają jednoznacznie, rozstrzygająco, opowiedzieć się za określoną rangą piętra warty. Przytacza jednakże fakty i argumenty, które mogą być przydatne w dyskusji na ten temat. Również stosunek starszego nasunięcia – odrzańskiego – do jednostki warciańskiej nie jest jasny. Ostatnio nawet rozważa się jego włączenie do zlodowacenia warty jako starszego stadiału (Marks i in., 1995; Marks, 2000; Lisicki, 2003).

W odniesieniu do nazewnictwa stratygraficznego przyjęto zasadę pisania nazw małą literą. Jest to konsekwencją praktyki w stratygrafii, nawet jeśli nazwy okresów pochodzą od nazw własnych (np. perm, jura), tudzież w naukach

traktujących o historii kultury (renesans, barok). W przypadkach odwoływania się do oryginalnych terminów obcojęzycznych, pozostawiano pierwotną pisownię w nawiasie.

W nazewnictwie geograficznym autor stosował zasadniczo nazwy jednostek według Kondrackiego (Kondracki, 2001; Kondracki, Rychling, 2000), odwołując się niekiedy do nazw z podziału przyjętego przez Dylikową (1973). W tych przypadkach stosowano pisownię z wielkiej litery, właściwą dla nazw własnych. W przypadku użycia nazw regionalnych innych autorów lub określeń nieformalnych, stosowano pisownię małą literą (np. region łódzki, pagórki żelechlińskie, oz Rylska).

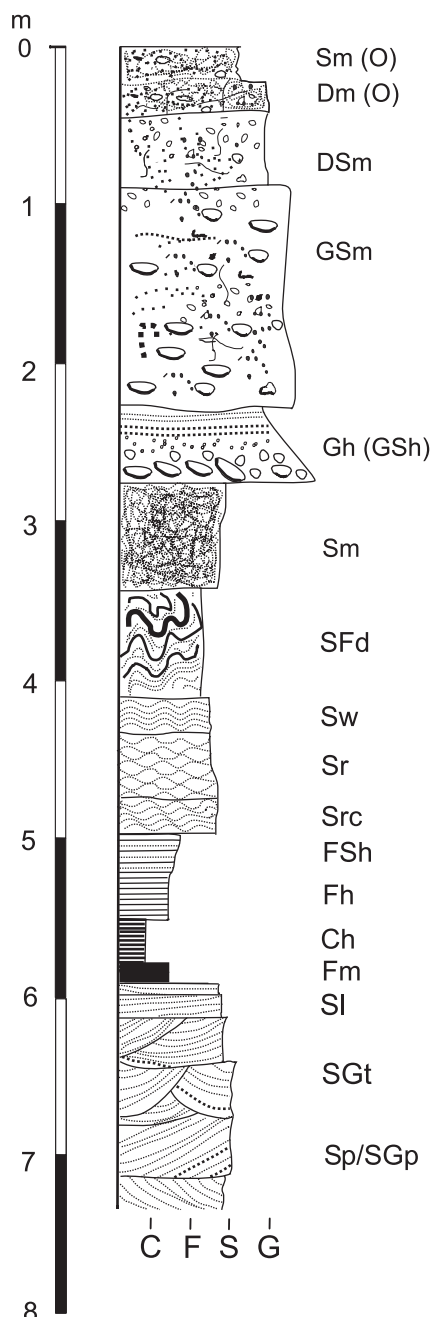
1.3. Metodyka badań

Metody badań zastosowane w niniejszej pracy zostały odpowiednio dobrane i dostosowane do potrzeb poszczególnych zagadnień szczegółowych, składających się na pełną rekonstrukcję paleogeograficzną. Przeprowadzono prace terenowe i laboratoryjne, przeanalizowano archiwalne dane geologiczne, zaś w obróbce danych użyto metod statystycznych i graficznych.

Podstawowe znaczenie w postępowaniu badawczym miały bezpośrednie prace terenowe, przeprowadzone w pasie występowania na powierzchni form i osadów zlodowacenia warty pomiędzy wysoczyznami przylegającymi od zachodu do doliny Warty a Wysoczyzną Rawską i Równiną Radomską na wschodzie (rys. 1–3). Prace te polegały głównie na kartowaniu geomorfologicznym wyznaczonych obszarów testowych, analizie morfometrycznej i morfograficznej wybranych zespołów form oraz analizie litofacjalnej osadów w wybranych odsłonięciach. Analiza litofacjalna prowadziła do określania środowisk sedymentacyjnych poprzez ustalenie hierarchii elementów litofacjalnych: jednostek litofacjalnych, zespołów i kompleksów litofacjalnych. W trakcie analizy dokumentowano cechy strukturalne i teksturalne osadów. Opis litofacji był wykonywany z zastosowaniem zmodyfikowanego kodu litofacjalnego Mialla (1978) i symboli literowych Rusta (1978). W modyfikacjach uwzględniono doświadczenia zaczerpnięte z prac Zielińskiego (1992), Krügera i Kjæra (1999), Benneta i in. (2006) oraz autora, celem odpowiedniego dostosowania metody do specyfiki wykształcenia osadów na analizowanym obszarze. Elementy kodu użyte w ilustracjach przedstawiono w tabeli 1 i na rysunku 4. W formach, w których nie występowały odsłonięcia lub nie dokonano wkopów, wykonywano dla potrzeb pracy sondy ręczne, które dostarczyły niezbędnych danych o teksturze osadów.

Tabela 1. Zastosowane oznaczenia kodowe
– opis w tekście

Kod tekstury osadów	
G	żwir
GS	żwir piaszczysty
GSD	żwir piaszczysty, diamiktonowy
S	piasek
SG	piasek żwirowy
SGD	piasek żwirowy, diamiktonowy
GD	żwir diamiktonowy
SF	piasek pylasty (ilasty)
SD	piasek diamiktonowy
F	pył (mulek)
C	ił
FS	pył (mulek) piaszczysty
D	diamikton
DS/DG	diamikton piaszczysty/żwirowy
O	osad organiczny
Kod struktury osadów	
m	struktura masywna
h	laminacja horyzontalna lub subhoryzontalna
r	laminacja riplemarkowa
rc	laminacja riplemarków wstępujących
f	laminacja smużysta
lc	laminacja soczewkowata
w	laminacja falista
p	warstwowanie przekątne płaskie (tabularne)
t	warstwowanie przekątne rynnowe
l	warstwowanie przekątne niskokątowe
i	warstwowanie nachylone wielokątowe
e	struktura erozyjna dużej skali
d	struktura zaburzona



Rys. 4. Przykładowy profil litofacyjny –
objaśnienia w tabeli 1

Aby zrekonstruować kierunki paleoprądów, w szczególności kierunki płynięcia wód roztopowych w czasie deglacjacji, dokonano pomiarów elementów kierunkowych struktur sedymentacyjnych: przekątnego warstwowania płaskiego, rynnowego i laminacji riplemarkowej. W obszarach zagęszczenia tych pomiarów, np. w wydzielonej strefie deglacjacyjnej tomaszowsko-skierniewickiej, starano się uzyskać obraz regionalny paleoprądów. Uzupełniające znaczenie w dokonywanych rekonstrukcjach miały pomiary orientacji i inklinacji klastów (eratyków) oraz struktur deformacyjnych. Pomiary podlegały obróbce statystycznej, w szczególności obliczeniom wektora wypadkowego i współczynnika zwartości. Do obliczeń statystycznych i prezentacji graficznej wykorzystano m.in. programy StereoNet v.3.03 (Geological Software, Tromsø, 1992–1995) i Stereo32 v. 0.9 (Röller i Trepmann, Bochum, 2003–2007).

Prace laboratoryjne, niezbędne do określenia np. warunków transportu i sedymentacji badanych osadów, objęły:

- analizy uziarnienia, głównie metodą sitową, przy użyciu sit i wytrząsarki marki Fritsch GmbH oraz łączoną metodą sitową i pipetową według Köhna (Jersak i Waga, 1985); wyniki były opracowane przy użyciu programów obliczeniowych do uziarnienia firmy Fritsch GmbH oraz JoseK-SED (Juśkiewicz i Murawski, Toruń, 2004);

- analizy obróbki ziaren (zaokrąglenie według Krumbeina, 1941; analiza obtoczenia ziaren kwarcu metodą graniformametryczną według Krygowskiego, 1964);

- analizy morfoskopowe metodą Cailleaux (1942), zmodyfikowaną przez Goździka (1995b);

- analizy mineralogiczne (głównie analiza skalení, stosowano metodę barwienia azotynokobaltanem sodu według opisu Manikowskiej, 1976).

Dane litologiczne i morfologiczne, uzyskane w terenie i laboratorium, posłużyły następnie do zestawień statystycznych i graficznych. Autor zestawił szereg map tematycznych: geomorfologicznych, geologicznych i paleogeograficznych oraz wykresy, diagramy, przekroje geologiczne, profile morfologiczne i geologiczne różnego typu (w szczególności profile litofacjalne), blokdiagramy, rysunki perspektywiczne oraz inne przestrzenne analizy komputerowe. Zestawienia te – oprócz materiału zebranego bezpośrednio – uwzględniają także materiały archiwalne, po ich krytycznej analizie i weryfikacji.

Przy zestawieniach danych wykorzystano, oprócz wcześniej wymienionych, różnorodne oprogramowanie statystyczne i graficzne, w szczególności: Corel-Draw v. 11, Microsoft Office v. 2003 i 2007, pakiet Surfer v. 8, Grapher i Strater v. 1.02 (Golden Software) oraz Origin (OriginLab).

W rekonstrukcjach wykorzystano metodę morfolineamentów. Brano pod uwagę osie morfologiczne form powstałych w czasie deglacjacji, wyznaczone na podstawie izohips na mapach topograficznych w skali 1 : 10 000 i 1 : 25 000.

Analizowano orientację osi morfologicznych form glacialnych. Jest to metoda nieco odmienna od analizy ruchu lądolodu na podstawie morfolineamentów wyznaczonych metodą Morawskiego (2005, 2007).

Pewnych powszechnie stosowanych analiz nie zastosowano, np. oznaczeń geochronometrycznych. Autor po niepomyślnych próbach datowania bezwzględnego osadów glacialnych metodą TL, podjął decyzję o niestosowaniu tej metody. Na jej niedoskonałość wskazuje wielu autorów. Wyniki oznaczeń tych samych osadów otrzymane w różnych laboratoriach różnią się nawet o około 100 ka (Madeyska, 1992; Klatkova, 1993a). Bluszcz (2000) podkreśla, co jest szczególnie ważne przy datowaniu glin, choć także dotyczy wielu typów osadów stokowych, że nie można oznaczyć wieku osadu, którego ziarna mineralne w czasie transportu i depozycji nie były ekspozowane na światło. Trudna może być także do określenia pierwotna zawartość wody w osadzie, a od niej zależy w znacznym stopniu moc dawki promieniowania pochłanianego przez ziarna.

Z pewnością dokładniejsze wyniki badań geochronologicznych osadów glacialnych warty byłyby bardzo cenne. Prawdopodobnie jednak będzie to możliwe dopiero w przyszłości, kiedy ich metodologia odnotuje znaczący postęp. Autor ograniczył się więc do cytowania licznych danych z prac wielu autorów, uzyskanych głównie dla potrzeb SMGP, mając na uwadze, że spełniają one pewną rolę orientacyjną.

1.4. Rekonstrukcje zlodowacenia warty w regionie łódzkim

Rekonstrukcje zdarzeń glacialnych mają na obszarze Polski środkowej historię sięgającą lat dwudziestych ubiegłego stulecia, a literatura przedmiotu obejmuje już kilkaset pozycji (por. Turkowska, 2006a). Opublikowane do tej pory opracowania dotyczą przeważnie niewielkich zespołów form, często znacznie oddalonych od siebie. Większe prace, charakteryzujące się zróżnicowanym stopniem aktualności, obejmują obszary o powierzchni kilku – kilkunastu tysięcy kilometrów kwadratowych.

Najwcześniejsze badania, dokonywane na podstawie obserwacji terenowych, podejmowane były od lat dwudziestych ubiegłego stulecia (Zaborski, 1926; Lencewicz, 1927; Premik, 1930). Przed II wojną światową badania te pozwoliły uzyskać ogólną wiedzę o genezie rzeźby glacialnej wschodnich i zachodnich fragmentów regionu łódzkiego; część środkowa pozostawała pod tym względem nieznana.

Od chwili powstania łódzkiego ośrodka geograficznego w 1945 r. oraz podjęcia pierwszych, rekonesansowych badań nad genezą form rzeźby, w tym

opracowań przeglądowych map geologicznych, wiedza o osadach i formach zlodowacenia warty w Polsce środkowej zaczęła się stopniowo poszerzać. Jedną z pierwszych, powojennych prac dotyczyła form kemowych w okolicach Rzgowa i Łodzi (Dylik, 1949). Ze względu jednak na bardzo interesujące odkrycia licznych śladów środowiska peryglacialnego na obszarze podłódzkim (m.in. Dylik, 1952, 1953) nurt badań glacialnych rozwijał się przez kilkanaście lat umiarkowanie, niejako w tle intensywnych studiów osadów i struktur peryglacialu.

Dopiero w latach sześćdziesiątych ubiegłego stulecia zwrócono większą uwagę na szczegółowe poznanie genezy wybranych fragmentów krajobrazu glacialnego opisywanego regionu (Balińska-Wuttke, 1960, 1961, 1963, 1965, 1968, 1970; Domosławska-Baraniecka i Skompski, 1967; Baraniecka, 1971a; Dudek, 1966; Jewtuchowicz, 1967, 1970; Klajnert, 1966, 1969; Krzemiński, 1965; Różycki, 1961, 1967, 1972; Ruszczyńska, 1961a, b; Ruszczyńska-Szenajch, 1966a, b). Badania te poszerzyły wiedzę o rzeźbie glacialnej obszaru, lecz także skłoniły autorów do przedstawienia odmiennych sposobów interpretacji genezy form obszaru oraz – w konsekwencji – spowodowały zarysowanie się znacznych różnic w poglądach na dynamikę lądolodu warty, zwłaszcza w odniesieniu do sposobu jego zanikania.

Badania Balińskiej-Wuttke (1960, 1961, 1963, 1965, 1968, 1970), przeprowadzone między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką były swoistą kontynuacją przeglądowych obserwacji Lencewicza (1927). Autorka wyróżnia w ich rezultacie 12 faz postojowych czoła lądolodu warty (stadiału mazowiecko-podlaskiego) w czasie jego ustępowania, którym miały odpowiadać ciągi pagórków i wzgórz morenowych. Przy wyznaczaniu poszczególnych linii postojowych Balińska-Wuttke natrafia na trudności, które tłumaczy nierównomiernym ustępowaniem czoła lądolodu i lokalnym nakładaniem się kolejnych faz postojowych. Pomiedzy formami morenowymi Balińska-Wuttke dostrzega także drobne (50–100 m średnicy) pagórki kemowe. Ich obecność, zdaniem autorki, jest dowodem silnego spękania wąskiej brzeżnej strefy lądolodu i odrywania się od jego czoła pojedynczych brył martwego lodu.

Ruszczyńska-Szenajch (1966a, b), analizując osady czwartorzędu północnej części dorzecza Pilicy, stwierdza, iż lądolód warty dotarł do równoleżnikowego odcinka doliny Pilicy, pozostawiając między Koluszkami i Rzeczą niewielki obszar wolny od lodu. Oprócz akumulacji gliny zwałowej, lądolód pozostawił niewielkie pagórki czołowomorenowe. Autorka zakłada jego recesję frontalną, skutkującą powstawaniem moren czołowych, zgodnie z panującym wówczas powszechnym przekonaniem.

Poglądy wymienionych autorek zostały rozwinięte w dziełach Różyckiego (1961, 1967, 1972), odnoszących się do większych obszarów Polski środkowej. Autor ów przedstawił wielowątkową rekonstrukcję paleogeograficzną na tle

uszczegółowionego podziału stratygraficznego plejstocenu. W odniesieniu do zaniku lądolodu warty sformułował pogląd o frontalnym typie zanikania lądolodu, z fazami postojowymi. Ustępowanie lądolodu stadiału warty przebiegało z zaznaczeniem się dwóch faz: warki (maksymalnej) i grójca, rozdzielonych ociepleniem, nazwanym interglacifazą rawy mazowieckiej. Należy odnotować, że w odniesieniu do pasa zasięgu odry, ów autor stwierdził zanik arealny (Różycki, 1967), w szczególności na zapleczu wyróżnionej przez niego fazy odrzywołu, np. na południo-wschód od Sulejowa i zachód od Radomia. Zachowały się tam mało urozmaicone tereny, wskazujące – zdaniem tego autora – na taki właśnie przebieg deglacjacji.

W połowie lat sześćdziesiątych ukazały się prace, które podważały dotychczasowe poglądy o powszechności frontalnej recesji lądolodu warciańskiego na wschód od Łodzi.

Mojski (1965) przedstawił wątpliwości odnośnie do wyróżnienia licznych faz postojowych lądolodu na tych terenach, zwracając przy tym uwagę na niejasność kryteriów i możliwość wieloznacznego interpretowania faktów przedstawionych przez Balińską-Wuttke (1960). Podważył również zasadność wyznaczania tzw. moren rocznych.

Klajnert (1966) sformułował odmienny, nowatorski pogląd na glacialną genezę rzeźby Wzgórz Domaniewickich. Badania przez niego podjęte prowadzą do wniosku, że wały glacialne w okolicach Domaniewic i Łowicza powstały w wyniku akumulacji materiału piaszczysto-żwirowego w wodach roztopowych, w rozległych i głębokich, sięgających podłoża podlodowego, rozpadlinach martwego bądź stagnującego lądolodu warciańskiego. Zatem reprezentują one formy typu kemowego, co wskazuje na arealny przebieg deglacjacji, a nie tylko na wyodrębnianie się pojedynczych płatów lodu martwego. Autor ów wysuwa przy tym przypuszczenie, że proces ten objął również szerokie otoczenie Wzgórz Domaniewickich.

W tym czasie prowadzono także intensywne badania rzeźby glacialnej w zachodniej części regionu (Krzemiński, 1965; Domosławska-Baraniecka i Skompski, 1967; Baraniecka, 1971a; Baraniecka i Sarnacka, 1971; Klatkova, 1972a).

Praca Krzemińskiego (1965) miała znaczenie wyjątkowe, gdyż ukazała znacznie większe bogactwo inwentarza form glacialnych w dorzeczu Warty, niż do tej pory było znane.

Autor ów udowodnił m.in., że liczne suche doliny płaskodenne i niecki denudacyjne w południowo-zachodniej części regionu łódzkiego pochodzą z fazy kataglacjalnej okresu warciańskiego. Był to pogląd nowatorski wobec powszechnego wówczas przekonania o peryglacialnej genezie tych form i wiekowym ich powiązaniu z ostatnim piętnym zimnym plejstocenu.

Dalsze badania rzeźby glacialnej brzeżnej części lobu Widawki pozwoliły odnotować zaistnienie w jej obrębie różnych typów deglacjacji. Baraniecka i Sarnacka (1971) dowiodły, że stadią warty w dorzeczu Widawki reprezentuje osady powstałe w czasie transgresji lądolodu, gliny zwałowe oraz osady z okresu deglacjacji, przy tym zarówno osady deglacyjne, jak i rzeźba z tego etapu zlodowacenia wykazują bardzo dobry stan zachowania. Autorki dostrzegły, że strefy deglacjacji układają się współkształtnie do biegnącego tędy zasięgu maksymalnego lądolodu. Od tej linii w kierunku wewnętrznym lobu Widawki wyróżniły wąską strefę deglacjacji frontalnej, a dalej obszar deglacjacji arealnej ze strefami: szczelinowego spękania lądolodu, bryłowego rozpadu lądolodu i wytopiskową.

Znaczącym postęпом w badaniach glacialnych analizowanego obszaru była rozprawa Klatkowej (1972a), napisana na podstawie szeroko zakrojonych badań terenowych, z przewagą stanowisk w części centralnej regionu. Autorka opowiada się w niej za samodzielnością zlodowacenia warty. Analizuje pozycję przestrzenną osadów warty na tle zrekonstruowanej konfiguracji podłoża trzeciorzędu i czwartorzędu. Opisuje granicę nasunięcia warty, wydzielając dwa wielkie loby: południowy – Widawki i wschodni – Rawki. Pomiędzy nimi wyróżnia zatokę interlobalną z rozległym sandrem. W brzeżnej strefie zasięgu wyróżnia charakterystyczne typy rzeźby marginalnej. Dowodzi sąsiedztwa obszarów o charakterystycznej morfologii lądolodu transgredującego i lądolodu zanikającego arealnie. Wskazuje przy tym na konieczność ponownego szczegółowego przeanalizowania różnych zagadnień, np. rzeźby okolic Żelechlinka. Uzupełnieniem tej pracy jest rozdział *Geomorfologii Polski* poświęcony rzeźbie regionu łódzkiego (Klatkowa, 1972b).

Obszerne studium rzeźby środkowej części dorzecza Warty, zawierające liczne dowody powszechnego występowania kemów na tym obszarze i jednocześnie ich dobrego zachowania od okresu warciańskiego, przedstawił w 1974 r. Krzemiński. Zaprezentowany bogaty materiał, zebrany w terenie, m.in. ze 140 odsłonieć, jednoznacznie wskazuje, iż dotychczasowe poglądy o denudacyjnym charakterze rzeźby w brzeżnej strefie zasięgu lądolodu warty są wyolbrzymione. Autor ów uważa, że ogólnie mniej urozmaiconą morfologię obszaru w stosunku do pojezierzy Polski północnej należy tłumaczyć innym sposobem zaniku lądolodu, nie zaś skutkiem wielkiej aktywności procesów denudacji peryglacialnej.

Wkrótce potem Klajnert (1978) sformułował tezę o powszechności śladów deglacjacji arealnej w północno-wschodniej części Wzniesień Łódzkich i na przyległym terenie Równiny Łowicko-Błońskiej. Dynamikę procesów deglacjacji odtworzył na podstawie analizy strukturalnej i ustalenia genezy wypukłych form rzeźby. Powstały one – zdaniem autora – w otwartych ku górze szczelinach pomiędzy bryłami martwego lodu, więc należą do kategorii form kemowych.

W syntetycznym profilu osadów autor ów stwierdził wzrost średnicy ziaren ku stropowi kemów i nazwał to „układem wstępującym”, który wyraża wzrost prędkości przepływu wód roztopowych w miarę postępu deglacji. Na podstawie licznych stanowisk terenowych Klajnert (1978) stwierdził, że typowy przekrój poprzeczny kemu wykazuje w części centralnej spokojnie ułożone ławice osadów glacyfluwialnych, w części brzeżnej – utwory „kontaktu lodowego”, zaś u podnóża stoków – różnofrakcyjne osady ablacyjne, często o charakterystycznej, fluidalnej strukturze. Ów przestrzenny układ osadów pozwala zrekonstruować warunki i przebieg sedymentacji glacyfluwialnej oraz proces powstawania kemów w miarę degradacji martwej pokrywy lądolodu. Przy określaniu genezy kemów Klajnert (1978) wykroczył poza warciańskie środowisko glacialne. Stwierdził znaczący wpływ podłoża czwartorzędu na rozwój paleogeograficzny obszaru. Przedstawił tezę o oddziaływaniu tektonicznym antyklinorium środkowopolskiego, które spowodowało wytworzenie się systemu spękań w lądolodzie warciańskim o przebiegu NW-SE i w rezultacie dostosowanie się do tego kierunku osi morfologicznych kemów Wysoczyzny Skierniewickiej. Analiza struktury osadów kemów i odtworzony na tej podstawie system odpływu wód ablacyjnych prowadzą do wniosku, że odpływ ten był wyraźnie zależny od ukształtowania bezpośredniego podłoża lodowca. W procesie tym istotną rolę pełniły podlodowe, prewarciańskie obniżenia dolinne, których osie znajdowały się w tych samych miejscach, co osie współczesnych dolin rzecznych.

W połowie lat osiemdziesiątych ubiegłego stulecia badania skoncentrowały się na wybranych zespołach form glacialnych w różnych częściach regionu łódzkiego, co zaowocowało kilkoma większymi monografiami, szeregiem artykułów i komunikatów (m.in.: Klajnert, 1984a, b, 1992a, b, 1993, 1995, 1998, 2002, 2004; Klajnert i Rdzany, 1987, 1989, 1991; Turkowska, 1988, 1992, 1993; Klajnert i Wasiak, 1989a, b; Rdzany 1992a–e, 1995, 1996, 1997a–e, 1999, 2000a, b, 2002, 2004a–d, 2006a–c; Klajnert i Świdrowska, 1992; Wiczorkowska, 1992; Baraniecka, 1993a–c; Jaksa, 2004, 2006; Jaksa i Szmidt, 2008; Wasiak, 1979). W tym czasie powstało także wiele opracowań arkuszy SMGP.

Opublikowane zostały także prace syntetyczne, np. dotyczące węższych problemów związanych ze zlodowaceniem warty; dla przykładu, Klatkowa (1982) zestawiała dla znacznej części regionu łódzkiego ważniejsze cechy litologiczno-

-petrograficzne osadów ablacyjnych wieku warciańskiego, poszerzając później tę charakterystykę o inne facje utworów warty (Klatkowa, 1993a), zaś Nalewajko (1992) przedstawił analizę cech litofacyjnych glin lodowcowych w Polsce środkowej. Na przełomie stuleci podjęto także badania eratyków, zawartych w glinach glacialnych regionu łódzkiego, co pozwoliło lepiej uporządkować je

zarówno w rozkładzie przestrzennym, jak i litostratygraficznym (Czubła, 2001, 2006). Część regionu łódzkiego wchodząca w skład dorzecza Wisły stała się przedmiotem badań Lisickiego (2003) nad litotypami i litostratygrafią glin lodowcowych, zaś w regionalnych opracowaniach Krzemińskiego i Papińskiej (1993) oraz Krzemińskiego (1997) dostrzegamy nowe naświetlenie wielu zdarzeń zlodowacenia warty. Szczególnym osiągnięciem wydaje się interpretacja rozwoju lobów lądolodu warty we wschodniej Wielkopolsce, oparta na analizie materiału miejscowego podłoża w utworach wodnolodowcowych (Krzemiński i in., 1993; Krzemiński, 1997). Charakterystyką osadów powstałych w czasie zaniku lądolodu warty we wschodniej części regionu i ich interpretacją paleogeograficzną zajmował się również autor niniejszego pracy (m.in. Rdzany, 1992a, 2004b, 2006a). W tym okresie podjęto próby dokładniejszego wyznaczenia linii maksymalnego zasięgu lądolodu warty w różnych jej odcinkach (m.in.: Turkowska, 1988, 2006a; Turkowska i Wieczorkowska, 1993; Rdzany, 2004a; Marks, 2004, 2005). Należy podkreślić także syntetyczne ujęcia cech występowania i morfologii kemów obszaru (Klajnert, 2002, 2004). Istotnym krokiem w poznaniu genezy kemów regionu łódzkiego były nowatorskie badania sedimentologiczne przeprowadzone przez Jaksę (2004, 2006), oparte głównie na metodzie litofacjalnej, dające szczegółowy obraz zróżnicowania ich środowisk sedimentacyjnych. Analizowano w kemach także wybrane struktury deformacyjne (Jaskulski, 2008).

W ostatnich latach stan wiedzy skłania do opracowania większych ujęć syntetycznych. Wspomniane dzieła Mojskiego (2005) i Turkowskiej (2006a) w istotnym stopniu systematyzują wiedzę na temat przeszłości glacialnej i peryglacialnej regionu. W tej sytuacji zamierzeniem autora stało się pogłębione opracowanie paleogeograficzne zlodowacenia warty jako ważnego elementu cyklu zdarzeń o największych skutkach morfogenetycznych w regionie łódzkim.

2. POZYCJA STRATYGRAFICZNA JEDNOSTKI WARCIAŃSKIEJ

2.1. Jednostka warciańska w ujęciu morfostratygraficznym i klimatostratygraficznym

Przynależność form glacialnych regionu łódzkiego do zlodowacenia warty, rozumianego w ścisłym znaczeniu, czyli jako jednostka morfostratygraficzna, już co najmniej od półwiecza nie budzi wątpliwości. Podobne przekonanie dotyczy regionów sąsiadujących od wschodu i zachodu, a także ich dalszych przedłużeń w krajach ościennych. Istnieje także wśród badaczy zasadnicza zgodność poglądów, że zlodowacenie to zaistniało na rozległych obszarach Niżu Europejskiego bezpośrednio przed interglacjałem eemskim, pozostawiając strefę krajobrazu glacialnego o szerokości od kilku do ponad pięciuset kilometrów, której znaczna wyrazistość wynika z faktu, że nie została już objęta transgresją lądolodu w ostatnim glacie. Nie powodują większych kontrowersji także wyróżnienia największych lobów lądolodu warty w Europie środkowej, choć nie ma pełnej zgodności co do szczegółów przebiegu linii maksymalnego zasięgu. Dyskusje na ten temat trwają m.in. w Polsce środkowej. Należy zauważyć także, że dość dobrze zdefiniowany jest kompleks osadów glacialnych w warciańskim pasie krajobrazowym od Danii po Rosję. Jest on dostatecznie rozpoznawalny w zasięgu zlodowacenia wisły, mimo że sedymenty warciańskie występują tam prawie wyłącznie w stanie kopalnym.

Termin „zlodowacenie warty” lub „glacjał warty” jako jednostka klimatostratygraficzna nie jest powszechnie akceptowany. Ani bowiem w Europie, ani poza nią, mimo znacznych wysiłków badaczy, nie rozstrzygnięto do dziś ostatecznie rangi stratygraficznej tej jednostki plejstocenu. Nie udało się jednoznacznie ustalić, czy jest to samodzielny glacjał, jeden z kilku stadiałów w obrębie glacjału, czy wreszcie tylko faza. Jest to zagadnienie niezwykle ważne w stratygrafii plejstocenu, lecz z punktu widzenia przyjętych celów pracy można je uznać za drugorzędne. Jest także mało prawdopodobne, aby badania na tym obszarze mogły ostatecznie rozstrzygnąć tę kwestię. W pracy przyjęto zatem

opcję terminu „zlodowacenie warty” jako pojęcia, które jest oparte na przesłankach morfostratygraficznych, litostratygraficznych i paleoglacjologicznych. Odnotowano jednocześnie wszelkie pozostałe przesłanki, które mogą mieć znaczenie w dyskusji na temat wspomnianej rangi.

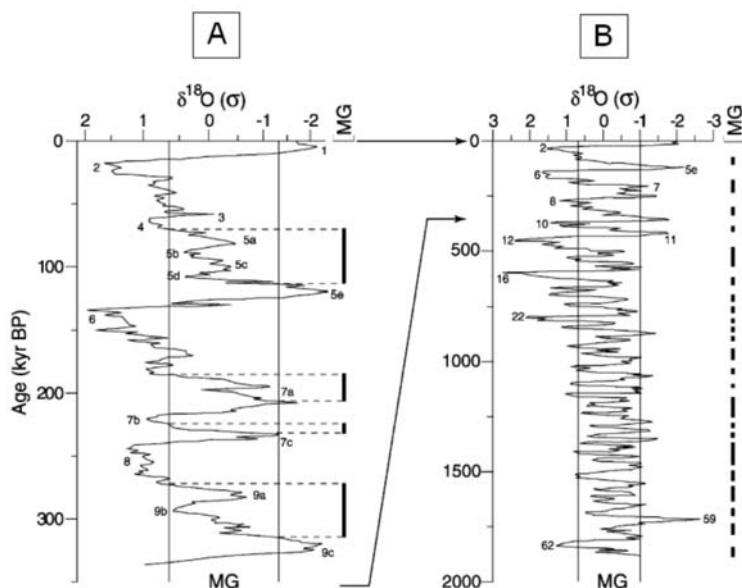
W niniejszej pracy autor skoncentrował się przede wszystkim na rekonstrukcji przebiegu zdarzeń w czasie rozwoju i zaniku lądolodu warty w jego najbardziej na południe wysuniętej, podłódzkiej części. Podstawą formułowanych wniosków były wyniki badań litofacjalnych i geomorfologicznych przeprowadzonych przez autora oraz informacje na temat lądolodu warty i środowiska jego rozwoju, zaczerpnięte z publikacji autorów reprezentujących różne dyscypliny naukowe. Wiele faktów przeanalizowano na tle całego lądolodu, dużego fragmentu kontynentu, czy nawet w świetle zdarzeń o charakterze globalnym. Z tych powodów koniecznym stało się także zestawienie aktualnej wiedzy na temat pozycji lądolodu warty w systemie klimatostratygraficznym plejstocenu.

Istotnym problemem, związanym z piętrzem warty jest brak ustalonych, powszechnie akceptowanych ram czasowych jego trwania. Górną granicę jednostki warciańskiej można obecnie uznać za dobrze zdefiniowaną, bowiem najczęściej bywa wiązana z dość precyzyjnie określonym początkiem interglacjału eemskiego. Granica ta to ważny argument za rangą „glacjału”. Problemem jest jednak w dalszym ciągu ustalenie rangi stratygraficznej okresu poprzedzającego i wieku dolnej granicy jednostki warciańskiej. Głównym tego powodem są trudności z ustaleniem wyraźnego zapisu w osadach, spotykane w zasięgu zlodowaceń wewnątrz kontynentów. Z tego powodu rekonstrukcje paleogeograficzne na obszarach lądowych muszą być prowadzone w powiązaniu z wynikami badań osadów głębokomorskich, gdzie luki stratygraficzne występują rzadziej i obejmują krótsze odcinki czasu.

Pewną pomoc, choć jeszcze niewykorzystaną dostatecznie, wnoszą do dyskusji o randze stratygraficznej piętra warty badania osadów oparte na analizie stosunku izotopów tlenu ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), wykonywane niekiedy daleko poza zasięgiem lądolodu warty (rys. 5, 6), przede wszystkim na materiale z osadów dennych oceanów (np. standard *SPECMAP*). Uwzględnia się także analogiczne dane z osadów długotrwałych jezior tektonicznych, nacieków w jaskiniach węglanowych oraz raf koralowych. Badania te pozwoliły na konstrukcję krzywych termicznych, precyzyjnie odzwierciedlających wahania temperatury powierzchniowych wód oceanicznych czy ustalenie warunków termiczno-wilgotnościowych panujących w jaskiniach. Są one odpowiednio korelowane z krzywymi cyklicznych zmian energii słonecznej. Uzupełniane są także innymi danymi, np. z badań okrzemek czy detrytusu glacialnego z dryfujących gór lodowych (*IRD – Ice Rafted Debris*). Krzywe *SPECMAP*

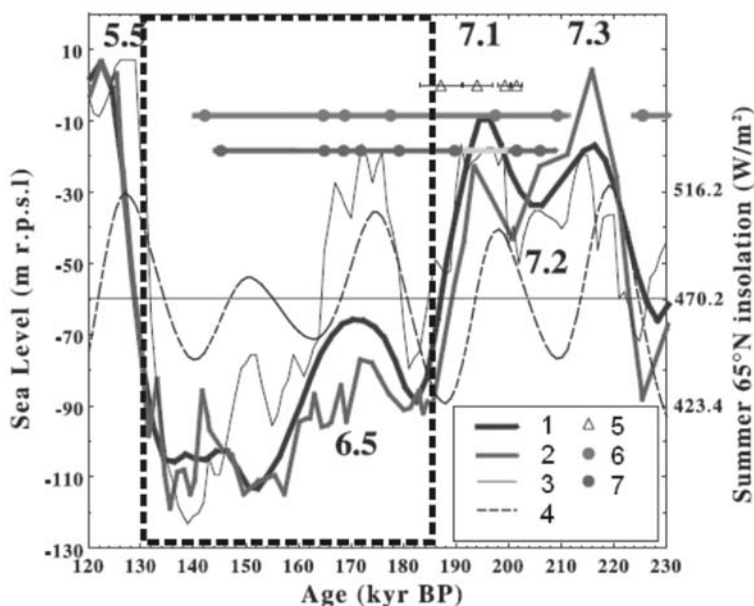
i inne dane izotopowe pokazują charakterystyczny rytm zmian, w którym dość wyraźnie zaznaczają się cykle ponad 100-letnie, glacialno-interglacialne. Określane są skrótem *MIS* lub *OIS* (*Marine Isotope Stage, Oxygen Isotope Stage*). Piętra te numerowane są wstecz, począwszy od holocenu. Ocieplenia mają numery nieparzyste, ochłodzenia różnej rangi – parzyste. Należy zauważyć, że do tej pory dość precyzyjnie został poznany cykl ostatni, obejmujący piętra izotopowe 1. (holocen) i od 4. do 2. (złodowacenie wisły/weichselian) oraz końcowy etap cyklu starszego, czyli piętro 5. (interglacjał eemski), zaś jednostki starsze, w tym piętro warciańskie i poprzedzające go ocieplenie przedwarciańskie – znacznie mniej dokładnie.

Okres istnienia lądolodu warty przypada na młodszą część piętra szóstego, a według niektórych badaczy – na całe piętro szóste. Jest to odcinek czasu, który odznacza się już słabszym stopniem skorelowania danych lądowych z danymi ze stratygrafii głębokomorskiej. Dla zrozumienia wielu zagadnień związanych ze złodowaceniem warty potrzebne jest przeanalizowanie jednostki warciańskiej w różnych aspektach. Istotne jest odtworzenie tła paleogeograficznego, a w szczególności cech podłoża osadów warciańskich.



Rys. 5. Szóste piętro izotopowe na tle krzywych izotopowych z osadów głębokomorskich według Fredin (2002) oraz Williamsa i in. (1988)

A. Zapis morskiego $\delta^{18}\text{O}$ (σ) z otworu V19-30 z basenu Panamy na podstawie otwornic dennych. Czarna pogrubiona linia oznacza trwanie zdarzeń paleomagnetycznych. Dane izotopowe: Shackleton i Pisias (1985), skala czasowa: Martinson i in. (1987). B. Krzywa izotopowa ostatnich 1,8 mln lat, według Williamsa i in. (1988)



Rys. 6. Krzywe różnych zjawisk piętra izotopowego szóstego i sąsiednich na tle zapisu zmian poziomu morza w czasie przedostatniego cyklu glacialnego, według Barda i in. (2002)
 1 – krzywa SPECMAP (Imbrie i in., 1984), 2 – krzywa organizmów bentonicznych według Martinsona i in. (1987), 3 – krzywa objętości lodu według Shackletona (2000), 4 – moc promieniowania słonecznego na szerokości 65°N, 5 – rafy koralowe Barbados, 6 – nacieki z Bahamów, 7 – nacieki jaskini Argentarola

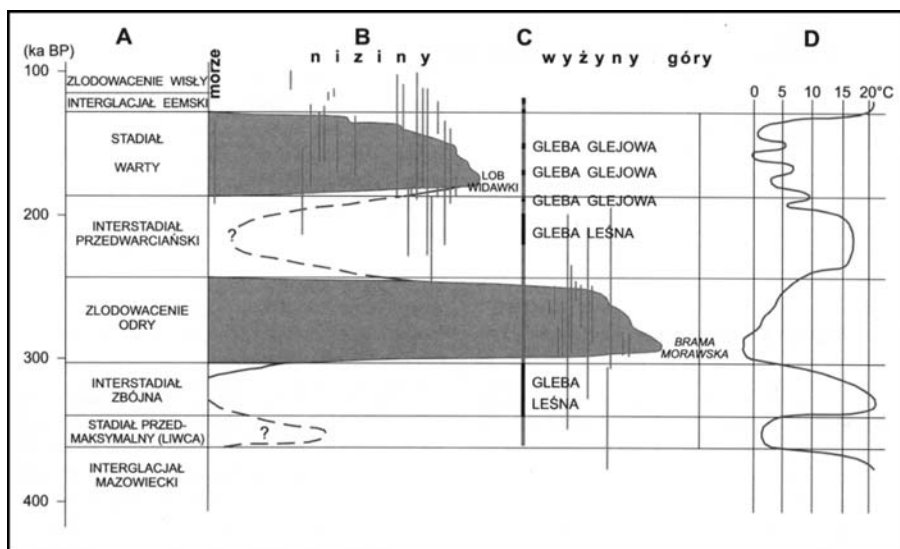
2.2. Paleogeografia regionu łódzkiego na tle obszarów sąsiednich od interglacjału mazowieckiego po transgresję lądolodu warty

2.2.1. Interglacjał mazowiecki i późniejsze jednostki prewarciańskie

Z licznych badań litostratygraficznych, paleontologicznych i oznaczeń izotopowych wynika, że wyraziste ocieplenie o niekwestionowanych cechach interglacjału, o zapisanym dobrze obrazie paleogeograficznym, poprzedzające zimny okres warty, miało miejsce przed ok. 400 ka, prawdopodobnie w 11. piętrze izotopowym. Później nastąpiły jeszcze dwa ocieplenia, w odstępach ponad stu ka, których ranga klimatostratygraficzna jest dyskusyjna. Odpowiadają one w stratygrafii głębokomorskiej piętrům dziewiątemu i siódmemu (rys. 5, 6, tab. 2, 3). Na obszarach kontynentalnej Europy pierwszy okres ciepły to interglacjał mazowiecki, zwany w Europie zachodniej przeważnie interglacjałem holsztyńskim lub holsteinianem. W stosunku do wszystkich interglacjałów

i interstadiałów starszych od interglacjału eemskiego został on poznany najdokładniej pod względem sukcesji roślinnej. Do dziś jednak nie ma absolutnej pewności, czy interglacjał mazowiecki powinien być korelowany z piętrzem izotopowym jedenastym, jego wczesną częścią, czy z piętrzem dziewiątym, co w ostatnich latach jest niekiedy rozważane (por. Eissmann, 2002; Kukła, 2005).

Interglacjał mazowiecki przedłużony po początek zlodowacenia odry bywa nazywany także interglacjałem wielkim (Różycki, 1961). Jest to odpowiednik terminu *Gross Interglacial* Pencka i Brücknera (1909), który bywa stosowany do dziś (*Great Interglacial* – np. Kukła, 2005). Nie jest to jednak najlepiej dobrane pojęcie ze względu na interwały chłodne, włącznie ze zlodowaceniami *sensu stricto*, które udokumentowano w jego obrębie. Bardziej odpowiednie wydaje się stosowanie określenia saalian, w randze supercyklu (SC3) (Kukła, 2005). Tak rozumiany saalian może być porównywany z pojęciem „piętro odry” (Mojski, 2005), które obejmuje cały okres między interglacjałem mazowieckim a eemskim. W świetle podziału Mojskiego (2005) jednostka warty była ostatnim, najmłodszym stadiąłem piętra odry (rys. 7, tab. 2, 3). Z punktu widzenia zapisu litostratigraficznego takie podejście jest zasadne, gdyż w przeciętnym profilu osadów tego interwału plejstocenu zachowały się prawie wyłącznie osady środowisk klimatu zimnego – jeśli nie glacialne, to peryglacialne. Osady interglacialne lub interstadialne, zawierające materiał organiczny, należą do rzadkości.



Rys. 7. Jednostka warty w świetle podziału stratygraficznego Mojskiego (2005), opis uproszczony
 A – podział stratygraficzny (fragment), B – zasięgi lądolodów liwca (linia przerywana), odry i warty, C – profil lessu na podstawie prac H. Maruszczaka, D – krzywa rocznej temperatury wzdłuż południka Bramy Morawskiej; kreski pionowe oznaczają zakres dat TL
 wybranych stanowisk

Tabela 2. Korelacja wybranych podziałów stratygraficznych w Polsce i w Europie od interglacjału mazowieckiego

WIEK (KA)	PIĘTRA TLENOWE	WG BERA, LINDNERA I MARKSA (2007) PIĘTRA I KOMPLEKSY	WG MOJSKIEGO (2005)	WG BARANIECKIEJ (1990)	WG LINDNERA (1988)	NIZINA NIEMIECKA - CZĘŚĆ CENTRALNA I WSCHODNIA (EISSMANN, 2002)
	1	HOLOCEN	HOLOCEN	HOLOCEN	HOLOCEN	HOLOCEN
20	2	KOMPLEKS PÓŁNOCNOPOLSKI WISŁA	ZŁODOWACENIE WISŁY	ZŁODOWACENIE BAŁTYCKIE INTERGLACJAŁ KRASTUDZKI ZŁODOWACENIE TORUŃSKIE INTERGLACJAŁ EEMSKI	ZŁODOWACENIE PÓŁNOCNOPOLSKIE PLEJSTOCEN GÓRNY STADIAŁ GŁÓWNY INTERSTADIAŁ GRUDZIĄDZA STADIAŁ ŚWIECIA INTERSTADIAŁ GNIEWU STADIAŁ TORUŃA INTERGLACJAŁ EEMSKI	ZŁODOWACENIE WISŁY PLEJSTOCEN GÓRNY WEICHSELIAN (TRZY SERIE GLACJALNE 9-10 INTERSTADIAŁÓW) EEMIAN
40	3					
60	4					
80	5a					
90	5b					
100	5c 5d					
120	5e	EEM	INTERGLACJAŁ EEMSKI	INTERGLACJAŁ EEMSKI	INTERGLACJAŁ EEMSKI	EEMIAN
140	6	WARTA ODRA	STADIAŁ WARTY	ZŁODOWACENIE WARTY	ZŁODOWACENIE WARTY	FLAMING (WARTHE) PHAZE
160						
180						
200						
220	7	LUBLIN	INTERSTADIAŁ PRZEWARCIAŃSKI	INTERGLACJAŁ PILICY	INTERGLACJAŁ LUBAWSKI	SEYDA INTERVAL
240						
260	8	KRZNA	ZŁODOWACENIE ODRY	ZŁODOWACENIE ODRY	ZŁODOWACENIE ODRY	LEIPZIG PHASE (BREITENFELD AND BRUCKDORF ADVANCE) POMSSEN INTERVAL ZEITZ PHASE
280						
300						
320	9	ZBÓJNO	INTERSTADIAŁ ZBÓJNA	INTERGLACJAŁ ZBÓJNA	INTERGLACJAŁ ZBÓJNA	PIĘTRO CIEPŁE DOMNITZ
340	10	LIWIEC	STADIAŁ PRZEDMAKSYMALNY (LIWCA)	ZŁODOWACENIE LIWCA	ZŁODOWACENIE LIWCA	PIĘTRO ZIMNE FUHNE
360						
380	11	MAZOWSZE	INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI	INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI	INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI	HOLSTEINIAN (INTERGLACJAŁ)
400						
420						

W tej sytuacji, aby uniknąć pewnej nieadekwatności terminów „interglacjał” i „glacjał”, zaproponowano pojęcie kompleksu środkowopolskiego (Ber i in., 2007), który obejmuje także interglacjał mazowiecki. Tworzą go więc kolejne jednostki klimatostratygraficzne pierwszego rzędu: mazowsze, liwiec, zbójno, krzna, lublin, odra i warta (tab. 2).

W przypadku braku dowodów palinologicznych na interglacjał, dokładniejsze określenie wieku osadów rozdzielających osady zlodowaceń południowopolskich i warty obarczone może być znacznym błędem. W wielu analizach stratygraficznych utwory np. ciepłych pięter zbójeńskiego i lubelskiego mogą być potraktowane jako osady interglacjału mazowieckiego. Przedstawiona dalej ich analiza została przygotowana ze świadomością tego faktu.

Tabela 3. Pozycja i podział jednostki warciańskiej w świetle wybranych podziałów stratygraficznych

WIEK (KA)	WG RÓŻYCKIEGO (1881, 1967)	WG BARANIECKIEJ I IN. (1978)	WG BERA (2010)	WG WOJCIANOWICZA (2004)	WG MOJSKIEGO (2005)	WG LINNERA (2005)
120	INTERGLACJAL EEMSKI	INTERGLACJAL EEMSKI	INTERGLACJAL EEMSKI	INTERGLACJAL EEMSKI	INTERGLACJAL EEMSKI	INTERGLACJAL EEMSKI
140	GLACJAL STADIAL MŁAWY INTERGLACJAL REGINIŃSKI	STADIAL MŁAWY INTERSTADIAL REGINIŃSKI	STADIAL MŁAWY	STADIAL RECESYNY	ZŁODOWACZENIE ŚRODKOWOPOLSKIE	
160	GLACJAL STADIAL WKRY INTERGLACJAL BUGO-NARWI	STADIAL PÓŁNOCNOMAZOWIECKI (WKRY)	STADIAL WKRY	INTERSTADIAL STADIAL WKRY	STADIAL WARTY	
180	GLACJAL STADIAL WKRY INTERGLACJAL BUGO-NARWI	GLACJAL BUGO-NARWI	STADIAL RÓGOWICA	INTERSTADIAL INTERSTADIAL STADIAL PRZEDMIASTWYNY	STADIAL WARTY	
200	GLACJAL STADIAL WKRY INTERGLACJAL BUGO-NARWI	STADIAL MAZOWIECKO-PODLASKI (WARTY)	STADIAL RÓGOWICA	STADIAL WCZESNY	INTERSTADIAL STADIAL KAMIENNEJ (MAKSYMALNY)	
220	INTERGLACJAL PILICY	INTERSTADIAL PILICY	INTERGLACJAL LUBAWSKI	INTERGLACJAL LUBELSKI	INTERSTADIAL PRZEDWARTY	INTERGLACJAL LUBAWSKI
240	GLACJAL RADOMSKI		ZŁODOWACZENIE ODRY		ZŁODOWACZENIE ODRY	ZŁODOWACZENIE KRZNY

Jeśli przyjąć, że interglacjał mazowiecki jest odpowiednikiem jedenastego piętra izotopowego, to na podstawie licznych już obecnie datowań osadów głębokomorskich można ustalić, iż miało to miejsce w okresie 423–362 ka; odcinek czasu o najcieplejszym klimacie, w pełni interglacialnym, jest zawężony do interwału 408–398 ka. Osady północnego Atlantyku z tej części ocieplenia nie zawierają detrytusu mineralnego z gór lodowych, mimo intensywnych prądów wód pochodzących z Arktyki. Okres ten, podobnie jak piętra izotopowe 5e i 1, to wyjątkowo ciepły interglacjał na tle ostatnich dwunastu pięter, czyli w ciągu pięciu ostatnich cykli klimatycznych (~450 ka). Globalna kubatura lodów była wówczas mniejsza niż obecnie, choć temperatura wód powierzchniowych północnego Atlantyku mogła być nieco niższa (Bauch i in., 2000).

Powstaje pytanie, czy ustalenia stratygrafii głębokomorskiej dla MIS 11 odpowiadają wynikom badań interglacjału mazowieckiego w Polsce. Według podziału przedstawionego przez Mojskiego (2005) okres ten w wariacie najszerszym co do trwania może się mieścić nawet w granicach 460–250 ka (rys. 7). Jest to więc interglacjał mazowiecki *sensu lato*. Można sądzić, że w takim ujęciu zawiera on również przedział pięter 10–7. Z kolei zdaniem Boguckiego i in. (2004) interglacjał ten obejmuje interwał 430–400 ka, co odpowiada danym Baucha i in. (2000) dla piętra jedenastego. Ostatnio Nitychruk i in. (2006) podtrzymali pogląd, że osady morskie tego piętra są ekwiwalentem interglacjału mazowieckiego zapisanego w kopalnych osadach jeziornych na Podlasiu.

W pasie zasięgu warty w Europie ślady interglacjału mazowieckiego rozpoznawane są znacznie częściej niż skutki kolejnych ciepłych wahaní klimatycznych aż po ocieplenie przedwarciańskie (tab. 2). Nie zawsze jednak autorzy prac informują o przyjętym zakresie interglacjału mazowieckiego, co utrudnia dokładniejsze porównania. Sposób zapisu interwałów ciepłych w profilach plejstocenu tego obszaru jest zróżnicowany. Dominuje powierzchnia degradacyjna, lecz są także miejsca o znacznym nagromadzeniu osadów fluwialnych i limnicznych. Na Wyspach Brytyjskich wyróżniany jest interglacjał hoxnian, którego osady zajmują pozycję pomiędzy zlodowaceniami anglian i wolstonian. Jest to więc interglacjał mazowiecki *sensu lato*. W Danii jego odpowiednikiem jest interglacjał vejlby, w czasie którego osadzały się ily jeziorne i gytie. W Holandii występują z tego okresu utwory morskie (tzw. morza holsztyńskie) oraz osady fluwialne z florą. W Niemczech występują liczne stanowiska osadów jeziornych, rzecznych i morskich holsteinianu. Najlepiej poznano tam osady jeziorne, gdyż na obszarze poprzedniego zlodowacenia, czyli elsterianu, funkcjonowały pojezierza. Takie rozległe pojezierze zrekonstruowano we wschodnich i południowo-wschodnich Niemczech. Jak podaje Eissmann (2002), tylko między Harzem a Nysą na około 40 udokumentowanych stanowisk holsteinianu, 20 stanowią stanowiska z osadami jeziornymi. Na podstawie badań

w północnych Niemczech jego trwanie określono na 370–347 ka, co skłania niektórych badaczy niemieckich do korelowania go z piętnastym (Eissmann, 2002; Börner, 2004). Rodzi to potrzebę rozważania przesunięć w oznaczaniu młodszych jednostek izotopowych, aż po piętro 5e, czyli interglacjał eemski. Na wschód od Polski osady tego interwału plejstocenu udokumentowano również w licznych stanowiskach. Odpowiednikami są: na Białorusi – interglacjał aleksandryjski, w Rosji – aleksandryjski, smoleński lub lichwiński, na Ukrainie – zavadivka (Gaigalas, 1995; Matveyev, 1995; Ber, 2000).

Przegląd licznych danych z badań osadów lądowych i morskich Eurazji prowadzi do wniosku, że zarówno w interglacjale mazowieckim, jak i w interglacjale eemskim klimat w większej części Eurazji był nieco cieplejszy niż klimat obecny. Nie ma jednak pełnej zgodności danych izotopowych i pochodzących z badań flory na stanowiskach na kontynencie (por. Bauch i in., 2000).

W Polsce poznano również wiele stanowisk interglacjału mazowieckiego, a w niektórych regionach można uznać jego osady za dobrze określony horyzont przewodni. Należy do nich przede wszystkim równoleżnikowy pas od regionu łódzkiego po południowe Podlasie (Nitychoruk, 1995; Lindner i Marciniak, 1998; Mojski, 2005). W okolicach Sulejowa już w latach 20. dokonano pierwszych ważnych odkryć stanowisk interglacjału mazowieckiego (Lilpop i Passendorfer, 1925). Był to pierwszy „prawdziwy interglacjał” w Polsce z osadami o udowodnionej pozycji międzymorenowej. Profil czwartorzędu w Barkowicach Mokrych został uznany za jedyny w Polsce, gdzie występują dwa poziomy interglacjalne, datowane florystycznie (Rühle, 1952). Utwory interglacjalne rejonu doliny Pilicy pomiędzy Barkowicami a Białobrzegami stały się przedmiotem wielu prac (Passendorfer, 1928; Różycki, 1947, 1961; Ciuk i Rühle, 1952; Sobolewska, 1952; Lindner, 1978; Trzmiel, 1990; Brzeziński, 1992a; Szałamaucha, 1992; Kłoda, 1993). Interglacjalne osady rzeczne tego obszaru to głównie piaski drobnoziarniste z wkładkami żwirów.

Przeważa pogląd, że w opisywanym interglacjale przed optimum miały miejsce przede wszystkim procesy erozyjno-denudacyjne i akumulacja pokryw wietrzeniowo-stokowych, zaś maksymalne wcięcie erozyjne jest równoznaczne z optimum (Różycki, 1961; Lindner, 1978). Głębokość rozcięć erozyjnych, które wówczas powstały, była największa w skali całego plejstocenu. Erozja rzeczna spowodowała powstanie sieci dolin sięgających głębokość 30–40 m, a niekiedy nawet ponad 60 m. Występują one zarówno w zachodniej, jak i we wschodniej części regionu. Słabszy rozwój dolin jest obserwowany w centralnej części, nazywanej Garbem Łódzkim, który – podobnie jak obecnie – pełnił rolę wzniesienia wododziałowego. Najgłębsze doliny rozwinęły się w obszarach aktywnych tektonicznie na peryferiach regionu łódzkiego. Choć ówczesny system dolinny nie był identyczny z obecnym, odśrodkowy układ dolin już wtedy był wyraźnie ukształtowany. Po optimum pogłębione doliny stopniowo ulegały zasypaniu miąższymi seriami piaszczystymi.

Sieć dolinną interglacjału mazowieckiego stosunkowo dobrze poznano w zachodniej części regionu łódzkiego. Do największych jej elementów należała dolina pra-Warty. Wyniki badań Skompskiego (1971b) oraz Krzemińskiego i Bezkowskiej (1987) pozwalają ustalić ówczesne wcięcie jej odcinków powyżej Widawy na co najmniej 25–32 m. Według Lindnera i in. (1982) biegła ona południkowo, a na szerokości geograficznej Poznania skręcała na zachód. Forma ta, wypełniona osadami o miąższości 20–50 m, osiągała na zachód od regionu łódzkiego szerokość do 20 km. W Wielkopolsce prześlędzono ją na odcinku 170 km. Łączyła się z doliną pra-Laby i kierowała się ku morzu holsztyńskiemu na NW od Berlina.

W innych długotrwałych dolinach zarówno rozcięcie, jak i późniejsze zasypanie było także większe w porównaniu z obecną sytuacją. Na przykład wcięcie odpowiednika niewielkiej obecnie doliny pra-Łużycy na Wysoczyźnie Żłoczewskiej oceniono na 25–30 m (Baliński, 1999). W rowie Kleszczowa w Folwarku wyróżniono osady rzeczne interglacjału mazowieckiego o miąższości 81 m – wyjątkowej w tej części regionu łódzkiego, choć przeważnie osiągają tam 20–40 m (Baraniecka, 1971b). Poza strefą rowu tektonicznego osady te są znacznie cieńsze – rzędu 10–20 m. Fakty te potwierdzają ówczesną aktywność tektoniczną (Baraniecka i Sarnacka, 1971). W rejonie Gorzkowic oraz w pobliżu Niechcic osady rzeczne osiągają średnio 30–40 m (Ruszczyńska-Szenajch, 1966b; Kurkowski i Popielski, 1991). W Wygodzie koło Bełchatowa wypełnienie niewielkiej kopalnej doliny oznaczono metodą TL na 363 ka (Ziomek, 1992a, b).

Liczne są zapisy interglacjału mazowieckiego na terenie Kotliny Szczercowskiej, Wysoczyzny Żłoczewskiej i Wysoczyzny Łaskiej. Opisano tam osady rzeczne i – w mniejszym stopniu – utwory jeziorne o miąższości dochodzącej do 20–30 m (Sarnacka, 1970; Baliński i Gawlik, 1986; Krzemiński i Bezkowska, 1987; Baliński, 1992a, b, 1997; Dutkiewicz, 1992a; Bezkowska, 1993). Żwiry rzeczne i piaski pyłowate rzeczne i jeziorne z okolic Zduńskiej Woli, przypisywane temu interglacjałowi, wydatowano na 412 i 367 ka (Bezkowska, 1993).

W centralnej i wschodniej części regionu łódzkiego udokumentowano głównie profile osadów rzecznych z tego okresu. Miąższość ich w dolinach kopalnych Wolbórki, Moszczanki, Bieliny i Piasecznicy sięga 30 m (Nowacki, 1992), zaś w kopalnych dolinach okolic Tuszyńa – 20 m (Turkowska i Wieczorkowska, 1994). Na terenie Wzniesień Łódzkich i Równiny Łowicko-Błońskiej Brzeziński (1992b) dowiódł istnienia głębokich rozcięć, które w dolinie Mrogi dochodzą nawet do 60 m. Mięższe na 30–38 m osady rzeczne tego interglacjału, udokumentowane palinologicznie, złożone w dwóch lub trzech cyklach sedymentacyjnych, opisano w Jamnie i Strugienicach koło Łowicza (Brzeziński, 1991). Obfitą sedymentację rzeczna stwierdziła w okolicach Skierniewic również Balińska-Wuttke (1970).

Mimo wielu poznanych do tej pory stanowisk występowania osadów interglacjału mazowieckiego, najczęściej jest on reprezentowany luką stratygraficzną lub poziomem bruku żwirowo-głazowego (np. Baliński i Gawlik, 1986; Baliński, 1999). W takich przypadkach nie ma zwykle pewności, z jaką rangą i długością okresu międzylodowcowego mamy do czynienia. W południowej części regionu, w obszarach płytkiego występowania skał podłoża mezozoicznego, interglacjałowi mazowieckiemu przypisuje się warstwy rumoszu różnej miąższości. Na Wzgórzach Radomszczańskich takie pokrywy rumoszowe i żwirowo-piaszczyste, akumulowane w kilku cyklach, osiągają nawet do 15–20 m grubości (Wągrowski, 1990). Ku północy miąższość ich spada, np. w okolicy Bełchatowa do około 5 m (Ziomek, 1992b).

W regionie łódzkim, pomiędzy osadami interglacjału mazowieckiego *sensu stricto* a osadami piętra warty, wyróżniany jest kompleks glacialny o dużym stopniu ciągłości przestrzennej, który może pochodzić z jednego nasunięcia. Natomiast w schematach klimatostratygraficznych opracowanych dla większych obszarów wydziela się aż 3 piętra zimne: liwiec, krznę i odrę, przedzielone ociepleniami zbójno i lublin (Ber i in., 2007). Oznacza to, że w regionie łódzkim w jednym z tych okresów zimnych mogło zaznaczyć się jedno wielkoskalowe nasunięcie lądolodu. Ów kompleks glacialny to według powszechnego przekonania ślad bezpośredniego poprzednika nasunięcia warciańskiego – lądolodu odrzańskiego. Niemniej jednak, w związku z dużym błędem dotychczasowych datowań bezwzględnych, rozważanie innej przynależności napotykanych pod osadami warty starszych kompleksów glacialnych jest zasadne.

Opisane z regionu łódzkiego osady jako pochodzące z interglacjału mazowieckiego, powstawały między optimum interglacjału mazowieckiego a nasunięciem lądolodu odry, a w przypadku braku gliny odrzańskiej – do nasunięcia warciańskiego. Przyjmowanie tak szerokiego zakresu wiekowego uzasadnione jest ograniczoną dokładnością datowań bezwzględnych, brakiem osadów glacialnych z rozdzielających okresów zimnych oraz trudnościami z odróżnianiem osadów glacialfluwialnych, fluwioperyglacialnych oraz fluwialnych z klimatu umiarkowanego w materiale z wierceń. Część osadów, opisanych w licznych publikacjach jako rzeczne interglacialne, może faktycznie być utworami glacialfluwialnymi lub glacialimicznymi, gdyż wychodzą one w strefy kopalnych wysoczyzn i rozpościerają się szeroko, w sposób charakterystyczny dla pokryw glacialfluwialnych i sandrów. Prawdopodobnie więc niektóre serie osadów na przekrojach geologicznych i w opisach map geologicznych niepoprawnie zaklasyfikowano jako utwory fluwialne. Mogą to być np. utwory z okresu transgresji lądolodu odry lub w przypadku braku osadów wieku odrzańskiego – nawet ze zlodowacenia warty. Przykładem takich znacznie młodszych utworów są miąższe serie piaszczyste, występujące w górnych partiach stoków doliny

Rawki na zachód od Rawy Mazowieckiej, zaliczone do interglacjału mazowieckiego i interstadiału przedwarciańskiego przez Balińską-Wuttke (1960, 1963, 1965, 1968). Sedymenty te, występujące m.in. w okolicach Zarzecza i Bylin, przeanalizowane w kilku odsłonięciach i ponad 100 sondach ręcznych, noszą cechy osadów glacialimnicznych, a ich pozycja stratygraficzna wskazuje jednoznacznie na związek z zanikaniem lądolodu warty (Rdzany, 1997a). Można sądzić, że taką „redukcję” niektórych profili domniemanych osadów interglacjału mazowieckiego można przeprowadzić i w innych obszarach. Warto podkreślić, iż mimo wspomnianych niżej licznych miejsc występowania miększych serii interglacjału mazowieckiego (wielkiego) są dość rozległe tereny, gdzie nie napotkano, mimo intensywnych poszukiwań, większych serii z tego ocieplenia. Przykładem jest środkowa i wschodnia część Wysoczyzny Łaskiej (Klatkowa, 1987a, b, 1988). Być może zastosowano tam ostrzejsze kryteria wyróżnienia osadów o cechach interglacialnych. Zwraca uwagę także inna prawidłowość. W tej samej warciańskiej strefie na terenie południowych Niemiec, zwłaszcza w Saksonii (Eissmann, 2002), a w Polsce na terenie Podlasia, znaleziono stosunkowo niewiele stanowisk osadów rzecznych interglacjału mazowieckiego, natomiast wiele miejsc występowania kopalnych osadów jeziornych (np. Nitychoruk, 1995). Jest to odwrotna proporcja w stosunku do tej, jaka wyłania się z analizy arkuszy SMGP w regionie łódzkim.

Do nielicznych znanych przykładów osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego należy dość rozległa seria mułków i piasków limnicznych o miąższości do 20 m w okolicy Tuszyna (Turkowska i Wieczorkowska, 1994). Autorki ustaliły, że w strefie zaburzeń glacictektonicznych osady te pogrubiają się nawet do 50 m. Utwory te zawierają węglany w ilości 9–14% oraz znaczną ilość materii organicznej.

Osady organiczne o miąższości około 5,5 m, wypełniające niewielką kopalną misę jeziorną, wypełnioną osadami z interglacjału mazowieckiego, zostały znalezione także na stanowisku Folwark 93K w kopalni Bełchatów, w zagłębieniu stropu gliny, której miąższość przekracza 40 m (Balwierz i in., 2006). Wiek został dowiedziony na podstawie analiz palinologicznych i diatomologicznych. Baraniecka i Sarnacka (1971) z obszaru dorzecza Widawki do jeziornych osadów interglacjału mazowieckiego zaliczyły mułki, piaski, torfy i gytie o miąższości od 4 do 22 m w Podwinku, Kaszewicach, Szczercowie, Aleksandrowie i Radziechowicach. Są to głównie osady starorzeczy, a także powstałe w zbiornikach wodnych na wysoczyźnie (Aleksandrow). Osady jeziorne tego interglacjału znaleziono także w Remiszewie i Stanisławowie koło Lutomierska (Baliński, 1992a). Na arkuszu Rzeczyca Kłoda (1993) znalazł osady jeziorne (mułki, iły i piaski), które mają ponad 22 m miąższości. Ze Wzgórz Radomskich Wągrowski (1990) opisał mułki i gytie, które mają dokumentację palinologiczną, obejmującą cztery fitofazy od początku interglacjału mazowiec-

kiego po jego optimum. Kurkowski i Popielski (1991) w rejonie Gorzkowic w stropie osadów rzecznych znaleźli mułki, powstałe w starorzeczach. Osady te, zdaniem autorów, pochodzą z okresu transgresji lądolodu środkowopolskiego.

Przytoczone fakty każą kwestionować pogląd o istnieniu wielkiego pojezierza w interglacjale mazowieckim *sensu lato* na tym obszarze. Potwierdzają one także dawne już spostrzeżenia Różyckiego (1961), że w Polsce środkowej zachowały się głównie ślady starorzeczy, a w części południowej – jezior krasowych. Zastoisko dolnej Pilicy stanowiło zbiornik wyjątkowy, związany ze zlodowaceniem (liwca?), lecz rozwijało się w dużej odległości od lądolodu.

Wielokrotnie odnoszono się do faktu powszechnego występowania powierzchni destrukcyjnej, odpowiadającej interglacjałowi mazowieckiemu. Jewtuchowicz (1967) uważał, że w interglacjale wielkim nastąpiło największe w plejstocenie zniszczenie starszych glin morenowych. Według Baranieckiej i Sarnackiej (1971) w dorzeczu Widawki w czasie interglacjału mazowieckiego doszło do silnego speneplenizowania terenu na poziomie około 160 m n.p.m. i wyeksponowania wychodni podłoża mezozoicznego na znacznych przestrzeniach. Bardzo silnie zostały zniszczone osady zlodowacenia południowopolskiego, które – jak przypuszczają autorki – były najgrubsze, ponieważ lądolód tego zlodowacenia miał największy zasięg. Głębokiej erozji w tym czasie sprzyjało według Baranieckiej (1975) uaktywnienie ruchów tektonicznych, zwane fazą mazowiecką. Erozyjną rolę interglacjału podkreślił także Lindner (1972) na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Również Klatkowa (1987a) przedstawiła pogląd, że zaznaczyła się wówczas znaczna redukcja osadów glacialnych. Największe zmiany rzeźby miały jednak miejsce w ówczesnych dolinach rzecznych.

Wielkie znaczenie denudacji w interglacjale mazowieckim kwestionuje Krzemiński (1974), który uważa, że brak lub ograniczone występowanie osadów glacialnych starszych od interglacjału mazowieckiego wynika nie z aktywności procesów erozyjno-denudacyjnych, lecz z mało wydajnej akumulacji glacialnej lądolodu południowopolskiego, zależnej od faktu, że był on cienki i słaby.

Należy zauważyć, że opinie o prostym związku ilości materiału morenowego z grubością lodu mogą być łatwo kwestionowane w świetle obserwacji współczesnych lodowców. Pogląd Krzemińskiego (1974) wymaga więc dookreślenia. Można sądzić, że lądolód starszy od interglacjału mazowieckiego, gdy sięgał znacznie dalej na południe, na tym obszarze głównie erodował, a akumulował tylko lokalnie. Lądolód ten nie mógł być cienki w regionie łódzkim w okresie maksymalnego rozwinięcia, kiedy jego czoło sięgało po okolice Bielska-Białej. Wówczas dotarł o 150–200 km dalej na południe od regionu łódzkiego, pokonując obszary wzniesione wyżej o ponad 200 m. Jeśli przyjąć, że jego profil był bardzo łagodny, np. jak w modelu Mathewsa (1974), jego miąższość na tym obszarze mogła wynosić 500–700 m. Jeśli natomiast odzna-

czał się bardziej stromym profilem części brzeżnej, podobnym do określonego w modelu Sugdena (1977), grubość lądolodu w regionie łódzkim mogła sięgać nawet do 1500–2000 m. W regionie łódzkim akumulacja bazalna nie miała istotnego znaczenia, poza niektórymi obniżeniami. Taki przypadek został udokumentowany np. w rowie Kleszczowa, gdzie w warunkach sprzyjających akumulacji odłożona glina zlodowacenia południowopolskiego (sanu 2?) osiąga ponad 40 m miąższości (Balwierz i in., 2006). Można zatem przyjąć hipotezę, że osady glacialne zlodowacenia sanu powstały głównie w czasie zaawansowanej deglacjacji, kiedy procesy akumulacyjne nasiliły się w strefie brzeżnej, funkcjonującej w Polsce środkowej. Wówczas lądolód mógł być tutaj cienki i mało dynamiczny, jak to sugeruje Krzemiński (1974).

W profilach osadów obszarów położonych na północ od regionu łódzkiego wyróżniane są utwory glacialne jednostki liwca (np. Ber i in., 2000), powszechnie uznawanego za poprzednika nasunięcia odrzańskiego. Zlodowacenie liwca uważane było dawniej za odpowiednik zlodowacenia krzyny (Mojski, 1993a) lub stadiału przedmaksymalnego zlodowacenia odry (Mojski, 2005). Można ten poziom wiązać z 10. piętrem izotopowym (Lindner i Marks, 1993) lub z piętrem 8. – w przypadku, gdyby potwierdziły się przypuszczenia, że interglacjał mazowiecki jest ekwiwalentem piętra 9. Tak jak w Polsce, również na innych obszarach lądowych Eurazji istnieje znaczna trudność w skorelowaniu osadów poszczególnych pięter kompleksu saalianu z piętrami izotopowymi. Zasięg lądolodu liwca nie jest doprecyzowany. Przeważa opinia, że lądolód ten objął głównie Polskę północno-wschodnią. Na Suwalszczyźnie, w przypisywanej mu glinie glacialnej, której miąższość sięga nawet 32 m, charakterystyczna jest znaczna (do 26%) zawartość dolomitów (Ber, 2000). Lisicki (2003) identyfikuje to nasunięcie z litotypem „C” gliny lodowcowej.

Ślady tego nasunięcia, wysunięte najbardziej na południe, występują w środkowej i być może w południowej części Niziny Mazowieckiej (Różycki, 1967, 1972; Baraniecka, 1984, 1990; Lindner, 1984; Rzechowski, 1986; Sarnacka, 1990; Ber i Lisicki, 2004; Mojski, 2005; Turkowska, 2006a). Wskazuje się na okolice Warki, a nawet dolinę dolnego Wieprza jako miejsca prawdopodobnego występowania osadów glacialnych tego nasunięcia. Mogą także znajdować się na północnym obrzeżeniu regionu łódzkiego, gdyż w części Równiny Łowicko-Błońskiej wskazuje taką możliwość Brzeziński (1991). Badania litostratygraficzne glin przeprowadzone przez Lisickiego (2003) potwierdzają zasięg zlodowacenia liwca po Kotlinę Warszawską. Objęcie zlodowaceniem liwca wysoczyzn podłódzkich jest mało prawdopodobne. Kilku autorów rozważało jednak taką możliwość. Ruszczynska-Szenajch (1966a) sygnalizowała występowanie gliny ze stadiału przedmaksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego koło Tomaszowa Mazowieckiego będąc w przekonaniu, że stanowisko to znajduje się poza zasięgiem lądolodu warty. Jednak w późniejszych opracowa-

niach autorka ta nie wyróżnia w ogóle osadów glacialnych ze zlodowacenia środkowopolskiego starszych od stadiału radomki na terenie południowego Mazowsza i Podlasia (Ruszczyńska-Szenajch, 1976). Należy także odnotować, że Kłoda (1993) znalazł wprawdzie w dolinie Rokitny i Pilicy glinę, którą zaliczył do stadiału przedmaksymalnego, jednak przytoczone przez niego wyniki analiz litologiczno-petrograficznych wskazują raczej na zlodowacenie sanu 2. Podobna sytuacja geologiczna występuje we wschodniej części pasa warty. O ile podaje się dowody istnienia dość rozległego poziomu glacialnego zlodowacenia liwca na Pojezierzu Mazursko-Suwalskim (Ber, 2000), na południowym Podlasiu ponad utworami interglacjału mazowieckiego stwierdzono z tego okresu jedynie ekstraglacialne osady rzeczne (Nitychoruk, 1995).

Z przeglądu prac, w których analizowano istnienie śladów zlodowacenia liwca (stadiału przedmaksymalnego) wynika, że wydzielenie tej jednostki opiera się głównie na osadach akumulacji wodnej. Według Baranieckiej (1984) jest to tzw. „seria zasypania”, która powstała na bliższym lub dalszym przedpolu lądolodu. Pełni ona rolę maskującą rzeźbę interglacjału mazowieckiego. W regionie łódzkim, podobnie jak na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz na Nizinie Mazowieckiej, włącza się do niej często osady glacialne i zastoiszkowe. Należy zauważyć, że Jewtuchowicz już w 1967 r. odnotował fakt, iż „seria zasypania” występuje zarówno pod przedostatnią, jak i pod najmłodszą gliną glacialną w okolicach Łęczycy. Serie te są zatem różnego wieku; mogły powstawać w czasie kolejnych transgresji. Analiza arkuszy SMGP z regionu łódzkiego i licznych profili wiertniczych pogląd ten potwierdza. Wynika z tego niewielkie znaczenie tych serii jako poziomów przewodnich.

Według Turkowskiej (2006a) do zlodowacenia liwca w regionie łódzkim należą osady typu zastoiszkowego, występujące w dolinie środkowej Wolbórki, w rozcięciach z interglacjału mazowieckiego. Należą do nich osady mułkowe ze stanowiska w Świątnikach, dla których autorka uzyskała daty 291 i 365 ka. Uważane są za wypełnienie północno-zachodniej zatoki tzw. jeziorzyska dolnej Pilicy. Turkowska i Wieczorkowska (1994), datując osady zaburzone glacitektoniczne z arkusza Tuszyn SGMP, otrzymały wynik podobny – 321,8 ka. Do utworów tego wieku zaliczono także część 30-metrowej serii zastoiszkowej, datowaną na 348–382 ka z okolic Ujazdu i Wolborza (Nowacki, 1992), a ponadto mułki w Stefanowie koło Rogowa, oznaczone na 334 ka (Nowacki, 1993).

Podobne daty osadów zastoiszkowych otrzymano z regionu świętokrzyskiego, np. 333 ka na stanowisku Zbójno (Lindner, 1984; Mojski, 1985). Według Rzechowskiego (1986) osady zlodowacenia liwca pochodzą z okresu 318–309 ka, natomiast Bogucki i in. (2004) określają trwanie zlodowacenia liwca na podstawie badań na wyżynach lessowych Polski i Ukrainy na 400–340 ka. Wyniki datowań nawiązują więc do skali czasu, wiązanej z 10. piętnem izotopowym (tab. 2).

Stan rozpoznania osadów zlodowacenia liwca poza Polską jest słaby. Mięzsze gliny tego zlodowacenia występują w rejonie Kaliningradu, nie ma natomiast potwierdzenia śladów tej jednostki na terenie Litwy (Ber, 2000). W Niemczech za odpowiednik tego piętra można uważać zimne piętro fuhne, zaliczane do dolnego saalianu (Eissmann, 2002; Börner, 2004). Eissmann (2002) wiąże je z 8. piętrem izotopowym. Z badań w różnych częściach Niemiec wynikają sprzeczne wnioski. Cepek (1967) uważał, że lądolód skandynawski nie przekroczył wówczas niecki bałtyckiej, zaś w północnych Niemczech występują z tego okresu jedynie ślady klimatu peryglacjalnego. Nowsze dane z południowo-zachodniej części Meklemburgii – Pomorza Przedniego wskazują jednak na możliwość dotarcia tam lądolodu fuhne, o czym świadczą lokalnie występujące poziomy gliny lodowcowej (Börner, 2004).

Osadów ciepłego piętra zbójno (MIS 9 lub MIS 7) nie udokumentowano w regionie łódzkim, zaś w Polsce opisane zostały zaledwie z kilku stanowisk. Znane są z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, przede wszystkim ze stanowiska Zbójno, które może służyć jako stratotypowe (Lindner i Brykczyńska, 1980). Występują tam dowody palinologiczne na ciepły okres typu interglacjału, z charakterystyczną fazą IIa o dominacji lasów liściastych z *Tilia*. Co do interglacjalnego charakteru tej jednostki, wyrażano jednak wątpliwości (Ber, 2000; Mojski, 2005).

Ocieplenie zbójno to prawdopodobnie odpowiednik ocieplenia interglacjalnego dömnitz (*Dömnitz Warmzeit*, *Dömnitz-interglacial period*), zwanego także wacken, wyróżnianego w północno-wschodnich Niemczech, gdzie występuje zapis środowisk klimatu umiarkowanego. Jego osady znajdują się pomiędzy utworami zlodowacenia fuhne i środkowego saalianu. Początek ocieplenia charakteryzuje szybkie pojawienie się *Azolla filiculoides* Lamarck (Mojski, 1993a; Eissmann, 2002; Börner, 2004).

Mojski (1993) uważa, że zbójno może być także odpowiednikiem interglacjału kärlich, udokumentowanego w Nadrenii. Streeme (1998) uznaje to ocieplenie za odpowiednik interglacjału lubelskiego. Jednakże Bittmann (1992) lokuje jednostkę kärlich w okresie poprzedzającym zlodowacenie elsterian, w piętrze MIS 11, co z kolei oznacza, że holsteinian może być korelowany z MIS 9. Nowsze badania Bittmanna (2004) jeziornych osadów interglacjalnych w Kärlich pozwoliły potwierdzić ulokowanie tego ocieplenia w piętrze 11., powyżej poziomu cromerian IV (według stratygrafii holenderskiej), a poniżej interglacjału holsztyńskiego. Datowania tefry ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) złożonej w tym czasie dały wynik około 400 ka, co oznacza, że nie jest to jednak interglacjał we-wnątrzaaaliański. Problem tych korelacji jest więc jeszcze daleki od rozstrzygnięcia.

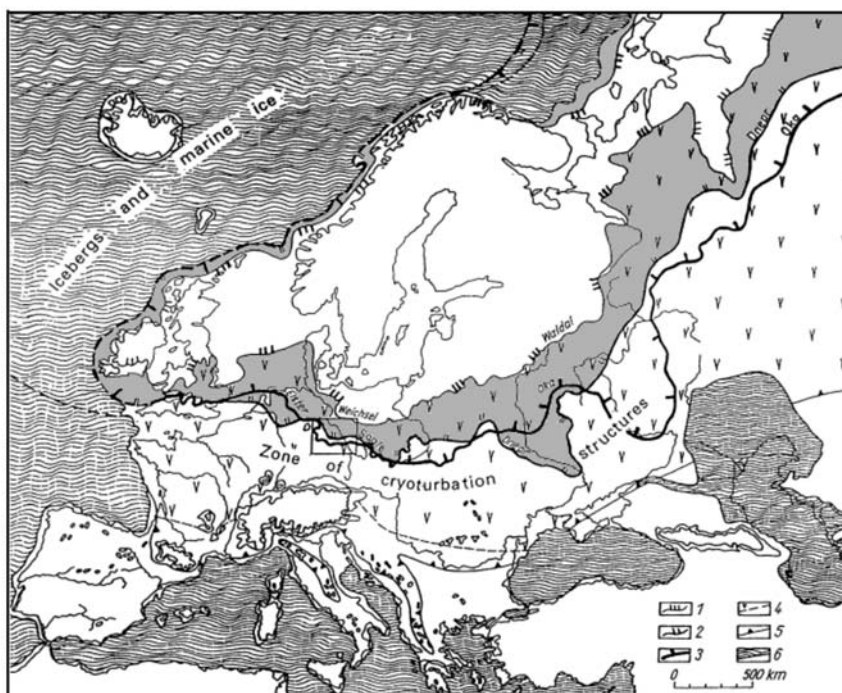
2.2.2. Zlodowacenie odry

Powyżej powierzchni erozyjnej lub osadów z interglacjału wielkiego znajdują się w regionie łódzkim i na jego równoleżnikowych przedłużeniach dwa kompleksy glacialne zaliczane do piętra odry *sensu lato* (Mojski, 2005) lub nadpiętra zlodowaceń środkowopolskich (Baraniecka, 1990). Są one z pewnością zapisem sedimentacyjnym dwóch wielkoskalowych nasunięć glacialnych. Nie zostało jednak do dziś rozstrzygnięte, czy należą one do dwóch kolejnych glacialów czy też posiadają niższą rangę klimatostratygraficzną, np. stadiału lub fazy. Istnieje też wątpliwość co do wystąpienia – oprócz tych dwóch zasadniczych nasunięć – większych oscylacji lodowcowych. Są to pytania trudne nie tylko w odniesieniu do regionu, lecz także znacznej części Europy.

Wzajemna relacja tych dwóch poziomów w Europie jest zwykle następująca: poziom dolny jest bardziej rozległy, o podobnej ciągłości i wyznacza zazwyczaj największy zasięg zlodowaceń piętra odry, a często nawet w ogóle, np. na terenie Holandii i w dorzeczu Dniepru, zlodowaceń plejstoceńskich (rys. 8, 9). Poziom górny występuje na powierzchni terenu w pasie o szerokości od około 10 do ponad 500 km, tworząc stosunkowo dobrze zachowany krajobraz glacialny (m.in. Mojski, 1993a, 2005; Eissmann, 2002; Astakhov, 2004; Svendsen i in., 2004). Choć nosi on różne ślady późniejszych przekształceń, jest w zasadzie pozbawiony jezior glacialnych. Od strony centrum glacjacji jest ograniczony dobrze zachowanymi formami młodoglacjalnymi ze zlodowacenia wisły. Granica zewnętrzna, z formami starszego zlodowacenia odry, czyli wewnętrzna w pasie osadów i form piętra odry, jest znacznie trudniejsza od określenia. Zagadnienie to zostanie rozwinięte w następnym rozdziale.

Zlodowacenie odry jest najczęściej związane z ósmym piętrem izotopowo-tlenowym, lecz ostatnio przytacza się także argumenty za jego przynależnością do piętra szóstego. W Polsce jest ono również utożsamiane ze stadiem maksymalnym lub stadiem radomki (Różycki, 1967), ze zlodowaceniem krzyny – po przesunięciu tej nazwy z lądolodów wczesnoodrzańskich (Ber i in., 2007) – a nawet rozpatrywane jako stadiał odry, stanowiący starszą część zlodowacenia warty (Lindner i Marks, 1995, 1999; Marks i in., 1995; Marks, 2000; Lisicki, 2003).

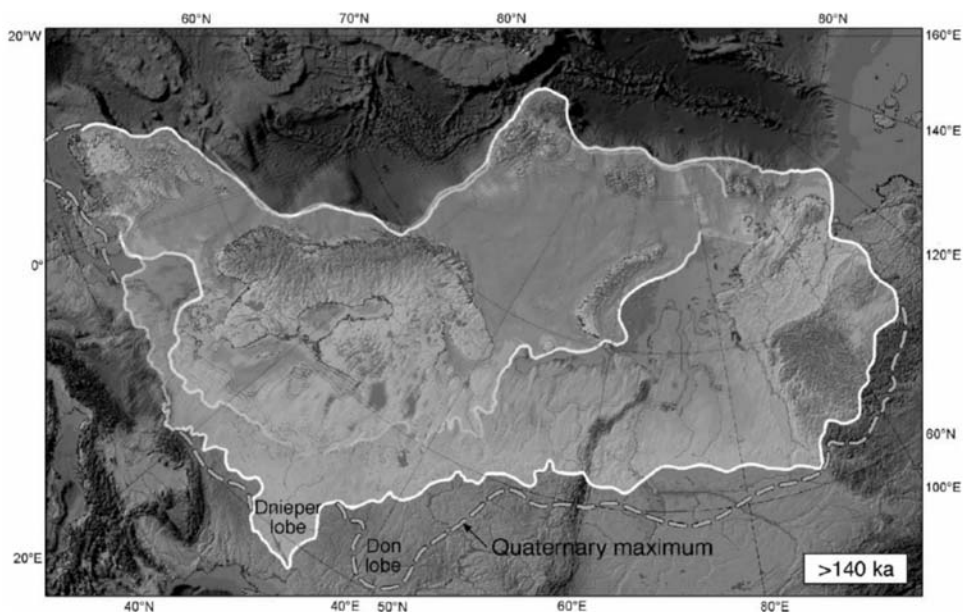
Poza Polską jest to także problem nadal dyskutowany. Na Wyspach Brytyjskich odpowiednikiem saalianu jest wolston. Charakterystyczne, że zlodowacenie to miało mniejszy zasięg w stosunku do ostatniego zlodowacenia devensian, stąd jest słabo zachowane i poznane (Mojski, 1993a). W Holandii i północnych Niemczech nasunięcie odry bywa określane jako zlodowacenie drenthe (*Drenthe Haupt-Vorstoss*), główne nasunięcie w saalianie, choć co do rangi klimatostratygraficznej niekiedy traktowane jest nawet jako faza, np. na terenie Niemiec (*Hamelner Phase* – Winsemann i in., 2007).



Rys. 8. Zasięgi lądolodów elsterianu, saalianu i weichselianu według Eismanna (2002)
 1 – weichselian (vistulian), 2 – saalian – w NE Europie zasięg wspólny z elsterianem, 3 – elsterian,
 4 – główna strefa występowania struktur peryglacjalnych, 5 – przypuszczalna granica zasięgu
 zmarzliny wieloletniej, 6 – linia brzegowa w czasie pięter zimnych; szary pas oznacza osady
 saalianu na powierzchni

Na terenie Niemiec północnych i północno-wschodnich występuje z tego okresu jeden, a pasie od Dolnej Saksonii po Łużyce – dwa poziomy gliny glacialnej o znacznym rozprzestrzenieniu: zeitz (faza największego zasięgu, główna) i leipzig (faza późna drenthe), rozdzielone piaszczystymi i zwirowymi soczewkami z ocieplenia pomssen (Eissmann, 1995, 2002). W północno-wschodniej części Meklemburgii–Przedpomorza glina tego nasunięcia jest jedynym osadem glacialnym całego profilu saalianu. Konfiguracja jej wskazuje, że dynamika lądolodu miała wówczas znaczny wpływ na ukształtowanie powierzchni podplejstoczeńskiej (Börner, 2004).

Z kolei na wschód od Polski, na Białorusi, Ukrainie i w Rosji odpowiednikiem zlodowacenia odry jest zlodowacenie dniewrowskie, traktowane jako samodzielny glacial albo starszy stadią zlodowacenia prypat (Marks i Pavlovskaya, 2006). Na Litwie odpowiada mu zlodowacenie žemaitija, reprezentowane przez warstwę gliny o miąższości do 23 m (Ber, 2000). Na terenie Estonii tego



Rys. 9. Zasięgi lądolodów saalianu i weichselianu (obszar mniejszy) w Eurazji według Svendsena i in. (2004), zmienione

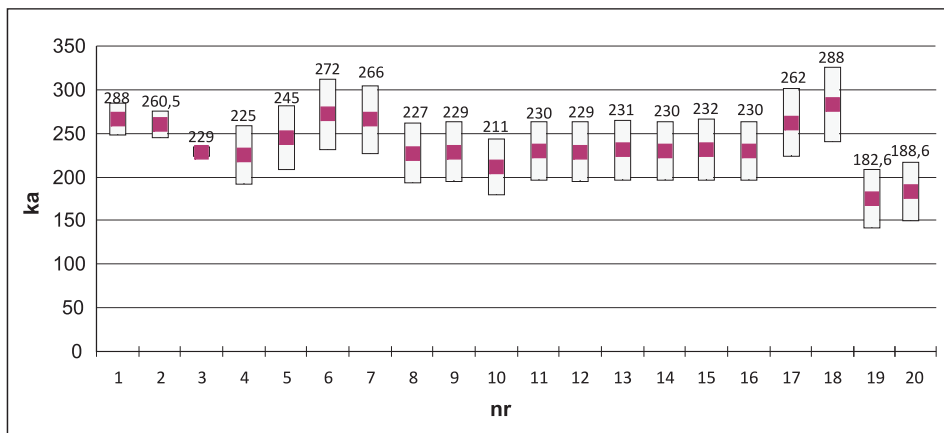
samego wieku jest dolny poziom kompleksu ugandi. Występuje on w postaci rdzawobrazowej gliny, która w południowej i północnej części Estonii osiąga nawet ponad 50 m (Raukas, 1998).

Według Mojskiego (2005) zlodowacenie odry w Europie wywarło zróżnicowany wpływ na rzeźbę i osady. Na zachodzie miało skutki w znacznym stopniu egzaracyjne. Potwierdzają to zwłaszcza prace z północnej części Nizy Niemieckiego. O znaczeniu erozji świadczy tam m.in. zniszczenie osadów interglacjału holsztyńskiego.

Lądolód odry charakteryzował się w różnych częściach strefy brzeżnej wykształceniem ogromnych lobów. W Polsce największym był lob na Nizinie Śląskiej, wnikały na teren Bramy Morawskiej. Drugim pod względem wielkości był lob Wisły, który zajął przestrzeń między Górami Świętokrzyskimi a Wyżyną Lubelską. Rozległy, wysoczyznowy garb łódzki został otulony dość jednolitą warstwą gliny i osadów wód roztopowych. Na wschód od Polski wyróżniał się rozległością i wysunięciem na południe lob Dniepru (rys. 8, 9).

Wyniki datowań osadów zlodowacenia odry wykazują znaczny rozrzut. Ze-stawienie danych z objaśnień do SMGP i z innych publikacji wskazuje, uwzględniając znaczny błąd pomiaru, na szeroki przedział dat wychodzący często poza zakres 300–200 ka. Występuje ponadto pewna koncentracja wyni-

ków w granicach 250–230 ka (rys. 10). Dotyczy to zwłaszcza dat otrzymywanych do lat 90. ubiegłego stulecia. Według Lindnera i in. (1985) okres ten mieści się w granicach 300–235 ka, zaś kolejny interglacjał – 235–225 ka. Zakończenie zlodowacenia odry było według starszych datowań z różnych obszarów Europy określone na 240–230 ka (Streeme, 1998). Ostatnio otrzymuje się jednak coraz częściej, w wyniku postępu w metodologii datowań TL i OSL, daty świadczące o znacznie młodszym wieku bezwzględnym zlodowacenia odry.



Rys. 10. Wyniki datowań TL glin i innych osadów zlodowacenia odry w regionie łódzkim i na NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Na osi pionowej zaznaczono wartości dat TL w ka, na osi poziomej nr kolejny daty, białe słupki pokazują zakres błędu daty. Na podstawie: Bezkowska (1993), Janiec (1993), Nowacki (1992, 1993), Turkowska i Wieczorkowska (1994), Ziomek (1995), Kobjek i Jaskulski (2008)

W związku z powyższym zlodowacenie odry i jednostki odpowiednie z innych obszarów (np. zlodowacenie drenthe) są ostatnio coraz częściej przypisywane starszej lub nawet środkowej części szóstego piętra izotopowego (Bard i in., 2002 – rys. 6; Astakhov, 2004; Lambeck i in., 2006). Lambeck i in. lokują to zlodowacenie w granicach 195–150 ka, zaś maksimum około 155 ka, tj. zaledwie ok. 12 ka przed maksimum zlodowacenia warty.

Pozostają więc do wyjaśnienia problemy w metodologii datowań, faktyczny zakres błędu dotychczasowych oznaczeń i przeprowadzone paralelizacje. Zagadnienia te być może rozstrzygną dalsze badania.

Jak już wspomniano, w pracach nad stratygrafią plejstocenu Polski pojawiła się koncepcja stadiału odry jako starszej części zlodowacenia warty. Takie stanowisko wynikło m.in. z badań Lisickiego (2003), który na podstawie analiz litostratygraficznych stwierdził fakt przynależności glin uważanych za odrzańskie do litotypu warty (W_1 , W_2). Ów skład petrograficzny świadczy o dwóch

nasunięciach łądolodu, w obydwu przypadkach z centrum botnickiego. Argument ten nie koresponduje jednak z wynikami badań Czubli (2001), który dowodzi, że centra glacjacji w czasie zlodowacenia odry i warty nie pokrywały się. W zespole gławowym glin odry w regionie łódzkim jest wiele skał południowoszwedzkich, co świadczy o znacznym oddaleniu centrum odrzańskiego na południo-zachód w stosunku do centrum warciańskiego.

Krytyczne stanowisko w kwestii przynależności nasunięcia odrzańskiego do jednostki warciańskiej zaprezentował Wojtanowicz (2004).

Zlodowacenie odry pozostawiło w Polsce od jednego do trzech pokładów gliny lodowcowej, które zajmują większość obszaru Nizy Polskiego i północny skraj wyżyn. Najlepiej rozwinięte serie tego zlodowacenia występują w Polsce północno-wschodniej. Według Bera (2000) łądolód zlodowacenia odry nasuwał się tam dwu- lub nawet trzykrotnie, akumulując miększe serie osadów. Gлина najmłodsza osiąga nawet 25 m grubości, zaś osady sandrowe – około 50 m. Na Pojezierzu Mrągowskim zapisały się dwa nasunięcia o randze stadiałów, zaś gliny były akumulowane przez łądolód nasuwający się z północy. Podobnie wydajna akumulacja glacialna miała miejsce na Podlasiu. Nitychoruk (1995) podaje, że na południowym Podlasiu gliny zlodowacenia odry osiągają maksymalnie 40 m w części północnej tego obszaru, zaś 10 m w części południowej, w rejonie Łomaz. Daty TL tych glin mieszczą się jednakże w granicach 190–150 ka (Nitychoruk, 1994, 1995), co może wskazywać również na ich przynależność do zlodowacenia warty.

W regionie łódzkim łądolód odry pozostawił miększy kompleks osadów zawierający glinę lodowcową, osady glacialne i glacialne. Stanowią one przeważający budulec powierzchni podwarciańskiej, który niewątpliwie wpływał na cechy mechaniczne transgresji i funkcjonowania łądolodu warty. Podstawowym osadem zlodowacenia odry jest glina lodowcowa, która występuje powszechnie w pokrywie plejstoceniowej regionu łódzkiego. Wielu autorów podkreśla, że jest to ważny poziom stratygraficzny. Z reguły jej miąższość jest największa spośród wszystkich poziomów glin; znacząco większa niż grubość warstwy gliny warciańskiej. Najczęściej występuje jeden pokład gliny odrzańskiej o grubości od kilku do kilkunastu metrów, w wielu obszarach ponad 20 m, a lokalnie nawet około 50 m. Jest to na tym obszarze prawdopodobnie warstwa o największej ciągłości wśród osadów plejstocenu. Z tego powodu przez niektórych badaczy uważana jest nawet za reper stratygraficzny, choć nie do końca doskonały (np. Balińska-Wuttke, 1960, 1968; Mojski, 2005). Autor przeanalizował główne cechy litologiczne tej gliny, właściwości jej przestrzennego ułożenia oraz relacje do osadów sąsiednich, gdyż miała istotny wpływ na funkcjonowanie łądolodu warciańskiego.

W pasie poza zasięgiem warty i na linii tego zasięgu, glina odrzańska tworzy pokład o stosunkowo niewielkiej ciągłości, choć zdarza się, że występuje

w dwóch, a nawet trzech warstwach. Kilka jej poziomów, które są dachówkowato na siebie nałożone, lokalnie spotyka się na południe od doliny Pilicy. Występowanie więcej niż jednej gliny odnotowano głównie w dolinach, gdzie formowały się jezory wyprowadzające, które mogły kilkakrotnie oscylować; np. Szałamacha (1992) w okolicach Sławna stwierdziła trzy poziomy gliny lodowcowej, co zinterpretowała jako wynik kolejnych nasunięć. Można sądzić, analizując sytuację geologiczną tego obszaru, że są to drobnoskalowe, lokalne nasunięcia. Ziomek (1995) w rejonie Przysuchy, w strefie zasięgu maksymalnego odry, stwierdził dwie gliny: jedną powiązał z fazą przedmaksymalną końskich, a drugą, bardziej ciągłą – z fazą maksymalną gowarczowa. W rejonie Żarnowa Janiec (1993) udokumentował dwie gliny, które powiązał z fazą maksymalną gowarczowa oraz fazą pomaksymalną wieniawy. Grzybowski i Kutek (1968) na arkuszu Lubień stwierdzili glinę odrzańską o miąższości 5–10 m, zredukowaną lokalnie do 1–2 m. Gлина ta wykazuje dwudzielną w pobliżu elewacji podłoża mezozoicznego. Może to zdaniem autorów świadczyć o drobnych oscylacjach lądolodu, nie zaś o odrębnych stadiach. Również w okolicach Sulejowa Brzeziński (1992a) opisał ten osad jako glinę szarą, silnie zwietrzałą i odwapnioną, w postaci dużych płatów o miąższości 1–12 m. Jest to tzw. glina dolna stadia maksymalnego. Gлина górna występuje jedynie w okolicach wsi Koło, Żarnowiec, Prosenie i Polichno. W tym przypadku można wysunąć hipotezę, że owa glina pochodzi ze zlodowacenia warty. Jej nieciągła warstwa dochodzi do doliny Pilicy, gdzie biegnie przypuszczalna linia zasięgu lądolodu warty na tym odcinku. Na Wzgórzach Radomszczańskich na przedpolu zasięgu warty glina odry (fazy maksymalnej gowarczowa według Lindnera) ma zmienną miąższość 1–18 m (Wąrowski, 1987). Na południow-schód od Gorzkowic, także na przedpolu zasięgu lądolodu warty, w strefie zasięgu fazy odrzywołu, osiąga miąższość 5–25,5 m (Kurkowski i Popielski, 1991). W strefie pagórków, zaliczanych do fazy odrzywołu na linii Szczepanowice–Cieszanowice zaznaczają się dwie warstwy gliny, co pozwala przypuszczać, że poziom młodszy może być wieku warciańskiego. Datowania metodą TL najmłodszych osadów glacialnych na północ od Bąkowej Góry i Przedborza, przeprowadzone ostatnio przez Wachecką-Kotkowską i Olszaka (2008), sugerują ich powstanie pomiędzy 178 a 129 ka BP, co skłania autorów do wnioskowania o warciańskim wieku tych osadów i opowiadania się za dalszym przesunięciem zasięgu maksymalnego nasunięcia warciańskiego. Należy jednak zauważyć, że w sytuacji bardzo prawdopodobnej krótkotrwałości interwału między maksymami nasunięć lądolodów odry i warty (tylko ~12 ka wg Lambecka i in., 2006) datowania metodą TL, obarczone często błędem ponad 30 ka, nie dają zadowalających rozstrzygnięć.

W okolicach Radomska przekroje wykonane przez Wąrowskiego (1990) wykazują przeciętnie 10-metrową warstwę gliny w odległości kilkunastu kilo-

metrów od linii maksymalnego zasięgu łądolodu odry. Nieco bardziej na zachód, w rejonie Brzeźnicy Nowej, glina ta występuje w formie mniejszych płatów, lecz lokalnie jej miąższość dochodzi do 20 m (Skompski, 1971b). Według Kobjka i Jaskulskiego (2001) w okolicach Kłobucka na Wyżynie Wieluńskiej występują także ślady niewielkich oscylacji z czasu zaniku łądolodu odry.

Największe wahania miąższości gliny odrzańskiej występują na zapleczu zasięgu warty w obszarach tektonicznie aktywnych. Na przykład w Hubach Ruszczyńskich w rowie Kleszczowa miąższość jej osiąga 33–48 m (Baraniecka, 1971b). Gлина ta (formacji Ławki) obserwowana przez Czublę (2001) w odsłonięciu kopalni Bełchatów miała jednak tylko 2–6 m miąższości. Tworzy tam jednolitą warstwę z niewielkimi i łagodnymi fałdami, a miejscami z silnymi deformacjami. Wykazuje ślady głębokiego wietrzenia. Podścielona jest przeważnie osadami zastoiskowymi. Nieco bardziej na zachód, w kopalnej dolinie Warty w rejonie Konopnicy, Krzeziński i Bezkowska (1987) stwierdzili jej lokalne pogrubienie nawet do 52,5 m, zaś w dolinie Widawki – do 18 m. Na wysoczyznach wartość ta redukuje się do kilku metrów. Powszechnie jednak jej miąższość jest tu znacznie większa w stosunku do grubości gliny warciańskiej. Często w profilu glina ta odznacza się stałą węglanowością (ok. 10–14%).

W centralnej części regionu glina odrzańska występuje w większości profili. Miąższość jej waha się od dwóch do kilkunastu metrów, zaś lokalnie – w strefie glacitektoniki – do 50 m. W okolicach Piotrkowa Trybunalskiego pojawia się w kilku miejscach na powierzchni terenu (Klatkova, 1972a; Ziomek, 1986; Trzmiel, 1990; Nowacki, 1992, 1993; Turkowska i Wieczorkowska, 1994). Podobne cechy wykazuje w części wschodniej regionu, na Wysoczyźnie Rawskiej i na Równinie Radomskiej. Tworzy tam pojedynczy dość zwarty poziom, a jej miąższość waha się od kilku do 25 m w Mirowicach i Książewoli (Balińska-Wuttke, 1960; Baraniecka, 1980a; Sarnacka, 1990).

Analogiczne cechy zachowuje glina odrzańska w większym oddaleniu na północ od linii zasięgu warty. Na pograniczu Kotliny Szczercowskiej i Wysoczyzny Łaskiej osiąga przeciętnie 2–4 m miąższości, a lokalnie pogrubia się do 15–17 m (Baliński i Gawlik, 1986). W południowo-wschodniej części Kotliny Szczercowskiej ma przeciętnie 10 m, maksymalnie 21,7 m (Sarnacka, 1970). Na zachód od doliny Warty, na Wysoczyźnie Złoczewskiej (arkusz Lututów i Złoczew), osiąga przeciętnie 5–15 m, maksymalnie zaś 35 m (Baliński, 1997, 1998). Na Wysoczyźnie Tureckiej osiąga od kilkunastu do około 40 m, najwięcej w rejonie Wału Malanowskiego (Mańkowska i Gogołek, 1988; Klatkova i Załoba, 1991, 1992). W okolicach miejscowości Warta występuje tam niekiedy w diapirowych strukturach deformacyjnych. W okolicach Konina i w Kotlinie Kolskiej tworzy pokład znacznej miąższości, nawet do 30 m, co można zaobserwować w odsłonięciach kopalnianych. Miejscami wykazuje deformacje, głównie glacitektonicznie (Klatkova i Załoba, 1991, 1992; Stankowski i Krzyszkowski, 1991; Forysiak, 2005; Mojski, 2005).

Na Wysoczyźnie Łaskiej glina odry osiąga od 2,5 m (Leśnica) do 17 m (Lutomiersk) i podściela bezpośrednio osady warty. W kilku miejscach stwierdzono jej udział w deformacjach glaciektonicznych (Klatkova, 1988; Dutkiewicz, 1992a, b). Na pograniczu Wysoczyzny Łaskiej i Bełchatowskiej następuje zwiększenie jej miąższości do kilkunastu, a nawet dwudziestu kilku metrów. W rejonie wału dłutowskiego i w Wadlewie jej ciągłość jest przerywana, głównie wskutek glaciektoniki. W najbliższym sąsiedztwie wychodni mezozoiku w udokumentowano silne jej sfaldowanie (Klatkova, 1987a).

Mniej zwarta i ciągła jest glina odry na przedpolu i w obrębie Wzniesień Łódzkich. Na północno-zachodnim przedpolu tego obszaru osiąga miąższość 3–30 m, a od gliny warciańskiej oddzielona jest piaskami i iłami o miąższości rzędu 20–30 m (Wasiak, 1979). W strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich poniżej strefy spiętrzeń glaciektonicznych Dąbrówki glina odrzańska ma grubość zmienną od 2 do 20 m i jednocześnie znaczną ciągłość, zaś na południo-zachód od Zgierza miąższość ta wzrasta nawet do 35 m, co wynika ze spiętrzenia jej w licznych strukturach glaciektonicznych średniej skali (Klatkova, 1993b). W okolicach Główna glina ta miejscami pogrubia się do 35 m. Lokalnie także występują dwie, a nawet trzy warstwy o podobnym składzie petrograficznym i uziarnieniu, jak np. w Strykowie, Dobieszkowie i w Ossem (Brzeziński, 1992b). W północno-wschodniej części regionu łódzkiego, w okolicach Główna i Łyszkowic opisywany sedyment osiąga nawet do 30 m (Nowacki, 1992). W środkowej i wschodniej części Wzniesień Łódzkich jej miąższość waha się od 2 do 37 m, a w stropie występuje często bruk erozyjny (Balińska-Wuttke, 1968; Nowacki, 1993).

Glina odry stosunkowo rzadko, mimo swej znacznej ciągłości, podściela bezpośrednio glinę warty. Jej ułożenie jest mniej urozmaicone niż rzeźby interglacjału mazowieckiego, choć układa się ona w kopalne płyty wysoczyznowe i obniżenia typu dolinnego. Pomiędzy glinami odry i warty znajdują się najczęściej osady z recesji łądolodu odry, ocieplenia przedwarciańskiego i transgresji łądolodu warty, z przewagą tych ostatnich.

Osady glacyfluwialne z zaniku łądolodu odry znane są z brzeżnej strefy zasięgu tego łądolodu, położonej w północnym pasie wyżynnym. Budują często formy glacymarginalne, kemy glacyfluwialne (Klimek, 1966; Wągrowski, 1990) i liczne terasy marginalne (Lindner, 1970, 1978), co świadczy o objęciu deglacją arealną brzeżnej strefy jego zasięgu. W przypadkach podobnego przebiegu procesów zaniku kolejnego łądolodu – warciańskiego – sytuacja ta dodatkowo utrudnia precyzyjne ustalenie zasięgu tego nasunięcia i rozgraniczenie form co do wieku. Osady glacyfluwialne odrzańskie z recesji stwierdzili Krzemiński i Bezkowska (1987) koło Rychłocic i Dąbrowy Widawskiej. W Dąbrowie znajdują się one pod osadami form szczelinowych na krawędzi brzykowskiego zrębu tektonicznego i również są prawdopodobnie budulcem kopalnych form tego typu z poprzedniego nasunięcia.

Powszechnie w regionie łódzkim na glinie tej znajdują się osady glacifluwialne lub/i glacialimniczne, które trudno jednoznacznie zaklasyfikować do recesji zlodowacenia odry lub transgresji zlodowacenia warty. Takie osady prawdopodobnie najczęściej należą do warty. Tak interpretują je niektórzy badacze (m.in. Baraniecka i Sarnacka, 1971; Baraniecka, 1980a, b). Niekiedy można się oprzeć na fakcie, że poziom bruku, który jest pozostałością procesów erozyjno-denudacyjnych okresu deglacjacji czy ocieplenia, leży bezpośrednio na glinie odry; zdarza się, że zachowany jest poziom wietrzeniowy.

2.2.3. Ocieplenie przedwarciańskie

Nasunięcia odry i warty rozdziela ocieplenie przedwarciańskie, zwane w Polsce także interstadią prewarciańskim, interstadią pilicy, interglacją lubelskim, interglacją lubawskim lub piętrem lublin. Może być ono utożsamiane z ociepleniami, zwykle uważanymi za interstadiały, udokumentowanymi głównie w Europie zachodniej, takimi jak: treenean (*Treene*), ohe, gerdau, quakenbrück, hemmoor, interstadiał drenthe/warthe i seyda. Na terenie Niemiec wiązano to ocieplenie także z interglacją rugii, jak również interglacją kärlich, co jednak zostało wykluczone (Bittmann, 1992).

Do niedawna powszechnie było ono wiązane z siódmym piętrem izotopowo-tlenowym stratygrafii głębokomorskiej, w świetle nowszych danych rozważa się jego przynależność do piętra szóstego, jako jednego z jego krótkich interwałów (6.1 lub 6.3) (m.in. Lambeck i in., 2006).

Jego ranga klimatostratygraficzna jest dyskusyjna. Najczęściej bierze się pod uwagę dwie opcje – że jest to chłodny interglacjał lub ciepły interstadiał. Są także poglądy o zaledwie interfazowej randze tego ocieplenia (Eissmann, 2002). Te z pozoru niewielkie różnice poglądów powodują istotne konsekwencje odnośnie do ustalenia rangi klimatostratygraficznej jednostki warciańskiej. Ostatnio coraz większego znaczenia nabiera teza, że okres definiowany jako piętro lublin może być poprzednikiem zlodowacenia odry a nie warty, natomiast ocieplenie rozdziela nasunięcia odry i warty może mieć stosunkowo niską rangę (Ber i in., 2007).

Siódme piętro izotopowo-tlenowe, poprzedzające wartę (bezpośrednio lub jeszcze starsze – przedodrzezańskie), jest ociepleniem, które niewątpliwie miało charakter globalny i pozostawiło ślady w różnych obszarach świata. Jego granice czasowe nie zostały jeszcze doprecyzowane. Według Barda i in. (2002) piętro 7. to ocieplenie o charakterze interglacialnym. Ustalono, że cechuje je trzykrotne podniesienie poziomu oceanu światowego: 238, 216 i 195 ka (odpowiedniki 7.5, 7.3, 7.1), dobrze odzwierciedlone na krzywej *SPECMAP* (rys. 6). Fazę 7.2 udokumentowano jako okres bardzo ciepły i wilgotny na podstawie badań

w jaskini Argentarola we Włoszech. Zakończyła się około 202 ka. Faza 7.1 trwała od 202 do 190 ka (11–12 ka). W fazie tej maksimum insolacji na 65°N było jednakże niższe niż w fazie 5.5. Piętro 7. znajduje zapis także w Ameryce Północnej, np. w osadach węglanowych Bear Lake na pograniczu stanów Utah i Idaho (Bright i in., 2006). Kilka ociepleń w 120-metrowym profilu osadów tego jeziora zaznacza się znacznymi wzrostami udziału aragonitu. W fazie 7. występuje nieco mniejszy udział aragonitu niż w fazie 5e (eem) i fazie 1. (holocen). Wzrost izotopu ^{18}O jest także nieco mniejszy, ale wyraźny.

Według Lambecka i in. (2006) warunki interglacjalne poprzedzające rozwój lądolodu w późnym saalianie panowały przed ok. 210 ka, zgodnie z chronologią przyjętą zgodnie z MIS, a zasięgi zlodowaceń były wówczas podobne do obecnych.

Granica pięter 7. i 6. jest różnie określana: według Maruszczaka (1993) – około 210 ka, według Bera (2006b) – 198 ka, według Van Andela i Tzedakisa (1996), Mojskiego (2005, rys. 7), Kukli (2005) – 190 ka, według Andreeva i in. (2004) – 170 ka.

W różnych częściach Europy odpowiednikom ocieplenia przedwarciańskiego, podobnie jak w Polsce, nadaje się zarówno rangę interstadialną, jak i interglacjalną. Już Woldstedt (1954, 1955) opowiadał się za interstadialem i sądził, że trwał on na tyle długo, aby lądolód mógł ulec znaczącej redukcji. Aby podkreślić długotrwałość i wyjątkowość tego ocieplenia, wprowadził termin *Gross-Interstadial*. Eissmann (2002) potwierdza głębokie cofnięcie zasięgu lądolodu saalianu, lecz przypisuje mu niewielką rangę stratygraficzną – interfazy seyda. Jego zdaniem rozdziela on fazy leipzig (późna część zlodowacenia drenthe) i fläming (odpowiednik dolnej części piętra warty).

Na Litwie odpowiednikiem opisywanego okresu jest interglacjał snajgupele. Zaznaczyła się tam wówczas, podobnie jak w sąsiednich obszarach Polski północno-wschodniej, intensywna akumulacja jeziorna w klimacie umiarkowanym (Ber, 2000).

Na Białorusi dowody na ciepły okres rozdzielający piętra glacialne dneiper i soż (sozh) są problematyczne. Występują tam przeważnie dwa poziomy gliny lodowcowej, rozdzielone „zimnymi” osadami glacyfluwialnymi i glacylimnicznymi. We wschodniej Białorusi jest tylko jedna warstwa gliny, która może odpowiadać obu tym okresom zimnym. Zdaniem niektórych badaczy, może to oznaczać, że w klimacie kontynentalnym było mniej oscylacji niż w klimacie wilgotniejszym (Marks i Pavlovskaya, 2006). Stąd często wyróżnia się tam jedno zlodowacenie prypyat, dzielone na dwie wspomniane jednostki o randze stadiałów.

Interpretacji tej przeczą liczne ślady rozdzielności glin występujące dalej na wschodzie, na terytorium Rosji. Szeroko rozpowszechnione są tam osady glacyfluwialne i fluwialne, rzadziej limniczne. W miejscowości Odintsovo zna-

lezioneo glebę kopalną typu interglacialnego, znaleziono także w tej pozycji szczątki mamuta *Mammuthus primigenius* Blum. We wsi Dereviansk w dolinie Wyczegdy udokumentowano interglacialny profil osadów tego interglacjału, rozdzielający poziomy dniewprowski i moskiewski. Udokumentowano tam podwójne optimum klimatyczne, rozdzielone wyraźnym ochłodzeniem (Sudakova i in., 1995). Astakhov i in. (2004) zauważają, że ów interglacjał, zwany odincowskim lub roslavl, nie ma jednak pewnej pozycji. Za odpowiednik tego ocieplenia może być także uważany interglacjał szklowski (Nitychoruk, 1995). Jego ślady znaleziono także na północnej Syberii. Na Wyspach Wschodniosyberyjskich (ok. 73°N) udokumentowano interstadiał w przedziale 200–170 ka (Andreev i in., 2004). Na podstawie zapisu palinologicznego i szczątków owadów (chrząszczy) odtworzono tam rozwój gęstej tundry trawiastoturzykowej. Lata były tam względnie ciepłe i wilgotne, zimy surowe. Zatem ówczesne warunki klimatyczne niewiele odbiegały od obecnych.

Korelacja poziomów glebowych powstałych w 7. piętrze izotopowym, przeprowadzona dla rozległych obszarów Europy od Normandii po Ukrainę, wskazuje na rozwój gleb typu interglacialnego, w znacznej mierze gleb płowych. Okres ich tworzenia został wydatowany na 230–200 ka. Na Ukrainie rozwijały się także gleby płowe leśne typu Kajdaki, datowane na okres 240–170 ka (Stremme, 1998). Według Buraczyńskiego i in. (1984, 1986) gleby interglacjału lubelskiego mają 235–205 ka. Według Lindnera i in. (1985) ciepły interwał odranian/wartanian miał miejsce 235–225 ka. Autorzy ci podkreślają, że pojęcie „interglacjał lubelski” nie ma pewnych cech diagnostycznych i być może przypisuje się mu różnowiekowe poziomy stratygraficzne. Uważają oni także, że bardziej konstruktywne od stwierdzenia, czy jest to interglacjał czy interstadiał, jest ustalenie, jak daleko cofnął się w tym czasie lądolód odry, kiedy to było oraz kiedy nastąpiła transgresja lądolodu warty.

Na temat stopnia zaniku lądolodu poprzedzającego transgresję warciańską wypowiadał się najwcześniej Woldstedt (1955), który sądził, że redukcja lądolodu mogła sięgać po nieckę bałtycką. Różycki (1967) na podstawie badań w Polsce środkowej przedstawił pogląd, że wycofanie się lądolodu zakończyło się na północnym Mazowszu, czyli 150–200 km od linii poprzedniego zasięgu. Ociepleniu temu przypisywał rangę interstadiału (interglacystadiał pilicy) na podstawie kilku przesłanek, a przede wszystkim na cechach profilu w Brzozowicy nad Czarną Przemszą, około 80 km na południe od zasięgu lądolodu warty. Gilewska i Stuchlik (1958) stwierdzili na jego podstawie obecność subarktycznych lasów sosnowych, a w optimum lasów mieszanych, świerkowo-sosnowych z udziałem ciepłolubnych drzew liściastych. Zanikanie rozdzielnosci glin odry i warty w północnej części Niziny Mazowieckiej, podkreślane przez Różyckiego (1967), nie potwierdziło się w późniejszych badaniach w Polsce północnej (Baraniecka i in., 1978; Mojski, 1993a; Ber, 2000; Lisicki, 2003).

Jest mało prawdopodobne, aby w czasie ocieplenia przewarciańskiego lądolód skandynawski stopniał całkowicie. Według Ehlersa i in. (1995) zlodowacenie w saalianie nigdy nie zanikło na terenie Finlandii.

W regionie łódzkim znane są obecnie liczne stanowiska ocieplenia przedwarciańskiego, zwłaszcza w dorzeczu Widawki (Baraniecka i Sarnacka, 1971). Osady organiczne tego okresu opisał po raz pierwszy Premik (1930) z obszaru między Osjakowem a Konopnicą, uznając je za serię interglacjalną pomiędzy gliną L_3 i L_4 (najmłodsza). W 1974 r. Krzemiński osady te przyporządkował interstadiałowi pilicy. Osady interstadiału przedwarciańskiego nazwanego „Mazovien IIa” wyróżniła także w 1952 r. w Dzbankach Kościuszkowskich Jurkiewiczowa, jednakże później wycofała się z tych poglądów pod wpływem panującej na ten temat dyskusji (Szafer, 1953) i zaliczyła te osady do interglacjalu eemskiego. Ocieplenie to w latach 60. nazwano interglacystadiałem pilicy (Różycki, 1961, 1967). Wkrótce potem dokonano odkryć i opracowań osadów tego wieku w kopalni Bełchatów i pobliskich stanowiskach w dorzeczu Widawki. Uznano, że znajdują się one w pozycji rozdzielającej osady glacialogeniczne dwóch stadiałów zlodowacenia środkowopolskiego: maksymalnego i warty (Baraniecka i Sarnacka, 1971).

Jako główny proces morfotwórczy w czasie ocieplenia przedwarciańskiego wielu autorów wskazuje erozję rzeczną, która zaznaczyła się wielu dolinach głębokością rozcięć rzędu kilkunastu metrów, maksymalnie do 30 m w dorzeczu Widawki (Ruszczyńska-Szenajch, 1966a, b; Różycki, 1967; Baraniecka i Sarnacka, 1971). Były to rozcięcia wyraźne, lecz znacznie mniejsze niż w interglacjale mazowieckim.

Według Baranieckiej (1980b) z tego okresu przeważnie zachowały się cienkie warstwy piasków i piasków ze żwirem oraz głązy o charakterze rezydualnym, podścielające osady transgresyjne warciańskie.

W kopalni Bełchatów udokumentowano z tego okresu intensywną akumulację rzeczną w postaci tzw. serii Chojny (Hałuszczak, 1982; Goździk, 1992, 2001). Aluwia te wyróżnia dobra obróbka ziaren kwarcu, zwłaszcza znaczny udział ziaren o wysokim stopniu zaokrąglenia i zmatowienia powierzchni. Świadczy to o dużej aktywności wiatru w trakcie ich akumulacji lub na krótko przed akumulacją. Osady te są traktowane zarówno jako utwory reprezentujące interstadiał, jak i interglacjal – np. Baraniecka (1993b, c) zalicza tę serię do interglacjalu lubelskiego. W stropie tych osadów, pod gliną warty, udokumentowano dobrze wykształcone pokrywy eoliczne o miąższości do 1 m (Goździk, 1992; Krzyszkowski i Nita, 1993). Szczegółowe badania kilku autorów pozwoliły stwierdzić wyraźną dwudzielność osadów. Dolny człon stanowią osady piaszczystej rzeki meandrującej o dużej krętości, średniej wielkości, funkcjonującej w klimacie umiarkowanym, górny zaś – aluwia rzeki roztokowej, piaszczysto-żwirowej, o przewadze warstwowań przekątnych tabularnych ze śladami

procesów mrozowych, charakterystycznych dla zmarzliny wieloletniej (struktury po klinach lodowych). W górnych częściach profili osady rzeczne ustępują pokrywom eolicznym, a te z kolei przykryte są osadami glacialnymi zlodowacenia warty. Zrekonstruowane cechy funkcjonowania rzek dowodzą ścisłej zależności od wahań klimatycznych (Zieliński, 2007a).

W serii Chojny zachowały się także profile glebowe. Gleba ze stanowiska Buczyna Północna w kopalni Bełchatów według Koneckiej-Betley (1993b) wykazuje ślady długotrwałego rozwoju w zmieniających się warunkach środowiska charakterystycznych dla gleb interglacialnych.

Istnienie rzecznych osadów wypełniających rozcięcia erozyjne w glinie odry udokumentował Forysiak (2005) w rowie Adamowa. Świadczy to o dobrze rozwiniętej sieci rzecznej w czasie interstadiału pilicy.

Ocieplenie przedwarciańskie było przedmiotem badań palinologicznych Jastrzębskiej-Mamelki (1992), na podstawie osadów organogenicznych kopalnego zbiornika bezodpływowego w kopalni Bełchatów. Analiza ta wykazała, że zbiornik powstał w warunkach tundry i początkowo wypełniał się mułkami. Z chwilą gdy zaczął przekształcać się w torfowisko, jego otoczenie stanowił las sosnowo-brzozowy z rosnącym udziałem świerka i drzew liściastych (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Carpinus*). Później panowały lasy mieszane z przewagą sosny i świerka, z dużym udziałem olszy. Zapis kończą pyłki związane z subarktycznymi lasami sosnowymi z domieszką świerka i brzozy oraz narastającym udziałem roślin zielnych. Zdaniem autorki, przemawia to za warunkami interstadialnymi o klimacie umiarkowanym chłodnym. Profil palinologiczny wykazuje znaczne podobieństwa do profili tego wieku zarówno z pobliskiego Podwinka (Janczyk-Kopikowa, 1981), jak i z Brzozowicy (Gilewska i Stuchlik, 1958).

Cenna dokumentacja osadów interstadiału przedwarciańskiego pochodzi także ze stanowiska Folwark A w tejże kopalni (Balwierz i Goździk, 2000; Goździk, 2001). W obniżeniach stropu gliny odrzańskiej występują utwory organiczne jeziorno-bagienne, nazywane serią Żłobnicy. Odpowiadają one aluwiom serii Chojny. Seria żłobnicka o maksymalnej miąższości 10 m składa się z trzech ogniw litostratygraficznych: dolnego w postaci mułów okrzemkowych, środkowego, do którego zalicza się mułki organiczne i torfy, oraz górnego – mułków z materiałem organicznym. Dowody palinologiczne z serii organicznej przemawiają za interstadialnym charakterem ocieplenia. Akumulacja osadów rozpoczęła się w czasie panowania lasów brzozowych. Później dominowały lasy sosnowo-brzozowe z jałowcem, następnie, w wyniku ocieplenia, osłabła rola brzozy, pojawił się świerk, jodła, grab, dąb, lipa, a nawet leszczyna. Ustąpiły one, wskutek postępującego ochłodzenia, lasom sosnowo-brzozowym z modrzewiem, a później – borom sosnowym z udziałem świerka i brzozy. Autorzy podkreślają, że nie można wykluczyć zniszczenia materiału palinologicznego

z fazy maksymalnego ocieplenia. Porównanie materiałów tego stanowiska z profilami z Podwika, Buczyny i Bełchatowa, analizowanych przez innych autorów, skłoniło Balwierz i Goździka (2000) do opowiedzenia się za interstadialną rangą tego ocieplenia.

W osadach serii Chojny znaleziono także szczątki *Mammuthus trogonteri* Pohlig (Brodzikowski i in., 1987).

Z tego okresu opisano także w regionie łódzkim poziomy glebowe. Znaleziono je pomiędzy utworami wieku radomki i warty w dorzeczu Pilicy (Różycki, 1967) oraz w okolicach Łodzi (Manikowska, 1966). Według Manikowskiej powstałe wówczas gleby interstadialne rozwinęły się na glinie odrzańskie. W stanowisku Zielona Góra (na SE od Łodzi) zachowany kopalny poziom glebowy, reprezentujący środowisko roślinności leśnej lub łąkowej, osiąga 70 cm. W profilu występuje poziom humusowy, eluwalno-glejowy i iluwalny oglejony.

Większość przeprowadzonych badań na stanowiskach kopalni Bełchatów skłania do uznania tego ocieplenia za interstadiał. Zajmujący się tym problemem autorzy nazywają go interstadiałem przewarciańskim (Balwierz i Goździk, 2000), interstadiałem pilicy (Krzyszowski i Nita, 1993), interstadiałem zlodowacenia środkowopolskiego (Jastrzębska-Mamełka, 1992) lub interstadiałem przedwarciańskim (Mojski, 2005). Za interstadialną rangą tego ocieplenia opowiadali się także, na podstawie badań w różnych obszarach Polski m.in. Baraniecka (1971a), Krzemiński (1974), Krzemiński i Bezkowska (1987), Ruszczyńska-Szenajch (1976), Rzechowski (1986) i Bałuk (1991). Według Krzyszowskiego i Nity (1993) porównanie kilku profili tego interstadiału w podobnych pozycjach napotyka na trudności, m.in. z powodu braku zgodności odcinków optymalnych.

Podobne cechy udokumentowanych stanowisk bywają podstawą wnioskowania o interglacialnym charakterze opisywanego okresu. Na przykład Ber (2000) wyróżnia w Polsce północno-wschodniej jako jego odpowiednik – interglacjał lubawski. Zaznaczyła się tam intensywna akumulacja rzeczna i jeziorna. Choć osady te nie mają pełnej dokumentacji palinologicznej, ich celem mogą – zdaniem wspomnianego autora – jednak za tym okresem przemawiać. Janczyk-Kopikowa (1986) stwierdziła tam niepełny profil w Sejnach, dokumentując jedynie II okres pyłkowy (świerkowo-olszowy), natomiast Winter (1986) wykazała na podstawie profilu Frącki rozwój lasów sosnowo-świerkowych z jodłą w klimacie umiarkowanym chłodnym (Ber, 2000).

Kilku innych autorów również uważa, na podstawie wielu udokumentowanych stanowisk w Polsce, że ranga klimatostratygraficzna tego ocieplenia to interglacjał, nazywany lubelskim (Środoń, 1969; Baraniecka, 1971a, 1993; Baraniecka i Sarnacka, 1971; Baliński, 1999; Wojtanowicz, 2004), interglacjałem grabówki (Lindner, 1984) lub interglacjałem lubawskim (Lindner 1984, 1992a; Krupiński i Marks, 1986; Baraniecka, 1990, 1993b, c; Krzyszowski, 1992; Ber, 2000).

Według badaczy profilów lessowych ocieplenie to miało charakter interglacjału (interglacjał lubelski). Dowodzi tego kompleks glebowy typu interglacialnego zwany na Wyżynie Lubelskiej Nieledew, zaś na Ukrainie – Korshov (Wojtanowicz, 2004). Na podstawie datowań profilów lessowych z poziomami glebowymi określono interwał czasowy ocieplenia na około 222–210 ka (Maruszczak, 1987).

Należy zauważyć, że pozycja wielu stanowisk ocieplenia przedwarciańskiego w Polsce jest nadal dyskutowana. Na przykład Nitychoruk (1995) podkreśla, że osady przypisywane przez kilku autorów na południowym Podlasiu w rejonie doliny Bugu do interstadiału lubelskiego (m.in. Ruszczyńska-Szenajch, 1976), mogą należeć do interglacjału mazowieckiego.

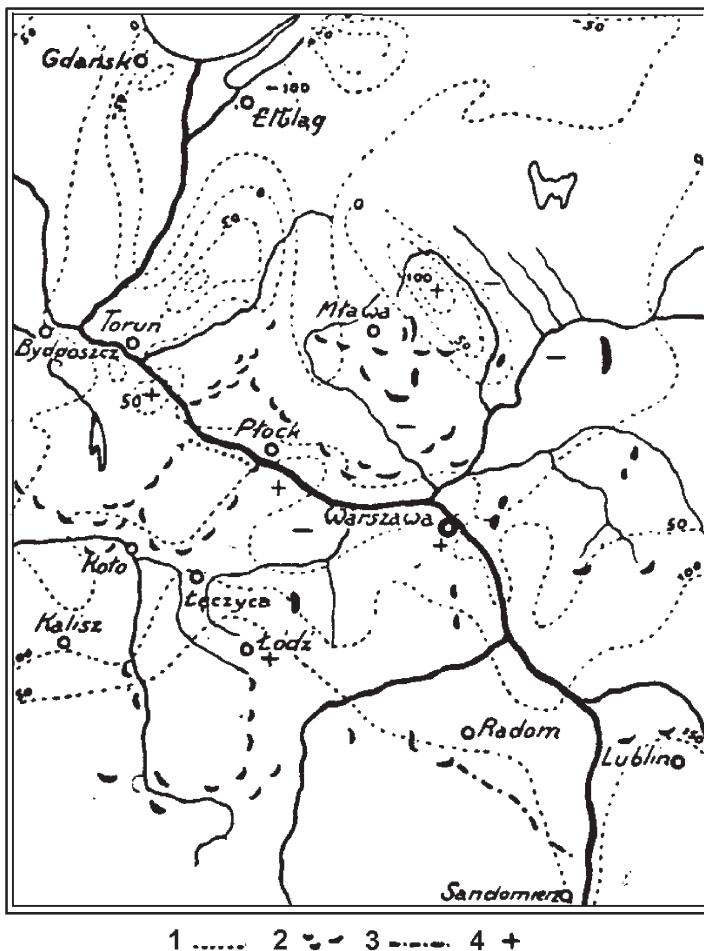
Słaby stan zachowania utworów starszych od warty, dostrzegany na wielu obszarach, nie musi dziwić. Jest bowiem prawidłowością, że na obszarach objętych transgresją lądolodu słabo zachowują się ślady poprzedzającego go ocieplenia. Silna aktywność procesów peryglacialnych w czasie transgresji (górną część serii Chojny) oraz same skutki glacji właściwie wykluczają dobre zachowanie się utworów organicznych. Takie trudności występują nawet w przypadku ostatniego interglacjału; jego dokumentacja z obszaru zasięgu lądolodu wisły jest stosunkowo uboga w porównaniu z obszarem ekstraglacialnym tegoż zlodowacenia. Zwracano na to uwagę już od dawna (m.in. Galon, 1957) i sytuacja ta, mimo rozwoju badań stratygraficznych w Polsce północnej zasadniczo się nie zmieniła do tej pory. Na przykład na dość dokładnie zbadanym obszarze Polski północno-wschodniej osady eemskie znane są tylko z trzech stanowisk na Pojezierzu Suwalskim. Udokumentowano tam nieliczne niewielkie jeziora (Ber, 2000).

2.3. Poglądy na rangę stratygraficzną jednostki warciańskiej

Dyskusja na temat wydzielenia jednostki warciańskiej, jej rangi, pozycji względem innych jednostek oraz zasięgu lądolodu warty w różnych częściach Europy trwa od około 80 lat i na razie nie przyniosła zadowalających rozstrzygnięć.

W Polsce dość wcześnie, w pasie obecnie wyróżnianej strefy warciańskiej, grupy moren czołowych odkrył Lencewicz (1918/19). Kolejne obserwacje tego autora pozwoliły pogłębić informację o ich występowaniu i wieku (Lencewicz, 1927). Zinterpretował je jako ślady przerw w oscylacjach jednego, najmłodszego lądolodu skandynawskiego – L₄. W Polsce środkowej Lencewicz stwierdził ślady dwóch wielkich lobów, rozdzielonych „wyżyną Łódzką”, które nazwał festonami nadwarciańskim i nadwiślańskim. Na ich obrzeżeniu wyróżnił moreny czołowe, m.in. w okolicach Działoszyna, na południe od Łodzi, oraz koło

Domaniewic i Grójca (rys. 11). W tym czasie niektórzy badacze zaczęli dostrzegać zasadność wyznaczenia zasięgów zlodowaceń i odniesienia ich do stratygrafii alpejskiej. Limanowski już w 1922 r. wyróżnił zlodowacenia L_3 i L_4 jako odpowiedniki rissu i würmu. Wydzielenie zlodowacenia środkowopolskiego, równoważnika zlodowacenia riss, zawiera *Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej* Sawickiego (1922). Zasięg maksymalny lądolodu miał biec wzdłuż linii: Częstochowa – Szydłowiec – Tarłów – Lublin, natomiast stadiał recesyjny miał przebiegać wzdłuż ciągu: Opoczno – Radom – Chotcza.

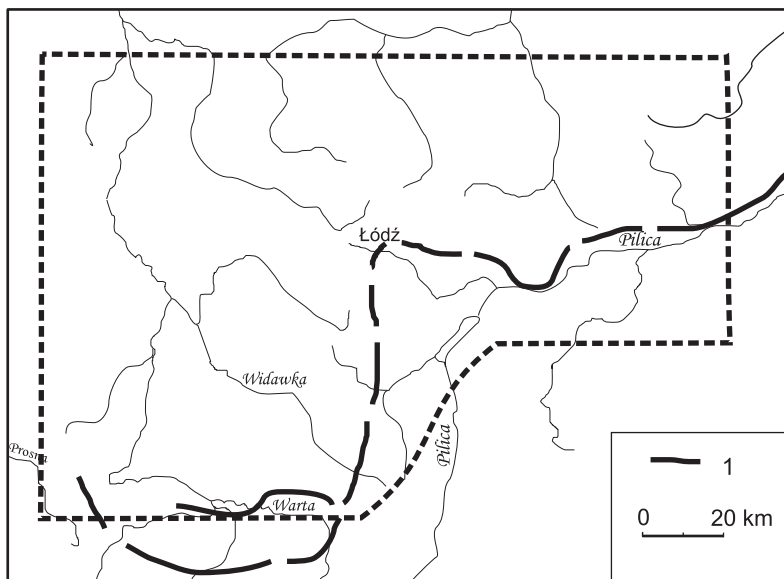


Rys. 11. Występowanie moren czołowych na obszarze środkowego Powiśla według Lencewicza (1927), opis uproszczony

- 1 – poziomice podłoża, 2 – moreny czołowe, 3 – jeziora lodowca, wysunięty wzdłuż Wisły, 4 – wzniesienia epejrogeniczne

Niezależnie od postępu badań polskich, pierwsze poglądy o konieczności wyodrębnienia jednostki warciańskiej na terenach Niemiec i Polski przedstawił Woldstedt w drugiej dekadzie XX wieku, wprowadzając do literatury pojęcie *Warthe-Vergletscherung*. Wyrazista rzeźba glacialna dorzecza Warty miała tu wyjątkowe znaczenie, co znalazło odzwierciedlenie w nazewnictwie (Woldstedt, 1927, 1955). Obszar ten, a w szczególności dorzecze Widawki, do dziś uznaje się za stratotypowy dla piętra warty (Baraniecka, 1971a, 1993; Klatkova, 1972a; Wojtanowicz, 2004).

W trakcie badań nad jednostką warciańską Woldstedt kilkakrotnie zmieniał poglądy na temat jej pozycji klimatostratygraficznej. Lokował ją początkowo w obrębie ostatniego glacjału jako jego maksymalny stadiał, od 1927 r. uznawał za samodzielne zlodowacenie pomiędzy glacjałami saale (soławy, solawy, sali, saalianu) i wisły (*Saale- und Weichsel-Vergletscherung*), a ostatecznie od 1935 r. – za młodszy stadiał zlodowacenia saale – *Warthe-Stadium* (Woldstedt, 1955; Klatkova, 1972a). Wyznaczając w 1927 r. zasięg warty w Polsce środkowej poprowadził go przez okolice Kalisza, Łodzi i Grójca, a więc opierał się na grupach form znanych już Lencewiczowi (1927) jako moreny czołowe. Pogląd o takim przebiegu granicy zasięgu utrzymywał w latach następnych właściwie bez zmian (Woldstedt, 1955, rys. 12).



Rys. 12. Zasięg stadiału warty w Polsce środkowej (1) według Woldsteda (1955), fragment mapy, zmieniony

Pogląd Woldstedta o samodzielności zlodowacenia warty z początku lat 30. był akceptowany także przez Hesemanna (Klatkowa, 1972a), który wówczas prowadził badania na niżu niemieckim i na Nizinie Wielkopolskiej oraz przez Milthersów (Galon, 1957), którzy opierali się na tzw. wskaźniku gładowym, a ściślej na zasięgu porfiru bałtyckiego.

W trzeciej i czwartej dekadzie ubiegłego stulecia w Polsce domino wało przekonanie, że region łódzki objęty został zlodowaceniem ostatnim, które wówczas określano jako L₄. Były z nim związane moreny czołowe z północnego obrzeżenia regionu świętokrzyskiego, m.in. w okolicach Opoczna, Libiszowa i Radzic (Zaborski, 1926; Lencewicz, 1927). Szafer (1928) nazywał go zlodowaceniem Varsovien II, a zasięg maksymalny wyznaczał na linii: Trzebnica – Częstochowa – Szydłowiec – Łęczna – Luboml – Stolin na Polesiu. Podjął także próbę wydzielenia faz recesyjnych. Zasięg fazy pierwszej biegł jego zdaniem przez Leszno – Pleszew – Pabianice – Grójec – Kałuszyn – Janów Podlaski. Następna faza miała biegnąć przez Poznań – Ślesin – Chodecz – Gostynin – Modlin – Gąbin – Ciechanów.

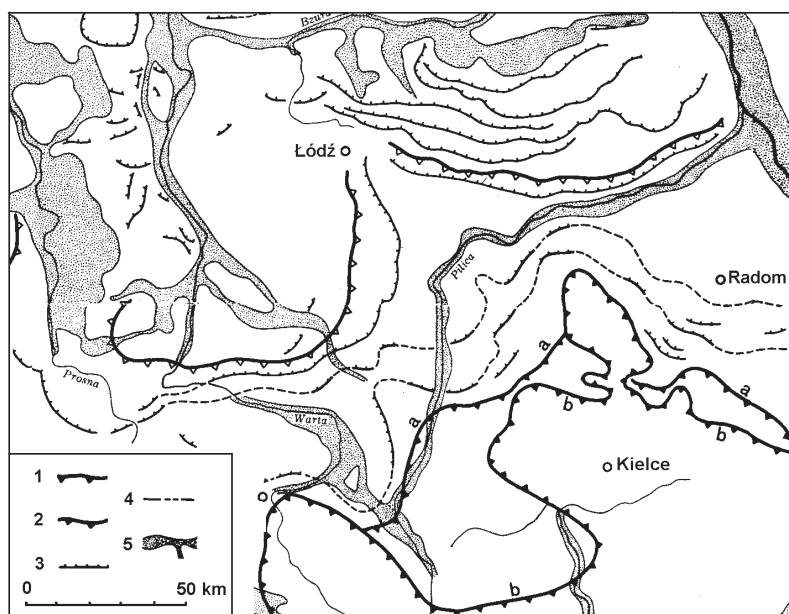
Pogląd Woldstedta co do istnienia stadiału warty w Polsce podzielał początkowo tylko Lewiński (1930).

Badacze polscy jednostkę warty (morfostratygraficzną) zaczęli powszechnie wyróżniać dopiero po II wojnie światowej. W odniesieniu do rangi klimatostratygraficznej początkowo rozważali trzy poglądy na jej pozycję i rangę stratygraficzną:

- 1) zasięg warty stanowi najdalszy zasięg ostatniego zlodowacenia;
- 2) warta jest samodzielnym zlodowaceniem;
- 3) nasunięcie warty jest częścią przedostatniego zlodowacenia.

Koncepcja pierwsza była rozważana dość krótko. Jej zwolennikami byli m.in. Halicki (1950) oraz Szafer (1953), który uważał jednostkę warty za najstarszy stadiał ostatniego zlodowacenia. W miarę postępu w rekonstrukcji interglacjału eemskiego i ustaleniu relacji jego śladów do osadów warciańskich, teza ta wygasła.

Wielu autorów uznawało jednostkę warciańską za stadiał przedostatniego zlodowacenia (Galon, 1957; Roszkówna, 1964, rys. 13). Galon (1957) kwestionował przy tym znaczenie czerwonego porfiru bałtyckiego, twierdząc, że jego obszar występowania nie pokrywa się ani z zasięgiem ostatniego zlodowacenia, ani z morenami zlodowacenia środkowopolskiego; nie ma więc uzasadnienia morfologicznego. Krytyczne stanowisko co do wskaźnika gładowego jako wyznacznika utworów warciańskich podtrzymał sam Woldstedt (1955), a później także Różycki (1967). Pogląd, że łądolód warty jest częścią przedostatniego zlodowacenia o randze stadiału zyskiwał coraz więcej zwolenników.

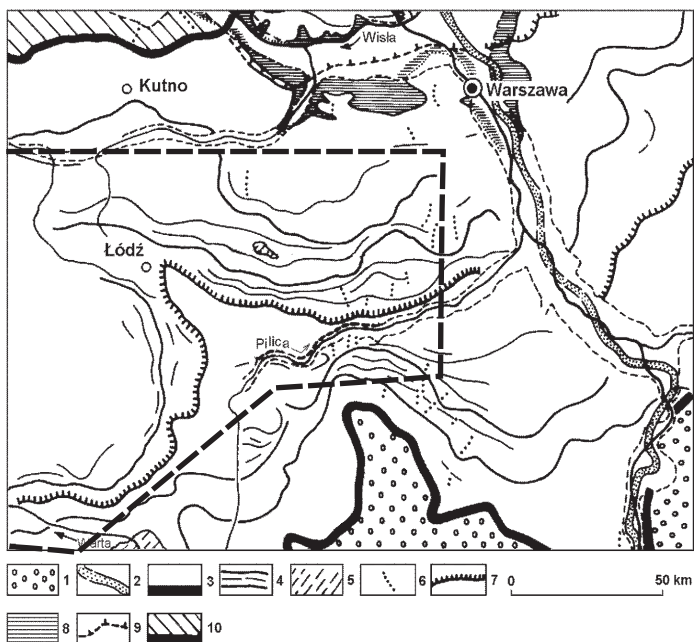


Rys. 13. Zasięg stadiału warty i linie postojów recesyjnych według Roszkówny (1964), fragment mapy; obszar badań zaznaczono linią przerywaną

1 – zlodowacenie środkowopolskie zasięg maksymalny, a – według Różyckiego (1961), b – według Karaszewskiego; 2 – stadium warty; 3 – postoje recesyjne; 4 – przypuszczalny przebieg czoła lądolodu; 5 – doliny i pradoliny

Różycki (1961, 1967) uściślił pozycję jednostki warciańskiej w obrębie zlodowacenia środkowopolskiego (rys. 14, tab. 3). Glacistadiał warty uznał za drugą z kolei jednostkę glacialną po glacistadiale radomki (maksymalnym), oddzieloną od niego interglacistadiałem pilicy. Autor ów uznał, że lądolód z linii zasięgu w stadiale radomki wycofał się na 150–180 km na północ, następnie rozwinął się lądolód warty na dystansie 60–80 km. Jego recesja sięgała 110–120 km, po czym nastąpiła kolejna, lecz mniejsza transgresja zwana stadiałem wkry na odcinku 40–50 km.

Różycki (1961, 1967) uważał, że każdy kolejny glacistadiał pomaksymalny obejmował coraz mniejszy obszar. Mieszczą się więc wszystkie te jednostki w długim okresie recesji lądolodu środkowopolskiego (G III). Ustępowanie lądolodu stadiału warty przebiegało z zaznaczeniem się dwóch faz: w czasie maksymalnego rozwinięcia była to faza warki, potem nastąpiło ocieplenie zwane interfazą (interglacifazą) rawy mazowieckiej, dająca się prześledzić na dystansie 30 km w postaci osadów piaszczystych i mułkowych, oraz faza grójca. Ta ostatnia ma mniejszy zasięg i odznacza się świeżą rzeźbą polodowcową.



Rys. 14. Zasięgi stadiałów i faz recesyjnych lądolodu środkowopolskiego według Różyckiego (1967), mapa i opisy nieco zmienione i uproszczone, obszar badań zaznaczono linią przerywaną 1 – strefa peryglacialna zlodowacenia środkowopolskiego, 2 – interglacialna (mindel-riss) dolina Wisły, 3 – zasięg maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego, 4 – zasięgi lodowca w glaci-fazach i glacietapach, 5 – obszary lodu stagnującego przez czas dłuższy, 6 – ozy, 7 – zasięg stadiału warty, 8 – zastoiska, 9 – zasięg stadiału wkry, 10 – obszar ostatniego zlodowacenia

Uznano później, że faza grójca zaznaczyła się w okolicach Rawy Mazowieckiej, Grójca i Góry Kalwarii (Balińska-Wuttke, 1965; Sarnacka, 1978). Również Domosławska-Baraniecka (1961) na podstawie badań form glacyfluwialnych w okolicach Sławęcina wyróżniła fazę recesyjną stadiału warty, którą nazwała fazą kutnowską. O osobnym fazowym nasunięciu ma świadczyć najmłodsza glina w Sławęcinie. Jewtuchowicz (1967) kwestionował tę opinię, dowodząc, że posiada ona cechy osadu spływowego. Tym samym podważył zasadność wydzielenia odrębnej fazy kutnowskiej. Zauważył także, że na południowym przedpolu moreny kutnowskiej nie ma sandrów.

W badaniach późniejszych, kiedy stwierdzono możliwość zasięgu warty w pobliżu Radomia, Baraniecka i in. (1978) zasugerowali, że wyróżniona przez Różyckiego (1967) faza warki nie jest związana z zasięgiem maksymalnym, lecz jest pierwszą fazą recesyjną, poprzedzającą fazę grójca.

Jednostkę warciańską nazywano także stadiałem mazowiecko-podlaskim (Baraniecka, 1971b; Baraniecka i in., 1978) oraz stadiałem pilicy (Lindner

i Grzybowski, 1982; Lindner, 1992a). Wprowadzenie tego terminu było jednak nieco mylące z powodu funkcjonującego już od dawna terminu „interstadiał pilicy”. Lindner i Grzybowski (1982) podtrzymali pogląd Różyckiego (1961) o istnieniu etapów postojowych, związanych z zanikiem lądolodu warty, wyróżniając fazy grójca i mszczonowa. Faza grójca według tych autorów miałyby się wyrażać oddzielnym pokładem gliny na około 20-kilometrowym zapleczu maksymalnego zasięgu. Natomiast faza mszczonowa biegnie, zdaniem tych autorów, na linii Ozorków – Wzgórza Domaniewickie.

Podział zaproponowany przez Baraniecką i in. (1978, tab. 3) stanowił niewielką modyfikację w stosunku do wydzieleń Różyckiego (1961). W opinii wielu badaczy, wyróżnionym stadiom (warty, wkry i mławy) odpowiadają trzy gliny, nakładające się dachówkowo w Polsce środkowej. W stadiale bużańskim osadziły się utwory rezydualne i rzeczne, zaś w regimińskim – osady typowo sandrowe z wkładkami serii zastoiskowych (Lindner, 1992a). Należy jednak zauważyć, że ocieplenia postwarciańskie, starsze od interglacjału eemskiego, nie posiadają udokumentowanej rangi klimatostratygraficznej typu interstadialnego w zapisie palinologicznym, co najwyżej można wyróżniać interfazy. Poglądy o istnieniu stadiów czy faz postwarciańskich, wkry (północnomazowieckiego) i mławy, są podtrzymywane na podstawie kryterium morfostratygraficznego (Mojski, 1972; Brud, 2000), zaś interwałów ciepłych – na podstawie poziomów glebowych (Wojtanowicz, 2004).

Za stadialną rangą jednostki warciańskiej opowiada się Mojski (2005). Autor ów uważa także, że jednostki morfostratygraficzne, np. północnomazowiecka i mławska, dawniej traktowane jako stadiały, mają niższą rangę – faz. Traktowanie jednostki warciańskiej jako okresu zimnego rangi mniejszej niż glacjał (fazy recesyjnej lub stadiału) i włączanie jej do glacjału odry jest poglądem nadal rozpowszechnionym (Mojski, 2005; Ber i in., 2007). Lindner (1987), który w pewnym okresie opowiadał się za rangą zlodowacenia piętra warty, od niedawna znów zaczął traktować jednostkę warty jako część zlodowacenia odranian, wiążąc obydwie te nasunięcia z 6. piętrzem tlenowym (Lindner, 2005; Ber i in., 2007). Stanowisko to koresponduje z niedawno przedstawionymi wynikami badań Lambecka i in. (2006).

Od początku lat 70. wielu autorów wracało do koncepcji wyróżniania samodzielnego glacjału warty (Klatkova, 1972a; Lindner, 1978; Maruszczak, 1980, 1987; Baraniecka, 1990, 1993c; Ber, 2000, 2006b; Lisicki, 2003; Wojtanowicz, 2004; Marks, 2005).

Zważywszy na glajologiczno-geomorfologiczne i litostratygraficzne cechy kompleksu osadów warty, można wnioskować o randze samodzielnego zlodowacenia. W regionie łódzkim wyraża się to dobrze rozwiniętym kompleksem osadów glacialnych i form, dokumentującym zlodowacenie w sensie wielkoskalowego nasunięcia lądolodu. Podobnie jest także w innych odcinkach pasa

rzeźby warciańskiej w Europie środkowej. Dobrze rozwinięte cechy profili warciańskich udokumentowano także w obszarach zajętych przez lądolód zlodowacenia wisły. Przykładem jest obszar Pojezierza Suwalskiego, odnośnie do którego Ber (2000) stawia tezę o samodzielności tego zlodowacenia, mimo niepełnych interglacialnych cech interglacjału lubawskiego w Polsce północno-wschodniej. Upoważniają do tego, zdaniem tego autora, aż trzy miąższe poziomy glin lodowcowych, rozdzielone grubymi seriami glaci-fluwialnymi i glaci-limnicznymi, które występują na obszarze Pojezierza Suwalskiego i Równiny Augustowskiej. Uznał je za odpowiedniki stadiałów: rogowca, wkry i mławy (tab. 3). Za samodzielnością jednostki warciańskiej według Bera przemawia znaczna obfitość akumulacji glacygeniczej w tym okresie. Częściowo może ta znaczna miąższość wynikać ze spiętrzającej działalności lądolodu zlodowacenia wisły.

Dobra rozdzielność glin warty może być także argumentem za samodzielnością zlodowacenia warty. Zwracał na to uwagę Lisicki (1993, 2003). Argument intensywnej akumulacji w czasie zlodowacenia warty może być także przedstawiony po analizie profilów różnych części dorzecza Wisły, w szczególności z Pojezierza Mrągowskiego, gdzie są podstawy do wyróżnienia dwóch stadiałów (Lisicki, 1997). Poza tym w przypadku występowania dwóch, czy nawet trzech poziomów glin warty nie stwierdzono istotnych różnic petrograficznych. Potwierdzają to poszerzone na całe dorzecze Wisły badania Lisickiego (2003).

W opinii wielu autorów za samodzielnością zlodowacenia przemawia także kryterium rzeźby strefy marginalnej. Baraniecka (1993c) i Marks (2005) podkreślają, że dorzecze Warty jest kluczowym obszarem, gdzie wyraźnie wykształciła się strefa marginalna, w sensie kryteriów geologiczno-morfologicznych, oraz gdzie najwcześniej ustalono położenie glin piętra warty w stosunku do osadów eemianu i holsteinianu. Zlodowacenie warty jest jednym z czterech głównych nasunięć lodowcowych o wykształconej strefie zasięgu w Polsce.

Ważnym argumentem za rangą glaciału jest powszechnie dziś uznana górna granica jednostki warciańskiej z interglacjałem eemskim (Gibbard, 2003). Posiada ona tym większą wagę, że uznaje się ją jednocześnie za cezurę między środkowym a górnym plejstocenem. W powszechnej już opinii jednostka warciańska jest korelowana z 6. piętrzem izotopowym stratygrafii głębokomorskiej plejstocenu. Pozostaje jednak do rozwiązania problem jej dolnej granicy. Może nią być zarówno cezura pięter 6. i 7., jak i inna granica w obrębie piętra szóstego.

Należy podkreślić, że tak dokładnie zdefiniowanej granicy z interglacjałem, ani górnej, ani dolnej, nie ma jednostka odrzańska. Jeśli ocieplenie prewarciańskie miało charakter interstadiału, należy uznać, przyjmując ten punkt widzenia, że włączanie jednostki odrzańskiej do warciańskiej ma lepsze uzasadnienie niż postępowanie odwrotne.

Jeśli przyjąć, że rozstrzygnięcie problemu rangi klimatostratygraficznej nie jest na razie możliwe w strefie glacialnej, należy uwzględnić charakter strefy peryglacialnej. Strefa peryglacialna w okresie warty zajmowała pas rzędu kilkuset kilometrów aż po góry systemu alpejskiego i Morze Czarne. W pasie tym, poza zasięgiem pustyń, utworzyły się m.in. przetrwałe do dziś pokrywy lessowe z glebami kopalnymi. Dają one liczne przesłanki do określania rangi piętra warty i okresów ograniczających w sposób nie mniej istotny niż badania palinologiczne w zbiornikowych osadach organicznych. Osady peryglacialne wieku warciańskiego były badane m.in. przez Wojtanowicza (1993) oraz Harasimiuka i in. (2004). Należą do nich lessy (tzw. less starszy górny) o średniej miąższości 7 m, zajmujące znaczne powierzchnie wyżyn Polski południowej. Znajdują się one w profilach pomiędzy lessami starszymi ze zlodowacenia odry i młodszymi – vistuliańskimi, oddzielone interglacialnymi glebami kopalnymi: typu Tomaszów z interglacjału lubelskiego i typu Nietulisko z interglacjału eemskiego. Według Maruszczaka (1994) ich miąższość jest przeciętnie dwukrotnie większa od lessów odrzańskich. Lessy warciańskie były akumulowane z przerwami, kiedy to rozwijały się gleby glejowe subarktyczne. W znacznej części Europy rozpoznano trzy takie poziomy glebowe, rozdzielające cztery poziomy lessów. Według Maruszczaka (1993) ocieplenia te miały cechy interstadiałów. W Azji liczba poziomów lessów zmienia się w niewielkim stopniu. Jak podaje Wojtanowicz (2004) na podstawie badań Rousseau i Wu, w Chinach zalicza się do piętra 6. trzy poziomy lessowe, zgodnie z okresami suchości klimatu i nasileniem monsunów zimowych, datowane na 180, 154 i 138 ka.

Opierając się głównie na danych ze strefy peryglacialnej, Wojtanowicz (2004; tab. 3) zaproponował rozbudowaną koncepcję podziału piętra warty. „Warta” jest rozumiana jako glacjał w sensie klimatostratygraficznym, o czasie trwania w granicach 210–130 ka. Według tego autora, który powołuje się także na zbieżne wyniki badań wielu specjalistów, w obrębie wyróżnionego piętra wyróżnić można 7 podpięter (substadiów): trzy względne ocieplenia (ok. 190, 170 i 140 ka) oraz cztery ochłodzenia.

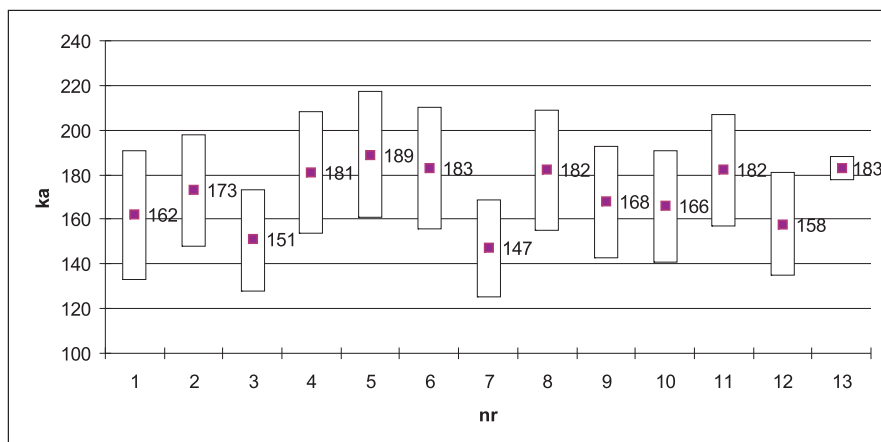
Glacjał warty rozpoczyna stadiał wczesny (210–191 ka) z panowaniem na terenie Polski klimatu peryglacialnego. Z tego okresu udokumentowano piaski i mułki fluwioperyglacialne i jeziorne (Harasimiuk i in., 2004) oraz czarnoziemny stepowe w górnej części kompleksu glebowego typu Nieledeu. Panowała wówczas na obszarach wyżynnych roślinność tundrowa (Wojtanowicz, 1993). W okresie 191–185 ka miał miejsce stadiał przedmaksymalny. Autor ów nie określa precyzyjnie zasięgu lądolodu. Kolejny etap – stadiał maksymalny – trwał natomiast w przedziale 180–170 ka, zaś stadiał wkry – 165–157 ka. Pomiedzy tymi stadiami oraz po stadiu wkry nastąpiły ocieplenia interstadialne o czasie trwania 3–5 ka i utworzyły się gleby glejowe. Pomiedzy stadiem maksymal-

nym a stadiąem wkry nastąpiło ocieplenie najbardziej wyraźne, kiedy to wykształciła się gleba tarnopolska.

Ustalenie rangi stratygraficznej jednostki warciańskiej nastęrcza wiele trudności nie tylko w odniesieniu do obszaru Polski, ale również Europy i świata. Ma ona liczne odpowiedniki zarówno na zachód (*Late Saalian*, *Saalian II*, *Saalian III*, *Saale 3*, *Fläming Phase*, *Warthe-Stadium*, *Warthe-Vergletscherung*, *Warthanian*, *Wartanian Glaciation*, *Warthenian*, *Wartian*, *Wolstonian*, *Wolston*), jak i na wschód od Polski (soż, medininkai, moskovian, taz).

Mimo iż osady wieku warciańskiego poddano już licznym datowaniom bezwzględny, ze względu na znaczny błąd pomiaru, często na miarę piętra stratygraficznego, do dziś nie ma pewności, czy są one odpowiednikiem całego szóstego piętra izotopowo-tlenowego, czy też stanowią jego część ostatnią, chłodną, poprzedzającą bezpośrednio piętro 5e. Jest to zadziwiające, gdyż osady warty opisano niezliczoną ilością faktów geomorfologicznych, geologicznych, paleopedologicznych, a także datowań bezwzględnych.

Czas trwania zimnego piętra warty jest różnie okreśłany, ostatnio najczęściej w granicach 195–130 ka (Lindner i Marks, 1993; Bard i in., 2002; Fredin, 2002, rys. 5; Kukła, 2005; Lambeck i in., 2006), rzadziej 220–130 ka (Mojski, 2005) lub 210–130 ka (Wojtanowicz, 2004). Maksimum było okreśłane niekiedy na 180–170 ka (Mojski, 2005; Wojtanowicz, 2004), a ostatnio 143–140 ka (Lambeck i in., 2006). Wiek osadów glacialigenicznych warciańskich z regionu łódzkiego, głównie gliny lodowcowej, otrzymany metodą TL oscyluje wokół wartości 171 ka w przedziale błędu około 15% (rys. 15).



Rys. 15. Wyniki datowań TL glin i innych osadów zlodowacenia warty w regionie łódzkim – przykłady. Na osi pionowej zaznaczono wartości dat TL w ka, na osi poziomej nr kolejny nr daty, białe słupki pokazują zakres błędu daty. Zestawiono na podstawie: Sarnacka (1980), Klatkowska i Załoba (1992), Ziomek (1992), Bezkowska (1993), Nowacki (1993) i Roman (2003)

Van Andel i Tzedakis (1996) uważają, że lądolód saalianu-warty utrzymywał się szczególnie długo, znacznie dłużej niż lądolód ostatni w drugim piętrze izotopowo-tlenowym. Bard i in. (2002) uznali także na podstawie badań stalagmitów jaskini Argentarola we Włoszech, że okres glacialny MIS 6 to piętro wyjątkowo długie i surowe. Początek fazy MIS 6.6 określili na około 190 ka. MIS 6.4 była fazą wyróżniającą się znaczną suchością, co udokumentowano we wspomnianej jaskini.

Według Lambecka i in. (2006) w okresie między około 195 i 130 ka (MIS 6) miały miejsce dwa kolejne zlodowacenia: drenthe oraz warthe (warta), lecz wyraźnie w młodszej części tego piętra. Ich maksima określone są na około 155 i 143 ka. Nasunięcia te rozdziela krótkotrwałe, lecz bardzo wyraźne ocieplenie typu chłodnego interglacjału lub ciepłego interstadiału, którego początek miał miejsce około 150 ka temu.

W Niemczech południowo-wschodnich występują przeważnie dwie gliny górnego saalianu, odpowiadające piętru warty. Eissmann (2002) przypisuje im łącznie rangę fazy. Gлина dolna jest wiązana z subfazą fläming, górna – z subfazą lausitz, która, co do składu petrograficznego, charakteryzuje się znaczną zawartością fragmentów skał wschodniobałtyckich. Eissmann (2002) uważa, że nasunięcie lądolodu fläming, odpowiednika lądolodu warciańskiego, we wschodnich Niemczech było krótkotrwałe, rzędu kilku tysięcy lat i miało charakter fazy. Między tymi poziomami występują osady rzeczne poziomu trainitz z florą subarktyczną do borealnej. Interwał ten odpowiada ociepleniu rügen, który jest wydzielany w innych częściach Niemiec, np. na terenie Altmarku. Eissmann (2002) podkreśla, że zanik lądolodu subfazy fläming był bardzo szybki.

Na Litwie odpowiednikiem warty jest zlodowacenie medininkaj, które jest reprezentowane przez jedną, dość miększą (do 30 m), glinę lodowcową. W obwodzie kaliningradzkim glina jest także jedna, ale o niewielkiej miąższości. Cały kompleks z tego okresu może osiągać łącznie nawet 100 m miąższości (Ber, 2000). W glinie występuje znaczna zawartość materiału wyerodowanego we wschodniej części Bałtyku, świadczącego o napływie lodu z północno-zachodu (Gaigalas, 1995).

Białoruski odpowiednik warty to zlodowacenie sożskie, dzielone na dwa stadiały: mogilew i stawgorod. W obrębie stadiału mogilewa wydzielono fazy kopyl i oszmiany. Najczęściej jednak zlodowacenie to jest reprezentowane przez jedną warstwę gliny o średniej miąższości 10–25 m, maksymalnie od 60 m do ponad 100 m w rejonie Mińska i Nowogródka (Matveyev, 1995). Piętru sożskiemu przypisuje się na Białorusi także rangę stadiału zlodowacenia dneperian. Rozwój zlodowacenia był tam prawdopodobnie metachroniczny, a jego osady wydatowano na 160–130 ka (Marks i Pavlovskaya, 2006).

Rosyjski odpowiednik zlodowacenia warty – zlodowacenie moskiewskie – pozostawiło w centralnej Rosji szeroko rozprzestrzeniony pokład gliny brązowo-czerwonej o miąższości 1–10 m. Od gliny zlodowacenia dniewrowskiego odróżnia się m.in. innym zapisem pola magnetycznego oraz litologią (Sudakova i in., 1995). Dalej na wschód od Uralu zlodowacenie to nosi nazwy taz i kuchchugui. Maksymalny rozwój lądolodu, który może być odpowiednikiem warciańskiego w dorzeczu Peczory, Svendsen i in. (2004) określają na 160–140 ka, zaś Andreev i in. (2004) – od 170 do 130 ka. Na Nizinie Zachodniosyberyjskiej osady zlodowacenia taz, leżące pod przykryciem utworów morskich, są wyraźnie oddzielone od starszych (MIS 8), które mają większy zasięg od 100 do 400 km, czyli mniejszy niż na Plateau Putorana (Svendsen i in., 2004).

Późny saalian (*Saale Pleniglacial*) rozdzielony jest ociepleniem, co uwiadacza się na profilach palinologicznych. Wyróżniany jest w późnym saalianie interstadiał flakket (=zeifen) i stadiał kattegat. Potwierdza to m.in. niedawna publikacja Beets i in. (2006). Autorzy zbadali osady jeziorne w Bispigen w środkowej Holandii, występujące w obniżeniu glacialnym, pochodzące z późnego saalianu i wczesnego eemu. Stwierdzono tam dokładny zapis izotopowy i palinologiczny. Wynika z niego, że ocieplenie u schyłku saalianu zostało przerwane przez chłodne wahnięcie o cechach kontynentalnych. Może to być korelowane ze stadiem kattegat i zdarzeniem heinrich 11 (*Heinrich Event 11*). Niektórzy uważają, że było to ochłodzenie typu „młodszego dryasu” zwane „Zeifen event”. Zaznacza się w osadach głębokomorskich jako tzw. zdarzenie H11 (*Heinrich Event 11*) związane z większą aktywnością gór lodowych (Skinner i Shackleton, 2006). Początek eemu jest określony na ~131 ka.

Takiej klimatycznej oscylacji w końcu warty nie stwierdzono w Polsce. Dowodzą tego Bińka i Nitychoruk (2001) na podstawie profilu palinologicznego Dziewule na południowym Podlasiu. Według nich, w końcu saalianu następowała stopniowa ewolucja roślinności – od zbiorowisk tundrowych, przez lasy sosnowo-świerkowe z roślinnością zielną, po zwarte lasy na początku eemu.

Granica pięter warty i eemu, czyli pięter izotopowych 6 i 5e, jest przez wielu autorów dość podobnie wyznaczana. Jest też wyraźnie zapisana w wielu profilach osadów morskich i lądowych. Już w 1981 r. Dansgaard i Duplessy określili ją na 125 ka. Później stopniowo uściślano te dane; zdaniem Kukli (2005) w grę wchodzi wartość rzędu około 130 ka. W okresie tym, według Van Andela i Tzedakisa (1996), nastąpiło powszechne topnienie lądolodów, zaś na 125 ka przypada już optimum interglacjału eemskiego. Maksimum insolacyjne wyliczono na 126–125 ka. Na podobne dane dotyczące początku ocieplenia eemskiego powołuje się także Gibbard (2003), podkreślając, że zostały wyznaczone już dość precyzyjnie w 1970 r. przez Broeckera i Van Donka. Zakończenie piętra warty według wielu autorów nie było natychmiastowe, zapisało się charakterystyczne przejście glacialno-interglacialne (*Termination II*) o charakte-

rze stopniowego „wygasania” ocieplenia, podobnie do późniejszego przejścia pięt 2. i 1. (*Termination I*). Jak dowodzą Skinder i Shackleton (2006), choć każdy schyłek zlodowacenia jest unikatowy co do pewnych szczegółów, ogólne tendencje w zapisie osadów głębokomorskich są podobne. Środkowy punkt *Termination II* wyliczono na 128 ka, a cały okres stopniowej poprawy warunków klimatycznych trwać mógł nawet 6 ka (132–126 ka według Gibbarda, 2003). Bazując na środkowych punktach okresów granicznych, Broecker i Henderson (1998, *vide* Gibbard, 2003) określili trwanie eemu na okres od 129 do 119 ka.

Zapis okresu *Termination II* na Morzu Norwesko-Grenlandzkim analizował Bauch (1996) na podstawie analizy 21 profili osadów morskich. Analiza ta wskazuje, że okresowi deglacjacji odpowiada przedział dat 131–125 ka. Rozpo-wszechnia się wtedy subpolarny gatunek *Bella megastoma*, początkowo w rejonie Morza Islandzkiego, który jest organizmem wskaźnikowym pojawienia się detrytusu glacialnego. Granica 6/5e ma także charakterystyczny zapis w osadach jeziora Bajkał (BDP–Members, 2005). Zlodowacenie, charakteryzujące się niemal brakiem pyłków, przechodzi dość gwałtownie w zapis o dużej frekwencji pyłkowej (duży udział drzew *Pinus sibirica*, *P. silvestris*, *Abies*). Dość wcześnie następuje pik świerka. Na przejściu MIS 6/5 Bard i in. (2002) stwierdzili wyjątkowo wysoki wzrost atmosferycznego CO₂, większy 5-krotnie niż na przejściu MIS 7.1 i MIS 7.2.

Ta ważna granica warta–eem, czyli w zapisie oceanicznym przełom pięt 6. i 5., a dokładniej 6.2/5.51, jest często uznawana za granicę między środkowym a górnym plejstocenem (*Middle/Upper Pleistocene*). Gibbard (2003) zaproponował uznanie na obszarach lądowych za stratotypową granicę poziom o rzędnej 63,5 m p.p.t. w profilu wiercenia na terenie terminalu w Amsterdamie. Stanowisko to jest proponowane jako stratotypowe także dla eemu.

Według Baumanna i in. (1995) ta granica MIS 6/5 miała miejsce 128 ka BP. Z datowań U-Th raf koralowych wynika, że granicę tę należy umieścić w przedziale 136–128 ka (Bard i in., 2002), czyli kilka ka wcześniej niż na krzywej SPECMAP, gdzie znajduje się przy 124 ka. Henderson i Slovey (*vide* Bard i in., 2002) wyliczyli, że środek *Termination II* w osadach koło Wysp Bahama zapisał się około 135 ka, zaś granica MIS 6/5 została wydatowana na 127 ka.

Choć kontrowersje co do rangi i wewnętrznego podziału piętra warciańskiego są znaczne, samo jego zakończenie należy uznać za dość dobrze obecnie rozpoznane, niebudzące wątpliwości przejście glacjał/interglacjał. W stosunku do tej cezury, ramy okresu zimnego odry (drenthe) są mniej czytelne. Jest to ważna przesłanka za traktowaniem warty jako zlodowacenia *sensu lato*, zaś zasadne jest włączanie doń poprzednich ochłodzeń po ściśle określonej granicy glacjał/interglacjał.

3. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OSADÓW I FORM WARCIAŃSKICH

3.1. Osady warciańskie w zasięgu zlodowacenia wisły

Stan poznania śladów zlodowacenia, w tym głównie osadów lub form, które pozostawił lądolód euroazjatycki wieku warty, jest zróżnicowany strefowo. Jest to stan ogólnie bardzo słaby, wręcz niekiedy szczątkowy, w centralnych obszarach Skandynawii, umiarkowany w obszarach pojezierzy *Peribalticum* oraz dość dobry poza zasięgiem lądolodu wisły, w warciańskiej strefie morfologicznej.

Na Półwyspie Skandynawskim znane są tylko nieliczne miejsca występowania osadów warciańskich. W Norwegii przykładem osadu, który można zaliczyć do piętra warty, jest glina Paradis, która podściela osady eemskie w klasycznym profilu Fjøsanger w południowo-zachodniej części kraju (Lindner, 1992b; Fredin, 2002). W południowej Szwecji ze zlodowacenia warty (lub całego saalianu) pochodzi glina lodowcowa o miąższości ok. 10 m, występująca w profilach Skanii (np. Hyby, Tofthög), która leży powyżej osadów morza holsztyńskiego, a pod osadami interglacjału eemskiego (Lindner, 1992b). Najpełniejszy profil saalianu znajduje się w kraterze meteorytowym Lappajärvi w zachodniej Finlandii. Występują tam dwa horyzonty gliny lodowcowej: starszy, z detrytusem pochodzącym z północy i północnego wschodu oraz młodszy, odpowiadający przypuszczalnie zlodowaceniowi warty, z materiałem z północnego zachodu. Gliny rozdzielone są osadami sedimentacji wodnej z materiałem organicznym o cechach interstadialnych (Saarnisto i Salonen, 1995). Natomiast w północnej Finlandii występuje jeden poziom gliny (*till bed IV*), reprezentujący saalian *sensu lato*, pomiędzy osadami interglacjału naakenavaara (holsteinian) i interglacjału tepsunkumpu (eemian) (Hirvas, 1995). Na półwyspie Kola glina zlodowacenia moskavian, czyli warciańska, jest najstarszym poziomem glacialnym. Pokryta jest w wielu miejscach osadami morskimi interglacjału mikulino (eemu), bardzo rozpowszechnionymi w północno-zachodniej części Rosji. W południowo-wschodniej części półwyspu osady te są przykryte przeważnie jedną gliną z późnego vistulianu (wałdajanu). Są także ślady nasunięcia wczesnovistuliańskiego, na co wskazują głównie

badania rosyjskie (Svendsen i in., 2004). Od półwyspu Kola i Morza Barentsa po Nizinę Peczerską i dalej do grzbietu Timanu, do wysokości około 300 m n.p.m. rozpościerają się osady zlodowacenia wychegda (moskopian). Sięgają w dorzeczu Kamy–Wołgi do 59°N. W dorzeczu Peczory zlodowacenie to reprezentowane jest przez charakterystyczną rdzawobrazową glinę lodowcową, która zawiera materiał z półwyspu Kola – charakterystyczny sjenit nefelinowy (*nepheline syenite*).

Osady lądolodu euroazjatyckiego wieku warty poza zasięgiem lądolodu skandynawskiego, czyli w centrach glacjacji barentsko-karskim, północnosyberyjskim i brytyjskim, są słabo poznane i mało zróżnicowane. Osady lądolodu barentsko-karskiego (taz) są wyróżniane pod przykryciem utworów ostatniego zlodowacenia na obszarze dorzecza Peczory, północnego Uralu i północno-zachodniej Syberii. Lądolód napływał tam z obszaru obecnego szelfu. W północnej części Niziny Zachodniosyberyjskiej zachowały się osady zlodowacenia taz przykryte utworami morskimi z fauną borealną (Svendsen i in., 2004). Słabo znane są także osady północnosyberyjskiego centrum glacjacji, w tym na Plateau Putorana, oraz osady brytyjskiego zlodowacenia wolston, głównie z powodu występowania kopalnego, ze względu na słaby rozwój brytyjskiego centrum glacjacji i silne zniszczenie przez późniejszy, większy lądolód zlodowacenia devensian. Istnieją przypuszczenia, że tutejsza czasza lodowa nie łączyła się z lądolodem skandynawskim (Straw, 1979; Lindner, 1992a).

Na południe od skandynawskiego centrum glacjacji oddzielny poziom gliny warciańskiej o większej ciągłości pojawia się dopiero w profilach południowego Bałtyku, w polskiej strefie ekonomicznej. Stanowi on tam często najstarszy osad plejstoceni, stosunkowo dobrze poznany. Gлина lodowcowa leży dość płytko na Ławicy Słupskiej i Południowej Ławicy Środkowej, a także powszechnie w strefie podbrzeża Bałtyku. Wyniki jej datowań metodą TL mieszczą się w przedziale 194–115 ka (Mojski, 2005).

W zasięgu ostatniego zlodowacenia najlepiej poznano osady warciańskie na terenie pojezierzy niemieckich i polskich.

W północno-wschodnich Niemczech, w zasięgu zlodowacenia weichselian, osady warty zwykle występują poniżej poziomu morza, zwłaszcza w północnej części Meklemburgii–Przedpomorza, osiagając niekiedy znaczne miąższości. Są one szczególnie rozbudowane na liniach rynien subglacialnych. Natomiast w południowej części tego regionu znajdują się przeważnie w przedziale 0–50 m n.p.m. i wykazują wzrost miąższości na południe (Müller i in., 1995; Börner, 2004).

W Polsce w strefie pobraży, podobnie jak w północno-wschodnich Niemczech, osady warty zwykle występują poniżej poziomu morza. Na zachodnim wybrzeżu Dobracka (2004) wyróżniła na podstawie badań litologicznych dwa

poziomy gliny warciańskiej. Poziom dolny charakteryzuje się wyrównaną zawartością skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych. Górny poziom (typu „Pustkowo”) jest bardziej ciągły i występuje wzdłuż całego odcinka wybrzeża między Pobierowem a Mielnem. Przeważają w nim wapienie paleozoiczne nad skałami krystalicznymi; duży jest także udział dolomitów. Również Dobracki (2004) na odcinku Mielno–Ustka, wzdłuż Pobrzeża Słowińskiego, stwierdził ciągły pokład gliny zlodowacenia warty, zwykle o stropie położonym 20–40 m p.p.m., a głębiej słabo zachowane gliny zlodowacenia odry. Gliny wieku warty często leżą na osadach miocenu, zaburzonych glacitektonicznie.

W pasie Pomorza osady warty opisano z Niziny Szczecińskiej. Prawdopodobnie osiągają one nieprzeciętnie duże miąższości. Poziom gliny warciańskiej, jeden z trzech poziomów zaliczonych do saalianu, opisany przez Hermanowskiego (2007), osiąga średnio 27 m, a maksymalnie nawet 80–110 m. Jej strop oscyluje przy rzędnej poziomu morza. Dobracka i Winter (2001) na Wysoczyźnie Łobeskiej również udokumentowały bardzo gruby pokład gliny warciańskiej, rzędu 67 m. Ciągłą warstwę gliny można obserwować w odsłonięciach wybrzeża klifowego między Kołobrzegiem a Sarbinowem. Skład petrograficzny zbadany przez Dobrackiego (2001) wyróżnia się znacznym udziałem węglanowych skał lokalnych, co świadczy o silnej egzaracji odsłoniętych w pobliżu skał mezozoicznych. Gлина ta ma wyrównaną zawartość skał krystalicznych północnych i wapieni paleozoicznych. W dolinie dolnej Wisły i częściowo w obrębie sąsiednich wysoczyzn, między Gdańskiem, Kwidzyniem a Elblągiem, osady glacialne warty występują pod przykryciem osadów morza eemskiego (Baraniecka, 1984).

Dalej na południe osady warciańskie w pewnym stopniu naśladują główne rysy rzeźby północnych Niemiec i północnej Polski, m.in. tworząc wyraźne elewacje w pasie tzw. garbu pojeziernego. Stan rozpoznania ich wychodni na powierzchni topograficznej jest słaby. Wyjątkiem jest Pojezierze Suwalskie, gdzie zagadnienie to zostało dość dobrze przeanalizowane, a wiek wychodni potwierdzają m.in. osady interglacjału eemskiego. Miąższość utworów warty przekracza tam często 50 m, przy zwykle znacznie cieńszym przykryciu osadów zlodowacenia wisły (Ber, 2000).

Według Mojskiego (2005) na wschód od Wisły występuje tylko jeden pokład gliny lodowcowej warciańskiej. Niektórzy autorzy wykazują jednak lokalne odmienności wykształcenia profilu warty, zwłaszcza w Polsce północno-wschodniej. Na Warmii osady glacialne warty leżą nieciągłymi płatami, zajmując mniej więcej środkową pozycję w profilu plejstocenu (Morawski, 2007). Na Pojezierzu Iławskim tworzą niekiedy wzniesienia, jak np. na stanowisku Losy koło Lubawy (Krupiński i Marks, 1986).

W Polsce północno-wschodniej, zgodnie z wynikami badań Bera (2000), stwierdza się od jednego do trzech pokładów glin warciańskich, przeważnie dwa

poziomy. Występują one dość wysoko nad poziomem morza, np. 140–180 m w okolicach Szwajcarii, zwykle jednak stosunkowo płytko pod powierzchnią terenu. Trzy poziomy glin, zdaniem Bera (2000), reprezentują nasunięcia stadialne: rogowca, wkry i mławy. Wykazują one dość znaczne wzajemne podobieństwo wskaźników petrograficznych. Są rozdzielone miąższymi (do 58 m) osadami glacyfluwalnymi i glacylimnicznymi. Łączna miąższość kompleksu warciańskiego dochodzi często do 50–60 m. Część tych osadów wykazuje silne deformacje glacitektoniczne. Najstarsza szara glina ze stadiału rogowca występuje najbardziej powszechnie. Jej miąższość dochodzi do 25 m, a w jednym miejscu, prawdopodobnie w strefie silnych zaburzeń, nawet do 50–60 m. Trzecia, najmłodsza glina ma rozprzestrzenienie najmniejsze.

W południowej Wielkopolsce opisano trzy odrębne typy petrograficzne gliny warciańskiej i jedną o pośrednim składzie. Należy jednak zauważyć, że nigdzie nie występują one w superpozycji. Glina warty z Włoszakowic, na granicy fazy leszczyńskiej koło Leszna, wykazuje znaczny udział skał z wychodni położonych na wschód od niecki Bałtyku, co świadczy o nasuwaniu się lądolodu z ENE. Natomiast glina zlodowacenia wisły odłożona została przez lądolód, który dotarł z NNE – poruszał się z rejonu Dalarny i środkowego Bałtyku (Górska, 2000).

Zdaniem Mojskiego (2005) petrografia żwirów południowej Wielkopolski, podobnie jak na Pobrzeżu Szczecińskim, dowodzi południkowego kierunku poruszania się lądolodu. W uziarnieniu tych glin jest więcej grubszych frakcji niż w glinach starszych, co wskazuje na słabszy stopień zwińtrzenia materiału skandynawskiego, inkorporowanego przez lądolód warty. Takie zróżnicowanie petrograficzne może wskazywać na większą, w stosunku do obszarów wschodnich Polski, aktywność strumieni lądolodu.

Na pograniczu Pojezierzy Wielkopolskiego i Kujawskiego w rejonie rynny Gopła Molewski (1999) stwierdził jedną glinę warciańską i jedną odrzańską. Obydwie leżą współkształtnie do zarysu formy rynnowej. Są rozdzielone mułkowo-piaszczystymi osadami zastoiskowymi. Glina warty osiąga miąższość do 25 m, a jej strop sięga 65–105 m n.p.m. Na Równinach Kutnowskiej i Łowicko-Błońskiej glina ta zwykle stanowi górny, jeden z trzech poziomów zlodowacenia środkowopolskiego (Baraniecka, 1984). W Kotlinie Płockiej leży współkształtnie do zarysu tej formy. Na południe od Kotliny Płockiej glina warciańska leży na przeciętnej wysokości 100–120 m, tworząc jeden poziom (Roman, 2003). W brzeżnej strefie zasięgu zlodowacenia wisły glina ta często wykazuje niewielką, kilkumetrową miąższość, np. w kopalni „Józwin” koło Kleczewa osiąga ona miąższość 2–3 m, maksymalnie 4 m (Baranowski i Mańkowska, 1979).

Mimo że nie we wszystkich regionach udowodniono odrębność gliny warciańskiej, należy uznać za nieaktualny pogląd Różyckiego (1967), że cofnięcie

ładolodu przed transgresją warciańską w interstadiale pilicy nastąpiło zaledwie do północnej części Niziny Mazowieckiej. Miały to potwierdzać osady wodne rozdzielające gliny, ciągnące się do około 150–180 km na północ od linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Według Różyckiego (1967) ładolód warty transgredował w stosunku od linii swojego cofnięcia na dystansie 60–100 km. W świetle nowych danych, wymienionych częściowo wyżej, cofnięcie zasięgu ładolodu nastąpiło co najmniej do osi Bałtyku Południowego. Dalekie odsunięcie się krawędzi ładolodu od obszaru Polski w czasie ocieplenia przedwarciańskiego jest argumentem za wysoką rangą klimatostratygraficzną tego okresu.

Strefa graniczna osadów warty i vistulianu na powierzchni została poznana dość dokładnie, choć występują odcinki, w odniesieniu do których toczą się dyskusje co do zasięgu ostatniego ładolodu. Istnieje też wątpliwość, czy południowa granica vistulianu jest w całości granicą zasięgu ładolodu wisły stadiału głównego.

W Polsce zachodniej i środkowej granicę tę stanowią osady form marginalnych i sandrów fazy leszczyńskiej stadiału głównego. Skrajne położenie ładolodu w okolicach Leszna wyznaczają krawędzie sedymentacyjne sandrów (Kasprzak, 2003, 2007c; Marks i in., 2006). Formy marginalne są niekiedy mało czytelne i zdarza się, że równiny morenowe zlodowacenia warty przechodzą niepostrzeżenie w równiny morenowe zlodowacenia wisły. Poznać można taką granicę np. po rozmieszczeniu oczek wytopiskowych i większych jezior. W strefę warciańską wnikają sandry, m.in. na północ od Głogowa, koło Leszna, na wschód od doliny Prosny, zaś w Polsce wschodniej – na północ od Ostrołęki, w obniżeniu między Wysoczyznami Ciechanowską i Łomżyńską.

Na kilku odcinkach czoło ładolodu wisły zatrzymało się na starszych formach glacialnych, otulonych osadami warty. Lokalnie doprowadziło to do deformacji, odkłuc i wyciśnięcia starszych osadów. Przykłady rozległych form tego typu tworzą Wzniesienia Gubińskie, Wał Zielonogórski oraz Wzniesienia koło Żerkowa. We wschodniej części zasięgu zatrzymały ładolód wzniesienia o charakterze moren czołowych. Taka sytuacja występuje na obszarze między Lidzbarkiem a Nidzicą, gdzie znajduje się liczny zespół form marginalnych związanych z fazą mławy. Na tym odcinku oraz w dorzeczu Biebrzy czoło ładolodu wisły było najsłabiej wysunięte na południe w skali całej Polski (Marks i in., 2006). W przypadku pradoliny Biebrzy wiek form po obu stronach pradoliny jest nadal przedmiotem dyskusji (Halicki, 1950; Banaszuk, 1998, 2004; Mojski, 2005, 2007).

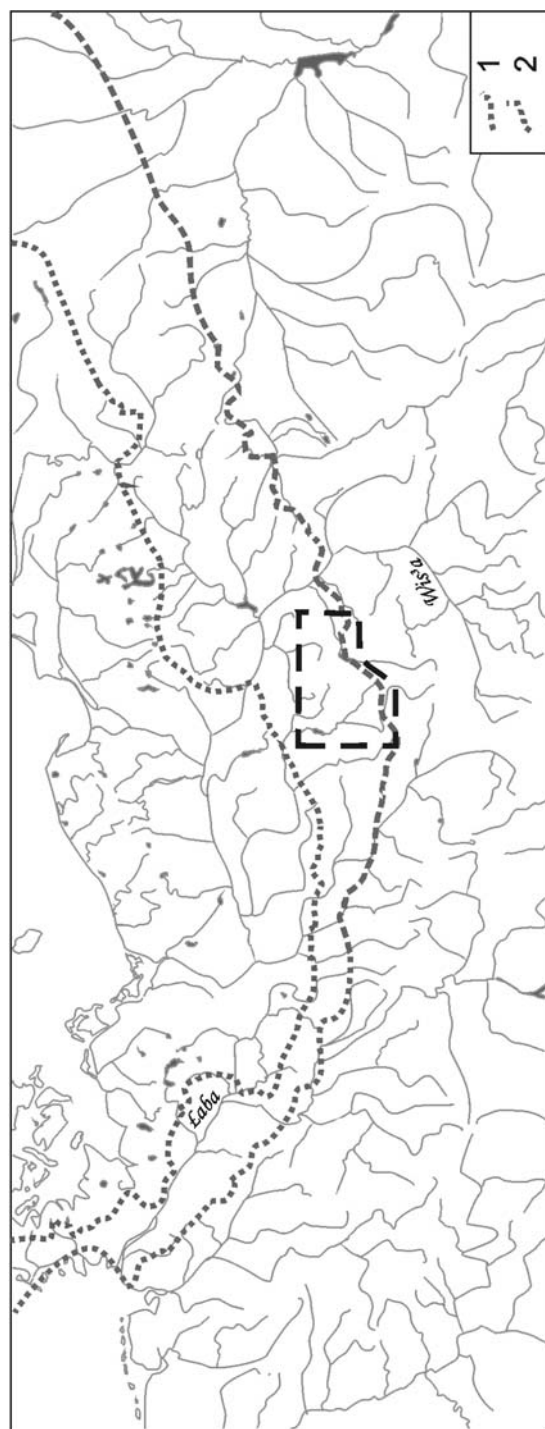
Na Podlasiu istnieje prawdopodobieństwo dalszego niż w stadiale głównym zasięgu ładolodu stadiału świecia. Dowodzi tego Banaszuk (1998, 2004) na podstawie przesłanek geomorfologicznych i licznych oznaczeń wieku metodą TL.

Główne argumenty zebrał ów autor w Kotlinie Biebrzańskiej i dolinie Narwi poniżej Suraza. Na możliwość dalszego zasięgu lądolodu wisły wskazują także datowania Fedorowicza i in. (1995). Poglądy te wzbudzają jednak kontrowersje, czemu wyraz daje Mojski (2005, 2007). Według Banaszuka (2004) zasięg lądolodu wisły stadiału świecia obejmuje część Niziny Północnopodlaskiej. Lądolód ten wykorzystał obniżenia Kotliny Biebrzańskiej i doliny Brzozówki oraz zajął obniżenie między Wysoczyzną Kolneńską i masywem Czerwonego Boru na zachodzie a Wzgórzami Sokólskimi na wschodzie. Południowa granica biegnie prawdopodobnie po wysoczyznach okolic Grodziska, Bociek i Orli, wnিকając na południe wąskimi łobami. Obniżenia wykorzystywane przez górne odcinki Nurca i Nurzyka stanowią zagłębienia końcowe. Obszary zasięgu vistulianu i warty różnią się także litologicznie. Na obszarze warciańskim charakterystyczne są rozległe płyty osadów ablacyjnych, na vistuliańskim – występujące bezpośrednio na powierzchni terenu gliny lodowcowe i brak wyraźnych stref marginalnych. Wspomniany autor uważa, że lądolód świecia był cienki, nie pokrywał nawet większych garbów terenowych (Banaszuk, 2004). Również Krzywicki (2004) oraz Krzywicki i in. (2004) twierdzą, że lądolód wisły w stadiałach świecia przekroczył Kotlinę Biebrzańską i sięgnął prawdopodobnie aż do Wzgórz Sokólskich. Z północnej części Wzgórz Sokólskich (Nowa Kamienna) autorzy ci opisali formę marginalną, która ich zdaniem pochodzi ze stadiału świecia. Natomiast według Bera (2000) granica stadiału świecia biegnie po północnej stronie Kotliny Biebrzańskiej. Zasięg ten mają wyznaczać spiętrzone formy moren czołowych w okolicach Cisowa i Kamienia, opisane przez Zielińskiego (1992). Również Marks (2004) uważa, że nie ma przekonujących dowodów na zajęcie przez ostatni lądolód Wysoczyzny Białostockiej.

3.2. Strefa warciańskiej rzeźby glacialnej w Europie

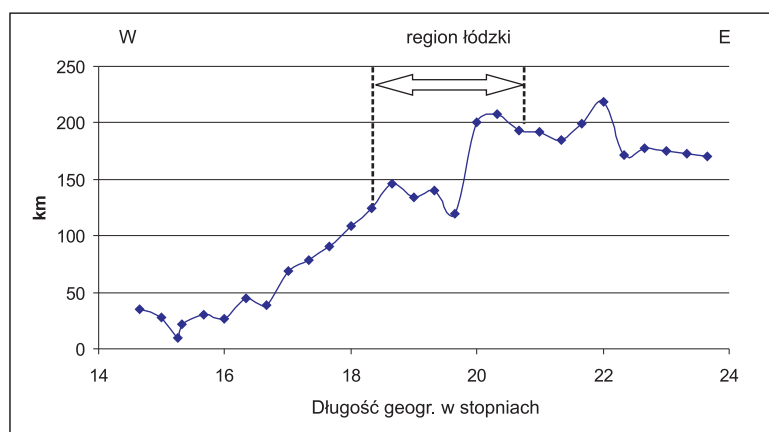
3.2.1. Odcinek zachodnioeuropejski

W Europie zachodniej i środkowej do Białorusi strefa warciańska ma zmienną szerokość 0–200 km. W Europie wschodniej w obszarze lądolodu rozwinętego z barentsko-karskiego centrum glacjacji rozszerza się do 300–400 km, a w obszarach dorzeczy Wyczegdy i Peczory nawet do 500–600 km (Sudakova i Faustova, 1995). Ogólna prawidłowość jest dość czytelna – polega na rozszerzaniu się strefy warciańskiej ku wschodowi (rys. 16). Widoczne jest to nawet na 600-kilometrowym odcinku w Polsce (rys. 17).



Rys. 16. Strefa rzeźby warciańskiej i zasięg ładołodu warty w Europie środkowej. Zestawienie na podstawie różnych prac; uwzględniono głównie: Mojski (1993a), Marks i Pavlovskaya (2006), Winsemann i in. (2007)

1 – zasięg ładołodu warty, 2 – zasięg ładołodu wisty



Rys. 17. Szerokość strefy rzeźby warciańskiej w Polsce

W północnej Jutlandii strefa warciańska miejscami zanika, zasięg warty został tam przekroczony przez łądolód weichselianu/wisły i osady warciańskie występują tylko w postaci kopalnej. W środkowej części wybrzeża Jutlandii łądolód warty miał już nieco większy zasięg, a jego osady wysuwają się spod utworów ostatniego zlodowacenia wyraźnie na zachód, wchodząc w obręb obecnego Morza Północnego. Pod jego osadami dennymi zachowane są utwory glacialne w pobliżu środkowej części zachodniego wybrzeża Półwyspu Jutlandzkiego. Dalej na południe zasięgi maksymalne łądolodów skandynawskich wieku warty i wisły znów przybliżają się w Szlezwiku-Holsztynie na wschód od Wysp Północnofryzyjskich, ograniczając miejscami pas terenu rzędu kilkunastu-kilkudziesięciu km. Podobne zasięgi łądolodów warty i weichselianu w Danii i północnych Niemczech świadczą o porównywalnym stopniu rozwoju zachodnio- i środkowoskandynawskich centrów zlodowacenia w czasie zlodowacenia warty i wisły.

W Niemczech na obszarze Pustaci Luneburskiej (Dolna Saksonia) strefa warciańska przekracza 100 km, jednak dalej na wschód – pomiędzy Łabą a Nysą Łużycką (Saksonia-Anhalt, Saksonia, Brandenburgia) – zwęża się do zaledwie 20–50 km. Na północ od niej, w pasie weichselianu, osady warciańskie leżą zwykle znacznie poniżej poziomu morza.

W północnych Niemczech granica zasięgu łądolodu warty jest wyraźna i biegnie przez Sylt i północne okolice Hamburga. Występują tam moreny czołowe o budowie spiętrzonej, ze znaczną ilością materiału starszego. W glinie lodowcowej, piaszczystej i ze znaczną ilością węglanów i krzemieni, dużo jest materiału ze wschodu (Mojski, 1993a). Rozległe odsłonięcia gliny zlodowacenia warty z rozwiniętą na niej glebą kopalną znane są z klifów zachodniego wybrze-

za wyspy Sylt (Stremme, 1998). Na terenie Dolnej Saksonii i Szlezewiku-Holsztynu osady warty są dość dobrze zachowane. W części tego obszaru zarejestrowano dwa poziomy (głina piaszczysta Fühlsbüttel, glina ilasta Hennstedt). Dość czytelne są także warciańskie strefy marginalne z recesji zlodowacenia: Garlstorfer, Barendorfer i Göhrde (Ehlers i in., 1984; Lindner, 1992b).

Następnie linia zasięgu warty biegnie na południo-wschód, aż do środkowej Nysy Łużyckiej. Równolegle do linii maksymalnego zasięgu przebiega dobrze rozwinięta pradolina wrocławsko-bremeńska. W południowo-wschodnich Niemczech maksymalne nasunięcie warty jest nazywane fazą fläming, które według Eissmanna (2002) mogło trwać zaledwie kilka tysięcy lat. Na niektórych odcinkach skrajna pozycja lądolodu jest wyraźnie zaznaczona morfologicznie, np. w okolicach Bad Schmiedeberg (powiat wittemberski) występuje duże zgrupowanie moren czołowych pchniętych (*Schmiedeberg Push Moraine*), których struktury deformacyjne zawierają m.in. spiętrzone utwory neogenu z węglem brunatnym i utwory żwirowo-piaszczyste elsterianu (Eissmann, 2002).

Również na Łużycach zapis maksymalnego zasięgu lądolodu jest bardzo czytelny, w postaci ciągu wzniesień nazywanego *Lausitzer Grenzwall*. Na pograniczu niemiecko-polskim linia ta wiąże się z niezwykle czytelnym morfologicznie Łukiem Mużakowa. Był on powszechnie uważany za zespół form warciańskich. Ostatnio podkreśla się jednak, że budują go w większości osady zlodowacenia sanu 2 (elsterianu), silnie zaburzone, wraz z utworami neogenu. Wzniesienia te ostatecznie zatrzymały transgresję lądolodu warty. „Całkowicie” warciańskie są natomiast formy glaciomarginalne, dochodzące do około 20 m na północnym zapleczu tego olbrzymiego wału, np. w okolicach Jerischke (Kupetz, 2006).

3.2.2. Odcinek wschodnioeuropejski

Bezpośrednio na wschód od Polski, na Białorusi, zasięg maksymalny zlodowacenia warty (sońskiego) nie jest czytelny, prawdopodobnie głównie z powodu zniszczenia osadów marginalnych przez silny odpływ proglacialny. Potwierdza to znaczne rozprzestrzenienie sandrów. Zasięg tego zlodowacenia być może na niewielkim obszarze wkracza na teren Ukrainy (Marks i Pavlovskaya, 2004, 2006). Nie jest to pewne, gdyż linia zasięgu wyznaczona na południu Białorusi, na południe od Brześcia, z objęciem fragmentu Ukrainy, przez okolice Pińska i Mozyru, nie jest powszechnie zaakceptowana. Według Boguckiego i in. (1998) na północnej Ukrainie przypuszczalny zasięg tego zlodowacenia biegnie wzdłuż ciągu pagórków na prawym brzegu Prypeci, od Dubrownicy po Kamień Kaszycki do Szacka. Wielu autorów zasięg maksymal-

ny wyznacza przez okolice Berezy, Starobina, Rogaczewa i Klimowichy, czyli kilkadziesiąt kilometrów dalej na północ. W obrębie lądolodu sożskiego wydzielono cztery strumienie: Niemna, Mińska, Dniepru i górnej Dźwiny, które w części brzeżnej formowały się w mniejsze loby i jezory wypustowe (Matveyev, 1995).

Niektórzy badacze wyznaczają zasięg maksymalny lądolodu warty linią od Mielnika nad Bugiem, przez Wysokoye – Svischevo – Shereshevo – okolice Berezy. Ukształtowany był tam lobowy charakter lądolodu, zależny od wyniosłości podłoża. Może to świadczyć o metachroniczności zasięgów i dużym zróżnicowaniu dynamiki lądolodu, zależnym od kontynentalizmu klimatycznego (Marks i Pavlovskaya, 2006).

W Rosji linia zasięgu jest zwykle prowadzona przez Rosławł – Kaługę – powyżej ujścia Unży do Wołgi i dalej na północo-wschód. Ukształtował się tam wyraźnie lobowy zarys zasięgu lądolodu moskiewskiego, z największym lobem górnej Oki (pomiędzy Rosławłem a Kaługą). Na zachód od Wołgi wydzielono osiem strumieni lodowych. Na granicy zasięgu powstawały moreny czołowe, zarówno akumulacyjne, jak i spiętrzone. Sandry na terenie Rosji charakteryzują się znacznym udziałem materiału drobnoziarnistego, co interpretuje się jako skutek powolnego topnienia lodu lodowcowego na podłożu słabo urozmaiconym. Miały w ten sposób powstać równiny piaszczyste Polesia oraz rozległe obszary sandrowe na wschód od Polesia (Mojski, 1993a).

W północno-zachodniej części Niziny Rosyjskiej pas osadów zlodowacenia moskiewskiego rozpościera się na południe i wschód od ciągu moren prowadzących południkowo przez Wałdaj i dolinę Wagi. Na południe i wschód od krawędzi tektonicznej na obszarze Wałdaju występują bardzo rozległe, dobrze zachowane osady sandrowe i deltogłacie z końca saalianu, cechujące się wynikami datowań OSL w szerokim przedziale 258–110 ka. Dawniej były one interpretowane jako późnovistuliańskie (Svendsen i in., 2004).

W Rosji od środkowej części dorzecza Wołgi na wschód rozpościera się już obszar osadów z eratykami pochodzącymi z Nowej Ziemi i Morza Karskiego, które zdeponował lądolód barentsko-karski. Jego lód napływał z obszaru dzisiejszego szelfu. Jak wynika z przekroju przez rejon Timanu, zasięg zlodowacenia moskiewskiego był tam większy o około 300 km od zasięgu ostatniego lądolodu. Na wschód od Peczory docierały strumienie lodowe od strony Nowej Ziemi i północnego Uralu. Istnienie oddzielnej kopuły lodowej na północnym Uralu nie jest wykluczone. Bardziej prawdopodobna jest jednak transgresja na Ural północny lądolodu karskiego. Na Uralu i na jego obrzeżeniu zwraca uwagę znaczna liczba pól kemowych i ozów (Astakhov, 2004). Na Syberii strefa marginalna według Lambecka i in. (2006) oddalała się od wybrzeża Morza Arktycznego nawet do 1400 km na południe, do około 50°N.

Astakhov (2004) podkreśla, że osady zlodowaceń przedvistuliańskich wykazują w Arktyce europejskiej oraz za Uralem znaczne miąższości, nawet do ponad 60 m. Zwykle występuje ich od 3 do 5 poziomów. Występują „płaszczywo”, wypełniając zarówno obniżenia schodzące do 300–350 m p.p.m., jak i okrywając płaskowyże na wysokości 500–600 m n.p.m. Diamiktony glacialne zawierają drobne ilości żwirów. Były akumulowane przez wielkie lądolody, przemieszczające się z północy na południe w kierunku wyżyn. Osady te wyróżniane są od niedawna; w starszych pracach utwory drobnoklastyczne z małą ilością żwirów były interpretowane jako osady glaciomorskie. Różnice między formami glacialnymi Europy i Syberii są znaczące. Wokół Plateau Putorana rozchodzą się promieniście U-kształtne doliny ze śladami erozji, słabo wyłożone moreną ze śladami drumlinizacji. Występują niekiedy ozy. Na zachód od Jeniseju nie ma natomiast śladów drumlinizacji, ozów ani grzbietów marginalnych, występują natomiast zaburzenia glacitektoniczne, gliny z porwkami drobnoziarnistych osadów z zachowaną strukturą oraz kemy i sandry późnoglacialne. Stwierdzono tam występowanie kilkusetmetrowych kier, które zostały przetransportowane kilkaset kilometrów. Opisano liczne przykłady osadów świadczących o stagnacji lądolodu i jego wytapianiu się na podłożu o zdegradowanej zmarzlinie. Stwierdzono ruch lodu głównie z północy, z efektami glacitektonicznymi. W późnosaaliańskich glinach do dziś zachowało się wiele brył martwego lodu, gdyż zakonserwowały się w wieloletniej zmarzlinie. Lód ten znajdowany jest w trakcie głębokich wierceń. Na szerokości 59–60°N, tzn. daleko na południe od zasięgu ciągłej zmarzliny, występuje on na poziomie 150–200 m p.p.t. Zaburzenia glacitektoniczne największe, o nie do końca sprecyzowanym wieku, występują wzdłuż 200-kilometrowego ciągu moren spiętrzonych, o szerokości około 20–25 km, które biegną w przybliżeniu równolegle do wybrzeży Morza Arktycznego. Miąższość osadów zdeformowanych dochodzi do około 400 m, co być może jest rekordem światowym.

3.2.3. Odcinek polski ze szczególnym uwzględnieniem regionu łódzkiego

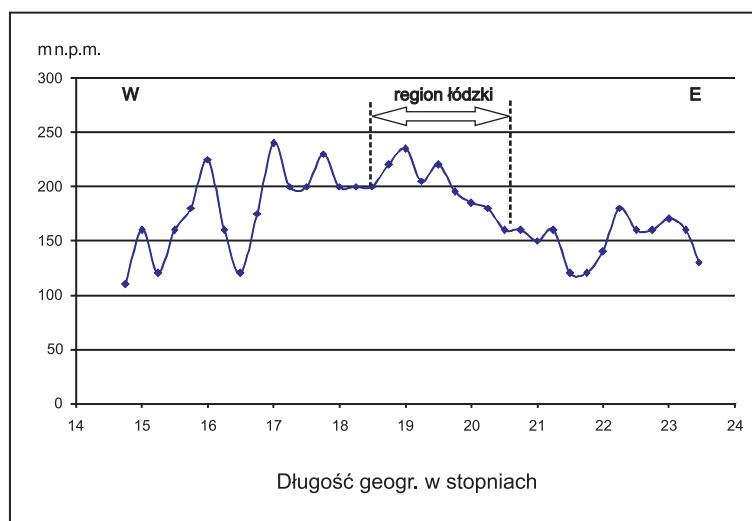
Polski odcinek strefy warciańskiej liczy od 10 do 220 km szerokości, rozszerzając się dość systematycznie z zachodu na wschód. Jest to, jak już wcześniej wielokrotnie podkreślano, element szerszej tendencji (Klatkova, 1972a; Mojski, 2005; Marks, 2005; rys. 16, 17).

W Polsce zachodniej ów pas warciański między Nysą Łużycką a Głogowem mierzy zaledwie 10–30 km, przy czym najbardziej zwęża się w dolinie Bobru. Między Głogowem a Ostrzeszowem osiąga 36–77 km, a od południka Kalisza na wschód rozszerza się do ponad 100 km. W regionie łódzkim poszerza się bardzo wyraźnie, do 130–200 km; jeszcze szerzej jest na wschodnim Mazowszu, Podlasiu i Polesiu – od 160 do około 220 km. Różnice szerokości strefy war-

ciańskiej wskazują na nieco mniejszy kontrast w stopniu alimentacji wschodnich i zachodnich części lądolodu warty w porównaniu z lądolodem wisły.

Charakterystyczny jest obraz wysokości podstawy lądolodu warty na linii maksymalnego zasięgu. Przedstawia to wykres obecnych wartości rzędnej n.p.m., bez uwzględnienia efektu glacioizostatycznego (rys. 18). Najwyżej linia ta wznosi się pomiędzy południkami 17 a 19°E (Trzebnica – Pajęczno), na granicy lobów przy Wale Śląskim (trzebnickiego, twardogórskiego, sycowskiego i ostrzeszowskiego) oraz lobu południowowielkopolskiego, przekraczając tam przeważnie 200 m n.p.m. Świadczy to o znacznej dynamice strumieni lodowych, które uformowały tu najbardziej na południe wysuniętą część lądolodu warty w Europie. Jednocześnie, poczynszy od północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, granice poszczególnych lobów, coraz słabiej sięgających na południe, kończyły się na coraz niższych rzędnych. Brak większych barier terenowych na linii zasięgu świadczy o tym, że lądolód rozpościerał się tam mało dynamicznie. Był więc znacznie słabiej zasilany. Jedynie zachodnia część lobu południowomazowieckiego, która „omijała” większe wzniesienia wschodniej części regionu łódzkiego, poruszając się równolegle do skłonu antyklinorium środkowopolskiego, tworzyła silniejszy strumień, który sięgnął po okolice Domaszna i Odrzywołu.

Lądolód warty przybliżył się do linii zasięgu odry na odległość 70–100 km, a na obszarach, na których jego ruch postępowy był hamowany wyniesieniami podłoża, w szczególności w rejonie Garbu Gielniowskiego, linie zasięgów zbliżają się do siebie na 10–30 km.



Rys. 18. Wysokość podstawy czoła lądolodu warty na linii maksymalnego zasięgu. Wykres uwzględnia obecne wartości rzędnej n.p.m.

Mięższość osadów warty w Polsce wynosi zwykle od kilku do kilkudziesięciu metrów, a lokalnie, w rowach tektonicznych, osiąga 50–100 m. Mięższość ta jest przeciętnie mniejsza od osadów zlodowacenia wisły, które na dolnym Powiślu mogą osiągać nawet 100 m (Wysota, 2002).

Pas warciański odróżnia się stylem rzeźby zarówno od obszaru zlodowacenia odry, jak i wisły. Odnacza się niemal w całym polskim odcinku wyrazistością rzeźby glacialnej, co zostało dowiedzione w licznych publikacjach (np. Wojtanowicz, 2004). Rzeźba jest znacznie bardziej dynamiczna niż w pasie form zlodowacenia odry. Jej wyrazistość może być nawet przeciętnie większa lub podobna do obszaru wnętrza faz leszczyńskiej i poznańskiej (pomijając występowanie mis jeziornych), lecz znacznie mniejsza od obszaru szerokiego zaplecza fazy pomorskiej stadiału głównego zlodowacenia wisły.

Dość długo w odniesieniu do strefy warciańskiej przedstawiano pogląd o jej silnie zmienionym, peryglacialnym charakterze z licznymi śladami denudacji (Dylik, 1953; Rotnicki, 1967; Różycki, 1967; Kondracki, 2001). Niektórzy badacze dostrzegali niekiedy krajobrazy o wyjątkowo dobrze zachowanej rzeźbie glacialnej. Na przykład Różycki (1967) dostrzegał takie cechy krajobrazu glacialnego na Podlasiu, choć nie miał wątpliwości co do środkowopolskiego wieku form, stwierdził tam bowiem szereg kopalnych śladów pojezierza. Uważał, że na Podlasiu występuje ogólnie przejściowy typ krajobrazu, z wyraźnymi cechami młodości rzeźby.

Dla poszczególnych regionów charakterystyczne formy mogą być różne. Na przykład dla wschodniej części Wysoczyzny Rawskiej są to ozy (Baraniecka, 1980a), dla osiowej części dorzecza Rawki – kemy glacialimniczne (Rdzany, 1997a), dla obszaru między Wisłą a Bugiem – obniżenia (niecki) wytopiskowe (Mojski, 1972). Zdarza się, że niektóre obniżenia w obrębie moreny dennej zajęte są jeszcze przez małe jeziora.

Z zasięgiem maksymalnym lądolodu warty związane są liczne sandry, choć przeważnie niewielkie i rozmieszczone nierównomiernie, często w postaci szlaków w dolinach (Albrycht, 2000, 2004; Marks i in., 2005). Są przeciętnie znacznie słabiej wykształcone niż na przedpolach zasięgów fazowych stadiału głównego zlodowacenia wisły, zwłaszcza z fazy pomorskiej. Sandry z zasięgu maksymalnego warty są znacznie mniejsze i słabiej wykształcone niż sandry z transgresji, będące obecnie w stanie kopalnym; widać to szczególnie w regionie łódzkim (Rdzany, 1997a, 2006a). Nawiązują one do dość różnie rozwiniętych dróg odpływu marginalnego.

Pradoliny są dobrze rozwinięte przede wszystkim na zachodzie Polski, a także na przedpolu zasięgu warty w krajach sąsiednich, natomiast region łódzki wyróżnia się słabym ich rozwojem. Na Nizinie Śląskiej rozpoczynała się pradolina wrocławsko-bremeńska, biegnąca na odcinku około 1000 km obniże-

niem Odry, pradoliną łużycką, obniżeniami Elstery, Aller i Wezery aż do jej ujścia do Atlantyku (Mojski, 1993a). Na wschodzie odpływ pradolinny odbywał się na przedłużeniu dolin Pilicy i Radomki pradoliną Wieprza i Krzny, Prypeci i Dniepru do Morza Czarnego. Na słaby rozwój odpływu pradolinnego na Nizinie Południowopodlaskiej zwracał uwagę Falkowski (2000). Nieco chaotyczny rozkład sandrów i słaby rozwój pradolin może tłumaczyć szybka deglacjacja strefy brzeżnej lądolodu, zwłaszcza na stokach nachylonych proksymalnie. Wody płynęły w głąb lądolodu, wykorzystując liczne spękania. Stąd dobre warunki do powstawania sandrów wewnętrznych i kemów.

Pogląd, jakoby lądolód warty w Polsce zachodniej był znacznie bardziej dynamiczny niż w Polsce wschodniej (Klatkova, 1972a), wymaga rewizji. Okazuje się, że w części zachodniej strefy warciańskiej formy marginalne są bardzo często nałożone na wysokie formy starszych zlodowaceń, a większość zaburzeń może pochodzić z poprzednich glacji (Badura i Przybylski, 2004; Kupetz, 2006). Natomiast w Polsce wschodniej, na przykład na południowym Podlasiu, wykształcona jest wyraźnie lobowatość krawędzi lądolodu, a zaburzenia glacitektoniczne, którym można przypisać wiek warciański, mają prawdopodobnie podobną miąższość jak na pograniczu Wielkopolski i Śląska (Albrycht, 2004; Bruj i in., 2004).

Pas rzeźby warciańskiej w Polsce zachodniej jest poznany nierównomiernie. Największe zainteresowanie budziły od dawna wzniesienia Wału Śląskiego. Choć Woldstedt poprowadził wtedy granicę zasięgu lądolodu warciańskiego, Hesemann już w 1931 r., zaś Milthers w 1936 r. stwierdzili, że obszar Niziny Śląskiej mógł być także objęty zlodowaceniem warty, przynajmniej częściowo, na północ od Odry (Mojski, 2005).

Później również nie wszyscy badacze akceptowali jako granicę warty wzniesienia Wału Śląskiego. Pojawiły się nawet poglądy, że lądolód warty do nich nie dotarł (Winnicki, 1997). Wielu autorów rozważało także mniejsze lub większe przekroczenie tej bariery. Jak podkreśla Mojski (2005), do dziś nie jest jasne, czy były przekroczone poszczególne części Wału Trzebnickiego. Są one starszego wieku, osady warty jedynie je nadbudowują.

W 1952 r. Pachucki, badający Wzgórza Trzebnickie, dowodził, że stanowią one ciąg moren czołowych spiętrzonych ze zlodowacenia warty. Wyodrębniające się poszczególne jezory wytworzyły łuki morenowe: trzebnicki, twardogórski, sycowski i międzyborski. Jednocześnie wykluczył wpływ ruchów tektonicznych na powstanie tych wzgórz, gdyż w ich podłożu leżą niezaburzone pokłady węgla miocénskiego. Łuk trzebnicki (Kocie Góry) osiąga 40 km długości i około 7 km szerokości. Moreny czołowe o budowie spiętrzonej mają szerokość około 3 km. Ich stoki powleczone są cienką pokrywą lessową. Do wzgórz nawiązują słabo rozwinięte sandry. Sąsiedni łuk twardogórski tworzą również moreny czołowe spiętrzone, lecz o większej dominacji piasków i żwirów niż w łuku

trzebnickim. Porwaki iłów poznańskich mają tu często kilkadziesiąt metrów miąższości. Na przedpolu wzgórz rozwinął się dość rozległy sandr, np. między Grabownem Wielkim a Dobroszycami osiąga on 8 km szerokości. Na stokach form brak jest lessu, w przeciwieństwie do łuku trzebnickiego. Z kolei wzgórza międzyborskie, w porównaniu z łukami trzebnickim i twardogórskim, mają budowę bardziej złożoną; po części spiętrzoną, po części akumulacyjną (Badura i Przybylski, 2004).

Lindner i Marks (1995) oraz Marks (2004), rozważając zagadnienie zasięgu łądolodu warty, stwierdzają, że wchodzi w grę nawet uznanie granicy zlodowacenia odry za granicę warty. Marks w 2005 r. przedstawił odmienny pogląd, wskazując na wzgórza Wału Śląskiego (Wzgórza: Żarskie, Trzebnickie, Sycowskie i Ostrzeszowskie) jako linię tego zasięgu. Wypowiadają się na ten temat także Badura i Przybylski (1998, 2004), którzy uważają, że łądolód warty miejscami przekraczał północną krawędź Wału Śląskiego, nadbudowując ów wał niewielkimi pagórkami, a miejscami wkraczał na sandry. Mała aktywność łądolodu umożliwiała tworzenie się kemów oraz osadów zastoiskowych w obniżeniach, na przykład w dolinie Brzeźnicy. Ostatnio na mapie geologicznej (Marks i in., 2006) została także podtrzymana opinia o głównej roli Wału Śląskiego w zablokowaniu postępu transgresji łądolodu warty.

Mimo położenia w pasie warty, ani łądolód warciański, ani nawet odrzański nie są uważane za sprawców powstania największych form glacyogenicznych rejonu Wału Śląskiego (Walczak, 1970; Krzyszkowski, 1993; Badura i Przybylski, 1998, 2004; Marks, 2004; Marks i in., 2006; Kupetz, 2006). Większość kubatury Wału Śląskiego (Wzgórz Żarskich, Zielonogórskich i Ostrzeszowskich), długiego na około 200 km i średniej szerokości 10 km, jest wiązana z akumulacją czołowomorenową łądolodów południowopolskich. Zaburzenia glacytektoniczne są tu niezwykle rozwinięte, o głębokości przekraczającej 150 m.

Wał Trzebnicki nadbudowany jest wzgórzami, o strukturze i morfologii proksymalnych stożków marginalnych, które według Krzyszkowskiego i Zielińskiego (2002) należy traktować jako typowe formy powstałe na krawędzi łądolodu warty w skrajnym jego położeniu. Podobne formy opisali także Zieliński i Van Loon (2000) na przykładach z różnych stref marginalnych.

Główny odpływ pradolinny w Polsce zachodniej rozwinął się obniżeniem na przedpolu Sudetów na zachód do Łaby, zwanym pradolina wrocławsko-bremeńską lub wrocławsko-magdeburgską. Jest ona dość dobrze rozwinięta na terenie Niemiec (Eissmann, 2002). Pomiędzy Wałem Śląskim a Odrą na Nizinie Śląskiej rozwinęły się sandry, ogólnie niezbyt wielkie, największe na północ od linii Opole–Wrocław, a także pomiędzy Szprotawą, Bolesławcem i Legnicą oraz na niewielkim obszarze na zachód od Żar (Marks i in., 2006).

Sposób zaniku łądolodu warty na zapleczu Wału Śląskiego w strefie na zachód od Ostrzeszowa nie jest jednoznaczny. Kemów występuje tu niewiele,

trudno wskazywać na typową deglacjację arealną. Nie ma także wyraźnych stref moren czołowych recesyjnych, więc i deglacjacja frontalna nie jest tu czytelna. Na północ od Wału Śląskiego w czasie deglacjacji duże znaczenie miała wewnętrzna pradolina Baryczy. Wody roztopowe, natrafiając od południa na barierę wspomnianego wału, musiały szukać dróg przepływu obniżeniem subsekwentnym na zachód. Nie doszło jednak na linii tej doliny marginalnej do trwałego blokowania wód i powstania większych zespołów kemów.

Zgodnie z obecnym stanem wiedzy, zasięg maksymalny lądolodu warty najdalej wysuwa się na południe w Europie w postaci lobu południowowielkopolskiego, obejmującego dorzecze górnej Warty (Krzemiński, 1974; Marks, 2005; Marks i in., 2006). Pomiędzy Kluczborkiem i Kłobuckiem dochodzi on do okolic Olesna. Na wschód od dorzecza Warty zasięg biegnie – w uproszczeniu – w coraz wyższych szerokościach geograficznych. Dość niejasna jest sytuacja odpływu wód roztopowych w Polsce środkowej, między Wzgórzami Trzebnickimi a dolną Pilicą, czyli na przedpolu lobu południowowielkopolskiego. Mojski (1993a) napisał o tamtejszych sandrach, że „giną one w południkowych odcinkach Warty i Pilicy”. Nieco lepiej wykształcone sandry znajdują się w części zachodniej, zwłaszcza między Kluczborkiem a Opolem na przedpolu lobu Prosny, wiążąc się ze szlakami odwodnienia w kierunku Odry.

Rzeźba glacialna ukształtowana przez lądolód warciański jest elementem dominującym w krajobrazie regionu łódzkiego. Cecha ta zaznacza się wyraźnie, mimo że część form glaciogenicznych znajduje się pod przykryciem osadów młodszych, w szczególności w obniżeniach dolinnych, część wykazuje różnorodne ślady przekształceń, zaś podłoże odgrywa w przestrzennym układzie form rolę znaczącą. Charakterystyczną cechą tej rzeźby jest położenie większych zespołów form na powierzchniach wysoczyznowych pochyłonych przeważnie w kierunku północnym. Można również twierdzić o permanencji głównych rysów ukształtowania, z uwagi na występowanie znacznych jak na warunki nizinne wysokości względnych, opierając się m.in. na fakcie niewielkiego zróżnicowania miąższości osadów wieku warty (rys. 2).

Na przestrzenne ułożenie form glacialnych regionu zwrócił uwagę po raz pierwszy Lencewicz (1927), zauważając charakterystyczne ułożenie ozów i moren czołowych. Odnotował lobowaty układ przestrzenny moren czołowych, wprowadzając określenie festonu nadwarciańskiego i nadwiślańskiego, co właściwie oznaczało rozumienie strumieniowego ruchu lodu i fakt dostosowywania się lądolodu do morfologii wielkich form wklęsłych.

W historii badań glacialnych regionu łódzkiego zaznaczyły się dwie główne koncepcje odnoszące się do genezy form glacialnych. Według jednej duże znaczenie mają formy moren czołowych, wykazujących znaczne przekształcenie peryglacialne (m.in. Balińska-Wuttke, 1960; Różycki, 1967; Kondracki, 2001). Jednocześnie istnieje szereg poglądów, reprezentowanych przez liczniejszą

grupę publikacji, o wyraźnej dominacji form deglacji arealnej, zwłaszcza kemów (np. Klajnert, 1966, 1978; Klatkova, 1972a; Rdzany, 1997a; Turkowska, 2006a). Przedstawiano także opinie, które, nie kwestionując istnienia licznych kemów na tym obszarze, uwzględniały obecność dobrze wykształconych stref marginalnych nawet na skalę całego pasa warciańskiego w Polsce. Taki pogląd prezentowała głównie Baraniecka (1980b) w odniesieniu do dorzecza Widawki.

W regionie łódzkim wielokrotnie stwierdzano związki form glacialnych z cechami i dynamiką podłoża mezozoicznego. Liczne powiązania kemów z podłożem wykazał Krzemiński (1974) w dorzeczu Warty. Związek ozów z elewacją podłoża stwierdziła Baraniecka (1980c). W rejonie Bardzyna Wasiak (1979) dowiódł powiązania kilku form z deglacją warty z wyniesieniem podłoża mezozoicznego. Stwierdził także charakterystyczną zależność liczby poziomów glin od form podłoża. Na wyniosłościach podłoża na tym obszarze z reguły jest jedna glina, w obniżeniach – dwie lub trzy. Przestrzenne układy kemów badał Klajnert (1978, 1984), zwracając uwagę na związki ich osi morfologicznych z elementami tektonicznymi i morfologicznymi podłoża mezozoicznego. Autor zagadnienie to przeanalizował na obszarze między Rawką a Pilicą, zwracając także uwagę na podobne związki z podłożem form dolinnych (Rdzany, 1997a, c). Również Jaks i Szmidi (2008) udokumentowali związek pomiędzy przebiegiem uskoków a rozmieszczeniem i orientacją osi morfologicznych kemów („osi dłuższych kemów”) na terenie województwa łódzkiego.

Rolę rzeźby glacialnej w rzeźbie obszaru oceniała także Turkowska (2006b) na podstawie szczegółowej mapy geomorfologicznej opracowanej dla całego regionu łódzkiego.

Analizy autora najogólniej potwierdzają przewagę form deglacji arealnej wśród form wypukłych. W części zachodniej i północnej regionu pola kemów i obniżen wytopiskowych rozdzielone są pasami rzeźby, która mogła powstać w strefie marginalnej. Wyspowo występują tu również ślady glacialitekoniki. Dalej ku wschodowi, w łbie południowomazowieckim, dominują zdecydowanie skutki deglacji arealnej.

Należy podkreślić, że linia zasięgu maksymalnego lądolodu warty jest słabo czytelna w krajobrazie regionu łódzkiego, co kontrastuje z zespołami form z deglacji. Granica ta przebiega przez okolice Radomska, Sulejowa, Tomaszowa Mazowieckiego, Inowłoda, Odrzywołu i północną część Równiny Radomskiej. W rozdziałach 4–6 przypomniano także inne wyniki rekonstrukcji zasięgu.

W pasie zasięgu warty na wschód od regionu łódzkiego krajobrazy glacialne są dość zróżnicowane. Na obszarze Niziny Południowomazowieckiej dominują słabo urozmaicone wysoczyzny morenowe z dość luźno rozmieszczonymi kemami i ozami. Na Podlasiu występują wysoczyzny morenowe urozmaicone

grupami kemów, miejscami osiagającymi znaczne rozmiary. Niektórzy autorzy dowodzą jednak większego znaczenia form glaciomarginalnych i wyznaczają ich liczne ciągi związane z fazami recesyjnymi. W uproszczeniu można przyjąć prawidłowość występowania rzeźby kemowej w wąskich pasach marginalnych obrzeżenia lobów południowopodlaskich (Terpiłowski, 2008), natomiast ku północy wzrasta rozległość stref rzeźby martwego lodu (Musiał, 1992).

Przedpole pasa warciańskiego położone u podnóża Wyżyny Lubelskiej (Wojtanowicz, 2004) funkcjonowało w czasie maksimum zlodowacenia warty jako trzy różne obszary depozycyjne. Część północna, przyległa do linii zasięgu, to równinna strefa akumulacji sandrowej. Dalej – w strefie przejściowej – rozwijały się sandry dolinne. Na południu natomiast utworzył się pas rozlewisk kształtowany przez wody napływające zarówno z północy, jak i z południa.

Według Harasimiuka i in. (2004) wyraźny pas sandrów szerokości 10–20 km na północnym przedpolu Wyżyny Lubelskiej rozwinął się na obrzeżeniu lobów Wilgi, Tocznej i Klukówki. Jego przedłużeniami były sandry dolinne Bystrzycy Północnej, Krzny Północnej i Południowej oraz Klukówki, które wnikają pomiędzy odrzańskie wysoczyzny morenowe. Głównym szlakiem wód roztopowych była pradolina Wieprz–Krzna, rozwinięta na przedłużeniu pradoliny Pilicy, której wody uchodziły do Prypeci na Polesiu (Harasimiuk i in., 2004; Żarski, 2004; Marks, 2005).

Zasięg lądolodu warty w Polsce wschodniej jest także kontrowersyjny, zwłaszcza na północ od Białej Podlaskiej. Podkreśla to wielu autorów, m.in. Nitychoruk (1994), Terpiłowski (2001) i Marks (2005). Większość polskich badaczy prowadzi linię zasięgu przez Stoczek Łukowski, Łosice do Siemiatycz (Baraniecka, 1971a), niektórzy wzdłuż doliny Krzny (Baraniecka, 1984). Marks i Pavlovskaya (2006) wyznaczyli zasięg warty na północ od Łukowa i Krzny, na północ od Białej Podlaskiej oraz przez Janów Podlaski. Według Żarskiego (2004) lądolód warty dotarł w rejon doliny Wieprza, na co wskazuje m.in. układ przestrzenny szlaków odpływu marginalnego na tym obszarze. Zdaniem Albrychta (2000) zasięg maksymalny między Łosicami a Białą Podlaską wyznaczają niewielkie sandry, stożki piaszczysto-żwirowe glaciomarginalne oraz zespoły zagłębień bezodpływowych. Rzeźba ta uformowana została przez cienki na kilkadziesiąt metrów i mało aktywny lądolód. W odległości 4–12 km na północ od tej linii biegnie znacznie wyraźniejszy zespół form marginalnych, wskazujący na istnienie drugiej fazy nasunięcia. Występuje tam dość liczny zespół moren spiętrzonych i akumulacyjnych oraz moren martwego lodu, pomiędzy którymi znajdują się pagórki i terasy kemowe oraz zagłębienia bezodpływowe. Największe formy osiagają 20–30 m wysokości. Formy te związane są z tzw. fazą łosicką (Nowak, 1977). Pas między liniami faz wykazuje ślady deglacjacji arealnej. Istnieje tu znaczne podobieństwo cech fazy maksymalnej do licznych lobów, w tym w regionie łódzkim, zaś w przypadku fazy II – do lobu Widawki.

Jak podaje Marks (2004) za Lindnerem i Astapową (2000), na południowym Podlasiu występuje jedna glina warciańska, zaś na północ od Białej Podlaskiej – dwie, co wskazuje na oscylacyjny charakter lądolodu. Na możliwość różnego rodzaju oscylacji zwracano uwagę już od dawna. Traktowano je jako kolejne jednostki (fazy, stadiały) po jednostce warciańskiej lub jako części tejże; np. formy glacialne na Podlasiu koło Bielska Podlaskiego były zaliczane do stadiów zlodowacenia riss: mazowiecko-podlaskiego i mławy, później włączane do zlodowaceń warty i odry (Maruszczak, 1993).

Dla obszaru Podlasia charakterystyczne jest wyraźne wykształcenie lobów, choć wydzielana ich liczba bywa zróżnicowana. W wersji bardziej „szczegółowej” są to loby Wilgi, Liwca, Muchawki, Tocznej i Klukówki, za główne uważane są natomiast loby Wilgi, Liwca i Klukówki (Mojski, 1972; Terpiłowski, 2000a; Harasimiuk i in., 2004; Marks, 2005; Godlewska, 2007).

Zaplecze stref marginalnych na Podlasiu i we wschodniej części Niziny Mazowieckiej pasa warty obfituje w liczne, różnej wielkości kemy. Wyróżniano tam także moreny czołowe, lecz ich występowanie było często kwestionowane. Przykładem form, które budziły dyskusję co do genezy, są pagórki położone na północo-zachód od Bielska Podlaskiego. Największy z nich osiąga około 1,5 km długości. Były one dawniej uznawane za moreny czołowe otoczone równiną morenową. Formy te Mycielska-Dowgiałło i in. (1995, 1996) określiły jako pagórki kemowe. Osady datowane metodą TL wykazują zróżnicowanie wyników w zakresie 180–100 ka BP. W strukturze największej formy występują litofacje Gp, Gm, Sp, St, Sh, Sr, zaś na stokach – pokrywa gliny typu *melt-out* i *flow-till*. Mniejsze formy zespołu (Haćki, Hryniewiczze, Proniewiczze) o wysokości 5–10 m to głównie formy glacialimniczne. W ich budowie dominują mułki z udziałem drobnych piasków, z dużą ilością materiału eolicznego. Część tego materiału pochodzi z najbliższego otoczenia, część – zdaniem autorek – z obszarów suchych i ciepłych Europy SE i/lub Azji SW. Materiał dalekiego transportu posiada charakterystyczne naskorupienia, niespotykane w pobliżu lądolodów. Wytrącanie z zawiesiny tego materiału i jego akumulacja odbywała się w warunkach wilgotnego powietrza nad lądolodem i zdeintegrowanej pokrywy lodowej w czasie deglacji arealnej.

Kem w Haćkach koło Bielska Podlaskiego opisują także Brud i Woronko (2004). Należy on do grupy kemów, które mają 5–10 m wysokości względnej. Zespół ten to nieregularne pagórki o powierzchni nieprzekraczającej 0,5 km², wały kemowe długości kilkuset metrów oraz rozległe *plateau* kemowe. Mają budowę glacialimniczną. Osady kemowe (Haćki i Hryniewiczze) zostały wydатовane na 130–125 ka (Mycielska-Dowgiałło, 1995). Obniżenia między nimi wyłożone są według Mojskiego (1972) gliną lodowcową, ilami, mułkami i piaskami bardzo drobnodziarnistymi.

Obszerne studium rzeźby glacialnej ze szczególnym uwzględnieniem kemów przedstawił Musiał (1992). Badaniami objął północną i środkową część Podlasia, po okolicie Bielska Podlaskiego na południu. Pozwoliły one m.in. sprecyzować czynniki, które miały decydujące znaczenie dla zaniku łądolodów na Niżu Europejskim. Podobnie jak to zauważono w regionie łódzkim (Klajnert, 1978; Rdzany, 1997a), na Podlasiu Musiał zwrócił uwagę na przestrzenny układ form glacialnych, zwłaszcza przebieg osi morfologicznych. Podkreślił, że orientacja głównych kulminacji terenowych Wysoczyzny Kolneńskiej jest wyraźnie południkowa. Jednocześnie brak tam wyraźnych i typowych stref czołowomorenowych. Poza obszarem o charakterystycznej, uporządkowanej rzeźbie zaznacza się chaotyczny układ osi morfologicznych form.

Przebieg deglacjacji na Wysoczyźnie Kolneńskiej, podobnie zresztą jak i w innych częściach Podlasia, był zdaniem Musiała (1992) bardzo charakterystyczny: arealny i etapowy. Najpierw uformowały się przetainy na najwyższych kulminacjach. Na brzegach przetain silnie uszczeliniony lód topił się najszybciej. W niższych miejscach pokrywa łądolodu rozpadała się na płyty, które topniały stopniowo. Kolejne generacje przetain tworzyły się na coraz niższych poziomach. Powstawały tam kemy różnych typów i stożki glacifluwalno-ablacyjne. Autor ów zauważył, że w miarę sedymentacji serii kemowych zmniejszał się stopień przemycia osadów. Tworzyły się także coraz niższe formy, co wynikało ze zmniejszania się miąższości lodu. Wokół wielkich wzgórz przetainowych, określanych ogólnie jako formy kontaktu lodowego lub formy „towarzyszące”, powstało wiele form drugorzędnych. Dowodzi to, zdaniem autora, istnienia wokół danej przetainy silnie uszczelinionego lodu. Przykładem najstarszych form z początku deglacjacji mogą być wzgórza kemowe, np. Karpackie Góry, określone jako wzgórze przetainowe o średnicy ponad 2 km. Musiał (1992) wspomina także o znacznej liczbie zagłębień bezodpływowych, które występują w dolinach na obrzeżeniu form przetainowych, w ich dnach, a szczególnie w górnych odcinkach. Duża ich liczba powoduje rozbicie zwartości rozległych kemów, czego przykładem może być wzgórze przetainowe Dzięgiele – Świdry – Siwki. W wielu miejscach Podlasia stwierdził ów autor zacieranie się granic morfologicznych między formami.

Na południowym Podlasiu, m.in. na Wysoczyźnie Siedleckiej w okolicy Zbuczyna koło Siedlec, badano także zespoły drobnych form kemowych. Występujące tam pagórki mają zaledwie około 3 m wysokości, budowę glacialimniczną, a ściślej glacideltową. W ich powstaniu znaczący udział miała depozycja grawitacyjno-lawinowa na stromym skłonie delty (Terpiłowski, 1995).

Często dla obszaru Podlasia podkreśla się fakt słabego wykształcenia czy też wręcz braku typowych sandrów, zamiast tego wskazuje się na sandry wewnętrzne niepowiązane z formami moren czołowych (Musiał, 1992; Falkowski, 2000).

Podobnie jak w innych częściach strefy warciańskiej, stwierdzono na Podlasiu także doliny o założeniach rynnowych (Musiał, 1992).

Funkcjonowanie pradolin na północnym Podlasiu nie jest jasne. Kotlina Biebrzy Górnej, jak wykazał Musiał (1992), ze względu na istnienie licznych kęp, wysp morenowych, nie mogła pełnić funkcji pradoliny, tzn. erozyjnego odcinka pradoliny Niemen – Biebrza – Narew – Wisła. Według Krzywickiego (2004) Kotlina Biebrzańska jest pradoliną powstałą przed ostatnim zlodowaceniem, prawdopodobnie w czasie zlodowacenia warty. Podobny pogląd przedstawiał także Żurek (1975, 1991). Z kolei Mojski (1972), Musiał (1992) i Banaszuk (1998) dowodzili genezy wytopiskowej tego obniżenia. Banaszuk przy tym twierdzi, że należy wiązać jej powstanie z lądolodem wczesnovistuliańskim (stadialem świecia). Kacprzak i in. (2000) wskazują ponadto na możliwość tektonicznych założeń tej kotliny.

W północnej części strefy warciańskiej zaznacza się strefa marginalna, określana jako faza mławy. Cechuje się znaczną dynamiką rzeźby, nieprzeciętną dla strefy warciańskiej, co zauważył już Różycki (1972). Marks (2005) podkreśla, że wiek fazy mławy nie został jeszcze doprecyzowany. Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Charakterystycznymi formami dla Podlasia i znacznej części Niziny Mazowieckiej są ozy. Do najlepiej poznanych należy oz koło Uniszek w północnej części Niziny Mazowieckiej, nieco na południe od zasięgu zlodowacenia wisły, w strefie zasięgu fazy mławy. Ostatnio jego strukturę zbadali szczegółowo Mokhtari Fard i Gruszka (2007). Oz ów ma 4 km długości, 200 m szerokości, 25 m wysokości i jest wyraźnie wieloramienny oraz sinusoidalny, przez co można go porównać do tzw. *concertina esker*, który znajduje się w strefie marginalnej Bruarjökull na Islandii (Knudsen, 1995). Mokhtari Fard i Gruszka (2007) szczegółowo opisali strukturę ozu, dowodząc subglacialnego charakteru sedimentacji. W odsłonięciach zarejestrowano po trzy typy litofacji związanych z akumulacją u wylotu tunelu oraz z warunkami subglacialnego przepływu na linii tunelu. Stwierdzono znaczne zróżnicowanie rodzajów transportu materiału. Autorzy podkreślają ogólnie akrecyjny charakter depozycji, ze śladami erozji, lecz o małej skali. Wyraźne powierzchnie erozyjne oddzielają osady akumulacji subglacialnej (tunelowej) od osadów w strefie wylotu tunelu (*tunnel-mouth deposit*). Z kolei warstwy szybkiej depozycji rozdzielają granice niewyraźne. W brzeżnych partiach form występują deformacje, głównie uskoki i struktury ugięciowe. Ogólnie rzecz ujmując, najgrubsze osady opisano z jądra ozu, co znajduje oczywiście liczne potwierdzenia w innych ozach lądolodu warty. Autorzy uważają, że *subglacial-tunnel association* o charakterze diagnostycznym dla ozów składa się z litofacji żwirowych, piaszczystych i mułowo-ilastych. Taki zespół jest wypadkową oddziaływania zarówno warunków regionalnych, jak i miejscowych. Z materiału opisywanej pracy wynika także jasno, że

przyjmowanie zbyt dużych uproszczeń, np. dotyczących uziarnienia w stosunku do kategorii genetycznych (Michalska, 1971), nie ma uzasadnienia.

Odnosząc się do całej strefy warciańskiej w Polsce, można zauważyć prawidłowość, że w pasie warciańskim charakterystyczna jest znaczna liczba kemów, począwszy od lobu południowowielkopolskiego, po granicę z Białorusią. Być może, jak sądzi Mojski (1993a), jest to skutek kontynentalizmu. Może to tłumaczyć znaczną liczbę i dużą kubaturę kemów na zapleczu zasięgu warty. Wody roztopowe w Polsce zachodniej i środkowej były bardzo obfite, w kierunku wschodnim wzrastała, zdaniem Mojskiego (1993a), rola parowania. W wyraźnej opozycji do tych poglądów są wyniki badań Terpiłowskiego (2008), który kwestionuje morfotwórczą i sedymentacyjną rolę sublimacji, podkreślając, że na efektywność akumulacji kemowej mają wpływ przede wszystkim znaczne ilości wód roztopowych.

Z analiz form i osadów zawartych w nowszych pracach wynika, że łądolód warty, choć w wielu odcinkach deformował podłoże, odznaczał się umiarkowaną aktywnością morfogenetyczną. W dużej mierze utworzony tu zespół form nadbudowywał starsze, znacznie potężniejsze wzgórza, pagórki i wały ze złodowaceń starszych. Łądolód warty był raczej cienki i słaby, co rzadko podkreślano. Aktywność glacitektoniczna jest raczej lokalna i mogła mieć związek z szarżami, które, jak wiadomo, występują – paradoksalnie – w obrębie cienkich i słabych jeziorów lodowcowych i lobów. Szarże nie muszą być wskaźnikiem miększych lodowców, zjawisko to wynika zwykle z wysokiego ciśnienia porowego wód subglacialnych pod lodowcami umiarkowanymi. Może być skutkiem wpłynięcia jeziora lodowcowego na obszar zbiornika, nawet jeśli wcześniej lód był przymarznięty do podłoża (Alley i in., 2006). Mogą ogarniać części lodowców/łądolodów będących w stanie bilansu ujemnego masy.

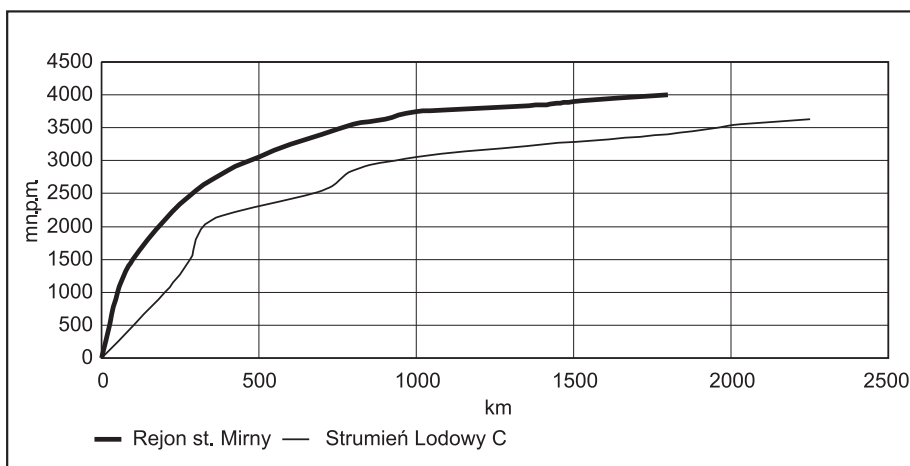
W latach 90. XX w. pojawiły się poglądy, oparte głównie na datowaniach TL, o możliwości wieku warciańskiego osadów glacialnych występujących na południe od dotychczas przyjmowanej granicy zasięgu maksymalnego (np. Różycki, 1972), nawet w zasięgu strefy marginalnej łądolodu odry. Autorzy dokonujący takich rewizji wskazywali na możliwość dotarcia czoła łądolodu warty do Płaskowyżu Głubczyckiego, Gór Świętokrzyskich i Polesia Lubelskiego (por. Lindner i Fedorowicz, 1996; Lindner i Marks, 1999; Marks, 2005). Pozytywne zweryfikowanie tej hipotezy oznaczałoby, że złodowacenie odry miało znacznie mniejsze znaczenie morfotwórcze niż złodowacenie warty. Jak wcześniej wspomniano, należy mieć jednak także na względzie możliwą krótkotrwałość interwału czasowego między nasunięciami odry i warty.

4. ROZWÓJ ŁADOŁODU

4.1. Morfologia, dynamika i reżim termiczny ładolodu

Narastanie masy ładolodu w obszarach alimentacyjnych powoduje radialne rozpływanie się lodu lodowcowego. Odbywa się to poprzez zróżnicowany dynamicznie ruch strumieniowy lodu zależny od kilku czynników, przede wszystkim od konfiguracji podłoża i reżimu termicznego lodu. W czasie ruchu lodu występują naprężenia, których efektem są deformacje lodu i ukształtowanie brzeżnych partii ładolodu o profilach zbliżonych do paraboli. Linie profilowe lub trójwymiarowy obraz ładolodu mogą być ustalane empirycznie, teoretycznie oraz na podstawie danych geologicznych i geomorfologicznych.

Empirycznie wyliczane są dane przestrzenne dla ładolodu antarktycznego i grenlandzkiego. Do przykładowych opracowań tego typu należą klasyczne modele Hollina (1962) i Drewry'ego (1983, *vide* Jania, 1993; rys. 19).



Rys. 19. Profile strumieni lodowych ładolodu antarktycznego według danych Drewry'ego (1983)

Teoretycznie można wyliczyć dane do profilu parabolicznego lądolodu z różnych wzorów opartych na określonej liczbie parametrów. Klasycznym przykładem jest model Drewry'ego (1983, *vide* Jania, 1993). W modelu tym zakłada się idealną plastyczność lodu, płaskie podłoże i brak poślizgu po podłożu:

$$h = [(2\delta_y / \zeta_i g) \cdot (L - x)]^{1/2}$$

gdzie:

- h – grubość lodu,
- δ_y – naprężenie graniczne (zwykle przyjmuje się 50 kPa),
- ζ_i – gęstość lodu,
- g – przyspieszenie ziemskie,
- L – połowa szerokości lądolodu,
- x – odległość od środka lądolodu.

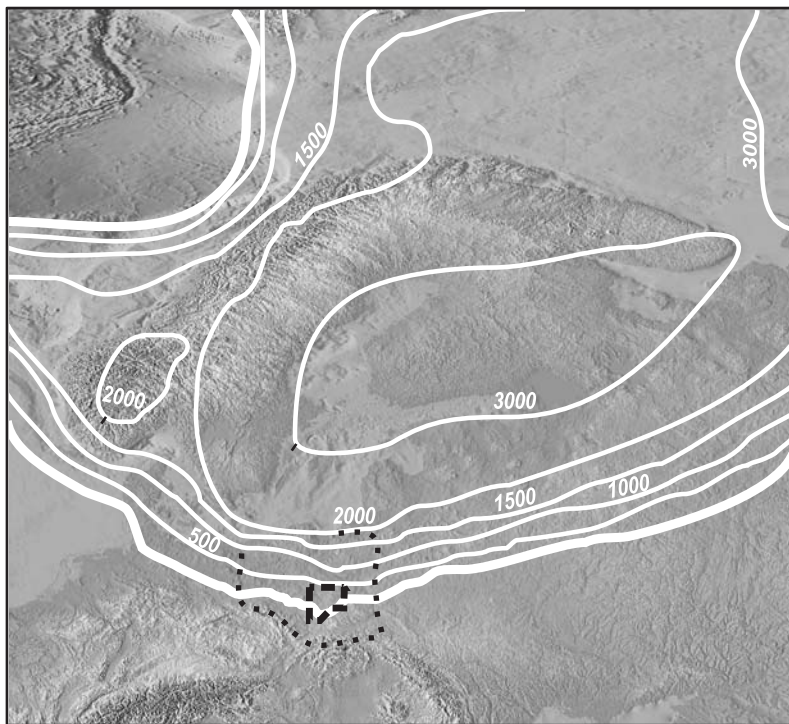
W ostatnich latach rozwijane są metody określania bardzo zaawansowanych modeli trójwymiarowych. Przykładem jest model termomechaniczny 3-D lądolodów antarktycznego i grenlandzkiego opracowany przez Huybrechtsa i in. (2004). Niektórzy autorzy opracowują także modele nieco uproszczone do śledzenia współczesnych zmian lądolodów antarktycznego i grenlandzkiego, które mogą być wyliczone nawet w standardowych arkuszach kalkulacyjnych, m.in. typu Excel. Przykładem jest model Pattyna przystosowany do użycia w dydaktyce glaciologii (Pattyn, 2006).

Opracowywane są także modele lądolodów plejstocenijskich. Najbardziej zaawansowane powstały dla ostatniego lądolodu euroazjatyckiego i innych lądolodów oraz czap lodowych półkuli północnej (Svendsen i in., 2004, rys. 8; Zweck, Huybrechts, 2005; Lambeck i in., 2006; rys. 20).

Przykładem zastosowania modelu teoretycznego lodowca do wyznaczenia zasięgu poziomego i pionowego zlodowacenia jest praca Locke'a (1995), dotycząca czapy lodowej północnych Gór Skalistych o wymiarach 100×150 km, niezależnej od lądolodu laurentyjskiego i lądolodu Kordylierów (*Cordilleran Ice Sheet*). Metodologia opiera się na modelu VALLEY Schillinga i Hollina (1981, *vide* Locke, 1995), zmodyfikowanego przez użycie arkusza kalkulacyjnego dla osiągnięcia szybkiego efektu graficznego.

Inną metodę zaproponowali Winguth i in. (2004) w odniesieniu do Green Bay Lobe lądolodu laurentyjskiego ze zlodowacenia wisconsinan. Modelowanie przeprowadzono dla okresu 30–8 ka. Wypracowane profile lądolodu charakteryzują się dużą stromością strefy brzeżnej lądolodu. W pewien sposób potwierdza to znaczna ilość drumlinów, zwłaszcza długich (1–6 km), tuż za linią zasięgu maksymalnego fazy Johnstown sprzed 22–17 ka. Formy takie sygnalizują duże naprężenia ścinające o wartości około 100 kPa. Wyniki jednego z eksperymentów wskazują, że już około 14 km od czoła lądolód osiągnął miąższość 1000 m,

zaś po 140 km – 1800–2000 m. W przypadku Green Bay Lobe model teoretyczny można zweryfikować danymi z terenu. Inna rekonstrukcja opracowana na podstawie badań terenowych (Colgan i Mickelson, 1997) wykazuje znacznie mniejsze miąższości lodu – od 100 m (kilkaset metrów od czoła) do 200–600 m w obrębie pola drumlinowego fazy Johnstown – a w modelu teoretycznym nawet do 1800 m. Winguth i in. (2004) tłumaczą te rozbieżności tym, że dane terenowe dotyczą okresu deglacjacji, zaś model teoretyczny – okresu rozwoju maksymalnego.



Rys. 20. Morfologia lądolodu warty w części europejskiej na podstawie modelu Lambecka i in. (2006).
Izolinie w m n.p.m.

Ustalanie profilu lub bryły lądolodu na podstawie danych geologicznych i geomorfologicznych ma długą tradycję. Najstarsze tego typu opisy geometrii odnosiły się do lądolodu laurentyjskiego. Znanym przykładem jest rekonstrukcja Flinta (1955), który wyliczył miąższość James Lobe na 580 m na podstawie wysokości występowania form marginalnych. Również na około 600 m wyliczył Flint (1971) grubość Lake Michigan Lobe w odległości 400 km od czoła. Ostatnio przedstawiono bardziej szczegółowe rekonstrukcje. Nowe opracowanie

Green Bay Lobe zaprezentowała Winguth (2004), która dowiodła charakterystycznych zmian w czasie funkcjonowania lobu. Polegały one m.in. na stopniowo rosnącej roli wód i ślizgu w czasie recesji, co wskazuje na podobieństwa procesów z lobami lądolodu warty w Polsce środkowej.

Przykład rekonstrukcji na podstawie danych terenowych podają także Davis i in. (2006) z Wyspy Baffina. Zrekonstruowany profil lądolodu z późnego wisconsinanu wykazuje małą stromość i miąższość. W odległości 50 km od czoła grubość lądolodu przekracza pół kilometra, w odległości 250 km – 1,5 km. Był to zimny lądolód, niezmieniający rzeźby podłoża, raczej je konserwujący.

Należy zauważyć, że wykorzystanie niektórych doświadczeń amerykańskich nie jest możliwe w regionie łódzkim, a nawet w całym pasie warty w Polsce. Ze względu na nizinny charakter terenu nie ma bowiem wyraźnych wskaźników morfometrycznych miąższości lodu. Jedynie w brzeżnej strefie zasięgu lądolodu występuje kilka cech w osadach i formach, które wskazują pośrednio na niski profil lądolodu.

W ostatnich latach uczeni skonstruowali zaawansowane modele teoretyczne, umożliwiające rekonstrukcję centralnej części lądolodu warty. Korzystając z szerokiego spektrum informacji, m.in. na temat zasięgu wszechoceanu, a także danych klimatycznych, można zestawić główne cechy zlodowacenia.

Na podstawie licznych już obecnie danych można stwierdzić, że w szóstym piętrze izotopowym w wysokich i średnich szerokościach geograficznych półkuli północnej funkcjonowały trzy olbrzymie lądolody: euroazjatycki (*Eurasian ice sheet*), grenlandzki i północnoamerykański. Lądolód euroazjatycki w maksimum rozwoju był spośród nich największy, porównywalny z poprzednikiem z glaciału sanu (elsterianu), znacznie jednak większy od swojego następcy z glaciału wisły. Lądolód grenlandzki osiągnął wówczas zasięg tylko trochę większy niż obecnie, co jest dobrze poznane zwłaszcza w Grenlandii wschodniej (Alexanderson, 2002). Lądolód zlodowacenia illinoian – amerykański odpowiednik lądolodu warty – był natomiast znacznie mniejszy w porównaniu z lądolodem ostatnim (wisconsinan).

Lądolód euroazjatycki w szóstym piętrze izotopowym rozwijał się co najmniej dwukrotnie w co najmniej czterech rozległych centrach glacji: skandynawskim (*Scandinavian ice sheet*), brytyjskim (*Wolstonian ice sheet*), barentsko-karskim (*Barents-Kara ice sheet*, czyli na dzisiejszym szelfie mórz Barentsa, Karskim i Nowej Ziemi) oraz w północno-syberyjskim, w tym na Plateau Putorana. Według Lambecka i in. (2006) ów lądolód euroazjatycki mógł osiągnąć wyjątkowo duży udział w globalnej masie lodu lodowcowego – nawet rzędu 50%. Panowały więc wówczas w północnej Eurazji wyjątkowo sprzyjające warunki klimatyczne do gromadzenia mas firnowych (rys. 20). W vistulianie udział jego odpowiedników był znacząco mniejszy. Podobne umiarkowane reakcje poziomu oceanu światowego wynikały z faktu kompensowania zmian

objętości lądolodu euroazjatyckiego przez zmiany objętości mas lodu w Ameryce i w Antarktyce. W tym czasie, podobnie jak i w innych glacialach, linia śnieżna (*ELA*) w wielu obszarach obniżała się do ówczesnego poziomu morza, stąd mogły powstawać duże pola firnowe na szelfach.

Z analizy izotopowej osadów morskich wynikają, według Lambecka i in. (2006), dane świadczące, że zasięgi, a pośrednio także i objętość lądolodów wieku drenthe (odry) i warty mogły być bardzo do siebie zbliżone. Podobne było także obniżenie poziomu oceanu światowego. Słabo udokumentowany jest natomiast okres ocieplenia rozdzielający obydwie te transgresje. Lody mogły wówczas zanikać w sposób nieograniczony. O procentowym ubytku lodu można wnioskować w przybliżony sposób na podstawie zmian poziomu mórz.

Przy podobnych rozmiarach lądolodów wieku odry i warty oraz braku wyraźnego rozdzielenia ich osadów ciągłymi poziomami organicznymi, a także przy znacznym rozmiarze błędów przy datowaniach, pojawić się może wątpliwość, czy lądolody te nie są zbyt często mylone. Jak już wspomniano, nie ma także pewności, czy te dwie transgresje glacialne należy łączyć z dwiema fazami piętra 6., czy z piętrami 8. i 6.

Rekonstrukcją lądolodu odry zajmowano się już wielokrotnie. Zaawansowane modele lądolodu opracowali Brodzikowski (1987), Eissmann (2002), Svendsen i in. (2004) oraz Lambeck i in. (2006).

Zgodnie z rekonstrukcją Lambecka i in. (2006) rozwój euroazjatyckiego lądolodu saalianu rozpoczął się na obszarze Morza Karskiego. Szybki przyrost objętości lodu i zarazem awans lądolodu drenthe (odry) nastąpił około 195 ka, przy równoczesnej reakcji poziomu oceanu światowego. Około 180 ka lądolód objął Norwegię, północną Szwecję i Finlandię, powstał więc właściwy lądolód skandynawski, również dalej na wschodzie nastąpił intensywny rozwój glacjacji na rozległym obszarze od Morza Karskiego po Plateau Putorana, obejmując m.in. Tajmyr. Maksimum fazy drenthe autorzy ci określają na około 155 ka, zaś czas trwania tego etapu – około 5 ka. Należy zauważyć, że daty te odpowiadają raczej wynikom datowań osadów warty niż odry, które otrzymano w regionie łódzkim (por. rys. 10, 15). Są jednakże w zgodzie z wieloma wynikami rekonstrukcji opartych na osadach głębokomorskich (por. rys. 5, 6).

Zlodowacenie odry stworzyło na rozległych obszarach rzeźbę glacialną i płaszcz osadów glacialnych, które stały się bezpośrednim podłożem rozwoju lądolodu warty. Lądolód ten zajął w Eurazji drugi pod względem wielkości obszar spośród wszystkich lądolodów plejstocenских. We wschodnich Niemczech, np. na północ od Harzu i w okolicach Drezna oraz w Polsce na Dolnym Śląsku, w przybliżeniu zrównywał się z zasięgiem zlodowacenia elsterianu/sanu. Miejscami nawet mógł być to zasięg największy (Holandia, łob Dniepru). W Polsce południowej i południowo-wschodniej osiągnął jednak zasięg mniejszy od lądolodu zlodowacenia sanu o 100–150 km. W Rosji na

zachód od Uralu lądolód ten, zwany tam dniewrowskim, odznaczał się również największym rozprzestrzenieniem, aż do 54°N; znacznie więc przekroczył zasięg zlodowacenia oki. Pas jego zasięgu wyróżnia się wyrazistością rzeźby glacialnej (Astakhov, 2004). Również w wielu obszarach Syberii był to lądolód o największym zasięgu. Główne kopuły firmowe rozwinęły się nad Morzem Karskim, skąd transgredowały m.in. na Ural i Plateau Putorana (Astakhov, 2004; Svendsen i in., 2004).

Ocieplenie przedwarciańskie według Lambecka i in. (2006) miało miejsce dopiero około 150 ka temu. Skutkowało ono znaczną redukcją lub zanikiem lądolodu, co odpowiada podniesieniu poziomu oceanu. Potem nastąpił awans lądolodu warty, który wspomniani autorzy określają jako *Warthe Phase*, z maksimum około 143 ka. Funkcjonowanie lądolodu w maksymalnym rozwinięciu trwało do 140 ka, po czym nastąpił szybki jego zanik. Oznacza to, że okres obecności tego lądolodu w Polsce środkowej nie musi różnić się istotnie od trwania lądolodu wisły w stadiale głównym. Z tymi danymi korespondują wyniki wcześniejszych badań osadów dennych Morza Norweskiego, prowadzonych przez Baumann i in. (1995), którzy stwierdzili, że w późnym saalianie największa liczba gór lodowych zapisała się w profilach osadów w okresie 150–124 ka, a dopiero znacznie później (58–50 ka) miało miejsce kolejne wyraźne maksimum.

Lądolód euroazjatycki wieku warty osiągnął dość podobne rozmiary do poprzedniego. W niektórych obszarach trudno jednak ustalić fakty świadczące o niezależności tego zlodowacenia. Z rekonstrukcji paleotopograficznej tego lądolodu, opracowanej przez Lambecka i in. (2006) wynika, że około 140 ka lądolód miał rozwinięte dwie dominujące kopuły: jedną w Finlandii z kulminacją około 3000 m n.p.m. i grubości około 4000 m oraz drugą pomiędzy Karelią a Morzem Karskim, która osiągała około 3500 m n.p.m. przy grubości lodu 4500 m (rys. 20). Przy konstruowaniu modelu wzięto pod uwagę efekt glacioizostacyjny w skorupie ziemskiej.

Lądolód skandynawski wieku warty według Svendsena i in. (2004) oraz Lambecka i in. (2006) obejmował, oprócz Skandynawii i znacznych obszarów Europy środkowej, część Morza Północnego, Morze Barentsa po zachodni Svalbard i Wyspę Niedźwiedzią oraz znaczne przestrzenie Morza Arktycznego. Na Wyspach Brytyjskich lądolód ten osiągnął zasięg nieco lub znacznie mniejszy do lądolodu z późnego devensian. Brytyjski obszar glacjacji stanowił zaledwie kilka procent masy ogólnej lądolodu euroazjatyckiego. Granica z kilkakrotnie większym lądolodem skandynawskim biegła na terenie Morza Północnego.

Największe miąższości lodu około 140 ka temu, według Lambecka i in. (2006) były związane z kopułowymi obszarami akumulacji na Morzu Karskim (około 4500 m – centrum w strefie wybrzeża) i w Skandynawii nad Zatoką

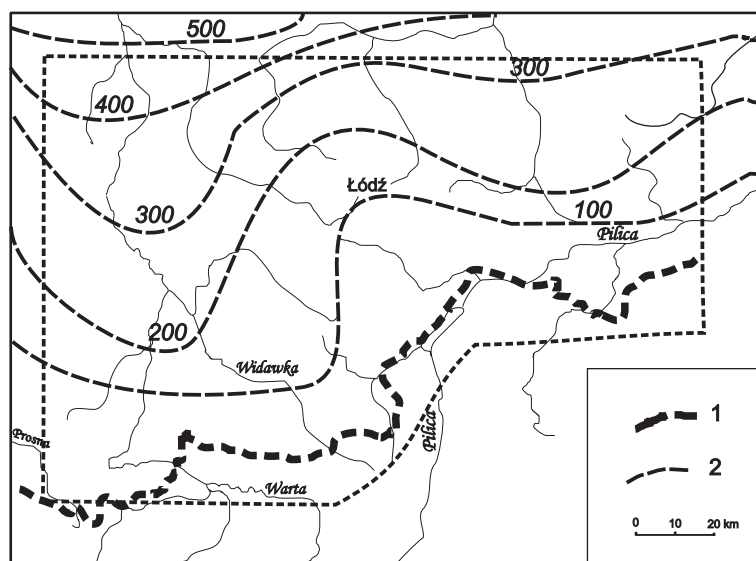
Botnicką (około 4000 m) (rys. 20). Między nimi było obniżenie lodu. Maksymalne ugięcie litosfery w pierwszym przypadku osiągało 1100 m, w Finlandii – 1000 m. To oznacza, że kulminacja lądolodu sięgała rzędnej 3500 m n.p.m. O podobnych maksymalnych miąższościach lądolodu, rzędu 3500–4000 m, pisano już wcześniej – w latach 60. (Astakhov, 2004; Lambeck i in., 2006).

Na Syberii lądolód też był tak olbrzymi, że z obszaru Morza Karskiego przedostał się przez północny Tajmyr i transgredował na Plateau Putorana, o czym świadczą przywleczone tam eratyki granitowe. Zasięg lądolodu wczesnovistuliańskiego był już znacznie mniejszy, nawet o około 700–800 km. W Azji rozwinęła się duża kopuła lodowa na Plateau Putorana i dorzeczu Anabaru. Niektórzy dowodzą, że lądolód mógł być tu cieńszy z powodu większej suchości klimatu (Svendsen i in., 2004).

Profil lądolodu warty w części ablacyjnej był do tej pory opisywany tylko w nielicznych pracach i w znacznym uproszczeniu. Rekonstrukcję głównych rysów morfologii lądolodu odrzańskiego w maksimum jego rozwoju przedstawili m.in. Brodzikowski (1987) i Mojski (2005). Obraz lądolodu warciańskiego Mojskiego (2005), choć ukazuje szereg jego cech (zasięg maksymalny, zasięg faz recesyjnych), nie zawiera jednak danych o profilu strefy brzeżnej lądolodu.

Rekonstruując morfologię lądolodu warty w regionie łódzkim, autor przeanalizował różne typy profili strefy ablacyjnej lądolodów współczesnych i plejstocenских. Przyjęcie opcji stromego czoła lądolodu, podobnie jak w empirycznych i teoretycznych profilach lądolodów antarktycznego i grenlandzkiego np. modelu Sugdena (1977), nie znajduje uzasadnienia m.in. w świetle argumentacji Kasprzaka (2003) zastosowanej dla lobów Leszna i Sławy Śląskiej lądolodu wisły. Jednym z bardziej istotnych powodów odrzucenia takiej możliwości jest brak sztywnego podłoża lądolodu na znacznych przestrzeniach.

Za najbardziej prawdopodobny należy uznać profil paraboliczny łagodny (rys. 21), o nachyleniu podobnym lub nieco mniejszym od przeciętnych profili wielkich lobów wypustowych lądolodu laurentyjskiego zlodowacenia wisconsin (Flint, 1971; Mathews, 1974; Winguth, 2004). Za zbieżnym lub nawet nieco niższym profilem lobów warciańskich w regionie łódzkim przemawia m.in. względnie niskie położenie form marginalnych na granicy zasięgu maksymalnego, brak śladów drumlinizacji, charakterystycznej dla szybkich wypustowych jeziorów lodowcowych o miąższości kilkuset metrów (zwykle powyżej 500 m), umiarkowane – kilkudziesięciometrowej głębokości – rynny subglacjalne oraz powszechne występowanie osadów podłoża o znacznej plastyczności. Krzywizny profilu nie przekraczały stromości lądolodu laurentyjskiego z rejonu Wielkich Jezior, stromości lądolodu odry według Mojskiego (2005) czy cech tzw. rekonstrukcji minimalnej lobów lądolodu wisły w Wielkopolsce (Mathews, 1974; Kasprzak, 2003; Winguth, 2004).



Rys. 21. Morfologia lądolodu warciańskiego w regionie łódzkim w stanie maksymalnego rozwinięcia w oparciu o założenia niskoprofilowych modeli lądolodów Mathewsa (1974) i Kasprzaka (2003) oraz na podstawie danych terenowych
1 – zasięg maksymalny, 2 – miąższość lądolodu w metrach

Istotną cechą funkcjonowania lądolodu wpływającą na wiele procesów glacialnych, m.in. stopień erozyjnego przekształcenia podłoża, akumulację glacialną i glacialfluwalną, jest reżim termiczny. Reżim termiczny plejstocenijskich lądolodów można określać zarówno za pomocą modelowania teoretycznego, jak i danych terenowych.

Z modelowania ruchu lodu i hydrologii bazalnej Arnolda i Sharpa (2002) opracowanego dla wistulianjskiego lądolodu skandynawskiego wynika, że główne centra glacji, zwłaszcza wschodnią i centralną część Półwyspu Skandynawskiego i okresowo znaczną część Bałtyku, zajmował zimny lądolód. Szeroką część przejściową wokół centrów glacji zajmował lód ciepły, szybko rozprowadzany, z wewnętrznymi kanałami wód roztopowych. Strefa brzeżna to z kolei lód o zmiennym reżimie, ze zdecydowaną przewagą ciepłego. Był on silnie drenowany wodami roztopowymi za pośrednictwem licznych tuneli. Lokalnie na obrzeżeniu mógł istnieć cienki lód zimny.

Przeprowadzając rekonstrukcję reżimu termicznego na podstawie danych terenowych, zwraca się uwagę na liczne przesłanki, m.in. cechy strukturalne, także mikromorfologiczne (mikrostrukturalne) gliny lodowcowej, zmiany w osadach podłoża: ślady erozji lodowcowej, deformacje typu: budinaż, struktury fałdowe i inne, a także stan zachowania preglacialnych form i osadów podłoża (skałki ostańcowe, rumowiska skalne, saprolit preglacialny).

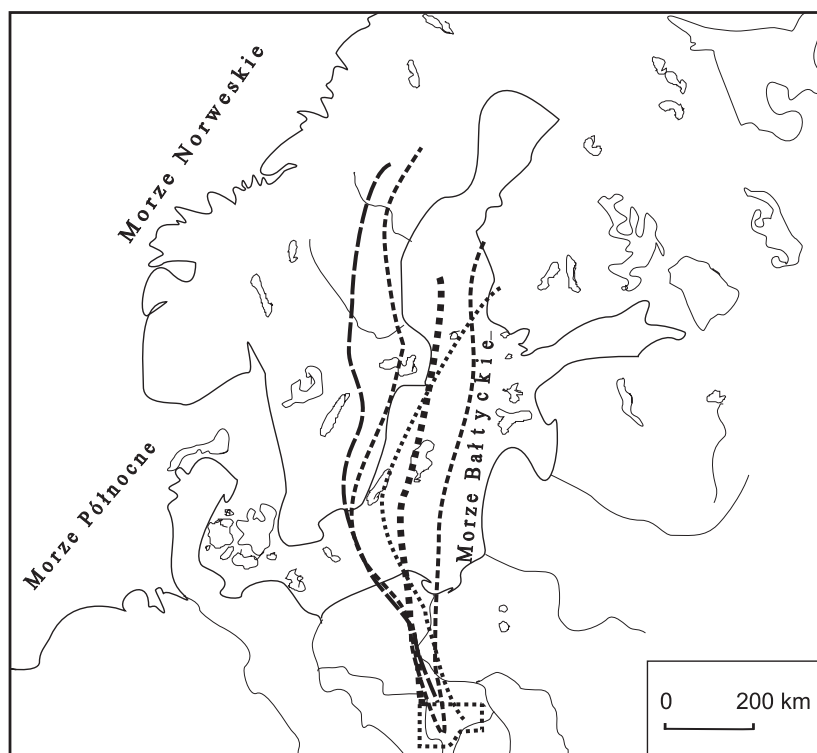
Wyniki modelowania teoretycznego przeprowadzonego przez wymienionych autorów zasadniczo zgadzają się z danymi terenowymi z zasięgu zlodowacenia skandynawskiego. Dane te, zawarte w licznych pracach, potwierdzają tezę, że zimny reżim termiczny cechował rozległe partie lądolodu na obszarach wyżej położonych w Skandynawii. Dobry stan zachowania preglacjalnych form i osadów podłoża wskazuje ponadto na długie trwanie tam takiego reżimu. Wielokrotnie już bowiem dowodzono, że zimne lodowce i lądolody nie zmieniają zasadniczo rzeźby podłoża.

Najwięcej śladów zimnego reżimu pochodzi z obszarów wododziałowych Skandynawii. Pojedyncze przypadki zachowania się form preglacjalnych i nawet zwietrzelin kenozoiku przedplejstocenijskiego były tam sygnalizowane już od dawna. Dopiero jednak szerzej zakrojone badania pokazały rozległość „oszczędzonych” przez erozję obszarów podłoża lądolodu. Główne pozostałości podłoża to liczne ostańce (*tors*, *monadnocks*), niezniszczone przez erozję glacialną. Wiele takich przykładów przedstawia mapa geomorfologiczna Finlandii (Fogelberg i Seppälä, 1979). W północnej Szwecji takie cechy rzeźby opisał Lagerbäck (1988). Także Nenonen (1995) oraz Saarnisto i Salonen (1995) udokumentowali istnienie na terenie Laponii i innych regionów Finlandii licznych stanowisk zwietrzelin zawierających znaczne ilości kaolinitu, które powstały przed plejstocenem, w warunkach klimatu znacznie cieplejszego niż obecny. Ostatnio Darmody i in. (2007) zbadali ostańce, które przetrwały kilkanaście epizodów glacialnych pod zimnymi lądolodami. Davis i in. (2006) dowiedli przetrwania w centralnych obszarach zlodowacenia skandynawskiego wielu form rzeźby reliktovej. Kleman i Stroeven (1997) stwierdzili dobry stan zachowania rzeźby preglacjalnej w północno-zachodniej Szwecji i skonstatowali, że jest to głównie cechą płaskowyżów i działów wodnych. Rozdzielające je obniżenia erozyjne cechuje natomiast silne przemodelowanie erozyjne, wyrażające się głębokimi U-kształtymi rynnami. Autorzy udowodnili, że w miejscach aktywności strumieni lodowych reżim był ciepły, a skala erozji nieporównanie większa niż na sąsiednich płaskowyżach pokrytych lodem zimnym.

Z centralnych obszarów innych dużych zlodowaceń pochodzą także liczne dowody na przewagę zimnego reżimu. Davis i in. (2006) podają takie przykłady zachowania preglacjalnej rzeźby reliktovej z centralnych obszarów zlodowacenia laurentyjskiego, zaś Kleman i in. (1994) z Labradoru. Podobne zachowane formy (np. tory) opisują Briner i in. (2003).

Zatem zarówno modelowanie teoretyczne, jak i dane terenowe wskazują na prawidłowość przewagi zimnego reżimu termicznego w centralnych obszarach glacji, co dotyczy także lądolodu warty. Rozległe zewnętrzne strefy centrów glacji cechowała z kolei przewaga reżimu ciepłego i jednocześnie silna skuteczność przegłębiającej, wielkoskalowej erozji lodowcowej. Najbardziej ewidentnym przejawem jest misa południowego Bałtyku, gdzie powtarzały się w czasie poszczególnych transgresji procesy erozyjne. Według Meyera (1991)

i Marksa (1998) w tej strefie powstała w czasie zlodowacenia elstery późniejsza niecka morza holsztyńskiego o przebiegu równoleżnikowym, równoległym do czoła lądolodu. Powstałe wówczas obniżenie funkcjonowało w czasie późniejszych zlodowaceń odry i warty. Rozmieszczenie obszarów najbardziej wydajnej erozji może być określone m.in. na podstawie eratyków przewodnich (Lisicki, 2003; Czubla, 2001; rys. 22), a także rozmieszczenia osadów morza eemskiego.



Rys. 22. Główne szlaki przemieszczania się materiału eratycznego ze stref erozji do miejsc akumulacji w regionie łódzkim w lądolodzie warty, na podstawie badań Czubli (2001)

Eissmann (2002) podkreśla znaczny udział skał wschodniobałtyckich, zwłaszcza wapieni i dolomitów, w najmłodszych glinach saalianu w Niemczech południowo-wschodnich. Podobne cechy glin dokumentowane są w zachodniej Wielkopolsce (Górska i in., 1998; Górska, 2000). W przybliżeniu lądolód poruszał się w kierunku N-S. Eratyki przewodnie pochodzą ze strefy przybrzeżnej Småland i z Dalarny.

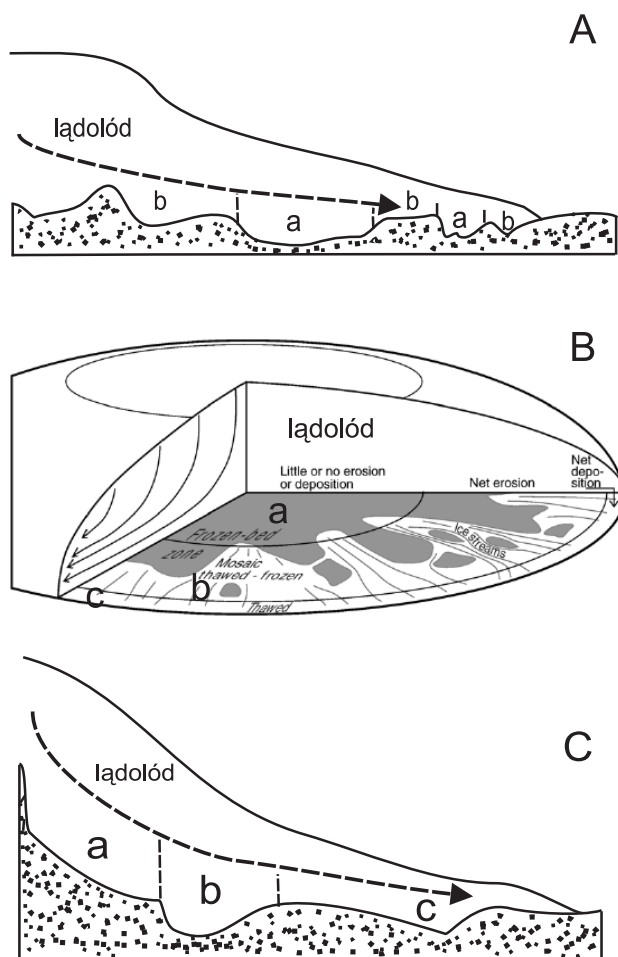
Ciepły reżim termiczny zewnętrznych części obszarów alimentacyjnych lądolodu warty miał istotny wpływ na zasobność w morenę lądolodu i skład petrograficzny glin lodowcowych.

Reżim strefy ablacyjnej lądolodów skandynawskich jest często określany jako politermalny, termicznie przejściowy lub subpolarny (Baranowski, 1977; Brodzikowski i Van Loon, 1991; Jania, 1993; Marks, 1998). Według Kozarskiego (1974) i Marksa (1998) na reżim przejściowy wskazują ślady powszechnego powstawania wałów lodowo-morenowych na obrzeżeniu lądolodu. Zimny lód mógł się natomiast rozpościerać w strefie kilkudziesięciu kilometrów od czoła. Tam gdzie zwiększała się grubość, izolacja od zimnych mas powietrza była lepsza i lód stawał się ciepły; kumulowało się w nim ciepło geotermiczne, lód zbliżał się do temperatury topnienia. W części zewnętrznej lód nie tworzył jednolitej strefy, lecz były tam obszary lodu ciepłego. Tworzyły się jezory wypustowe, aktywnie egzharujące. Obecnie zaznaczone to jest rynnami lodowcowymi i sandrami. Występował tam ślizg denny, ułatwiony przez nadtopiony lód i niezamarznięte podłoże. Tam gdzie był lód zimny na brzegu lądolodu, spąg przymarznięty był do podłoża, a ruch lodu był powolny i odbywał się głównie poprzez deformacje wewnętrzne.

Podobne prawidłowości, jak przedstawione dla lądolodu skandynawskiego, formułowane są także w odniesieniu do innych lądolodów i czap lodowych. Przykładem są badania Ballantyne i in. (1998, 2006), którzy zrekonstruowali modele czap lodowych w Szkocji i Irlandii w późnym devensian. Reżim tych lodowców zmieniał się w czasie i w przestrzeni. Opisano wiele miejsc, gdzie zachowały się relikty peryglacjalne w postaci torów i preglacjalnego saprofitu, gdzie erozja była bardzo ograniczona, a lód cienki, co dowodzi zimnego reżimu lodowca. Jednocześnie między wyniesieniami, w obniżeniach, stwierdzono ślady funkcjonowania strumieni lodowych o ciepłym reżimie spągu. Występują tam liczne przejawy głębokiej erozji oraz podłoże deformacyjne. Autorzy przedstawiają także sugestię o możliwości takiego zróżnicowania reżimu w czasie poprzednich zlodowaceń.

Na podstawie cech litofacjalnych osadów warty i przejawów działalności erozyjnej w regionie łódzkim oraz różnych publikacji z Ameryki Północnej, Skandynawii, Bałtyku, a także innych obszarów Polski, dzięki którym ustalono pewne prawidłowości, można przyjąć uproszczony model reżimu termicznego brzeżnej części lądolodu warty (m.in. Skinder i Porter, 1987; Kleman i in., 1994, 2008; Kleman i Stroeve, 1997; Marks, 1998; Davis i in., 2006).

Można założyć, że w czasie zlodowacenia warty w centralnych obszarach glacji, w rejonie Botniku południowego i sąsiednich obszarów Szwecji i Finlandii, funkcjonował zarówno zimny lądolód, zajmujący obszary wyniesione, dziś stanowiące wyżynne płaskowyzę, jak i ciepły lądolód, co umożliwiało wydajną erozję i transport detrytus. Na terenie Bałtyku dominował zdecydowanie ciepły reżim, umożliwiając szybkie przemieszczanie się lodu na południe. Strefę brzeżną lądolodu w regionie łódzkim stanowił z kolei lód o reżimie przejściowym, a w glacidepresjach – ciepłym (rys. 23A). Mogła także zachodzić



Rys. 23. Reżim termiczny i strefowość procesów pod lądolodem

A – przypuszczalny reżim termiczny lądolodu warty w strefie ablacyjnej w regionie łódzkim;
 B – strefowość reżimu termicznego i procesów w podłożu lądolodu według Klemana i in. (2008);
 C – strefowość reżimu termicznego i procesów w podłożu według Marksa (1998), w nawiązaniu do Skinnera i Portera (1987), rysunek uproszczony; strefy termiczne: a – ciepła, b – przejściowa, c – zimna

zmiana reżimu strefy brzeżnej w czasie, z przejściowego ku ciepłemu. Nie jest także wykluczone lokalne utrzymywanie się na glacie lewaczej reżimu zimnego, głównie w zasięgu łobu południowomazowieckiego. Mogło to wynikać zarówno z warunków klimatycznych, jak i niskiej gęstości strumienia ciepła począwszy od strefy Tornquista-Teyseyre’a na wschód – rzędu $40\text{--}60\text{ mW/m}^2$ (Krzywiec i in., 2005). Wskazuje na to rosnące znaczenie wód roztopowych,

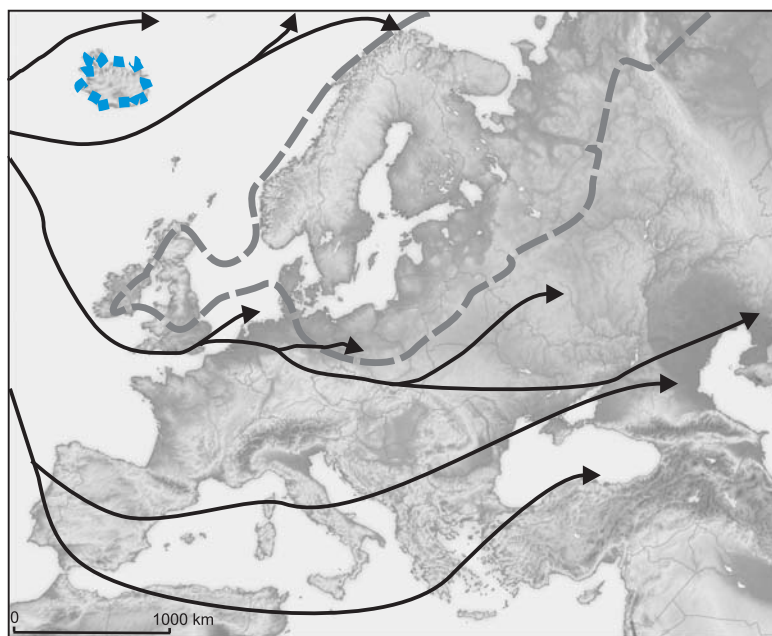
zapisane w profilach osadów z części kataglacialnej zlodowacenia, zwiększenie w tym czasie tendencji do powstawania plastycznych deformacji utworów podłoża i jednocześnie spadek znaczenia procesów mrozowych sygnalizujących wieloletnią zmarzlinę.

W strefach reżimu ciepłego, które nawiązywały do dolin i kotlinowych obniżen subglacialnych, lądolód przemieszczał się prądami lodowymi, erodując starsze osady plejstoceny. Jednocześnie na wyniosłościach podlodowych wysoczyzn mógł istnieć cienki i mało dynamiczny lód zimny. Zmienność reżimu na niewielkich przestrzeniach sprzyjała tworzeniu spękań, tuneli i kanałów śródlodowych. Powtarzanie takiego wzoru układu termicznego w poszczególnych zlodowaceniach może odpowiadać za uboższy profil plejstocenu w obszarach dolinnych niż na wysoczyznach. Może także wyjaśniać prawidłowość wypełnienia obniżen dolinnych głównie osadami z okresu deglacjacji.

4.2. Warunki transgresji i właściwości lądolodu w regionie łódzkim

Na rozwój lądolodu warty najistotniejszy wpływ miały warunki klimatyczne. Dotychczas nie opracowano jednak ich dokładniejszej rekonstrukcji. Przedstawiano głównie poglądy na temat wpływu na przebieg tego zlodowacenia oceanizmu i kontynentalizmu (Klatkova, 1972a; Mojski, 2005). Istnieją natomiast zaawansowane rekonstrukcje klimatu dla okresu funkcjonowania lądolodu wisły oraz jedna – lądolodu odry, opracowana przez Brodzikowskiego (1987). Zakładając znaczne podobieństwo cech morfologicznych lądolodów odry i warty w Polsce środkowej, można przyjąć także podobne cechy klimatu dla okresów obydwu tych zlodowaceń. Jednakże zarówno na wschód, jak i na zachód od Polski rysowały się większe różnice zasięgów tych lądolodów, należy więc uwzględnić wyraźniejsze różnice warunków klimatycznych. Na rysunkach 24–26 przedstawiono charakterystyczne cechy klimatu w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu warty na podstawie różnych źródeł, ze szczególnym uwzględnieniem rekonstrukcji Brodzikowskiego (1987) dla lądolodu odry.

Rozrost lądolodu warty w zachodniej Skandynawii i w Niemczech był znacznie słabszy od odrzańskiego, zatem cechy oceaniczne klimatu były tam wówczas słabiej wyrażone. Widoczne jest natomiast duże podobieństwo warunków klimatycznych do panujących w okresie stadiału głównego zlodowacenia wisły. Również we wschodniej Europie i w północnej Azji lądolód warty był znacznie mniejszy od odrzańskiego, zatem rozwijał się tam w warunkach klimatu o nieco mniejszej wilgotności i niższych wartościach opadów stałych.



Rys. 24. Przypuszczalne szlaki wędrówek niżów atlantyckich (zaznaczone strzałkami) w Europie w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu warty (zasięg lądolodu warty oznaczono linią przerywaną). Opracowano na podstawie rekonstrukcji Brodzikowskiego (1987)

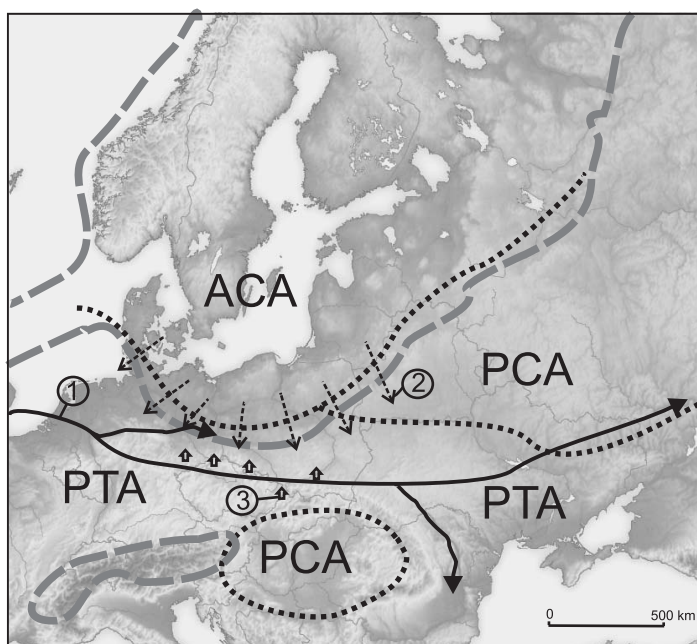
Mogło to także wynikać z różnic okresu narastania lądolodów. Lądolód warty był jednak, począwszy od regionu łódzkiego na wschód, znacznie większy od lądolodu zlodowacenia wisły.

Intensywne narastanie lądolodu w kierunku pasa wyżynnego Europy środkowej miało związek z uformowaniem się centrum akumulacji śnieżno-lodowej w środkowej i południowej Skandynawii. Szlaki przemieszczania się niżów atlantyckich, w związku z rozwojem zimnego wyżu nad lądolodem, uległy odchyleniu w kierunku południowym, przybliżając się do głównego wododziału europejskiego. Powietrze polarne wędrowało na wschód w zwężonym pasie między rozległym, stacjonarnym wyżem skandynawskim a powietrzem zwrotnikowym. Sprzyjało to przyspieszaniu prędkości frontów ku wschodowi, wzrostowi prędkości wiatrów oraz zachmurzenia. Przemieszczając się na wschód, nize wypełniały się stopniowo i słabły. Mogły one wkraczać na lądolód od strony zachodniej i południowo-zachodniej przynajmniej do stref zwiększonego gradientu ciśnienia, najłatwiej w okresach wiosennych i jesiennych. Sprzyjało to lepszemu alimentowaniu obszarów zasilania strumieni lodowych w zachodniej i centralnej części lądolodu. Od regionu łódzkiego na wschód i północo-wschód narastały cechy kontynentalizmu, zaś opady i zachmurzenie stopniowo malały,

wzrastało znaczenie wiatrów południowych i wschodnich, a zasięg strefy ablacyjnej ulegał stopniowemu skróceniu w stosunku do centrum alimentacji.

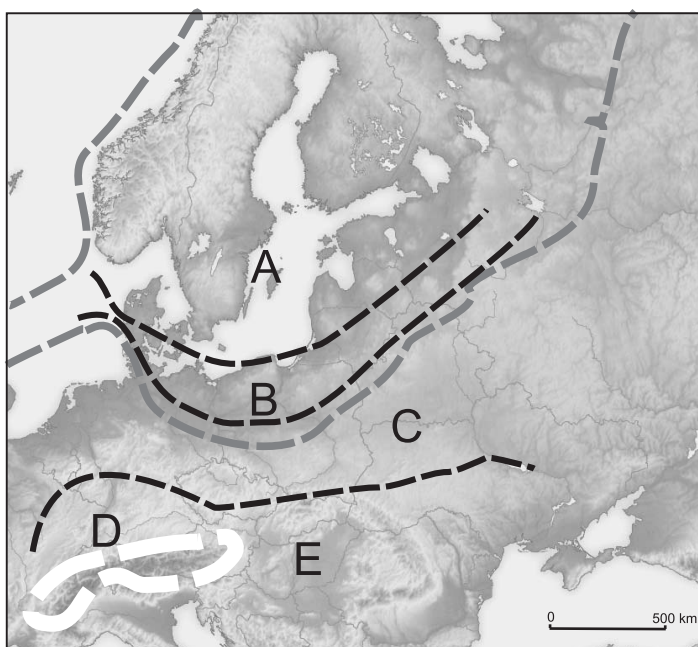
W późniejszej części zlodowacenia, być może już w początkach zanikania lądolodu, nastąpiło przesunięcie stref zasilania w kierunku wschodnim. Potwierdzają to wspomniane wcześniej badania petrograficzne materiału eratycznego, dowodzące uaktywnienia erozji podłoża na wschód od osi Bałtyku i wzrostu znaczenia wschodnich obszarów alimentacji.

Prawdopodobnie sprzyjało temu osłabienie układu antycyklonalnego nad lądolodem, znaczne jego obniżenie i w rezultacie możliwość głębszego wnikania niżów z opadami w kierunku wschodnim. Mogła rozwinąć się sytuacja podobna do tej, która obecnie cechuje lądolód grenlandzki – mimo stacjonarnego wyżu, lądolód ten bywa przekraczany dość często przez wędrujące niży. Porównania obydwu tych sytuacji są jednak trudne, m.in. z powodu dużego znaczenia w obecnej deglacjacji Grenlandii gazów cieplarnianych (Brodzikowski, 1987; Ridley i in., 2005).



Rys. 25. Przypuszczalny rozkład mas powietrza w Europie w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu warty. Opracowano na podstawie rekonstrukcji Brodzikowskiego (1987)

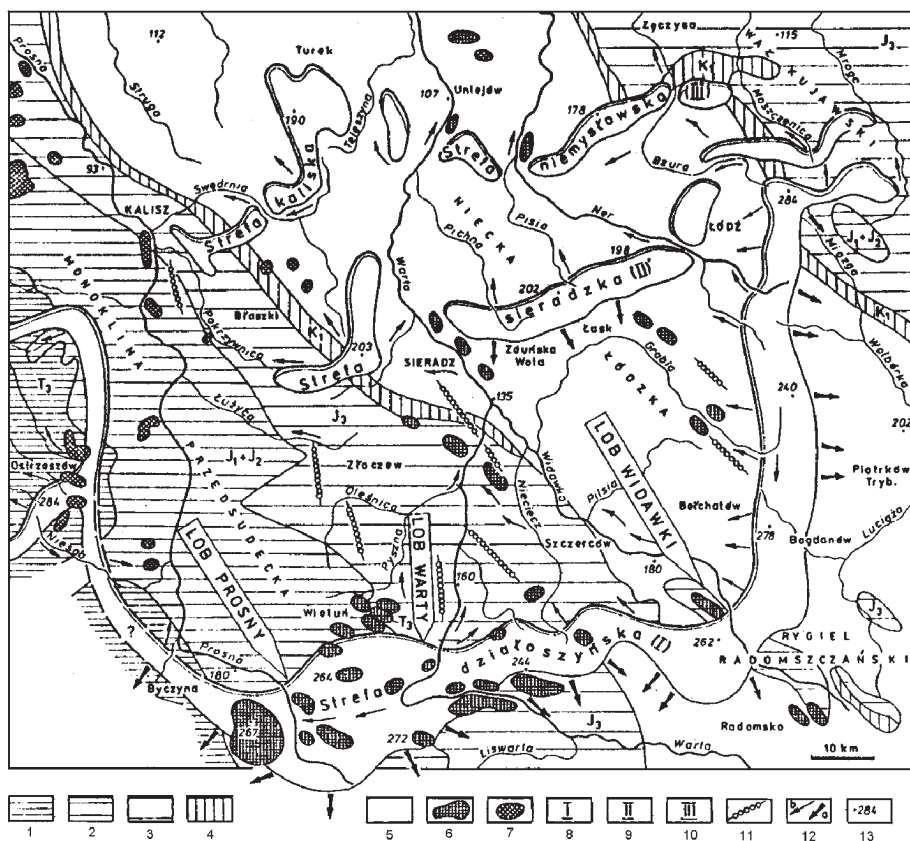
ACA – arktyczne, zimne masy powietrza, PCA – polarne i polarnokontynentalne zimne masy powietrza, PTA – masy względnie ciepłego powietrza polarnomorskiego. 1 – szlak wędrówki niżów, 2 – zimne wiatry katabatyczne spływające nad strefą ablacyjną, 3 – wiatry fenowe w odcinkach przesuszonego powietrza



Rys. 26. Przypuszczalny rozkład stref opadowych w Europie w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu warty. Opracowano na podstawie rekonstrukcji Brodzikowskiego (1987)

Strefy opadowe. A – obszar opadów stałych 150–300 mm. W okresach awansów lodowcowych możliwy wzrost nawet do 1000 mm. Insolacyjny typ pogody w ciągu całego roku. B – obszar intensywnych opadów śniegu, związanych z oddziaływaniem niżów atlantyckich. W okresach jesiennych i wiosennych niże mogły wnikać daleko wгłęb lądolodu. C – obszar peryferyczny czaszy lodowcowej o dużej dynamice opadów, w przewadze deszczowych w ciągu 6–8 miesięcy w roku. Suma opadów znacznie powyżej 300 mm. Adwekcyjny typ pogody w ciągu całego roku. D – obszar cyrkulacji niżowej z przewagą opadów deszczowych > 300 mm. E – obszary o zmniejszonej sumie opadów (<300 mm). Przewaga insolacyjnego typu pogody.

Rzeźba regionu łódzkiego bezpośrednio przed transgresją lądolodu warty przypominała w ogólnych zarysach rzeźbę współczesną. Deniwelacje mogły być przeciętnie nieco mniejsze wskutek umiarkowanych rozcięć w czasie ocieplenia przedwarciańskiego i wyrównującego działania różnych prewarciańskich „serii zasypiania”, opisanych w poprzednim podrozdziale. Nieco zbliżony do obecnego był układ głównych płatów wysoczyznowych, choć organizacja sieci rzecznej mogła być odmienna. Analiza osadów zlodowacenia warty w relacji do form podłoża podwarciańskiego pozwala stwierdzić, że urozmaicenie terenu, obok wpływu stref zasilania, było główną przyczyną ukształtowania się charakterystycznej struktury przestrzennej podłódzkiej części lądolodu (rys. 27, 28).



Rys. 27. Kierunki rozwoju i etapy zaniku lądolodu warciańskiego w lobie południowopolskim według Krzemińskiego (1997)

1 – trias górny; 2 – jura dolna i środkowa; 3 – jura górna; 4 – kreda dolna; 5 – kreda górna; 6 – wschodnie mezozoiku; 7 – wschodnie neogenu; 8 – strefa zasięgu i zaniku lądolodu warciańskiego – działoszyńska I; 9 – strefa zaniku lądolodu – sieradzka II; 10 – strefa zaniku lądolodu – niemysłowska i kaliska III; 11 – zespoły pagórków; 12 – kierunki odpływu wód glacialnych: a – zewnętrzny, b – wewnętrzny; 13 – położenie współczesnej powierzchni (w m n.p.m.)

W czasie transgresji lądolodu zapisały się ślady charakterystycznej strumieniowej dystrybucji lodu. Region łódzki objęły zasięgiem dwa wielkie strumienie o festonowatym zarysie strefy czołowej, które w położeniu skrajnym łagodnie „opływały” nasadę północno-wschodniego obrzeżenia Wyżyny Małopolskiej. Zachodni strumień, rozpoczynał się w dorzeczu Warty utworzył **lob południowopolski** (nazwa za Krzemińskim, 1974; rys. 27), najdalej wysunięty na południe w skali całego lądolodu warty. Strumień wschodni uformował w dorzeczu Wisły, głównie w dorzeczu dolnej Pilicy, lob znacznie krótszy

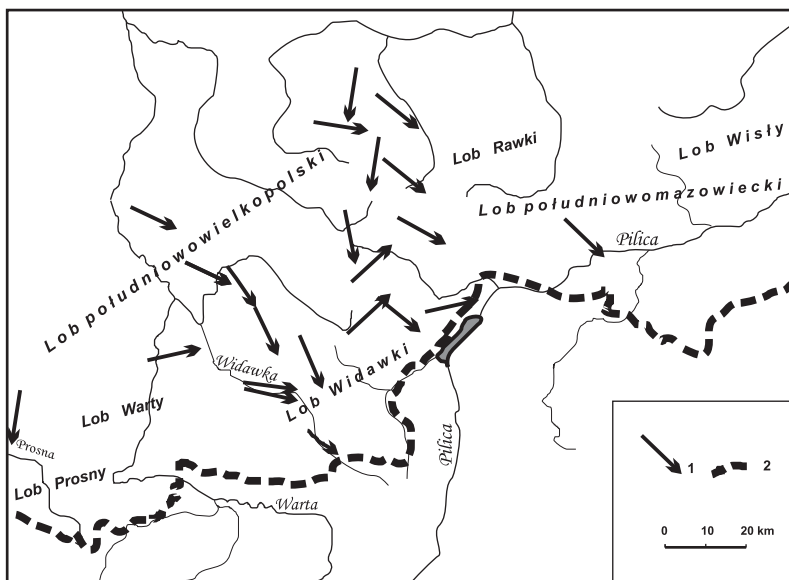
i cieńszy, choć także szeroki, który – przez analogię – może być nazwany **lobem południowomazowieckim**. Wolno sądzić, że znaczne różnice wielkości lobów wynikały głównie z różnic zasilania lodem z obszarów alimentacji, cech klimatu (m.in. silniejszych i częstszych adwekcji wilgotnych mas powietrza na zachodzie niż na wschodzie regionu), cech rzeźby, a także procesów endogenicznych, zwłaszcza znacznego zróżnicowania gęstości strumienia ciepłego ziemi w regionie łódzkim.

Loby te stanowiły podstawowe człony lądolodu w Polsce środkowej, wychodząc znacznie poza zasięg równoleżnikowy ujętego w niniejszej pracy regionu łódzkiego. Charakteryzowały się one szerokością rzędu 90–120 km i wielkopromiennym, choć niewyrównanym z powodu dopasowania się do zastanej rzeźby, zarysem krawędzi zewnętrznej. W ich obrębie zaznaczyły się drugorzędne, lecz wyraźnie zindywidualizowane elementy strumieniowego przepływu lodu. Strumienie te przemieszczały się głównie w obniżonych strefach podłoża podwarciańskiego, w partiach osiowych zwykle nad większymi dolinami (Warty, Widawki, Prośny, Rawki). Kierunki przemieszczania się nawiązywały do przebiegu struktur podłoża mezozoicznego. Wewnątrz strumieni lodowych występowały przejawy ruchu lodu o znacznej dynamice na węższych odcinkach. Te mniejsze prądy lodowe były odpowiedzialne m.in. za uformowanie podlodowych obniżów rynnowych. Na ich liniach do dziś funkcjonują doliny rzeczne. Sposób przemieszczania się lodu utrwalał więc układ liniowych elementów rzeźby.

Te elementy struktury lądolodu kształtowały się w trakcie transgresji po przekroczeniu rozległego równoleżnikowego obniżenia, już istniejącego przed zlodowaceniem warty, zwanego pradoliną warszawsko-berlińską. Znaczącą rolę w selektywnym wyhamowaniu większych mas lodu i ich dystrybucji odegrały w Polsce środkowej większe wyniosłości, zwykle jednocześnie elewacje podłoża mezozoicznego: Wał Małanowski, Wzniesienia Łódzkie, na zachód od Prośny – Wzgórza Ostrzeszowskie, mniejsze garby kredowe w osi niecki łódzkiej, garby jurajskie (np. zrąb Brzykowa), a także liczne łagodniejsze wzniesienia wysoczyznowe ukształtowane przez poprzednie lądolody. Ostatecznie jednak czoło lądolodu warty, mimo oporu tych wyniosłości, zatrzymało się dopiero na północnych stokach obrzeżenia pasa wyżynnego.

Rozległy człon lądolodu, który uformował się pomiędzy Wzniesieniami Łódzkimi a Wzgórzami Ostrzeszowskimi niczym – jak to określa Krzemiński (1974) – „słupami bramy”, zwany lobem południowowielkopolskim lub lobem Warty (Turkowska, 2006a), był najdalej na południe wysuniętą i najwyższą sięgającą częścią lądolodu warty w Europie. W jego strukturze w zaawansowanej fazie transgresji wyodrębniły się elementy drugiego rzędu, nazwane przez Krzemińskiego (1974, 1997) **lobami Prośny, Warty i Widawki** (rys. 28).

Lob Widawki był nazywany także lobem południowo-zachodnim (Klatkova, 1972a). Autor nie stosuje jednak tej ostatniej nazwy, nie jest ona bowiem adekwatna do sytuacji, kiedy rozpatrywany jest lądolód warciański w skali większej niż region łódzki. Wschodnią granicę lobu Widawki Turkowska (1984, 2006a) wyznacza na linii Pagórki Ozorkowskie – doliny Miazgi i Wolbórki (rys. 29A), lub w innej opcji (rys. 29B) – z odchyleniem na zachód wzdłuż działu wodnego Odra–Wisła.

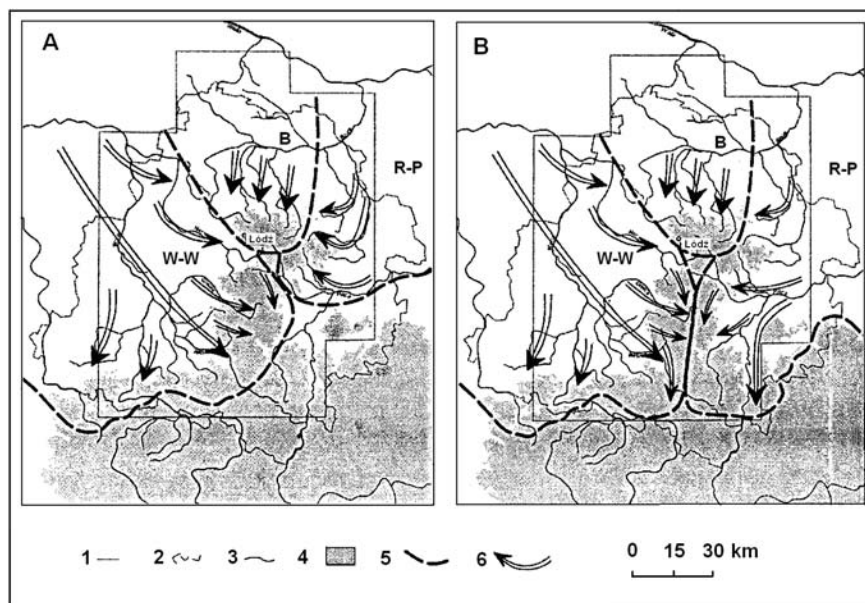


Rys. 28. Ruch strumieniowy lądolodu warty w regionie łódzkim

1 – kierunki przemieszczania się strumieni lodowych na podstawie pomiarów Klatkowej (1992), uzupełnione, 2 – zasięg maksymalny lądolodu

Od południka Łodzi na wschód rozprzestrzeniał się kolejny megastrumień, który uformował się w nieco mniej wysunięty na południe i mniej dynamiczny lob południowomazowiecki. Objął on zasięgiem osiową część dorzecza dolnej Pilicy i inne fragmenty dorzecza Wisły po Wysoczyznę Żelechowską na wschodzie. Na północ od Wyżyny Małopolskiej lądolód nie napotykał znaczących barier terenowych, więc zasięg jego czoła w północnych partiach Równiny Radomskiej i Kozienickiej był zależny w większym stopniu od zdolności rozplływania się lodu ze strony obszaru zasilania. Na tym terenie wielkopromienny zarys lobu łagodnie odchyłał się na północo-wschód. W jego zróżnicowanej dynamicznie strukturze zaznacza się na wyniesieniu podłoża w obszarze antyklinorium środkowopolskiego **lob Rawki** (= lob wschodni według Klatko-

wej, 1972a, lob północno-wschodni według Klatkowej, 1984; lob Bzury według Turkowskiej, 2006a), zaś na wschód od antyklinorium środkowopolskiego – **lob Wisły**. Natomiast na wschód od Wisły, na Nizinie Południowopodlaskiej, łądogłód rozpościerał się w postaci wyraźniejszych, choć znacznie mniejszych lobów: Wilgi, Liwca, Muchawki, Tocznej i Klukówki (Mojski, 1972; Harasimiuk i in., 2004; Godlewska, 2007).



Rys. 29. Zasięg łądogłodu warty i kierunki rozwoju lobów według Turkowskiej (2006a)

– dwie opcje, rysunek nieco uproszczony

A – loby po przyjęciu hipotezy zasięgu do linii dolnej Wolbórki i Pilicy, B – loby przy przyjęciu hipotezy linii maksymalnego zasięgu w strefie wyniesień podłoża mezozoicznego wzdłuż elewacji radomszczańskej i garbu przedborskiego. 1 – region łódzki w ujęciu Turkowskiej (2006a), 2 – granica województwa łódzkiego, 3 – sieć rzeczna, 4 – obszar położony powyżej 200 m n.p.m., 5 – granice lobów, W-W – lob Warty – Widawki, B – lob Bzury, RP – lob Rawki – Pilicy, 6 – kierunki i szybkość (długość strzałki) rozprzestrzeniania strumieni lodowych

Lob Rawki był do tej pory często uważany za bardziej dynamiczny od lobu Widawki (Klatkowa, 1972a, 1984; Nalewajko, 1982). Prawdopodobnie było akurat odwrotnie, gdyż to właśnie w obrębie drugorzędnych strumieni lobu południowowielkopolskiego napotkano wyraźne ślady szybkiego ruchu lodu, w tym o cechach szarż, oraz liczne przejawy erozji glacialnej i glacialfluvialnej. Natomiast liczne struktury glacictektoniczne na obszarze Wzniesień Łódzkich, przypisywane głównemu, maksymalnemu nasunięciu łądogłodu warciańskiego

(Klatkova, 1972a), nienoszące śladów przekroczenia lądolodu, mogą w większości być łączone z aktywnością pomaksymalną lądolodu warty (subfaza bzury).

Podobne ślady szarż i dynamicznego przemieszczania się strumieni lodowych stwierdzono także w innych lobach zarówno części zachodniej pasa warty, jak i wschodniej, np. w zachodniej części Wysoczyzny Siedleckiej (por. Bruj i in., 2000).

Największym ułatwieniem w postępie transgresji były obniżenia dolinne o przebiegu w przybliżeniu południkowym lub z NW na SE, zgodnym z ogólnym kierunkiem ruchu lodu (rys. 28). Dochodziło w tych strefach do przyśpieszenia transgresji w obrębie prądów lodowych, które mogły w strefie brzeżnej lądolodu uzyskiwać postać jeziorów wypustowych. Jest rzeczą oczywistą, że poszczególne strumienie i mniejsze prądy lodowe mogły się rozwijać z różną prędkością i w różnym czasie. Zarys linii czoła w maksymalnym rozwinięciu lądolodu był bardziej wyrównany w porównaniu z lądolodem odry, który, jak dowiódł Lindner (1978), obfitował w dość wyraziste lodowce wypustowe w głębi bardziej urozmaiconego pasa wyżynnego.

Powstaje pytanie, czy możliwe są porównania cech morfologicznych opisanych lobów z lobami lub lodowcami wypustowymi współczesnych lądolodów i czap lodowych, bądź z cechami innych zrekonstruowanych lądolodów plejstocenijskich?

Znalezienie lobów o identycznych cechach nie jest możliwe. Pewne podobieństwa dostrzec można analizując niektóre elementy czapy lodowej Vatnajökull na Islandii. Jako przykład może służyć Bruarjökull, jeden z głównych lobów (o powierzchni ok. 1,7 tys. km²). Według danych Benediktssona (2005) długość jego strefy marginalnej jest zmienna. W czasie przeciętnej szarży (*surge*) dochodzi do 60 km, a wzrost prędkości płynięcia następuje na całej przestrzeni lobu, natomiast na etapie wyciszenia (*quiescent phase*) strefa brzeżna skraca się do około 50 km. Zatem, jeśli nawet loby południowowielkopolski i południowomazowiecki zajmowały po kilkanaście tysięcy kilometrów kwadratowych, a ich strefa marginalna osiągała ponad 120 km długości, to takie dysproporcje umożliwiają dokonywanie porównań. Tym bardziej, że w innych częściach strefy warciańskiej były znacznie mniejsze loby. W obrębie lobu Bruarjökull występują z reguły także „odpowiednio” mniejsze formy marginalne i ozy, choć wykazują znacznie większe przeciętne nachylenia stoków niż formy warciańskie (Knudsen, 1995; Benediktsson, 2005).

Również lodowce wypustowe lądolodu antarktycznego nie wykazują znaczących podobieństw do lobów warciańskich. Szybko poruszające się strumienie lodowe zostały tam poznane głównie w pasmach górskich obrzeża kontynentu i strefie szelfu. Według Barkera i in. (1999) osiągają one często szerokość ponad 80 km, a zasięg pionowy erozji jest rzędu 300–600 m, a miejscami głębszy.

Utworzyły więc głębokie, stromościenne formy żłobowe. Strumienie lodowe opisane przez Bartek i in. (1997) na Morzu Rossa, pochodzące zarówno z lądolodu zachodnioantarktycznego, jak i ze wschodnioantarktycznego, tworzą także szybko płynące wstęgi lodu o szerokości 30–60 km i miąższości rzędu 800 m. Strumienie lodowca Rossa opisał także Bart (2004). Płyną one z szybkością kilkuset metrów rocznie i powodują charakterystyczne kształtowanie dna szelfu, zmiany morfologii ławic podmorskich, rynny erozyjne, akumulację proglacialną itd. Dziełem tych strumieni są głębokie doliny, które przekształcały się we fiordy po deglacjacji, podobnie jak się stało w przypadku jeziorów wypustowych lądolodów skandynawskich na terenie Norwegii. W porównaniu z warciańskimi, szerokości tych strumieni są podobne, lecz ze względu na bardziej urozmaiconą rzeźbę – znacznie szybsze i aktywniej erodujące. Rozwój tych strumieni odbywa się z reguły w strefie znacznych spadków, pomiędzy dość wysoko wzniesionym i silnie „rozdolinionym” lądem a obszarami szelfowymi, które są silnie obniżone wskutek glacioizostazji i pokryte łatwo podlegającym erozji materiałem luźnym.

Opisywane strumienie lodowe z regionu łódzkiego nie miały tak wyrazistych cech, jak wychodzący z misy Bałtyku wielki strumień, który utworzył łob Wisły lądolodu wisły w stadiale głównym. Według rekonstrukcji Wysoty i in. (2004) oraz Wysoty i Molewskiego (2007) był on dość szybki (400–500 m/rok) i szeroki na 50–70 km. Strumienie południowowielkopolski i południowomazowiecki były więc od niego znacznie szersze, lecz prawdopodobnie znacznie wolniejsze i cieńsze. Analogiczne było pokonywanie przeciwstoków o podobnym nachyleniu. W zasięgu łobu Wisły rozpoznano także prądy lodowe mniejszego rzędu, a wśród nich prąd lodowy rynny Gopła. Ich znaczną dynamikę potwierdzają niektóre cechy osadów na kontakcie gliny lodowcowej i podłoża. Są to m.in. gliny deformacyjne oraz facje glin bazalnych z poziomami gwałtownymi, strukturami płuzienia i śladami odspojenia lodu od podłoża. Sposób rozprzestrzenienia mas lodu wykazywał znaczne dostosowanie do zastanej rzeźby terenu. Wskazuje na to także Roman (2007) w południowym obrzeżeniu łobu Wisły.

Można domniemywać, że w czasie zlodowacenia warty przemieszczanie się strumieni na południe od misy Bałtyku przebiegało podobnie. Lądolód warty po przekroczeniu wzniesień Polski północnej mógł mieć mniejszą dynamikę i słabiej rozwinięty ruch strumieniowy. W przypadku regionu łódzkiego nie udało się potwierdzić tak znacznej szybkości lodu jak w łobie Wisły, choć występują miejsca dowodzące intensywnej erozji i dynamiki ruchu. Zarysy tutejszych łobów nie ustępowały łobom lądolodu zlodowacenia wisły, układ poziomu gliny wskazuje, że nie dochodziło jednak do tak dużych przegłębień. Można zatem sądzić, że były to strumienie lodowe o przeciętnej prędkości. Nie wyklucza to sporadycznych, lokalnych i zapewne krótkotrwałych zjawisk

szarżowych czy quasi-szarżowych, które by obejmowały cały megastrumień, bądź też wyodrębnioną, mniejszą jego część.

Łądolód poruszał się na południo-wschód z mniejszymi lub większymi odchyleniami na wschód i południe, głównie po powierzchniach łagodnie pochyłonych w kierunku północnym i północno-zachodnim. Nachylenie terenu zgodne z kierunkiem ruchu zaznaczało się tylko lokalnie, m.in. we wschodniej części Równiny Piotrkowskiej. Ogólnie takie powierzchnie były dość ograniczone. Dominowały przeciwstoki lub powierzchnie równinne. Głównymi utrudnieniami w czasie rozprzestrzeniania się łądolodu były wyniosłości podłoża, często w postaci starszych garbów wysoczyznowych lub elewacji podłoża mezozoicznego. Na przedpolu regionu łódzkiego na Wysoczyźnie Tureckiej na drodze transgredującego łądolodu znalazł się Wał Małanowski, zbudowany głównie z miększych glin zlodowaceń sanu i odry (Chrzanowski, 1980; Mańkowska i Gogolek, 1988). Został on w wyniku transgresji łądolodu warty powleczony warstwą gliny lodowcowej. Znajduje się ona zarówno na grzbiecie formy, gdzie dochodzi do 190 m n.p.m., jak i w dolnych częściach stoków, gdzie obniża się jej pokład nawet do 90–130 m. To otulenie wału gliną wskazuje także pośrednio na umiarkowane przekształcenie rzeźby i budowy geologicznej w okresie postwarciańskim. W związku z tym poglądy o tzw. ostańcowym charakterze wału, na co wskazywał niegdyś Dylik (1953), należy traktować jako historyczne. Niewielkie erozyjno-denudacyjne rozcięcia osadów warty na stokach nie dyskwalifikują wału jako formy akumulacyjnej. Wał Małanowski spowodował odchylenie ruchu łądolodu na południo-wschód ku dolinie środkowej Warty (Kotlinie Sieradzkiej).

W głębi regionu większe nachylenia stoków należy wiązać także z zachodnią częścią Wzniesień Łódzkich. Według Klatkowej (1972a, b) na tym obszarze, w miejscu występowania wysokiego progu z utworów kredowych, nastąpiło rozdzielenie łądolodu na dwa główne loby. Obecnie należy przyjąć, że w czasie pierwszej transgresji warciańskiej miało tam miejsce nie trwałe zatrzymanie czoła, lecz głównie istotne osłabienie dynamiki dalszej transgresji. Ta bariera morfologiczna została jednak przekroczona. Łądolód pokonywał tu znaczne deniwelacje i pozostawił poziom gliny o zróżnicowanym stopniu ciągłości. Otula on niejako garb łódzki i rozciąga się aż po północne stoki pasa wyżyn.

W strefie stoków Wyżyny Małopolskiej, np. okolicach Wielunia i Pajęczna, szereg ostańcowych form podłoża jurajskiego o obecnej wysokości powyżej 200 m n.p.m. wyhamowało ostatecznie transgresję i ukształtowało drugorzędny lobowaty układ brzeżnej części łądolodu. Okrycie gliną glacialną wyniesień podłoża jest mniej kompletne i stąd rekonstrukcje zasięgu maksymalnego napotykają na znaczne trudności. Dalej na północo-wschód i wschód mniej wyraźne i słabiej eksponowane morfologicznie wyniosłości podłoża (poniżej 200 m n.p.m.) na dziale wodnym Odry – Wisły i Pilicy – Rawki uległy transflu-

encji. Po ich pokonaniu lądolód rozprzestrzeniał się cienką pokrywą, co potwierdza m.in. prawie zupełny brak zaburzeń glacictektonicznych i większa fragmentaryczność osadów glacialnych.

Takie ukształtowanie wpływało także hamując na szybkość płynięcia lodu poprzez wytworzenie stref spiętrzenia kompresyjnego, co potwierdzają charakterystyczne lokalne pogrubienia miąższości gliny lodowcowej oraz deformacje podłoża.

Istnienie podlodowych stoków miało wpływ na strukturę lodu. Już Bartkowski (1960) zauważył, że w takich miejscach wytwarzały się w ciekim lądolodzie szczeliny równoległe do krawędzi wyższego stopnia wysoczyznowego. Zwraca na to uwagę także Morawski (2005). Miało to konsekwencje głównie w procesie deglacjacji. Biorąc pod uwagę ponadto różnice struktur w profilach glin, można także przyjąć hipotezę, że między lodem w obniżeniach a lodem na wysoczyznach występowały różnice termiczne – lód na wysoczyznach był mniej dynamiczny i mógł charakteryzować się zimnym reżimem termicznym.

Miąższość lodu w poszczególnych lobach jest bardzo trudna do rekonstrukcji. Nie ma na analizowanym obszarze morfologicznych wyznaczników, które umożliwiają określenie pionowego zasięgu zlodowacenia w brzeżnej części czaszy lodowej. Bardzo ograniczone są także możliwości wnioskowania o miąższości lodu na podstawie cech deformacji, dowiedziono bowiem wielokrotności nasunięć w plejstocenie i różnowiekowości struktur deformacyjnych. Również miąższość zachowanej gliny lodowcowej nie zawsze wykazuje związek z miąższością lodu.

Kierunki transgresji lądolodu wyznaczone mogą być różnymi metodami, najczęściej za pomocą wskaźników petrograficznych, orientacji klastów oraz liniowych elementów rzeźby.

Wskaźniki petrograficzne stosuje się do określania obszarów alimentacyjnych lądolodów, kierunku przemieszczania się lodu, a także do ustalenia wieku poziomów glacialnych. Mają zastosowanie w skali całego lądolodu lub większej jego części, np. dużego lobu. Metody te, opracowane w latach 30. ubiegłego stulecia głównie w Niemczech, rozwijane są do dziś, także w Polsce. Przegląd różnych metod zawierają prace Czubli (2001) i Lisickiego (2003). Co do wskaźników służących do identyfikacji centrów zlodowacenia, dawno już zauważono, że mogą one się zmieniać w trakcie zlodowacenia. Badacze polscy już w latach 20. poznali prawidłowość przesuwania się z zachodu na wschód centrów poszczególnych zlodowaceń (Limanowski, 1921). Jest to potwierdzane we współczesnych badaniach, zarówno na terenie Niemiec, jak i w Polsce (Mojski, 1993a; Piotrowski i in., 1999; Górka, 2000; Eissmann, 2002; Lisicki, 2003), w tym w regionie łódzkim (Różycki, 1967; Klatkova, 1992a; Czubla, 2001).

Niektórzy zwracają uwagę, że prawidłowość ta zaznacza się także w obrębie jednego zlodowacenia, przy porównaniu poszczególnych faz. Dowodzi jej z obszaru dorzecza Wisły Lisicki (2003). Piotrowski i in. (1999) oraz Eissmann (2002) zauważają, że na terenie Dolnych Łużyc cechy petrograficzne młodszych osadów saalianu wskazują na znaczny udział lodu wschodniobałtyckiego, co jest prawidłowością młodszych części zlodowaceń.

Mimo zmienności obszarów alimentacyjnych różnorodność petrograficzna w skali regionu utrzymuje się w określonych granicach. Na przykład eratyki z okolic Oslo (porfiry rombowe) docierały głównie na Niż Zachodnioeuropejski i Morze Północne, natomiast rapakiwi z Wyborga, rapakiwi z okolic jez. Ładoga oraz sjenity nefelinowe z półwyspu Kola objęły zasięgiem Nizinę Rosyjską. Spośród eratyków wskaźnikowych w regionie łódzkim bardziej rozpowszechnione są porfiry z Dalarny oraz porfiry kwarcowe i granity rapakiwi z Wysp Alandzkich (Klatkova, 1992a; Czubla, 2001).

W kopalni „Józwin” koło Kleczewa, położonej w brzeżnej części zasięgu zlodowacenia wisły, we frakcji szkieletowej gliny zlodowacenia warty stwierdzono około 96% badanych żwirów pochodzenia bałtycko-fennoskandzkiego, a w nich podobne ilości wapieni paleozoicznych i skał krystalicznych (Baranowski i Mańkowska, 1979; Czubla, 2001).

Na podstawie badań Czubli (2001) można przyjąć, że przypuszczalne drogi strumieni lodowych w czasie transgresji lądolodu warty kończące się w regionie łódzkim prowadziły z obszaru obejmującego Norrland, południowy Botnik i południowo-zachodnią Finlandię. Strumienie te inkorporowały obficie materiał skalny na terenie Dalarny, Wyspach Alandzkich, Gotlandii i w depresji bałtyckiej na wschód od Bornholmu (rys. 22). Skład petrograficzny eratyków ze znacznym udziałem porfirów bałtyckich, dolomitów i wapieni dolnopaleozoicznych świadczy o odchyleniu przepływu lodu na wschód w stosunku do starszych glacji. Nieco podobne cechy zarejestrowano tylko w glinach zlodowacenia sanu. Trasa ta była znacznie przesunięta na wschód w stosunku do zlodowacenia odry.

Również z badań litostratygraficznych Lisickiego (2003) wynika, że transgresja lądolodu warty na obszar Polski środkowej przebiegała głównie z botnickiego centrum glacji. Inni autorzy wskazują także na znaczenie materiału ze wschodniej Skandynawii, który docierał nawet na teren Niemiec. Świadczy o tym występujący na Pojezierzu Wielkopolskim oraz we wschodniej części Niemiec duży udział eratyków alandzkich i dolomitów dewońskich w glinach warty (Górska, 2000).

W rekonstrukcji kierunków przemieszczania się lodu lodowcowego używa się niekiedy materiału skał lokalnych. Dane petrograficzne, zebrane przez Krzemińskiego (1974), rozszerzone później przez Krzemińskiego i in. (1993), były podstawą wyróżnienia drugorzędnych strumieni ruchu lądolodu w obrębie

lobu południowielkopolskiego. W strumieniu lodowcowym Proсны były erodowane i transportowane piaskowce dolnej i środkowej jury, w strumieniu Warty – wapienie i krzemienie górnej jury, natomiast wewnątrz lobu Widawki – margle górnej kredy. Dowody petrograficzne na mocne związki z podłożem, zestawione przez wymienionych autorów, wskazują jednocześnie na silną i powszechną erozję lodowcową.

Metoda analizy orientacji klastów w glinie lodowcowej w regionie łódzkim była na szerszą skalę użyta przez Klatkową (1992, rys. 28). Wyniki pomiarów zdaniem tej autorki wskazują, że na Wzniesieniach Łódzkich łądołód warty nasuwał się z trzech kierunków, zbliżonych do siebie: na zachodzie był to kierunek z północy, w środkowej części – z północo-zachodu, zaś we wschodniej części – z różnych kierunków, co ma świadczyć o międzylobowym charakterze okolic Łodzi. Wyniki tych pomiarów reinterpretuje Turkowska (2006a, rys. 29). Autorka ta uważa, że rozrzut kierunków orientacji klastów sygnalizuje koncentryczne napieranie na siebie trzech lobów na strefę interlobalną, położoną w rejonie działu wodnego Odra-Wisła na południe od Łodzi. Wariantowy sposób prezentacji zagadnień dystrybucji mas lodu i zasięgu maksymalnego łądołodu wskazuje zarówno na złożoność tych problemów, jak i hipotetyczność ustaleń. Należy jednak zwrócić uwagę, że wyniki pomiarów Klatkowej (1992), charakteryzujące się wspomnianą niezgodnością kierunków wypadkowych, pochodzą z obszarów, na których lokalnie stwierdzano dwa, a niekiedy trzy poziomy glin warciańskich. Mogły pochodzić zarówno z badań gliny fazy głównej – maksymalnej, jak i z którejś późniejszej oscylacji pomaksymalnej.

Wydłużone formy rzeźby (formy linijne), zwłaszcza rynny lodowcowe, drumliny i moreny żłobkowe, a także mikroformy linijne, w tym rysy i bruzdy erozyjne, od dawna były uważane za ważne wskaźniki kierunku ruchu lodowców. Spośród tych form napotymano głównie mikroformy, zwłaszcza głązy usytuowane w spągu gliny, które pozostawiały erozyjne ślady kierunku przemieszczania się lodu. Struktury takie występują m.in. w odsłonięciach najmłodszej gliny w Siedlątkowie oraz w kopalni Bełchatów. Nie znaleziono natomiast wyraźnych form typu *fluted moraine*, czy większych przejawów drumlinizacji podłoża, nawet w stanie kopalnym. Są one trudne do znalezienia także na obszarach młodoglacjalnych, choć niekiedy można je wskazać tam w postaci kopalnej, np. w strukturze płata wysoczyznowego Kaszczor-Mochy w środkowej Wielkopolsce (Kasprzak, 2007d).

Morawski (2005) w rekonstrukcji ruchu łądołodu stosuje metodę analizy morfolineamentów. Uważa on, że spękania łądołodu tworzą się już w czasie transgresji w zależności od ukształtowania i dynamiki podłoża. Analizując kopalne doliny w zasięgu łądołodu wisły stwierdził, że na krawędziach tych obniżen w wyniku tensji pojawiały się uporządkowane systemy szczelin

i spękań (NW-SE). Były one później wykorzystywane przez wody roztopowe. Istnieje jednak wątpliwość, czy metoda ta, zastosowana do form z deglacji, może być zawsze podstawą interpretacji kierunków transgresji, zwłaszcza w sytuacji zmian w kierunkach rozprzestrzeniania się strumieni lodowych, potwierdzonych na wielu obszarach m.in. metodą petrograficzną. W czasie zlodowacenia może bowiem dojść wielokrotnie do zmian sposobu dystrybucji lodu i wytworzenia się lokalnych prądów lodowych. Niezależnie od tych zastrzeżeń trzeba zauważyć, że uchwycenie takich prawidłowości w Polsce północno-wschodniej jest kolejnym potwierdzeniem istnienia związków lineamentów rzeźby glacialnej z cechami głębokiego podłoża.

Problem lineacji form glacialnych rozważa także Kasprzak (2007d) na przykładzie morfologii i budowy płata wysoczyznowego Kaszczor–Mochy w środkowej Wielkopolsce. Występuje tam pozornie chaotyczny układ form rzeźby, jednakże dokładna analiza ich przestrzennego usytuowania wykazuje, że wynika to z występowania dwóch kierunków morfologicznych, mniej więcej do siebie prostopadłych. Jeden kierunek, zgodny z ruchem lądolodu w czasie transgresji, tworzy układ niskich pagórków o przebiegu NW-SE (W-E), które stanowią przykryte przez glinę bazalną stożki glacifluwalne. Pagórki i wały wysokie (NE-SW) pochodzą natomiast z okresu deglacji i mają związek z formami lodowo-morenowymi, powstającymi w strefie czoła lądolodu. Nie są one pokryte gliną bazalną. Kasprzak (2007d) zakłada więc utrzymywanie się zwartego czoła lądolodu także w czasie recesji. Czoło to przesunęło się w miarę zaniku lądolodu w sposób rytmiczny – kolejne linie zasięgu biegły równolegle do siebie. To współwystępowanie form z glacji i deglacji nie było dawniej dostrzegane; rozpatrywane łącznie, było traktowane jako chaotyczne ułożenie form, typowe dla deglacji arealnej.

W regionie łódzkim, zwłaszcza na Wysoczyźnie Skierniewickiej, wykazano, że zanik arealny lądolodu może wyrazić się swoistym porządkiem przestrzennym kemów (Klajnert, 1978). Ortogonalny układ osi morfologicznych kemów i obniżen o genezie glacialnej stwierdził także autor między Rawką a Pilicą. Wykazuje on wyraźny związek z układem uskoków i spękań w podłożu mezozoicznym obszaru (Rdzany, 1997a). Zależności osie morfologiczne kemów – uskoki w podłożu występują na znacznie większym obszarze regionu łódzkiego, na co wskazują ostatnio Jaks i Szmidt (2008). Można sądzić, że takie przeniesienie cech podłoża jest możliwe w czasie deglacji, kiedy lód jest cienki i podatny na pękanie. Brak napływu mas lodu może powodować objęcie znacznych obszarów danego lobu spękaniem ekstensyjnymi. Przyczyniać się do tego stanu może nawet powolny pozytywny ruch glacioizostatyczny. Nie można także wykluczyć zaistnienia wstrząsów tektonicznych w tym czasie.

4.3. Podłoże osadów warciańskich

Podłoże osadów warty w regionie łódzkim tworzą osady plejstocenijskie i w niewielkim stopniu utwory neogenu i mezozoiczne. Powierzchnia ta była kształtowana w ciągu długiego okresu, począwszy od fazy laramijskiej. Poszczególne etapy rozwoju rzeźby przeanalizowała ostatnio Turkowska (2006a), uwzględniając najnowsze wyniki badań, zatem autor czuje się zwolniony ze szczegółowego referowania tych zagadnień. Przytoczone zostaną jednak te fakty, związane z kształtowaniem podłoża podwarciańskiego, które są istotne dla zrozumienia warunków rozwoju i przebiegu zlodowacenia warty.

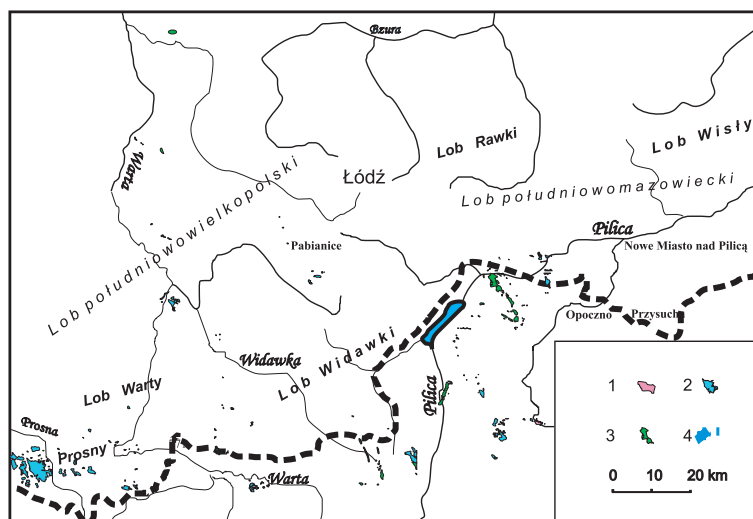
Zgodnie z koncepcją Turkowskiej (2006a) współczesna rzeźba regionu kształtowała się w ciągu 30 etapów ewolucyjnych, a pośród nich etap warciański był 23. z kolei. Został on podzielony na trzy fazy, z których pierwsza obejmuje transgresję lądolodu, zaś dwie pozostałe – okres deglacjacji. Ważność etapu warciańskiego podnosi przede wszystkim fakt, że jest ostatnim okresem lodowcowym. Przed plejstocenem zaznaczyło się osiem etapów, w czasie których w rozwoju rzeźby najbardziej istotne znaczenie miały ruchy tektoniczne, procesy erozyjno-denudacyjne i akumulacyjne. Zostały wówczas uformowane zasadnicze rysy morfologiczne regionu. Później, w plejstocenie starszym i środkowym (etapy 9–22), na rzeźbę miały wpływ poszczególne zlodowacenia prewarciańskie. Zwraca uwagę poligeniza powierzchni podwarciańskiej, jeszcze bardziej zróżnicowana niż w przypadku powierzchni podplejstocenijskiej (Turkowska, 2006a).

Podłoże osadów zlodowacenia warty w regionie łódzkim tworzą głównie utwory nieskonsolidowane, o przeciętnej miąższości kilkudziesięciu metrów, lokalnie ponad 100 m, a maksymalnie około 300 m w rowie Kleszczowa. Wśród utworów podłoża tylko osady jury i kredy są zlitfikowane, choć z głęboko zaznaczonym wpływem wietrzenia. W czasie glacjacji zwietrzeli te podlegały erozji lodowcowej, podobnie jak nieskonsolidowane utwory plejstocenu.

Podłoże, na którym akumulowane były glacialne osady warty, tworzyły: a) osady przedplejstocenijskie, b) osady plejstocenijskie starsze od zlodowacenia odry, c) osady zlodowacenia odry (głina lodowcowa, osady glacialne i glacialne), oraz d) osady ocieplenia przedwarciańskiego.

Osady przedplejstocenijskie, które podścielają utwory zlodowacenia warty, są wieku mezozoicznego (jura, kreda), neogenu oraz paleogenu. Utwory mezozoiczne występują w licznych miejscach, choć zajmują niewielkie obszary. Są najczęściej silnie zwietrzałe, nawet do głębokości kilkudziesięciu metrów. Część z tych utworów tworzy niewielkie wychodnie, głównie w brzeżnej strefie zasięgu lądolodu warty. Z tych miejsc cienkie osady warciańskie zostały

usunięte, nie można także wykluczyć, że w czasie zlodowacenia stanowiły one nunataki. Wschodnie utworów przedplejstocenijskich grupują się na bliskim zapleczu zasięgu maksymalnego lądolodu warty w pasie 10–15 km (rys. 30), a w głębi lobu południowowielkopolskiego w inwersyjnie ukształtowanej, osiowej partii niecki łódzkiej i na jej pograniczu z monokliną przedsudecką, np. na terenie zrębu brzykowskiego (Krzemiński i Bezkowska, 1987; Szmidt, 2007; fot. 1). Istnieją także liczne miejsca w regionie łódzkim, gdzie osady warciańskie leżą bezpośrednio na podłożu mezozoicznym, m.in. na pograniczu Wysoczyzny Łaskiej i Wzniesień Łódzkich (Wasiak, 1979). Były to zwykle strefy intensywnej erozji glacialnej i glacialfluwalnej, gdyż lokalnie w glinie warciańskiej występują znacznie większe koncentracje materiału podłoża lokalnego niż w glinie odrzańskiej (Czuba, 2001).



Rys. 30. Zasięg maksymalny lądolodu warty na tle rozmieszczenia wschodni mezozoiku w regionie łódzkim

1 – trias, 2 – jura, 3 – kreda, 4 – zasięg zlodowacenia warty; obszary wschodni według Szmidta (2007)

Osady mezozoiczne tworzą pod osadami warciańskimi kopalne formy podłoża różnego kształtu: płaskowyzę i płaskowzgórza (Równina Piotrkowska), pagóry ostańcowe i kuesty (okolice Bełchatowa, Inowłódza i Gapinina), zagłębienia krasowe i tektoniczno-krasowe (okolice Załęcza) oraz doliny (na liniach dzisiejszych dolin Warty, Strugi, Luboczanki i in.).

Zawartość okruchów podłoża mezozoicznego we frakcji zwirowej w osadach warciańskich różnych facji jest zmienna, od kilku do 90%. Według

obliczeń Czubli (2001), który analizował skład petrograficzny frakcji szkieletowej glin warty w regionie łódzkim, zawartość ta na terenie kopalni w Bełchatowie wynosi średnio około 21%, zaś uwzględniając krzemienie – przekracza 30%. Jest znacznie większa niż w glinie odry (średnio ok. 9%), co autor ów wiąże ze znaczną skalą procesów degradacyjnych w czasie ocieplenia przedwarciańskiego. Z kolei według obliczeń Lisickiego (2003), które przeprowadził dla zasięgu warty w dorzeczu Wisły, udział skał miejscowych w glinie z reguły nie przekracza 10%. Z obserwacji autora wynika jednakże, że w pobliżu wychodni i na obszarach płytko zalegającego podłoża ich zawartość w osadach glacyfluwalnych często przekracza 50%, a niekiedy dochodzi do 90%. Nagromadzenie okruchów miejscowego podłoża rzędu 80–90% stwierdzano przede wszystkim w gruboklastycznych osadach glacyfluwalnych wypełniających tunele subglacialne i inglacialne, a niekiedy także koryta supraglacialne (fot. 2).

Są także powierzchnie kontaktu osadów warciańskich z osadami paleogenu i neogenu, spotykane najczęściej w strukturach zaburzeń glacytektonicznych (fot. 3). Można również zaobserwować materiał pochodzący z takiego podłoża w osadach zlodowacenia warty w postaci porwaków (kier) lub większej koncentracji charakterystycznych okruchów, np. lignitów neogeńskich. Materiał wyerodowany z podplejstoczeńskiego podłoża występuje w osadach warty w znacznej koncentracji w pobliżu miejsc jego egzaracji, w odległości od nich rzędu kilkuset metrów – kilku kilometrów. Świadczy to o bliskim następstwie procesów erozyjnych i akumulacyjnych. Stwierdzali to także Krzemiński (1974) i Ziomek (1992b).

Osady plejstoczeńskie starsze od zlodowacenia odry to głównie gliny lodowcowe i osady wodnolodowcowe. Są dość trudne do wyspecyfikowania, w szczególności do odróżnienia od osadów zlodowacenia odry. Liczne takie kontakty osadów warty przedstawiane są na przekrojach do arkuszy i objaśnień SMGP. Przykłady podają m.in. Balińska-Wuttke (1960) z okolic Rawy Mazowieckiej i Turkowska (2006a) z doliny Wolbórki. Pozycja stratygraficzna wielu formacji zaliczanych do jednostek starszych od piętra odry może jednak podlegać rewizji i przesunięciom.

Osady zlodowacenia odry są najczęściej spotykanym podłożem utworów warty. Jest to głównie glina lodowcowa o miąższości przeciętnie większej od miąższości gliny warciańskiej oraz osady wodnolodowcowe różnych facji. Z przedstawionej w rozdziale 2. charakterystyki gliny odrzańskiej wynika, że jest to osad plejstoczeński o największej ciągłości w całym profilu plejstocenu. Nie oznacza to, że łądogłód warty na przeważającej części analizowanego terenu poruszał się bezpośrednio po stropie gliny odrzańskiej. Oddzielony był od niej w wielu miejscach osadami glacyfluwalnymi i zastoiskowymi, które tworzyły się w czasie jego transgresji, oraz – prawdopodobnie w mniejszym stopniu – osadami z recesji zlodowacenia odry.

Osady ocieplenia przedwarciańskiego najczęściej występują pod postacią poziomu gładowo-zwirowego, który jest rozwinięty na glinie zlodowacenia odry. Liczne przykłady tego bruku rezydualnego i rozcięć osadów odrzańskich opisano zarówno z regionu łódzkiego (Ruszczyńska-Szenajch, 1966b; Klatkowa, 1972a, 1987a; Bezkowska, 1993), jak i terenów sąsiednich (Baraniecka, 1980a; Sarnacka, 1990; Roman, 2003).

Najlepiej z tego okresu poznano osady rzeczne i jeziorne. Na Równinie Piotrkowskiej i Wysoczyźnie Rawskiej Ruszczyńska-Szenajch już w latach 60. ubiegłego stulecia opisała akumulację rzeczną i zastoiskową, przechodzącą niekiedy w lessową (Ruszczyńska, 1961b; Ruszczyńska-Szenajch, 1966a, b). Z Wysoczyzny Bełchatowskiej najwięcej stanowisk z osadami rzecznyymi i jeziornymi opracowano w kopalni Bełchatów. Z jej odsłoneń znana jest przede wszystkim formacja Chojny, opisana w rozdziale 2., rozgraniczająca utwory pięter odry i warty.

Liczne ślady ocieplenia przedwarciańskiego rozpoznano na Wysoczyźnie Łaskiej i w Kotlinie Szczercowskiej. Na Wysoczyźnie Łaskiej we Wronowicach i Poleszynie osady jeziorne w postaci piasków i mułków o znacznej zawartości węglanów i materiału organicznego znalazła Klatkowa (1988). Także w profilach trzech wierceń: w Wandzinie, Dobruchowie i w Przatowie osady rzeczne i zbiornikowe z tego okresu zidentyfikował Baliński (1992a, b). Z kolei w okolicach Zduńskiej Woli Bezkowska (1993) udokumentowała osady fluwialne i jeziorne, które przypisuje ociepleniu przewarciańskiemu mimo wyniku datowania TL: 233 ± 34 ka. Również w okolicach Parzęczewa Dutkiewicz (1992a) znalazł osady jeziorne tego ocieplenia o miąższości 2–5 m, które wypełniają nieckowate obniżenia w glinie odrzańskiej, zwykle znajdując się pod przykryciem utworów wodnolodowcowych wieku warty. Z okolic Widawy i Konopnicy opisano także osady rzeczne, wypełniające kopalne doliny, wycięte w osadach zlodowacenia odry (Krzemiński i Bezkowska, 1986, 1987). Utwory te wymienia również Pietruszewski (1992) w opisie osuwiska w dolinie Warty pod Konopnicą.

Na Wysoczyźnie Złoczewskiej Baliński (1997, 1999) przypisał temu ociepleniu mułki i piaski jeziorne oraz torfy i lignity. Jednakże brak dokładnych analiz, np. palinologicznych, nie daje podstaw do jednoznacznego zakwalifikowania tych utworów i zdefiniowania rangi ocieplenia. Na tym obszarze Baliński (1997) obliczył, że zasięg erozji rzecznej, która rozcięła w tym czasie gliny zlodowacenia odry, sięga 16 m. Wypełnienie tych dolin tworzą osady rzeczne, w górnej części przechodzące w osady zastoiskowe z transgresji lądolodu warty.

Manikowska (1966) udokumentowała ślady procesów glebotwórczych z tego okresu w Łodzi i w jej okolicach: w Bedoniu, Zielonej Górze i Hulance. Wszystkie odkryte gleby zachowały się w stropowej części gliny odrzańskiej. Wykazują one cechy charakterystyczne gleb pseudoglejowych.

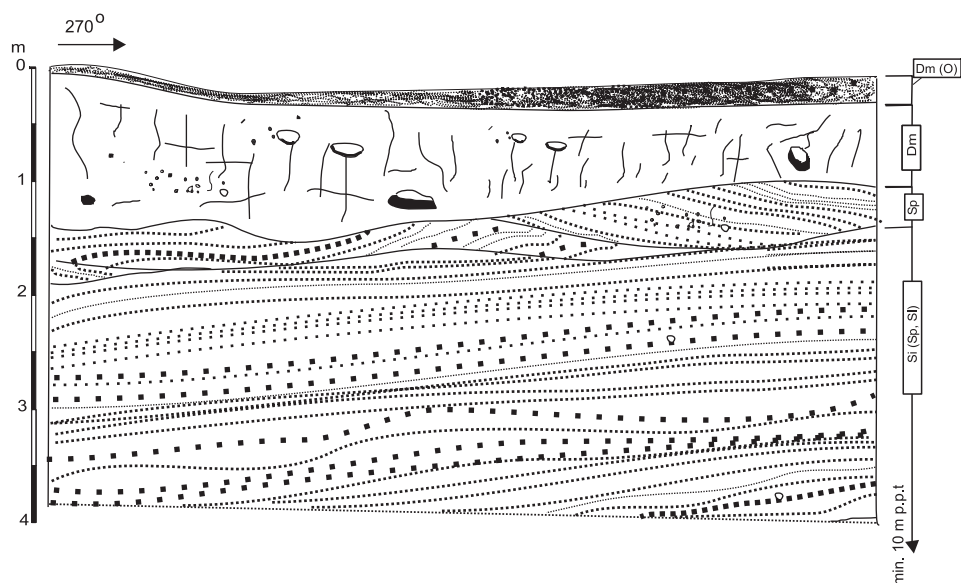
4.4. Akumulacja proglacialna i ekstraglacialna

Na przedpolu transgredującego lądolodu warciańskiego zachodziła ekstraglacialna akumulacja rzeczna i eoliczna, najlepiej poznana w rowie Kleszczowa w postaci serii Chojny. Stopniowo zróżnicowane wiekowo i litologicznie przedpole lądolodu warty zostało wyścielone osadami proglacialnymi w postaci miększych osadów sandrowych i zastoiskowych. Precyzyjne udokumentowanie zasięgu i miąższości tych osadów jest dość trudne głównie z powodu małej liczby ich odsłonień, ograniczonej liczby dokładnie opracowanych wierceń oraz trudności z oddzieleniem osadów rzecznych ekstraglacialnych od glacifluwialnych. Mimo to obecny stan wiedzy o tych osadach pozwala sądzić, że utwory z etapu transgresji lądolodu przeważają powierzchniowo nad pozostałymi osadami podścielającymi warciańską glinę lodowcową. Wśród nich dominują piaszczysto-żwirowe utwory glacifluwialne typu sandrowego. Zwykle leżą płasko, zajmując znaczną część kubatury wysoczyzn, a niekiedy wypełniają rozcięcia erozyjne (doliny kopalne) seriami o miąższości od kilku do ponad 30 m. W wielu dolinach tworzą wychodnie, zwykle powyżej terasy vistuliańskiej. Utwory te na mapach SMGP oznaczane są często jako piaski wodnolodowcowe dolne (por. Krzemiński i Bezkowska, 1987; Klatkowa, 1988; Trzmiel, 1990; Nowacki, 1992, 1993). Zwykle zajmują pozycję między glinami zlodowacenia odry i warty. Za powiązaniem ze zlodowaceniem warty przemawia częste ich podścielenie brukiem erozyjnym, zwykle położonym w stropie starszej gliny. Typową ich cechą jest większy udział liczby ziaren eolizowanych w stosunku do późniejszych utworów warciańskich, np. piasków glacifluwialnych w kemach. Zauważono to już wcześniej w serii Chojny (Goździk, 1992, 2001).

Osady proglacialne opisano z licznych miejsc regionu łódzkiego, częściej z wierceń niż z odsłonień. W części zachodniej regionu szeroko rozpościerają się zarówno w wewnętrznej części lobu południowowielkopolskiego, jak i na jego obrzeżeniu. Znaczne ich rozprzestrzenienie odnotowano na Wysoczyźnie Bełchatowskiej i na obszarze przyległym do niej od południa i wschodu. Baraniecka (1971b) stwierdziła ich wychodnie na stokach dolin Widawki, Rakówki i Krasówki oraz w licznych wierceniach w rejonie rowu Kleszczowa. Osiągają tam miąższość 5–15 m, a wyjątkowo koło Kolonii Łuszczanowickiej – do 40 m. Występują także w odsłonięciach kopalni Bełchatów, w Piekarach koło Bełchatowa (rys. 31), w Karlinie koło Piotrkowa Trybunalskiego oraz kilku innych stanowiskach w opisywanym regionie.

Na Wysoczyźnie Łaskiej i w Kotlinie Szczercowskiej występują w postaci ciągłej serii piasków o różnej granulacji, o miąższości od kilku do dwudziestu kilku metrów, miejscami na osadach jeziornych ocieplenia przedwarciańskiego (Sarnacka, 1970; Klatkowa, 1987a, 1988; Krzemiński i Bezkowska, 1987;

Bezowska, 1993). Rozpowszechnione są także na zachód od doliny Warty, na Wysoczyźnie Złoczewskiej (Baliński, 1997) oraz na Wysoczyźnie Tureckiej, gdzie w dolinie Teleszyny osiągają 20 m (Klatkova i Załoba, 1992). Nowacki (1992), Turkowska (1992) oraz Turkowska i Wieczorkowska (1994, 1999) opisali je z północnej części Wysoczyzny Bełchatowskiej oraz z przyległej, północno-wschodniej części Równiny Piotrkowskiej. Występują tam na rozległym obszarze poza większymi dolinami i strefami spiętrzeń, w seriach piaszczysto-żwirowych osiągając od 5 do 30 m. Niekiedy tworzą wychodnie na stokach dolin, np. dolinie Wolbórki w Ceniawach, Gutkowie i Bogusławicach oraz w okolicach Gołygowa i Moszczenicy. Jak wynika z przekroju opracowanego przez Turkowską (1992), miąższość tej serii osiąga między Wolbórką a Miazgą w okolicach Dalkowa około 30 m.



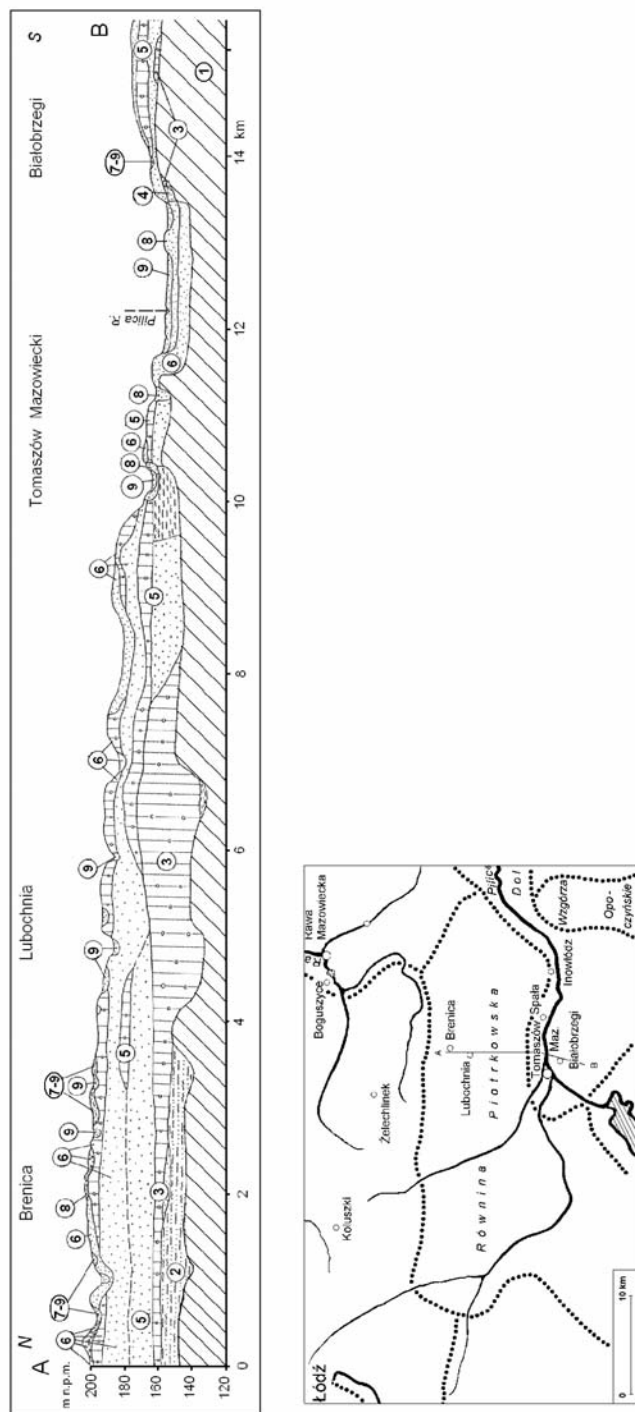
Rys. 31. Piekary koło Bełchatowa. Fragment serii osadów sandrowych pod gliną lodowcową warciańską

Osady te są również dobrze rozwinięte, choć być może mniej regularnie, w obrębie Wzniesień Łódzkich. Tylko w zachodniej części tego mezoregionu, w szczególności w okolicach Zgierza, ich zasięg jest niewielki, a miąższość mniejsza niż na pozostałym obszarze (od 2 do 13 m w Białej i Piaskowicach) (Klatkova, 1993c). Jednakże w środkowej części Wzniesień Łódzkich i na przyległym obszarze Równiny Łowicko-Błońskiej występują bardziej powszechnie, osiągając średnią miąższość 5–10 m, a lokalnie nawet do 40 m

(Wola Błędowa). Są to głównie piaski średnioziarniste i gruboziarniste z domieszką żwirów. Wypełniają m.in. kopalne wcięcia dolinne z interstadiału pilicy (Brzeziński, 1992). Liczne ich wychodnie znaleziono w dorzeczu górnej Mrogi (Trzmiel, 1993). Znaczne rozprzestrzenienie wykazują we wschodniej części Równiny Piotrkowskiej, gdzie osiągają przeciętnie 10–20 m (Trzmiel, 1988, 1990; Nowacki, 1992; Turkowska, 1992; Rdzany, 1997a, 2004c, rys. 32). Odslaniają się w strefach krawędziowych Pilicy, Czarnej, Gaci, Liciężny i Krzemionki oraz na wysoczyznach (fot. 4). Tworzą je piaski różnych frakcji oraz piaski ze żwirem. Te rozległe serie sandrowe przykryte są najczęściej kilkumetrową warstwą gliny lodowcowej oraz vistuliańskimi pokrywami piaszczystymi, z nielicznymi wydymami o wysokości kilku metrów. Piaski eoliczne z późnego vistulianu w znacznej mierze maskują faktyczny zasięg gliny lodowcowej, stąd początkowe rozpoznanie tego obszaru wskazywało na istnienie sandru powstałego w głęboko wciętej zatoce interlobalnej między lobami Widawki i Rawki, pomiędzy Łodzią a Tomaszowem Mazowieckim (Różycki, 1967, 1972; Klatkowska, 1972a, rys. 33). Był on nazywany powszechnie sandrem tomaszowskim. Pogląd ten dość mocno zakorzenił się w literaturze. Ów sandr był uznany za rozległą jednolitą formę przez Klatkową (1972a) i przedstawiony na mapach i szkicach – jak się później okazało – w postaci nadmiernie zgeneralizowanej. Obrazy te wzmocniły przekonanie o rozległym sandrowym obszarze pomiędzy lobami Widawki i Rawki. Nowsze badania ujawniły znacznie mniejszy zasięg osadów typu sandrowego, a jednocześnie większe rozprzestrzenienie gliny lodowcowej warciańskiej między Łodzią a doliną Pilicy niż dawniej sądzono (Goździk, 1975; Trzmiel, 1988, 1990; Nowacki, 1992; Rdzany, 1997a).

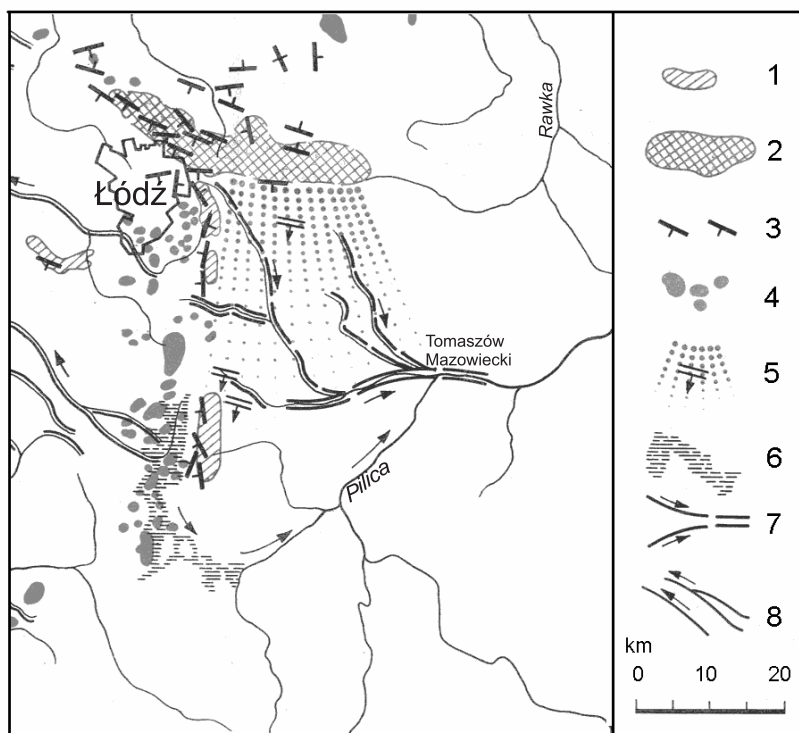
Występują tu osady sandrowe szeroko rozprzestrzenione w czasie transgresji lądolodu warty, być może częściowo także ekstraglacialne utwory rzeczne, w większości pod przykryciem gliny lodowcowej. Ich powierzchnia jest łagodnie pochylona na południo-wschód (średnio 0,5–1‰). W czasie transgresji lądolód poruszał się po ich wyrównanej powierzchni bez większych przeszkód, docierając do doliny Pilicy w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego i Spały. Autorowi nie są znane żadne deformacje glaciektoniczne na południe od linii Słotwiny – Regny, aż po dolinę Pilicy. Trudno także o nich wnioskować na podstawie istniejących wierceń. Zatem należy przyjąć, że seria glacyfluwialna pod gliną warty stanowi właściwy „sandr tomaszowski”, który jest sandrem lub zespołem sandrów przekroczonym i obecnie formą prawie w całości kopalną (rys. 32).

Wydatna akumulacja osadów sandrowych w trakcie transgresji lądolodu zachodziła również w lobie Wisły na Wysoczyźnie Rawskiej. Z obszaru na południe i na południo-wschód od Białej Rawskiej opisała je Ruszczyńska-Szenajch (1966), zaś z okolic Grójca – Baraniecka (1980a). Akumulację sandrów poprzedzała depozycja ilów lub mułków warwowych w niewielkich,



Rys. 32. Przekrój przez wschodnią część Wysoczyzny Piotrkowskiej według Trzmiela (1990), zmieniony

1 – podłoże jurajskie, 2 – mułki i piaski (preplejstocen), 3 – glina lodowcowa (złodowacenie południowopolskie), 4 – piaski rzeczne (interglaciala mazowiecki), 5 – glina lodowcowa (złodowacenie odry), 6 – piaski i żwiry glacyfluwalne (warta), 7 – glina lodowcowa (warta), 8 – piaski i żwiry rzeczne (interglaciala rzeczne i stokowe (vistulian), 9 – piaski, mułki i torfy (holocen)



Rys. 33. Sandr tomaszowski na tle strefy brzeżnej nasunięcia warciańskiego według Klatkowej (1972a), fragment mapy

1 – garby spiętrzeń glacitektonicznych, 2 – strefy silnych spiętrzeń glacitektonicznych, 3 – kierunki biegu i upadu warstw, 4 – pagórki i wzgórza kemowe, 5 – powierzchnie zasypiania glaci-fluwialnego, 6 – system dolin marginalnych, 7 – odpływ marginalny wcześniejszy, 8 – odpływ marginalny późniejszy

izolowanych zbiornikach. Jest to niejako powtórzenie kolejności procesów z transgresji poprzedniego lądolodu. Baraniecka zwraca uwagę także na znaczne możliwości subglacialnego przepływu wód na tym obszarze. Analiza przestrzennego usytuowania opisywanych serii prowadzi do wniosku, że odegrały rolę wyrównującą powierzchnię i tym samym, ułatwiającą transgresję. Jest to więc warciańska „seria zasypiania”, podobna do preodrzańskich. Powstawanie podobnych osadów w czasie transgresji lub przed transgresją wydaje się powszechne także i na innych obszarach.

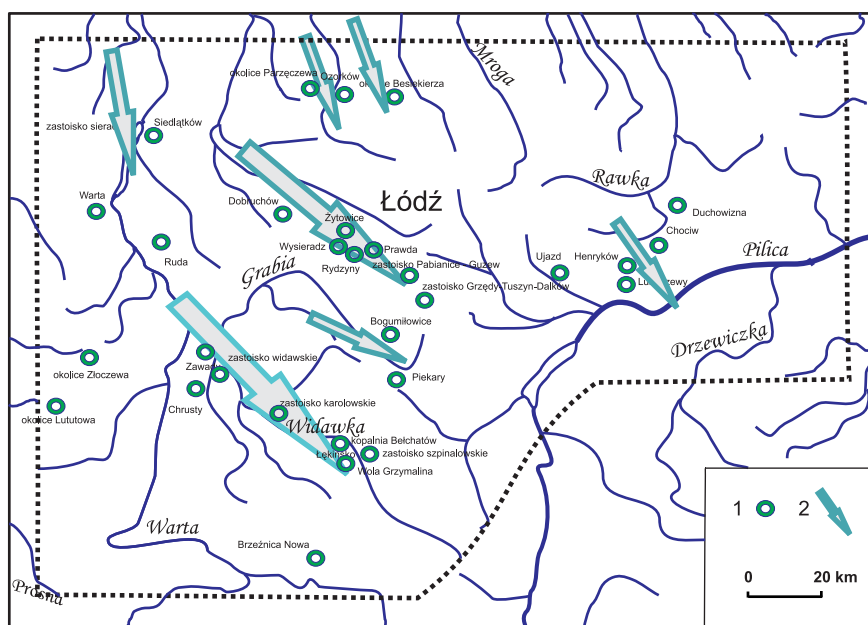
Przeanalizowane na kilku stanowiskach regionu łódzkiego osady akumulacji proglacialnej typu sandrowego charakteryzują się uziarnieniem piaszczysto-żwirowym, wysortowaniem zmiennym od bardzo słabego do umiarkowanego, a w świetle analiz morfoskopowych – znaczną ilością domieszek ziarn eolizo-

wanych (> 40%). Strukturalnie są to osady warstwowane poziomo, często ze znacznym udziałem warstwowań niskokątowych, lub osady masywne, a także warstwowane przekątnie płasko i rynnowo wskutek przepływów w środowisku korytowym (rys. 31). Część tych osadów wykazuje zaburzenia i ślady inkorporacji przez lód lodowcowy, związane z rozwojem warstwy deformacyjnej i erozją glacialną (fot. 5).

Podobne osady wodnolodowcowe występują także w innych regionach niżu. Kopalne serie sandrowe wydają się być w strukturze pokrywy plejstocenu czymś powszechnym, choć rzadko opisywanym w literaturze. Wykazywane są na licznych przekrojach geologicznych do arkuszy SMGP. Są stosunkowo słabo poznane ze względu na wewnątrzwysoczyznowe położenie, gdzie większe odsłonięcia należą do rzadkości. W Wielkopolsce taki przykład serii sandrowej w Kaszczorze na Pojezierzu Sławskim stał się obiektem wzorcowych opracowań sedimentologicznych (Kasprzak, 2007d; Zieliński, 2007b). Osady tego typu o miąższości do 40 m zostały udokumentowane także w Polsce północno-wschodniej (Ber, 2000).

W wielu częściach regionu łódzkiego, na przedpolu transgredującego lądolodu warty, funkcjonowały liczne zbiorniki zastoiskowe (rys. 34–37; fot. 6). Pierwsze ich opisy przedstawił już Premik (1924). Baraniecka i Sarnacka (1971) stwierdziły, że osady zastoiskowe podścielają najczęściej utwory glacyfluwialne (Wola Grzymalina, Łękińsko, Bogumiłowice), choć może być także ułożenie odwrotne (Baraniecka i in., 1978). Niekiedy występowanie utworów zastoiskowych i glacyfluwialnych wyklucza się wzajemnie, przy czym brak osadów zastoiskowych tłumaczy się najczęściej erozją wód roztopowych na bezpośrednim przedpolu transgredującego lądolodu.

Zbiorniki powstawały na przedpolu lądolodu dość systematycznie. Szczególnie sprzyjające warunki panowały w lobie Widawki. W północnej części regionu powstało tzw. zastoisko sieradzkie, opisane przez Baranowskiego i Mańkowską (1979) oraz Załobę (1997). Z okolic Lututowa i Złoczewa na Wysoczyźnie Złoczewskiej Baliński (1997, 1999) opisał osady zastoiskowe w postaci mułków, piasków i ilów, o miąższości od 0,3 do 20 m, osadzone również w czasie transgresji. Liczne zastoiska powstały na terenie Wysoczyzny Łaskiej i Kotliny Szczercowskiej. Ich osady znajdują się w obniżeniach powierzchni postodrzańskiej, często pod przykryciem piasków glacyfluwialnych lub bezpośrednio gliny warciańskiej. Przykładem są mułki o niewielkiej miąższości – 1–2 m, choć znacznej rozciągłości, występujące w północnej części Wysoczyzny Łaskiej w rejonie Parzęczewa (Dutkiewicz, 1992a). Także Wasiak (1979) stwierdził osady zastoiskowe na tym obszarze, głównie w okolicach Ozorkowa. Baliński (1992a) piaski i mułki zastoiskowe akumulowane w czasie transgresji opisał z okolic Wysieradza i Dobruchowa. Ich oznaczenia wiekowe (232, 237

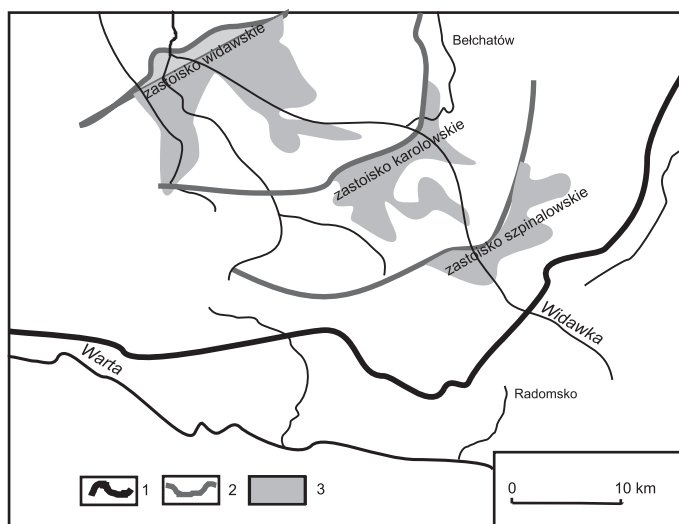


Rys. 34. Występowanie utworów zastoiskowych z okresu transgresji lądolodu warty w regionie łódzkim (zestawiono głównie na podstawie danych SMGP, wierceń archiwalnych i materiałów własnych)

1 – osady zastoiskowe z okresu transgresji lądolodu, 2 – strefy sprzyjające szybkiemu przemieszczaniu się lodu w czasie transgresji ze względu na występowanie zbiorników zastoiskowych i morfologię podłoża

i 203 ka) mogą być jednak podważane, tym bardziej, że utwory te nie są przykryte gliną lodowcową. Mułki zastoiskowe rozpoczynające kompleks osadów warty są dość rozprzestrzenione na południo-wschód i północo-zachód od Pabianic. Osiągają kilkanaście metrów, wypełniając wyraźne obniżenia w powierzchni postodrzańskej. Są przykryte gliną warciańską i osadami vistulianu. Ta sytuacja powtarza się w wielu miejscach regionu, zwłaszcza w okolicach Zduńskiej Woli (Klatkova, 1987a, 1988; Bezkowska, 1993). W kierunku południowym w obrębie Kotliny Szczercowskiej i częściowo na Wysoczyźnie Bełchatowskiej warunki do akumulacji osadów zastoiskowych były jeszcze lepsze. Powstawaniu zastoisk sprzyjało w dużym stopniu nachylenie powierzchni prewarciańskiej, głównie na północ i północo-zachód, a także istnienie rozległych form kotlinowatych. Zbiorniki te zostały zrekonstruowane przez Sarnacką (1970) oraz Baraniecką i Sarnacką (1971), które powiązały powszechne tam serie zastoiskowe z transgresją lądolodu warciańskiego. Według tych autorek w południowej, brzeżnej części lobu Widawki lądolód poruszał się w kierunku linii maksymalnego zasięgu na południo-wschód po

wyraźnym przeciwstoku. Podnosiło to stromość czoła lądolodu. Wysoki profil brzeżnej części lądolodu w konsekwencji umożliwiał skuteczny odpływ wód roztopowych i wynoszenie materiału z lodu poza lądolód. Na przedpolu, w miarę przybliżania się czoła lądolodu, stopniowo akumulacja fluwialna zmieniała się na glacyfluwalną, ta zaś – na glacylimniczną. Kolejno powstawały zastoiska: widawskie (największe), karolowskie i szpinalowskie (rys. 35).



Rys. 35. Zastoiska z czasu transgresji lądolodu warty w lobie Widawki według Baranieckiej i Sarnackiej (1971)

1 – zasięg maksymalny lobu Widawki według Baranieckiej i Sarnackiej (1971), 2 – linie postojowe rozwoju lądolodu związane z powstawaniem zastoisk, 3 – zastoiska

Powiązanie osadów zastoiska widawskiego z transgresją lądolodu warty potwierdzili Baliński i Gawlik (1986). Osady zastoiskowe w okolicach Widawy, Mieściska i Świerczowa badali szczegółowo także Krzemiński i Bezkowska (1987). Stwierdzono nieciągłość ich występowania oraz liczne wychodnie na powierzchni terenu. Utwory zastoiskowe osiągają tam do kilkunastu metrów miąższości, wypełniając zagłębienia gliny odrzańskiej. Miejscami pokryte są dość cienką (1–1,5-metrową) warstwą gliny warciańskiej, co potwierdza ich transgresywny charakter. Są to ropy, mułki i piaski, z reguły drobnolaminowane, z dużą ilością węglanu wapnia. Na północ od zasięgu zastoiska widawskiego, określonego przez Baraniecką i Sarnacką (1971), występują podobne osady zbiornikowe, m.in. w Rudzie, Zawadach i Chrustach (Miziołek, 1988).

W obszarze zastoiska karolowskiego miąższość osadów zbiornikowych wynosi – według Baranieckiej (1971b) – przeciętnie 15–20 m. W jednej części zastoiska, w okolicach Folwarku i Aleksandrowa, zwiększa się do około 70 m,

co może wskazywać, zdaniem Baranieckiej i Sarnackiej (1971), na odnowienie się w czasie transgresji szybkich ruchów obniżających, które zostały zarejestrowane wcześniej w czasie interglacjału mazowieckiego. Ruchy te zanikły pod koniec sedymentacji tych osadów, a później już nie odnotowano ich śladów. Po uruchomieniu kopalni Bełchatów miąższe osady zastoiskowe z etapu transgresji zostały szczegółowo opisane jako „poziom III zastoiskowy” (Hałaszcak, 1982). Przeanalizowano je zarówno pod kątem typów sedymentacji, jak i występujących w nich deformacji. Osady te, podobnie jak utwory zbiornikowe z innych pięter plejstocenu, wykazują tam przeciętnie znacznie większą miąższość niż poza rowem tektonicznym.

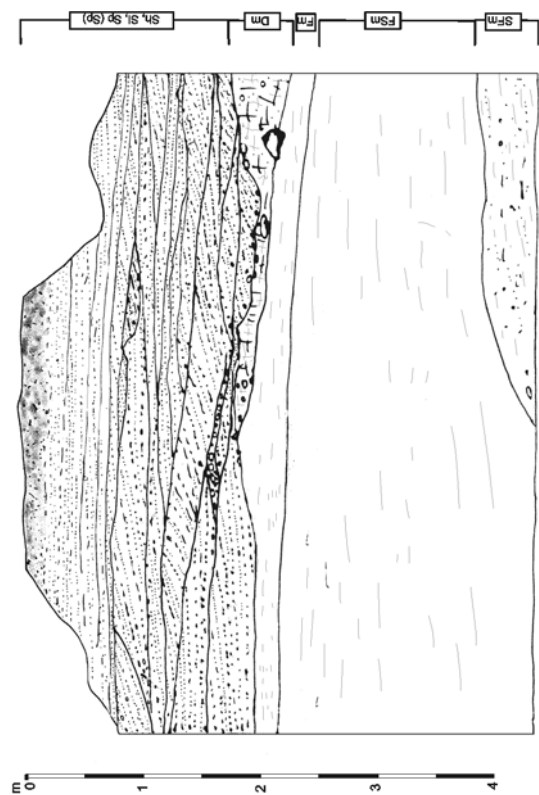
W brzeżnej strefie zasięgu warty w okolicach Brzeżnicy Nowej znaleziono ślady wielu drobnych, izolowanych zastoisk w postaci mułków i piasków pylastych o miąższości kilku metrów, w jednym przypadku – 16,5 m, które tworzyły się w czasie transgresji łądolodu w strefie czoła w czasie maksymalnego zasięgu (Skompski, 1971b).

Osady niewielkiego zbiornika, występujące w obniżeniu powierzchni sandrowej z czasu transgresji, autor napotkał także w odsłonięciu w Piekarach koło Bełchatowa. Są to masywne piaski z mułkami i mułki ilaste ścięte erozyjnie przez glinę lodowcową i piaski glacyfluwalne z okresu deglacjacji (rys. 36). Masywny charakter utworów może wynikać z resuspensji osadów dennych wywołanej przez gwałtowne zafalowania (icebergi lub gruntujące czoło łądolodu).

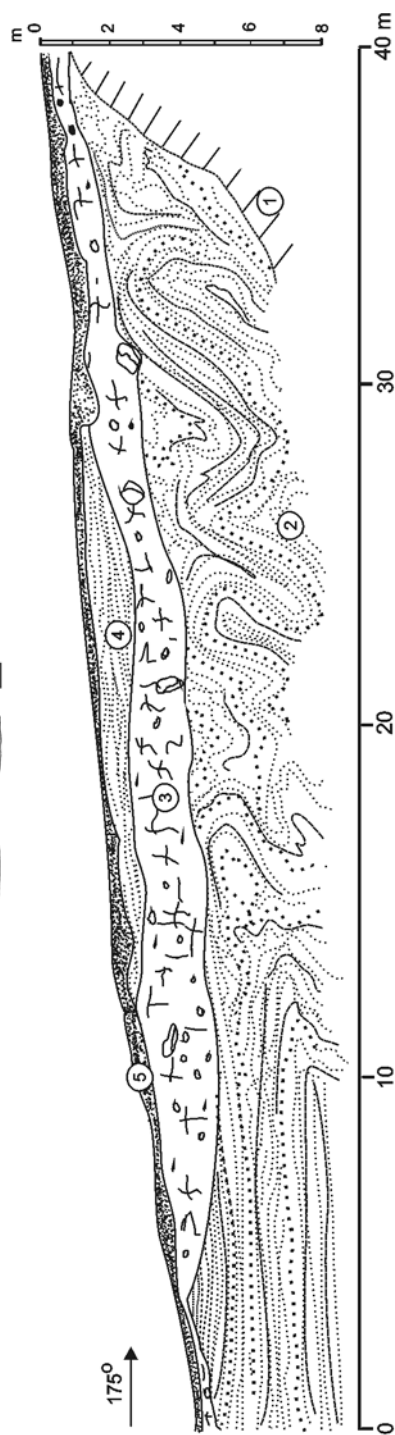
Szczególnie rozległe zbiorniki powstały we wschodniej części lobu Widawki, na pograniczu z lobem południowomazowieckim. Ich uformowaniu się sprzyjała nie tylko lokalna morfologia, lecz także interlobalny charakter transgredującego czoła łądolodu. Dwa duże kopalne zbiorniki zastoiskowe o powierzchni kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych, jeden położony między Pabianicami a Guzowem oraz drugi między Grzędami, Tuszynem a Dalkowem, opisała Wieczorkowska (1992). Miąższość osadów zastoiskowych dochodzi nawet do 50 m, co wynika, zdaniem autorki, z ich glacitektonicznego spiętrzenia. Zbiorniki zastoiskowe funkcjonowały także na północ i zachód od Pabianic, w obszarze występowania wału glacitektonicznego Kudrowice-Petrykozy i na jego północnym zapleczu. Ich osady biorą udział w strukturach deformacyjnych tzw. glacitektonopary (Wieczorkowska, 1984; Klatkowa, 1996).

W zasięgu lobu południowomazowieckiego osady zastoiskowe mają mniejsze rozprzestrzenienie. Analizował je Miziołek (1988) na kilku stanowiskach na terenie Wzniesień Łódzkich. Według Klatkowej (1993c) tworzyły się one w zachodniej części Wzniesień Łódzkich w okolicy Besiekierza na północ od Zgierza, w nielicznych miejscach w małych (do 300 m średnicy) i płytkich (2–3 m) zbiornikach. Osady zastoiskowe znaleziono także we wschodniej części Równiny Piotrkowskiej. Nowacki (1992) opisał mułki zastoiskowe z okolic

Rys. 36. Piekary, Wysoczyzna Belchatowska. Osady małego zbiornika proglacialnego (FSm, SFm) pod gliną warciańską (Dm) i piaskami glacialnymi



Rys. 37. Siedlątków, Kotlina Sieradzka. Deformacje osadów piaszczysto-mułkowych pod gliną warciańską
1 – nasyp, 2 – piaski i mulki zastoiskowe, 3 – glina lodowcowa, 4 – piaski ze żwirem, glacialne, 5 – gleba



Ujazdu, zaś Trzmiel (1990) podobne utwory w Luboszewach i Henrykowie koło Lubochni. Utwory zastoiskowe tego wieku znane są także z okolic Chociwa na południe od Rawy Mazowieckiej (Rdzany, 1997a). Wcześniej były one obiektem badań litologicznych Miziołka (1988), który wiązał je z recesją lądolodu odry. Iły te przykrywa nieciągła warstwa gliny warciańskiej o miąższości do 3 m, z wyraźnymi śladami inkorporacji iłów w części spągowej (fot. 6). Na Wysoczyźnie Rawskiej w rejonie Grójca osady zastoiskowe badała Baraniecka (1980a), która wykazała istnienie licznych soczewek tych utworów. Są to głównie iły, piaski lub mułki, zwykle o strukturze warwowej. Powstawały w niewielkich zbiornikach na nierównej powierzchni stropowej gliny odrzańskiej. Od gliny, która je przykrywa, często są oddzielone cienkimi osadami sandrowymi. Autorka przypuszcza, że mogą mieć częściowo charakter subglacjalny.

Charakterystyczna jest fragmentaryczność gliny lodowcowej, pokrywającej osady zastoiskowe. Takie sytuacje autor stwierdził m.in. w Piekarach koło Bełchatowa (rys. 36), w Siedlątkowie (rys. 37), Duchowiznie, Podlasiu i Chociwii koło Rawy Mazowieckiej. Prawidłowość tę zauważono także w wielu innych miejscach (Krzemiński i Bezkowska, 1987; Wieczorkowska i Turkowska, 1994). W Piekarach brak gliny na części osadów zbiornika wynika z rozmycia wodami roztopowymi akumulującymi niewielką pokrywę glacyfluwialną w czasie deglacjacji.

Można przypuszczać, że sytuacją sprzyjającą słabej depozycji lub jej brakowi mogło być także zamarznięcie zbiorników. W takiej sytuacji niski opór tarcia i szybki ślizg denny nie sprzyjał akumulacji materiału bazalnego lądolodu. Spąg lądolodu nie zawsze był przymarznęty do podłoża, gdyż jest wiele przykładów zaburzeń ciągłych na kontakcie osadów podłoża i gliny, wykluczających przemarznięcie. Często także nie zachodzi wydajna akumulacja gliny na stoku dystalnym. W takich miejscach glina może się osadzać w postaci izolowanych płatów, czego przykłady zostały opisane zarówno z obszarów współczesnych zlodowaceń, jak i z Polski, m.in. przez Pasierbskiego (1984) oraz Molewskiego (1999) ze stoku dystalnego wzgórza morenowego w Chełmcach.

Należy zauważyć, że powstawanie osadów zastoiskowych w czasie nasuwania się lądolodu warty było podobne do sytuacji z okresu transgresji lądolodu odry; również glina tego wieku jest podścielona w zbliżony sposób. Analogią jest także występowanie kilkumetrowej serii wodnolodowcowej między utworami zastoiskowymi a gliną.

Analiza zasięgów zastoisk pozwala wysnuć wniosek o ich związku z morfologią terenu. Wyjątkowo dogodnymi formami były doliny oraz wszelkie obniżenia kotlinowate, szczególnie dobrze „zamknięte” morfologicznie od strony południowej. Na takie przykłady wskazuje się od dawna (Premik, 1924).

Znaczna liczba zbiorników zastoiskowych z czasu transgresji jest cechą typową dla regionu łódzkiego, choć udokumentowane zostały także i na innych obszarach; np. o piaskach, mułkach i iłach zastoiskowych podścielających

najstarszą glinę zlodowacenia warty na Pojezierzu Suwalskim wspomina Ber (2000). Mojski (2005) podkreśla, że dość często w czasie transgresji powstawały zbiorniki zastoiskowe z iltami wstęgowymi w warunkach peryglacialnych lub z akumulacją piasków, co znamionowało bliskość lądolodu. Powszechne były na Nizinie Środkowomazowieckiej.

Znaczna powierzchnia zastoisk sprzyjała na pewno transgresji, szczególnie w zasięgu łobu południowowielkopolskiego, i mogła mieć wpływ zarówno na zasięg poziomy, jak i pionowy podstawy czoła lądolodu. Istnienie w podłożu lądolodu osadów zastoiskowych i zbiorników wodnych w znacznej mierze wpływało na szybkość poruszania się lodu i wystąpienie ewentualnych zjawisk szarżowych. Uwaga ta dotyczy zarówno rozwoju lądolodu w fazie maksymalnej, jak i faz pomaksymalnych.

Na przedpolu transgredującego lądolodu warty osadzały się również lessy. Osady te koło Warki były już przed z górą półwieczem obiektem zainteresowań Karaszewskiego (1952). Są to tzw. lessy podmorenowe, położone w najwyższej pozycji serii transgresywnej. Osady te występujące w wyższych częściach stoków doliny Pilicy były przedmiotem badań Rusczyńskiej-Szenajch (Rusczyńska, 1961b; Rusczyńska-Szenajch, 1966a–c), która je udokumentowała w okolicach Grotowic, Domaniewic, Góry, Pacewa i Warki. Autorka ta zauważyła, że w trakcie nasuwania się lądolodu warty, w strefie pomiędzy Nowym Miastem a Warką, akumulacja materiału pyłowego typu lessowego była synchroniczna z akumulacją serii rzeczno-zastoiskowych. Osadów lessowych nie stwierdzono natomiast w brzeżnej strefie zasięgu łobu południowowielkopolskiego, choć występują na stokach różnych części Wału Śląskiego. Może to być dodatkowym argumentem przemawiającym za metasynchronizacją zasięgu maksymalnego. Można sądzić także, że te lessowe górne partie osadów z okresu anaglacjalnego warty odpowiadają zapewne warunkom akumulacji piasków pokrywowych w stropie formacji Chojny w kopalni Bełchatów (Goździk, 1992, 2001). Być może lessy z fazy transgresji lądolodu warty powstały w tym samym czasie, co górne lessy starsze, występujące na bardziej odległych obszarach ekstraglacjalnych: na Wyżynie Lubelskiej, Wyżynie Małopolskiej, Płaskowyżu Głubczyckim i Pogórzu Karpackim (Maruszczak, 1985; Lindner, 1992b).

4.5. Procesy erozyjno-akumulacyjne i deformacyjne pod lądolodem

Lądolód warty przemieszczał się powszechnie po osadach glacialnych z poprzedniego nasunięcia. W wielu jednak przypadkach erodował starsze osady, w tym mezozoiczne. Znaczna objętość osadów w szeroko rozumianej, brzeżnej części lądolodu, osadzonych zarówno w rynnach, jak i w obrębie wysoczyzn,

a także przed czołem, wskazuje na duże rozmiary wcześniejszej erozji lodowcowej. Erozja ta, jak wspomniano w rozdziale 4.1., zachodziła strefowo w obszarach wododziałowych Skandynawii, była zaś najbardziej efektywna i rozprzestrzeniona na terenie dzisiejszego Bałtyku i sąsiednich nizinach. Niektóre prawidłowości jej rozwoju opisali Skinner i Porter (1987) oraz Marks (1998).

Na obszarze pojezierzy i w regionie łódzkim erozja glacialna była już przeciętnie znacznie mniej wydajna. Nie wyklucza to lokalnych stref jej nasilania się, na co wskazuje niekiedy skokowy wzrost zawartości materiału miejscowego podłoża. Istnieje także przekonanie, niemal stereotyp, o czytelnych śladach egzaracji, które występują w pasie średniogórza środkowoeuropejskiego. Do poglądów tych odniósł się Marks (1998), który podkreślił, że lite skały nie tyle sprzyjały tam erozji, co umożliwiły zachowanie się jej śladów.

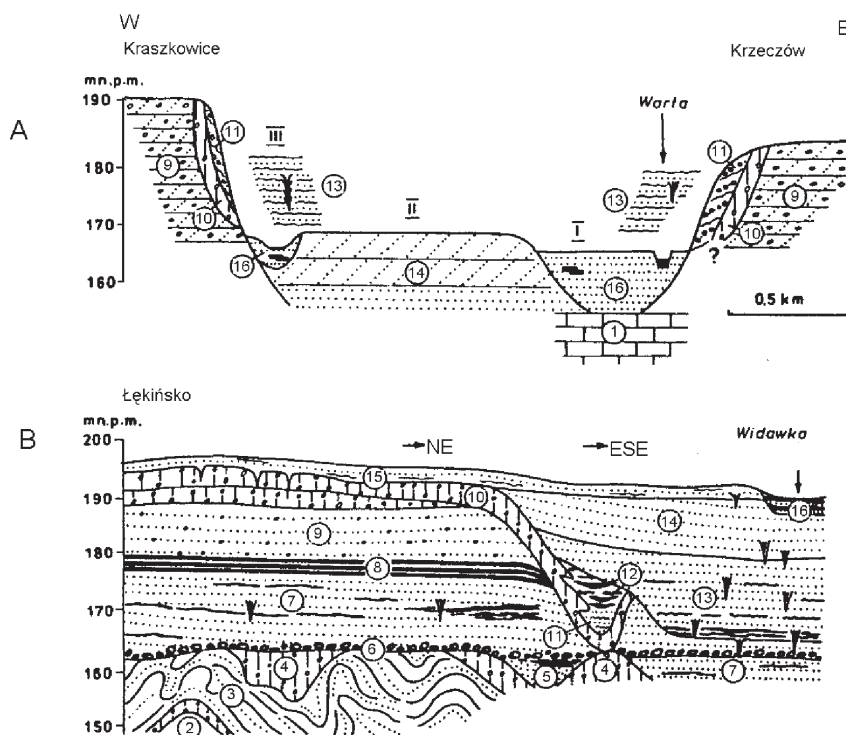
Ostatnio coraz częściej zwraca się uwagę na znaczenie procesów erozyjnych w pasie niżowym; uzyskały one stosunkowo dobre naświetlenie w Polsce północnej. Rozpoznano tam strefy intensywnej erozji, zwłaszcza na obszarach, gdzie strumienie lodu wychodziły z wielkich mis egzaracyjnych południowego Bałtyku. Dość głębokie rynny subglacialne stwierdzono m.in. w Basenie Bornholmskim. Mojski (2005) przypisał te formy kopalne lądolodom warciańskiemu lub/i odrzańskiemu. Zapis w osadach intensywnej erozji lobu Wisły badał szczegółowo Wysota (2002) oraz Wysota i Molewski (2007). Również Ber (2000) opisał na Pojezierzu Suwalskim transgresję lądolodu wisły, którą można uznać za bardzo dynamiczną, z licznymi efektami erozyjnymi. Lądolód wkraczał tam jezorami wypustowymi w obniżenia dolinne, zaburzając ich krawędzie (glacitektonika krawędziowa), następnie napływał na powierzchnie wysoczyzny (glacitektonika festonowa). Śladem są półkoliste zarysy stref krawędzi i stoków.

W regionie łódzkim, w porównaniu z przybrzeżną częścią Bałtyku i z pasem Polski północnej, podłoże lądolodu warty było mniej urozmaicone. Jest zrozumiałe, że w strefie brzeżnej zasięgu lądolód być cieńszy i w mniejszym stopniu erodował podłoże. Podstawowym świadectwem ogólnie umiarkowanej erozji jest dość powszechne zachowanie osadów nasunięcia odry, w szczególności poza dolinami. Ciągłość warstwy gliny odrzańskiej, głównie w obrębie płatów wysoczyznowych, podkreślana jest przez wielu autorów. Wskazuje to na ograniczone na tych obszarach znaczenie silnej erozji (egzaracji) o powierzchniowym charakterze, na jej płytki, „naskórkowy” charakter. Należy jednak pamiętać, że erozja miała miejsce głównie w osadach obficie akumulowanych proglacialnie w trakcie transgresji, które w znacznym stopniu izolowały lądolód od powierzchni odrzańskiej. Na ograniczone zróżnicowanie natężenia erozji wskazują także dość umiarkowane różnice miąższości gliny lodowcowej warciańskiej.

Z pewnością erozja glacjalna i wodna, związana z lądolodem warty i jego wodami roztopowymi w czasie transgresji, nie osiągała wielkich rozmiarów, zaznaczyła się jednak dość powszechnie. Osady odrzańskie zostały częściowo zerodowane, bardziej powierzchniowo niż liniźnie, zatem tylko w nielicznych miejscach ciągłość gliny odrzańskiej została przerwana, natomiast utwory ocieplenia prewarciańskiego zostały prawie kompletnie zniszczone, do czego przyczyniły się także procesy peryglacjalne na przedpolu nasuwającego się lądolodu warty, jeszcze przed akumulacją proglaclalną.

Z analizy osadów podścielających utwory warty wynika, że transgredujący lądolód rozcinał je w wąskich strefach, tworząc rynnowe przegłębienia. Inkorporacja materiału starszych zlodowaceń, zawierających głównie detrytus pochodzenia północnego, niewątpliwie zachodziła, choć jest trudna do oceny. Można stwierdzić, że była najaktywniejsza na liniach form dolinnych. Jest tam zwykle zubożony i odmłodzony profil plejstocenu, dość rzadko zachowały się tam np. gliny starsze od warciańskiej. Na analizowanym obszarze występują różne przejawy morfologiczne erozyjnej działalności lądolodu warty, głównie w zapisie kopalnym, niekiedy widoczne na powierzchni terenu. Do największych śladów erozji należą rynny erozyjne (glacjodepresje) o szerokości od kilkuset metrów do kilkunastu kilometrów i głębokości kilkudziesięciu metrów. Prądy lodowe, silniej erodujące podłoże, rozwijały się najłatwiej na liniach już istniejących obniżień prewarciańskich: dolin rzecznych lub kotlinowatych obniżień różnej genezy (rys. 38, 39). W Polsce środkowej wielokrotnie sugestywnie porównywano obniżenia podlodowe do prowadnic ułatwiających transgresję (Różycki, 1972; Krzemiński, 1974, 1997; Turkowska, 2006a).

Liczne obserwacje w regionie łódzkim potwierdzają pogląd, że w obrębie głównych strumieni lodowych dochodziło do uaktywniania drugorzędnych prądów lodowych. O ich przegłębiającej roli świadczy rozcięcie starszych osadów glacjalnych i innych utworów wypełniających doliny. Powierzchnie erozyjne, struktury deformacyjne i odłożona glina bazalna oraz inne osady warciańskie dokumentują takie kopalne formy. Doliny te ulegały prawdopodobnie daleko idącym przekształceniom rzeźby wskutek nie tylko erozji glacjalnej, lecz często także glacyfluwalnej. Krzemiński (1974, 1997) udowodnił, że podstawowe znaczenie w rozprzestrzenieniu lądolodu w części zachodniej regionu miały doliny Warty, Prosnego i Widawki (rys. 38, 39). Podobne przykłady kopalnych dolin zostały zarejestrowane w dolinie Rawki przez autora (Rdzany, 1997a, c) i Kobjek (1997, 2000), zaś w dolinie Widawki przez Goździka (1980, 1986a – rys. 38B). W taki sposób były wykorzystywane także liczne mniejsze formy dolinne, zwłaszcza o przebiegu z NW na SE lub południkowym. Nawet w niewielkiej dolinie Miazgi na pograniczu Mieluszek i Nowosolnej można obserwować wyścielenie gliną na mniejszą skalę starszej formy dolinnej (Krzemiński, 1997). Autor prześledził także współkształtne wyścielenie gliną



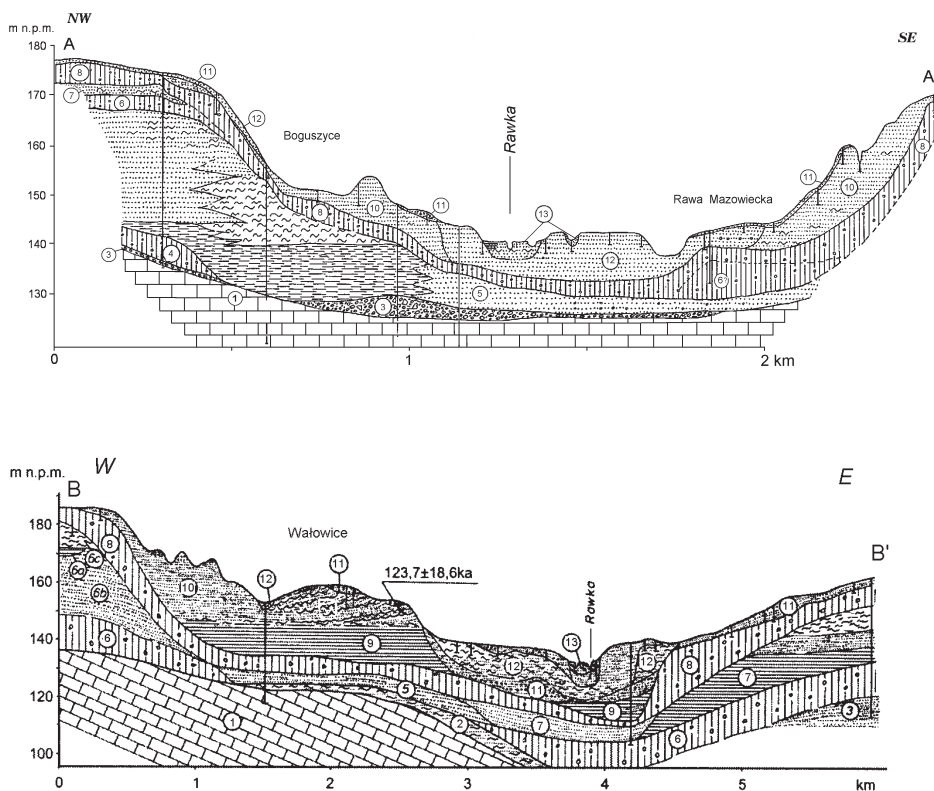
Rys. 38. Warciańska glina lodowcowa w przekrojach przez doliny w lobie południowowielkopolskim: A – w dolinie Warty według Krzemińskiego (1974), B – w dolinie Widawki według Goździka (1986)

Jura górna: 1 – wapienie; trzeciorzęd, czwartorzęd: 2 – piaski; zlodowacenie środkowopolskie: 3 – ły, mułki, piaski, gliny, 4 – glina lodowcowa, 5 – piaski i mułki z materiałem organicznym w stropie, 6 – bruk, 7 – mułki i piaski z materiałem organicznym, 8 – ły warwowe, 9 – piaski i żwiry warstwowe, 10 – warciańskie gliny lodowcowe, 11 – żwiry ablacyjne oraz piaski i mułki, 12 – torfy; wistulian: 13 – mułki i piaski rzeczne z klinami mrozowymi, 14 – piaski rzeczne, 15 – piaski i mułki; holocen: 16 – piaski i torfy teras zalewowych

warciańską małych, suchych dolin w obrębie północnych stoków doliny Pilicy, jak również samej doliny Pilicy (fot. 7). Podobne obserwacje suchych dolin rozcinających zachodnią krawędź doliny Warty, biegnących prostopadłe do kierunku prądu lodowego doliny Warty, pozwoliły stwierdzić przerwy w pokładzie gliny, w zasadzie ciągłej na wysoczyznach.

Przetrawanie dolin i innych elementów rzeźby sprzed zlodowacenia potwierdza wielu autorów, badających inne obszary. Podobne cechy transgresji lądolodu warty opisali Terpiłowski i in. (2004) z łobu Bugu, gdzie wykształcił się wąski strumień lodowy, wysuwający się wzdłuż doliny Bugu. W czasie jego stagnacji

na stoku doliny w Wajkowie powstał rozległy stożek glacialmarginalny (Terpiłowski, 2000b). Znałe są także podobne procesy zajmowania dolin rzecznych przez jezory wypustowe na obrzeżeniu Garbu Gielniowskiego i w innych częściach obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w czasie oscylacji lądolodu odry. Istnieje tam zapis „dużej wrażliwości” czoła lądolodu na deniwelacje podłoża i wszelkie wahania klimatyczne (Lindner, 1970). W zasięgu najmłodszego lądolodu Bartkowski (1960) prawidłowość tę udokumentował na Wielkopolsce, a Molewski (1999) – w rejonie rynny goplańskiej.



Rys. 39. Warciańska glina lodowcowa w przekrojach przez doliny w łobie południowomazowieckim: A – w dolinie górnej Rawki według Rdzanego (2004), B – w dolinie środkowej Rawki według Kobojeck (2006)

Jura środkowa: 1 – wapienie; trzeciorzęd: 2 – piaski i mułki; trzeciorzęd i plejstocen: 3 – rumosze wapieni i otoczaki skandynawskie; zlodowacenie sanu: 4 – glina lodowcowa; zlodowacenie odry: 5 – piaski, ily i mułki, 6 – glina lodowcowa; zlodowacenie warty: 7 – ily, mułki i piaski zastoi-skowe, 8 – glina lodowcowa, 9 – ily, 10 – piaski i mułki glacialimniczne, 11 – piaski i żwiry glacialfluwalne, miejscami diamiktony ablacyjne; vistulian: 12 – mułki i piaski; holocen: 13 – piaski i mułki z materiałem organicznym

Fakty te mogą także wskazywać na dość wydajną erozję różnej wielkości strumieni lodowych lub lodowców wypustowych, które z pewnością pogłębiały doliny i tworzyły nowe, podłużne formy subglacialne. Zachodziła także redukcja osadów starszych. Po fazie erozji z reguły następowała akumulacja gliny glacialnej o zróżnicowanej miąższości. Procesy te – erozja i akumulacja – nie były jednak ostro oddzielone czasowo. Z obserwacji struktur podłoża wynika bowiem, że materiał erodowany w danym miejscu mógł być po krótkim transporcie odkładany w najbliższym sąsiedztwie. Ogólny bilans procesów ulegał zmianie; najpierw, w pierwszej fazie transgresji dominowała erozja, później – akumulacja. Jakkolwiek najbardziej wydajna erozja odbywała się na linii dolin prewarciańskich, nie można wykluczyć także przypadków wyżłobienia dolin *de novo*. Pogląd ten jest odmienny od przedstawionego przez Baraniecką (1980a), która większą egzarację dostrzega na wyniesieniach podłoża niż w jego obniżeniach.

Według Drewry’ego (1986) oraz Marksa (1998) kopalne obniżenia są dowodami egzaracji. Intensywniej dopływa tam ciepło geotermiczne i kumuluje się ciepło ze ślizgu dennego. Ogrzewa się tam lód bazalny, szybszy jest ślizg denny, ale ma miejsce także większa depozycja z wytapiania.

Znajomość lokalizacji i zasięgu stref intensywnej erozji lądolodu warty nie jest jeszcze w regionie łódzkim zadowalająca. Przypadek występowania pełnego wyścielenia gliną obniżenia dolinnego, a jednocześnie rynny glacialnej, może oznaczać, że forma taka powstała wyłącznie wskutek procesów glacialnych *sensu stricto*: erozji glacialnej i akumulacji gliny lodowcowej. Za przykłady mogą służyć kopalna forma dolinna Widawki (rys. 38) i odcinki doliny Rawki (rys. 39). Takie formy mogą być uznawane za rynny subglacialne o genezie glacialnej (Niewiarowski, 1995).

W miejscach styku lodu lodowcowego z podłożem starszym dochodziło do erozji skał jurajskich, kredowych lub kenozoiku przedplejstoceniowego. Spektakularnymi przejawami tej erozji są kry glacialne. Występują one jednak sporadycznie na tym obszarze, szczególnie wśród osadów warty, co jest wskaźnikiem umiarkowanej roli procesów destrukcyjnych wielkiej skali. Udokumentowano niewiele kier, przy czym nie zawsze można mieć pewność co do ich warciańskiego wieku. Występują głównie na obrzeżach regionu łódzkiego. Choć różnego rodzaju porwaki do kilku metrów sześciennych średnicy są często spotykane w warstwie gliny warciańskiej, wielkie kry są rzadkością, szczególnie w centralnej, wyżej wzniesionej części regionu. Występują głównie kry z osadów neogenu o miąższości od kilku do około 20 m. Kry paleogeńskie i neogeńskie znaleziono m.in. w okolicach Turku na Wysoczyźnie Tureckiej (Mańkowska i Gogołek, 1988), na dwóch stanowiskach na Wysoczyźnie Złoczewskiej (Baliński, 1999) oraz we wsi Kruszewek na Wysoczyźnie Bełchatowskiej (Baraniecka, 1980a).

Sporadyczne występowanie kier jest kolejnym argumentem przemawiającym za niskim profilem lądolodu na południe od obniżenia tzw. pradoliny warszawsko-berlińskiej nawet w czasie zaawansowanej transgresji. W obrębie tej pokrywy nie było już dobrych warunków do transportowania wielkich kier glacialnych ani nie dochodziło do wielkoskalowej egzaracji.

Zawartość materiału wyerodowanego z miejscowego podłoża informuje o skuteczności erozji glacialnej i ułatwia określanie lokalnych kierunków przemieszczania się lodu lodowcowego. W warciańskiej glinie lodowcowej i osadach glacifluwalnych na kilkunastu stanowiskach stwierdzono zwiększoną koncentrację klastów materiału podłoża mezozoicznego. Ma to miejsce głównie na obszarach bliskich maksymalnego zasięgu lądolodu oraz na wyniesieniach podłoża, które rozdzielały lód sąsiednich, konfluencyjnych prądów lodowych (rys. 30, fot. 9). W tzw. strefie działoszyńskiej według Krzemińskiego (1974, 1997) intensywna egzaracja objęła w Bobrownikach, Działoszynie i w Niwiskach koło Pajęczna skały środkowojurajskie, natomiast w Gomunicach – utwory górnokredowe. Dzięki powiązaniu prowincji petrograficznych udowodnił ów autor indywidualność lobów Widawki, Warty i Prosnę. Również w lobie południowomazowieckim występuje lokalnie koncentracja okruchów skał podłoża jurajskiego w brzeżnej strefie zasięgu warty. Już Różycki i Lamparski (1961) stwierdzili znaczną koncentrację klastów podłoża jurajskiego w wałach glacifluwalnych koło Domaszyna, które wówczas zaliczano do moren czołowych z recesji stadiału radomki. W żwirach występuje tam nawet 50–70% okruchów skał jurajskich. W formach koło Domaniewic nad Pilicą podobną koncentrację stwierdził Różycki (1961). Także Nalewajko (1982) podkreślał makroskopowy wzrost ilości okruchów wapieni i margli górnokredowych w glinie warciańskiej w okolicach Łodzi. Wzrost ten zaznacza się do kilku kilometrów od miejsc inkorporacji, głównie w najniższych partiach gliny. Spostrzeżenia te są w pewnej sprzeczności z wynikami badań Lisickiego (2003), który uważa, że ponad 10-procentowy udział żwiru skał lokalnych w glinach lodowcowych jest charakterystyczny dla obszaru na południe od pasa wyżyn południowopolskich lub dla glin starszych od interglacjału mazowieckiego. Być może dane te są uśrednionymi wartościami dla rozległych terenów z głęboko położonym stropem podłoża.

Na analizowanym obszarze nie spotyka się glin zlodowacenia warty z tak znaczącą zawartością klastów miejscowych, jaka występuje w glinach lądolodu odry w strefie ich maksymalnego zasięgu na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Tam zawartość materiału miejscowego osiąga 50–80% (Różycki, 1967). Choć udział materiału podłoża w glinach jest zwykle mniejszy, to i tutaj zaznacza się on głównie w obrębie struktur tuneli subglacialnych, inglacialnych lub koryt supraglacialnych (fot. 2).

Obecne wychodnie jury i kredy znajdują się przeważnie w pozycjach wykluczających ich pozostawanie poza lądolodem w postaci nunataków. Takie elewacje jury lub kredy są zwykle powleczone w części zewnętrznej nieciąglą gliną lub leży ona warstwą o niewielkiej miąższości. Istniało jedynie prawdopodobieństwo wystąpienia nunataków w rejonie doliny Pilicy, po jej północnej stronie, na wschód od Inowłódza. Jeśli zostały pokryte lodem, podlegały zwykle niewielkiej akumulacji, głównie wodnolodowcowej. Osady glacialne mogły zostać wkrótce po depozycji usunięte przez wody roztopowe. Takie sytuacje można obserwować w pobliżu krawędzi doliny Pilicy na wschód od Rzeszycy oraz na powierzchni wału, który tworzy w Kotlinie Szczercowskiej tzw. zrąb Brzykowa (fot. 1). Elewacje te były prawdopodobnie w czasie trwania zlodowacenia umiarkowanie niszczone, skoro przetrwały, ale także i mało intensywnie nadbudowywane, okryte są bowiem nieciągłymi warstwami osadów. W „cieniu” tych elewacji obserwuje się wyraźny wzrost udziału skał podłoża w żwirach glacyfluwalnych, lokalnie do znacznej przewagi nad materiałem północnym. Zachodziła zatem na ich proksymalnie nachylonych stokach erozja, zarówno glacialna, jak i glacyfluwalna. Na ten fakt nie zwracano do tej pory wystarczającej uwagi, wskazując głównie na silną egzarację i wzbogacanie glin w materiał z podłoża mezozoicznego.

Poszczególne klasty materiału jurajskiego lub kredowego w grubożwirowych osadach glacyfluwalnych wykazują także względnie dobry stopień obróbki, zwłaszcza obtoczenie, mimo niewątpliwie krótkiego transportu. Szczególnie wyraźnie widać to w kanałach supraglacialnych i subglacialnych w Siedlątkowie (fot. 2) oraz w Łaszczyńcu (oz Rylska) na Wysoczyźnie Rawskiej. W pierwszym przypadku w pobliżu występują wychodnie kredy z tym samym materiałem, pokryte grubą warstwą łatwo erodowalnego rumoszu skał wapiennych. Oznacza to, że w czasie subglacialnych przepływów, m.in. związanych z formowaniem ozów, erozja miejscowego podłoża w warunkach wysokoenergetycznych przepływów pod ciśnieniem hydrostatycznym mogła dostarczyć znacznie więcej materiału niż bardziej powierzchniowa i płytka erozja glacialna (fot. 8). Materiał ten został, mimo krótkiego transportu, poddany szybkiej obróbce w postaci obtoczenia.

Zatem zarówno prądy lodowe, jak i wody subglacialne formujące rynny, erodowały bezpośrednio podłoże mezozoiczne. Istniały przykłady „typowej” egzaracji i detersji, jak również erozji wód subglacialnych w skałach litych podłoża. Procesy te miały miejsce w ograniczonych strefach, zwykle stosunkowo wąskich. Zaobserwowano liczne przejawy erozji glacialnej i związane z nią deformacje podłoża. Należą do nich: porwaki materiału podłoża i wkładki piaszczyste, kliny gliniaste, żebra gliniaste i inne undulacje spągu gliny, struktury rozwleczenia materiału podłoża, fałdy glacictoniczne małe (np. 3 m o wergencji południowej) oraz diapiry (struktury słupowe) piaszczyste w glinie z materiału podłoża.

Porwaki materiału plejstocńskiego, w tym świeżo zakumulowanych warciańskich osadów glacyfluwalnych i glacylimnicznych, należą do często spotykanych struktur w warstwie gliny warciańskiej (fot. 9). Mają od kilku decymetrów do kilkunastu metrów sześciennych objętości. Są znane w literaturze i opisywane pod różnymi określeniami, np. jako ciała piaszczyste lub pakiety (Nalewajko, 1982; Stankowska i Stankowski, 1984). Choć w większości przypadków są to struktury piaszczyste, to spotyka się także ilowe, mułkowe, żwirowe i inne. Są one łatwo lokalizowane w odsłonięciach, jednak trudne do rozpoznania w trakcie wierceń. Autor stwierdził także występowanie fragmentów wypełnień tuneli inglacialnych, które zostały rozerwane lub zdeformowane poprzez rozwleczenie w trakcie dalszego transportu lodu. Takie struktury występują m.in. w Siedlankowie (fot. 9A), Chociwie koło Rawy Mazowieckiej (fot. 9B) oraz w kopalni węgla brunatnego w Smulsku. Porwaki osadów podłoża występują w postaci pakietów osadu o strukturze masywnej, z dobrze zachowaną niemal w całości pierwotną strukturą deformacyjną lub w postaci płatów deformacyjnych.

Rozwleczone porwaki, wypełnienia szlaków przepływu glacyfluwalnego lub koncentracje luźnych klastów podłoża przechodzą w poziome gliny niekiedy w równoległe nagromadzenia, nawet bruki. Podobnie jak przykład opisany przez Dreimanisa (1989) z *Catfish Creek till* można je uznać za skutek kombinacji procesów akumulacyjnych typu *lodgement* i erozji glacialnej (fot. 8).

Innym śladem zapisu intensywnego inkorporowania materiału piaszczystego w obręb lądolodu są różnej wielkości tzw. kliny gliniaste, zwane także klinami poziomymi. Struktury takie opisał z Belchatowa Jaks (1996, fot. 10). Znajdują się tam w lokalnej glacydepresji, w obrębie plejstocńskiego rowu Woli Grzymaliny. Z kolei dowody inkorporacji ilów autor napotkał w Chociwii (fot. 6). Struktury te uważane są, obok żeber gliniastych, za skutek procesu ścinania w strefie transportu subglacialnego. W Polsce znane były z obszaru ostatniego zlodowacenia. Olszewski (1974) opisał je jako kontakty „załapań albo wnikania lub wciskania”. W ich tle w glinie występuje wyraźne spiaszczenie. Niekiedy pozwalają one dokładnie określić powierzchnię odkłucia w osadach podścielających glinę. Z rynny Gopła opisali je Wiśniewski i Molewski (1998) oraz Molewski (1999). Występują one także w Wysokiej na północ od pradoliny Noteci, gdzie zostały opisane jako „mikrokliny” (Ratajczak, 2007c). W stanowisku tym na przestrzeni 2–3 m występują ślady inkorporacji łu plioceńskiego z kry glacialnej w postaci soczewek i bezładnych fragmentów, co przypomina struktury wleczeniowe (*drag structure*), znane z opisów Drewry’ego (1986) oraz Kozarskiego i Kasprzaka (1992).

W spągu gliny spotykane są często niewielkie undulacje, które mogą być interpretowane jako żebra gliniaste. Żebra te powstają przez selektywną erozję stropu osadów podłoża przez detrytus glacialny w spągu lądolodu, stanowiąc

dobry wskaźnik ruchu lodu (Ehlers i Stephan, 1979). Można je porównać do form typu moreny żłobkowej. Formy te wskazują także na rozmarzniete podłoże lodowca (Larsen i in., 2006). W Polsce opisano je z kilku stanowisk, jednakże są to przypadki struktur kopalnych. Z analizowanego regionu znany jest opis skutków żłobienia rowków z Bełchatowa, autorstwa Ruszczyńskiej-Szenajch (1998). W rejonie rynny Gopła formy te opracowali Wiśniewski i Molewski (1998) oraz Molewski (1999). Nieznane są autorowi przypadki zachowania się tych struktur na powierzchni terenu. Spotyka się także często inne charakterystyczne undulacje spągu gliny, w tym struktury diapirów piaszczystych, wnika-
jące w obręb gliny.

W spągu gliny warciańskiej napotkano także struktury penetracyjne w postaci subhoryzontalnych płaszczyzn i drobnych fałdów ze ścinania. Są one podobne do elementów tzw. warstwy deformacyjnej, opisanych przez Rappola (1987), Boultona i Hindmarscha (1987) oraz Van der Meera i in. (2003). Można sądzić, że struktury te są w znacznej mierze odpowiednikiem strefy glacymlonizacji w ujęciu Kozarskiego i Kasprzaka (1992). W Polsce znane są z opracowań stref marginalnych zasięgów fazowych zlodowacenia wisły (Kasprzak i Kozarski, 1992; Wiśniewski i Molewski, 1998; Molewski, 1999; Ratajczak, 2007a, b). Od czasu badań Boultona i Hindmarscha (1987) uważane są za elementy bardzo ułatwiające szybkie przemieszczanie się szybkich strumieni lodowych (Van der Meer i in., 2003). Świadczą one o tym, że egzaracja równie intensywna jak w skałach litych może zachodzić także w osadach nieskonsolidowanych. Do lat 80. istniała bowiem rozpowszechniona opinia, że egzaracja zaznacza się głównie na obszarach występowania skał litych (por. Drewry, 1986).

Charakterystycznym objawem erozji glacialnej są struktury rozwleczenia materiału podłoża. Przykładem są warstwy ilów wnika-
jące w glinę w Chociwiu czy piaski wnika-
jące w glinę w Siedlankowie. Specyficznym skutkiem erozji jest zawartość znacznej ilości piasku eolizowanego wewnątrz gliny, bez istotnych śladów w strukturze. Jest to ważny dowód na umiarkowaną erozję. Takie wzbogacanie w piaski opisał Nalewajko (1982) na podstawie badań na stanowiskach Domiechowice, Pabianice–Młodzienia-
szek i Kossobudy–Chechło. Goździk (1992) z kolei udokumentował intensywną inkorporację ziaren mato-
wych, eolizowanych w najstarszej glinie warciańskiej w kopalni „Bełchatów”. Materiał ten pochodził z osadów rzecznych i pokryw eolicznych serii Chojny.

Pustynnienie i silna eolizacja na przedpolu transgredującego lądolodu warty przyczyniła się także do zniszczenia pokrywy glebowej. Potem nałożyły się na to skutki procesów erozyjnych związanych z lądolodem, stąd bardzo rzadkie przypadki zachowania się poziomów glebowych z ocieplenia prewarciańskiego. Przykłady takich gleb znalazła Manikowska (1966) załedwie w kilku miejscach w okolicach Łodzi.

Należy zwrócić uwagę, że ślady dynamicznego kontaktu gliny lodowcowej bazalnej z podłożem znajdowano głównie w obniżeniach, w których mogły funkcjonować prądy lodowe. Stąd nieprzypadkowo zachowały się ślady takiej erozji m.in. w Siedlątkowie w dolinie Warty czy w odsłonięciach dolnej gliny warciańskiej w kopalni Bełchatów. Ślady erozji związane z rozwojem warstwy deformacyjnej zaobserwowano głównie w odsłonięciach gliny w obszarach glacidepresji.

Mimo ograniczonej liczby obserwacji w odsłonięciach, można zauważyć rysującą się prawidłowość, że ślady erozji lądolodu warty na badanym obszarze zdecydowanie wyraźniej związane są ze strefami obniżen powierzchni podłodowej niż ze strefami glacielewacji. Ponadto erozja ta zachodziła zwykle w związku ze zjawiskami tworzenia się warstwy deformacyjnej (glacimylonityzacji).

Część form była kształtowana wskutek zarówno erozji glacialnej, jak i glaci-fluwalnej. Fakt, że erozji glacialnej towarzyszyła erozja glaci-fluwalna, stwierdziły już Baraniecka i Sarnacka (1971) na przykładzie subglacialnych rynien, które rozcinają glinę warciańską. Można prawdopodobnie do nich zaliczyć przykłady opisane przez Krzemińskiego (1974) z doliny Warty i Proсны, Klajnerta i Świdrowską (1992) oraz autora (Rdzany, 1997a) z doliny Rawki oraz Turkowską (1992) z doliny Wolbórki między Kruszowem a Dalkowem. Z przekroju autorstwa Turkowskiej (1992) wynika, że deniwelacje powierzchni prewarciańskiej na przekroju Garbów–Dalków–Kotliny są nieco większe niż powierzchni obecnej. Oznacza to, że niektóre elementy lokalnego urozmaicenia zostały zmniejszone w czasie deglacjacji obszaru w stosunku do sytuacji formy erozyjnej z transgresji. Opisywane formy najprawdopodobniej są kopalnymi rynnami subglacialnymi o genezie złożonej glacialno-glaci-fluwalnej w rozumieniu Niewiarowskiego (1995).

W miejscach styku osadów warty i podłoża skał mezozoicznych zaznaczyły się wyraźniejsze ślady zarówno egzaracji, jak i erozji glaci-fluwalnej. Znaczne nagromadzenia żwirów z podłoża znajdują się często w najbliższym sąsiedztwie wychodni podłoża; zdarza się, że hipsometrycznie powyżej tych wychodni. Świadczy to o dużym znaczeniu transportu typu hydraulicznego. Wody z rumowiskiem wnikały w szczeliny inglacialne, a niekiedy wydostawały się na powierzchnie supraglacialne, jak to stwierdzono w Siedlątkowie (fot. 2). Wśród struktur erozyjnych zwraca uwagę liczne występowanie różnej wielkości rynien glaci-fluwalnych. Można do nich zaliczyć rynny, które zaznaczają się prawdopodobnie pod większością ozów i niektórymi wałami kemowymi. Nie mają one „wyłożenia” gliną glacialną. Informacje o tych formach zawarte są w licznych pracach, m.in. Baranieckiej i Sarnackiej (1971), Michalskiej (1971) i Rdzanego (1997a).

Materiał podłoża gliny warciańskiej cechuje brak śladów powszechnie rozwiniętej wieloletniej zmarzliny. Nie można jednak wykluczyć zmarzliny

wyspowej. Świadczą o tym deformacje glacitektoniczne o częściowo lub niemal całkowicie zachowanej wewnętrznej strukturze pierwotnej, zwykle typu monoklinalnego. Choć autor spotykał głównie glacitektoniczne struktury ciągłe w obecnych odsłonięciach, wyniki obserwacji Dylika (1961), Klatkowej (1972a) oraz Goździka (1995) wskazują także na występowanie śladów deformacji zamarzniętych fragmentów podłoża. Świadczyć o tym mogą również pakiety warstwowanego materiału typu płatów deformacyjnych, lecz o zachowanym w znacznej części warstwowaniu w pokładzie gliny, w poziomie o cechach osadu *lodgement*. Ważnym wskaźnikiem zmarzliny wieloletniej są struktury po klinach mrozowych, jednak znaleziono stosunkowo niewiele dobrze rozwiniętych przykładów takich struktur z etapu transgresji. Opisuje je m.in. Goździk (1995) z Piotrkowa Trybunalskiego i Karlina. Istnieje natomiast wiele przejawów intensywnej aktywności wód roztopowych. Wiele struktur wskazuje na istotną rolę ciśnienia wód porowych.

Wnioski o braku ciągłej zmarzliny wieloletniej pochodzą także z innych obszarów pasa warciańskiego, np. badania Piotrowskiego i in. (1999) dowodzą, że w czasie zlodowacenia saalian III, czyli jak można sądzić, odpowiednika czasowego warty na Łużycach, nie było ciągłej, wieloletniej zmarzliny.

O ile w obniżeniach subglacialnych częsty wydaje się być ruch lądolodu po dość miększej warstwie deformacyjnej, to na elewacjach podłoża, zwłaszcza tam, gdzie były rozległe serie piaszczysto-żwirowe, czyli głównie na obszarach prewarciańskich wysoczyzn (np. we wschodniej części Równiny Piotrkowskiej), ruch był mniej dynamiczny i odbywał się z istotnym udziałem regelacji. Rzadziej obserwuje się tam także deformacje na kontakcie gliny lodowcowej z podłożem. Struktury, które można wiązać z warstwą deformacyjną, są z reguły skrajnie małej miąższości, rzędu kilku milimetrów, co może wskazywać na przemarznięcie podłoża. Nie jest wykluczone dłuższe trwanie na obszarach wyniesień podłoża zimnego reżimu termicznego, co stabilizowało lądolód i zmniejszało różne przejawy dynamiki.

Badania w niektórych dolinach i lokalnych obniżeniach na wysoczyznach dowodzą, że głównie na ich drodze mogło dojść do znacznych przyspieszeń ruchu lodu – nawet o charakterze szarży. Takie sytuacje występowały głównie w lobach Widawki i Warty: na linii subfazy dobrzynki (dawniej: główny etap postojowy), na linii subfazy neru (okolice zbiornika Jeziorsko – dorzecze Neru) oraz na linii subfazy bzury (w zachodniej części Wzniesień Łódzkich i w południowym pasie pradoliny warszawsko-berlińskiej). Autor zauważył, że obszary stwierdzonych zjawisk szarżowych, czy quasi-szarżowych, dają się powiązać z powszechnym występowaniem osadów zbiornikowych (rys. 34). Jest zatem prawdopodobne, że miały one miejsce w rezultacie przemieszczania się lodu lodowcowego po osadach zbiornikowych, ewentualnie po lodzie zamarzniętych zbiorników. Takie sytuacje były opisywane także z innych obszarów. W pasie

warciańskim występują w bardzo podobnych strefach deglacacyjnych na Wysoczyźnie Siedleckiej (Bruj i in., 2000). Związek szarż z jökullhlaupami w czasie awansu lodowca na zbiornik wodny udowodnili Alley i in. (2006). W opisywanych tutaj przypadkach, szczególnie na linii subfazy neru, można także mówić o małych jökullhlaupach, zwłaszcza na podstawie stwierdzonych struktur tunelowych wypełnionych tłokiem głazowym (fot. 2).

Analiza kontaktu osadów warty z podłożem w powiązaniu z cechami morfologicznymi lobów sugeruje znaczne lokalne zróżnicowanie szybkości przemieszczania się lodu, zależnie od morfologii oraz właściwości hydrologicznych i termicznych podłoża. Szybszemu ruchowi lodu sprzyjało szereg czynników, m.in. duża powierzchnia występowania osadów o małym oporze tarcia (np. utwory zastoiskowe), wyższe ciśnienie wód porowych i przemieszczających się tunelowo subglacjalnie w strefach glacidepresji oraz mniejsze wartości tarcia wewnętrznego w grubszym lodzie, gdyż ułatwiało to jego deformacje wewnętrzne. Szczególne znaczenie w takich sytuacjach morfologicznych ma woda, sprzyjająca ślizgowi dennemu. Obecność wody w podłożu według Vieli i in. (2004) może odpowiadać nawet za 90% prędkości powierzchniowej lodowca. Przekonywających danych dostarczają badania strumieni lądolodów współczesnych, zwłaszcza Strumienia Lodowego Whillansa (dawniej Strumień Lodowy B). Zaobserwowano, że obecność wody pozwala dojść szybko do stanu ciśnienia, określanego jako *ice flotation point* i wówczas lód, odspojony od podłoża, osiąga nieporównywalnie większą szybkość przepływu niż na pobliskich elewacjach podłoża (Arnold i Sharp, 2002).

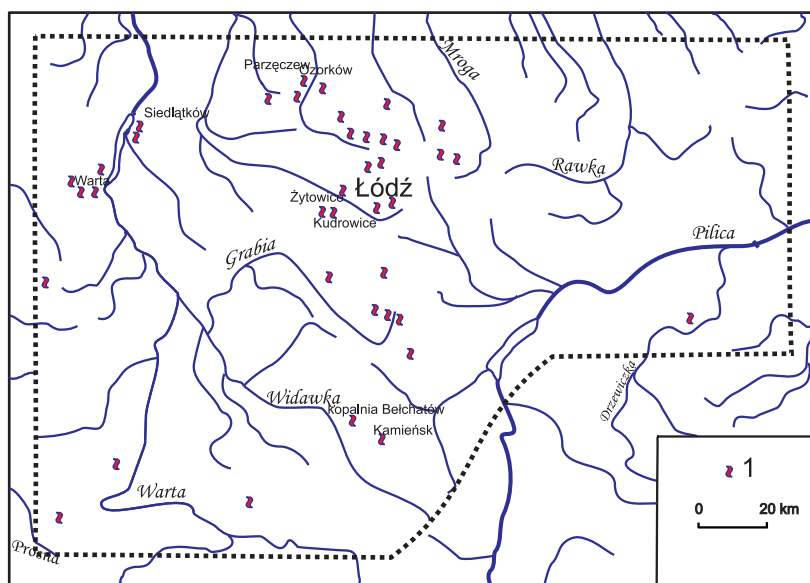
W strumieniu lodowym, który formował lob południowowielkopolski, szybkemu przemieszczaniu się sprzyjały obniżenia dolinne Warty, Prosnego i Widawki. Dowiodły tego badania Krzemińskiego (1974, 1997) i Załoby (1996a, b). W rejonie pra-Warty, gdzie miały miejsce przed transgresją silne procesy erozyjno-denudacyjne, w rzeźbie występowały deniwelacje rzędu kilkudziesięciu metrów. Fakt wykorzystywania tego obniżenia dolinnego przez szybki prąd lodowy udokumentował Krzemiński (1974, 1997) m.in. w przekroju przez Krzeczów, Kochlew i Kraszkowice. Autor ów uważa, że przemieszczający się obniżeniem lód tworzył wysunięty jezior lodowcowy. Występuje tam współkształtna do zarysu doliny linia spągu gliny lodowcowej. Dolina kopalna ma 2 km szerokości i co najmniej 20 m głębokości. Fakty te wskazują także na istnienie doliny Warty przed zlodowaceniem warty. Istnienie dużej doliny sprzed zlodowacenia warty może być z kolei argumentem do tezy o interglacjalnym charakterze okresu poprzedzającego. Wykorzystania doliny Warty w transgresji lądolodu warciańskiego i postmaksymalnych subfazach dowodzą także pośrednio badania Załoby (1993, 1996a, b) w Kotlinie Sieradzkiej i w jej sąsiedztwie. Autor ów jako pierwszy zauważył, że istnienie szeregu struktur deformacyjnych w okolicach miasta Warta może wynikać z niewielkiej oscylacji

w czasie recesji lądolodu warty. Większość analizowanych deformacji wskazuje jednoznacznie na duże znaczenie ciśnienia wód porowych i warunki niezamarznięcia osadów (fot. 11). Znaczącą rolę wymienionych obniżzeń, poprzez osiągnięcie w ich osiach przez lód kilkakrotnie większych prędkości w stosunku do ich bocznych części, dostrzega także Turkowska (2006a, rys. 29).

Wymienione prace oraz obserwacje autora skłaniają do konstatacji, że reżim lądolodu w trakcie transgresji był zróżnicowany przestrzennie, zależny głównie od ukształtowania podłoża. Mógł także zmieniać się w czasie. W obniżeniach podłoża (glacidepresjach) przeważał reżim umiarkowany, zaś na elewacjach podłoża – dominował politermalny lub zimny. Prawdopodobieństwo występowania fragmentów lądolodu o reżimie zimnym wzrastało ku wschodowi (rys. 23).

Zarówno transgresja lądolodu fazy maksymalnej, jak i krótkotrwale jego uaktywnienia w czasie szeroko rozumianej recesji wiązały się z wytworzeniem deformacji glacitektonicznych. Zachodziły one głównie w osadach nieprzemarzniętych w obniżeniach oraz na podlodowych stokach proksymalnych. Pierwszych obserwacji deformacji, które uznano za glacitektoniczne w regionie łódzkim, dokonano dopiero w pierwszych latach po II wojnie światowej w czasie prac nad mapą geologiczną przeglądową w skali 1:300 000 (Dylik i Jurkiewiczowa, 1950). Wówczas odkryto także liczne struktury peryglacialne. Zaburzenia osadów ilastych w Dąbrówce–Strumianach koło Zgierza były wprawdzie znane i opisane przez Lencewicza w 1927 r., lecz autor ów interpretował je jako skutek młodych ruchów wznoszących na przedłużeniu obszaru świętokrzyskiego. Występujące tam struktury fałdowe Jewtuchowicz w 1961 r. określił jako deformacje glacitektoniczne i powiązał z aktywnością ostatniego lądolodu. W trakcie późniejszych badań deformacje glacitektoniczne w regionie łódzkim były poznawane sukcesywnie, choć z różną dokładnością. Wyniki tych badań przedstawiła syntetycznie Klatkowa (1996), dlatego autor czuje się zwolniony z dokładnego zreferowania dotychczasowego dorobku w tej dziedzinie i ograniczy się do przytoczenia faktów ważnych z punktu widzenia przebiegu zlodowacenia warty. Występowanie tych struktur znalazło także wyraz kartograficzny na mapie Bera (2006a). Na podstawie tych publikacji i własnych obserwacji autor przedstawia je z niewielkimi uzupełnieniami i zmianami (rys. 40). Autor pominął w zestawieniu deformacje, które mogły powstać w strefach lodu nieaktywnego; te z kolei zostaną opisane w rozdziale o deglacjacji.

Deformacje glacitektoniczne występujące w regionie łódzkim są niewątpliwie różnego wieku, więc wydzielenie deformacji warciańskich i to w ograniczeniu do transgresji sprawia trudności. Nawet rozległe odsłonięcia w kopalni Bełchatów nie pozwoliły na dokładniejsze rozgraniczenie tego typu struktur pod względem wiekowym. Deformacje te mogły powstawać w czasie kolejnych transgresji w tych samych miejscach. Mogła temu sprzyjać przetrwałość głównych rysów rzeźby i podobieństwo warunków reologicznych w trakcie poszczególnych zlodowaceń.

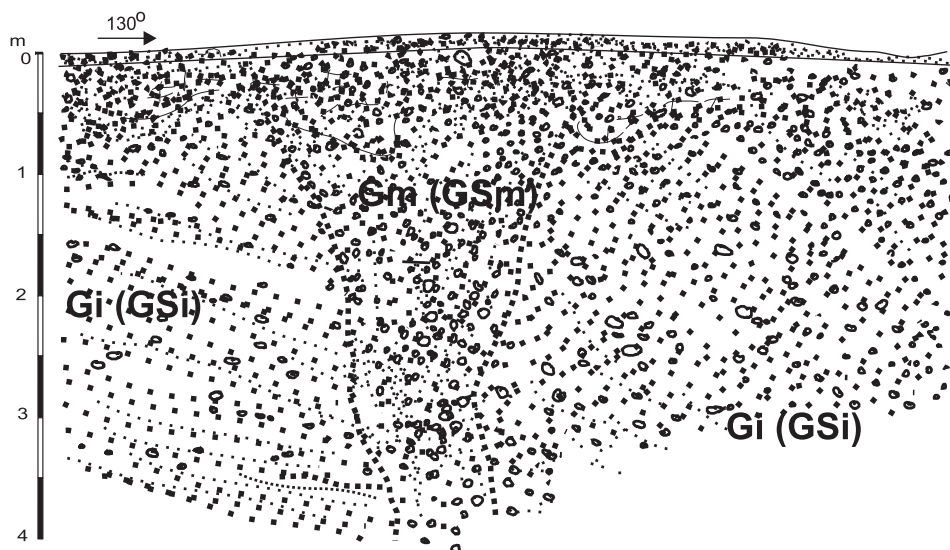


Rys. 40. Występowanie deformacji glacictektonicznych (1) w regionie łódzkim w osadach warciańskich

Stwierdzono, że deformacje glacictektoniczne wieku warciańskiego, które mogą świadczyć o przebiegu aktywnego, wywołującego deformacje czoła lądolodu, występują zasadniczo w czterech strefach, zapisanych w zachodniej i centralnej części regionu. Pierwsza to linia zasięgu maksymalnego, trzy pozostałe związane są z krótkodystansowymi nasunięciami pomaksymalnymi, które autor nazywa subfazami dobrzynki, neru i bzury. Ponadto wyróżnić je można w kilku mniejszych obszarach na różnych wysoczyznach. Zaznaczają się głównie w zasięgu łobu południowowielkopolskiego.

Deformacje glacictektoniczne na linii zasięgu maksymalnego są raczej małej skali i występują na ograniczonych odcinkach. Wspominają o nich Krzemiński (1974) w odniesieniu do obrzeżenia łobów Prosny i Warty, zaś Baraniecka i Sarnacka (1971) oraz Skompski (1971b) – do odcinków zasięgu łobu Widawki. W brzeżnej strefie zasięgu łobu południowomazowieckiego deformacje glacictektoniczne autor stwierdził w okolicach Domaszna i Stanisławowa. Mają one postać spiętrzeń osadów piaszczysto-żwirowych, które mogły tu powstać w wyniku nacisku horyzontalnego od strony północnej i północno-zachodniej. Są to ślady niewielkiej oscylacji, choć nie można wykluczyć słabej szarży wzdłuż wschodniego skłonu antykliny Inowłódza. Nie jest pewne, czy strefa ta odpowiada czasowo fazie maksymalnej z sąsiedniego łobu. W budowie wałów glacyfluwialnych w Stanisławowie koło Odrzywołu napotkano także dajki

klastyczne (rys. 41). Przedstawiona na rysunku struktura żwirowo-piaszczysta wypełniona została materiałem z góry. Przypomina ona nieco potężne kliny kontrakcji termicznej. Sposób wypełnienia szczeliny wskazuje na jej powstanie w wyniku ekstensji materiału. Dajkę piaszczystą o miąższości 10–30 cm i zasięgu co najmniej 7 m o cechach wypełnienia upłynnionymi piaskami od dołu, co mogło być wynikiem kompresji, znalazł także w sąsiednim wale A. Jaksa. Powstanie dajek, które dochodzą do powierzchni, można wiązać z końcowym etapem powstawania form marginalnych, w warunkach zmieniających się naprężeń w strefie oddziaływań żywego lodu. Występują tam analogie cech dajek do struktur opisanych przez Van Loona i Goździka (2007) z terenu kopalni Bełchatów, a także do deformacji opisanych ze Szwecji przez Mörnera (2005), który je wiąże z silnymi wstrząsami tektonicznymi.



Rys. 41. Stanisławów. Dajka żwirowo-piaszczysta w budowie wału marginalnego

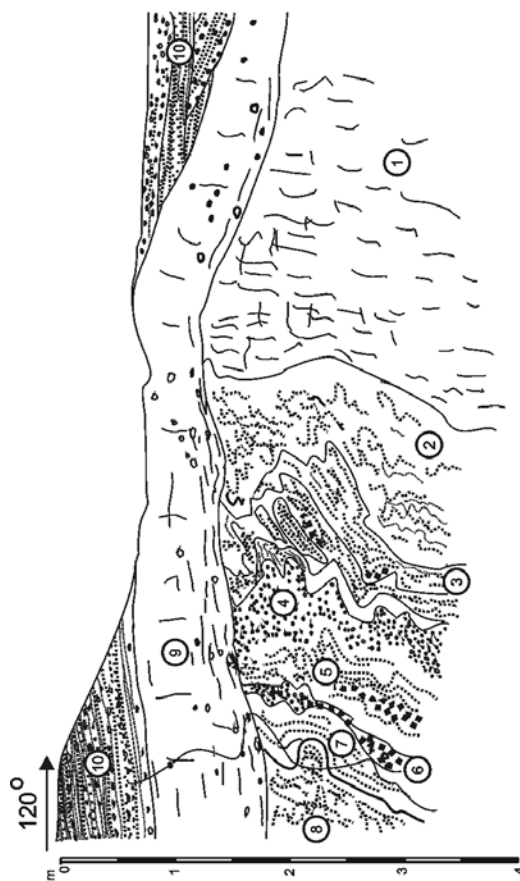
Liczne zaburzenia glacitektoniczne stwierdzono na linii subfazy dobrzynki, znanej jako główny etap postojowy (Baraniecka i Sarnacka, 1971). Występują tam deformacje, które obejmują zarówno osady warciańskie, jak i starsze. Ich cechy wskazują na pomaksymalne uaktywnienie strefy czołowej lądolodu już w początkowym etapie deglacjacji. Napotkane przez autora struktury deformacyjne mogły powstać w osadach nieprzemarzniętych. Najdalej na zachód, na pograniczu strumieni lodowych Proсны i Warty, w obrębie tzw. pagórów pątnowskich, stwierdzono deformacje glacitektoniczne w Nowym Świecie i Kamionce (Krzeniński, 1974). Występują tam struktury fałdowe, nieobejmujące gliny odrzańskiej.

Styl zaburzeń wskazuje, że deformowane osady nie były przemarznięte. Pagóry pątnowskie stanowią najbardziej na zachód wysunięte fragmenty „głównego etapu postojowego”, co może oznaczać, że uaktywnienie lodu w czasie recesji warty nie objęło już lobu górnej Proсны. Dalej na południowym obrzeżeniu lobów Warty i Widawki zaburzenia zostały odkryte przez Baraniecką i Sarnacką (1971) w formach uznanych przez autorki za moreny czołowe (Kamieńsk, Koźniewice, Szpinalów, Wolica, Krzywianice). Stwierdzono tam „gliny zwałowe stref spiętrzenia lodu” o miąższości 20–30 m. Formy te autorki porównywały do tzw. krawędzi opinogórskiej (Michalska, 1959) i ostrowskiej (Straszewska, 1969). Należy zauważyć, że niektóre deformacje w południowej części lobu mogą być związane z elewacjami podłoża mezozoicznego.

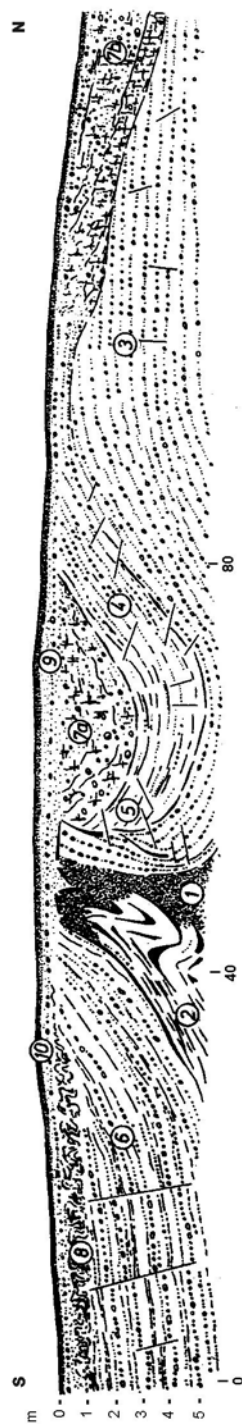
Również na południowo-wschodnim i wschodnim obrzeżeniu lobu Widawki z subfazy dobrzynki deformacje występują w kilku pagórkach i wzgórzach (Czubata Góra w kopalni Bełchatów, Boryszów, Ostrów, Szczukwin). Część z tych deformacji da się łączyć z aktywnością czoła lądolodu, część może pochodzić z etapu deglacjacji, np. dajki klastyczne w kemie Czubata Góra na terenie kopalni Bełchatów (Goździk i Van Loon, 2007). Dla kilku form tej strefy charakterystyczne są wyciśnięcia diapirowe, które mogły powstać zarówno jako skutek horyzontalnego nacisku i plastycznego wyciskania przed czołem lądolodu, jak i w wyniku deformacji obciążeniowych nawodnionych osadów w przestrzeniach pomiędzy lodem. Oprócz różnic gęstości i ciśnienia wód porowych, nie można wykluczyć wstrząsów tektonicznych jako mechanizmu spustowego wielu deformacji. Szereg cech tych deformacji upodabnia je bowiem do struktur opisanych przez Mörnera (1995, 2005) jako wynik wstrząsów tektonicznych.

W Szczukwinie osady pagórka glaciomarginalnego (opis stanowiska w rozdz. 5.) wykazują ślady rozległego ścięcia erozyjnego, na którym leży płat gliny lodowcowej o cechach gliny *lodgement* (rys. 42). Gлина starsza (z fazy maksymalnej) jest diapirowo wyciśnięta i ścięta podobnie jak osady glaciifluwialne. W sąsiedniej odkrywce (Szczukwin 2) występują deformacje, związane z naciskami od strony zachodniej, w postaci uskoków odwróconych i zwiększonego (do 70–90°) pochylenia warstw stożka. Część deformacji może wynikać z osiadania silnie nawodnionego materiału mineralnego wskutek wytapiania płatów lodu martwego.

Deformacje w okolicach Szczukwina w obrębie pagórków tuszyńskich mogą być podobne do opisanych przez Boultona i in. (1999) z moren pchniętych (*push moraine*). Należy przypomnieć, że dotychczas formy w okolicy Górek i Szczukwina były określane jako kemy i moreny martwego lodu (Klatkowska, 1972a, 1985, 1987a; Turkowska, 1992; Turkowska i Wieczorkowska, 1994). Tej interpretacji przeczą przede wszystkim struktury deformacyjne, być może wcześniej nie odsłonięte. Jakkolwiek trudno zakwestionować kemową genezę wszystkich pagórków, należy uwzględnić istnienie form związanych z intensywną aktywnością akumulacyjną i deformacyjną lądolodu. Należą do nich przede wszystkim pagórki najbardziej zewnętrznej części pasa związanego z subfazą dobrzynki.



Rys. 42. Szczukwin. Deformacje glaciektoneczne
1 – glina lodowcowa warty (fazy maksymalnej),
2 – piaski glacyfluwialne, 3 – piaski glacyfluwialne
ze żwirem, 4 – żwir, 5 – piaski glacyfluwialne
ze żwirem, 6 – żwir, 7 – piaski, 8 – piaski
z silnymi deformacjami fałdowymi, 9 – glina
lodowcowa warty subfazy dobrzynki, 10 – żwir
i piaski glacyfluwialne



Rys. 43. Deformacje glaciektoneczne na zachód od Zgierza według Wasiaka (1979), opis nieco uproszczony

1 – piaski z domieszką żwiru o silnej kompaktacji, 2 – warstwowane utwory mułowo-piaszczyste, 3 – piaski ze żwirem, 4 – piaski różnoziarniste ze żwirem z upadkami na południe, liczne spękania i uskoki, 5 – piaski drobnoziarniste z mułkiem, 6 – piaski różnoziarniste ze żwirem i przewarstwieniami mułku, 7a – materiał gliniasto-piaszczysto-gruzowy, masywny, 7b – glina delikatnie warstwowana, 8 – inwolucje w materiale gliniasto-piaszczystym, 9 – warstwa kamienisto-gruzowa, 10 – piasek z humusem

Zaobserwowane fakty pozwalają sądzić, że zanik strefy brzeżnej lądolodu po osiągnięciu zasięgu maksymalnego został przerwany w lobach Widawki i Warty napływem mas aktywnego lodu, który spowodował liczne deformacje glacitektoniczne małej i średniej skali. Aktywność ta mocno podkreśliła morfologiczne rysy obrzeżenia lobu, choć jest to na zapleczu strefy zasięgu maksymalnego, a nie na samej linii zasięgu. Należy przypomnieć, że Baraniecka i Sarnacka (1971) uważały tę linię za skutek dłuższego zatrzymania czoła lądolodu ulegającego deglacjacji frontalnej.

Z subfazą dobrzynki należy łączyć być może silne deformacje okolic Dłutowa, występujące na bliskim, zachodnim zapleczu pagórków szczukwińskich. Nie jest jednak pewne, czy cały kompleks zaburzeń jest wieku warciańskiego. Struktury te zostały rozpoznane przez Klatkową (1987a, b). Autorka zrekonstruowała w obrębie wału dłutowskiego i w jego okolicach łuski i nasunięcia m.in. na podstawie wierceń, odsłonień i badań elektrooporowych. Na południe od wału dłutowskiego stwierdzono charakter fałdowy tych zaburzeń. Odpowiada im obszar największych wzniesień wysoczyzny. Istnienie deformacji, zdaniem Klatkowej, wynika z dużego nachylenia podłoża mezozoicznego w tej strefie. Powierzchnia kredy wznosi się tutaj od 130 do 200 m n.p.m. Ta 70-metrowa różnica wysokości zakłóciła płynność ruchu lądolodu. Deformacje miały charakter odkłuć, nasunięć, zerwania ciągłości gliny odrzańskiej i fałdowania.

W rejonie Tuszyna aktywność deformacyjna zanika, a pagórki położone na północ, w strefie interlobalnej z lobem południowomazowieckim, np. w Babiachach, okolicach Woli Zaradzińskiej oraz – jak wynika ze starszych badań Klatkowej (1972a) w południowej części Łodzi i okolicach Rzgowa – nie wykazują przejawów glacitektoniki. Również pagórki znajdujące się na wschodnim przedłużeniu, tj. na linii Koluszki – Żelechlinek – Studzianki – Nowe Miasto nad Pilicą nie zawierają struktur glacitektonicznych (Rdzany, 1997a), a przynajmniej do tej pory takich struktur w ich budowie nie stwierdzono. Zatem, mimo pewnej morfologicznej kontynuacji, nie były one objęte ponownym awansem lądolodu, a więc autor nie łączy ich z subfazą dobrzynki.

Druga strefa reaktywacji czoła lądolodu, której powstanie należy umieścić w okresie kataglacjalnym warty, biegnie dość szerokim pasem pogranicza Wysoczyzn Złoczewskiej i Tureckiej, przez Wysoczyznę Łaską po obszar Łodzi. Autor nazywa ją subfazą neru. Nie jest wykluczone, że są to dwa ciągi deformacji, lecz obecne rozpoznanie nie pozwala na precyzyjne rozgraniczenie tego pasa. Deformacje, które tu występują, były na różnych stanowiskach analizowane głównie przez Klatkową (1972a, 1996) i Załobę (1985, 1992, 1996a, b).

Szczególne nagromadzenie struktur glacitektonicznych występuje w obrębie tzw. pagórków warciańskich oraz w otoczeniu zbiornika Jeziorsko. Obecne odsłonięcie umożliwia potwierdzenie niektórych obserwacji i ich uzupełnienie.

Deformacji podlegała głównie północna część tego zespołu pagórków. Ich struktura jest w znacznej mierze typu kemowego. Wskutek silnych nacisków szarżującego prądu lodowego powstał tu zespół fałdów i nasunięć. Do charakterystycznych należą rozległe fałdy diapirowe, w których uczestniczą także starsze gliny z nasunięcia maksymalnego warty, a nawet ze zlodowacenia odry. Odsłonięcie w Siedlątkowie dostarcza także licznych przykładów struktur typu fałdowo-diapirowego (rys. 37) oraz struktur asymetrycznych wyciśnień (fot. 11). Na ślady szarży w okresie recesji lądolodu warty wskazują także wcześniejsze badania Załoby (1996a, b) z tego obszaru. Dalej na południo-zachód podobne deformacje autor stwierdził w kilku formach okolic Kliczkowa.

Na zachód od Kotliny Sieradzkiej częstotliwość występowania opisywanych zaburzeń się zmniejsza, lecz w okolicach Pabianic i w granicach administracyjnych Łodzi narasta ponownie, a cała strefa deformacji silnie rozszerza się. Zostały one dobrze poznane m.in. w obrębie glacitektonopary w rejonie Kudrowic i Petrykóz (Wieczorkowska, 1984; Klatkova, 1996).

Kolejna strefa deformacji glacitektonicznych biegnie pasem wzdłuż północnego skraju Wysoczyzny Łaskiej i Wzniesień Łódzkich po dolinę Mrogi. Największe deformacje koncentrują się między Zgierzem a Brzezunami, a w niedalekim sąsiedztwie tej strefy występują wypowoy. Obejmuje ona głównie zachodnią część dorzecza Bzury, dlatego też autor nazywa ten etap aktywności lądolodu subfazą bzury, zaś lob – lobem Bzury. Lob miał zarys zdecydowanie odmienny od poprzednich.

Według Klatkowej (1972a, b) glacitektoniczna aktywność czoła lądolodu warty odpowiada zarówno za rzeźbę północnych stoków tzw. Garbu Łódzkiego, czyli zachodniej części Wzniesień Łódzkich, jak i za większość deformacji glacitektonicznych tego obszaru. Zdaniem autorki występuje tu zapis kilku intensywnych awansów czoła lądolodu warty, każdy przerywany dłuższym etapem powolnego napływu lodu. Każdy kolejny awans sięgał dalej na południe. Ich efektem są spłaszczenia strefy stokowej Garbu Łódzkiego, tzw. stopnie krawędziowe: smardzewski, strykowski i katarzynowski oraz spiętrzenia osadów zawarte w ich budowie. Według autorki jest to etapowa aktywność strefy czołowej lądolodu, który nie sięgnął w znaczącym stopniu poza Łódź na południe. Jak już wcześniej wspomniano, w latach następnych udokumentowano znacznie dalszy zasięg lądolodu warty. Sama autorka później (Klatkova, 1996) podtrzymała opinię o kilkakrotnych nasunięciach, interpretując je jako szarże.

Na pograniczu Wysoczyzny Łaskiej i Wzniesień Łódzkich ślady glacitektoniki opisali także Wasiak (1979) oraz Petera (1996). Jak wynika z badań Wasiaka (1979), na obszarze tym na wyniosłościach mezozoiku w okolicach Ozorkowa występują płyty neogenu poddarte od północy, zaś łagodnie opadające na południe. Pośród deformacji rozpoznano struktury diapirowe o miąższości

rzędu 20 m, które mogły powstać w czasie transgresji w wyniku nacisku aktywnego lodu (rys. 43). Zbudowane są przeważnie z utworów piaszczysto-żwirowych, niektóre ze znacznym udziałem mulków i innych osadów podatnych na fałdowanie. Występują także liczne uskoki odwrócone. Z przekroju przez wał ozorkowski (Wasiak, 1979) wynika, że forma ta leży na krawędzi obniżenia podłoża, które przebiega od strony północnej. Gliny wyklinowują się pod wałem w strefie stoków. W centralnych partiach formy stwierdzono deformacje typu fałdów diapirowych z dysharmonijnie sfałdowanymi osadami. Na podstawie materiałów Wasiaka (1979) można przyjąć aktywne oddziaływanie czoła lodu na wcześniej powstałe formy glaciflowialne w północnej części Wysoczyzny Łaskiej. Z taką interpretacją korespondują wyniki badań innych autorów, którzy wskazują na uaktywnienie lądolodu typu szarży: Petery (1996) z okolic Celestynowa, Klatkowej (1996) z rejonu Kudrowice–Petrykozy oraz Turkowskiej (1993, 2006a) z doliny Neru.

W świetle sytuacji geologicznej i geomorfologicznej struktur deformacyjnych na zachód od Wzniesień Łódzkich można przyjąć hipotezę, że tylko część zaburzeń okolic Łodzi pochodzi z fazy maksymalnej zlodowacenia warty i została przez lądolód przekroczona. Nie można także wykluczyć możliwości odsłaniania się na powierzchni zaburzeń starszych – prewarciańskich. Znaczna część struktur utworzona została jednak prawdopodobnie w toku pomaksymalnych subfaz neru i bzuury w wyniku szarż. Obecność dwóch subfaz na tym obszarze z kilkoma drugorzędnymi oscylacjami jest hipotezą i wymaga dalszych uściśleń.

Pomiędzy Wzniesieniami Łódzkimi a Wysoczyznami Złoczewską i Turecką zaznacza się rozległy, nieco nieforemny łuk, będący skutkiem aktywności akumulacyjnej, erozyjnej i deformacyjnej strefy czołowej dość rozległego lobu lodowcowego z silniejszymi prądami lodowymi wzdłuż dolin Warty i Neru. Występujące w jego obrębie deformacje mogą wskazywać na ich przestrzenny związek z aktywnością lobu o charakterze szarży lub kilkoma szybko po sobie następującymi szarżami lądolodu w okresie kataglacialnym zlodowacenia warty. Spowodował je nowy napływ lodu ze strefy alimentacyjnej, a przynajmniej ze swoistego rezerwuaru większych mas lodu jaką stanowiło obniżenie tzw. pradoliny Bzuury–Neru między Wałem Malanowskim a Wzgórzami Domaniewickimi. Przeszkodą dla dokładniejszej rekonstrukcji tych krótkich nasunięć jest fragmentaryczność warstw gliny wówczas odłożonej, co utrudnia ocenę szerokości strefy dachówkowego ułożenia serii glacialnych.

Część deformacji wieku warciańskiego jest rozproszona. Udokumentowano ich występowanie na kilku obszarach. Zostały stwierdzone np. na Wysoczyźnie Złoczewskiej (arkusz Lututów) przez Balińskiego (1999). W wierceniach wyrażają się one wyższym stropem ilów pliocenu. Występują w okolicy Lututowa, Woli Droszewskiej i Błaszek.

Znane autorowi deformacje na liniach zasięgu maksymalnego oraz subfaz dobrzynki, neru i bzury to głównie deformacje ciągłe, typu fałdowego, w tym diapirowego, a w mniejszym stopniu struktury nieciągłe. Spostrzeżenie to wydaje się nieco odmienne od poglądu przedstawionego przez Goździka (1995), który uznał, że struktury, które powstały w czasie transgresji, dowodziły istnienia rozwiniętej zmarzliny wieloletniej. Nie jest wykluczone, że pogląd Goździka (1995) należy ograniczyć do fazy maksymalnej. Natomiast w czasie deglacjacji powstawały głównie deformacje ciągłe, w warunkach rozmarznętego materiału. Autor nie napotkał śladów zmarzliny ciągłej w czasie subfaz pomaksymalnych. Struktury po klinach lodowych syngenetycznych w utworach deglacjacji autor napotkał jedynie w budowie niewielkiego sandru z subfazy bzury w okolicach Strykowa (fot. 12).

Nie wiadomo, czy wyróżnione subfazy mają związek z jakimiś wahnięciami klimatycznymi, w sensie fazy klimatostratygraficznej. Uwzględniając sytuację w skali regionu łódzkiego, wydaje się, że na razie nie ma podstaw do takiego powiązania, gdyż ślady pomaksymalnych awansów lądolodu ograniczają się zasadniczo do strumieni lodowych Warty i Widawki. Ze względu jednak na doniesienia o podobnych nasunięciach pomaksymalnych, które pochodzą z różnych lobów lądolodu warty, np. z Łużyc (Eissmann, 2002) czy Podlasia (faza łosicka – Albrycht, 2000), należy rozważać takie powiązania.

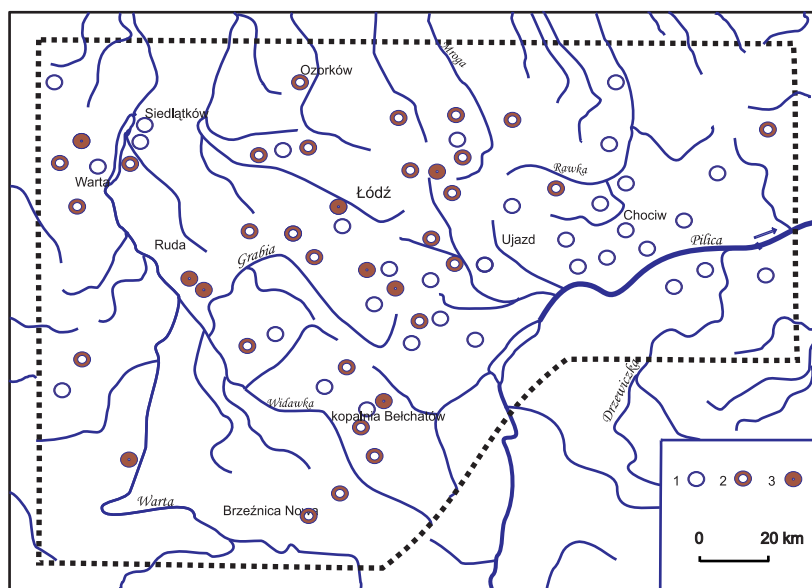
4.6. Cechy gliny lodowcowej warciańskiej i jej znaczenie morfotwórcze

Warciańska glina lodowcowa występuje w regionie łódzkim zasadniczo w postaci jednej warstwy, na większej części obszaru na powierzchni lub płytko pod powierzchnią. Przeważający powszechnie pojedynczy pokład gliny świadczy o jednym głównym nasunięciu lądolodu warty. Występowanie dwóch lub trzech dachówkowo zazębiających się jej pokładów jest sytuacją ograniczoną do stosunkowo wąskich pasów terenu. Glina ta stanowi podłoże pod nieciągłymi i zmiennej miąższości osadami sedymentacji wodnej z deglacjacji, w większych dolinach – także pod osadami rzecznyymi vistulianu i holocenu.

Ciągłość gliny warciańskiej, analizowana w wycinkach obszaru rzędu kilkuset–kilkutysięcy kilometrów kwadratowych, można oszacować przeciętnie na 50–60%. Są jednak obszary o znacznych odstępstwach od tej wartości. Podobną przeciętną ciągłością odznacza się w profilach plejstocenu jedynie glina zlodowacenia odry. Jednakże w strefie marginalnej obydwu lobów w regionie, w pasie 5–15 km, glina warciańska pokrywa około 30% powierzchni podwarciańskiej. Jest to charakterystyczne nie tylko dla tego obszaru, lecz także dla

wielu innych odcinków strefy brzeżnej pasa warciańskiego w Polsce, co zauważają m.in. Baraniecka i Konecka-Betley (1993) oraz Wojtanowicz (2004). Podobnie rozprzestrzeniona jest glina także w zachodniej części Wzniesień Łódzkich. W zasięgu podanym na arkuszu Brzeziny SMGP zajmuje 30% (Trzmiel, 1993, 1994), zaś na arkuszu Głowno – 35% jego powierzchni (Brzeziński, 1992b). W tym miejscu należy zauważyć, że obszar ten nosi także szereg cech strefy marginalnej. W głębi łobów rozprzestrzenienie gliny osiąga zwykle 50–60%, a miejscami 70–80% powierzchni (por. Klatkowa, 1987a, b; Klatkowa i Załoba, 1992; Turkowska, 1992).

Na zapleczu zasięgu maksymalnego łobu południowowielkopolskiego w pasie 15–20 km glina warciańska osiąga od kilku do ponad 20 m przy jednocześnie znacznej fragmentaryczności jej występowania (rys. 44). W rejonie Wzgórz Radomszczańskich jej miąższość dochodzi do 14 m (Skompski, 1971b; Wągrowski, 1990). Dalej na wschód, w pobliżu Gorzkowic i Kamieńska, glina ta osiąga 5–10 m, lecz są miejsca, gdzie pogrubia się do ponad 20 m. Z kolei w rejonie ozów i zespołów form kemowych, np. w rejonie Kurnosa, miąższości gliny spadają do 0,5–5 m (Baraniecka, 1971b; Kurkowski i Popielski, 1991). W głębszej części zaplecza strefy marginalnej, w południowej części Wysoczyzny Bełchatowskiej, glina warty leży ciągłym płaszczem do 10 m grubości (Ziomek, 1992a, b). W okolicach Piotrkowa Tryb. tworzy izolowane płyty



Rys. 44. Miąższość gliny warciańskiej na przykładach wybranych wierceni i odsłonieć
1 – do 5 m, 2 – 5–15 m, 3 – >15 m

o miąższości od 2 do 14 m. Większe miąższości, rzędu 10–14 m, obserwuje się w okolicy Grabicy i Lubanowa. W okolicy Oprzężowa, Rokszyce i Bogdanowa grubość jej pokładu spada do 2–3 m (Nalewajko, 1982; Ziomek, 1986). Według Krzemińskiego (1974) w strefie brzeżnej lobu południowielkopolskiego glina warciańska nie osiąga 5 m miąższości, podczas gdy glina odrzańska przekracza zwykle 10 m.

Miąższość gliny i jej rozprzestrzenienie są w strefie marginalnej warciańskiej podobne do innych odcinków w Polsce. Pod tym względem występuje także podobieństwo do gliny w kolejnym glacialnym pasie morfogenetycznym – fazy leszczyńskiej stadiału głównego zlodowacenia wisły (Żynda, 1967; Mańkowska i Gogołek, 1988; Kasprzak, 2003).

Miąższość gliny warciańskiej w lobie południowielkopolskim osiąga maksymalnie około 30–50 m, lecz tylko na wyraźnie ograniczonych obszarach, zwykle o udokumentowanej aktywności tektonicznej lub w strefach spiętrzeń glacitektonicznych na paleostokach proksymalnie nachylonych względem ruchu lądolodu. Znaczne miąższości glin, spotykane w obniżeniach podłoża, należy tłumaczyć przede wszystkim większymi oporami podłoża i tendencją do deformacji, a w szczególności spiętrzania gliny. Podobne warunki akumulacji glin opisywane są także z innych obszarów glacialnych, np. z okolic Rejowca na Wyżynie Lubelskiej, z zasięgu lądolodu odry (Dobrowolski i Terpiłowski, 2006). Znaczne lokalne pogrubienia gliny warciańskiej, rzędu 30–50 m, udokumentowano w Kotlinie Grabowskiej (Baranowski i Mańkowska, 1979) oraz w rowie tektonicznym Prażuch Starych w rejonie Wału Malanowskiego na Wysoczyźnie Tureckiej (Mańkowska i Gogołek, 1988). Autorzy wyjaśniają je ruchami obniżającymi w rowach tektonicznych wskutek nierównomiernego nacisku lodu. Także w Zduńskiej Woli glina warty osiąga wyjątkowo 30 m, wypełniając labilne struktury tektoniczne (Bezkowska, 1997).

W głębi lobu południowielkopolskiego glina warty wykazuje nieco mniejsze różnice miąższości i większe rozprzestrzenienie. Na obszarze Kotliny Szczercowskiej i Wysoczyzny Złoczewskiej glina ta, tworząca jeden pokład, osiąga od 2 do 12 m, średnio 4 m, przy przeciętnej grubości gliny odrzańskiej około 20 m. Między obiema glinami nie stwierdzono wyraźniejszych różnic litologicznych (Sarnacka, 1970; Baliński i Gawlik, 1986; Krzemiński i Bezkowska, 1987; Pietruszewski, 1992).

Na Wysoczyźnie Łaskiej w rejonie Zduńskiej Woli i Łasku cechy pokładu gliny nieco przypominają obszar obrzeżenia megalobu. Występują tu także pewne cechy rzeźby i osadów charakterystyczne dla stref marginalnych. Znaczną grubość wykazuje glina warty w granicach zaznaczonych na arkuszu Łask SMPG (Klatkova, 1988). Jest to utworem wyjątkowo ciągłym, o miąższości 12–15 m, podobnie jak glina odrzańska na tym terenie. Bezkowska (1993) w zachodniej części Wysoczyzny Łaskiej i w sąsiedniej części Kotliny Sieradz-

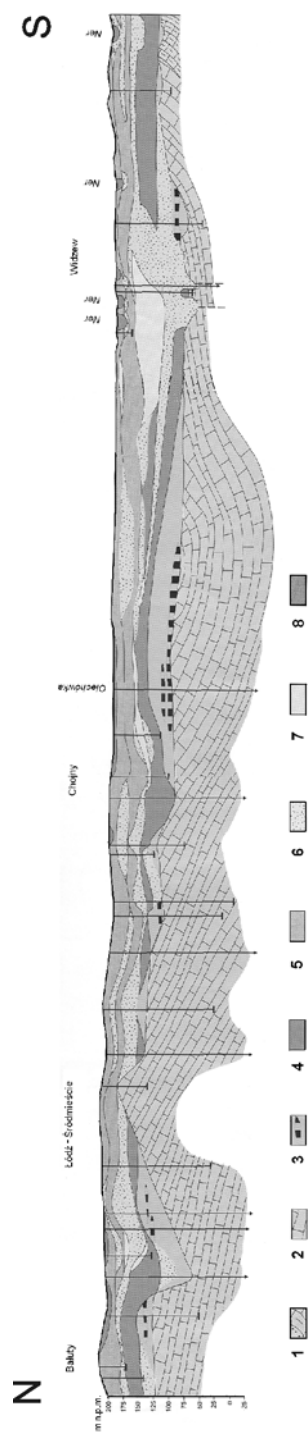
kiej udokumentowała znaczne rozprzestrzenienie gliny i przeciętną jej miąższość rzędu 2–4 m, z wyraźnym pogrubieniem do 20–29 m na południe od Zduńskiej Woli, co tłumaczy autorka czynnikiem geotektonicznym. Zwraca ona również uwagę na znaczną zmienność wskaźników petrograficznych w profilu gliny, szczególnie na południe od Zduńskiej Woli. Dalej na zachód, w południowej części Wysoczyzny Tureckiej i sąsiednich obszarach Wysoczyzny Złoczewskiej glina ta ma grubość 2–20 m, najczęściej kilku metrów. Nieco większe wahania miąższości skupiają się w obszarze tzw. pagórków warciańskich (Klatkova i Załoba, 1992; Baliński, 1999).

W północno-wschodniej części Wysoczyzny Łaskiej glina warciańska wykazuje znaczne różnice miąższości – od 1 do 34 m (średnio 8–10 m), podczas gdy odrzańska – od 1 do 14 m (Dutkiewicz, 1992a). Jest to dość rzadki przypadek, gdy glina warciańska jest przeciętnie grubsza od odrzańskiej. Na przeważającym obszarze Wysoczyzny Łaskiej glina warciańska osiąga kilka metrów, zalegając niemal ciągłym płaszczem na jej płaskich powierzchniach. W części północnej leży zgodnie na podścielających ją utworach wodnolodowcowych, w części środkowej i południowej – niezgodnie – ścinając przeważnie osady starsze (Klatkova, 1987a, b; Baliński, 1992a, b; Ziomek, 2002).

W strefie przejściowej analizowanych łobów, w pasie Łódź – Tuszyń – Sulejów, miąższość gliny wykazuje znaczną zmienność. Pomiedzy Rzgowem, Kurowicami i Moszczenicą glina jest dość cienka (1–2 m), częściowo powleczone osadami fluwiogłacjalnymi, które leżą płasko, niekiedy w wąskich rynnach erozyjnych i zagłębieniach (Klatkova, 1982; Turkowska, 1988, 1992). Według Turkowskiej (1992) ciągłość gliny jest zachowana pod większością pagórków kemowych i większych pagórów martwego lodu, w tym pagórków tychowsko-czarnocińskich. Miejscami występują zgrubienia pokładu gliny nawet do 20 m (Turkowska, 1992), w dolinie Wolbórki do 5–15 m (Wieczorkowska, 1992).

W granicach zaznaczonych na arkuszu Tuszyń SMGP glina warciańska pogrubia się do 5–25 m, a nawet do 40 m w strefach zaburzeń glacitektonicznych (Turkowska i Wieczorkowska, 1994). Powszechnie występuje na powierzchni, miejscami powleczone cienkimi osadami vistuliańskimi i holoceniowymi. W dolinach jej miąższość wzrasta w stosunku do wysoczyzn, co nie wyklucza jednocześnie wąskich i głębokich jej rozcięć w takich sytuacjach geomorfologicznych. Glina ta ścina w wielu miejscach struktury glacitektoniczne. Tylko na niewielkich obszarach pokryta jest osadami glaci-fluwialnymi (Turkowska i Wieczorkowska, 1994). Wyniki sześciu datowań metodą TL warszawską są zadziwiająco zbieżne – około 181 tys. lat (Turkowska, 1992).

W łobie południowielkopolskim stwierdzono przypadki występowania dwóch lub trzech poziomów gliny warciańskiej w strefie brzeżnej zasięgu oraz w pasie od Wysoczyzny Tureckiej po pogranicze Wysoczyzny Łaskiej i Wzniesień Łódzkich (rys. 45). Podobną sytuację można dostrzec w łobach położonych na zachód, np. w rejonie Wzgórz Ostrzeszowskich.



Rys. 45. Gliny warciańskie na tle plejstocenu obszaru miejskiego Łodzi. Przekrój według Ziomka (2002), skrócony, opisy nieco zmienione
 Jura górną: 1 – wapienie margliste i piaskowce; kreda: 2 – wapienie; neogen: 3 – piaski i iły z włódkami węgla brunatnych; plejstocen: 4 – gliny
 zwałowowania warty, 5 – gliny zwałowowania warty, 6 – piaski zwałowowania warty, 7 – iły i mulki zwałowowania warty, 8 – piaski zwałowowania warty

W Bełchatowie, jak wspomniano, wyróżniono maksymalnie trzy poziomy gliny, różnie interpretowane. Według Krzyszkowskiego i Brodzikowskiego (1987) oraz Krzyszkowskiego (1990) gliny te reprezentują jednostkę litostratygraficzną zwaną „formacją Rogowiec” i stanowią skutek jednego cyklu akumulacji glacialnej. Brodzikowski i in. (1987) wyróżnili tam dwa kompleksy glacialne: wartanian I i II. Według Goździka (1995) w kopalni Bełchatów występują efekty trzech faz stadiału warty. Skrajny pogląd przedstawił jedynie w 1992 r. Krzyszkowski, uznając je za ślady trzech odrębnych zlodowaceń. Również Czubla (2001) wyróżnił trzy warstwy glin warty, o miąższości 3–6 m, w niewielkim stopniu zdeformowane tektonicznie i w wyniku kompaktacji utworów podścielających. Najmniejszy obszar wyodrębnienia wykazuje glina dolna, ogranicza się bowiem do plejstocenijskiego rowu Woli Grzymaliny. Poza kopalnią występuje natomiast jeden lub dwa jej pokłady. Gliny te rozdzielone są piaskami glacyfluwialnymi, które początkowo były uważane za wkładki piaszczyste, później za poziomy litologiczne oddzielające gliny (por. Goździk, 1986a; Baraniecka, 1993a, b, c). Najgrubsza seria rozdzielająca dwie dolne gliny osiąga około 20 m (Czubla, 2001). Z porównania wyników badań litologiczno-petrograficznych dokonanych przez różne osoby wynika znaczne podobieństwo tych glin. Badano także stopień zwietrzenia stropu tych glin i stopień zaawansowania procesów glebotwórczych. Stwierdzono bardzo słabe ślady wietrzenia w obrębie dwóch niższych poziomów. Występują w jej stropie tylko niewielkie ilości plazmy stresowej, której powstanie może być skutkiem pęcznienia podłoża gliniastego. Jednocześnie bardziej zaawansowane wietrzenie i pełny rozwój procesów glebotwórczych stwierdza się w stropie gliny górnej (Baraniecka i Konecka-Betley, 1993; Konecka-Betley, 1993; Czubla, 2001).

Słabe zaawansowanie rozwoju procesów pedologicznych wskazuje co najwyżej na fazowy lub subfazowy charakter poszczególnych glin, a nie oddzielny glacial.

Można sądzić, w związku z przypadkami napotykania dwóch poziomów glin warciańskich poza kopalnią Bełchatów, że poziom najniższy, ograniczony do części rowu Kleszczowa, jest wynikiem lokalnej oscylacji czoła lobu lodowcowego.

W pasie od Wysoczyzny Tureckiej po pogranicze Wysoczyzny Łaskiej i Wzniesień Łódzkich dwa lub więcej pokładów gliny lokalnie stwierdzono m.in.:

- na arkuszu Kotwasice (Mańkowska i Gogołek, 1988),
- w okolicy Siedlątkowa i miasta Warta (obserwacje autora oraz Klatkowej i Załoby, 1991),
- w Burzeninie i na stokach Kotliny Uniejowskiej (Baranowski i Mańkowska, 1979),
- w dolinie górnego Neru i na terenie Łodzi (Turkowska, 1993; Ziomek, 2002, rys. 45),
- w budowie wału bardzyńskiego (Wasiak, 1979),
- na arkuszu Parzęczew (Dutkiewicz, 1992a, b).

Nie wszystkie przypadki występowania dwóch oddzielnych warstw gliny należy interpretować jako wynik osobnych nasunięć. Mogą być one także skutkiem przebiegu glacji i deglacji, czyli odmianami facjalnymi gliny z jednego nasunięcia. Na przykład przy interpretacji materiału z wierceń trudno jest ustalić, czy dany diamikton ma cechy gliny *lodgement* czy stanowi osad typu *flow till*. Przypadki występowania dwóch lub więcej warstw gliny, które można zaobserwować w obszarze pagórków warciańskich i Siedlątkowa oraz w Łodzi i jej okolicach, powiązane są z występującymi tu deformacjami glacitektonicznymi, a także z innymi cechami osadów i form, które mogą być interpretowane jako charakterystyczne dla strefy marginalnej, uformowanej w czasie recesji lądolodu warty.

W kilku stanowiskach regionu łódzkiego Klatkowa (1992) weryfikowała za pomocą pomiarów orientacji detrytusu skalnego pochodzenia skandynawskiego, czy leżące warstwy glin glacialnych – 2 lub 3 – należą do zlodowacenia warty. Stwierdzając różne kierunki nasuwania się lądolodu, autorka ta uznała, że gliny te odpowiadają odrębnym nasunięciom co najmniej rzędu stadiałów. Trudno jednak zgodzić się z poglądem łączącym zmianę kierunku ruchu lądolodu z rangą stadiału. Raczej należy sądzić, że w czasie trwania zlodowacenia zachodziły dynamiczne zmiany kierunków przepływu lokalnych prądów lodowych, nawet w trakcie krótkiego fazowego nasunięcia, zwłaszcza na obszarach urozmaiconej rzeźby podłoża.

W zasięgu lobu południowomazowieckiego różnice miąższości gliny warciańskiej są niewielkie. W zachodniej części Wzniesień Łódzkich glina ta ma miąższość od 2 do 20 m i posiada kontakt ścinający ze spiętrzonymi glinami starszymi i osadami wodnolodowcowymi. Jej ciągłość zmniejsza się do około 35% powierzchni w zasięgu podanym na arkuszu Główny SMGP (Wasiak, 1979; Brzeziński, 1992b; Klatkowa, 1993c). Na tym obszarze mała jej ciągłość ma związek z deformacjami glacitektonicznymi. Sytuacja ta wydaje się typowa dla terenów takich spiętrzeń. Glina bazalna mogła się nie odłożyć na znacznej przestrzeni w trakcie krótkotrwałego, dynamicznego nasunięcia. Niekiedy występuje tylko glina ablacyjna. Podstawą takiego rozumowania są wyniki obserwacji Abera (1982), które wskazują, że cienki lodowiec może utworzyć wały ze spiętrzonych osadów, a następnie przekroczyć je, nie odkładając gliny. Podobną sytuację opisuje Molewski (1999). W wielu miejscach brak gliny można tłumaczyć zniszczeniem denudacyjnym, którego ślady w tym obszarze są bardziej wyraźne niż w sąsiednich mezoregionach (m.in. Dylik, 1953; Turkowska, 2006a).

Glina warciańska w lobie Rawki na wschód od linii Łódź – dolina Wolbórki wykazuje przeciętnie mniejsze miąższości, rzędu kilku metrów, rzadko przekraczając 10 m na południe od Równiny Łowicko-Błońskiej. Jej warstwa jest zdecydowanie bardziej jednolita pod względem miąższości w porównaniu z poprzednio opisanym lobem. Na przykład w granicach podanych na arkuszu

Brzeziny SMGP glina ta ma często poniżej 2 m grubości, wyjątkowo w Rogowie 13 m. W sedymencie tym stwierdzono liczne gniazda i soczewki mułków oraz nagromadzenia głazów (Trzmiel, 1993). W zasięgu arkusza Łyszkowice opisywana glina osiąga najczęściej kilka metrów, najwięcej 13 m we wsi Ostrołęka w zasięgu rowu tektonicznego (Nowacki, 1993). Na arkuszu Popielawy glina warty występuje płatami na całym obszarze. Brak jej w centralnej części, między Wólką Krzykowską a Ujazdem (Nowacki, 1991, 1992). Glina ta osiąga od 1 do 5 m we wschodniej części Równiny Piotrkowskiej, na wschód od Tomaszowa Mazowieckiego (por. Trzmiel, 1990; Kłoda, 1992; Rdzany, 1997a).

Na Wysoczyźnie Rawskiej miąższość gliny wynosi kilka metrów, niekiedy przekracza 10 m. W rejonie doliny Pilicy i w północnej części Równiny Radomskiej osiąga przeważnie od 0,5 m do 5 m grubości. W ujęciu wielu autorów, od czasu prac Różyckiego (1961), jej cienki pokład leżący na południe od Doliny Białobrzeskiej był włączany do nasunięcia odrzańskiego. Autor sądzi jednak, że ma on aż po dolinę Radomki cechy wspólne z gliną Wysoczyzny Rawskiej. Występuje po obydwu stronach doliny Pilicy, a odsłania się w rejonie krawędzi i na różnych wysokościach stoków. Wykazuje podobne cechy petrograficzne, stopień zwiertzenia, miąższość i relacje do osadów nadległych. Na utworach zastoiskowych z reguły osiąga bardzo małą miąższość. Wyjątkowo w okolicy Magnuszewa pokład jej dochodzi do 10 m grubości (Sarnacka, 1980).

Z analizy tej wynika, że w obrębie lobu południowomazowieckiego łądolód osadził glinę o niewielkiej i stosunkowo mało zróżnicowanej miąższości. Glina ta wykazuje niewielkie undulacje, lecz przeważnie leży niemal płasko, otulając płaty wysoczyznowe i tworząc wyścielenie niektórych dolin. Deformacje glacitektoniczne, które koncentrują się głównie w północno-zachodniej części Wzniesień Łódzkich, można wiązać ze skutkami szybkiej transgresji pomaksymalnej odrębnego strumienia lodowego (lob Bzury). Wszystkie te cechy dowodzą słabej dynamiki lobu południowomazowieckiego w porównaniu z aktywnością lobu południowowielkopolskiego.

Charakterystyczny jest lekko undulacyjny sposób ułożenia gliny warciańskiej. Stwierdzono to w licznych odsłonięciach (rys. 31, 32, 39). Często nie jest to wyraźne na równinnej powierzchni terenu. Lepiej to sfalowanie widoczne jest na powierzchni spągu gliny i w jej strukturze wewnętrznej. Zaobserwowane przez autora sytuacje dotyczyły przypadków, kiedy glina ta miała jednocześnie cechy strukturalne gliny z nałożenia (*lodgement till*), co jest jedną z jej cech diagnostycznych (Dreimanis, 1989).

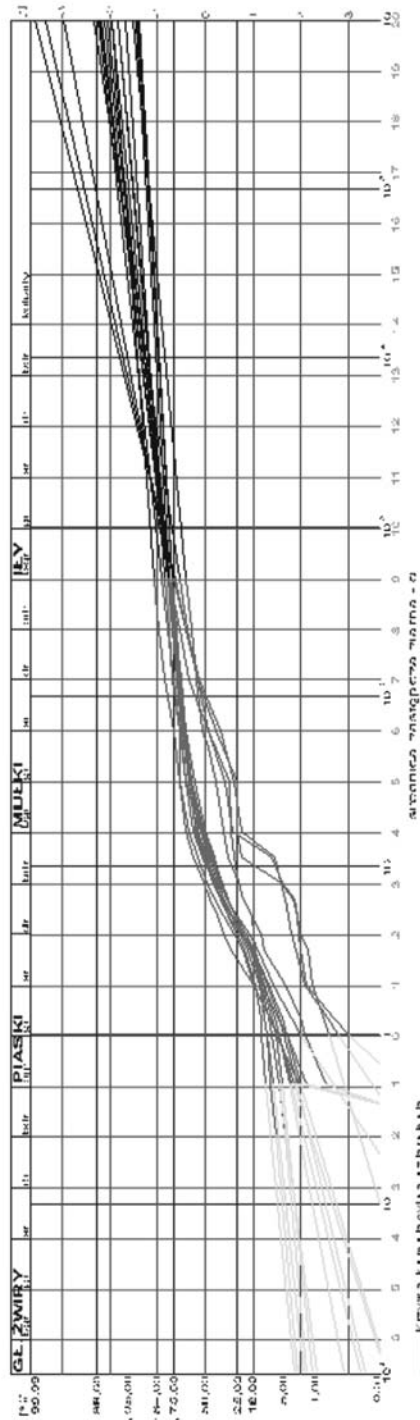
Baraniecka i Sarnacka (1971) na podstawie badań gliny warciańskiej w dorzeczu Widawki udokumentowały zróżnicowanie litologiczno-facjalne tego osadu i wyróżniły 4 następujące typy akumulacji glin: 1) gliny zwałowe stref spiętrzenia lodu, 2) zwarte pokrywy gliny zwałowej, 3) gliny zwałowe w formie soczewek, przewarstwień, wkładek i płatów, 4) gliny zwałowe niecek i obszarów wytopiskowych.

Uziarnienie gliny warciańskiej na analizowanym obszarze nie jest aż tak charakterystyczne, aby pozwalało to rozstrzygać problemy stratygraficzne (rys. 46). Cechy uziarnienia ustalone na podstawie wskaźników Folka i Warda (1957) nie odbiegają znacząco od glin zlodowacenia odry i starszych zlodowaceń. Wskaźnik wysortowania mieści się w granicach 3,8–7,2, co wskazuje na wysortowanie skrajnie słabe, a dla części próbek – słabe. Wskaźnik skośności jest dodatnio skośny i bardzo dodatnio skośny. Rozkład uziarnienia waha się od mezokurtycznego po bardzo leptokurtyczny (0,94–1,7). Niektórzy badacze zwracają uwagę na znaczną zawartość frakcji iłowej ($< 0,002$ mm). Ilastość ta jest przeciętnie nieco większa niż w glinie odrzańskiej (por. Klatkowa, 1987) czy w glinie vistuliańskiej z zasięgu fazy leszczyńskiej (por. Kasprzak, 2003). Wskaźnik ilastości wykazuje jednak duże zróżnicowanie, nawet na poszczególnych stanowiskach. Po odrzuceniu wartości skrajnych mieści się w przedziale 16–31%. Znaczna jest także zawartość frakcji pyłowej i piaszczystej, żwiry występują natomiast w zmiennej ilości 0,5–7%.

Niegdyś głoszono poglądy o możliwości ustalania wieku glin na podstawie cech uziarnienia, jednak w regionie łódzkim już dość dawno stwierdzono ich bezzasadność. Między innymi Jewtuchowicz (1967) dowiódł, że gliny z różnych poziomów wiekowych w okolicach Łęczycy wykazują często duże podobieństwo uziarnienia, a gliny jednego poziomu – znaczne zróżnicowanie. Charakterystyka uziarnienia może mieć znaczenie tylko uzupełniające inne kryteria.

Barwa gliny, choć także nie stanowi podstawy ustaleń stratygraficznych, jest odnotowywana, gdyż informuje o warunkach, w jakich osad ten występuje. Jak wynika z obserwacji w różnych strefach glacjalnych Polski, zwykle glina leżąca w pozycji przypowierzchniowej na wysoczyznach jest brunatna lub ma podobną, „cieplą” barwę, niezależnie od wieku. Gлина zlodowacenia warty bywa brązowa, jasnobrązowa, żółto-brązowa, czerwono-brązowa, szarobrązowa, zaś w wilgotnych, nisko położonych miejscach jest sinostalowa, a w warunkach silnie redukcyjnych – nawet jaskrawoniebieska. Często barwa zmienia się w profilu jednej warstwy gliny, np. od brązowej w stropie po brunatnoszarą lub brunatno-zieloną w spągu. Na zmienność barw glin i nieprzydatność tej cechy jako wskaźnika stratygraficznego zwracano uwagę od dawna (Karaszewski, 1952; Ruszczyńska-Szenajch, 1966a).

Cechą gliny warciańskiej przy powierzchni terenu jest powszechne odwapnienie. Sięga ono najczęściej do 1–2 m, choć niektórzy badacze udokumentowali znacznie głębsze, nawet do 6–8 m (np. Baraniecka, 1971b; Kurkowski i Popielski, 1991; Baraniecka i Konecka-Betley, 1993). Głębokość ta może być uzależniona od istnienia piaszczystych wkładek, przewarstwień i wypełnień szczelinowych. W głębszych partiach zawartość CaCO_3 wzrasta nawet do 12–18%.



Rys. 46. Krzywe kumulacyjne uziarnienia gliny warciańskiej w regionie łódzkim – przykłady
Podział na frakcje według Urbaniak-Biernackiej (1976)

Warciańska glina lodowcowa w stosunku do starszej gliny – odrzańskiej – wykazuje istotne różnice składu petrograficznego. Wskazywali na to już Baranowski i Mańkowska (1979) na podstawie badań w kopalni „Józwin” koło Kleczewa w Konińskim Zagłębiu Węglowym, a później badania te rozwinął w kopalniach „Józwin” i „Smulsko” Czubla (2001, 2006), który przeprowadził analizy petrograficzne dla frakcji żwirowej (5–10 mm). Stosując zmodyfikowaną metodę Lüttiga (1958) oraz Smeda i Ehlersa (1994), udokumentował dużą liczebność eratyków ze wschodniej Skandynawii. Oznacza to, że tzw. TGZ (*Teoretisches Geschiebezentrum*) było wysunięte bardziej na wschód w porównaniu ze starszymi złodowaceniami.

Baraniecka i Sarnacka (1971) zauważyły, że mimo dużego zróżnicowania granulometrycznego glin warciańskich cechy petrograficzne są wyjątkowo zbliżone na różnych stanowiskach dorzecza Widawki. Są one odmienne od glin odry, co pozwala je oddzielać od siebie. Podobne wnioski zawiera także praca Rzechowskiego (1971). Na przykład wskaźnik O/K dla gliny odry wynosi średnio 0,91, w glinie warty – 1,11. Wskazuje to na zwiększenie ilości skał osadowych pochodzenia północnego w stosunku do krystalicznych. Wskaźnik K/W na poziomie 1,3 w glinie piętra odry dowodzi znacznej przewagi skał krystalicznych nad grupą wapieni północnych, tymczasem w glinie warciańskiej wskaźnik ten wynosi 0,99, co wskazuje na minimalnie mniejszą liczebność tychże wapieni.

Udokumentowano różnice petrograficzne zarówno między gliną warty a starszą odrzańską, jak i vistuliańską (Rzechowski, 1971; Lisicki, 1993, 1998; Wojtanowicz, 2004). Stwierdzono wyraźne spłaszczenie wykresów wskaźników petrograficznych dla złodowacenia warty i ich obniżenie w stosunku do glin odry. Ostatnie badania Lisickiego (2003) pokazują, że można twierdzić o przynależności glin uważanych za odrzańskie do litotypu warty (W_1 , W_2). Ów skład petrograficzny świadczy o obydwu nasunięciach lądolodu z centrum botnickiego.

Jak już wspomniano, w warstwie gliny lodowcowej warciańskiej występuje wiele drobnych pakietów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych, zwykle o objętości od kilku decymetrów do kilku metrów sześciennych. W większości przypadków mają one w całości lub częściowo zachowaną pierwotną strukturę, np. przekątne warstwowanie z nielicznymi deformacjami. Są zwykle zaokrąglone, co upodabnia je nieco np. do toczeńców gliniastych lub płatów deformacyjnych w materiale glacyfluwalnym. Występują w różnych częściach profilu gliny. W regionie łódzkim po raz pierwszy zwrócił uwagę na te struktury Jewtuchowicz (1967), który je określił jako soczewki i stwierdził, że są w glinach najmłodszych okolic Łęczycy dość częste. Uważał, że powstawały w czasie akumulacji gliny lub później w jej szczelinach w wyniku wypłukiwania cząstek pylastych przez przesiąkającą wodę.

Wśród tych ciał klastycznych można wyróżnić dwa typy genetyczne. Jedną grupę tworzą wspomniane w podrozdziale 4.5 porwaki materiału bezpośrednio podłoża gliny, inkorporowane w procesie erozji przemarznętego lub nadmarznętego materiału podłoża lądolodu i transportowane na niewielkim dystansie, często nadal w stanie przemarznętym. Późniejsze powolne wytapianie zmarzliny przyczynić się mogło do zachowania struktury. Rusczyńska-Szenajch (1987) określa je jako kry glacioerozyjne (*glacio-erosional rafts*). Taki sposób inkorporacji był prawdopodobnie częsty, na co wskazują ślady dzielenia (rozkruszania) takich porwaków i wnikania ich materiału w obręb gliny glacialnej. W odsłonięciu gliny warciańskiej w Siedlankowie autor napotkał ślady takiej homogenizacji zainkorporowanego materiału (fot. 9).

Drugi typ struktur piaszczystych w obrębie gliny może stanowić fragmenty zachowanych wypełnień tuneli inglacialnych. Są także zaokrąglone w przekroju, zwykle owalne, lecz tworzą ciała bardziej wydłużone. Można je obserwować w ślad za przesuwaniem się ściany odsłonięcia. Przykładów dostarczyły nieczynne już odsłonięcia gliny w Chociwii (Rdzany, 1997a) oraz ściany klifu jeziornego w Siedlankowie. Obecność tych struktur wskazuje na zaawansowany rozwój drenażu wewnętrznego w obrębie lodu lodowcowego i niewielkie jego późniejsze przemieszczenia poziome.

Nalewajko (1982) stwierdził w glinie warciańskiej dwie główne jednostki litofacjalne: osady facji subglacialnej i supraglacialnej. W obrębie pierwszej wyodrębnił fację bazalną, składającą się z subkompleksu bazalnego właściwego i subbazalnego oraz fację oddolnego wytapiania, składającą się z czterech subkompleksów. W osadach facji supraglacialnej wyróżnił natomiast dwa kompleksy osadów: spływowy i z wytapiania. Wydzielenia te, choć nie przyjęły się szerzej w literaturze, zasadniczo były akceptowane (Klatkova, 1992). W poszczególnych odsłonięciach glin warciańskich dość rzadko spotykano większość wydzielonych kompleksów. Na przykład w cegielni Grabica – Ostrów Nalewajko (1982) stwierdził w górnej 6-metrowej warstwie gliny (cały pokład ma tam ok. 10 m) dwie facje: supraglacialną i subglacialną, zaś pośród nich mniejsze jednostki (kompleksy): supraglacialny z wytapiania i subglacialny oddolnego wytapiania.

Turkowska (1992) odnotowała prawidłowość, że w przypadku cienkiego pokładu gliny, do około 2 m, najczęściej występują cechy tzw. gliny supraglacialnej. W przypadkach grubszych glin, co jest rzadsze, zróżnicowanie facjalne jest większe, np. w Kruszowie (8–18 m). Występują także odmiany glin subglacialnych.

Gliny lodowcowe i pokrewne im genetycznie osady ablacyjne budują przede wszystkim wysoczyzny polodowcowe. Udział poszczególnych facji jest jednak zróżnicowany. Biorą także znaczący udział w budowie nielicznych wałów i pagórków glacialmarginalnych. Ponadto osady te uczestniczą w niewielkiej części w strukturze różnych odmian kemów i ozów.

Wysoczyzny glacialne zwane są także polodowcowymi, lodowcowymi, morenowymi albo morenami dennymi. Dawniej określano je jako wyżyny lodowcowe (Lencewicz, 1927). Termin ten był używany do lat 70. w pracach dotyczących regionu łódzkiego przez Balińską-Wuttke (1960, 1970) i Baraniecką (1971b). Balińska-Wuttke (1960, 1970) użyła także pojęcia „wyżyna gliny zwałowej”. Podkreślała, że formy te są mało zniszczone przez denudację, do czego przyczyniło się pokrycie ich gliną. Dość długo utrzymywało się także określenie „Wyżyna Łódzka” dla podkreślenia na tym obszarze wyrazistości rzeźby pasa nizinnego, które jest w znacznym stopniu zależne od elewacji podłoża mezozoicznego (m.in. Dylikowa, 1973; Rdzany, 1997a; Klajnert, 2004; Turkowska, 2007). Nie ma jednak istotnego argumentu geomorfologicznego, aby to określenie dłużej stosować.

Istniejące płaty wysoczyznowe mają różne rozmiary. Najbardziej znacząca morfologicznie i najsłabiej rozczłonkowana przez sieć rzeczną jest forma tworząca w północnej części Wysoczyzny Bełchatowskiej i zachodniej części Wzniesień Łódzkich tzw. Garb Łódzki (Dylikowa, 1973). Zarysy wysoczyzn glacialnych warciańskich w znacznej mierze nawiązują do starszych form tego typu. Dowodzą tego liczne przekroje geologiczne wykonane m.in. w ramach opracowania SMGP na tym terenie. Płaty wysoczyznowe zostały zasadniczo ukształtowane już pod lądolodem, lecz w czasie deglacjacji w wielu miejscach zostały nadbudowane przez osady glacifluwalne.

Pozostałe formy, które zostały niejako „nałożone” na wysoczyzny, uformowane w czasie zanikania lądolodu, zostaną omówione w następnym rozdziale.

Geneza wysoczyzn polodowcowych regionu nie jest jednoznaczna. Zwykle stanowią formy poligenetyczne; są to głównie formy przetrwałe, nadbudowane w czasie zlodowacenia warty osadami glacialnymi. W strukturze poszczególnych płatów wysoczyznowych występują osady różnych nasunięć lądolodów, a bardzo często także osady rzeczne, glacifluwalne i jeziorne. Niektóre płaty wysoczyznowe, np. występujące we wschodniej części Wzniesień Łódzkich, odznaczają się w budowie wewnętrznej zdecydowaną przewagą osadów wodnolodowcowych. Jest to także charakterystyczne dla wielu innych płatów wysoczyznowych w pasie warciańskim, w szczególności na obszarze Wzniesień Południowomazowieckich. Ruszczyńska-Szenajch (1991) zastosowała w tym przypadku termin „wysoczyzna glacioluwalna” (*glaciofluvial upland*). Ostatnio kategorię tę zaakceptowała Turkowska (2006a). Ze względu na przewagę akumulacji glacifluwalnej w przekrojach większości płatów wysoczyznowych regionu łódzkiego określenie „wysoczyzna morenowa”, sugerujące dominację bezpośredniej akumulacji lodowcowej, także nie jest adekwatne do ich struktury. W analizowanym regionie istnieje także problem form zbudowanych w głównej masie z utworów mezozoicznych, np. kuest, płaskowyżów czy płaskowzgórzy, powleczonych osadami glacialnymi. Dość dobre ich zamaskowanie cienkimi osadami plejstocеныskimi skłania do określania ich wysoczyznami. Stosowanie

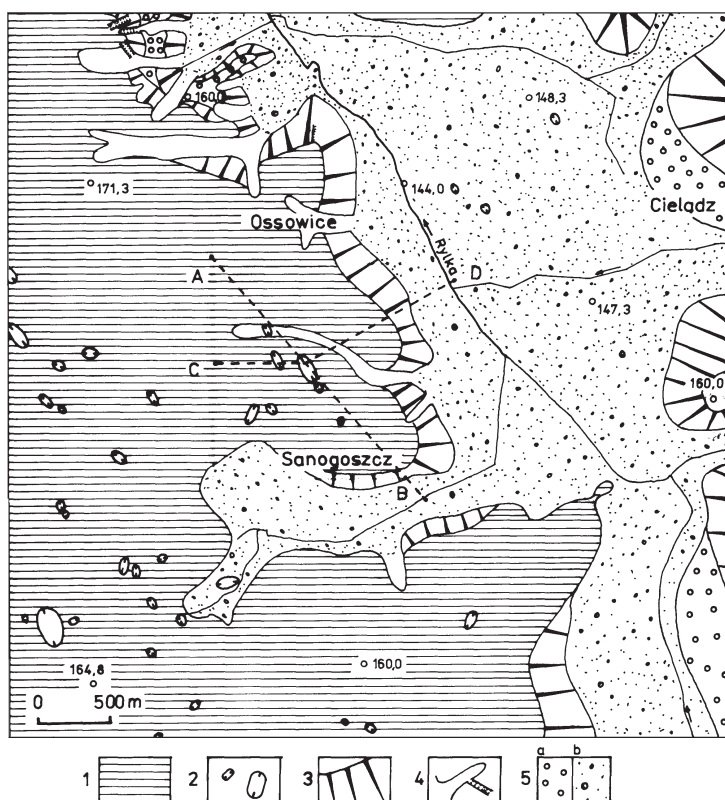
określenia „wysoczyzna” jest więc częstokroć uproszczeniem skomplikowanej poligenetycznej formy.

Zróżnicowanie morfologicznie wysoczyzn jest umiarkowane; występują wysoczyzny płaskie i faliste. Wysoczyzna płaska to tereny o wysokościach względnych do 2 m i nachyleniu do 2° w polu 1 km². Taka forma bywa też nazywana równiną polodowcową (Baliński, 1992a). Dominuje w granicach większości płatów wysoczyznowych. Zajmuje większą część Wysoczyzny Łaskiej (Klatkova, 1987b, 1988; Baliński, 1992b; Chrzanowski, 1992), pogranicze Wysoczyzny Łaskiej i Wysoczyzny Bełchatowskiej (Klatkova, 1987b; Turkowska i Wieczorkowska, 1994), znaczne obszary Kotliny Szczercowskiej (międzyrzecze Warty, Widawki, Niecieczy i Grabi) (Krzemiński i Bezkowska, 1987), występuje także po obydwu stronach doliny Pilicy, np. na arkuszu Warka SMGP (Sarnacka, 1990). Rozległe obszary zajmuje na Równinie Piotrkowskiej, np. w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego (Ziomek, 1986), na międzyrzeczu Luciąży i Pilicy (Kurkowski i Popielski, 1991), na północ od Wolborza (Nowacki, 1992), na północ od Tomaszowa Mazowieckiego w okolicach Lubochni i Małeczyc (Trzmiel, 1990) oraz w okolicach Rzęczyca (Kłoda, 1992, 1993).

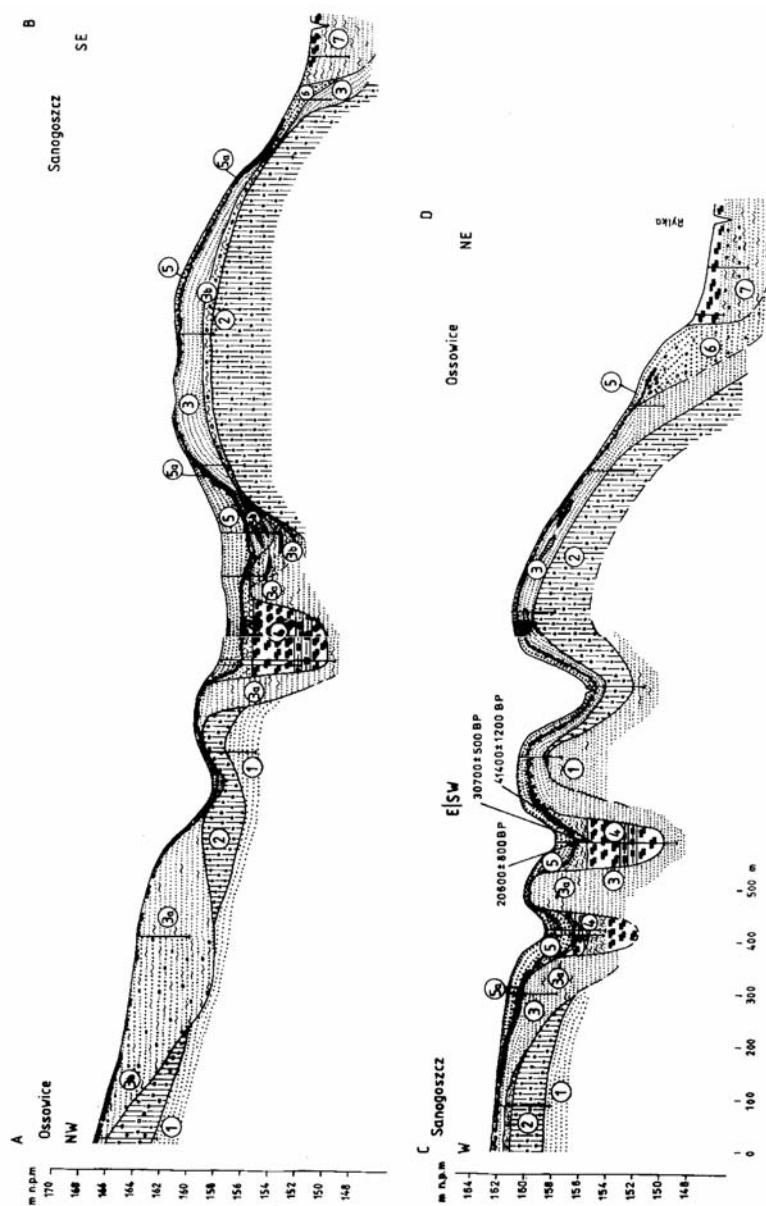
Wysoczyzna morenowa falista zajmuje powierzchnie o wysokościach względnych od 2 do 5 m i o nachyleniu stoków do około 5° w polu 1 km². Formy takie występują często w brzeżnych częściach wysoczyzn i na obrzeżeniu wypukłych form szczelinowych. Wyróżniono je np. w okolicach Widawy (Krzemiński i Bezkowska, 1987), na północ od Piotrkowa Trybunalskiego (Ziomek, 1986), między Gorzędowem a Adolfinowem (Kurkowski i Popielski, 1991) oraz w okolicach Czerniewic i Strzemesznej (Trzmiel, 1990).

Biorąc pod uwagę cechy litofacialne osadów przypowierzchniowych, zrekonstruowane kierunki odpływu wód (ku depresjom suglacialnym i obniżeniom wytopiskowym), autor uważa, że większość powierzchni wysoczyzn lodowcowych obszaru powstało wskutek deglacji arealnej. Cechy te są najbardziej czytelne w lobie południowomazowieckim. Deglacja ta polegała na stopniowym cieniu stagnującego i martwego lodu poprzez jego rytmicznie topnienie i parowanie. Uwalniane wody ablacyjne rozmywały i wyrównywały powierzchnię glin. Charakterystyczna jest mała miąższość glin stanowiących pokrywy wysoczyzn, czasem rzędu 1–2 m, z licznymi śladami zagłębień wytopiskowych (rys. 47, 48). Jednocześnie występuje tam duży udział cech wytopiskowych i spływowych, zaś mały lub zupełny brak cech gliny *lodgement* na wysoczyznach. Świadczy to o tym, że procesy erozyjno-akumulacyjne w stopie lądolodu, być może głównie z powodu przewagi zimnego reżimu termicznego, były mało znaczące. Nie znaleziono tam przejawów bardziej intensywnego ruchu lądolodu, np. w postaci moreny żłobkowej, która może być uważana za formę diagnostyczną dla lodowców ulegających szybkiej recesji frontalnej po szarzy (Benediktsson, 2005; Larsen i in., 2006). Dla opisywanych wysoczyzn bardzo charakterystyczne są cienkie pokrywy wodnolodowcowe typu sandrów wewnętrznych.

Największe urozmaicenie powierzchni wysoczyznowych należy wiązać z okresem deglacjacji, zwłaszcza z końcowym etapem wytapiania się większości licznych płatów martwego lodu. Nierówności były szybko redukowane wskutek działalności wód roztopowych. Znaczenie miały także procesy eoliczne w vistulianie, natomiast przekształcenie w wyniku procesów stokowych należy uznać za mało znaczące w świetle badań autora (Rdzany, 1997a; rys. 47, 48). Badane wypełnienia zagłębień bezodpływowych, które powinny być swoistymi pułapkami dla osadów stokowych w vistulianie, zawierały cienie i nieciągłe warstwy tych osadów. Występują tam natomiast powszechnie późnovistuliańskie piaski o silnej eolizacji, których miąższość sięga w badanych obniżeniach do 4 m.



Rys. 47. Występowanie zagłębień wytopiskowych we wschodniej części Równiny Piotrkowskiej
 1 – wysoczyzna morenowa, 2 – zagłębienia bezodpływowe, 3 – stoki, 4 – suche doliny i parowy,
 5a – równiny akumulacji glacyfluwialnej (sandry wewnętrzne), 5b – terasy fluwialne (vistuliańska
 i holoceniśka). Liniami przerywanymi zaznaczono przebieg przekrojów geologicznych
 przedstawionych na rys. 48



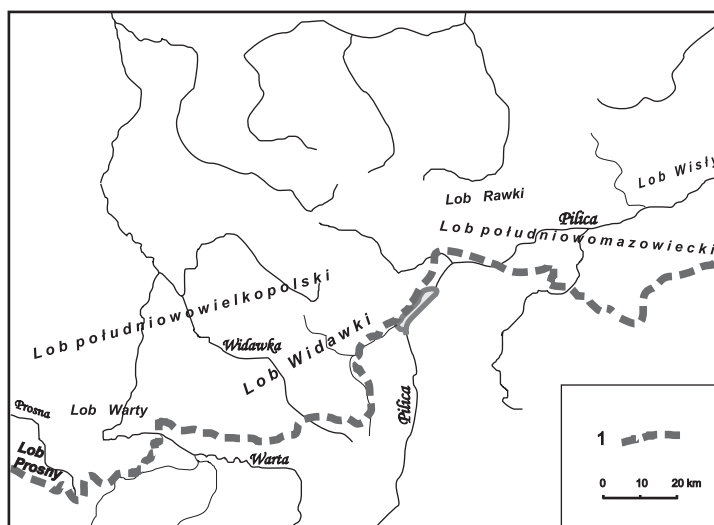
Rys. 48. Przekroje przez wschodni fragment Równiny Piotrkowskiej

Warta: 1 – piaski glacialfluwalne okresu transgresji lądolodu, 2 – glina zwałowa, 3 – piaski glacialimiczne (3a) oraz piaski i żwiry glacialfluwalne (3b) z okresu deglacjacji, lokalnie z wkładkami utworów ablacyjnych; interglacjał eemski i vistulian: 4 – torfy, mulki organiczne, kreda jeziorna i łupki bitumiczne zagłębień bezodpływowych; vistulian: 5 – pokrywa poligenetyczna: 5a – bruk żwirowo-kamienisty, 5b – piaski, żwiry i gliny stokowe oraz piaski eoliczne, 6 – piaski fluwioperyglacialne; holocen: 7 – piaski, torfy i mulki rzeczne

4.7. Zasięg maksymalny lądolodu warty i kształtowanie się jego strefy brzeżnej

Dyskusja nad zasięgiem warty w regionie łódzkim, choć toczy się już od półwiecza, nie doprowadziła do tej pory do zadowalających rozstrzygnięć tego problemu. Autor po weryfikacji dotychczasowych poglądów, uwzględnieniu wyników kartowania geologicznego do arkuszy SMGP z południowej części regionu łódzkiego, uzupełnieniu ich własnymi analizami morfologii i budowy geologicznej wybranych wycinków strefy marginalnej, przedstawia własną rekonstrukcję linii maksymalnego zasięgu (rys. 49). Na kilku odcinkach zasięgu lobu południowowielkopolskiego, gdzie rzeźba strefy marginalnej jest bardziej czytelna, autor nie znalazł powodów do odrzucania starszych koncepcji (por. Baraniecka, 1971a; Krzemiński, 1974). Dalsze uściślenia są możliwe, przede wszystkim po wprowadzeniu dokładniejszych niż do tej pory stosowano, datowań bezwzględnych oraz innych uzupełniających badań. Dotychczasowe wyniki datowań TL mają pewne znaczenie orientacyjne, lecz – jak wcześniej wspomniano – z błędem o rozpiętości trwania piętra stratygraficznego nie mogą rozstrzygnąć wielu wątpliwości stratygraficznych.

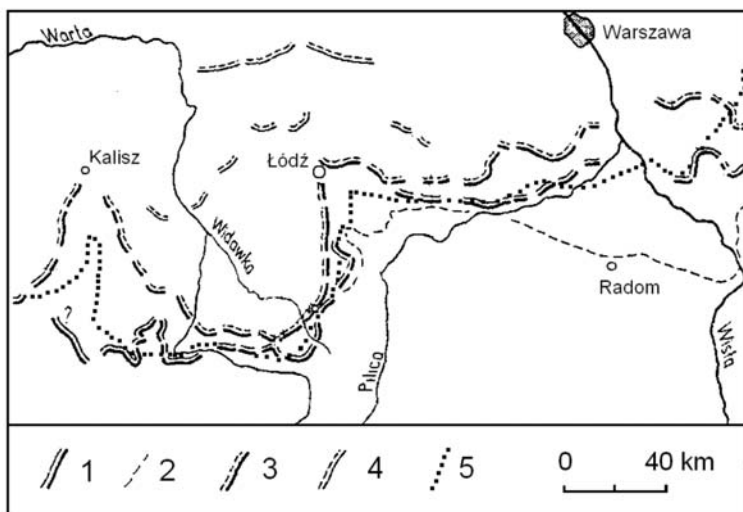
Próby uściślenia zasięgu lądolodu warty podejmowano w ślad za badaniami rangi stratygraficznej jednostki warciańskiej. Początkowo korekty zasięgu w stosunku do linii Woldstedta były niewielkie (Halicki, 1950; Różycki, 1952, 1961; Roszkówna, 1957, 1964; Galon i Roszko, 1967; Rühle i Mojski, 1968; rys. 12, 13, 14).



Rys. 49. Zasięg maksymalny lądolodu warciańskiego (1)

Na obszarze podłódzkim zasięg warty wyznaczono z wyraźnym załamaniem w okolicach Łodzi, ograniczając słabo urozmaicony obszar między Łodzią, Tomaszowem Mazowieckim i Nowym Miastem nad Pilicą. Ta charakterystyczna zatoka interlobalna koło Łodzi stała się wręcz stereotypem. W trakcie badań nad osadami i formami zlodowacenia warty pojawiły się w odniesieniu niemal do całej linii zasięgu maksymalnego poglądy o możliwości dalszego zasięgu, rzędu kilku – kilkudziesięciu kilometrów, w skrajnym przypadku nawet dalej, od zasięgu zlodowacenia odry. Poglądy o konieczności mniejszych lub większych korekt wysuwali: Baraniecka i in. (1969), Baraniecka (1971a, rys. 50); Wieczorkowska (1975); Turkowska (1984, 1988, 1992, 2006a), Turkowska i Wieczorkowska (1994, 1999); Lindner i Marks (1995, 1999); Lindner i Fedorowicz (1996); Cieśla i in. (1999); Rdzany (1997a, 2000a, 2004a, b); Żarski (2004), Marks i in. (2006, rys. 50).

Przesunięcie zasięgu na południe, zaproponowane przez Baraniecką (1971a), wynikało z uwzględnienia zasięgu glin (dalszego niż występowanie czytelnych form marginalnych), miejsc zapoczątkowania odpływu sandrowego, obecności moren czołowych oraz spiętrzeń osadów. Linia zmniejszająca interlobalną zatokę na północ od Tomaszowa Mazowieckiego o około 30 km była z pewnością przybliżeniem stanu rzeczywistego, na co wskazały także późniejsze badania (Wieczorkowska, 1975; Turkowska, 1984, 1988, 1992, 2006a; Turkowska i Wieczorkowska, 1994, 1999; Trzmiel, 1988, 1990; Rdzany, 1997a, 2004a).



Rys. 50. Zasięg zlodowacenia warty według Baranieckiej (1971) oraz Marksa i in. (2006); rysunek i opisy uproszczono

1–4 – zasięg według Baranieckiej (1971): 1 – na podstawie moren czołowych, spiętrzeń osadów i zapoczątkowania odpływu sandrowego, 2 – przypuszczalny zasięg na podstawie glin, 3 – zasięg głównych moren czołowych, 4 – inne, lokalne transgresywne fazy z okresu recesji stadiału warty, 5 – zasięg według Marksa i in. (2006)

Dotychczasowe trudności z doprecyzowaniem przebiegu maksymalnego zasięgu lądolodu warty wynikały przede wszystkim z braku czytelnych stref czołowomorenowych oraz form proglacialnych: sandrów i dolin marginalnych (pradolin). W ostatnich latach doszły do tego kontrowersje związane ze znacznym rozrzutem wyników datowań bezwzględnych i wskaźnikami petrograficznymi frakcji żwirowej osadów glacialnych i glacialfluwialnych.

Największym terenem spornym w dyskusji nad zasięgiem warty w Polsce środkowej jest obszar między Łodzią a Janowem nad Radomką (75–80 km). Jeszcze w 1972 r. Klatkova podtrzymywała opinię o zakończeniu transgresji lądolodu w rejonie Łodzi, natomiast Lindner i Fedorowicz (1996) na podstawie oznaczeń TL tzw. metodą gdańską materiału terasy kemowej rozważali możliwość dotarcia jeziorów lądolodu warty do górnej części doliny Radomki. Potwierdzenie tej informacji oznaczałoby przekroczenie przez lądolód warty nawet zasięgu fazy gowarczowa, czyli fazy maksymalnej zlodowacenia odry. Zwraca jednak uwagę dość duży rozrzut dat, wskazujący na brak pełnego zerowania materiału i inne przyczyny ewentualnego znacznego błędu oznaczenia TL. Należy zauważyć, że jeśli lądolód dotarłby do okolic Janowa, lód musiałby sięgać do obecnej rzędnej około 260 m n.p.m., co byłoby sytuacją wyjątkową w całym pasie zasięgu warty, począwszy od Półwyspu Jutlandzkiego po Nizinę Rosyjską. Powstaje pytanie, jak daleko musiałby sięgnąć lądolód na wschód i zachód od regionu świętokrzyskiego w sytuacji, kiedy dotarłby do okolic Przysuchy, pokonując po drodze dość wysoko wzniesione wschodnie wysoczyzny podlódzkie?

Również badania litostratygraficzne mogą prowadzić do podobnych rewizji poglądów. Przykładem jest praca Lisickiego (2003), której wyniki wskazują na możliwość traktowania nasunięcia odrzańskiego jako starszego stadiału zlodowacenia warty. Również Marks (2004) zauważa, że w związku z coraz liczniejszymi rewizjami zasięgu warty należy liczyć się z próbami utożsamiania warty z maksimum zlodowaceń środkowopolskich.

Choć nie rozwiązano wszystkich problemów związanych z wyznaczeniem granicy zasięgu warty, doszło z pewnością do uściślenia jego przebiegu. Przyczyniło się do tego wiele prac badawczych, w tym wyniki kartowania geologicznego przy opracowaniu SMGP. Ich syntetyczny obraz przedstawili Marks i in. (2006). Zrekonstruowana linia zasięgu zaczyna się na granicy zachodniej Polski w rejonie środkowej Nysy Łużyckiej, biegnie następnie między Lubskiem a Żarami, na północ od Szprotawy, Lubina, Wołowa, Wrocławia, przez Syców, Ostrzeszów, Kępno, na północ od Kluczborka, przez Pajęczno, Radomsko, Piotrków Tryb., Tomaszów Mazowiecki, Białobrzegi, Dęblin, okolice Łukowa, na południe od Siedlec, między Łosicami a Białą Podlaską oraz pomiędzy Mielnikiem nad Bugiem a Brześciem (rys. 50).

Wiązanie Wału Śląskiego z maksimum zlodowacenia warty jest dość często spotykane, choć zwykle podkreśla się, że większość kubatury tych wzgórz zawiera osady i struktury, w tym glacitektoniczne, powstałe w czasie wcześniejszych glacjacji, głównie w czasie zlodowacenia sanu (Marks, 2004). Niezależnie od tego należy zauważyć, że ten ciąg wzgórz stanowi najwyraźniej wykształcony zarys czoła lądolodu w skali Europy środkowej (Badura i Przybylski, 2004).

Nie jest pewne, czy lądolód warty osiągnął zasięg maksymalny na całej linii w Polsce środkowej (rys. 49) w jednym czasie. Wiele przesłanek wskazuje natomiast na metasynchronizację rozwoju poszczególnych lobów, podobnie jak to miało miejsce w przypadku zasięgu maksymalnego zlodowacenia wisły. Datowania bezwzględne wskazują tam na osiąganie maksimum rozwinięcia przez różne strumienie lodowe w przedziale 22–19 ka BP (Kozarski, 1986; Wysota, 2002). Poglądy te mają uzasadnienie w regionie łódzkim. Na metasynchronizację dwóch głównych wielkich lobów wskazują m.in. zarys zasięgu, różnice hipsometryczne linii zasięgu, różnice wykształcenia typowych profili litostratygraficznych zlodowacenia warty, w tym cechy gliny, brak kontynuacji najważniejszych stref morfologicznych, w tym zarówno form wypukłych, jak i wklęsłych (słabo rozwinięty odpływ marginalny, słaby rozwój sandrów oraz brak w strefie maksymalnego zasięgu osadów większych zbiorników zastoiskowych typu terminoglacjalnego), dysproporcja śladów postmaksymalnych awansów, a ponadto różnice dynamiki i cech termicznych głębokiego podłoża (dysproporcje gęstości strumienia ciepła geotermicznego). Ponadto autor nie może podtrzymać starszych tez o istnieniu dobrze rozwiniętych sandrów warciańskich czy systemu pradolinnego z fazy maksymalnego zasięgu (por. Różycki, 1967).

Na metachroniczność zasięgu maksymalnego warty w Polsce wschodniej wskazywał już Mojski (1972), który uznał za różnoczasowe zasięgi lobów Liwca, Muchawki, Tocznej i Klukówki na południowym Podlasiu. W dolinie środkowego Bugu mógł rozwinąć się odrębnie lob Bugu, na co wskazują moreny czołowe położone na południe od Mielnika i ślady wód roztopowych w kierunku Brześcia i Białorusi. Ta cecha lobów w Polsce wschodniej i na Białorusi została potwierdzona także w późniejszych pracach (Marks, 2005; Marks i Pavlovskaya, 2006).

Metachroniczność funkcjonowania elementów wypustowych lodowców jest faktem często spotykanym współcześnie w różnych obszarach glacialnych. Występuje np. w obrębie czapy Vatnajökull (Björnssen, 2005), pośród licznych jeziorów lodowców zlodowacenia półpokrywowego na Spitsbergenie, udokumentowano ją także w lądolodzie antarktycznym. Anderson i in. (2002) dowodzą, że poszczególne loby lądolodu antarktycznego w holocenie awansowały i zanikały w różnym czasie, a różnice tych transgresji są znaczne, w skrajnych przypadkach rzędu nawet kilku tysięcy lat. Podobne wnioski są wysuwane jako

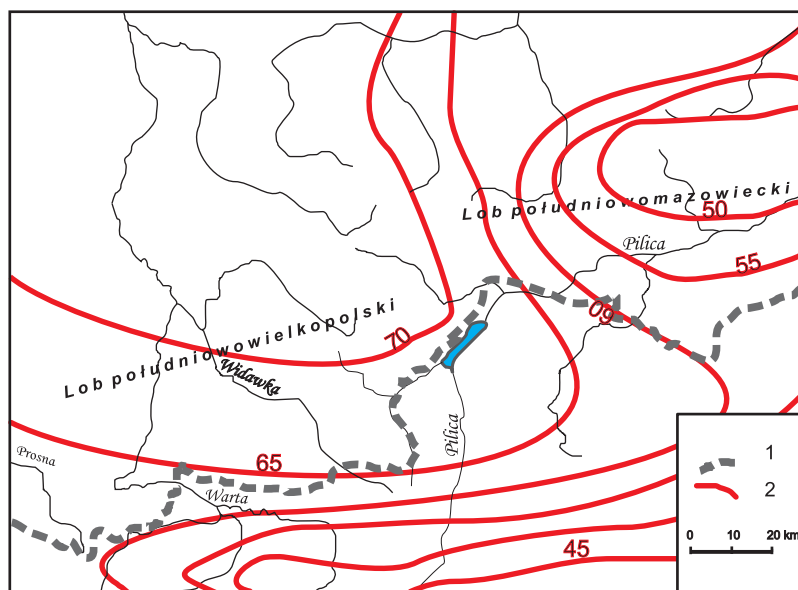
wyniki rekonstrukcji lądolodów plejstocęńskich. Poznano najdokładniej pod tym względem ostatni lądolód euroazjatycki; m.in. Astakhov (1997) szczegółowo wykazał, że poszczególne jego człony w Arktyce rosyjskiej rozprzestrzeniały się i zanikały w dość odległych okresach.

Marks (2004, 2005) podkreśla, że na metachroniczność wskazuje w szczególności lobowaty zarys krawędzi lądolodu na linii zasięgu maksymalnego. Uważa ponadto, że mógł to być znaczny metachronizm, zawierający się nawet w szerokim przedziale 160–130 ka. Podobne dane dotyczą zasięgu na Białorusi (Marks i Pavlovskaya, 2006). Według Marksa (2004, 2005), zjawisko to w Polsce i na Białorusi może być wytłumaczone wzrostem kontynentalizmu w kierunku wschodnim. Strefa marginalna na zachodzie jest bowiem bardzo czytelna, w porównaniu z nią wschodnia – mało wyrazista. Warto jednak zauważyć, że czytelność strefy zachodniej (np. Wału Śląskiego) wynika ze złożoności tych form, głównie z nałożenia się marginalnych osadów i form warty na starsze struktury. Z drugiej jednak strony nie można tam kwestionować znacznie dalszego wysunięcia lobów na południe.

Choć trudno odrzucić pogląd o wzroście cech kontynentalnych klimatu w czasie zlodowacenia poczynawszy od regionu łódzkiego, jedynie tą cechą nie da się wytłumaczyć tak znacznych różnic między sąsiednimi lobami. Należy szukać innych cech działających komplementarnie. W odniesieniu do lobu południowowielkopolskiego należy uwzględnić zdecydowanie lepsze warunki zasilania w lód, większe znaczenie umiarkowanego reżimu termicznego lodu, lepsze warunki ślizgu po podłożu (niezamarnięte podłoże, liczne zbiorniki zastoisłowe) oraz zróżnicowanie czynników geofizycznych.

W szczególności należy zauważyć istotny kontrast wartości strumienia cieplnego w zestawieniu z zarysem obydwu lobów (Krzywiec i in., 2005). Z różnych opracowań danych dotyczących oddziaływania strumienia cieplnego (np. Plewa, 1994; Gordienko i in., 1996; Karwaszewska i Bruszevska, 1997 – *vide* Krzywiec i in., 2005) wynika, że w zasięgu lobu południowowielkopolskiego jego gęstość mieści się w granicach 60–80 mW/m², podczas gdy na obszarze lobu południowomazowieckiego, na wschód od strefy T–T – w przedziale 45–65 mW/m² (rys. 51). Można sądzić, że największe odchylenia zasięgu od układu gęstości strumienia cieplnego wynikają z bariery morfologicznej na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Na znaczenie analizowanego czynnika nie zwracano dotychczas wystarczającej uwagi, należy jednak odnotować, że dostrzega go ostatnio Molewski (2007) w kontekście zasięgu lądolodu wisły na Kujawach.

Dość umiarkowana akumulacja czołowa lądolodu w strefie maksymalnego zasięgu wskazuje na krótki okres równowagi dynamicznej w poszczególnych odcinkach tej linii.



Rys. 51. Zasięg maksymalny łądolodu warty (1) na tle rozkładu gęstości strumienia ciepłego (2) w mW/m^2 według Krzywca i in. (2005) (na podstawie Karwasieckiej i Bruszewskiej, 1997)

Analiza warunków transgresji i cech fizycznych łądolodu warty w regionie łódzkim, przedstawiona w poprzednim rozdziale, rzuca nowe światło na funkcjonowanie łądolodu w pełnym jego rozwinięciu oraz w początkach zanikania. Oddziaływanie cech podłoża i zróżnicowanego przepływu lodu od strony obszarów alimentacji ukształtowało strukturę megalobów już w czasie glacji. W rezultacie różnej dynamiki rozprzestrzeniania się strumieni lodu, rzeźba w ich zasięgu kształtowała się w sposób odmienny. Wyniki rekonstrukcji różnych cech zapisu geologicznego i morfologicznego obydwu lobów ujawniły szereg różnic między nimi, pozwoliły wykazać także liczne podobieństwa.

Jak to ukazano wcześniej, w szczególności łob południowowielkopolski wykazał szereg przejawów znacznie większej dynamiki w porównaniu z łobem południowomazowieckim. W świetle obecnej wiedzy nie można więc dłużej utrzymywać tezy o większej dynamice lobu Rawki (Klatkowa, 1972a; Nalewajko, 1982). Znaczna większość struktur glacitektonicznych i urozmaicenie rzeźby glacialnej na terenie Wzniesień Łódzkich powinny być wyjaśnione nasunięciem pomaksymalnym (subfazą bzury) oraz związanymi z nim oscylacjami czoła lobu. Geometria lobu Bzury świadczy o zupełnie inaczej ukształtowanym przepływie strumienia lodowego w porównaniu z łobem Rawki, w rozumieniu Klatkowej (1972a), czy całym łobem południowomazowieckim.

Lob południowowielkopolski był ponadto:

- bardziej wysunięty na południe,
- podstawa czoła lądolodu sięgała wyżej, przeciętnie o 40–60 m (rys. 17),
- odznaczał się większą przeciętną grubością lodu i dynamiką ruchu,
- w czasie transgresji skuteczniej blokował wody roztopowe, co prowadziło do powstania licznych zbiorników zastoiskowych,
- pozostawił prawdopodobnie więcej śladów silnej erozji na liniach szybkich prądów lodowych,
- odłożył główny pokład gliny warciańskiej o przeciętnie większej miąższości niż w sąsiednim lobie,
- wykazywał większą dynamikę ruchu lodu i procesów ablacyjnych w krańcowych położeniach czoła, co wyraża się większym urozmaiceniem strefy brzeżnej zasięgu oraz większym jej zróżnicowaniem geologicznym,
- uległ kilkukrotnym szarżom pomaksymalnym,
- pozostawił lokalnie dwie, a nawet trzy warstwy gliny o ułożeniu dachówkowatym,
- w wielu odcinkach spiętrzał dynamicznie świeżo złożone osady glacyfluwialne i glacylimniczne oraz wytworzył charakterystycznie rozprzestrzenione zaburzenia glacytektoniczne o większym zasięgu poziomym i pionowym niż w lobie sąsiednim.

Porównywane loby łączy też szereg podobieństw:

- skomplikowany i ogólnie słabo wykształcony system odpływu marginalnego pradolinnego,
- słaby zapis morfologiczny krańcowego położenia,
- słabo rozwinięta strefa typowych sandrów,
- przewaga form związanych z deglacją,
- powszechna obecność tzw. sandrów wewnętrznych,
- przejściowy charakter form na linii maksymalnego zasięgu o cechach sandrów i stożków marginalnych,
- brak dużych zbiorników zastoiskowych w strefie maksymalnego zasięgu.

Funkcjonowanie czoła lądolodu w położeniu maksymalnym było względnie krótkotrwałe, gdyż w innym przypadku rozwinęłyby się rozległe formy marginalne, zarówno wały glacymarginalne, jak i sandry, podobnie jak to miało miejsce w fazie pomorskiej zlodowacenia wisły. Brak w rzeźbie, pomijając krótkie odcinki, wyraźnych śladów jakiegokolwiek równowagi dynamicznej w pozycji maksymalnej lądolodu, wskazuje, że lądolód był słaby i – jak to niejednokrotnie obrazowo opisywano – „reszką sił” osiągnął tę linię. Takich niezbyt czytelnych stref zasięgu jest wiele na Nizinie Środkowoeuropejskiej. Na przykład podobne wnioski wyciągnął Żynda (1967) w stosunku do granicy fazy poznańskiej na Wysoczyźnie Lubuskiej. Krótkotrwałe funkcjonowanie lądolodu w skrajnej pozycji potwierdza także brak w tej strefie większych serii zasto-

skowych, w przeciwieństwie do jej zaplecza. Trudno jest jednak znaleźć kryteria przydatne do precyzyjnego wyliczenia czasu trwania „postoju” czoła w strefie maksymalnego zasięgu na jakimś odcinku.

Brzeżna część lądolodu w pozycji maksymalnej odznaczała się prawdopodobnie złożonym (politermalnym) reżimem termicznym. Świadczy o tym kuba-tura i przestrzenny układ osadów wodnolodowcowych, które wydostawały się w strefie brzeżnej z wielu miejsc, zwłaszcza glacyfluwialny charakter pagórków i wałów glacimarginalnych. Można sądzić także, że reżim ten zmieniał się. Może na to wskazywać m.in. strefowe występowanie ozów o określonej długości. Liczne są ślady wypływów wód roztopowych, które rozciąły wcześniej odłożoną glinę lodowcową. Ciepły reżim lądolodu objawiał się także licznymi przepływami subglacialnymi (kanały typu N). Rozwijały się one głównie w obniżeniach spągu lądolodu (glacidepresjach). Nie ma ich natomiast na rozległej elewacji podłoża, jaką stanowiła wschodnia część Równiny Piorkowskiej. Wiele jednak z tych rynien zostało w czasie deglacjacji zasypanych, co wynikało z małej sprawności odpływu marginalnego (pradolinnego).

Istotną cechą skrajnej pozycji lądolodu jest skomplikowany i niejednorodny system odpływu marginalnego zarówno po zachodniej, jak i wschodniej stronie regionu. Fakt ten dobrze koresponduje z argumentami o nierównoczesnym osiągnięciu linii zasięgu maksymalnego przez poszczególne strumienie lodu. Nie ma tu więc typowej pradoliny, z dobrze rozwiniętymi poziomami terasowymi o znacznej ciągłości, w rozumieniu wielkiej doliny, odprowadzającej jednocześnie dopływające wody roztopowe i rzeczne. Niejasne jest także usytuowanie linii działu wodnego między zlewiskami Morza Północnego i Morza Czarnego. Ogólnie wododziałowy charakter tego obszaru nie budzi jednak wątpliwości. Jest cechą przetrwałą od fazy laramijskiej, niezatartą przez procesy niszczące. Być może przebieg działu wodnego zmieniał się w miarę osiągnięcia maksymalnego rozwinięcia przez poszczególne drugorzędne loby. Funkcjonowały także rozległe obszary bezodpływowe, zwłaszcza na przedpolu megalobu zachodniego. Miało tu także znaczenie charakterystyczne ukształtowanie terenu z garbem w części środkowej oraz brak równoleżnikowego obniżenia na przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu warty.

Analizowane południowe i wschodnie obrzeżenie lobu południowowielkopolskiego, w pasie o szerokości 5–15 km, odznacza się znaczną indywidualnością geomorfologiczną. Podstawowe jej cechy zostały rozpoznane w latach 60. i 70. ubiegłego wieku jako właściwości strefy marginalnej, głównie w rezultacie badań Skompskiego (1967), Sarnackiej (1970) i Baranieckiej (1971b). Wyniki tych prac zostały częściowo potwierdzone, częściowo zaś uzupełnione przez Krzemińskiego (1974).

W rozwinięciu lobu południowowielkopolskiego duże znaczenie miały co najmniej trzy wyodrębniające się drugorzędne strumienie lodowe: Prosny, Warty

i Widawki oraz lokalna morfologia północnego obrzeżenia pasa wyżyn. Strumienie te wyprzedzały w czasie transgresji resztę lodu, która z opóźnieniem zajmowała płyty wysoczyznowe. Były to więc właściwie lodowce wypustowe. Wspinając się łagodnie po przeciwstokach, ukształtowanych w przybliżeniu amfiteatralnie, lód w położeniu maksymalnym ułożył się ostatecznie w strefie czoła w sposób dość wyrównany, z niewielką zatoką na wzniesieniach jurajskich koło Pajęczna i Działoszyna. Lob górnej Proсны sięgnął najbardziej na południe do około 50°56'N (18°32'E) w rejonie Obniżenia Krzepickiego i Progu Herb-skiego, kilka kilometrów na północ od Olesna, w górnej części doliny Proсны. Podstawa czoła lądolodu sięgała tu także wyjątkowo wysoko – do 250–270 m n.p.m. (rys. 17, 18). Według Haisiga i Wilanowskiego (2001) zasięg zapisał się w postaci moren czołowych, które w okolicach Jaworzna przegradzają dolinę Proсны. Wskazuje to na duże znaczenie obniżenia górnej Proсны w końcowym jego odcinku. Na stokach niecki końcowej występują deformacje glacitektoniczne, co dodatkowo wskazuje na znaczną dynamikę jezora wypustowego. Zaburzenia te stwierdzono także na pograniczu strumieni lodowych Proсны i Warty w Kamionce. Ich miąższość sięga 30 m (Krzemiński, 1974). Na południe od lobu uformował się stosunkowo rozległy sandr Żytniów-Sternalice, opisany przez Krzemińskiego (1974). Dalej linia zasięgu przebiega przez Wyżynę Wieluńską na międzyrzeczu Liswarty i Warty. Zasięg wyznaczony na tym obszarze przez Haisiga i Wilanowskiego (1998), a dalej na północny wschód w okolicy Działoszyna przez Skompskiego (1971b) oraz Krzemińskiego (1974), opracowany został na podstawie występujących tam niewielkich form moren czołowych i sandrów oraz ich relacji do elewacji podłoża typu mogotów i zrębów. W tej strefie cienki lód dostosowywał się do urozmaiconego podłoża, mógł w wielu miejscach opływać niewielkie nunataki.

Dalej na wschód granica warty biegnie przez Makowiska, kilka kilometrów na południe od Pajęczna, przez Dubidze i Kruplin. Na linii zasięgu i w głębi strefy marginalnej występują tu głównie małe pagórki i wały, które sięgają do 220–245 m n.p.m., zbudowane z piasków glaciłuwialnych o strukturach stożków napływowych, niekiedy z kulminacjami piaszczysto-żwirowymi. Skompski (1971b) określił je jako moreny czołowe akumulacyjne. Tylko w Makowiskach Skompski znalazł osady ze śladami spiętrzeń. Autor ów podkreśla, że zwykle trudno ustalić granicę morfologiczną między morenami czołowymi i sandrami. Lepiej rozwinięty sandr znajduje się w okolicach wsi Szczepany (Krzemiński, 1974). Odnośnie do obszaru między Pajęcznem a Kłobuckiem, w związku z wynikami datowań TL, pojawiła się wątpliwość co do zasięgu lądolodu warty (Kobojek i Jaskulski, 2001). Badania tych autorów dowiodły istnienia dwóch kompleksów glacialnych zlodowacenia środkowopolskiego, przy czym młodszy, który może mieć cechy osadów glacialmarginalnych, został wydатовany metodą TL na $188,6 \pm 28,3$ (UG-2468), dla kompleksu

starszego uzyskano 209,3 +39,4 (UG-2469). Choć wiek kompleksu młodszego może wskazywać na piętro warty, nie ma na tym obszarze, tj. w okolicach Kłobucka, Kamyka i Piły elementów morfologicznych, które można powiązać ze strefą rzeźby uznaną powszechnie za warciańską. Raczej jest to przypadek kolejnego „odmłodzenia” wieku gliny odrzańskiej. Wprawdzie cechy litologiczne obydwu kompleksów glacialnych mogą świadczyć o niezależnych nasunięciach, lecz kompleks górny należy wiązać raczej z fazą pomaksymalną, która też jest udokumentowana na obszarach obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Następny odcinek granicy zasięgu biegnie w kierunku Radomska przez Adamów, Wolę Jedlińską, Stobiecko Szlacheckie, Dobryszycę i Karkoszki (Wągrowski, 1990). Moreny czołowe tego ciągu dochodzą do 15 m wysokości, zaś stoki mają strome. Na jego południowym zapleczu powstały sandry i rozwinął się słabo zaznaczony odpływ marginalny. Sandry występują na północ od Radomska. Wągrowski ustalił tam położenie trzech miejsc wypływu wód: w okolicy Stobiecka Szlacheckiego, Borowiecka i w miejscu dzisiejszej doliny Widawki. Główne miejsca wypływu wód, które zasilają odpływ marginalny doliną Warty, znajdowały się koło Adamowa, Woli Jedlińskiej i w rejonie obecnej doliny Radomki. Powierzchnia sandru (ok. 230 m n.p.m.) pochyla się łagodnie na południe ku dolinie Warty i przechodzi w sandr dolinny o szerokości 1–3 km, który biegnie równolegle do zasięgu maksymalnego (I ciągu morenowego według Wągrowskiego). Sandry na tym obszarze opisywał także Skompski (1971a, b, 1980). Na tym odcinku, w pobliżu Radomska, możliwość dotarcia lądolodu do Amelina (na wschód od Radomska) rozważał Krzemiński (1974).

Nasunięcie lądolodu warty po linię Warta – Radomka zmieniło sposób odpływu Pilicy na południe od równoleżnika Radomska na równoleżnikowy (Wągrowski, 1990). Na linii Radomsko – Działoszyn rozwinął się odpływ marginalny, typu pradolinnego, który odprowadzał wody roztopowe i wody rzeczne pra-Pilicy w kierunku zachodnim. Wskutek tego rozwinęły się w północnej części doliny rozległe poziomy sandrowe. Odpowiadają im terasy rzeczne pra-Pilicy na południowym brzegu.

Dalej na wschód na ograniczenie zasięgu lobu Widawki miały wpływ wyniosłości podłoża w Gomunicach i Skąpej, a także starsze osady czwartorzędowe w pobliżu tych elewacji. Według Baranieckiej i Sarnackiej (1971) uformowały się tam trzy loby mniejszego rzędu: 1) na zachód od Skąpej, 2) między Skąpą a Kamieńskiem, 3) na wschód od Kamieńska. W okolicy Skąpej mógł istnieć według autorek niewielki nunatak. Czoło lądolodu sięgało wysokości 220–230 m.

Na południe od kopalni Bełchatów zasięg warty biegnie wzdłuż działu wodnego ograniczającego od południa zlewnię Kręcicy (Domosławska-Baraniecka i Skompski, 1967; Baraniecka i Sarnacka, 1971; Jeż i in., 1997). Występuje tam

charakterystyczny amfiteatralny układ form. Dalej na wschód zasięg warty zakręca kilka kilometrów na południe i wschód od Gorzkowic i biegnie wzdłuż doliny Luciąży, przez wschodnie okolice Piotrkowa Trybunalskiego i Tomaszów Mazowiecki. W okolicy Gorzkowic na linii rowu Kleszczowa utworzył się prawdopodobnie mniejszy łob wysunięty w kierunku wschodnim, na przedłużeniu kopalni Bełchatów. W budowie pagórków glacyfluwialnych występują tu deformacje glacytektoniczne. Formy na wschód od Gorzkowic związane były fazą pomaksymalną Wieniawy poprzedniego nasunięcia (Lindner, 1977), jednakże sytuacja morfologiczna, budowa wewnętrzna pagórków, a także skład petrograficzny najmłodszej gliny każe zastanawiać się nad jeszcze dalszym przesunięciem na południe i wschód zasięgu warty (por. Wągrowski, 1987). Jest kwestią otwartą, czy łądolód warty sięgnął aż do stoków Bąkowej Góry, na co wskazywałaby linia zasięgu zaznaczona przez Turkowską (2006a) w opcji maksymalnej (rys. 29). Należy przypomnieć, że zasięg na tym obszarze analizował także Krzemiński (1974), który nie wykluczał możliwości transgresji łądolodu na wschód od Radomska.

Wągrowski (1987) wyróżnia w dolinie Widawki sandr warciański o miąższości 3–5 m. Zdaniem tego autora w południowo-zachodniej części arkusza Rzejowice zalegają osady rzeczne warciańskie, stanowiące budulec terasy najwyższego poziomu Warty. Po reinterpretacji danych Wągrowskiego (1987) prawdopodobna linia zasięgu maksymalnego biegnie przez Kocierzowy – Lipowczyce – Przerąb. Jest to strefa znacznego przybliżenia zasięgów odry i warty. Zasięg maksymalny łądolodu odry przebiega tam w odległości zaledwie około 30 km.

Dalej na wschód linia zasięgu biegnie wzdłuż północnej części doliny Pilicy aż do Tomaszowa Mazowieckiego. Od dolnego odcinka doliny Luciąży linia zasięgu warty tworzy łagodnie zarysowaną zatokę i jednocześnie strefę przejściową do łobu południowomazowieckiego. Obszar ten pełnił funkcję strefy głównego działu wodnego wód roztopowych i rzecznych regionu świętokrzyskiego. Od okolic Sulejowa wody mogły się kierować ku wschodowi. Dynamika rzeźby w brzeżnej strefie jest zupełnie inna. Główną formę stanowi równina moreny dennej i słabo rozwinięte sandry. Występują tu duże serie sandrowe, np. sandr Karlina, lecz, jak już wspomniano, uformowane one zostały w czasie transgresji łądolodu i przykryte gliną warciańską.

Należy zauważyć, że zasięg warty w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego został wyznaczony przez Ziomka (1986) około 1–3 km na wschód od działu wodnego Wisła–Odra na podstawie wyraźnych dolin o cechach lejków proglacyjnych, sandrów, które występują w pobliżu inicjalnych odcinków tych dolin oraz nielicznych pagórków czołowomorenowych. Doliny te w liczbie ośmiu nawiązują do doliny marginalnej, która biegnie na linii Meszcze – Bugaj – Milejów nad Luciążą. Jednocześnie nie ma dolin dochodzących od południa.

W dolinie marginalnej uformowały się dwa poziomy terasowe. Podobnie – przez Piotrków Trybunalski – wyznacza zasięg maksymalny Krzemiński (1997).

Z przeglądu strefy maksymalnego zasięgu lądolodu wynika, że granicę tę najwyraźniej wyznaczają rzadko rozmieszczone pagórki o przeciętnej wysokości kilku metrów. Większe pagórki i wzgórza o wysokości ponad 20 m, występują tylko na krótkim odcinku na północ od Radomska. W wielu miejscach linia ta pokrywa się z początkiem sandru lub nawiązuje do zasięgu gliny warciańskiej.

Analiza pagórków i wałów znajdujących się na linii maksymalnego zasięgu wskazuje, że większość z nich ma wyraźne cechy form glacyfluwialnych o przewadze struktur związanych z subakwalną lub/i subaeralną sedymentacją stożków napływowych. Formy te zbudowane są głównie z piasków i żwirów glacyfluwialnych, a częściowo z diamiktonów glacialnych różnych facji. Tworzyły się zarówno pomiędzy lodem, jak i przy lodzie – marginalnie. Przykładem jest pagórek w Białocinie koło Rozprzys. Jego opis zostanie zamieszczony w następnym rozdziale.

Dalej na wschód, już w lobie południowomazowieckim, prawdopodobna linia zasięgu biegnie wzdłuż północnego stoku lub krawędzi doliny Pilicy aż po okolice Inowłódza. Powodem włączania równiny wysoczyznowej na międzyrzeczu Pilicy i dolnej Wolbórki do strefy ekstraglacialnej było zapewne przekonanie o odrzańskim wieku dwóch glin lodowcowych, które tam występują. Taka oscylacja lądolodu odry nie ma jednak na tym obszarze innego uzasadnienia i zapewne górna glina jest gliną warty, leżąc dokładnie na tym samym poziomie po obu stronach doliny Wolbórki i prawdopodobnie na tej samej serii sandrowej z czasu transgresji. Zagadnienie to wymaga dalszej weryfikacji.

Od Inowłódza na wschód granica lądolodu przekracza oś doliny Pilicy i biegnie po południowej stronie dość rozległego zespołu form glacyfluwialnych, który sięga po północne okolice Drzewicy. Na tym odcinku w strukturze form spotyka się zaburzenia świadczące o niewielkich oscylacjach lądolodu w trakcie intensywnej akumulacji glacyfluwialnej w strefie brzeżnej lądolodu. Ich istnienie w okolicach Domaszna sygnalizowali już wcześniej Lamparski i Lindner (1996). Dynamika lądolodu tylko na tym odcinku była prawdopodobnie znacząca.

Można sądzić, że uaktywnienie lodu było lokalne i nastąpiło na wschodnim skłonie antyklinorium środkowopolskiego. Była to strefa sprzyjająca gromadzeniu się wód roztopowych, a nawet wód rzecznych spływających z Garbu Gielniowskiego w kierunku lądolodu. Dodatkowym czynnikiem była morfologia stoków doliny Pilicy (fot. 7), gdzie lód osiągał większą prędkość z powodu nachylenia na dystansie kilkuset metrów. Po rozprzestrzenieniu lodu nastąpiło jego szybkie spękanie i akumulacja kemów w okolicy Odrzywołu (Sadłowska, 1982; Rdzany, 2004a).

Należy podkreślić, że Lindner (1998) w związku z nowymi wynikami datowań rozważał możliwość przynależności, dawniej zaliczanej do zlodowacenia

odry, fazy odrzywołu do zlodowacenia warty, stojąc na stanowisku, że tylko faza końskich należy z pewnością do zlodowacenia odry.

Na wschód od doliny Drzewicy zasięg jest znacznie mniej czytelny ze względu na małą liczbę form marginalnych. Występują tu wały i pagórki, w znacznych od siebie odległościach, towarzyszące dolinie Radomki.

Poza wspomnianym odcinkiem Inowłódz – Odrzywół – Drzewica lód zachodniej części lobu południowomazowieckiego był mało dynamiczny. Jego czoło miało niewielkie nachylenie i zatrzymało się na dość płaskim terenie Równiny Radomskiej na znacznie niższym poziomie niż np. lob Widawki. Jest oczywiste, że duże osłabienie mocy strumienia lodu może wiązać się z pokonaniem stoków (przeciwstoków) Wzniesień Łódzkich na odcinku od Zgierza do Skierniewic. Z pewnością jednak dalsze zaplecze strumienia było słabo zasilane, gdyż lądolód na przedłużeniu centralnej części Niziny Mazowieckiej również nie transgredował dalej np. doliną Wisły.

Za zasięgiem warty przekraczającym dolinę Pilicy przemawia także występowanie bałtyckich porfirów czerwonych i brunatnych. Różycki (1967) podawał niezgodność faktu występowania wspomnianych skał z zasięgiem wyznaczonym innymi metodami jako dowód na małe znaczenie wskaźnika głazowego. Tymczasem jego zastosowanie dokładne być może pozwoli w przyszłości uściślić ten zasięg. Należy przypomnieć, że na zasięg lądolodu warty po okolicy Radomia i ujście Wieprza wskazywano już od lat 70. (Makowska, 1974a, b; Baraniecka i in., 1978).

Cechą wspólną zasięgu maksymalnego obydwu lobów jest słabe wykształcenie skrajnych form marginalnych. Lepiej zasięg ten wyznacza rozprzestrzenienie glin zwałowych, choć w strefie brzeżnej są one silnie rozcięte erozyjnie lub zostały zakumulowane w sposób nieciągły. Gлина ta w strefie brzeżnej lobu wykazuje jednocześnie często duże wahania miąższości, co wynika z oscylacyjnego zachowania się czoła. Jest to charakterystyczne bardziej dla lobu zachodniego. Początek sandrów także nie jest jasny, nie zawsze nawiązują one do innych form glaciomarginalnych. Doliny marginalne są niewielkie i zwykle tworzą układ opływający zasięg lobów w ich skrajnym położeniu. Autor podziela poglądy, że zasięg maksymalny był powiązany z dolinami marginalnymi Liswarty, Luciąży, Pilicy, Radomki, nie zaś z niskimi działami wodnymi Widawki – Pilicy, Widawki – Warty, Odry – Wisły, jak uważano dawniej.

W rejonie lobu południowowielkopolskiego tylko część wód roztopowych mogła odpływać ku dolinie Odry, częściowo zaś wykorzystywały one dolinę Pilicy. Przed zlodowaceniami środkowopolskimi w północnej i północno-wschodniej części obszaru świętokrzyskiego sieć dolinna była rozwinięta dość dobrze i ukierunkowana na zachód do dorzecza pra-Odry – Łaby (Lindner i in., 1982). Mimo to w czasie transgresji lądolodu warty powinno powstać na tym terenie wiele zbiorników zastoiskowych, co jednak nie nastąpiło. Być może lob

południowomazowiecki rozwinął się później i odpływ wód obniżeniem Pilicy w kierunku wschodnim nie był blokowany. Jest to kolejny argument za asynchronizacją maksimum zasięgu poszczególnych lobów. Można także przypuszczać, że ze względu na większe znaczenie zimnego reżimu termicznego wyzwalalo się na tym obszarze niewiele wód roztopowych i w rezultacie nie ma tam czytelnego odpływu proglacialnego i marginalnego.

Rolę obniżenia dolnej Pilicy jako doliny marginalnej podkreślał wyraźnie Różycki (1967). Twierdził, że choć nie nazywa się tych form zwykle pradolinami, nie różnią się genezą. Niewątpliwie rozmiary tych form były mniejsze niż typowych pradolin. Wody roztopowe lądolodu warty płynęły doliną marginalną Pilicy („pradolina Pilicy”), na jej przedłużeniu doliną Wisły do Dęblina, dalej doliną dolnego Wieprza, martwą doliną, częściowo wykorzystaną przez dolny bieg Tyśmienicy, doliną Krzyny, przez dolinę Bugu w kierunku Polesia do Dniepru i Morza Czarnego.

Na przedpolu lobu południowowielkopolskiego rozwinął się dość skomplikowany system odpływu wód roztopowych. Na zachodzie do pradoliny wrocławsko-magdebursko-bremeńskiej za pośrednictwem doliny Stobrawy mogły docierać wody począwszy od zachodniej części lobu Prosnego. Natomiast od obszaru między Olesnem a Biskupicami funkcjonowała dolina marginalna Prądu – Liswarty i Warty, ze spadkiem na wschód. Jednocześnie południowa część lobu Widawki mogła być przez pewien czas odwadniana na południo-zachód, w kierunku doliny Warty. Nie ma jednak w dolinie Warty śladów stagnacji tych wód na większej przestrzeni. Od okolic Gomunic na północny wschód wytworzył się bardziej jednolity ciąg odpływu marginalnego doliną Łuciąży – Pilicy w kierunku Tomaszowa Mazowieckiego i Inowłódza.

Niejasna pozostaje nadal rola górnej Pilicy i innych rzek spływających z Wzgórz Opoczyńskich. Obecnie można przyjąć, że istniała możliwość przepływu wód roztopowych lądolodu oraz wód rzecznych Pilicy na odcinku Sulejów – Tomaszów Mazowiecki – Inowłódz. Od strony czoła lądolodu zasilaty ten system odpływu liczne krótkie rzeki proglacialne, które wyerodowały niewielkie doliny, niekiedy zawieszane obustronnie, nazwane przez Krzemińskiego (1974) lejkami proglacialnymi. Ponadto wody te akumulowały w rytm ablacji osady sandrów lub stożki przejściowe.

Jak już wspomniano, strefa brzeżna megalobu południowowielkopolskiego była odwadniana przez liczne rzeki roztokowe, które uformowały w strefie proglacialnej dość skomplikowany, lecz ogólnie słabo rozwinięty system dolin marginalnych i sandrów. Mimo istnienia stref koncentrycznego dopływu wód, zastoiska na przedpolu całego megalobu były nieliczne w czasie deglacacji, w przeciwieństwie do okresu transgresji. Ślady niewielkich zbiorników znaleziono w Kruplinie Średnim koło Brzeżnicy (Skompski, 1971b) i Dąbrówce Lgockiej na NW od Radomska (Wągrowski, 1990). Małą miąższość

sandrów i niewielkie rozmiary szlaków odpływu marginalnego są świadectwami krótkiego trwania stabilnej krawędzi lodu w pozycji maksymalnej. Należy jednak zauważyć względnie gruboklastyczny charakter utworów glacyfluwialnych i powszechne struktury sedymentacyjne wskazujące na wysoką energię wód roztopowych – przynajmniej w porównaniu z lobem południowomazowieckim.

5. ZANIK ŁADOŁODU

5.1. Rozwój poglądów na sposób deglacjacji

Do pierwszej połowy XX w. powszechnie w obszarach glacialnych jako wyłączny sposób deglacjacji przyjmowano równoległe, wolniej czy szybciej następujące cofanie czoła lodowca. Formy powstające w takiej sytuacji morfologicznej, niezależnie od struktury wewnętrznej, były określane jako moreny czołowe. Wyróżniano wprawdzie już od końca XIX w. kemy, traktowano je jednak jako formy odizolowane, powstałe w wyniku lokalnej perforacji lodowca. Na ważną rolę procesu rozpadania się rozległej strefy brzeżnej ładołodu na lód martwy zwrócił uwagę Flint (1929, 1948), który tłumaczył zamieranie wielkich połąci ładołodu w Ameryce Północnej ukształtowaniem podłoża i warunkami klimatycznymi. Gierasimow i Markow (1939) stwierdzili, że zamieranie ładołodu w czasie recesji wynika z dużej odległości od centrum zasilania lodem i istnienia przeszkód w rzeźbie podłoża. W połowie ubiegłego stulecia zaczęto odkrywać zjawisko powierzchniowego zamierania znacznych partii lodowców. Mannerfelt (1945) i Hoppe (1952) opisali zamieranie ładołodu skandynawskiego w Szwecji i Norwegii, uwarunkowane tajaniem lodu na kulminacjach Gór Skandynawskich. Woldstedt (1954) stwierdził taki proces, który objął duże partie ładołodu, co skutkowało powstaniem licznych ozów i kemów, między stadią brandenburskim i pomorskim ostatniego zlodowacenia. Markow (1955) wyjaśnił powstanie kemów leningradzkich również zamieraniem rozległych partii ładołodu.

Na możliwość zamierania większych partii ładołodu skandynawskiego na obszarze Polski jako pierwsza uwagę zwróciła Nowak (1952); później wypowiedzieli się na ten temat także Roszkówna (1955), Bartkowski (1956), Galon (1957), Niewiarowski (1959, 1961) i Krygowski (1961). Pojęcie deglacjacji arealnej na określenie takiego zamierania wprowadził w 1960 r. Klimaszewski na podstawie badań na Spitsbergenie, zaś Szupryczyński (1963) udokumentował na Spitsbergenie nawet podtyp deglacjacji arealnej charakterystyczny dla płytko występującego podłoża, którego wpływ objawia się powstawaniem szczelin.

W okolicach Łodzi na możliwość istnienia kemów po raz pierwszy zwrócił uwagę Dylik (1949), w okolicach Rawy Mazowieckiej – Balińska-Wuttke (1960), a powiązanie zespołu kemów wchodzących w skład Wzgórz Domaniewickich z procesem deglacjacji arealnej wykazał najwcześniej Klajnert (1966).

W strefie brzeżnej lobu Widawki stwierdzono w pierwszych fazach badań szczegółowych zarówno deglację frontálną (czołową), jak i strefową, czyli arealną (Baraniecka i Skompski, 1967; Baraniecka i Sarnacka, 1971). Deglacja frontálna według tych autorów poprzedziła arealną. W jej rezultacie powstały ciągi moren czołowych i doliny odpływu marginalnego. Łód martwy miał małe znaczenie. W tym okresie, a może nawet jeszcze w fazie transgresji, łód uległ spękaniu w swej brzeżnej części. W czasie zaniku frontálnego zaznaczyło się 5 linii czołowomorenowych, a dalej na północ zaczęła się deglacja arealna, gdy łądolód przestał być zasilany z obszaru alimentacji.

Stanowisko o powszechności deglacji arealnej w regionie przedstawiali także Klatkowa (1972a, b) i Krzemiński (1974). Pogląd ten w miarę postępu szczegółowych badań różnych fragmentów obszaru podłódzkiego, w zasięgu lobu południowopolskiego, podzielali: Baliński i Gawlik (1986), Klatkowa (1987), Baraniecka (1991), Baliński (1992a, b, 1997), Dutkiewicz (1992), Wieczorkowska (1992), Bezkowska (1993), zaś w obrębie lobu południowomazowieckiego: Klajnert (1966, 1978), Rdzany (1992, 1997a) i Kobjek (2000).

W niektórych obszarach podjęto próby wydzielenia drugorzędnych stref deglacji arealnej. Najwcześniej powstała koncepcja takiego podziału w dorzeczu Widawki. Wyróżniono tam trzy strefy: szczelinowego spękania łądolodu, bryłowego rozpadu łądolodu i wytopiskową (Domosławska-Baraniecka i Skompski, 1967; Baraniecka i in., 1971).

Na północno-zachodnim przedpołu Wzniesień Łódzkich Wasiak (1979) wydzielił także trzy strefy o charakterystycznych cechach morfologii. Zajmowały one pas o szerokości około 15 km. Od południa występowały kolejno: a) w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich – liczne poziomy teras kemowych, b) dalej na północ – obniżenia wytopiskowe i doliny wód roztopowych, otoczone zespołami pagórków kemowych, c) na północnym skraju – wały form marginalnych ze spiętrzeniami glacytektonicznymi.

Deglację strefową całego lobu południowowielkopolskiego opisuje Krzemiński (1997), wyróżniając strefy brzeżne, kolejno po sobie rozwijające się: najpierw strefa I – działoszyńska, II – strefa sieradzka, III – strefa niemysłowska i kaliska (rys. 28).

Podjęto także próby wydzielenia etapów deglacji. Pierwszą rekonstrukcję przedstawiła Balińska-Wuttke (1960), która wyróżniła 12 etapów postojowych ulegającego recesji frontálnej łądolodu warty pomiędzy Rawą Mazowiecką a Skierniewicami. Poglądy te były jednakże później wielokrotnie kwestionowane (Mojski, 1965; Klajnert, 1966, 1978; Rdzany, 1997a). Wasiak (1979) wyróżnia w okolicach Zgierza także cztery główne etapy zaniku, są to: powstanie kemów w kanałach i szczelinach, akumulacja osadów na glinie pomiędzy masami lodu, uformowanie teras kemowych na krawędzi Wzniesień Łódzkich, a w końcu złożenie serii piaszczysto-żwirowej na niższym poziomie wysoczy-

znowym. Cztery etapy deglacjacji wyróżnił również autor (Rdzany, 1997a) na obszarze między Pilicą a Rawką, mające także wyraz przestrzenny: 1 – zamierania lądolodu, 2 – deglacjacji przetainowej, 3 – kształtowania wysoczyzn morenowych i glacialfluwialnych oraz 4 – kształtowania rzeźby kemowej podlodowych obniżeni.

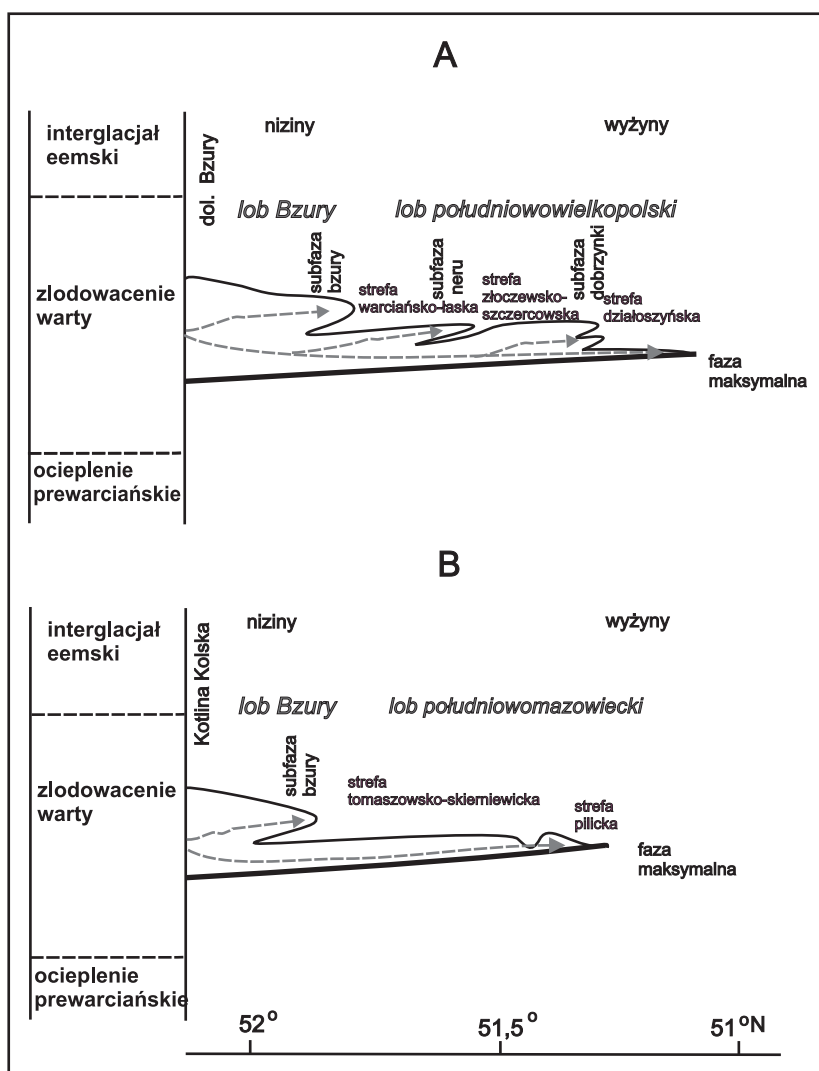
5.2. Główne cechy deglacjacji w regionie łódzkim w świetle obecnych badań

Charakterystyczną cechą strefy maksymalnego zasięgu w obydwu wielkich lobach regionu łódzkiego jest słabe wykształcenie form marginalnych, natomiast wykształcenie rzeźby i osadów ich części wewnętrznych wskazują na duże znaczenie morfolotwórcze procesów deglacjacyjnych, choć zróżnicowany ich przebieg.

Badania autora zmierzały do wyjaśnienia dwóch zasadniczych wątpliwości co do genezy form obszaru powstałych po osiągnięciu zasięgu maksymalnego. Po pierwsze, starał się ustalić nowe fakty, które mogłyby pogłębić wiedzę o przebiegu i sposobie deglacjacji. Drugą kwestią było pogodzenie występowania dużych zespołów kemów ze śladami aktywności w czasie szeroko rozumianej recesji lądolodu warty o poważnych skutkach sedymentologicznych i morfogenetycznych, na co wskazuje się od kilkunastu lat (por. Załoba, 1992, 1993, 1996a, b). Realizując te cele zwrócono przede wszystkim uwagę na obecny stan odsłoneń w formach wypukłych tego obszaru. Rozpoznane cechy litofacjalne osadów deglacjacyjnych pozwalają podjąć próbę uzupełnienia modelu deglacjacji tego obszaru.

W trakcie badań ustalono zasadniczą odmienność przebiegu deglacjacji w obydwu wielkich lobach: południowowielkopolskim i południowomazowieckim (rys. 52). Omawiane są więc one osobno. Wydrębniono także wydarzenia związane z kształtowaniem rzeźby glacialnej zachodniej części Wzniesień Łódzkich i przyległych terenów w końcowym etapie deglacjacji regionu.

W niniejszym rozdziale autor zamieszcza opisy wybranych stanowisk (odsłoneń, form) oraz zespołów form, których rozpoznanie rzuca więcej światła na przebieg procesów deglacjacyjnych w poszczególnych obszarach wnętrza lobu południowopolskiego. Można określić najbardziej ogólnie, że choć ów lob kształtował rzeźbę w wyniku procesów deglacjacji, ich przebieg przerywały co najmniej dwa awanse lądolodu na południe od równoleżnika Łodzi, poprzez napływ nowych partii lodu, które przybrały cechy szarż lub krótkotrwałych oscylacji. Ich końcowym efektem były różnorodne deformacje i skoncentrowana akumulacja osadów. Pierwszy etap autor nazywa subfazą dobrzynki, gdyż w wytworzonym wówczas pasie morfologicznym powstała niekiedy źródłowa,



Rys. 52. Główne etapy deglacjacji łądolodu w łobie południow Wielkopolskim (A) i południow Mazowieckim (B)

w której bierze początek rzeka Dobrzyńska; drugą – subfazą neru, gdyż wówczas m.in. w dolinie Neru rozpoznano ślady kolejnej szarży (Turkowska, 2006a). Potem następuje jeszcze jeden awans łądolodu, nazwany tutaj subfazą bzury, który zaznaczył się w północnej części regionu łódzkiego (rys. 52, 53). Był on zapewne rezultatem napływu odrębnego strumienia lodowego lub przesunięciem na wschód głównej trasy strumienia południow Wielkopolskiego.

Nie można wykluczyć, że kolejnym jego „ożywieniem” była, po cofnięciu ze stoków Wzniesień Łódzkich, dopiero faza wkry. Z badań fazy wkry oraz fazy mławy – ostatniej, która się zapisała w rzeźbie Polski, wynika, że funkcjonowanie lądolodu wykazywało podobne cechy jak w subfazach wyróżnionych w lobie południow Wielkopolskim: dobrzynki i neru. Podobieństwa te polegały głównie na krótkodystansowej szarży, spiętrzeniach glaciektonicznych, zaś potem – na szybkiej deglacjacji, polegającej na rozpadzie powierzchniowym w szerszej lub węższej strefie.

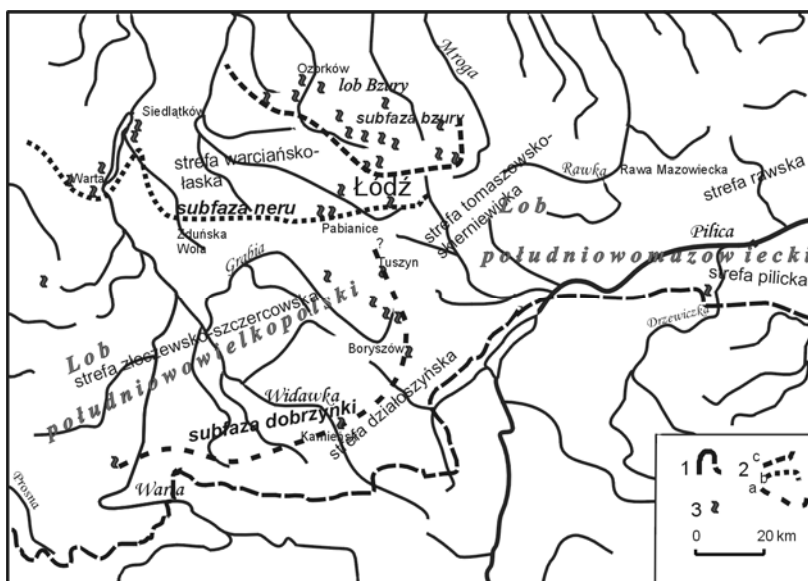
5.3. Deglacjacja lobu południow Wielkopolskiego

5.3.1. Deglacjacja strefy działoszyńskiej

Ogólne cechy rzeźby glacialnej i dotychczasowe poglądy na jej genezę

Brzeżny pas lobu południow Wielkopolskiego z zasięgu maksymalnego zlodowacenia warty, nazwany przez Krzemińskiego (1974) strefą działoszyńską, osiąga zmienną szerokość od 5 do 30 km (rys. 28, 52, 53). Odznacza się znaczną różnorodnością morfologiczną, choć występujące tu formy wypukłe osiągają mniejsze rozmiary niż obrzeżenie następnej strefy, związanej z fazą dobrzynki. Znaczne powierzchnie zajmują tu rozległe równiny, zwłaszcza w części wschodniej, występują tu także zespoły drobnych i średnich pagórków z licznymi obniżeniami bezodpływowymi oraz dolinami wód roztopowych. Charakterystyczną cechą budowy geologicznej tego obszaru jest znaczne zróżnicowanie miąższości plejstocenu i występowanie wychodni podłoża mezozoicznego. Do dziś utrzymują się kontrowersje co do genezy form tej strefy. Analiza morfologii wybranych form oraz obecnie istniejących odsłonień pozwala odnieść się do niektórych dyskusyjnych kwestii.

W rezultacie badań, które tu przeprowadzono w latach 60. i 70., omawiany obszar uznano za strefę typowej recesji frontalnej (Domosławska-Baraniecka i Skompski, 1967; Baraniecka, 1971a; Baraniecka i in., 1967, 1978; Baraniecka i Sarnacka, 1971). Na zapleczu linii maksymalnego zasięgu w dorzeczu Widawki wspomniani autorzy rozpoznali cztery równoległe linie postojowe czoła lądolodu na podstawie rozmieszczenia pagórków, które uznali za moreny czołowe. Do poglądów tych nawiązali w opracowaniu map geologicznych jeszcze stosunkowo niedawno temu także Wągrowski (1990) oraz Kurkowski i Popielski (1991). Formy te tylko w nielicznych przypadkach osiągają wysokość ponad 10 m. Oprócz moren czołowych wymienieni autorzy wyróżnili w tej strefie ozy, sandry, rynny, kemy, moreny martwego lodu i zagłębienia bezod-



Rys. 53. Zasięgi nasunięć pomaksymalnych i strefy deglacjacji w regionie łódzkim
 1 – zasięg maksymalny lądolodu warty; 2 – zasięgi pomaksymalnych awansów strumieni lodowych lądolodu warty w regionie łódzkim: a – subfaza dobrzynki, b – subfaza neru, c – subfaza bzury; 3 – miejsca występowania struktur glacitektonicznych, które mogą być związane z aktywnością strefy brzeżnej lądolodu warty

plywowe różnej genezy, głównie wytopiskowej. Warto zwrócić uwagę, że mimo stwierdzonej w toku dokładnych badań tak znacznej różnorodności genetycznej form, powiązano to z modelem deglacjacji frontalnej, sugerując dość regularne linie postojowe ustępującego czoła lądolodu.

Wyróżnianie pośrednich stadiów funkcjonowania czoła lądolodu podważył Krzemiński (1974) po przeprowadzeniu szczegółowych badań we wszystkich trzech lobach: Prosnym, Warty i Widawki. Szczególnie w rejonie załączańskiego łuku Warty wspomniany autor ustalił liczne fakty przeczące poglądom o istnieniu wewnętrznych linii postojowych czoła lądolodu. Jednocześnie przedstawił argumenty przemawiające za uznaniem większości form tego obszaru za kemę glacyfluwialną i przewagę cech arealnego rozpadu lądolodu. Stwierdził, że strukturę pagórków i wałów cechuje dominacja osadów glacyfluwialnych nad utworami bezpośredniej akumulacji glacialnej.

W odniesieniu do wielu opisywanych pagórków strefy brzeżnej południowego i wschodniego obrzeżenia lobu Widawki pojawiły się także w tym czasie kolejne nowe dane, zebrane przez Klatkową (1972a, b), wskazujące na ich powstanie poprzez wypełnienie osadami glacyfluwialnymi przestrzeni pomiędzy płatami lodu martwego, a więc genezę kemową.

Analiza odsłonięć w formach wypukłych obszaru pozwala rozszerzyć informacje na temat środowiska sedymentacji budujących je osadów, genezy tych form i cech funkcjonowania łądolodu. Przeprowadzone obserwacje dowodzą, że dominują w ich budowie piaski i żwiry glacyfluwalne, znaczny jest udział osadów ablacyjnych, a lokalnie w niektórych z nich stwierdzono udział gliny lodowcowej z deformacjami. Badane formy, w których występuje zapis kontaktu z lodem, nie wykazywały śladów dynamicznego oddziaływania naprężeń horyzontalnych lodu. Należy zauważyć, że ciągi te nie stanowią jednolitych łańcuchowych zespołów, poszczególne formy rozdzielone są często równinami lub obniżeniami bezodpływowymi.

Równiny wysoczyznowe

Znaczną część strefy działoszyńskiej, zwłaszcza na południowo-wschodnim obrzeżeniu lobu Widawki, zajmują równiny wysoczyznowe, pozbawione większych pagórków. Według Baranieckiej i Sarnackiej (1971) gliny lodowcowe na zapleczu zasięgu maksymalnego w części południowej lobu Widawki osiągają przeciętnie 5–10 m, leżąc płasko pomiędzy rynnami lodowcowymi. W części wschodniej, jak wynika z badań Krzemińskiego (1974) i Ziomka (1986, 1992b), gliny opisywanych wysoczyzn rzadko osiągają 5 m miąższości, zaś w strefie działu wodnego Odry – Wisły – zwykle około 1 m. Na linii Piotrków Trybunalski – Sroć – Tuszyn glina glacialna ma zaledwie 0,6–0,8 m miąższości. Jest miejscami rozmyta i na powierzchnię wychodzą rozległe sandry z okresu transgresji. Cienkie warstwy gliny warciańskiej, często przechodzące w pokrywy sandrowe, są w strefie działoszyńskiej bardzo charakterystyczne. Zaobserwowane przez autora przypadki wyklinowania się gliny, m.in. w Piekarach (rys. 36), Piotrkowie Trybunalskim i Karlinie, to fragmenty zapewne znacznie grubszych warstw gliny, zniszczone w czasie deglacjacji wskutek erozji glacyfluwalnej. Fragmentaryczność zachowanego pokładu gliny utrudnia w dużym stopniu uściślenie zasięgu maksymalnego łądolodu warty. W wielu miejscach glina mogła nie być odłożona.

Formy glacimarginalne

Analiza wybranych pagórków glacyfluwalnych wskazuje, że niektóre z nich mogły powstać w strefie krawędzi żywego łądolodu. Formy te są zbudowane w niewielkiej części z materiału morenowego (różnych typów diamiktonu), lecz głównie z warstwowanych utworów glacyfluwalnych. Określenia typu „morena czołowa”, stosowane przez niektórych autorów arkuszy SMGP nie są adekwatne

do budowy wewnętrznej tych form. Morfologicznie są to głównie pagórki, rzadziej wały, jak pokazują dalej przytoczone przykłady. Przykładem formy glacialmarginalnej w strefie działoszyńskiej położonej w strefie maksymalnego zasięgu jest pagórek w Białocinie, zaś z głębi strefy działoszyńskiej – pagórek w Woli Niecheckiej.

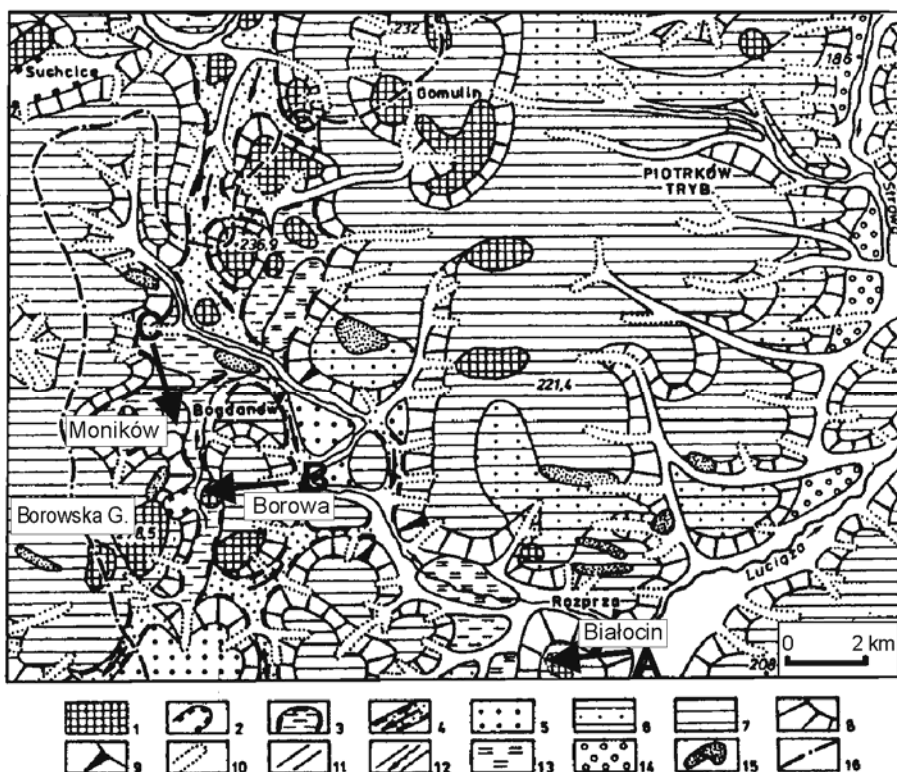
Białocin

Pagórek glacialmarginalny o strukturze stożka glacialfluwialno-ablacyjnego

Pagórek w Białocinie położony jest w brzeżnej strefie wysoczyzny, w bezpośrednim sąsiedztwie doliny marginalnej Luciąży, biegnącej na północ-wschód od formy (rys. 54). Na szczegółowej mapie geologicznej został zaklasyfikowany jako pagórek morenowy akumulacyjny (Kurkowski i Popielski, 1991). Oś morfologiczna formy biegnie z NW na SE. Pagórek jest asymetryczny, osiąga około 7 m od strony północno-zachodniej, czyli od strony obniżenia końcowego, i łagodnie opada stokiem o niewielkim nachyleniu (do 5–7°) na SE, w kierunku osi doliny Luciąży. W odsłonięciu analizowano profile osadów do 7–9 m głębokości. W niższych ich częściach odsłaniają się struktury przekątne-go warstwowania (Sp, SGp). Powyżej zaznacza się zapis kilkudziesięciu sekwencji osadowych zaczynających się żwirem lub piaskiem gruboziarnistym, a kończących się piaskiem średnim, drobnym lub nawet mułkiem (rys. 55; fot. 13). Typowe cykle litofacjalne rozwinięte są w postaci układów: Gm→Sm, Gm→Sh, GSm→Sh, GSm→Sr, GSm→Sh→Fm, Sh→Fh. Tworzą one cyklometry o miąższości 5–15 cm, o wyraźnym normalnym uziarnieniu frakcjonalnym i słabym wysortowaniu. Struktura stożka jest w przybliżeniu współkształtna do powierzchni formy. Rytmy te tworzą warstwy horyzontalne (subhoryzontalne), zdyslokowane licznymi uskokami. Wielkość zrzutów jest niewielka, rzędu od kilku centymetrów do kilku decymetrów w pojedynczym przypadku uskoku. Osady te przykryte są przy powierzchni terenu pokrywą diamiktonu piaszczystego, o miąższości do 3 m, z rozproszonymi megaklastami.

Piaski i żwiry przekątne warstwowane są najstarszym stwierdzonym osadem budującym spągową część pagórka. Zostały osadzone w korycie roztokowym o niewielkiej dynamice przepływu. Utwory te były akumulowane na płatach lodu, o czym świadczą ślady osiadania. Jeśli był to martwy lód lodowcowy, oznacza to nieco większy zasięg maksymalny lądolodu – po oś doliny Luciąży lub jeszcze dalszy. Można sądzić, że początek sedimentacji miał tu miejsce w strefie proglacialnej, a więc w pewnej odległości od czoła lądolodu.

Sedymencja ta ustąpiła akumulacji stożka glacialmarginalnego, glacialfluwialno-ablacyjnego, który powstał w wyniku okresowych zalewów warstwowych, zgodnych z rytmem ablacji. Odbywało się to bezpośrednio przy czołe lądolodu lub przed rozległym płatem martwego lodu. Zalewy warstwowe miały



Rys. 54. Rzeźba fragmentu strefy działoszyńskiej i zespołu Borowej Góry na linii subfazy dobrzynki. Część szkicu geomorfologicznego według Krzemińskiego (1985 *vide* 1997), nieco zmieniona. Lokalizacja stanowisk A – Białocin, B – Borowa, C – Moników

1 – kemy i formy ablacyjne, 2 – niecki lodowcowe, 3 – misy wypięskowe, 4 – rynny odpływu wód lodowcowych, 5 – równiny sandrowe, 6 – wysoczyzny z przewagą żwirów i piasków, 7 – wysoczyzny z przewagą gliny lodowcowej, 8 – stoki, 9 – przełomowe odcinki dolin, 10 – niecki denudacyjne, 11 – doliny płaskodenne i nieckowate, 12 – dna dolin rzecznych, 13 – równiny torfowe, 14 – terasy nadzalewowe, 15 – wydmy i pola piasków eolicznych, 16 – dział wodny I rzędu

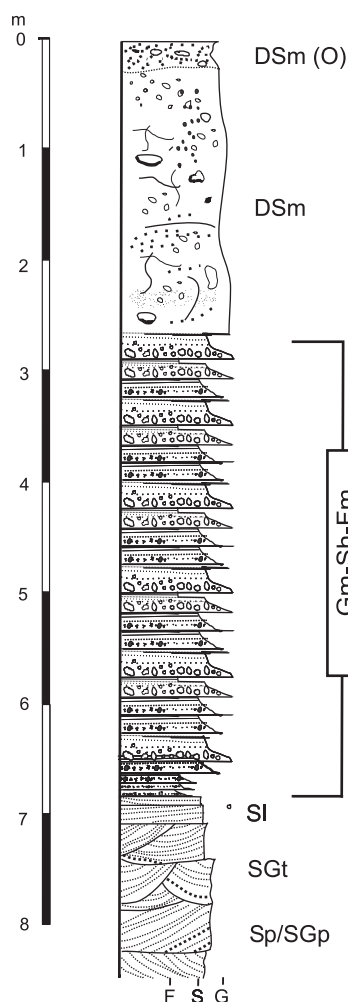
krótki zasięg, rzędu kilkudziesięciu – kilkuset metrów. Nie jest tu wykluczony zapis rytmu dziennego. Wody akumulujące stożek kierowały się do doliny Luciąży, która pełniła funkcję doliny marginalnej, uchodzącej do doliny (pradoliny) Pilicy. Przepływ w tym kierunku był efemeryczny. Wody nagłych i krótkotrwałych wezbrań rozprzodzały materiał żwirowo-piaszczysty z klasami do 4–6 cm średnicy głównie w fazie górnego płaskiego dna. Duży udział miała rytmiczna depozycja z przysłony trakcyjnej wskutek „zamrożenia” rumowiska. Wskazuje na to m.in. rozproszony szkielet ziarnowy w litofacjach Gm. Materiał osadzał się niekiedy nie erodując cienkich lamin piasku lub mułku

po poprzednim zalewie warstwowym. Osady takich zalewów tworzyły tafloidy o znacznym zasięgu. Rytm ablacji wyrażał się tu gwałtownymi zalewami powierzchniowymi, akumulacją z przysłony trakcyjnej, która dość szybko przechodziła w spokojną akumulację piasków i mułków w warunkach przepływu niskoenergetycznego. Akumulację w trakcie krótkotrwałego wezbrania kończyła zwykle depozycja ciennej litofacji Fm w wyniku opadania z zawiesiny.

Pod koniec akumulacji dynamiczne zalewy warstwowe ustąpiły mięszszym spływom jezorowym materiału moreny powierzchniowej typu *debris flow*. Najczęściej mają one postać diamiktonów piaszczystych z rozproszonym szkieletem klastów żwirowych. Ich osady grupują się w proksymalnej części grzbietu stożka napływowego.

Opisywane osady można uznać za typowe dla strefy przejściowej między proksymalnym a dystalnym stożkiem napływowym. Zaburzenia związane z osiadaniem w zestawieniu z cechami sedimentacji mogą wskazywać na akumulację związaną z oscylacją cienkiego i mało aktywnego lądolodu. Osady ablacyjne pochodziły z rozmywanej moreny powierzchniowej na krawędzi lądolodu, ewentualnie już wtedy z powierzchni rozległego płata martwego lodu o dużej zawartości materiału morenowego, wystarczającej na kilkadziesiąt cykli ablacyjnych. Szybka akumulacja zachodziła w znacznej mierze na cienkich i rozległych płatach lodu martwego, który wytapiał się synchronicznie z akumulacją warstw stożka.

Większa część formy powstała po co najmniej kilkusetmetrowej degradacji czoła lądolodu w stosunku do pozycji maksymalnej. Pozycja pagórka, a zwłaszcza jego część kulminacyjna dokumentuje krótko funkcjonującą strefę kontaktu



Rys. 55. Białocin. Profil osadów stożka glacyfluwialno-ablacyjnego.

Lokalizacja stanowiska na rys. 54

lodowego, lecz precyzyjnie nie wyznacza linii zasięgu maksymalnego. Potwierdzają to struktury deformacyjne związane z osiadaniem. Wskazują one jednoznacznie na akumulację stożka na podłożu lodowej. Niewielkie rozmiary formy i cechy struktury dowodzą także niskiego i łagodnego czoła lądolodu lub krawędzi płata martwego lodu. Udokumentowanie strefy kontaktu lodowego w tym wypadku nie daje podstaw do precyzyjnego wyznaczania linii zasięgu maksymalnego bez uwzględnienia dodatkowych kryteriów.

Opisywana forma przypomina niektóre pagórki glacialmarginalne opisane w Polsce północno-wschodniej przez Zielińskiego (1992), który zalewy warstwowe uznaje za procesy częste w środowiskach akumulacji moren czołowych i moren martwego lodu. Także Krzyszkowski i Zieliński (2002) dowiedli, że znaczna część tzw. moren czołowych akumulacyjnych w różnych częściach niżu ma budowę glacialfluwalno-spływową i strukturę stożków typu *moraine fans* typ B. Analizowana forma może być porównywana również do niektórych tzw. krawędzi sedymentacyjnych, opisanych ze stref marginalnych zlodowacenia wisły przez Kasprzaka (2003) i Pisarską-Jamroży (2008).

Wola Niechcicka

Pagórek glacialmarginalny o strukturze stożka glacialfluwalnego
kształtowanego przez koryta roztokowe o dużym spadku

Pagórek położony jest w głębi strefy działoszyńskiej. Według Kurkowskiego i Popielskiego (1991) jest to pagórek morenowy akumulacyjny, należący do drugiego ciągu strefy deglacjacji frontalnej.

W odsłonięciu w południowej i środkowej części formy zaznacza się przewaga piasków i żwirów o układzie przestrzennym rozległego stożka napływowego. Sekwencje ławic piaszczystych i żwirowych lub żwirowo-piaszczystych (Gh, Gp, GSp, Sl) mają 0,5–1,5 m miąższości (fot. 14) i odznaczają się znacznym nachyleniem – nawet do około 20°. Dominowały kierunki transportu na E i SE. W górnej części i na stokach występują nieregularne warstwy diamiktonowych spływów. W południowej, brzeżnej części formy stwierdzono piaski glacialimniczne z riplemarkami wstępującymi, należące do struktury niewielkiej delty.

Z sedymentologicznego punktu widzenia badane osady stanowią stożek napływowy, kształtowany w części proksymalnej i pośredniej przez korytowe przepływy żwirowe. Główne struktury litofacji żwirowych i żwirowo-piaszczystych tworzyły się w wyniku agradacji odsypów podłużnych i progradacji odsypów poprzecznych. Dominował transport korytowy o wyraźnej cyklicznej zmienności dynamiki wód ablacyjnych. Wody szybko akumulowały, mocno przeciążone materiałem rumowiskowym. Rozmywanie ławic żwirowych przy spadku głębokości wody prowadziło miejscami do powstawania litofacji

piaszczystych o laminacji niskokątowej (SI). Osady były transportowane głównie na południo-wschód. Miejsce wypływu wód to zapewne krawędź lądolodu – w postaci lodu żywego lub stagnującego. Struktury świadczące o znacznej dynamice przepływów korytowych raczej nie pozwalają przyjąć wersji topnienia względnie cienkich płatów martwego lodu jako źródła wody i materiału mineralnego.

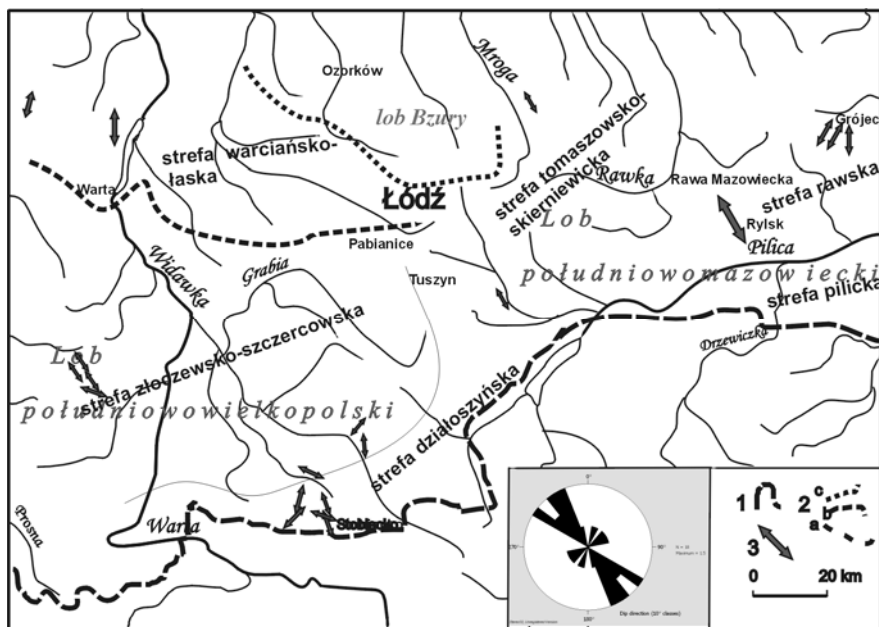
Obrzeżenie tego basenu sedymentacji stanowiły płyty lodu martwego (wały lodowo-morenowe). Śladem tego sąsiedztwa są jezorowe litofacje diamiktonów ablacyjnych (głównie typu *flow till*) w różnych miejscach stoków pagórka, także od strony południowej. Spływy te zatrzymywały się w korytach nacinających stożek i w zamkniętych zagłębieniach. W trakcie sedymentacji spływające po stożku wody były lokalnie przy jego obrzeżeniu blokowane pomiędzy wałami lodowo-morenowymi a świeżo powstałym, dużym stożkiem napływowym, co prowadziło do powstania niewielkich struktur deltowych.

Ustalone cechy formy pozwalają ją zaliczyć do pagórków glacialmarginalnych o strukturze *moraine fans* typ C z sedymentologicznego punktu widzenia (Krzyszkowski i Zieliński, 2002).

Ozy i szlaki odpływu wód

W czasie akumulacji glin funkcjonowały liczne odprowadzenia wód roztopowych. Tunelowe, bardziej zorganizowane przepływy wód pod lądolodem spowodowały uformowanie się w tej strefie kilku ozów, przeważnie krótkich (rys. 56). Kilka form tego typu występuje na północo-zachód od Radomska w okolicy Adamowa, Stobiecka i Wierzbicy. Występują także w okolicach Gorzkowic w dolinie Prudki i Romanówki. We wschodniej części strefy działoszyńskiej na pograniczu lobów Widawki i Rawki Turkowska (1984) wyróżniła oz w Łaznowskiej Woli, który według niej powstał w rynn timer subglacialnej w podobny sposób jak inne ozy lobu Widawki. Niektóre z tych form mają swoje morfologiczne przedłużenia w postaci podobnych, lecz znacznie dłuższych wałów i pagórków ozowych w głębszej części lobu, czyli poza zasięgiem tzw. głównego etapu postojowego (tutaj: subfazy dobrzynki).

System form wklęsłych odpływu wód był bardziej złożony. Jego fragment widoczny jest na szkicu Krzemińskiego (rys. 54). Przykładem palczastego układu dolin wód roztopowych jest system obniżen na północo-zachód od Moszczenicy, koło Kalinka i w okolicach Tuszyna (Turkowska i Wiczorkowska, 1994). Najwyraźniejszą w tym systemie jest dolina marginalna Wolbórki, o szerokości 1,5–4,5 km, położona na północ od Tuszyna. Większe doliny mają ukształtowane terasy, sięgające do 10 m n.p. rzeki (Klatkova, 1987; Turkowska, Wiczorkowska, 1994). Można sądzić, że istnienie tych teras ma związek z awansem czoła lądolodu w subfazie dobrzynki.



Rys. 56. Występowanie ozów w regionie łódzkim

1 – zasięg maksymalny łądogłodu warty; 2 – zasięgi pomaksymalnych awansów strumieni lodowych łądogłodu warty w regionie łódzkim: a – subfaza dobrzynki, b – subfaza neru, c – subfaza bzury; 3 – miejsca występowania ozów. Na diagramie zestawiono azymuty osi morfologicznych ozów

Poza wycięciem licznych dróg odpływu wody roztopowe wyrównywały obszary wysoczyznowe, szczególnie na Równinie Piotrkowskiej, zarówno erodując, jak i akumulując.

Kemy

W strefie działoszyńskiej występuje dość liczna grupa kemów. Mają zwykłe kilka metrów wysokości. Można sądzić, że ich niewielkie rozmiary wynikają z małej miąższości lodu martwego, który stanowił obrzeżenie zbiorników sedymentacyjnych. Ich występowanie na tym terenie jest powszechnie akceptowane nawet przez zwolenników deglacjacji frontalnej tego obszaru. Według Krzemińskiego (1974) są one najbardziej rozpowszechnionymi formami wypukłymi (por. rys. 54), przy czym wiele z nich wykazuje cechy świadczące o związku ich genezy z formami wypukłymi podłoża. Większość kemów zbudowana jest z osadów glacyfluwialnych. Stwierdzono ich występowanie m.in. na Wzgórzach Radomszczańskich w brzeżnej części zasięgu lądolodu warty, w okolicach Koziej Wody, Kolonii Wierzbicy i Woli Blakowej. Wągrowski (1990) natomiast uważa, że kemy są w brzeżnej strefie zasięgu nieliczne, co wynika z frontalnego przebiegu deglacjacji.

W opisywanej strefie deglacacyjnej wyróżniono także moreny martwego lodu, głównie w sąsiedztwie typowych kemów. Formy te, o wysokości do 15 m, stwierdzono między Galonkami a Woźnikami na arkuszu Radomsko (Wągrowski, 1990). W rejonie Piotrkowa Tryb. na wschód od głównego ciągu kemów, który biegnie tam południkowo, np. w okolicach Bogdanowa, Kozy i Oprzędowa, wyróżnił je Ziomek (1986).

Pokrywy typu sandrowego, wytopiska i akumulacja jeziorna

W opisywanej strefie występują niewielkie pokrywy glacifluwalne w różnych pozycjach morfologicznych i relacji do innych form. Bardziej wyraziste formy Sarnacka (1970) podzieliła z tego powodu na sandry wysoczyznowe i dolinne. Sandry wysoczyznowe wyróżniła na przedpolu zasięgu fazy dobrzynki (V ciągu wysoczyznowego), na wysokości 230–235 m, m.in. we Wręczycy, w okolicach Dąbrowy, Anielowa oraz na południe od Sulmierzyc.

W obniżeniach związanych z rowem Kleszczowa doszło w tym czasie, tj. na etapie deglacacji strefy działoszyńskiej, do wytworzenia się rozległego przepływowego zbiornika jeziornego. Warunki sedimentacji w jego obrębie opisała Gruszka i in. (1995) na podstawie odsłonięcia kopalni Bełchatów. Przeanalizowano osady różnych członów delty o rozciągłości 600–700 m, akumulowanej w zbiorniku jeziornym o głębokości kilkunastu metrów. Deltę zasilala rzeka płynąca z południo-zachodu. Najszybciej akumulowana była część foresetowa o nachyleniu 20–30°, lecz najlepiej rozwinął się litosom prodelty. W subsródo-wisku prodelty istotne znaczenie miały prądy przydenne i zawiesinowe. Ta rozległa delta mogła powstać zaledwie w ciągu około 100 lat.

Do pospolitych form należą w opisywanej strefie zagłębienia wytopiskowe, co uważane jest od dawna za cechę charakterystyczną rzeźby stref marginalnych (Galon, 1953).

Dużo uwagi zagłębieniom wytopiskowym okolic Kamieńska poświęca Baraniecka (1971b). Wiele z nich zawiera osady organiczne wieku eemskiego, np. zagłębienia w okolicy Szpinalowa i Hub Ruszczyńskich. Wyróżnia się spośród nich obniżenie na południe od Rogowca i Folwarku – o powierzchni około 7 km². Autorka sugeruje, że wiele z zagłębień (np. Aleksandrów, Kleszczów – Wola Grzymalina, Czyżów – Piaski, Huby Ruszczyńskie, Szpinalów) może mieć związek ze strukturami podłoża, znajdują się bowiem w zasięgu rowu Kleszczowa. Współczesne dna zagłębień znajdują się około 10 m poniżej poziomu wysoczyzny. Biorąc pod uwagę miąższość osadów wypełniających obniżenia (5 m), można oszacować ich pierwotną głębokość na około 15 m – przy założeniu, że nie nastąpiły ruchy obniżające. Niektóre zagłębienia i dziś wypełnione są wodą, np. Biały Ług na południe od ozu Janów – Ruszczyń i Bagno Lubień w pobliżu grupy kemów Czubatej Góry.

Rozległe zagłębienia po martwym lodzie (ok. 1 km długości i 250 m szerokości) wyróżniono także w okolicach Gorzkowiczek. Nieco mniejsze niecki wytopiskowe występują na wschód od Dobryszyc (do 750×500 m). Powszechnie występują mniejsze zagłębienia wytopiskowe lub powstałe na skutek nierównomiernej działalności lodowcowej, np. w obrębie wysoczyzn morenowych płaskich i falistych w okolicach Gorzkowic. Mają niewielką głębokość, rzędu 1–2 m i 200–300 m średnicy (Wągrowski, 1990; Kurkowski i Popielski, 1991).

Uwagi o deglacjacji strefy działoszyńskiej

Ze względu na ślady procesów, które można przypisać zarówno środowisku aktywnego, jak i martwego lodu, przyjmowanie skrajnego stanowiska co do sposobu deglacjacji w strefie działoszyńskiej zapewne nie jest słuszne. Wyróżnienie pięciu linii postojowych czoła lądolodu w dorzeczu górnej Widawki przez Baraniecką i Sarnacką (1971), może być jednak kwestionowane. Autor podziela pogląd Krzemińskiego (1974), że nie ma – poza ciągami I i V – powodów do utrzymywania koncepcji trzech pośrednich „postojów” czoła lądolodu warty. Ciąg I (zasięg maksymalny) może być także przesunięty dalej na południe na niektórych odcinkach, w szczególności na obszarze na północo-wschód od Radomska. Najlepiej więc rozpatrywać tę strefę jako podległą procesowi pośredniemu między deglacjacją arealną a frontalną. Na tym etapie rozpoznania form obszaru można przyjąć, że odbywał się tu szybki zanik stosunkowo wąskiej strefy brzeżnej lobu poprzez rozpad na płyty cienkiego lodu i akumulację licznych stożków glacyfluwialnych i glacyfluwialno-ablacyjnych. Baseny sedimentacji glacyfluwialnej wypełniały się w znacznej mierze poprzez rytmiczne zalewy warstwowe, akumulację rzek roztokowych i nieco mniej częste spływy błotne. Miejscami powstawały zbiorniki zasypywane osadami deltowymi. Były rozdzielone płatami martwego lodu o powierzchni do kilku kilometrów kwadratowych. Powstałe pośród martwego lodu, a niekiedy przy lodzie stagnującym, stożki i inne struktury nie dają podstaw do łączenia istniejących obecnie małych pagórków w łańcuchowe zespoły na liniach domniemanych zasięgów postojowych.

Liczne pagórki o strukturze stożków, niekiedy stromo nachylonych, powstawały jako rezultat akumulacji piasków, żwirów i diamiktonów pośród martwego lodu. Akumulacja stożków napływowych i jezorów spływów często odbywała się na płatach lodu. Lód ten wytapiał się intensywnie już w trakcie akumulacji, o czym świadczą deformacje typowe dla szybkiego osiadania.

Była to więc deglacjacja polegająca na strefowym oddzielaniu się płatów martwego lodu i przejściowym istnieniu znacznej liczby form lodowo-morenowych. Procesy deglacjacyjne nie musiały być równoczesne ze strefą brzeżną lobu południowomazowieckiego, a sama strefa wykazywała większe zróżnicowanie zasięgu niż dawniej sądzono, od około 5 do ponad 30 km szerokości.

Istniejące tu ozy są dość krótkie, z dłuższymi przerwami, co też wskazuje na szybką fragmentację brzeżnej strefy lodu, a w większym oddaleniu od linii zasięgu – o możliwym częściowym zniszczeniu w wyniku szarży lodowcowej, która przerwała na krótko postęp deglacjacji lub w wyniku erozji glacialfluwialnej. Jeśli przyjąć model deglacjacji frontalnej, należy uwzględnić taką jego wersję, która uwzględnia występowanie licznych wałów lodowo-morenowych.

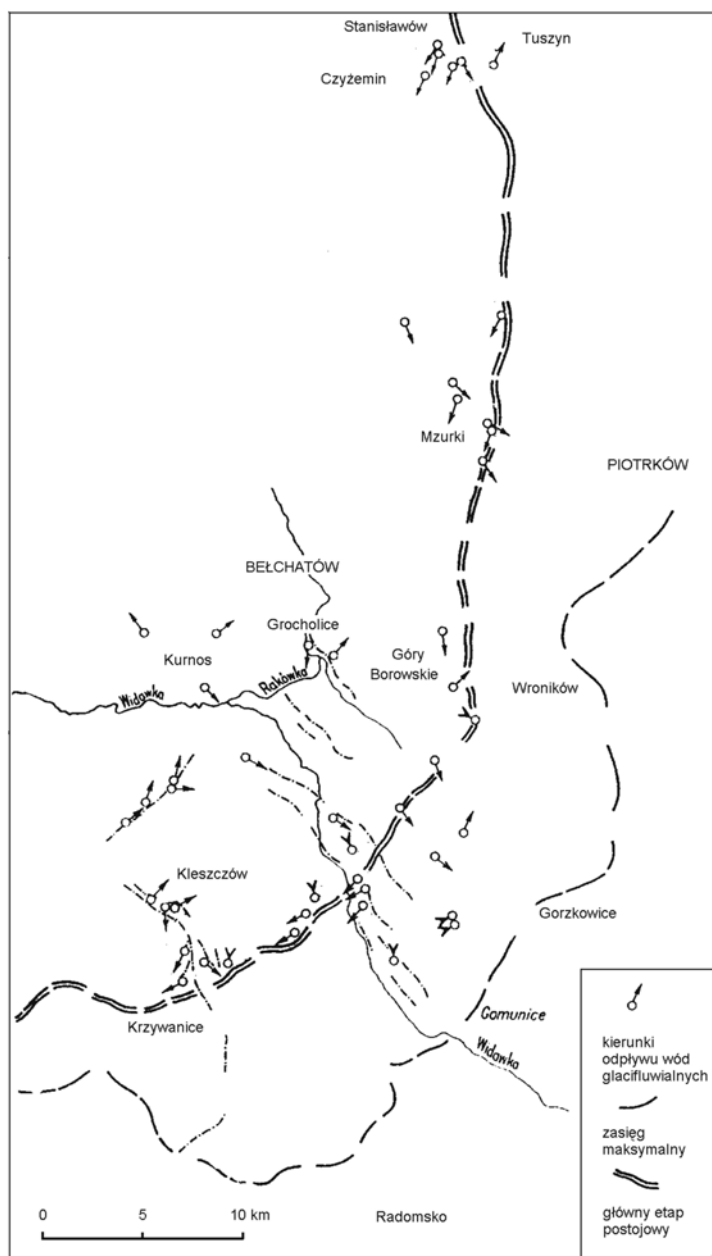
5.3.2. Subfaza dobrzynki i zanik łądolodu w strefie zloczewsko-szczercowskiej

Ogólne cechy rzeźby glacialnej

Strefa działoszyńska oddzielona jest od wewnętrznej części lobu łańcuchowym ciągiem pagórków, wzgórz i wałów, które w znacznej liczbie osiągają ponad 20 m wysokości bezwzględnej, a w jednym przypadku – zespołu Borowskich Gór – do 55 m ponad dna otaczających obniżeń. Zespół ten posiada charakterystyczne rozszerzenia, które stanowią zwykle koncentracje kilku bądź kilkunastu form wypukłych. Ciąg form biegnie wzdłuż południowego obrzeżenia lobu Warty oraz południowego i wschodniego obrzeżenia lobu Widawki (rys. 53, 57). Dawniej uważany był za tzw. główny etap postojowy (Baraniecka i Sarnacka, 1971; Krzemiński, 1974), autor jednak ze względu na ślady transgresji i oscylacji, które wystąpiły po maksymalnym zasięgu, uznaje za uzasadnione traktowanie go jako rezultat pierwszej wyodrębniającej się subfazy w czasie recesji lobu południowowielkopolskiego.

Większe pagórki i wzgórza, o wysokości 10–30 m, sięgające do 235–255 m, układają się na obrzeżeniu lobu Warty wzdłuż linii biegnącej przez Białą, Gołębiniec, Gawłów, Dworszowice Pakoszowe, Magdalenkę i Krzywanice. W ich budowie stwierdzono deformacje glacitektoniczne, m.in. w Dworszowicach. Dalej w lobie Widawki do wybitniejszych zespołów form należą pagórki i wzgórza Gór Borowskich oraz zespół Czubatej Góry. Formy tej grupy w części wschodniej mają swoje przedłużenie przez Piekary i Boryszów w kierunku Tuszyń. Charakterystyczną cechą tego ciągu jest lokalne występowanie dwóch, a nawet trzech glin lodowcowych, które mogą się nakładać dachówkowato (okolice Szczukwina, rów Kleszczowa). Zostały one najlepiej poznane w kopalni Bełchatów (Baraniecka, 1993a–c; Czubla, 2001).

Poglądy na temat genezy tego zespołu są zróżnicowane. Ciąg ten już w latach dwudziestych ubiegłego stulecia był uznany za czołowomorenowy (Lencewicz, 1927). Opinie te zostały rozwinięte i zmodyfikowane przez Baraniecką oraz współpracowników (np. Baraniecka, 1971b; Baraniecka i Sarnacka, 1971, rys. 57). Najbardziej typowe moreny czołowe zdaniem Baranieckiej (1971b) znajdują się koło Wolicy; są to Góra Łuszczanowska i Dębowa Góra. Na linii tej autorka wyróżniła moreny wyciśnięcia, m.in. w okolicach Chorzenic. Formy te są asymetryczne – bardziej strome od strony proksymalnej niż dystalnej.



Rys. 57. Główny ciąg postojowy lobu Widawki i kierunki odpływu wód wg Baranieckiej i Sarnackiej (1971)

Z kolei wyniki badań Krzemińskiego (1974), przeprowadzonych głównie w południowej części tego ciągu, oraz Klatkowej (1972a, 1985, 1987a, b), Turkowskiej i Wieczorkowskiej (1994) – w części północnej – wskazywały na dominującą rolę kemów. Niektóre formy, na podstawie kryterium znacznego udziału materiału ablacyjnego, zostały określone jako moreny martwego lodu (Turkowska i Wieczorkowska, 1994). Zaliczono do nich pagórki w okolicach Szczukwina i Tuszyń.

Dowodząc genezy kemowej Klatkowa (1972a) nie podważała jednakże ich powstania w strefie brzeżnej zasięgu lądolodu warciańskiego. Uznała, że kemami są zarówno pagórki o wysokości kilku metrów, jak i pojedyncze wzgórza (pod Czyżeminem) do 35–40 m, akumulowane w wolnych przestrzeniach w martwym lodzie, zbudowane z piasków, żwirów i mułków. W przeciętnym profilu występuje prawidłowość: na dole, w strefie zakorzenia kemu – przewaga mułków i drobnych piasków, wyżej seria piaszczysto-żwirowa, najbardziej gruboziarnista, u góry – piaski bardziej drobnoziarniste. Na stokach występują płyty gliny ablacyjnej. Krzemiński (1974) przedstawił pogląd, podobnie jak Klatkowa, o genezie kemowej większości tych form w południowej i południowo-wschodniej części lobu Widawki. Udowodnił, że strefa ta zaznacza się licznymi formami w lobie Warty wzdłuż linii Pajęczno – Niżankowice – Szczyty – Pątnów, lecz nie ma przedłużenia w lobie górnej Prosn.

Dowody na obfite nagromadzenia płatów lodu martwego w strefie brzeżnej można odczytać w materiałach prezentowanych przez Baraniecką (1971a) oraz Baraniecką i Sarnacką (1971). Pomierzone na przykład kierunki odpływu wód roztopowych głównego etapu postojowego wskazują na odpływ towarzyszący linii czoła lądolodu (rys. 57).

Zaplecze strefy marginalnej fazy dobrzynki, nazywane w niniejszej pracy strefą złoczewsko-szczercowską, stanowi pas terenu o szerokości 40–50 km. Obejmuje obszary należące do Wysoczyzny Złoczewskiej, Bełchatowskiej, Łaskiej oraz Kotliny Szczercowskiej (rys. 53). Jego południowa część została opisana jako klasyczny przykład przestrzennie zróżnicowanej deglacji arealnej, m.in. przez Domosławską-Baraniecką i Skompskiego (1967) oraz Baraniecką i Sarnacką (1971). Wydzielono strefy: szczelinowego spękania, bryłowego rozpadu i wytopiskową. W południowej części lobu Widawki strefa spękania szczelinowego stanowi pas terenu o szerokości 5–10 km. Występują tu formy o przebiegu zgodnym z kierunkiem ruchu lodu. Pośród nich zaznaczają się głównie ozy. Strefa ta przechodzi w strefy bryłowego rozpadu lądolodu o szerokości 5–8 km szerokości. Jej rzeźbę tworzą głównie kemy glaci-fluwalne i liczne zagłębienia wytopiskowe. Druga strefa to głównie różnej wielkości zagłębienia wytopiskowe. Pogląd o arealnym typie deglacji zyskał akceptację w wyniku szczegółowych badań Krzemińskiego (1974). Formy kemowe i pokrewne udokumentowali tutaj także Baliński i Gawlik (1985, 1986) oraz Bezowska (1993, 1995).

Charakterystyczne cechy opisywanego ciągu form narzucają pytania, co spowodowało tak obfitą, skoncentrowaną obszarowo akumulację osadów piaszczysto-żwirowych. Celem wyjaśnienia tego problemu autor poddał analizie kilka charakterystycznych zespołów form należących do różnych kategorii genetycznych: pagórków glaciomarginalnych, kemów (w tym moren martwego lodu), sandrów, ozów i rynien. Analizowano także wybrane formy pojedyncze w różnych częściach lobu oraz wybrane grupy genetyczne form.

Pośród badanych form napotkano takie, w których budowie występują różnorodne ślady aktywności żywego lodu. Znajdują się one na linii większego nagromadzenia form, zwanego dawniej głównym etapem postojowym (rys. 57). Do form tych należą wzgórza i pagórki występujące w okolicach Szczukwina i Górek na zachód od Tuszyna oraz w zespole Czubatej Góry. Chociaż formy te były już przedmiotem analiz, autor dostrzega w obrębie ich struktury zapis procesów znacznie bardziej dynamicznych, niż dawniej stwierdzano. Rzuca to nowe światło na ich genezę.

Przesuwając się w głąb lobu formy wypukłe występują w mniejszej koncentracji, osiągają przeciętnie mniejsze rozmiary, a ich budowa wewnętrzna jest bardziej homogeniczna.

Pagórki tuszyńskie

Analiza grupy pagórków położonych koło Tuszyna w rejonie działu wodnego Odra – Wisła wykazała zapis intensywnej akumulacji glacyfluwalnej, miejscami glacyfluwalno-ablacyjnej oraz deformacje powstałe zarówno w wyniku aktywności oscylującego czoła lądolodu, jak i liczne zaburzenia grawitacyjne.

Szczukwin 1. Pagórek o strukturze złożonego stożka glaciomarginalnego

Analizowany pagórek znajduje się w północnej części obrzeżenia lobu Widadki, ukształtowanego w zasięgu subfazy dobrzynki. Położony jest w strefie działu wodnego, w pobliżu niecki źródłowej rzeki Dobrzynki. W strukturze formy występują dwie nieciągłe warstwy gliny przedzielone i przykryte osadami stożków glacyfluwalnych i glacyfluwalno-ablacyjnych. Część dolną tworzy stożek napływowy o silnie zaznaczonym rytmie warstwowania (fot. 15), który rozwinął się na podłożu gliny. Gлина ta wraz z osadami glacyfluwalnymi w centralnej części pagórka uczestniczy w deformacjach typu łusek i fałdów antyklinalnych diapirowych, a jeden z diapirow, położony w centralnej części formy, przebija strukturę stożka (rys. 42, fot. 16). Diapir, oprócz gliny lodowcowej, budują także w częściach zewnętrznych żwiry i piaski, które miejscami są intensywnie sfaldowane dysharmonijnie. Dłuższy wymiar struktury diapiiru biegnie w przybliżeniu południkowo (190°), prostopadle do nacisku czoła lądolodu od zachodu. Oś diapiiru wykazuje wergencję na wschód. W osadach obrzeżających strukturę występują liczne deformacje nieciągłe w postaci

uskoków, spękań i dajek klastycznych (fot. 16, 18) oraz drugorzędnych zafałdowań (fot. 17). Struktury stożka oraz diapir są ścięte erozyjnie przez glinę lodowcową młodszego nasunięcia (rys. 42). W budowie części górnej występują również struktury charakterystyczne dla stożków oraz nieregularne warstwy ablacyjnych spływów diamiktonowych.

Gлина młodsza leży nieciągłą warstwą, nieznacznie zaburzoną w wyniku osiadania, o podobnych cechach makroskopowych jak glina w diapirze. Wykazuje cechy odłożenia w wyniku niewielkiej, lecz szybkiej oscylacji. Struktury deformacyjne okalające diapir w czasie młodszego nasunięcia lądolodu były już względnie ustabilizowane. Wśród nich występują liczne żyły klastyczne na zluźnieniach uskoków odprężeniowych. Najczęściej mają postać dajek piaszczystych lub żwirowo-piaszczystych, wypełnionych odgórnie. Niektóre wykazują charakterystyczną laminację, zgodną z powierzchnią uskoków (fot. 18). W dalszej odległości występuje w osadach stożka nagromadzenie struktur niestatecznego warstwowania gęstościowego (fot. 17).

Oprócz gliny młodszej o cechach gliny lodgement i wytopnieniowej występują na stokach pagórka lokalnie miąższe diamiktony ablacyjne uformowane w wyniku spływów.

W osadach okalających pagórek dominują struktury stożków napływowych, rozcięte korytami różnej głębokości. Są one wypełnione strukturami Gm o miąższości do 3 m. Taka skala przestrzennego rozwinięcia odsypów wskazuje na środowisko glacialmarginalne skrajnie wysokoenergetyczne (por. Zieliński, 1992). Kierunki odpływu wód roztopowych ustalone przez Baraniecką i Sarnacką (1971, rys. 57) są zgodne z wynikami pomiarów autora.

Można dokonać następującej interpretacji. Zanik lądolodu fazy maksymalnej pozostawił słabo urozmaiconą wysoczyznę morenową pokrytą różnofrakcyjnymi osadami stożków glacialfluwalnych i osadów małych zbiorników. Kolejny napływ aktywnego lodu od strony zachodniej spowodował deformacje nawodnionych osadów, w tym wyciśnięcia łusek i powstanie fałdów diapirowych. Przemieszczenie osadów, głównie diapiryzacja oraz wytapianie lodu było przyczyną licznych spękań w wyniku ekstensji okalającego materiału. Rozwarcia na liniach uskoków i okresowe przemarznięcie osadów stwarzały korzystne warunki dla odgórniego wypełnienia osypującymi się i obrywającymi się ziarnami oraz drobnymi bryłkami. Okresowo pojawiające się silne przepojenie wodą sprzyjało deformacjom plastycznym materiału stożka zróżnicowanego pod względem uziarnienia. Kolejny napływ aktywnego lodu ściał zdeformowane wcześniej struktury stożka. Gлина młodsza fazy dobrzynki została odłożona nieregularnie w formie płatów różnej wielkości. W następnym etapie rozwinął się kolejny stożek napływowy glacialmarginalny, na wschód i w kierunkach sąsiednich; po powierzchni stożka przemieszczały się nieregularnie spływy ablacyjne. W miejscach wypływu wód powstały rozcięcia w brzeżnej części formy z ławicami żwirowymi do 3 m miąższości.

Szczukwin 2. Pagórek glacialmarginalny o strukturze stożka glacialfluwialno-ablacyjnego

Forma położona jest na zachód od opisanego na poprzednim stanowisku, tj. w bardziej wewnętrznej części ciągu (fot. 19). Baraniecka i Sarnacka (1971) stwierdziły tutaj upady na NNE i S (SSW), co potwierdza się i w obecnie istniejących odsłonięciach. W badanym odsłonięciu przy drodze Szczukwin – Górki występują głównie piaski i żwiry, miejscami diamikton, tworzące rozległe, miejscami zaburzone struktury tafloidalne. Struktury te dowodzą rytmicznych zalewów warstwowych ośrodka o dużej gęstości na stożku i spływów kohezyjnych (fot. 20). Znaczna część stożków glacialfluwialno-ablacyjnych wykazuje deformacje, głównie polegające na zwiększonym nachyleniu lamin przekątnego warstwowania nawet do 80°.

Opisany układ materiału wynika z akumulacji w strefie pomiędzy zwartym lodem aktywnego lądolodu a lodem martwym lub pasywnym, leżącym na wschód i północ od Szczukwina. Strefa sąsiednia (od wschodu) była już poza zasięgiem lobu Widawki. Nie jest wykluczone, że już wtedy była objęta licznymi spękaniami i lodowymi rozłamami, być może przetaśnami. Przedłużała się na północ, wzdłuż działu wodnego w kierunku Babich, Rzgowa i Woli Zaradzyńskiej. Nie stwierdzono tam jednak aktywności lodu w czasie deglacjacji.

Można sądzić, że osady stożka powstały przy krawędzi żywego lodu, który wykazywał niewielkie oscylacje. Ich sedymentacja zachodziła częściowo na płatach martwego lodu w toku rytmicznych zalewów warstwowych, akumulacji w korytach żwirowych oraz spływów diamiktonowych materiału ablacyjnego po powierzchni tworzącego się bądź kilku zazębających się stożków. Kształt zbiornika sedymentacyjnego był nieco wydłużony południkowo, wymuszony zarysem płatów martwego lodu, które blokowały odpływ wód na wschód. Część osadów wykazuje niewielkie deformacje wynikające z naprężeń horyzontalnych, część wynika z nierównomiernego osiadania. Dostawa materiału morenowego była bardzo szybka.

Górki Duże. Pagórki glacialmarginalne o strukturze stożków glacialfluwialnych

Analiza budowy pagórków w Górkach Dużych i Kolonii Górki Duże, na zachód od poprzednio opisanych form, wykazała podobne struktury stożków żwirowo-piaszczystych i żwirowo-piaszczysto-mułkowych, z licznymi deformacjami (fot. 21). Były one formowane głównie przez gwałtowne, rytmiczne zalewy warstwowe, w mniejszym stopniu przez migrację płytkich koryt z megariplemarkami prostymi lub krętymi (3-D) (fot. 22). Struktury stożków charakteryzują się dużym różnicowaniem nachylenia warstw (5–40°), liczne są przykłady zazębającego, bocznego kontaktu stożków różniących się zarówno wielkością, jak i dynamiką sedymentacji.

Część materiału stożków nosi ślady zaburzeń, głównie diapirowych wyciśnień (fot. 21B). Większość z nich nie osiąga powierzchni terenu. Pospolite są ślady głębokiego osiadania wywołanego akumulacją na lodzie martwym, co potwierdzają uskoki normalne i pogrzebane płaty diamiktonów. W strukturze stożków napotkano także warstwy gliny lodowcowej o zmiennej miąższości od kilkunastu centymetrów do 3 m.

Analiza prowadzi do wniosku, że formy te powstały wskutek akumulacji stożków napływowych i spływów ablacyjnych przy czole aktywnego, oscylującego czoła lądolodu, podobnie jak uprzednio opisane formy ze Szczukwina. Pochodzą z późniejszego w stosunku do Szczukwina etapu funkcjonowania oscylującego czoła w subfazie dobrzynki.

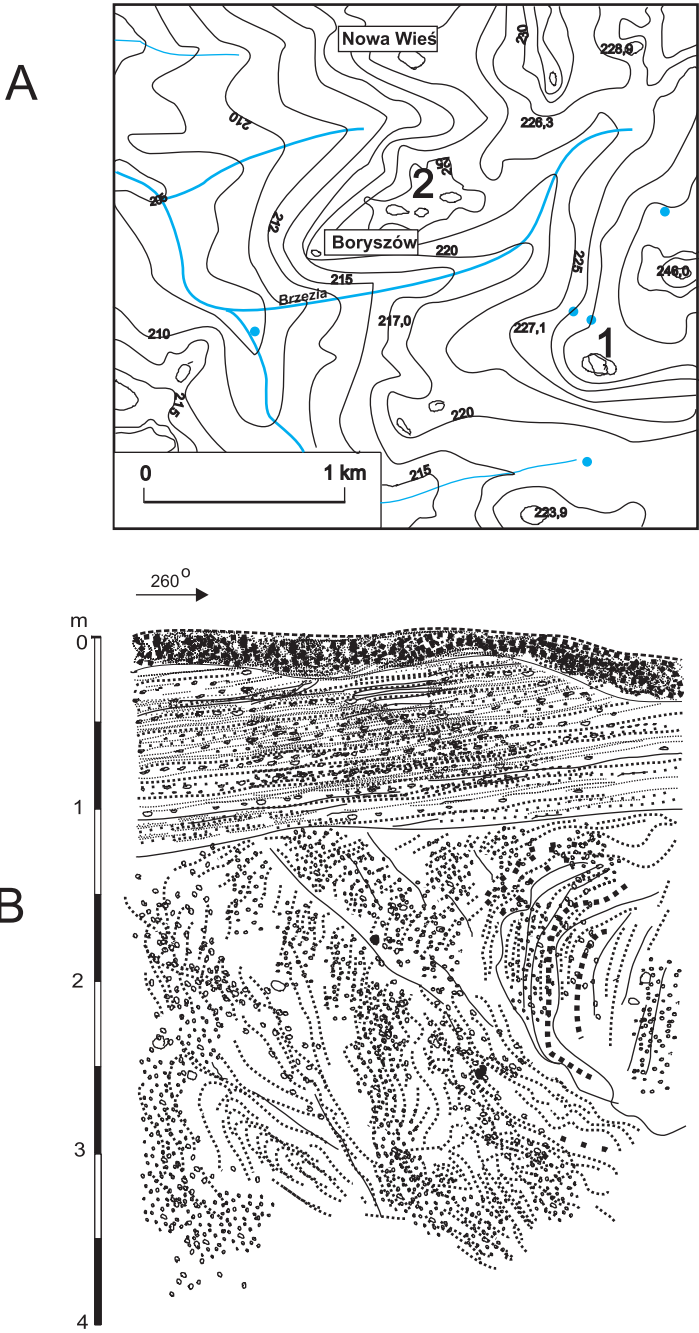
Pagórki boryszowskie

Zespół pagórków położony jest w strefie działu wodnego Odra – Wisła. Jeden z pagórków w części zachodniej zespołu był badany przez Klatkową (1972a), która stwierdziła, że jest to kem glacyfluwialny. Seria glacyfluwialna kemu wypełnia tam rynnowe zagłębienie, wycięte w glinie, przy czym w dolnej części tworzą ją mułki, w części środkowej – utwory bardziej gruboziarniste, zaś w górnej – drobnopiaszczyste. Akumulację znacznej części osadów kemu wiązała wspomniana autorka z warunkami ciśnienia hydrostatycznego, kiedy wody płynęły wzdłuż szczelin. Biorąc te fakty pod uwagę wyróżniła typ boryszowski kemu. W wyniku analizy pagórka położonego w zachodniej części zespołu, w skrajnej części zasięgu fazy dobrzynki, autor stwierdził odmienne cechy budowy wewnętrznej, które nie pozwalają włączyć tej formy do szeroko rozumianej kategorii form kemowych.

Boryszów

Pagórek glacymarginalny ablacyjno-glacyfluwialny o cechach *push-moraine*

Analizowany pagórek we wschodniej części zespołu posiada oś morfologiczną o przebiegu południkowym. W odsłonięciu w części centralnej stwierdzono do około 7–8 m piaski i żwiry o dwuczłonowej strukturze. Część dolna, o większej miąższości, to zdeformowane piaski i żwiry, tworzące struktury fałdowe i łuskowe. Deformacje wynikały z nacisku horyzontalnego od strony zachodniej. Po ustąpieniu tego nacisku doszło do intensywnych przemieszczeń grawitacyjnych. Struktura fałdowa została ścięta erozyjnie przez piaszczysto-żwirową serię o warstwowaniu przekątnym płaskim i niskokątowym (rys. 58). Analiza stanowiska pozwala zaliczyć formę do pagórków glacymarginalnych typu *push-moraine*. Do powstania fałdu i innych sąsiednich deformacji przyczynił się nacisk czoła lądolodu, następnie wody roztopowe ścięły częściowo osady ze strukturami deformacyjnymi, a potem osadziły materiał stożka glacyfluwialnego. Nie stwierdzono śladów przekroczenia pagórka przez lądolód.



Rys. 58. Położenie (A) i struktura (B) pagórka w Boryszowie
1 – Boryszów 1, 2 – Boryszów 2. Opis w tekście

Po ustąpieniu nacisków żywego lodu, związanych z prawdopodobną szarżą, w spękaniach brzeżnej części lądolodu powstały serie glacyfluwialne o stopniowo malejącej dynamice przepływów. W efekcie na zapleczu linii zasięgu szarży powstały niewielkie kemy, w tym typu boryszowskiego, o cechach związanych z okresowym przepływem tunelowym, a więc pośrednich warunkach ozowo-kemowych.

Zespół Czubatej Góry

Kem Czubata Góra (maks. 224,4 m n.p.m.) oraz kilkanaście mniejszych pagórków tworzą wyrazisty zespół form powstałych w subfazie dobrzynki. Zespół Czubatej Góry składa się głównie z kemów glacyfluwialnych (Baraniecka i Sarnacka, 1971), teras kemowych i ozu. Kompleks osadów, który je buduje, nazwano tak samo: *Czubata Góra Formation* (Czerwonka i Krzyszkowski, 1992). Seria budująca duży kem i jego podłoże na terenie kopalni Bełchatów została poddana szczegółowej analizie przez Goździka (2001) oraz Goździka i Van Loona (2007). Na tym obszarze opisała liczne kemy także Sarnacka (1970). Jako typowe kemy uznała pagórki koło Stanisławowa i w Faustynowie, znajdujące się w południowo-zachodniej części zespołu Czubatej Góry (Domoławska-Baraniecka i Skompski, 1967). Jest wśród nich także oz, położony w bliskim sąsiedztwie kopalni Bełchatów. Baraniecka i Sarnacka (1971) stwierdziły w jego osadach znaczny udział we frakcji żwirowej, choć nieprzekraczający 50% materiału miejscowego podłoża mezozoicznego.

Część akumulacji odbyła się w czasie zanikania lądolodu fazy maksymalnej, część jest związana z zanikiem lodu po szarży. Przejawy nałożenia akumulacji obydwu faz zaznaczają się wyraźnie w strukturze wzgórza kemowego Czubata Góra. Udokumentował je Goździk (1995). Jest to dość podobne złożenie form, jakie autor stwierdził na stanowisku Szczukwin 1. Można sądzić, że istniejące tam duże dajki, wypełnione odgórnie, które ów autor opisał wspólnie z Van Loonem (2007), miały ułatwione powstanie zarówno w wyniku zmian naprężeń związanych z przebiegiem szarży lodowcowej, własności reologicznych osadów, jak i możliwej aktywności tektonicznej rejonu rowu Kleszczowa.

Zespół Borowej Góry

Grupa ta stanowi jeden z większych zespołów wzgórz marginalnych, wysokich pagórków oraz sandrów, położonych na linii i zapleczu subfazy dobrzynki w pobliżu Bukowej i Borowej (rys. 54). Zespół Borowej Góry był badany już przez Baraniecką (1971a), Klatkową (1972a) i Krzemińskiego (1974). Wzgórze najwyższe, zwane Borową Górą, osiąga tam 55 m, należy więc do największych form glacialnych zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Autor przeanalizował budowę wewnętrzną wału glacyfluwialnego we wsi Borowa oraz pokrywy sandrowej w Monikowie.

Borowa. Pagórek kemowy glacyfluwialny

We wsi Borowa znajduje się pagórek o płaskiej powierzchni grzbietowej o wysokości 10–12 m, o wymiarach 350×200 m. Położony jest w sąsiedztwie wzgórza Borowej Góry, po stronie wschodniej. Formę budują prawie wyłącznie osady glacyfluwialne w postaci naprzemianległych warstw żwirowych i piaszczysto-żwirowych, grubo- i średnioławicowych o łącznej miąższości ponad 15 m. W profilu osadów co kilka metrów występują warstwy żwirowe, akumulowane w warunkach górnego płaskiego dna (fot. 23A). Na warstwach żwirowych leżą utwory płytkich koryt roztokowych, głównie piaszczystych. Pośród ławic spotykane są przykłady brył piaszczystych, mułkowych lub żwirowych z zachowaną strukturą wyerodowanego materiału (fot. 23B). W strefach stokowych struktury ścięte są osadami kontaktu lodowego, w tym okryte płatami diamiktonu typu *flow till*, który osiąga miąższość do 3 m.

Układ przestrzenny struktur i jego okrycie osadami spływów ablacyjnych wskazują, że materiał pagórka był akumulowany w stromościennym kanionie śródlodowym o głębokości 15–50 m. Lodowe ściany, które ograniczały zbiornik sedimentacyjny, były pionowe, a w wielu miejscach przewieszane. Kanion ten biegł mniej więcej równolegle lub skośnie do czoła lądolodu. Akumulacja wód ablacyjnych wykazuje rytmiczność o mniejszej regularności niż w przykładzie pagórka w Woli Niechcickiej. Po znacznym wypełnieniu lodowego kanionu nastąpiła zwiększona akumulacja spływów diamiktonów, które na stoku zachodnim leżą współkształtnie ze stokiem. Ich wysokie położenie i częściowo okrywający charakter wskazują, że znaczna część osadów wału powstała w tunelu lub przynajmniej pod silnie wysuniętymi przewieszkami lodu. Wał ten, klasyfikowany jako kem, ma więc charakter pośredni ożowo-kemowy. Nie można wykluczyć, że obfitość osadów diamiktonowych wynika z kontaktu po stronie zachodniej z czołem stagnującego lodu. Na linii kontaktu osadów glacyfluwialnych i diamiktonowych nie stwierdzono śladów aktywnego nacisku lodu na osady. Zarys pagórka nie odzwierciedla zapewne kształtu zbiornika, gdyż struktury korytowe osadów glacyfluwialnych „wychodzą w powietrze”.

Moników. Sandr w zespole Borowskich Gór

Badana forma stanowi wielkopromienne nabrzmienie u podnóża zespołu Borowskich Gór (rys. 54). Istniejące odsłonięcie ukazuje w budowie przykład stożka proksymalnego glacyfluwialno-ablacyjnego. Pośród materiału stwierdzono duży udział materiału miejscowego podłoża (głównie margli), zwłaszcza w piaskach i żwirach diamiktonowych serii przypowierzchniowych (fot. 24). Dominuje złe wysortowanie osadów. Z tego obszaru Krzemiński (1974) opisał przykłady gławowisk, które powstały w miejscach silnych wywierzykowych źródeł w strefie brzeżnej lądolodu. Potwierdza to obecność materiału kredowego

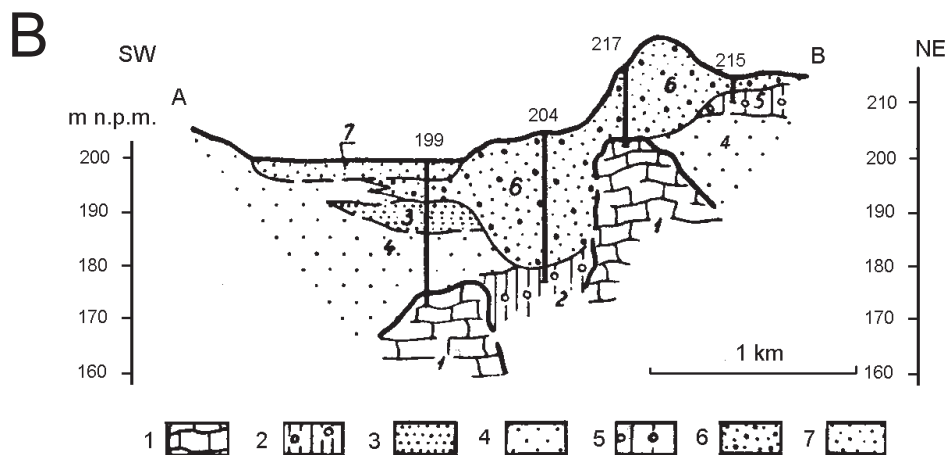
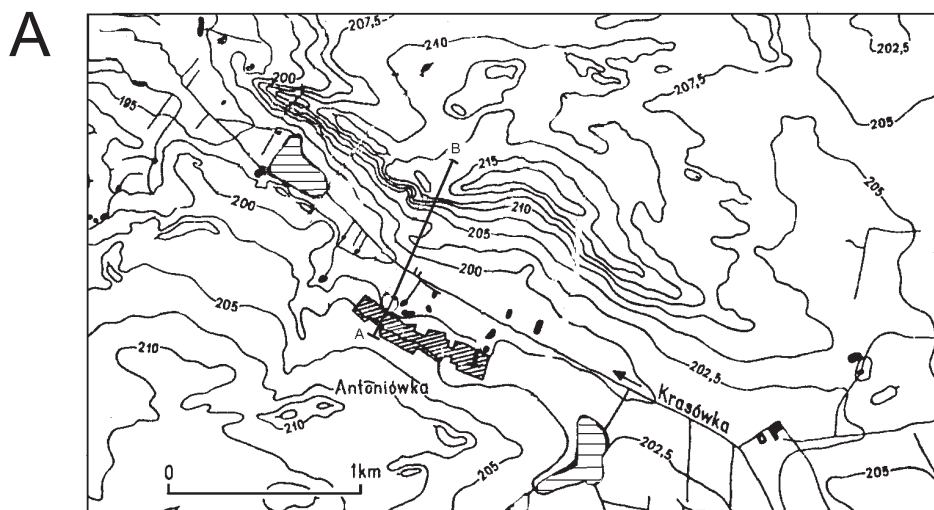
podłoża. Świadczy o bezpośredniej erozji glacyfluwalnej w skałach kredy przez wody płynące subglacialne pod ciśnieniem hydrostatycznym.

Ozy strefy zloczewsko-szczercowskiej

Ozy należą do najbardziej charakterystycznych form tej strefy (rys. 56). Zbadano je dość dokładnie w okolicach Kamieńska już w latach 60. Baraniecka (1971b, 1980b, c) wyróżniła tam trzy duże formy: oz Antoniówki, oz Janowa–Ruszczyzna i oz Karolowa. Mają wysokość 10–12 m, szerokość 500–700 m i długość 5–7 km.

Śpośród wymienionych do najlepiej poznanych należy oz Antoniówki (Baraniecka, 1971b, 1980c, rys. 59). Oz ten jest jednym z licznych przykładów form powstałych w zależności od morfologii podłoża mezozoicznego. Miąższość osadów, które wypełniają rynnę subglacialną, osiąga 18–25 m, sięgając maksymalnie do 30 m poniżej poziomu wysoczyzny. W niektórych odcinkach ozu osady wychodzą jednak do kilkunastu metrów powyżej wysoczyzny. Rynna subglacialna nawiązuje przebiegiem do wyniesień podłoża. Oz ten, zdaniem Baranieckiej (1980b, c), powstał częściowo w tunelu, częściowo w otwartej przestrzeni międzylodowej. Formę tę łączy więc z niektórymi kemami (typ boryszowski), głównie o przebiegu południkowym, podobieństwo warunków powstania, a zatem są to formy złożone, ozowo-kemowe, określane jako ozy bądź kemy głównie na podstawie cech morfologicznych. Problem takich form ozowo-kemowych był już analizowany na obszarze lobu południowomazowieckiego (Jaksa i Rdzany, 2002).

Ozy Antoniówki i Janowa–Ruszczyzna mają kierunek zgodny z radialnym układem wód, oz Karolowa jest ozem poprzecznym. Także koło Bielików występuje oz w postaci ciągu małych pagórków o długości 1 km, szerokości 100 m i wysokości 6 m (Baraniecka, 1971b). Na linii Janów – Ruszczyzn, a jednocześnie wzdłuż dzisiejszej Widawki, według Domosławskiej-Baranieckiej i Skompskiego (1967) biegła główna linia drenażu tunelowego, co przyczyniło się do powstania zarówno doliny, jak i ozu. Sarnacka (1970) ustaliła, że na przedłużeniu ozu Antoniówki w Kotlinie Szczercowskiej występuje oz Winka. Składa się z kilku pagórków o wysokości kilkunastu metrów, o przebiegu równoleżnikowym. Wznoszą się one do wysokości 195–200 m n.p.m. i tworzą wyraźny ciąg z charakterystycznymi przewężeniami. Całość ozu znajduje się w rynnie. W pobliżu stwierdzono pagórki akumulacji szczelinowej. Występują na północo-wschód od Sulmierzyc, dalej biegną południkowo przez Filipowiznę i Dąbrówkę do Eligiowa. Podobne pagórki występują w Kozieńcu, Kolonii Osiny, Redusie, Kamieniu i w Moraczewie. Osie morfologiczne form biegną z NW na SE. Nieco większe formy akumulacji szczelinowej występują w Krzyżówkach, Kuźnicy i Ruścu. Mają do 10 m wysokości. Ponadto występuje oz w Suchcicach koło Bełchatowa (Ziomek, 1992a, b). Jego osady tworzą wypełnienie osadowe



Rys. 59. Osady i rzeźba ozu Antoniówki na linii progu jurajskiego według Baranieckiej (1971c) oraz Baranieckiej i Sarnackiej (1971); opisy nieco zmienione

A. Budowa geologiczna. Jura: 1 – wapienie; zlodowacenie środkowopolskie, stadiał maksymalny: 2 – glina lodowcowa; stadiał mazowiecko-podlaski: 3 – piaski zastoiskowe, 4 – piaski wodnolodowcowe, 5 – glina lodowcowa, 6 – piaski i żwiry ozu; holocen: 7 – piaski drobno- i średnioziarniste; B – hipsometria

struktury tunelowej w glinie. W sąsiedztwie ozu występują zwarte kompleksy glin. W północnej części tej strefy ozy występują pomiędzy wsią Zwierzyniec i Grójec Wielki na Wysoczyźnie Złoczewskiej. Stwierdzono tam 4 ozy o wysokości 7–12 m w zespole form o przewodze kemów (Baliński, 1997).

Rozpatrując układ przestrzenny ozów, należy zauważyć, że większość z nich położona jest na przedłużeniu krótkich ozów ze strefy brzeżnej (działoszyńskiej), można więc je interpretować jako części większych form ozowych. Powstaje tu jednakże wątpliwość, czy wystąpienie szarży w strefie istnienia rozwiniętego ozu powodować musi jego całkowite zniszczenie. Problem ten trudno rozstrzygnąć na obszarze zlodowaceń plejstocénskich, jednakże obserwacje szarżujących lodowców współczesnych mogą rzucić nieco światła. Autor ustalił, że istnieją obecnie przypadki rozwijających się ozów w jeziorach lodowcowych, które przeszły zjawisko szarży. Argumenty przemawiające za możliwością przetrwania ozu w czasie szarży dają wyniki badań lobu Bruarjökull w północnej części czapy Vatnajökull, przeprowadzone przez Knudsen (1995). Autor ów badał tam formę, którą nazwał ozem harmonijkowym (*concertina esker*), ze względu na silnie sinusoidalny przebieg jej grzbietu. Oz istniejący przed szarżą jako forma o mało urozmaiconym przebiegu uległ istotnym deformacjom układu przestrzennego po zjawisku szarży. Nie został jednak zniszczony.

Fakt z jednej strony wzajemnego nawiązywania przebiegu ozów stref działoszyńskiej i złoczewsko-szczercowskiej, z drugiej wyraźne załamania przebiegu i przerwy, pozwalają się doszukiwać podobieństw do „ozów harmonijkowych”. Fakt takiej ciągłości występowania opisywanych form nie przeczy zatem możliwości wystąpienia szarży. Wspomniany brak ciągłości może także na to pośrednio wskazywać. Niezbyt dokładne dopasowanie poszczególnych członów ozu może wynikać także z ich powstawania w strefach lodu na różnym etapie funkcjonowania (lód aktywny/lód stagnujący). Ozy takie są znane z kilku prac (Warren i Ashley, 1994; Evans i in., 2006).

Kemy i formy pokrewne strefy złoczewsko-szczercowskiej

Kemy w opisywanej strefie stanowią najbardziej charakterystyczne i wyraziste formy rzeźby. Skupiają się głównie w pobliżu linii zasięgu subfazy, ku wnętrzu lobu ich liczba stopniowo maleje. Występujące na tym obszarze kemy mają przeważnie budowę glacyfluwialną. Wśród nich wyróżniono kilka charakterystycznych typów: Woli Zaradzyńskiej, krzeczowski, boryszowski, Ostrowa (Klatkowa, 1972a). Formy odznaczające się większym udziałem osadów ablacyjnych autorzy map geologicznych określają jako moreny martwego lodu (np. Baraniecka, 1971b). Wyróżniono tu także liczne terasy kemowe. Wśród kemów występuje wiele form bardzo zbliżonych pod względem wykształcenia litofacjalnego do pagórków marginalnych okolic Szczukwina i Górek.

Cechą kemów tego obszaru jest różnorodne ustawienie ich osi morfologicznych. Rozmiary obniżeń wytopiskowych świadczą o tym, że na początku deglacjacji płyty martwego lodu były dość znacznych rozmiarów, zbliżonych do siebie, rzędu 40–60 km². Liczne kemy tworzą tutaj trzy zespoły: Czubatej Góry, Kurnosa i Stanisławowa. Mają one przeważnie budowę glacyfluwalną, zwłaszcza kemy Czubatej Góry. W zespole kemów Stanisławowa występuje najwięcej przykładów kemów glacylimnicznych. Wokół kemów rozpościerają się równinne obszary zbudowane z osadów glacyfluwalnych, które w zależności od morfologicznego sąsiedztwa są klasyfikowane jako terasy kemowe, sandry lub tzw. powierzchnie zasypania wodnolodowcowego. W tej strefie nie obserwuje się większych nagromadzeń głazów, jedynie na kulminacjach kemów spotyka się żwir (Domosławska-Baraniecka i Skompski, 1967). Zespół kemów w okolicach Kurnosa opisuje także Baraniecka (1971b). Położony na północ od Widawki, składa się z pagórków o budowie glacyfluwalnej i glacylimnicznej. Mają one wysokość względną 5–10 m, owalne zarysy o średnicy 100–200 m; najwyższy sięga do 235 m n.p.m. Baraniecka i Sarnacka (1971) dowodzą, że kemy okolic Kurnosa powstały w przetainach, które stopniowo się poszerzały. Mają zakorzenienie, często występuje pod piaskami drobnych frakcji bruk erozyjny. Zespół kemów koło Stanisławowa występuje w trzech grupach: zachodniej w Walewicach koło Piekar, środkowej w Opalance i wschodniej w Stanisławowie. Poszczególne pagórki mają średnicę od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, wysokości względne 5–10 m i leżą w przedziale rzędnych 210–248 m n.p.m. Między pagórkami występują liczne obniżenia. Od zachodu kemy Stanisławowa graniczą z zespołem kemów Stróży. Składa się on z dwóch zespołów: w Stróży i w Zielęcinie. Pagórki te mają owalne zarysy podstawy, wysokość do 10 m, sięgają do 193,7–210 m n.p.m. Między pagórkami kemowymi Stróży i Stanisławowa rozciąga się obniżenie z kemami Nowej Wsi. Sarnacka (1970) wyróżniła także pojedyncze kemy w Kuźnicy, Nowej Wsi, Winku i w Dąbrowie. Osiągają one kilkaset metrów średnicy i odznaczają się kopiaistymi grzbietami.

Kemy na Wysoczyźnie Bełchatowskiej koło Bełchatowa wyróżnił także Ziomek (1992a, b), który stwierdził dwa południkowe ciągi tych form. Zespół większych kemów znajduje się na linii: Dziewuliny – Krzepczów – Kobyłki – Borowa, natomiast formy drobniejsze skupiają się pomiędzy Kociszewem a Kurnosem. Zbudowane są głównie z piasków różnoziarnistych i gruboziarnistych, często z piasków ze żwirami. W strukturze występują niekiedy otoczaki, tworzące bruki z dużą ilością materiału miejscowego podłoża. Pośród nich występują otoczaki margli kredowych i krzemieni. Duży udział margli obserwowano w pagórkach dziewulińskich. Ma to związek z płytkim występowaniem na tym obszarze skał miejscowego podłoża.

Na południe od Zelowa występuje grupa małych kemów (2–6 m wysokości), które opisali Gawlik (1970) oraz Baliński i Gawlik (1985, 1986). Charaktery-

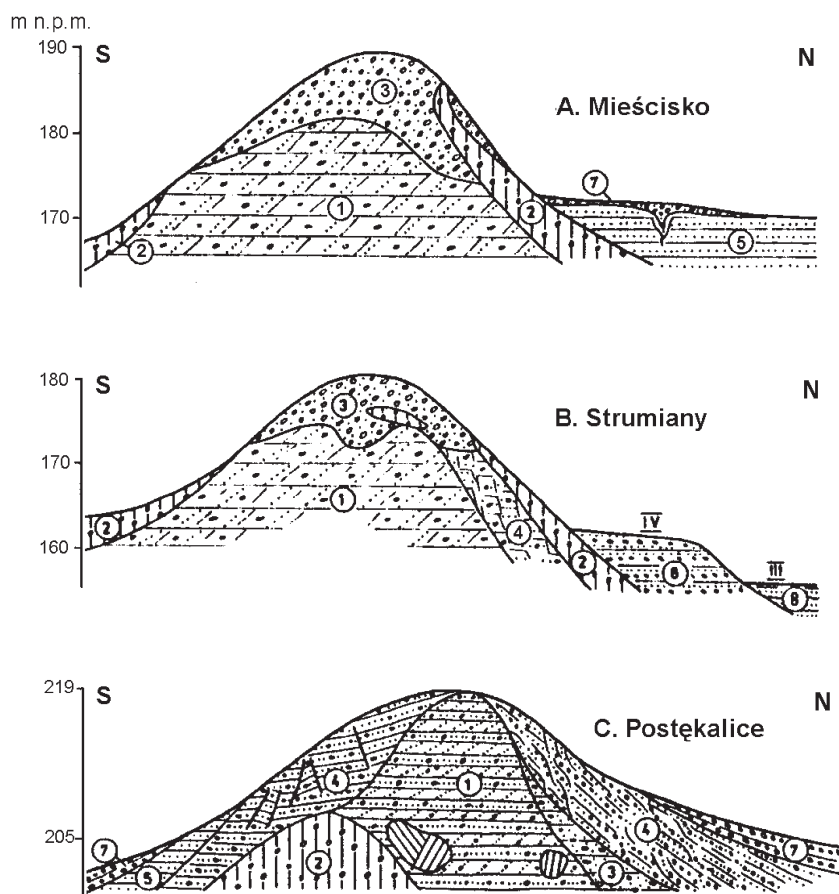
styczny jest także pagórek w Ostrowie koło Grabicy z wyciśniętym jądrem – typ Ostrowa (Klatkova, 1972a).

Kemy typu krzeczowskiego są według Klatkowej (1972a) formami glaci-fluwalnymi, przykrytymi w dużym stopniu gliną lodowcową. Powstały więc w większej części subglacialnie. Należy zauważyć, że w regionie łódzkim formy tego typu należą do rzadkości. Również w zasięgu ostatniego zlodowacenia są nieliczne. Kilka przykładów takich form okrytych i podścielonych gliną lodowcową rozpoznał na Pojezierzu Mrągowskim Morawski (2007), który interpretuje je jako formy inglacialne (*englacial kames*).

Część kemów nawiązuje do linii kontaktu jury i kredy na powierzchni podłoża mezozoicznego. Występują m.in. koło Burzenina. Ich budowę wewnętrzną przedstawiają prace Krzemińskiego (1974, rys. 60) oraz Krzemińskiego i Bezkowskiej (1987). Dawniej uważane były za moreny czołowe (Premik, 1924). Wśród nich wyróżnia się wieloczłonowy wał o wysokości 10–30 m na linii Witoldów – Izydorów – Prażmów (NW-SE), rozdzielony doliną Warty. Impuls do powstania rozpadliny w lodzie pochodził tutaj od wyniesienia podłoża mezozoicznego. Osady osiagają do 30 m miąższości (Prażmów). Dolne i górne części profilów tworzą utwory drobne, mułkowo-piaszczyste i mułkowe, natomiast środkowa jest piaszczysto-żwirowa, glaci-fluwalna.

Spotyka się tam także przykłady *plateau* kemowych. W Kotlinie Szczercowskiej występują wokół najwyższych położonych kemów okolic Stanisławowa, Stróży, Czubatej Góry i Winka. W Stanisławowie na wysokości 225–240 m, w innych miejscach niżej – 200–210 m (Sarnacka, 1970). Rozległe *plateau* kemowe występuje w Prażmowie i w okolicach Widawy (Krzemiński i Bezkowska, 1987), gdzie przylega do wału kemowego. W profilach osadów występują tam drobne piaski riplemarkowe oraz charakterystyczne deformacje po osiadanii na topniejącym lodzie.

W tej samej strefie deglacacyjnej po zachodniej stronie doliny Warty na Wysoczyźnie Złoczewskiej występują także liczne ślady deglacacji arealnej, dowiedzionej tu przez Krzemińskiego (1974). Za główne formy, charakterystyczne zwłaszcza dla centralnej części wysoczyzny, uznał on pagórki i równiny akumulacji glaci-fluwalnej, które można rozpatrywać jako odpowiedniki sandrów wewnętrznych, niecki lodowcowe i równiny moreny dennej. Również Baliński (1997) opisał pagórki kemowe koło Zwierzyńca, Ostrowa i Staropola oraz *plateau* kemowe w rejonie Okalewo – Ostrówek. Miąższość osadów kemowych, głównie piaszczystych, sięga 21 m. Na stokach zachowały się płyty gliniastych osadów ablacyjnych. Kemy stwierdził ów autor również w okolicach Brąszewic, Kuźnicy Zagrzebskiej, Klusek i Kasek (Baliński, 1999). Zbudowane są z piasków drobnoziarnistych i mułków; w partiach szczytowych występują osady piaszczysto-żwirowe, na stokach ablacyjne.



Rys. 60. Budowa kemów w przekrojach poprzecznych w strefie złoczewsko-szczercowskiej według Krzezińskiego (1997)

A – pagórki strobińskie w Mieścisku, B – pagórki burzeńskie w Strumianach, C – pagórki borowskie w Postękalicach. 1 – żwiry i piaski glacyfluwialne, 2 – warciańska glina lodowcowa, 3 – utwory ablacyjne, 4 – żwiry i piaski ze śladami osiadania, 4 – piaski teras kemowych, 6 – piaski i żwiry poziomu erozyjno-akumulacyjnego, 7 – osady redeponowane, 8 – piaski i mulki terasy rzecznej vistuliańskiej

Można sądzić, że dobre warunki do akumulacji osadów glacyfluwialnych wynikały z kotlinowatego charakteru tej wysoczyzny w czasie deglacjacji. Baseny sedimentacyjne były tu przyblokowane od południa wyniesieniami Wyżyny Wieluńskiej, wyższej średnio o 40 m, a z pozostałych stron przez degradowany stopniowo lód lodowcowy. Wiele z obecnych tu form glacyfluwialnych można interpretować jako *plateau* kemowe. Z przekrojów zamieszczonych przez Krzezińskiego (1974) wynika, że powtarza się schemat w budowie

tych form: na dole żwirowa seria, u góry drobne piaski i mulki, a niekiedy także seria (czapa) żwirowa.

Zatem najpierw funkcjonowały dobrze przepływy glacyfluwialne, później doszło do zablokowania zbiorników, które następnie spływały. Wynika z tego, że jest to układ odwrotny od występującego w dorzeczu Rawki, zwłaszcza w kotlinie górnej Rawki. Tam najpierw panowały warunki glacylimniczne, potem rozwinął się przepływ glacyfluwialny kończący się gwałtownymi spływami i częściową erozją serii kemowych (Rdzany, 1997a).

Te dwa sposoby akumulacji serii kemowych łączą silne akcenty erozyjne pod koniec akumulacji w basenach sedimentacji kemowej, niekiedy bliskie charakterowi jökulhlaupów.

W strefie złoczewsko-szczercowskiej wiele form zakwalifikowano jako moreny martwego lodu, zwłaszcza w opracowaniach SMGP. Od bardziej typowych kemów odróżniane są jako rezultat wytapiania martwego lodu bez dobrej segregacji materiału. Tworzą je głównie piaski ze żwirami, głazami, z różnymi przewarstwieniami oraz soczewami glin i mulków. Formy tego typu opisano z różnych części strefy. Formy takich pagórków, o wysokości 2–5 m, stwierdziła Baraniecka (1971b) w okolicach Kurnosa, na obszarze okalającym zespół kemów. Liczne moreny martwego lodu o średnicy kilkuset metrów i wysokości względnej kilku lub kilkunastu metrów wyróżnia Sarnacka (1970) w Kotlinie Szczercowskiej na całym obszarze arkusza Szczerców SMGP. Występują w Bogumiłowicach, Suchowoli, Hubach, Kolonii Kiełczygłów, Górcie Rząsińskiej, Młynkach, Kopach i Trzasku. Piaszczysto-żwirowe osady pagórków są warstwowane horyzontalne i przekątne, zaś w spągu występuje glina. Na arkuszu Żółtych SMGP Baliński i Gawlik (1986) opisali pagórek martwego lodu na zachód od wsi Patoki. Baliński (1997, 1999) podaje z Wysoczyzny Żłoczewskiej liczne przykłady tego typu form, zbudowanych z osadów grubookruchowych (piasków, żwirów i głazów) o miąższości do 10 m. Występują w okolicy Czartoryi, Lipicy, Owieczek, Barczewa, Staropola, Huty i Bugaja.

W analizie kemów opisywanej strefy autor uwzględnił także pagórki pabianickie, rudzkie i rzgowskie – o największych podobieństwach morfologicznych do zespołu pagórków tuszyńskich – celem wyjaśnienia przyczyny koncentracji form w obszarze wododziałowym i zwrócenia uwagi na ślady ewentualnego zapisu aktywności czoła lądolodu. Formy tego zespołu uważane były początkowo za moreny czołowe (Lencewicz, 1927), później za kemy, bądź zespół pagórków kemowych i moren martwego lodu (Dylik, 1949; Klatkova, 1972a, 1987a; Turkowska, 1992; Turkowska i Wieczorkowska, 1994).

Wola Zaradzyńska. Wał kemowy glacyfluwialny

Wał w Woli Zaradzyńskiej położony jest na południo-wschód od Pabianic w strefie pogranicza strumieni lodowych Widawki i Rawki. Zajmuje obszar o wymiarach $1,5 \times 0,6$ km, jego wysokość przekracza nieco 10 m, zaś oś

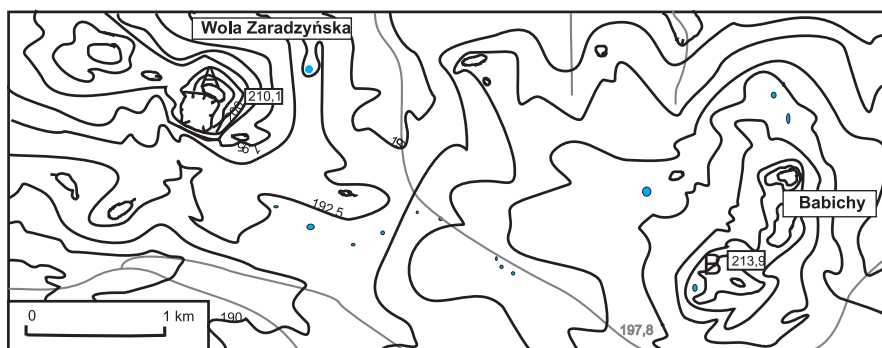
morfologiczna wykazuje azymut 105° (rys. 61). Nieco na zachód, w południowej części Łodzi (Ruda Pabianicka) oraz w okolicach Rzgowa występuje grupa wałów i pagórków glacyfluwialnych, obecnie właściwie pagórków antropogenicznych podobnej wielkości. Formy te, o materiale mocno wyeksploatowanym dla potrzeb budownictwa, zachowują ogólne zarysy i wielkość dawnych kemów. Forma w Woli Zaradzyńskiej była badana przez Klatkową (1972a) i Kamińskiego (1993), którzy uznali ją za kem glacyfluwialny, charakteryzujący się dwudzielnością budowy, powstały w przetainie wypełnionej wodą. Część dolna, głównie drobnopiaszczysta, uformowana była przez wody o małej energii, natomiast część górna, piaszczysto-żwirowa – w warunkach zmiennych i intensywnych przepływów, pochodzących z różnych kierunków.

Obserwacje autora w odsłonięciu w części wschodniej i południowo-wschodniej formy potwierdzają wcześniejsze ustalenia co do dwudzielności profilu osadów o miąższości 10–15 m (fot. 25, 26). Budowę wewnętrzną pagórka cechuje dobre wysortowanie osadów części dolnej piaszczystej (a) i słabe części górnej (b), żwirowo-piaszczystej stożka glacyfluwialnego, z przewarstwieniami mułków i o lokalnym przykryciu jęzorami osadów ablacyjnych. Udział mułków i diamiktonów ablacyjnych narasta w strefach stokowych formy. Zwraca uwagę rozległość i współkształtność warstw stożka napływowego z morfologią powierzchni grzbietowej i stoków wału kemowego. Cecha ta w niektórych partiach strefy brzeżnej zanika, a w strukturze pojawia się wiele mniejszych, nakładających się i zaburzonych stożków napływowych. Zapisany w profilu charakterystyczny rytm sedymentacji wynika z krótkotrwałych, dynamicznych zalewów warstwowych, przechodzących niekiedy w układ bardzo płytkich koryt piaszczystej rzeki roztokowej. Po zalewach w płytkich i licznych zagłębieniach powierzchni stożka funkcjonowały małe zbiorniki i kałuże, wypełniające się osadami mułkowo-ilastymi. Nie ma natomiast śladów bardziej trwałego zbiornika glacylimnicznego. W partiach stokowych formy, zwłaszcza w części wschodniej, występują liczne uskoki i ugięcia warstw, związane z osiadaniem. Deformacje te wskazują na akumulację materiału pobocznic stożka częściowo na płatach martwego lodu (fot. 25). W części południowej występuje diapiir o średnicy około 6 m, przebijający około $\frac{3}{4}$ profilu osadów i przykryty niezaburzonymi osadami, co świadczy o równoczesnym powstaniu z akumulacją stożkową.

Znaczne rozmiary formy i cechy struktur wskazują na intensywny dopływ wód roztopowych z grubszym materiałem od strony północno-zachodniej w trakcie akumulacji stożka, gdzie na dość bliskim zapleczu mógł funkcjonować żywy lód o znacznej grubości i zawartości moreny. Można przypuszczać, że zwiększona energia i ilość materiału dostarczanego do zbiornika sedymentacyjnego ma związek z szybkim napływem nowych mas lodu związanych z subfazą dobrzynki lub subfazą neru.

Babichy. Wał kemowy o strukturze stożka z układem koryt

Wał w Babichach, podobnie jak wał w Woli Zaradzyńskiej, stanowi formę dwuczłonową. Część północna ma postać wyraźnie zarysowanego wału o osi południkowej, część południowa, w której analizowano odsłonięcie, stanowi rodzaj *plateau* (rys. 61). W budowie formy zaznaczają się struktury stożków napływowych i koryt roztokowych o średniej dynamice przepływów (rys. 62).



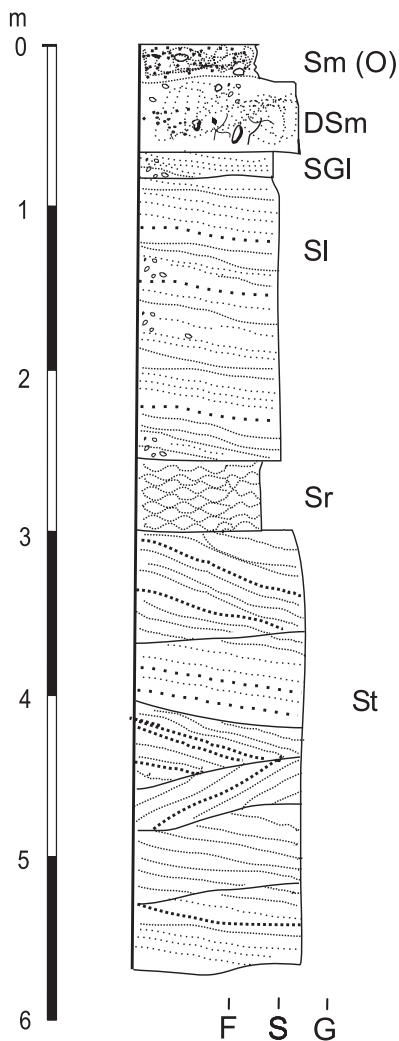
Rys. 61. Morfologia wałów kemowych w Woli Zaradzyńskiej i w Babichach

Geneza formy jest podobna do pozostałych form. Odmienność w stosunku do wału w Woli Zaradzyńskiej polega na większym udziale struktur związanych z rzeką roztokową piaszczystą. Budowa potwierdza ogólnie kemowy charakter form, związany z martwym lodem, lecz w strefie zaplecza lodu stagnującego lub żywego o znacznych możliwościach zasilania basenu sedimentacji kemowej. Na obu badanych stanowiskach, a także w innych formach zespołu pabianicko-rudzko-rzgowskiego nie stwierdzono przykładów zapisu bezpośredniej aktywności czoła lądolodu.

Sandry wewnętrzne

Wokół pagórków i wzgórz zaplecza strefy złoczewsko-szczercowskiej rozpościerają się liczne pokrywy glacyflualne typu sandrowego, nie powiązane z zapisem pozycji czoła lądolodu. Rozrzucone są dość chaotycznie, ułożone praktycznie mozaikowo. Ułożenie ich – bez związku z formami glacymarginalnymi – podważa pogląd o klasycznym układzie deglacjacji frontalnej w miejscach ich występowania. Mają najczęściej równinne powierzchnie, niekiedy nieco pochylone. Autor nazywa je sandrami wewnętrznymi. Są różnie klasyfikowane: jako obszary zasypiania wodnolodowcowego, terasy kemowe, stoliwa kemowe lub równiny wodnolodowcowe, zaś ich piaszczysto-żwirowe osady – jako piaski wodnolodowcowe górne.

Osady te w zasadzie nie różnią się od typowych sandrowych, poza istotną obecnością przewarstwień osadów ablacyjnych. Mają zmienną miąższość, leżą na glinach warciańskich lub w miejscach ich rozmycia. Cechują się znaczną zmiennością litologiczną. Powstały w czasie deglacjacji, po rozpadzie lądolodu na płyty martwego lodu.



Rys. 62. Profil osadów wału kemowego w Babichach. Miejsce odsłonięcia oznaczono punktem B na rys. 61

Zagłębienia wytopiskowe

W opisywanej strefie liczne są zagłębienia po martwym lodzie (m.in. Sarnacka, 1970). Formy te osiągają przeciętnie od kilkudziesięciu do kilkuset metrów średnicy, zaś głębokość wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Największe zagłębienia powstałe po martwym lodzie osiągają średnicę ponad 1 km. Występują m.in. na lokalnych działach wód w Fajnowie ($0,5 \times 1$ km) i Żabieńcu ($0,3 \times 1,2$) oraz w strefie zboczowej wysoczyzny w Prażmowie ($1 \times 1,5$ km) (Krzemiński i Bezkowska, 1987), a także na północ od Papieży, w Kolonii Rokszycy, w okolicach Oprzędowa, Boryszówka, Kolonii Grabicy, Woli Kamockiej, w Leśnej Niwie, Zabrzeżu, Podlasiu, Bogumiłowie, Faustynowie, Dworszowicach, Skoczylasach, Kopach i Małincu. W dnach niektórych form występują jeszcze jeziora reliktoowe lub podmokłe równiny torfowe. Znaczna liczba istniejących dawniej zagłębień została wciągnięta w sieć odpływu Widawki, Niecieczy i Krasowej.

Doliny wód roztopowych i tzw. terasy pradolinne

W łobach Warty i Widawki rozwinęły się w warunkach deglacjacji arealnej skomplikowane systemy odpływu wód roztopowych, rozpoznane szczegółowo przez Krzemińskiego (1974) oraz Krze-

mińskiego i Bezkowską (1987). Zauważono, że na niektórych obszarach, np. w okolicach Widawy, odpływy w czasie deglacjacji rozwinęły się na liniach drenażu z poprzedniego okresu zimnego. Rozpoznano tam funkcjonowanie poziomu erozyjno-akumulacyjnego, który odzwierciedla okres przejściowy od pulsacyjnego reżimu lodowcowego do zwiększonej roli zasilania podziemnego. Głównym elementem systemu była dolina Warty, gdzie dość długo funkcjonowały pogrzebane płyty martwego lodu i strefy odpływu wód, m.in. dolina marginalna Niecieczy.

W dolinach uformowały się pod koniec deglacjacji terasy (akumulacyjno-erozyjne) zwane pradolinami, które wyróżniają Krzemiński i Bezkowska (1987) m.in. w Brzykowie i Brodzie Widawskim między terasą nadzalewową a krawędzią wału (fot. 1), a także w Lucjanowie, Zabłociu i Osiecznie. Tworzą one listwy, szerokie na kilkadziesiąt metrów, zbudowane ze żwirów, ze śladami szczelin syngenetycznych.

Uwagi interpretacyjne o zaniku lądolodu w strefie złoczewsko-szczercowskiej

Wyraźne formy na linii subfazy dobrzynki od dawna interpretowano jako wyznaczniki maksymalnego zasięgu. Tak zarysowany południkowo zachodni skraj lobu Widawki, sięgający aż do Tuszyna i przedłużony po Łódź, sugerował zasięg maksymalny. Stosowanie kryterium morfologicznego jako głównego kryterium wyznaczania zasięgu maksymalnego uznano z czasem za zawodne. Rewizja tych ustaleń doprowadziła do wydzielenia tzw. etapu postojowego, który miał być długim okresem stabilnego stacjonowania lądolodu. Mało uwagi przywiązano do faktu słabego wykształcenia lub wręcz braku sandrów na zewnątrz od tej linii.

W świetle stwierdzonych faktów linijne ułożenie form wypukłych na granicy subfazy dobrzynki należy uznać za skutek intensywnego napływu strumieni lodowych Warty i Widawki, zanim zakończyła się deglacjacja strefy działoszyńskiej. Intensywność procesu mogła się zmieniać i mieć postać nawet kilku szybko następujących szarż lodowcowych. W efekcie nastąpiło nie tylko podniesienie stromości czoła lądolodu, zaburzenia glacitektoniczne przy czołe i pod lądolodem (warstwa deformacyjna), lecz także wzmóżona dostawa znacznych ilości moreny. Powstałe uszczelinienia i rozłamy lodu wskutek reakcji ekstensywnych w okresie wyciszenia (*quiescent phase*), który nastąpił po szarży, szybko były powiększane do rozmiarów głębokich i stromościennych kanionów. Nie były to raczej tradycyjnie rozumiane przetainy. Z powodu głębokiej dezintegracji lodu nastąpiła w rozpadlinach i kanionach lodowych wydajna akumulacja. Liczne baseny sedymentacyjne, skoncentrowane w szczególności w pobliżu linii zasięgu subfazy dobrzynki, były bardzo szybko zasypywane seriami glacyfluwialnymi. Jak wykazały pomiary Krzemińskiego (1997, rys. 28), wody roztopowe w tej strefie odpływały zarówno proglacialnie, układając się radialnie wokół linii fazy, jak i koncentrycznie w głąb lobu. Można sądzić, że gdyby rozpad czaszy postępował

powoli, dochodziłoby do liczniejszych przypadków blokowania wód. Choć znaleziono na tym obszarze kemy glacialimniczne, należy zauważyć ich sporadyczne występowanie, wręcz lokalny charakter przejawów akumulacji zbiornikowej. Silnie nawodnione osady, podlegające zmiennym lokalnie naciskom płatów martwego lodu, ulegały łatwo plastycznym deformacjom i wtórnym spływom.

Do tej pory formy na linii subfazy dobrzynki interpretowane były jako wynik długotrwałej równowagi krawędzi lądolodu. Zebrane fakty wskazują jednak na szybkość, niekiedy gwałtowność procesów erozyjno-sedymentacyjnych i innych procesów morfotwórczych. Nie stwierdzono w tej strefie miąższych serii glacialimnicznych, które dokumentowałyby długotrwałość procesów i „spokój” sedymentacyjny. Dominują natomiast wielkoskalowe i względnie gruboklastyczne serie, wskazujące na znaczną dynamikę procesów. Tak miąższe serie mogły powstawać w poszczególnych przypadkach nawet w skali kilkunastu–kilkudziesięciu lat. Znaczna energia procesów, a niekiedy katastrofizm zdarzeń, odpowiada za znaczną miąższość osadów i późniejsze urozmaicenie rzeźby.

Przestrzenny rozkład form glacialimarginalnych wskazuje, że napływ lodu obejmował loby Warty i Widawki, natomiast szarża nie objęła w tym czasie lobu Prosnego. Nowe aktywne masy lodu rozpląwały się najbardziej dynamicznie w zasięgu lobu Widawki, wachlarzowato między kierunkiem południowo-zachodnim a wschodnim. Ślady szybkiego przemieszczania się lodu zanikają zarówno na zachód od doliny Warty, jak i w strefie działu wodnego Odry i Wisły na północ od Tuszyńska.

Z powodu prawdopodobnego zajęcia jeszcze przez martwy lód strefy działu woszyńskiej oraz wstecznego odpływu wód roztopowych ku centralnym częściom lobu, wykształcił się tam bardzo skomplikowany system odpływu marginalnego, co dowiódł Krzemiński (1974), zaś słaby – sandrowy.

Od ukazania się prac Baranieckiej i Sarnackiej (1971), Klatkowej (1972a) i Krzemińskiego (1974) rozpowszechniło się przekonanie o arealnym zaniku lądolodu na bardzo szerokim zapleczu opisywanej strefy marginalnej. Zdaniem autora należy jednak uwzględnić fakty pewnej koncentracji form deglacjacji i ślady przedzielenia lobu w jego wewnętrznej części kolejnymi przejawami aktywności czoła lądolodu, które autor nazywa subfazą neru. Do wyjaśnienia pozostaje także geneza form z deformacjami w okolicach Kliczkowa.

5.3.3. Subfaza neru i zanik lądolodu w strefie warciańsko-łaskiej

Ogólne cechy rzeźby glacialnej

W pasie terenu obejmującym północną część Wysoczyzny Złoczewskiej i południową część Wysoczyzny Tureckiej (w tym tzw. pagórki warciańskie) i dalej na wschód przez środkową część Wysoczyzny Łaskiej (okolice Zduńskiej Woli – Petrykozy), po granicę z Wzniesieniami Łódzkimi, czyli po obszar

Łodzi, biegnie kolejna strefa morfologiczna, której powstanie można wiązać z krótkotrwałym funkcjonowaniem czoła aktywnego lądolodu w czasie deglacjacji (rys. 52, 53). Poglądy na ten temat nie są jednak jednolite. W starszych pracach wyróżniano w części zachodniej tej strefy zespół moren czołowych, który powiązano z fazą wkry (Krygowski, 1972; Różycki, 1972). Według Klatkowej (1972a) i Krzemińskiego (1997) występuje tu natomiast skupienie form deglacjacji arealnej. Kemową genezę kilku pagórków w części zachodniej i środkowej tej strefy (Chabierów, Bartochów, Mostki, Ptaszkowice, Zyгры) udokumentował ostatnio Jaks (2006). Krzemiński (1997) pagórki warciańskie włączył do większego pasa nagromadzenia kemów, które nazwał strefą sieradzką. Jednakże Klatkowa i Załoba (1991, 1992) oraz Załoba (1992) dostrzegali w tym pasie, w tym w dorzeczu Neru, oprócz kemów również formy glacialne. Także Turkowska (1993, 2006a) zasygnalizowała ślady szarzy lodowcowej w dolinie górnego Neru.

Na zachód od doliny Warty rysuje się najbardziej czytelny zarys form wyznaczający skrajną pozycję czoła lodowca wypustowego. Łob ten ogranicza od strony zachodniej zespół pagórków, który ciągnie się od Wału Malanowskiego w kierunku miasta Warty. Wał Malanowski uznawany jest przeważnie za interlobalny ostaniec z glacji lądolodu warty, przemodelowany w czasie deglacjacji (Bartkowski i Mięzał-Ruta, 1966; Klatkowa, 1972a; Chrzanowski, 1980; Klatkowa i Załoba, 1991; Załoba, 1992). Geneza pagórków na obrzeżeniu łobu budzi od dość dawna spory. Pagórki na linii Wał Malanowski – okolice miasta Warty uznawane są przeważnie za formy szczelinowe schyłkowowarciańskie (Klatkowa, 1972; Chrzanowski, 1980; Klatkowa i Załoba, 1991; Załoba, 1992). Hipoteza Mańkowskiej (1987) oraz Mańkowskiej i Gogołka (1988) o ich vistuliańskim wieku nie potwierdziła się w świetle późniejszych prac Klatkowej i Załoby (1991), Załoby (1992) oraz Petery i Forysiaka (2003).

Na zachodnim obrzeżeniu łobu pagóry i wały o wysokości 10–30 m układają się strefowo i jednocześnie południkowo. W rejonie Malanowa, Będziechowa – Skarżyna, Bartochowa i Warty formy te zawierają osady warstwowe, świadczące o dużym udziale wód roztopowych. Materiał diamiktonów spływowych świadczy o kontakcie z lodem lodowcowym, zaś szereg przypadków struktur deformacyjnych powstałych w warunkach poziomego ściskania – o aktywności czoła żywego lodu. Na tej podstawie można uważać tę strefę za zapis pozycji marginalnej lądolodu, którego wody akumulowały materiał na stokach i powierzchniach starszych wysoczyzn morenowych. Występuje tutaj także strefowy układ form wzdłuż zachodniej części Wału Malanowskiego, biegnący południkowym łukiem wzdłuż rzeki Śwędni, przez Malanów – Przespolew, Dębsko, w kierunku Kalisza i Godzieszy.

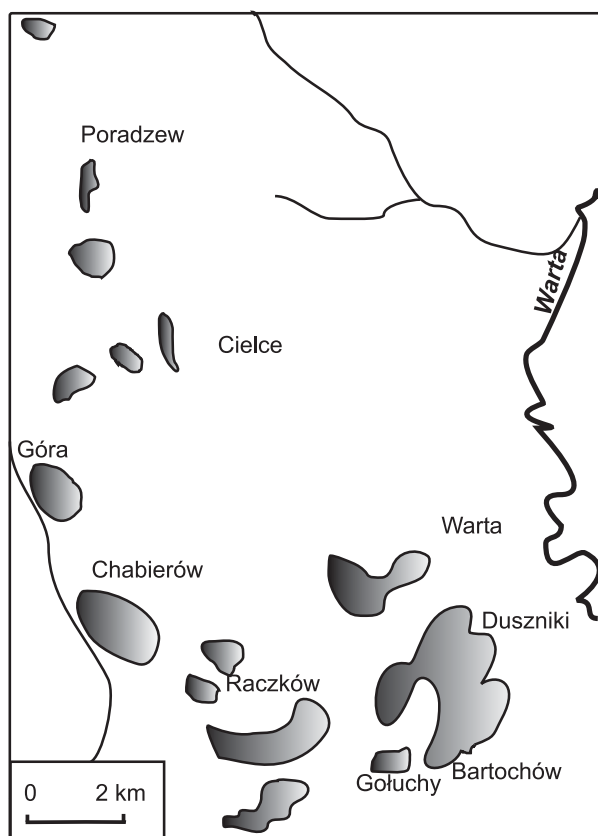
Obserwacje autora oraz przegląd dotychczasowych prac upoważniają do wyróżniania również na Wysoczyźnie Łaskiej aż po Wzniesienia Łódzkie zarówno form glacialmarginalnych, związanych z kolejną subfazą pomaksymalną zlodowacenia warty, jak i kemów różnych typów, związanych z późniejszym rozpadem arealnym lobu. Formy związane z akumulacyjną i deformacyjną aktywnością czoła lądolodu występują w różnych miejscach południowego obrzeżenia analizowanej strefy. Dowody tej aktywności są mniej wyraźne w środkowej części tego terenu, z kolei bardziej czytelne we wschodniej, począwszy od okolic Pabianic po obszar Łodzi i Nowosolnej.

Ze względu na objęcie nasunięciem pomaksymalnym dorzecza Neru, autor nazywa ten etap zlodowacenia subfazą neru. Przedstawiony tu zarys lobu oznacza, że napływ lodu tworzył strumień przesunięty na wschód w stosunku do tego strumienia, który uformował lob południowowielkopolski w maksymalnym zasięgu. Ze względu na powiązanie skutków nasunięcia z dolinami regionu ukształtowały się dwa drugorzędne loby Warty i Neru. Nie jest pewne, czy ten przejaw aktywności wyodrębnionej części lądolodu wynikał z większych wahań klimatycznych i czy w innych strumieniach lądolodu warty w Polsce etap ten ma swoje odpowiedniki. Szerokość strefy z zapisanymi śladami subfazy neru można ocenić wstępnie na 10–20 km.

Pagórki warciańskie i sąsiednie wysoczyzny morenowe

W rejonie miasta Warta, na zachodnim obrzeżeniu lobu Warty występuje nagromadzenie pagórków i wałów glacialfluwialnych, zwane pagórkami warciańskimi, sięgające maksymalnie 189 m n.p.m., co powoduje znaczne deniwelacje – dno doliny Warty opada tu do 120 m. Znajdują się bezpośrednio na zachód od doliny Warty, ciągnąc się w łańcuchowym zespole od wsi Duszniki i Bartochów, przez Górę w kierunku Wału Malanowskiego (rys. 63). Formy te otaczają równinną wysoczyznę morenową o wysokości około 140 m n.p.m. Pagórki warciańskie stanowią jedną z najbardziej wyrazistych grup pagórków i wzgórz w regionie łódzkim.

Analiza rzeźby i przegląd struktur w odsłonięciach, przeprowadzone przez autora, wskazują na zasadność wyznaczenia na tym obszarze strefy marginalnej, lecz pagórki i wały mają charakter zarówno kemów glacialfluwialnych podłużnych, form glacialmarginalnych *sensu stricto*, jak i złożonych – kemowo-glacialmarginalnych. Przykładem takiej złożonej formy jest wzgórze w Dusznikach. Ze względu na istniejące struktury deformacyjne forma ta może być określona jako wzgórze glacialmarginalne typu moreny pchniętej o strukturze kemu glacialfluwialnego, diapirowego.



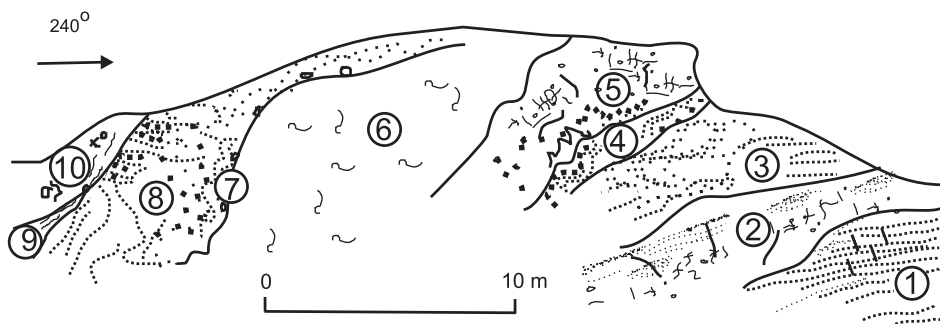
Rys. 63. Pagórki warciańskie. Rozmieszczenie wzgórz i pagórków glacialmarginalnych oraz kemowych w okolicach Warty

Duszniki. Forma złożona morenowo-kemowa

Wzgórze w Dusznikach zajmuje brzeżną część wysoczyzny morenowej na południe od miasta Warta. Jego stoki wschodnie od strony doliny Warty osiągają ponad 20 m wysokości. W budowie stwierdzono zespół stożków napływowych dużych rozmiarów z silnymi deformacjami w postaci diapirów i śladami pchnięć, podobnie jak w formach typu *push-moraine* (rys. 64, fot. 27–30). Niektóre diapiry osiągają duże rozmiary, dochodzą zwykle do powierzchni grzbietowej formy, a zbudowane są w przeważającej części ze żwirów. Okalają je zazwyczaj liczne uskoki. Prawdopodobnie główną przyczyną (czynnikiem spustowym) ich powstania była znaczna kompresja nawodnionych osadów, spowodowana naciskiem poziomym lodu od strony północnej i północno-wschodniej na świeżo powstałe kemy glacialfluwialne. W strukturze przedstawionej na rys. 64 wskazują na to: struktura wewnętrzna diapiru, jego geometria,

w szczególności pochylenie osi diapiru zgodnie z kierunkiem nacisku, powierzchnia odklucia na kontakcie spągu gliny lodgement, która wyklinowuje się na diapirze oraz powierzchnie odklucia w stożku glacyfluwialnym, przylegającym do diapiru (fot. 28).

W powstaniu niektórych diapirów mogła mieć znaczenie także aktywność tektoniczna obszaru, na co wskazywał już Załoba (1992). Trudne bowiem do wytłumaczenia innymi przyczynami są struktury zbudowane jedynie z nieplastycznych materiałów (fot. 30). Podobne struktury Mörner (2005) wiąże z silnymi trzęsieniami tektonicznymi.



Rys. 64. Diapir w Dusznikach

1 – piaski drobne i bardzo drobne z uskokami o małych zrzutach, 2 – diamikton piaszczysty, 3 – piaski drobne, zaburzone, 4 – piaski różnoziarniste ze strukturami upłynnienia, silnie żelaziste, 5 – glina lodowcowa ze spągami deformacyjnym, 6 – mułk maszynowy, miejscami zachowane ślady deformacji, 7 – piaski i żwiry na powierzchni odklucia z mylonitami i innymi deformacjami, 8 – piaski żelaziste, zdeformowane, fleksury, uskoki i struktury fluidalne, 9 – piaski, głównie drobnoziarniste ze śladami laminacji równoległej do spągu gliny, 10 – glina lodgement (subfazy neru) – fragment jej kontaktu z podłożem przedstawia fot. 29

Stok doliny Warty między Siedlątkowem a Popowem

W odsłonięciu klifu nad zbiornikiem Jeziorsko stwierdzono liczne ślady aktywności lądolodu, które można interpretować jako wynik szarży na obszar zbiornika zastoiskowego. Ściany północnej części wybrzeża klifowego ukazują dwa poziomy gliny lodowcowej, rozdzielone osadami zastoiskowymi o zmiennej miąższości. Niektóre struktury zostały opisane w rozdziale poświęconym transgresji lądolodu (por. rys. 37; fot. 2, 3, 9, 10, 12).

Dolną glinę charakteryzuje zmienność barwy od brązowej po zielonkawoszarą. Miejscami jest zafałdowana, występują tam fałdy diapirowe. Miejscami ścięta jest przez glinę młodszą.

Osady zastoiskowe to głównie drobne piaski, miejscami mułkowe z przewarstwieniami ilów z glazikami o zmiennej miąższości, maksymalnie 7–8 m.

Można zauważyć prawidłowość zmniejszania się średniej średnicy ziarna w osadach piaszczystych w kierunku południowym, a więc dystalnym. Wypełniają obniżenia w glinie dolnej, pochodzącej prawdopodobnie z fazy maksymalnej zlodowacenia warty. Podobieństwo profili w różnych kopalnych zagłębieniach sugeruje połączenie zbiorników. W serii zastoiskowej akumulowanej rytmicznie, lecz w dość stabilnych warunkach, charakterystyczne są cienkie przewarstwienia iłowo-mułkowe z megaklastami, które można interpretować jako osad prądów turbiditytowych. Impulsem do ich powstania mogły być jakieś gwałtowne procesy glacialne w pobliżu, związane np. z cieniem się lądolodu, nie można także wykluczyć wstrząsów sejsmicznych.

Zbiornik lub zbiorniki zastoiskowe zostały przykryte przez najmłodszą glinę o zmiennej miąższości. W czasie transgresji osady nie były zamrożone i często dochodziło do deformacji i erozji (fot. 5, 11, rys. 37).

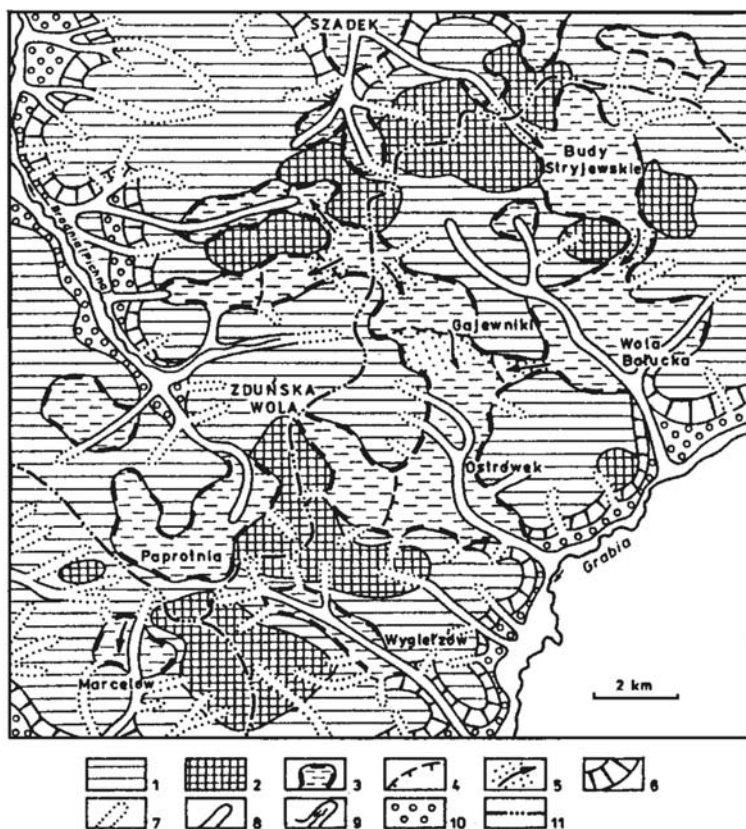
Obszar Zduńska Wola – Łask – Łódź

Na tym terenie stwierdzono powszechne występowanie kemów (Bezkowska, 1995, rys. 65; Jaksa, 2006), jednakże budowa niektórych pagórków świadczy o możliwości ich powstania przy krawędzi aktywnego lądolodu. Ich struktura wskazuje, że budują je głównie sypane od północy stożki glacyfluwialne, często o bardzo słabym wysortowaniu. Nie napotkano jednakże na tym terenie śladów poziomego nacisku na osady glacyfugalne. W okolicach Szadku osady reprezentujące środowisko proksymalne akumulacji stożków glacyfluwialnych, z udziałem osadów spływów ablacyjnych autor znajdował w pasie terenu o szerokości ok. 8 km. W północnej części tej strefy w Zygrach na północ od Szadka takie osady udokumentował Jaksa (2006) w budowie asymetrycznego *plateau*. W południowej części podobne osady odsłaniają się także w żwirowni w Dziadkowicach (fot. 31, 32). Rodzaj materiału dowodzi rytmicznej, wydajnej akumulacji słabo wysortowanego materiału żwirowo-piaszczystego z udziałem spływów ablacyjnych, w strefie przejściowej do sandru.

Osady powstałe w strefie kontaktu lodowego przechodzą w utwory bardziej dystalnych sandrów. Wykazują one ogólnie słaby rozwój i są na tym obszarze w znacznej mierze związane z dolinami. W okolicach Łasku Klatkowa (1988) wyróżniła sandry dolinne, włożone w dolinę Grabi powyżej terasy vistuliańskiej oraz wyspy sandrowe w pobliżu Mórg i Zimnej Wody. Autorka ta stwierdziła, że powstały one w czasie ograniczonego przestrzennie, liniowego przepływu wód w czasie deglacjacji.

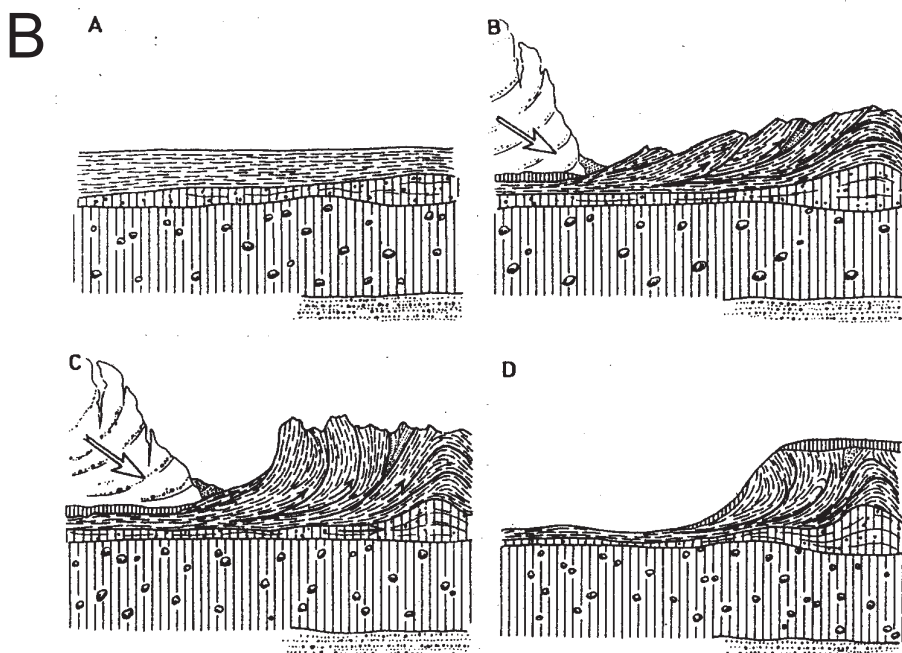
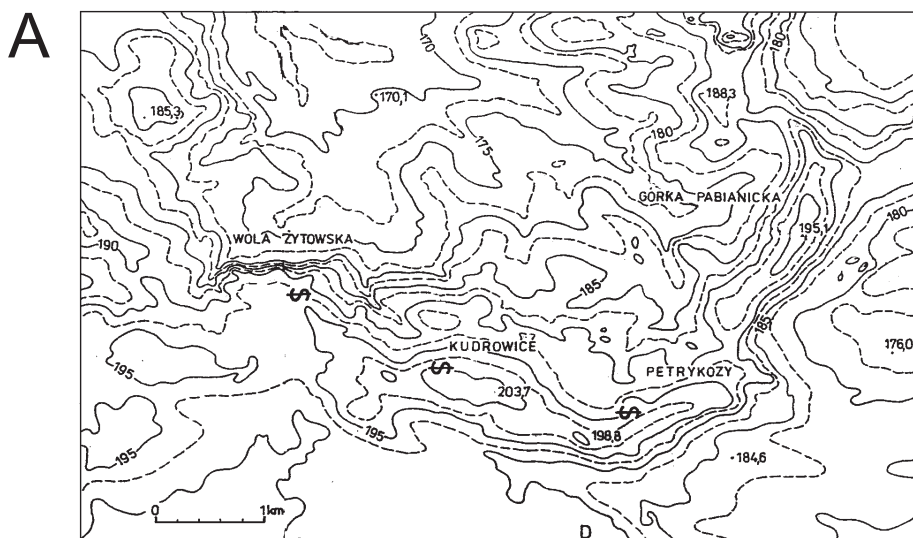
W dorzeczu górnego Neru, poczynając od Janowic na zachodzie, przez Kudrowice, Petrykozy, Górkę Pabianicką do Łodzi, występują liczne ślady aktywnego i deformującego działania lądolodu, które już wcześniej określano jako skutki szarży (rys. 66). Najbardziej czytelną formą tego terenu jest wał Kudrowice–Petrykozy. Został on najwcześniej zbadany przez Dylika (1952), który

wprawdzie nie sprecyzował jego genezy, jednakże stwierdził w jego budowie zaburzenia, które określił jako tektoniczne lub glacitektoniczne. W północnej części wału znalazł osady ilaste i mułkowe z gładzikami oraz deformacjami, które zinterpretował jako peryglacjalne. Ze względu na brak dokumentacji nie wiadomo, jakie to były deformacje. Następnie forma ta opracowywana była przez Wieczorkowską (1984) i Klatkową (1996), które uznały za formę wału moreny czołowej spiętrzonej, w znacznej mierze utworzonej ze spiętrzonych osadów zastoiszkowych. Klatkowa (1996) przy tym identyfikuje tutaj klasyczny przykład glacitektonopary.



Rys. 65. Zespół kemów okolic Zduńskiej Woli według Bezkowskiej (1995)

1 – wysoczyzny, 2 – kemy i stoliwa kemowe, 3 – obniżenia wytopiskowe, 4 – progi w obrębie mis wytopiskowych, 5 – kierunki odpływu wód, 6 – stoki, 7 – niecki denudacyjne, 8 – doliny płaskodenne i nieckowate, 9 – dna dolin rzecznych, 10 – terasy nadzalewowe, 11 – działły wodne



Rys. 66. Wał Kudrowice–Petrykozy i przyległe obniżenie końcowe (A) jako przykład glaci-tektonopary. Rysunek B przedstawia rekonstrukcję powstawania wału Kudrowice–Petrykozy według Klatkowej (1996)

Należy zauważyć, że wał Kudrowice-Petrykozy od wału w Woli Zaradzyńskiej dzieli dystans około 10 km. Wobec niewielkiej odległości, uwzględniając warunki hipsometryczne, można przyjąć hipotezę, że napływ silnej fali kinematycznej lodu z materiałem morenowym w subfazie neru mógł przyczynić się do skokowego podniesienia dynamiki akumulacji w kanionie śródlodowym, w którym tworzył się materiał kemu w Woli Zaradzyńskiej (por. fot. 26).

Kolejne ślady funkcjonowania aktywnego czoła lądolodu występują w pobliskiej dolinie Neru, gdzie Turkowska (1993, 2006a) stwierdziła ślady szarzy lodowcowej. Dalej na wschód strefa ta rozszerza się na obszarze Łodzi. Nawiazują do niej również niewielkie równiny sandrowe (Klatkova, 1987a) w okolicach Pabianic, Klimkowizny, Huty Dłutowskiej, Rydzyn i Woli Zaradzyńskiej. Słabe ich wykształcenie wskazuje na krótkie funkcjonowanie lodu żywego w czasie subfazy neru.

Ozy i kemy

Cechą charakterystyczną strefy warciańsko-łaskiej jest występowanie nielicznych ozów. Stwierdzono je m.in. koło Poradzewa i Rzymska na zachód od doliny Warty. Oz koło Poradzewa, położony w ciągu kemów, zbudowany jest z piasków z domieszką żwirów. Został wyróżniony na podstawie morfologii i przebiegu osi morfologicznej (NNW-SSE) (Klatkova i Załoba, 1992). Oz Rzymska stanowi formę bardzo charakterystyczną, o głębokim zakorzenieniu. Charakteryzuje się znaczną ilością materiału wyerodowanego z płytko położonego kredowego podłoża, które w pobliżu ma wychodnie na powierzchni topograficznej. Znaczną część profilu zajmują gruboklastyczne osady tunelowe, świadczące o wysokiej energii przepływów.

W porównaniu z ozami kemy są znacznie liczniejsze. Część z tych form kwalifikowana jest w materiałach SMGP jako moreny martwego lodu. Dominują formy o budowie glacyfluwialnej, występują także kemy glacylimniczne lub o budowie złożonej (Jaksa, 2006). Znaczna ich część znajduje się w pasie form glacymarginalnych.

Na zachód od doliny Warty kemy występują na północ od Chabierowa w pasie ciągnącym się w kierunku Wału Małanowskiego (Klatkova i Załoba, 1992). Są to duże pagórki i wały zbudowane z piasków o zmiennej granulacji, z domieszką żwirów. Pośród tych form stwierdzono *plateau* kemowe w części stokowej tego wału. *Plateau* kemowe i terasy kemowe towarzyszą także kemom okolic Dziadowic i Malanowa; otaczają kemy i być może tworzą ich podstawę; osiągają powierzchnię do kilku km² (Mańkowska i Gogołek, 1988).

Na Wysoczyźnie Łaskiej w okolicach Zduńskiej Woli kemy badała Bezkowska (1993, 1997, rys. 65). Dochodzą one do 192,5 m. Występują tam stoliwa

kemowe i kilka pagórków kemowych w charakterystycznym układzie przestrzennym oraz duży wał kemowy w Męce. Między nimi znajdują się obniżenia wytopiskowe. Wał w Męce związany jest z doliną Warty poprzez położenie na jej krawędzi. Jego powstanie miało związek z oddziaływaniem obniżeń dolinnych w płytko zalegającym podłożu mezozoicznym. Bezkowska (1997) dowiodła wyraźnego związku ich usytuowania z wyniesieniami w podłożu. Ponadto istnieją tam wyraźne dyslokacje nieciągłe. Na Wysoczyźnie Łaskiej na południo-zachód od Łasku nieliczne kemy opisała Klatkova (1982, 1988). Największy pagórek o wysokości 15 m znajduje się w Ulejewie. Kemy te zbudowane są z piasku z domieszką mułków i żwirów. W stropowej części kemu w Ulejewie stwierdzono osady ablacyjne. W wielu miejscach Wysoczyzny Łaskiej liczne, choć niewielkie formy kemowe opisał również Baliński (1992a, b). Osiągają one wysokość 4–17 m, średnicę kilkuset metrów, występują w zespołach lub – niektóre – jako formy odosobnione. Stwierdzono je m.in. w okolicach Chorzyszewa, na linii Wilamów – Józefów, na wschód od Bełdowa, w Szydłowie, na północ od wsi Wodzierady, w Przatowie, Wrzeszczewicach i Jesionnej. Zbudowane są z piasków drobnych i mułków, miejscami piasków ze żwirami. Niektóre formy, określone jako pagórki martwego lodu, wyróżnił Baliński (1992a, b) w okolicy Kłoniszewa, Małanowa i Janowic. Osiągają one wysokość 5–10 m, posiadają łagodne stoki opadające ku okalającym równinom wodnolodowcowym. Zbudowane są z warstw, soczew i pakietów piasków pyłowych i różnoziarnistych, mułków piaszczystych, żwirów z głazikami i sporadycznie glin piaszczystych. Miąższość budujących je osadów przekracza 10 m.

W okolicach Parzęczewa, w północnej części opisywanej strefy, istnienie kemów, w tym moren martwego lodu udokumentował również Dutkiewicz (1992a, b). Mają one zróżnicowane wysokości względne, część rzędu 6–10 m, inne – 15–20 m.

W zachodniej części Wzniesień Łódzkich i przyległej części Wysoczyzny Łaskiej pagórki kemowe wyróżniła Klatkova (1972a, 1993c). Występują m.in. w Emilii i Bibianowie w postaci dużych pagórków, o miąższości osadów ponad 20 m. Są one otoczone i podścielone gliną zwałową. Oprócz tego w strefie spiętrzeń występują drobne pagórki o małej miąższości osadów. Występują na kulminacjach spiętrzeń glaciektonicznych. Formy te zbudowane są z piasków, mułków i żwirów. Na tym obszarze występują także terasy kemowe, dobrze rozpoznane w rejonie Tkaczewskiej Góry i Huty Bardzyńskiej. Wasiak (1979) wiązał je z etapową deglacjacją.

Dla tej strefy deglacyjnej, zwłaszcza dla Wysoczyzny Łaskiej, charakterystyczne są także zagłębienia wytopiskowe, niekiedy o średnicy 1,5–2 km.

Istnienie kemów na zapleczu zespołu form glacialmarginalnych skłania do przyjęcia tezy o deglacji arealnej brzeżnej partii lądolodu niemal bezpośrednio po krótkim i dynamicznym nasunięciu subfazy neru.

Uwagi o zapisie procesów glacialnych w subfazie neru

Proces deglacjacji arealnej, który rozwijał się po subfazie dobrzynki, obejmując pas lobu o szerokości ponad 40 km, został zatrzymany w omawianej strefie nowym, co najmniej jednokrotnym napływem mas lodu. Napływ lodu w subfazie neru trwał względnie krótko, na co wskazują ślady szybkiego ruchu i deformacje widoczne w odsłonięciach w Siedlątkowie, Dusznikach, w budowie wału Kudrowice–Petrykozy oraz na terenie Łodzi. Występują tu analogie do przebiegu subfazy dobrzynki z lobu Widawki.

Lob Jeziorska w rejonie doliny Warty poruszał się po osadach zbiornikowych, świeżo zakumulowanych przed czołem. Podobna sytuacja panowała na północ od Pabianic (Kudrowice–Petrykozy). Osady te zostały częściowo włączone w warstwę deformacyjną, która tworzyła się strefowo pod lodem. Przed czołem transgresującego lądolodu następowało klasyczne spiętrzanie i wyciskanie osadów. W okolicach miasta Warta istniejące osady oraz struktury w budowie pagórków i wzgórz, zawierających liczne struktury diapirowe, a także odkłucia, nasunięcia i spękania kompresyjne w stożkach subakwalnych, świadczą o powstaniu spiętrzeń, które stosunkowo niedawno powstały przed czołem (rys. 63; fot. 27). Na północ od Pabianic prąd lodowy wyodrębnił klasyczną glacitektonoparę.

Profile form glacialmarginalnych i kemów, z dużą ilością żwirów, świadczą o szybkim wypełnianiu basenów sedymentacyjnych po rozpadzie brzeżnej części lobu Jeziorska–Neru. Dało to początek kemom. Powstałe kemy grupują się na obrzeżeniu lobu, wewnątrz jest ich zdecydowanie mniej. Niektóre z kemów wykazują podobieństwa do tzw. kemów podłużnych w rozumieniu Terpiłowskiego (2008). Są one charakterystyczne dla wąskich stref deglacjacji arealnej na obrzeżeniach lobów. Nie jest wykluczone, że znaczna wydajność akumulacji kemowej wynikała z istnienia żywego lodu w głębi lodu. Po przejściu w stan pasywny i martwy, ilości moreny były niewielkie.

Począwszy od równoleżnika Szadku na północ, zanik arealny lądolodu postępował coraz słabiej wraz z grubiejącą pokrywą lodu i obniżaniem się powierzchni jego podłoża ku północy. W trakcie deglacjacji nastąpił później kolejny napływ nowych, aktywnych mas lodu na terenie pradoliny warszawsko-berlińskiej, który zaznaczył się głównie w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich i być może w rejonie doliny Warty (obrzeżenie Kotliny Kolskiej). Na wschodzie sięga do dorzecza Mrogi. Jest to inaczej wykształcony strumień lodowy, znacznie szerszy od poprzedniego, wchodzący w strefę dawniej wyróżnianego lobu Rawki. Jego aktywność, zaznaczona głównie w strefie dorzecza Bzury, skłania do nazwania tego okresu aktywności subfazą bzury. Do zagadnienia tego autor odniesie się w podrozdziale 5.5.

5.4. Deglacjacja lobu południowomazowieckiego

5.4.1. Deglacjacja strefy pilickiej

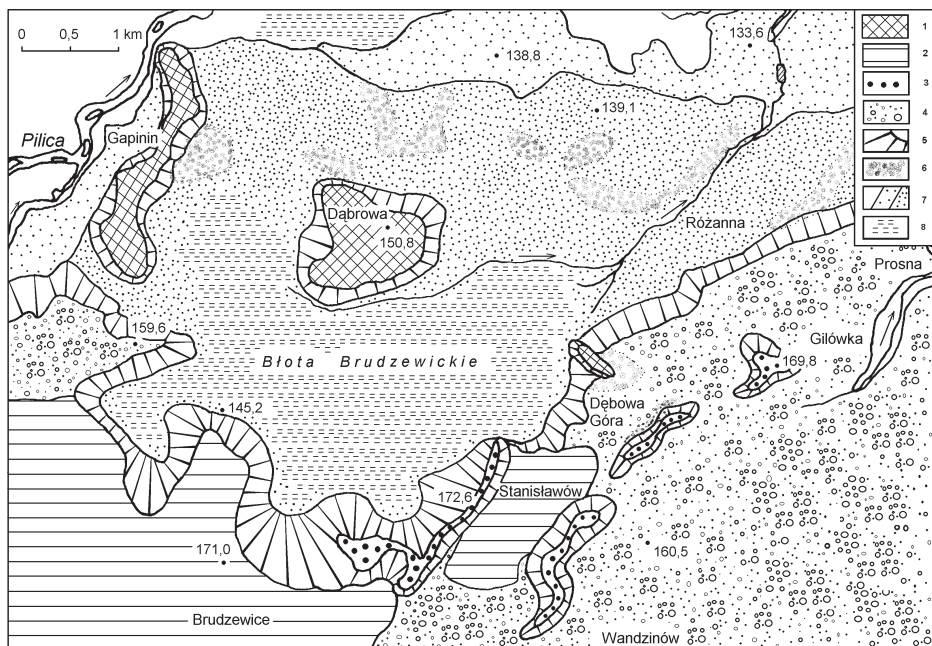
Jak już wcześniej sygnalizowano, w rzeźbie i osadach lobu południowomazowieckiego zdecydowanie zapisała się zróżnicowana lokalnie deglacjacja arealna. Wyraźniejsze ślady aktywności czoła lądolodu zaznaczyły się w pobliżu zasięgu maksymalnego oraz na pograniczu Równiny Łowicko-Błońskiej i Wzniesień Łódzkich (Wysoczyzny Skierniewickiej) już po zaniku tego lobu – w subfazie bzury.

Niemal cały obszar pomiędzy zasięgiem maksymalnym w opisywanym lobie a doliną dolnej Bzury nosi ślady morfogenezy glacialnej, wywołanej dezintegracją lodu. Można wyróżnić dwie główne strefy deglacjacyjne, różnej szerokości, rozdzielone doliną Pilicy. Śródlodowa dolina Pilicy już w początkach zaniku odegrała pierwszorzędną rolę drenującą lądolód i rozdzielającą lob. Była więc specyficzną pradoliną wewnętrzną.

Brzeżna strefa zasięgu na południe od doliny dolnej Pilicy charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem morfologicznym, lecz głównie w części zachodniej, po dolinę Drzewiczki na wschodzie. Większe grupy wzgórz i pagórków glacialnych występują w okolicach Brudzewic, Stanisławowa i Odrzywołu (rys. 67). Na wschód od doliny Drzewiczki w pasie między dolinami Pilicy i Radomki dominują równiny i obszary pagórków niskich.

Część form wypukłych przedpoła Wału Gielniowskiego ma cechy pagórków i wałów glacialmarginalnych. W grupie form koło Odrzywołu, które odznaczają się dużym zróżnicowaniem budowy wewnętrznej, znaleziono przykłady deformacji, które mogą być wiązane z aktywnością czoła lądolodu zarówno w pagórkach w Kłonnej i w Stanisławowie (rys. 41), jak i w rejonie Domaszna. Istnienie deformacji glacitektonicznych stwierdził na tym obszarze także Lindner (1998). Ponadto w obrębie wzgórz brudzewickich wzgórze i pagórki czołowomorenowe o wysokości od 5–10 m do około 30 m wyróżnił Kłoda (1993). Dalej na zachód, w okolicach Białobrzegów koło Tomaszowa Mazowieckiego, Makowska (1974a) i Trzmiel (1990) rozpoznali także morenę czołową po południowej stronie Pilicy. Zaliczają ją do stadiału odry, ze względu na założenie, że dolina Pilicy wyznacza granicę lądolodu warty. Forma ta mogła się jednak znaleźć w zasięgu lądolodu warciańskiego. Pagórek ten, o wysokości 6 m, zbudowany jest z piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami żwirów. W niewielkiej odległości od tych zespołów form, na stokach Garbu Gielniowskiego, występują podobne pagórki i wzgórza w okolicy Libiszowa i Goździkowa (Kazimierzowa). Spośród nich łukowato wygięty wał w okolicach Libiszowa

wa, na północ od Opoczna, sięgający do 225 m n.p.m., został uznany za morenę czołową przez Sawickiego już w 1922 r. Jej genezę potwierdził Zaborski (1926), który także dostrzegał tego typu formy na wschodnim i zachodnim przedłużeniu moreny w Libiszowie, pomiędzy Porębami a Domaszmem.



Rys. 67. Szkic geomorfologiczny okolic Stanisławowa i Odrzywołu

1 – ostańce skał jury, 2 – wysoczyzna lodowcowa płaska, miejscami o przewadze utworów glacyfluwialnych, 3 – wały kemowe i glacimarginalne, 4 – równiny glacyfluwialne, w tym sandrowe oraz terasy kemowe, 5 – stoki, 6 – wydmy i pokrywy eoliczne, 7 – terasy rzeczne, 8 – równiny torfowe na terasach rzecznych i w zagłębieniach końcowych

Prawdopodobieństwo, aby lądolód warty sięgnął tak wysoko, nawet wskutek silnej szarży, jest niewielkie. Autor podziela pogląd autorów wcześniejszych prac, że formy koło Libiszowa i Goździkowa należą do poprzedniego nasunięcia lądolodu (złodowacenia odrzy). Uwaga ta odnosi się także do wzmiankowanych w opisie zasięgu maksymalnego złodowacenia warty, wysoko położonych hipsometrycznie form w dolinie górnej Radomki w Janowie, gdzie otrzymano daty TL osadów glacialnych, sugerujące wiek warciański.

Na opisywanym terenie stwierdzono już dawno występowanie form kemowych, którym przypisywano wiek odrzański. Kemy najbardziej wysunięte na południe wyróżniła Sadłowska (1982). W składzie zespołu wzgórz brudze-

wickich Kłoda (1993) wyróżnił pagórki i terasy kemowe. Kemy tworzą izolowane wzniesienia w sąsiedztwie pagórków glacialmarginalnych w rejonie Poświętnego i Brudzewic oraz na linii Dębowa Góra – Stanisławów – Królówka – Brudzewice – Bielawy. Terasy kemowe rozpoznał ów autor w miejscowości Poręby.

Pagórki kemowe, zwykle nieprzekraczające 10 m wysokości, występujące po obydwu stronach Pilicy na wschód od Nowego Miasta nad Pilicą i Drzewiczki, po dolinę Wisły, były przedmiotem badań Ruszczyńskiej-Szenajch (1966a), Grzybowskiego (1966), Makowskiej (1974), Rywockiej-Kenig (1966) i Sarnackiej (1980). Daty uzyskane metodą TL dla osadów kemowych na południe od Pilicy przez Sarnacką (1980) wskazują na wiek warciański (ok. 185 ka). W pewien sposób Sarnacka (1990) podważa starsze poglądy Różyckiego (1972) co do zasięgu lądolodu warty. Autor ów utrzymywał bowiem, że lądolód warty nie przekroczył doliny Pilicy.

Degradacja lodu na południe od doliny Pilicy prowadziła nie tylko do powstania kemów glacialfluwalnych, lecz także stwarzała warunki do rozwoju skutecznego systemu drenażu. W budowie form obszaru brak śladów większych zbiorników glacialimicznych; wody bez utrudnień odpływały ku wschodowi, intraglacjalnie i subglacjalnie. Różycki (1961) nazwał tę drogę odpływu wód pradoliną Pilicy. Stosowanie terminu „pradolina” należy jednak przyjąć z zastrzeżeniem, że funkcjonowała ona na obszarze wewnątrzglacjalnym. Trafiać do niej mogła nawet część wód z lobu południowopolskiego (Widawki), głównie za sprawą doliny marginalnej dolnej Luciąży.

Na przedpolu lobu południowomazowieckiego, w stanie największego zasięgu, główny odpływ marginalny odbywał się doliną Radomki. Krótkotrwale funkcjonowanie cienkiego i mało dynamicznego lądolodu pozostawiło na północ od tej doliny nieliczne formy marginalne o kilkumetrowej wysokości w brzeżnej części wysoczyzny. Prawdopodobnie w tym czasie rozwijały się w południowej części Wysoczyzny Rawskiej i na sąsiedniej Równinie Radomskiej rynny i ozy subglacjalne. Nawiązywanie tego typu form po obydwu stronach doliny Pilicy zauważył już wcześniej Zaborski (1926) i udokumentowała Sarnacka (1990) w rejonie Warki.

Wody odpływu marginalnego Radomki i Pilicy na wschód od doliny Wisły mogły łączyć się z systemem pradolinym Wieprza i Krzny – Prypeci – Dniepru. Sarnacka (1990) przypisuje ważną rolę w deglacjacji obszaru marginalnego koło Warki rynnom subglacjalnym i dolinom o założeniach rynnowych, które biegną z NW na SE, po obu stronach doliny Pilicy. Odpływ rynnami wód lodowcowych, ukształtowany pośród martwego lodu, przekształcił się później w sieć dolinną. Właściwy rozwój doliny Pilicy przypisuje Sarnacka (1990) już interglacjacji eemskiemu. Dostrzega obszar objęty deglacjacją arealną, gdzie powstały kemy, w tym typu *plateau*.

Można zatem przyjąć, że po osiągnięciu maksymalnego zasięgu łądolód przez krótki okres mógł ulegać deglacjacji frontalnej i drobnym oscylacjom czoła w dość wąskim, kilkukilometrowym pasie brzeżnym. Łód o małej miąższości, rozpościerający się na południe od północnego stoku doliny Pilicy, a jednocześnie strefy stokowej podłoża, uległ dość szybko dezintegracji. W obrębie spękanej pokrywy lodowej doszło do powstania niewielkich i nielicznych pagórków i teras kemowych. Ich rozwój został przerwany wskutek szybkiego rozwoju odpływu marginalnego (pradolinnego). W strefie brzeżnej antyklinorium środkowopolskiego do rozpadu arealnego lodu przyczyniła się urozmaicona rzeźba podłoża z licznymi obniżeniami i ostańcami skał jurajskich.

Deglacjacja strefy pilickiej mogła zachodzić przy utrzymującym się żywym lodzie na Równinie Piotrkowskiej. Po pierwsze, świadczą o tym formy niewielkich, kilkumetrowych pagórków marginalnych, położonych w brzeżnej strefie wysoczyzny towarzyszącej dolinie Pilicy od strony północnej. Choć autor nie napotkał tam śladów większej aktywności lodu, na okresowe utrzymanie pozycji czoła łądolodu może wskazywać znaczny udział utworów ablacyjnych w formach małych pagórków. Linia ta zresztą przez długi okres nie budziła większych wątpliwości jako granica zasięgu warty (Różycki, 1961). Po drugie, wskazuje na to asymetria ułożenia osadów glacyfluwialnych w dolinie Pilicy. Po stronie południowej znajdują się bowiem rozległe stożki glacyfluwialne, które mogą być interpretowane jako sandry wewnętrzne. Są one częściowo przykryte przez vistuliańskie osady eoliczne oraz osady rzeczne vistuliańskie i holocenijskie. Strona północna nosi za to silniejsze ślady erozji glacyfluwialnej, a jednocześnie słabiej zachowane są tam serie glacyfluwialne na różnych poziomach stoku doliny. Może to wynikać ze znacznej ilości wód roztopowych zasilających obniżenie doliny Pilicy od północy, czyli od strony bardziej zwartych pokryw żywego lub stagnującego lodu lodowcowego.

5.4.2. Deglacjacja strefy tomaszowsko-skierniewickiej

Ogólne cechy rzeźby glacialnej

Badania przeprowadzone na rozległym terenie pomiędzy równoleżnikami Tomaszowa Mazowieckiego i Skierniewic, czyli między doliną Pilicy a północnymi stokami Wzniesień Łódzkich, prowadzą do tezy, iż obszar ten stanowi zróżnicowaną morfologicznie lecz jednolitą genetycznie strefę deglacjacji arealnej. Cechy rzeźby i budujących je osadów stanowią ewenement geomorfologii glacialnej. Wskazują na możliwość powstania zespołów form w jednym etapie deglacjacji na jednym z największych obszarów tego typu zarówno na Niżu Polskim, jak i Niżu Europejskim. Na sąsiedniej Wysoczyźnie Rawskiej

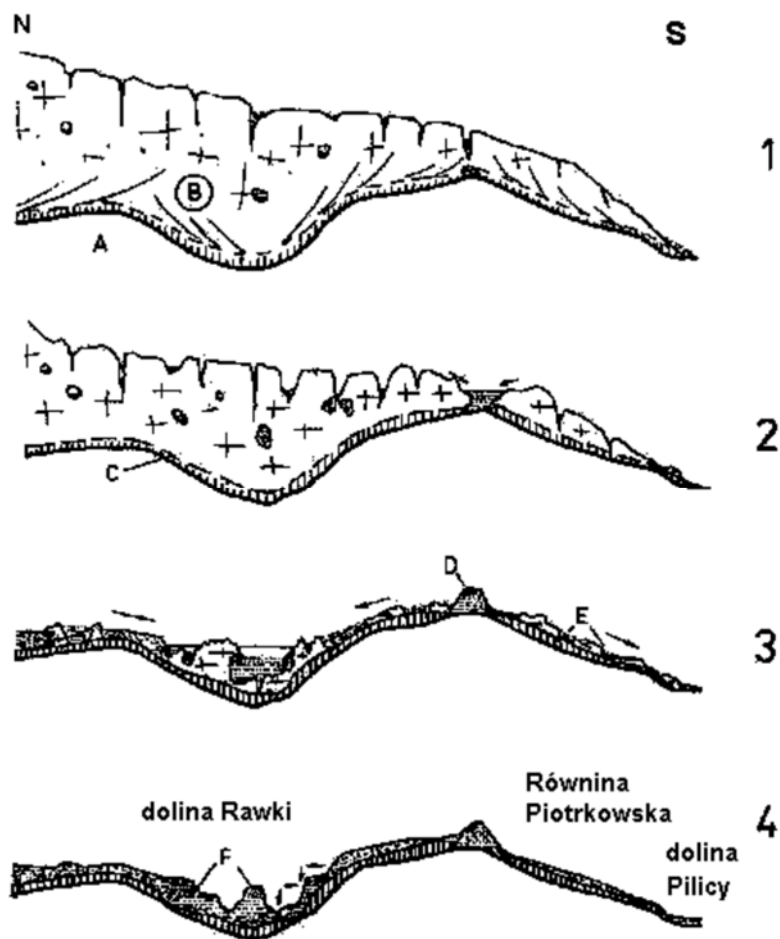
przebieg procesów i typ powstałego w ich następstwie krajobrazu glacialnego był nieco inny, głównie z powodu niższego położenia i mniejszego stopnia degradacji pokrywy lodowej. Obszar ten zostanie więc opisany w odrębnym podrozdziale.

W tym miejscu należy przypomnieć o wcześniej prezentowanych, odmiennych opiniach, według których na tym obszarze występuje wiele śladów stabilizacji czoła lądolodu. Pierwsze poglądy o istnieniu moren czołowych w okolicach Łodzi, Żelechlinka, Studzianek i Domaniewic przedstawił Lencewicz (1927). Zauważał on jednakże ich nietypowe cechy, na przykład co do usytuowania przestrzennego. W 1960 roku Balińska-Wuttke przedstawiła tezę o istnieniu na obszarze między Rawą Mazowiecką a Skierniewicami aż dwunastu stref postojowych lądolodu warciańskiego. Małe wymiary niektórych wyróżnianych przez siebie moren czołowych tłumaczyła autorka tym, że miały być to tzw. moreny roczne. Luki w nawiązywaniu pagórków do określonych linii stabilizacji czoła lądolodu wyjaśniane były z kolei nakładaniem się kolejnych etapów postojowych. Późniejsze badania, m.in. odkrycia kemów dokonane przez Makowską (1974a), przeglądowe analizy Baranieckiej (1971a), Klajnerta (1978), tudzież wyniki prac piszącego te słowa, znacznie zredukowały liczbę domniemanych moren czołowych. Jednocześnie ukazały możliwość istnienia śladów czoła lądolodu w pobliżu doliny Pilicy oraz strefie granicznej Wzniesień Łódzkich i doliny Bzury. Wyniki badań potwierdzają wcześniejsze przypuszczenia o dominacji śladów deglacjacji arealnej między tymi strefami i rozszerzają wiedzę o zróżnicowaniu procesów deglacyjnych, a jednocześnie pozwalają kwestionować istnienie czytelnych stref akumulacji przy zwartym czole lądolodu. Można sformułować pogląd, że pokrywa lądolodu, znacznie cieńsza i mniej dynamiczna niż w zachodniej części regionu łódzkiego, rozdzieliła się na tym obszarze na szereg zlewni, które różniły się przebiegiem wielu procesów, ale jednocześnie łączyło je określone następstwo procesów i w końcu pokrewieństwo genetyczne form. Jednym z charakterystycznych takich obszarów deglacyjnych była kotlina górnej Rawki wraz z otaczającymi ją wysoczyznami.

Już wcześniejsze badania autora (1997a) prowadziły do wniosku, że przebieg deglacjacji można rozdzielić na cztery etapy, mające także wyraz przestrzenny: 1) zamierania lądolodu, 2) deglacjacji przetaśnawowej, 3) kształtowania wysoczyzn morenowych i glacyfluwialnych, oraz 4) kształtowania rzeźby kemowej podlodowych obniżen (rys. 68).

W niniejszej pracy, uwzględniając poszerzenie terenu badań, uproszczono nieco ten podział, wyróżniając następujące etapy:

- 1 – stagnacja i dezintegracja lądolodu,
- 2 – deglacjacja arealna w obszarach glacielewacji,
- 3 – deglacjacja arealna w obszarach glacydepresji.



Rys. 68. Etapy deglacjacji arealnej lobu Rawki między Pilicą a Bzurą według Rdzanego (1997a), opis w tekście

Stagnacja i dezintegracja łądolodu

Etap ten zapisany jest głównie w strukturach gliny lodowcowej i w budowie podłoża form glacyfluwialnych. Charakterystyczną cechą glin jest mała ich miąższość oraz dominujący udział właściwości przypisywanych glinom wytopnieniowym. Duże znaczenie tzw. glin supraglacialnych na tym obszarze podkreśla Turkowska (1992). Są wprawdzie profile glin z osadem typu *lodgement*, lecz zwykle stanowi on niewielką część profilu (fot. 6). Z tego powodu pomiary orientacji klastów w tego typu glinach są trudne do przeprowadzenia w tej części regionu łódzkiego. Dowiodły tego badania Klatkowej (1995).

W warstwie gliny warciańskiej rozpoznano ślady tuneli inglacjalnych, wypełnione utworami piaszczysto-żwirowymi, głównie w górnych i środkowych jej partiach (Rdzany, 1997a). Z tego etapu deglacjacji pochodzą zapewne także rozległe rozcięcia erozyjne (eworsyjne), stwierdzane głównie pod seriami kemowymi. Sięgały one do kilkunastu metrów poniżej spągu łądolodu. Część wód mogła jeszcze płynąć w warunkach ciśnienia hydrostatycznego. Takie warunki sedymencji stwierdzono m.in. w Annopolu i Czerniewicach (Rdzany, 1997a) oraz w Kochanowie (Klajnert i Świdrowska, 1992).

Z etapu żywego łądolodu trudno wskazać konkretne formy. Nie znaleziono np. typowych ozów, lecz można wiązać z nim rynną jeziorną w miejscowości Jezioro na południe od *plateau* w Długiem, na wysoczyźnie między Mrogą a Rawką. Jej genezę opisała Manikowska (1966), która na podstawie własnych badań i pracy magisterskiej Popławskiej (1958) określiła to obniżenie jako rynną glacialną, wypełnioną osadami stokowymi vistulianu. Obserwacje autora potwierdzają ten pogląd.

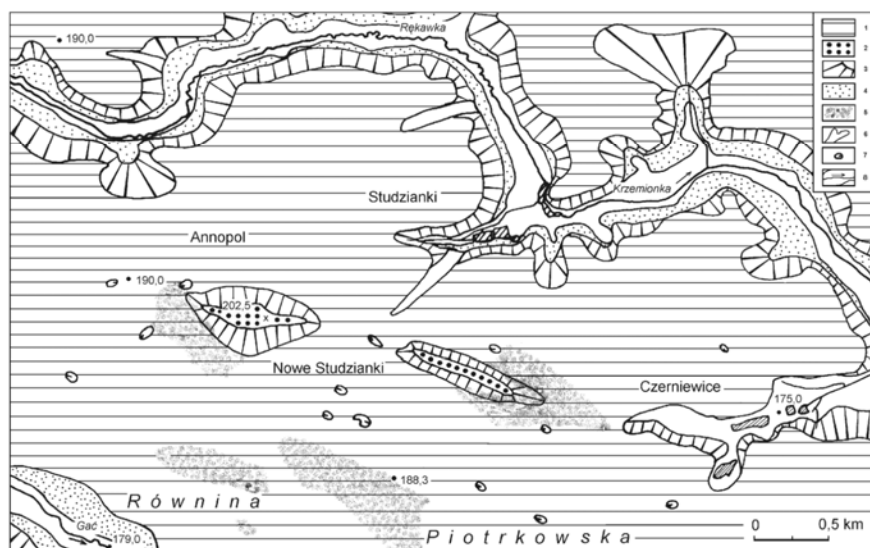
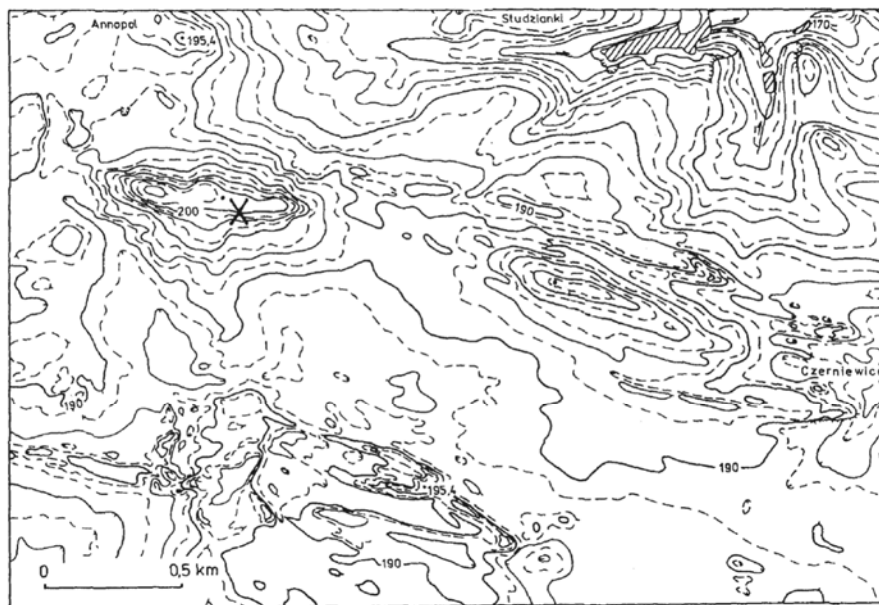
Warunki dogodne do sedymencji osadów najwcześniej zapanowały w strefach elewacji podłoża łądolodu, tam gdzie lód był najcieńszy. Nastąpiło to w rejonach działów wodnych, m.in. Rawki i Pilicy, Rawki i Mrogi i in. Ślady spągu łądolodu znajdują się tam na wysokości około 200 m n.p.m. Jednocześnie w rejonach obecnych dolin spąg łądolodu był niżej nawet o 50–70 m. Niskie strefy transfluencyjne już w czasie transgresji miały cieńszą pokrywę lodową. Sprzyjało to rozczłonkowaniu pokrywy wskutek ekstensji, jak również mogło dochodzić tam do powstawania lokalnych przetain, szczególnie, gdy pojawiały się zbiorniki supraglacialne.

Deglacjacja arealna w obszarach glacielewacji

Do najstarszych form, które rozwinęły się w tym początkowym etapie dezintegracji, należy zaliczyć formy wypukłe (pagórki, wały, *plateau*) występujące w obszarach wododziałowych, zwłaszcza formy kształtowane przynajmniej częściowo w warunkach tunelowych – inglacjalnych lub subglacialnych. Równiny wysoczyznowe z sandrami wewnętrznymi były kształtowane nieco później – w warunkach bardziej swobodnego przepływu wód.

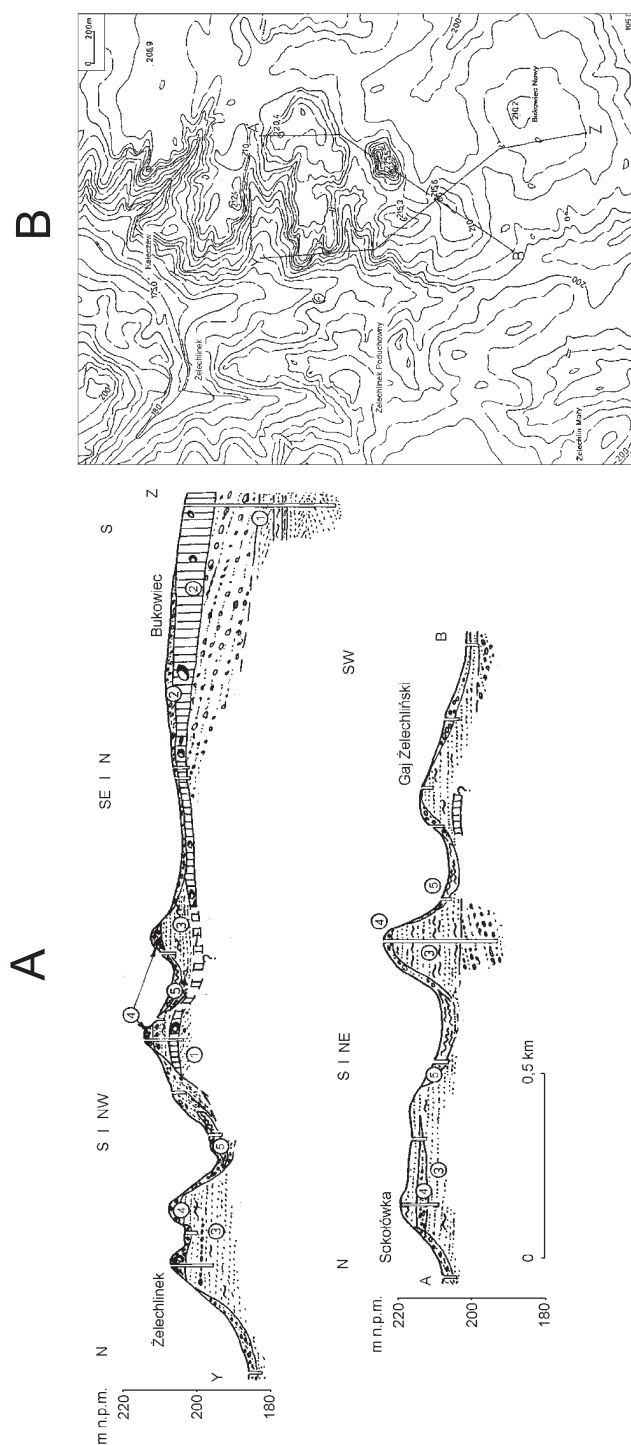
Pagórki żelechlińsko-czerniewickie i koluszkowskie

Do niedawna powszechnie przyjmowano, że obszar działu wodnego Pilicy i Rawki stanowi miejsce występowania zespołu moren czołowych, zaś tereny ropyścierające się między tym działem a doliną Pilicy stanowią sandr (np. Lencewicz, 1927; Ruszczyńska-Szenajch, 1966a; Dylikowa, 1973). W miarę postępu badań zaczęto dostrzegać istotny udział wysoczyzn morenowych w rzeźbie równin dotychczas uznawanych za sandrowe (Trzmiel, 1988, 1990). Z kolei w budowie form wypukłych wykazano cechy form glacialfluwialnych, głównie kemów (Rdzany, 1992b, c; rys. 69, 71).



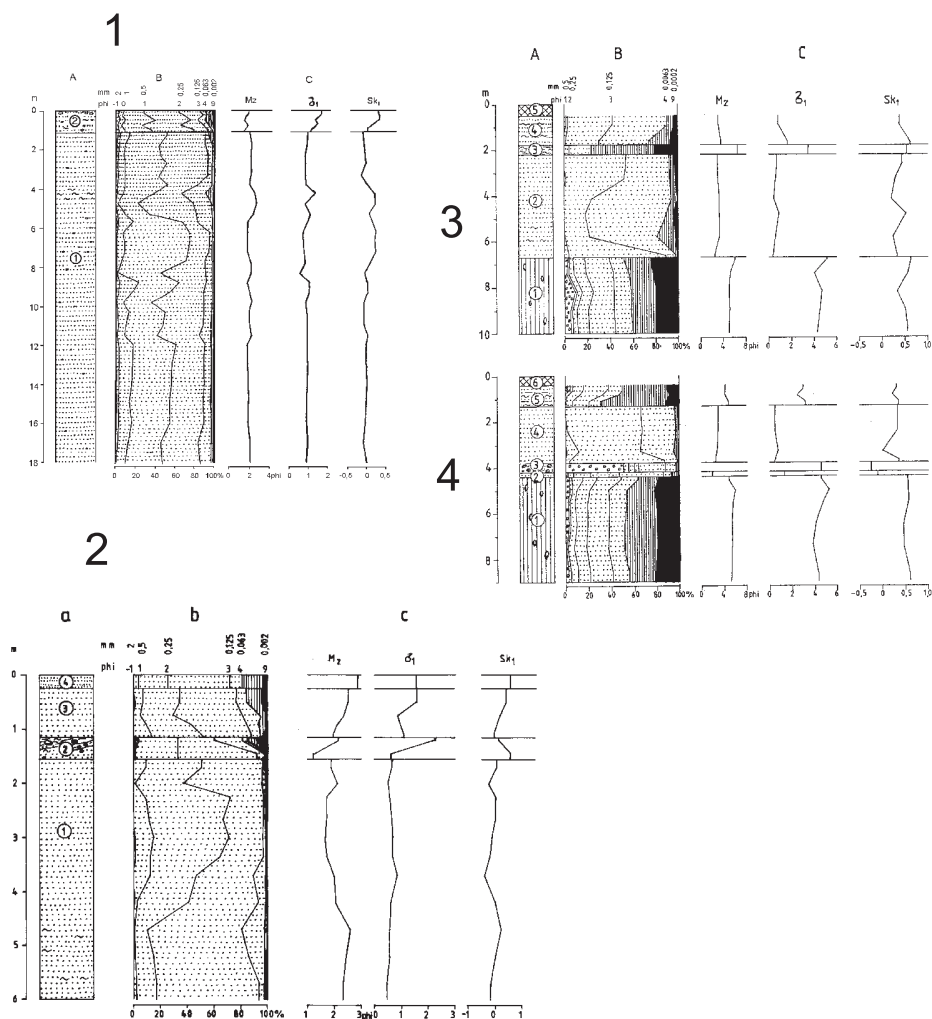
Rys. 69. Rzeźba okolic Annapola i Czerniewic

A – hipsometria: izoliny co 1,25 m; X – miejsce wiercenia, którego wyniki pokazano na rys. 71;
 B – szkic geomorfologiczny: 1 – wysoczyzna morenowa płaska, miejscami o przewodzie utworów glacioluwialnych, 2 – kemy, 3 – stoki, 4 – terasy nadzalewowe, 5 – wydmy i pokrywy eoliczne, 6 – suche doliny i niecki, 7 – zagłębienia bezodpływowe, 8 – terasy zalewowe



Rys. 70. Rzeźba (A) i budowa kemów (B) koło Żelechlinki i Bukowca (Rdzany, 1997a)

AB, YZ – linie przekrojów przedstawionych na rys. B. Wąta: 1 – piaski z przewarstwieniami mułków, sandrowe, 2 – glina zwałowa, 3 – piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, glacialimiczne kemów, 4 – piaski i żwiry glacialne kemów i równin wysoczyznowych; 5 – diamiktony ablacyjne



Rys. 71. Profile osadów kemowych w Annapolu (1), Woli Łokotowej (2) i Łochowie (3 i 4)

1. Annapol: A – profil litologiczny: 1 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, 2 – piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, glacyfluwalne; B – rozkład uziarnienia; C – graficzne wskaźniki uziarnienia Folk-Warda. 2. Wola Łokotowa (terasa kemowa): a – profil litologiczny: 1 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste glacylimniczne, 2 – piaski ze żwirem i przewarstwieniami gliny, deluwialne, 3 – piaski eoliczne pokrywowe (vistulianu) 4 – piaski z humusem; b – uziarnienie; c – wskaźniki Folk-Warda. 3. Łochów 1. Warta: 1 – glina lodowcowa, 2 – piaski bardzo drobnoziarniste glacylimniczne, 3 – glina ablacyjna, 4 – piaski gliniaste ablacyjne; holocen: 5 – piaski torfiaste; B – uziarnienie, C – graficzne wskaźniki uziarnienia wg Folk-Warda. 4. Łochów 2. Warta: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski różnoziarniste glacyfluwalne, 3 – żwiry glacyfluwalne, 4 – piaski drobnoziarniste glacylimniczne, 5 – glina ablacyjna; holocen: 6 – piaski torfiaste; B – uziarnienie, C – graficzne wskaźniki uziarnienia według Folk-Warda

Przykładami form, przypominających morfologicznie moreny czołowe są wały w Anopolu i Studziankach (rys. 69). Były tak określone przez Lencewicza (1927), Ruszczyńską-Szenajch (1967) oraz Trzmieła (1990). Formy te osiągają wysokości ponad 10 m (maksymalnie do 15 m) oraz zróżnicowane nachylenia stoków (do 10°). Wprawdzie w małych odsłonięciach i wkopach występują tam osady ablacyjne z dużą ilością grubych żwirów, wykonane tu wiercenia wskazują jednak na dominację w profilach materiału dość dobrze wysortowanego, co jest wyrazem małej dynamiki przepływu wód. Materiał ten nie odróżnia się w istotny sposób od kemów glacialimnicznych. Może on reprezentować zarówno dystalne rzeki roztokowe, dystalne części stożków napływowych, jak i delty. Jednocześnie brak tam litosomów charakterystycznych dla czoła lądolodu (rys. 71; por. fot. 34, 35).

W pobliżu Koluszek występuje grupa pagórków i obniżen w strefie wododziałowej Pilicy i Rawki oraz Mrogi i Rawki. Ze względu na brak większych odsłoneń, wiedza o ich budowie wewnętrznej jest ograniczona. Trzmieł (1993) wyróżnił tu, w okolicach Koluszek Starych, między wsiami Długie i Wierchy, moreny czołowe akumulacyjne o wysokościach względnych do 10 m. Ciągna się one na północ, występują w Sabinowie, we wsi Góra, i dalej na północ od Brzezin w Rozworzynie, na NW od Rogowa i koło Jeżowa (na SW i SE). Należy zauważyć, że na mapie tej nie wyróżniono kemów. Z kolei badania, które przeprowadził autor (Rdzany, 1997a) wykazały tu istnienie kemów o budowie piaszczysto-żwirowej, glacialfluwalnej. Do głównych form należy stoliwo, które charakteryzuje się płaską powierzchnią grzbietową i stokami o nachyleniu do 10–15°. Jakkolwiek nie poznano pełnego profilu formy, zarówno płaska powierzchnia grzbietowa jak i drobnopiaszczyste osady o dobrym wysortowaniu w górnych partiach formy stanowią cechy kemów.

Kemy wzdłuż działu wodnego Rawki i Pilicy nie powstawały zatem z jednej strony bariery lodowej, lecz w oddzielonych od siebie zbiornikach sedymentacyjnych – w śródlodowych rozpadlinach (przetainach). Ich rozwój uwypuklił morfologicznie tę strefę wododziałową i spowodował trwałe rozdzielanie martwej już pokrywy lodowej na dwie części: południową, spoczywającą na obszarze łagodnie pochyłonym na południe ku Pilicy, i północną, rozciągniętą na obszarze równie łagodnie pochyłonym na północy – ku kotlinie górnej Rawki.

Pagórki i wały położone na dziale wodnym Rawka–Pilica należą do najstarszych form deglacjacyjnych. Taki pogląd stoi w zgodzie zarówno z koncepcją deglacjacji frontalnej, jak i arealnej. Obecność gliny lodowcowej warciańskiej w otoczeniu tych form, zarówno po południowej, jak i północnej stronie jest jedną z przesłanek za interpretowaniem ich powstania pośród stagnującego lub martwego lodu. Większe spośród nich osiągają 10–15 m wysokości i kilkaset metrów długości. Wyróżniając tu formy marginalne poszczególni autorzy wskazywali na ich akumulacyjną genezę. Zarówno Trzmieł (1990, 1993), jak

i Ruszczyńska-Szenajch (1966) wyróżnili tu moreny czołowe akumulacyjne. W tej strefie morfologicznej autor przeanalizował kilka przykładów, choć znacznym utrudnieniem badań jest tam brak większych odsłoneń.

Osady pagórków na wysoczyznach wykazują „wstępujący układ” uziarnienia, rozpoczynają się bowiem najczęściej drobnopiaszczystymi utworami, a wyżej przechodzą w typowe osady glacyfluwalne ze znacznym udziałem żwirów. Niewielkie odsłoneńia pozwalają przyjąć, że osady grubsze stanowią część topsetową delty, drobne piaski – część foresetową. Może to oznaczać glacialimiczny charakter kemów, niezależnie od występowania żwirów.

Pagórki romanowskie, tychowskie i czarnocińskie

Do opisywanej grupy form należą także pagórki romanowskie, tychowskie i czarnocińskie, położone na pograniczu Wzniesień Łódzkich, Wysoczyzny Bełchatowskiej i Równiny Piorkowskiej koło Czarnocina, Tychowa, Podolina i Romanowa, a zarazem w zachodniej części zasięgu strumienia lodowego Rawki. Są to małe pagórki o budowie glacyfluwalnej i glacyfluwalno-ablacyjnej. Jedna z tych grup form, zwana pagórkami romanowskimi, określona została przez Wieczorkowską (1975) jako moreny martwego lodu. W obecnie istniejących odsłoneńiach występują tam struktury słabo wysortowanych stożków żwirowo-piaszczystych o genezie glacyfluwalno-ablacyjnej. Formy te od większości kemów glacyfluwalnych regionu różnią się nieco większym udziałem osadów ablacyjnych i słabszym wysortowaniem utworów glacyfluwalnych. Towarzyszą im zagłębienia bezodpływowe z osadami eemskimi.

Należy zauważyć, że formy te są charakterystyczne dla obszarów wyżej położonych i wododziałowych. Biorąc także pod uwagę poprzednie rozważania o długim utrzymywaniu się politermalnego lub nawet zimnego reżimu termicznego lądolodu w strefach wyniesień podłoża lądolodu, można przypuszczać, że w czasie deglacjacji odpływ wód roztopowych był tam szczególnie utrudniony. Na słaby drenaż subglacialny wskazuje ponadto fakt podścielenia osadów kemów gliną lodowcową. Cechę tę dostrzega Turkowska (1992) w odniesieniu do pagórków tychowsko-czarnocińskich.

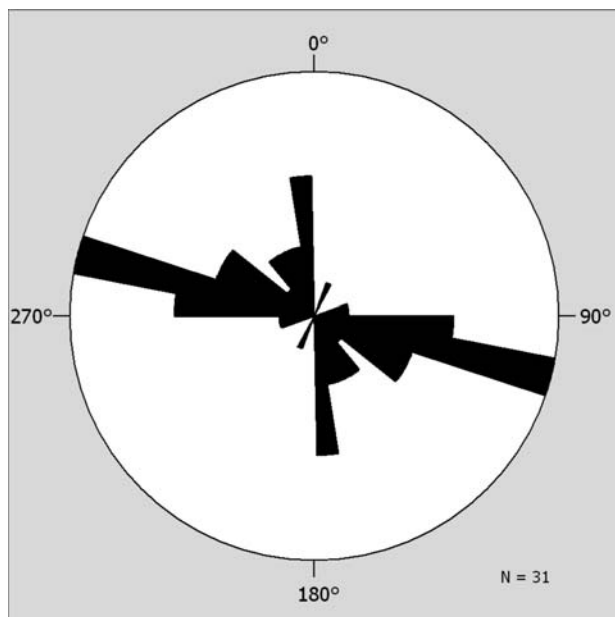
Inne formy wczesnych etapów deglacjacji

Z wczesnego etapu deglacjacji mogą także pochodzić ozy oraz wały i pagórki kemowe na innych obszarach wododziałowych. Za przykłady mogą służyć ozy na zachód od Skierniewic (oz słomkowski), wał kemowy w Jeżowie oraz wał miłochniewicki.

Ozy na Wysoczyźnie Skierniewickiej wyróżnił już Lencewicz w 1927 r.: oz słomkowski, który ciągnie się od Pływi przez Laski Pofolwarczne do Słomkowa, oz na linii Byczki – Godzianów – Pływia oraz na NW od Żelaznej w kierunku na Zapady. Zauważył, że ozy mają kierunek NW-SE lub południ-

kowy. W osadach tych form stwierdził zmienność uziarnienia, odcinki z przewagą żwirów lub z przewagą piasków. Oz słomkowski był później badany przez Klajnerta (1978), który dowiódł, że jego część górna została uformowana w warunkach otwartych ku górze szczelin, ma więc cechy podobne do występujących w bliskim sąsiedztwie kemów. Również wiele innych wydłużonych form tego obszaru – według wspomnianego autora – posiada cechy kemów glacyfluwalnych. Ich cechą charakterystyczną jest ułożenie osi morfologicznych z NW na SE – równoległe do osi strukturalnych antyklinorium środkowopolskiego. Wymienione tu wały jeżowski i miłoch-niewicki reprezentują także ten kierunek.

Pomiary osi morfologicznych kemów przeprowadzone w strefie tomaszowsko-skierniewickiej wykazały wektor wypadkowy około 120° , czyli nieco skośnie do większości elementów tektonicznych podłoża (rys. 72).



Rys. 72. Orientacja osi morfologicznych wydłużonych pagórków i wałów kemowych strefy tomaszowsko-skierniewickiej

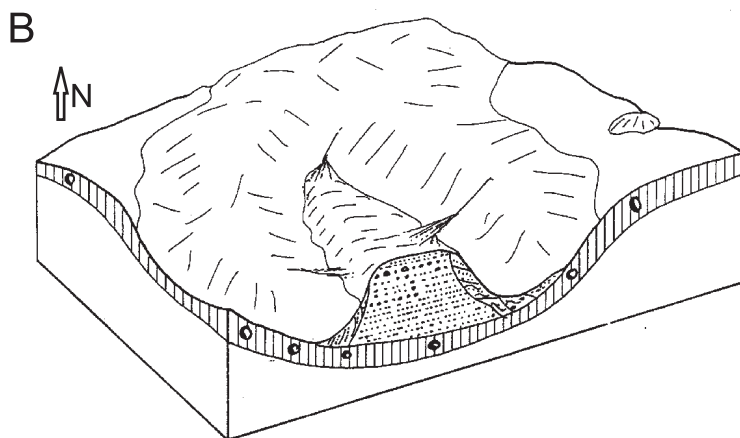
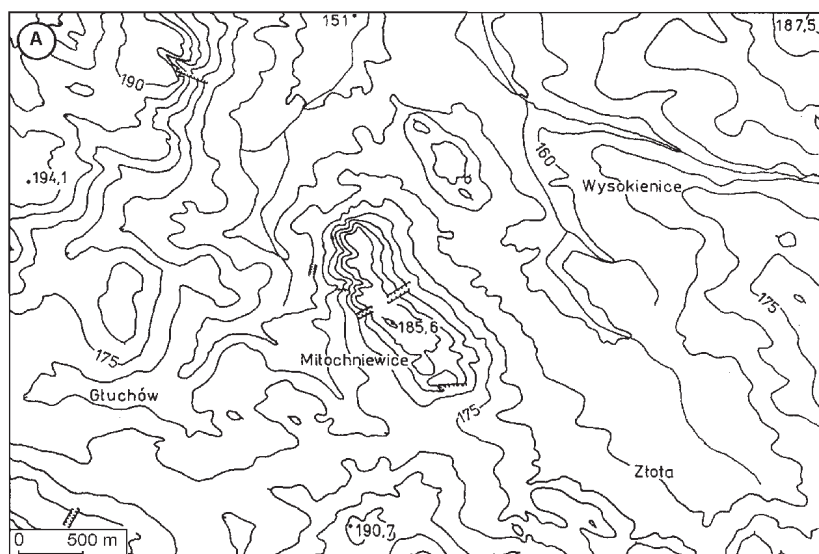
Jak wspomniano, prawidłowość ta nazwana przez Klajnerta (1978) „kierunkiem mezozoicznym” może być wiązana z ruchami tektonicznymi w obrębie antyklinorium w tej początkowej fazie zaniku lądolodu warciańskiego. Choć można sądzić, że w opinii Klajnerta (1978) chodzi głównie o trzęsienia ziemi, autor uważa, że duże znaczenie można przypisać ekstensji wynikającej z reakcji

izostatycznej. Od początków deglacjacji działała najsilniej poprzecznie do przebiegu obniżen subglacialnych. Wstrząsów tektonicznych nie można wykluczyć, miały one znaczenie procesów komplementarnych i zapisały się głównie jako czynnik spustowy procesów niestatecznego warstwowania gęstościowego i diapiryzacji.

Wał kemowy koło Jeżowa, który może być określony jako typowy kem glacialfluwalny, położony jest na lokalnym dziale wodnym na północ od górnej Rawki. Zbudowany jest z osadów glacialfluwalnych akumulowanych przez rzeki roztokowe. Okresowo dochodziło do blokowania wód płynących i po pewnym czasie do nagłego spływania zbiorników, co zapisane jest głęboko wciętymi korytami erozyjnymi. Osady kemu powstały w etapie inicjalnym rozwoju systemu przepływów kanałowych i intraglacjalnych na elewacjach podłoża lądolodu. Charakterystyką wybranych środowisk akumulacji kemowej zajmował się także Jaks (2006), który udokumentował tu m.in. spływy masowe materiału supraglacjalnego.

Na terenach wysoczyznowych towarzyszących dolinie górnej Rawki od północy wyłaniała się rzeźba bardziej urozmaicona, zależna od lokalnego ukształtowania bezpośredniego podłoża lądolodu. W początkowych etapach deglacjacji wytworzyło się wiele obszarów bezodpływowych na odsłanianych spod lodu wysoczyznach. W jednym z lokalnych obniżen tego podłoża, w okolicach Głuchowa i Miłochniewic, powstał wówczas duży wał kemowy (miłochniewicki) w niewielkiej zlewni, o średnicy około 4–6 km (rys. 73). Jest wynikiem śródwysoczyznowej akumulacji osadów glacialfluwalnych z niewielkim udziałem osadów glacialimnicznych. Udokumentowano tu struktury rzek roztokowych, stożków napływowych i mikrodelt, zaś na jego przedłużeniu w kierunku obniżenia Rawki zespół pagórków kemowych, zwanych ze względu na charakterystyczną morfologię „ozem Złotej” (Balińska-Wuttke, 1967; Rdzany, 1997a).

Kemy tego obszaru według Balińskiej (1960) to pagórki o średnicy od kilkunastu do 100 m, z kulminacją w środku do 1 m wysokości; zbudowane z materiału żwirowo-piaszczystego, źle obtoczonego, miejscami diamiktonowego. Odpowiednia kategoria została określona w wydzieleniach mapy geologicznej jako „piaski i żwiry gliniaste kemów”. Konfrontacja opisów i obrazu kartograficznego Balińskiej-Wuttke (1967) z danymi z obserwacji terenowych autora wskazuje, że autorka ta zawężała formę kemu w zasadzie do stożków ablacyjno-glacialfluwalnych. W opinii autora osady kemu, zarówno glacialimniczne, jak i glacialfluwalne tego obszaru z reguły mają miąższość ponad 5 m. Kemom i ozom przypisuje autorka genezę podlodową, z czym trudno się zgodzić, gdyż utwory diamiktonowe występujące na ich stokach nie mają ani cech gliny typu *lodgement*, ani *melt-out*, lecz charakter typowych osadów spływów ablacyjnych typu supraglacjalnego.



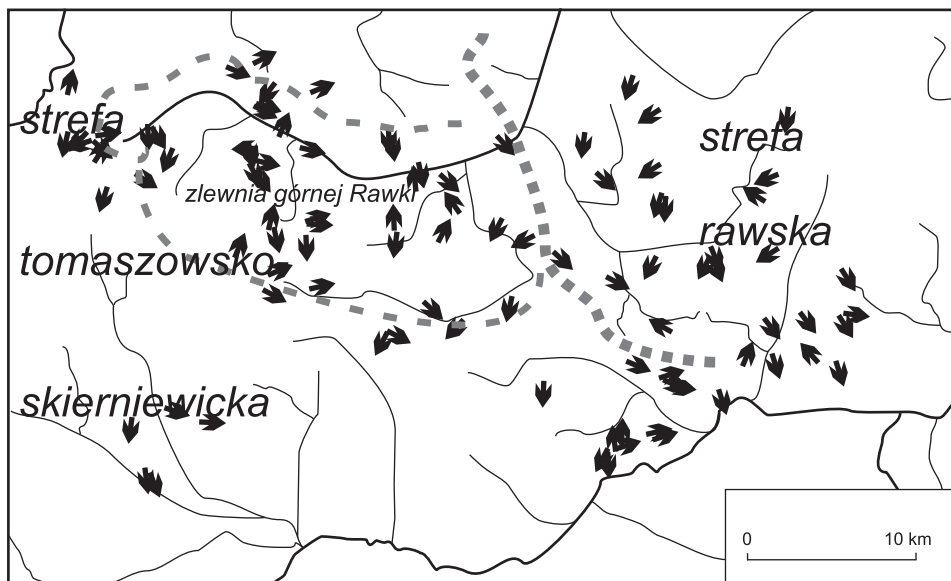
Rys. 73. Rzeźba (A) i sposób powstania (B) wału miłochniewickiego

Sandry wewnętrzne i szlaki odpływu marginalnego w obrębie wysoczyzn

Wody roztopowe, spływając we wczesnej fazie deglacji ku obniżeniu Pilicy na południu, do obniżenia górnej Rawki w części środkowej i do obniżen podlodowych Wysoczyzny Skierniewickiej na północy, odsłaniały glinę bazalną, miejscami ją rozcinały, ale też akumulowały serie piaszczysto-żwirowe, zwykle kilkumetrowej miąższości. Utwory te pod względem litologicznym nie różnią się od typowych serii sandrowych, tyle że w przypadku opisywanego obszaru były one akumulowane wśród płatów martwego lodu. Procesy deglacji na

tym obszarze wywoływały nieco odmienne skutki lokalne na Równinie Piotrkowskiej w porównaniu z wysoczyznami okalającymi dolinę górnej Rawki.

Wody ablacyjne w okresie powstawania osadów wczesnych form – zarówno kemów, jak i sandrów wewnętrznych, kierowały się do obniżień podłoża lądolodu. Wskazują na to, między innymi, pomiary przekątnego warstwowania w osadach glacyfluwialnych (rys. 74). Układ działów wodnych później podlegał już niewielkim modyfikacjom.



Rys. 74. Kierunki przekątnego warstwowania w osadach glacyfluwialnych wczesnego etapu deglacjacji na wysoczyznach strefy tomaszowsko-skierniewickiej według Rdzanego (1997a), nieco zmienione

Na Równinie Piotrkowskiej rola morfologiczna wód ablacyjnych sprowadzała się przede wszystkim do wyrównywania terenu. Wody te, po rozcięciu w wielu miejscach bazalnej gliny zwałowej, akumulowały serie glacyfluwialne, aż do poziomu stropu tej gliny. Odpływ wód ablacyjnych ku Pilicy przebiegał dość swobodnie, niekiedy jednak, z uwagi na zablokowanie doliny Pilicy martwym lodem, odpływ ten był lokalnie utrudniony. Stwierdzone na Równinie Piotrkowskiej przypadki przykrycia przez utwory ablacyjne osadów glacyfluwialnych o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 2 m wskazują, że powstanie szlaków równin „sandrowych” nastąpiło jeszcze przed ostatecznym wytopieniem się płatów martwego lodu. Oprócz akumulacji glacyfluwialnej widoczne są na Równinie Piotrkowskiej także ślady erozji glacyfluwialnej.

Należy do nich zaliczyć zniszczenie osadów na wyniosłościach podłoża mezozoicznego (m.in. w okolicach Inowłódza nad Pilicą) oraz rozcięcie pokryw glacyfluwialnych w pobliżu krawędzi doliny Pilicy, po obniżeniu się w tej dolinie bazy erozyjnej. Rozcięcia te prawdopodobnie zainicjowały epigenezę kilku dolin rzecznych w płycie jury górnej antyklinorium, m.in. Gaci, Strugi i Luboczanki.

W tym czasie w zachodniej części lobu Rawki funkcjonowała dolina Wolbórki – jedna z ważniejszych dróg odpływu marginalnego, nazywana także przez Turkowską (2006a) pradoliną Wolbórki. Liczy ona około 24 km długości, od 0,5 do 4 km szerokości, biegnie zaś około 10 km na południe od Łodzi. Uformowała się na obszarze obniżen przewarciańskich. Jedno z nich znajduje się między Pabianicami a Guzowem, drugie między Grzędami, Tuszyńem a Dalkowem. Podłoże lądolodu wyraźnie tam się obniżyło, co wykazują przekroje geologiczne, ukazujące ugięcie pokładu gliny warciańskiej (Turkowska, 1992; Wieczorkowska, 1992).

Część górna doliny rozwinęła się w strefie pogranicza strumieni lodowych Widawki i Rawki na dość głębokim zapleczu pokrywy lądolodu. Na rozwój strefy drenażu miała zapewne wpływ subfaza dobrzynki. Predyspozycja do powstania tej drogi odpływu była nawet starsza, obniżenia zaznaczają się bowiem w podłożu podplejstocieńskim. Dość łatwo uruchomiony został przepływ wód roztopowych z powodu niższego położenia powierzchni podłoża i dezintegracji lodu, czy może rozwoju tunelowego drenażu subglacialnego. Rola doliny marginalnej Wolbórki była rozpatrywana także przez Wieczorkowską (1992). Uznała ona, że wytworzyła się przez śródlodowcowy odpływ wód roztopowych wzdłuż osi przedwarciańskich basenów zastoiskowych. W części zachodniej wykorzystuje ją Dobrzynka, dalej na wschód – Wolbórka od źródeł do ujścia Miazgi. W początkowej fazie deglacjacji wody zbierały się w oddzielnych zagłębieniach bezodpływowych; nie pełniła więc cały czas ta dolina roli drenażowej. W czasie funkcjonowania bardziej zorganizowanego przepływu powstały tutaj terasy, które określono jako sandrowe (Wieczorkowska, 1992), jednak ze względu na ówczesny stan lądolodu i zrekonstruowane warunki należałoby je nazwać terasami kemowymi. Tym bardziej że te terasy kemowe nie są ciągłe, występują raczej wyspowo. Wyróżniono tu również kemy – w części najwęższej, w okolicach Guzowa i Modlicy. Stąd odpływ kierował się na wschód. Jest to więc droga odpływu wewnętrznego w czasie deglacjacji arealnej. Równocześnie funkcjonowały inne, mniej znaczące szlaki odpływu wód roztopowych.

Dość znaczne, choć przestrzennie ograniczone, urozmaicenie rzeźby Równiny Piotrkowskiej nastąpiło w późniejszym okresie, gdy powytapiały się pogrzebane bryły martwego lodu i powstały, niekiedy stromościenne, zagłębienia bezodpływowe. Są one do dziś wyraźne w rzeźbie, choć przeszły długi okres zasypywania i zarastania.

Deglacjacja wysoczyzn w otoczeniu doliny Rawki przebiegała nieco inaczej. Południowe ich części, stanowiące wyniesiony obszar podlodowego podłoża, położone pomiędzy krawędzią doliny a działem wodnym Rawka–Pilica, były uwalniane od lodu podobnie jak Równina Piotrkowska. Wody spływały tu jednak nie do obniżenia Pilicy, lecz generalnie na północ, ku kotlinowatemu rozszerzeniu doliny Rawki. Deglacjacja prowadziła na tym terenie do formowania się równin morenowych o zróżnicowanym, lecz ogólnie niewielkim stopniu akumulacji glacyfluwialnej, przechodzących łagodnie w wały i pagórki kemowe („jęzory i łapy kemowe”) oraz terasy kemowe w strefie krawędzi doliny górnej Rawki, a zwłaszcza na obrzeżeniu jej kotlinowatego rozszerzenia. W większości formy te mają osie morfologiczne o przebiegu z NW na SE. W kemach tych znaczący jest udział glacialimnicznych osadów drobnopiaszczystych i mułkowych z powodu utrudnienia w odpływie wód ablacyjnych. Z sedymentologicznego punktu widzenia zawierają one głównie osady delt, stożków glacyfluwialnych oraz osady piaszczystych rzek roztokowych (dystalnych).

Analiza pokryw glacyfluwialnych pozwala stwierdzić, że nieliczne są przypadki, kiedy tworzą one bardziej regularne powierzchnie i znajdują się w więzi morfologicznej z formami glacialmarginalnymi. Takie sytuacje spotkać można na południowym i północnym obrzeżeniu tego obszaru. Dominuje rozproszony sposób ułożenia tych dość licznych pokryw i szlaków glacyfluwialnych. Autor podtrzymuje tezę postawioną ponad 10 lat temu (Rdzany, 1997a), że serie te powstały w warunkach deglacjacji arealnej.

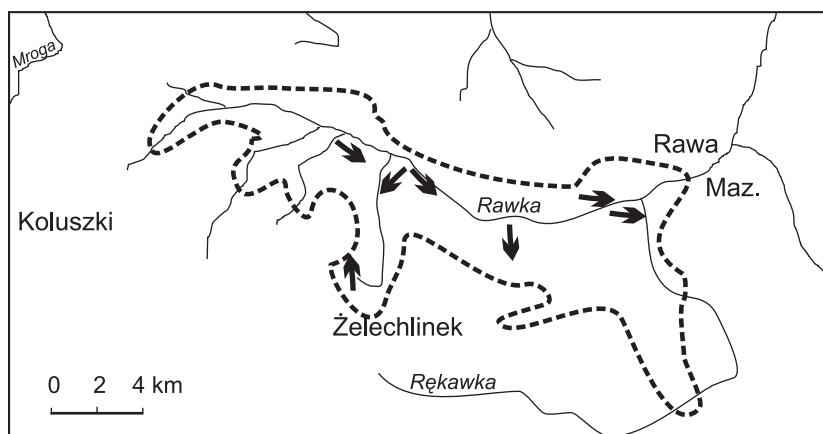
Pochylenie pokładu gliny lodowcowej w kierunku osi dolin (Rdzany, 1992a) może świadczyć o tym, że w czasie transgresji lądolodu jego spąg był tam obniżony, co sprzyjało drenażowi subglacialnemu. Doliny rozwinęły się tu więc na linii podlodowych obniżzeń płytkich rynien (kanały typu N) o genezie glacyfluwialnej lub pośredniej glacialno-glacyfluwialnej. Cienka pokrywa lodu, krótki czas jej funkcjonowania i długi czas utrzymywania się zimnego reżimu termicznego sprawił, że rynny były raczej płytko wcięte. Jak wynika z przekrojów do map geologicznych (Trzmiel, 1990), ich głębokość dość rzadko przekraczała 20 m. Nie zostały do końca zasypane, ani też nie powstały w ich obrębie lub w ich sąsiedztwie ozy, gdyż odpływające nimi wody roztopowe bez przeszkód uchodziły do większej doliny marginalnej Pilicy. Sprzyjało temu łagodne pochylenie na południe i południo-wschód większej części podłoża lądolodu na Równinie Piotrkowskiej.

Przykładem dobrego wykształcenia sandru wewnętrznego jest stanowisko Marianka. Pokrywa glacyfluwialna w Mariance, w brzeżnej części wysoczyzny obok doliny Rawki środkowej należy do licznych sandrów wewnętrznych analizowanego obszaru (Rdzany, 2004c). W jej strukturze występuje zapis charakterystycznej rytmicznej akumulacji, związanej z ablacją. W brzeżnych partiach wysoczyzny na osadach glacyfluwialnych została złożona pokrywa

diamiktonów ablacyjnych. Serie w strefie stokowej rozmieszczone są nieregularnie i przyjmują postać teras kemowych i wałów kemowych. Źródłem zasilania pokryw były grube, zasobne w materiał morenowy płyty martwego lodu.

Deglacja arealna w obszarach glacidepresji

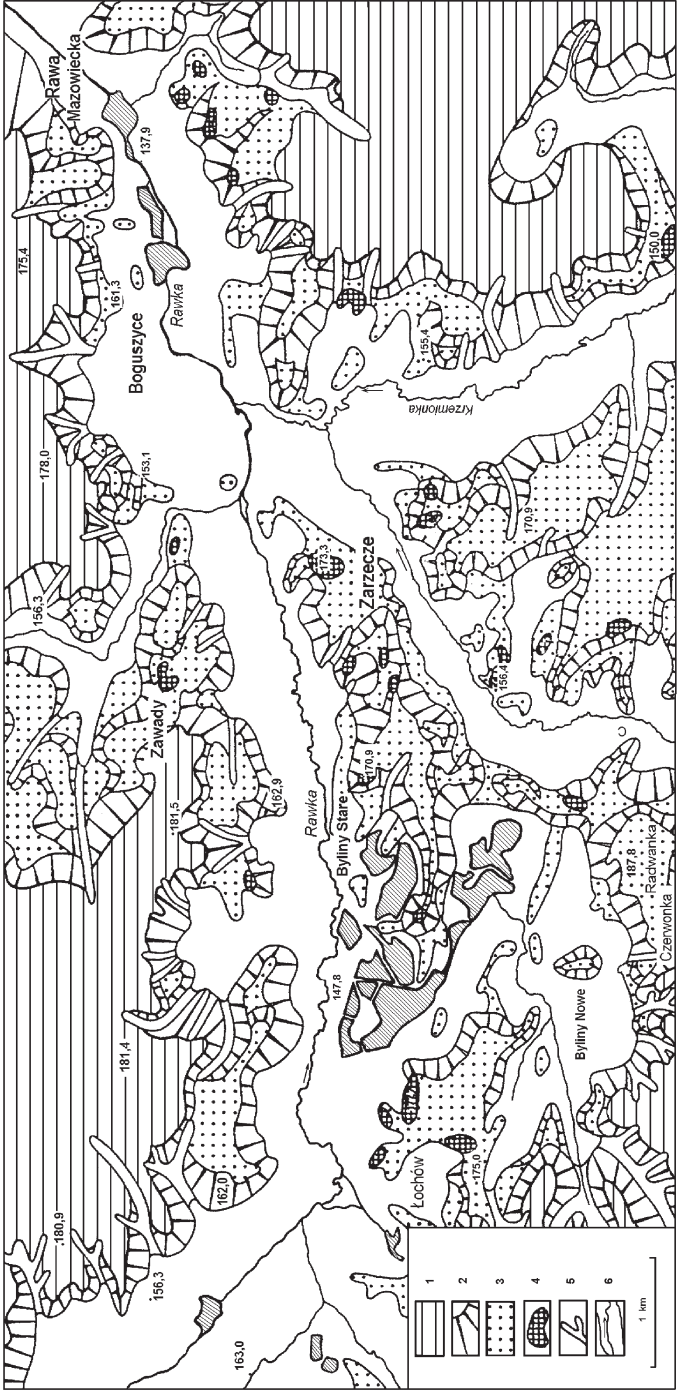
Etap ten zaznaczył się w kilku dolinach strefy tomaszowsko-skierniewickiej, lecz w sposób najpełniejszy i najbardziej wyraźny w kotlinie górnej Rawki i w jej obrzeżeniu. Na obszarze tym, stanowiącym rozległą depresję podlodową (glacidepresję), doszło do zatapiania zdeintegrowanych mas martwego lodu. Uformował się tu rozległy zespół zbiorników przepływowych o łącznej powierzchni około 100 km², posiadających prawdopodobnie liczne wzajemne połączenia (rys. 75, 76). Początki sedimentacji kemowej miały tu już z pewnością miejsce, kiedy okalające wysoczyzny nie były jeszcze całkiem uwolnione od lodu, gdyż lód ten stanowił niewątpliwie źródło przynoszonego tu materiału.



Rys. 75. Zasięg sedimentacji glacialimnicznej w zlewni górnej Rawki. Strzałkami oznaczono kierunki paleoprądów zapisanych w strukturach riplemarkowych piasków glacialimnicznych

Strefy brzeżne glacidepresji

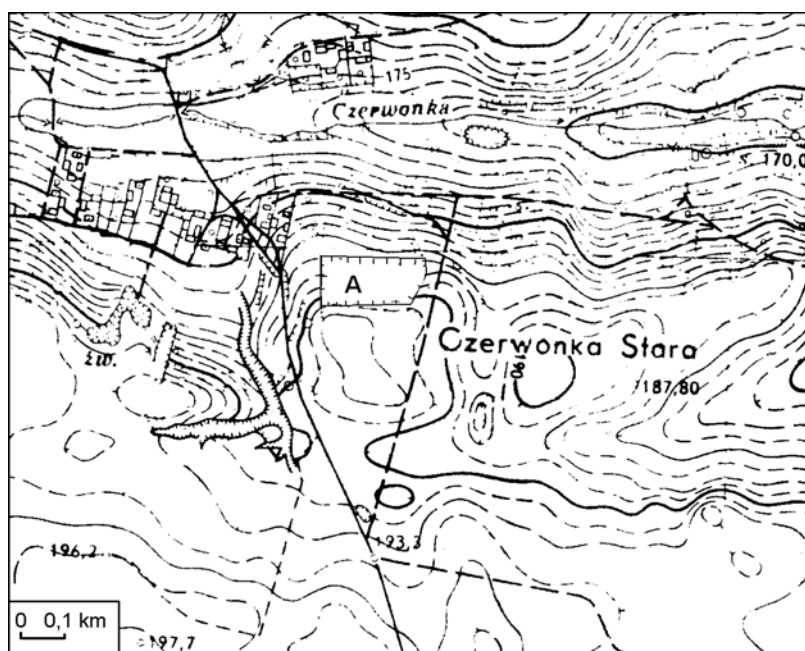
Odptyw na odsłanianych stopniowo spod lodu wysoczyznach (wówczas – glacielewacjach) odbywał się systemami rzek roztokowych, które kończyły się stożkami napływowymi lub deltami. Przechodziły jednak w strefie brzeżnej wysoczyzny w znacznej miąższości (do 30 m) serie glacialimniczne i glacialifluwalne. Obecnie osady te wysuwają się w obręb dolin, tworząc wały i terasy kemowe (rys. 76). Niekiedy stoki dolin zostały tak współkształtnie nadbudowane, że nie tworzą łatwo rozpoznawalnej formy. W tym czasie obniżenie doliny Rawki zajęte było przez lód martwy, który ulegał stopniowej degradacji.



Rys. 76. Szkic geomorfologiczny kotliny górnej Rawki według Klajnera i Rdzanego (1989), zmienione
1 – wysoczyzna lodowcowa płaska i falista, 2 – stoki, 3 – splecione części kemów, 4 – „czapy żwirowe” w obrębie kemów, 5 – suche doliny i niecki międzykemowe, 6 – terasy fluwialne, nierozdzielone

Spąg tego lodu znajdował się nawet 40 m niżej w stosunku do obszarów otaczających, co można odczytać z analizy gliny lodowcowej i spągu osadów sedimentacji wodnej. Do przykładów takich form można zaliczyć stożek napływowy na stoku doliny Czerwonki, dopływu Rawki we wsi Czerwonka, kem w Rawie Mazowieckiej oraz terasę kemową w Woli Łokotowej.

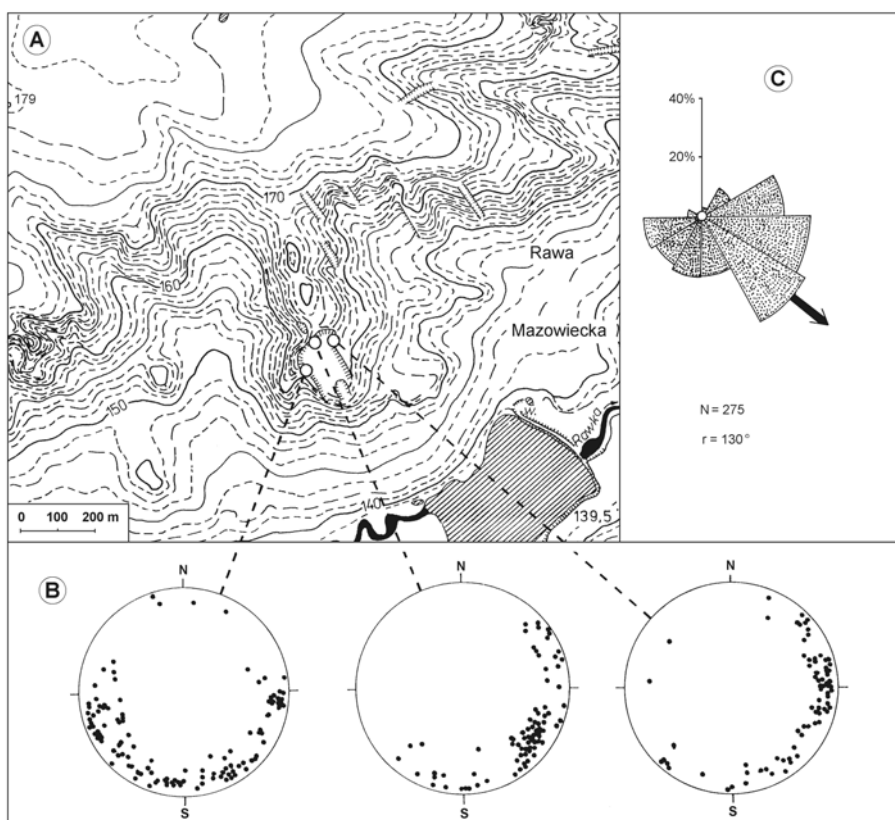
Odsłonięcie na stanowisku Czerwonka zajmuje strefę krawędzi wysoczyzny i stoku pochylonego na północ (rys. 77). Stwierdzono tam strukturę stożka napływowego i delty. Górny człon delty tworzą piaszczysto-żwirowe osady korytowe, rozcięte dajkami klastycznymi, które niekiedy przypominają kliny mrozowe wtórnego wypełnienia, a także zaburzone licznymi uskokami (fot. 33). Struktury te są zapisem ekstensji materiału delty po ustąpieniu podparcia i podścielenia lodem. Procesy wytopiskowe w istotnej części miały miejsce jeszcze w czasie akumulacji stożka. Czoło delty tworzą piaski z domieszką żwiru o laminach nachylonych pod kątem 15–20°. Mimo zaznaczonego rytmu warstwowania, wahania energii przepływu były tu znacznie mniejsze niż w formach glaciomarginalnych (np. w stanowisku Szczukwin). Osady prodelty tworzą natomiast mułki i piaski z przewarstwieniami żwiru oraz diamiktonów ablastycznych, zaburzone prawdopodobnie w wyniku wytopienia się brył martwego lodu w silnie uwodnionym materiale. Można sądzić, że delta powstała



Rys. 77. Delta glacialimiczna w Czerwonce na krawędzi doliny. A – położenie analizowanego odsłonięcia

na południowym stoku doliny Czerwonki, nachylonym na północ, ku centrum kotliny górnej Rawki. Dopływ materiału następował od południa, ze stron martwego lodu na wysoczyźnie, co jest jedną z przesłanek arealnego typu deglacji.

Wał kemowy w Rawie Mazowieckiej–Tatarze był już analizowany przez autora (Rdzany, 1997a, 2004c). Przedstawia typ kemu deltoglacjalnego, z dobrze rozwiniętą częścią foresetową. Wał osiąga ponad 0,7 km długości, około 0,2–0,3 km szerokości oraz 25 m wysokości od strony osi doliny Rawki. W części północnej jego grzbiet łagodnie przechodzi w słabo urozmaiconą powierzchnię wysoczyznową. Pomierzone kierunki upadu warstw wskazują na wachlarzowaty rozkład kierunku wód roztopowych wpływających do zbiornika w miejscu dzisiejszej doliny Rawki (rys. 78). Podobne cechy sedimentacji wykazuje także terasa kemowa w Woli Łokotowej (rys. 71, 2).



Rys. 78. Kem deltoglacjalny w Rawie w dolinie Rawki (Rdzany, 2006a)

A – rzeźba, izolinie co 1,25 m, B – upady lamin czoła delty (półkula południowa), C – upady lamin jw., diagram zbiorczy, N – liczba pomiarów, r – wektor wypadkowy

Strefy centralne glacidepresji

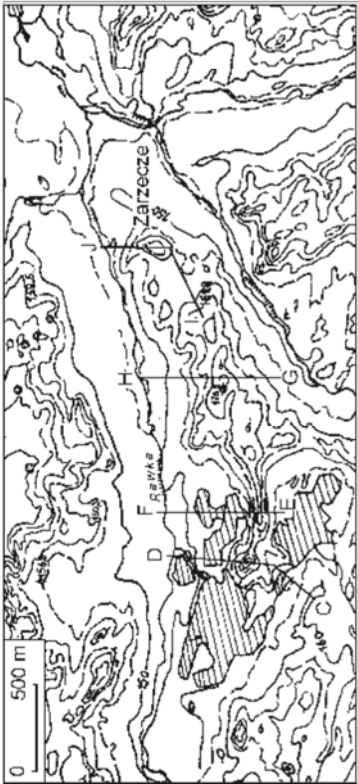
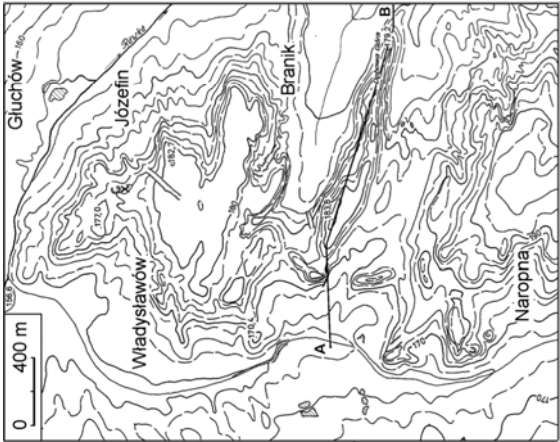
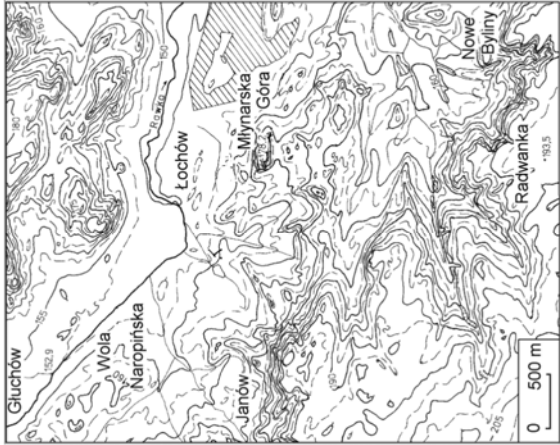
Obszary wewnętrzne dużych obniżen podlodowych (glacidepresji) stały się w warunkach deglacjacji arealnej strefami akumulacji glacialimnicznej z powodu dużych utrudnień odpływu wód roztopowych. W północnej części Wysoczyzny Skierniewickiej i na pograniczu z tzw. pradoliną Bzury powstałe w takich warunkach kemy i terasy kemowe glacialimniczne opisał Klajnert (1978), w dolinie środkowej i dolnej Rawki – Koboжек (2000), natomiast w dolinie górnej Rawki – autor (m.in. Rdzany, 1997a).

Środkowa część doliny górnej Rawki wraz z otaczającymi formami stanowi wyjątkowy przykład kotlinowatej glacidepresji, w której występuje koncentracja kilkudziesięciu kemów, w przewodzie glacialimnicznych. Kilka wybranych zespołów i elementy ich budowy wewnętrznej przedstawiono na rys. 39, 76, 79 i 80. Należy podkreślić, że przedstawione na wymienionych rysunkach pagórki, wały, stoliwa i terasy kemowe były dawniej klasyfikowane jako moreny czołowe, ozy, a tylko w nielicznych przypadkach – kemy (Balińska-Wuttke, 1960). Zarówno wcześniejsze analizy autora, jak i obecne badania uzupełniające nie pozwalają podtrzymać tego poglądu. Formy te, w przewodzie zbudowane z piasków drobnoziarnistych, w stropie przykrytych seriami piaszczysto-żwirowymi, wykazują cechy kemów glacialimnicznych lub złożonych, rzadziej glacialifluwialnych.

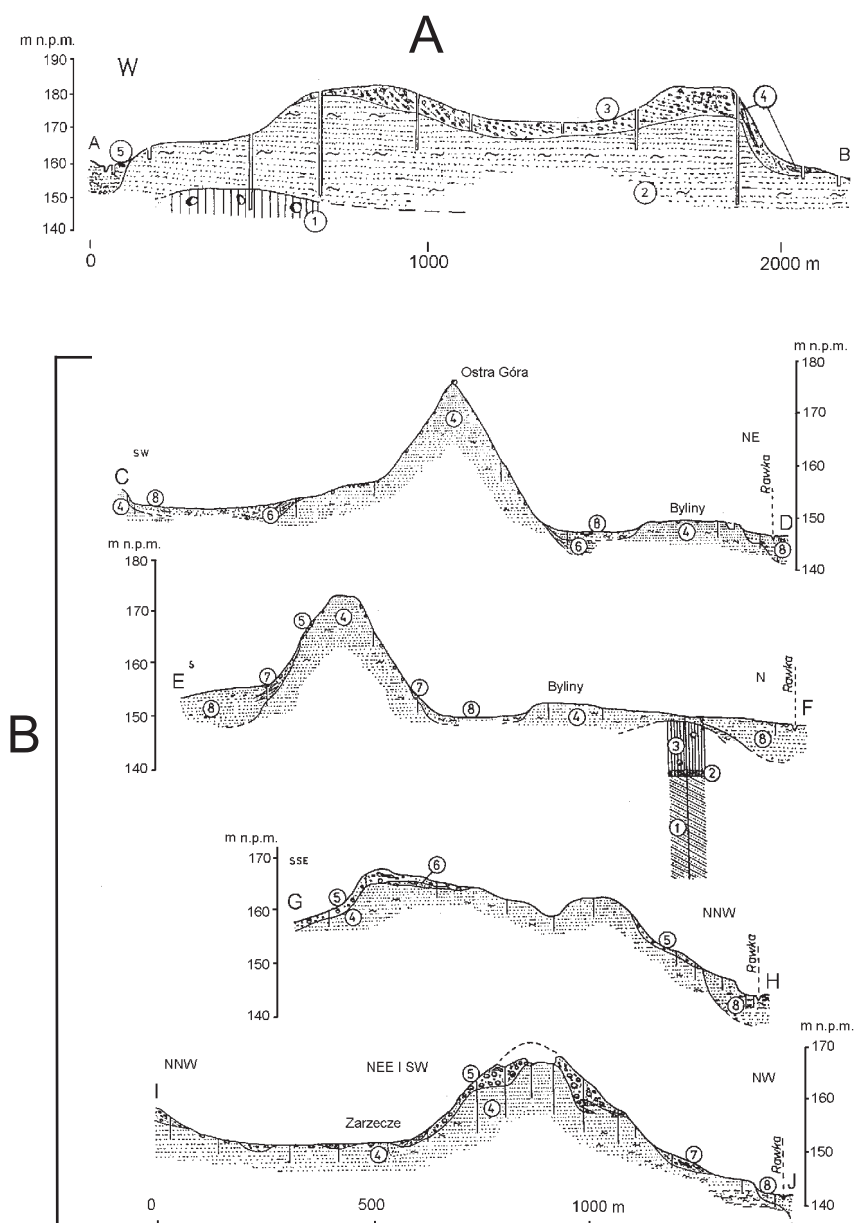
Kemy glacialimniczne stwierdzono w wielu fragmentach regionu łódzkiego, są jednak najbardziej charakterystyczne dla łobu południowomazowieckiego, a zwłaszcza kotliny górnej Rawki. Dominuje w ich profilach piasek drobnoziarnisty i bardzo drobnoziarnisty z charakterystyczną zmiennością laminacji horyzontalnej i riplemarkowej (fot. 34). Odsłonięcia znajdują się na stanowiskach Zarzecze, Byliny, Łochów i Branik. Piaski riplemarkowe z Zarzecza były przez Balińską-Wuttke (1960) uznane za utwory rzeczne interstadialne, starsze od zlodowacenia warty. Autor określał je dawniej jako osady denne zbiorników przepływowych (paraglacilimniczne). Ich geneza wymaga dookreślenia.

Analiza uziarnienia oceniona na podstawie wskaźników Folka i Warda (1957) wskazuje na średnią średnicę oscylującą wokół 0,1 mm, dobre i umiarkowanie dobre wysortowanie (0,36–0,86), przewagę skośności dodatniej, zaś rozkład mezo- i leptokurtyczny. Próby te (41 szt.), umieszczone na diagramie Passegi (rys. 81), wykazały lokalizację głównie w polach diagramu VI i VII (łącznie 57%) oraz V (43%). Wskazuje to na sedymentację z zawiesiny, zarówno frakcjonalnej, jak i jednorodnej w warunkach słabej dynamiki środowiska.

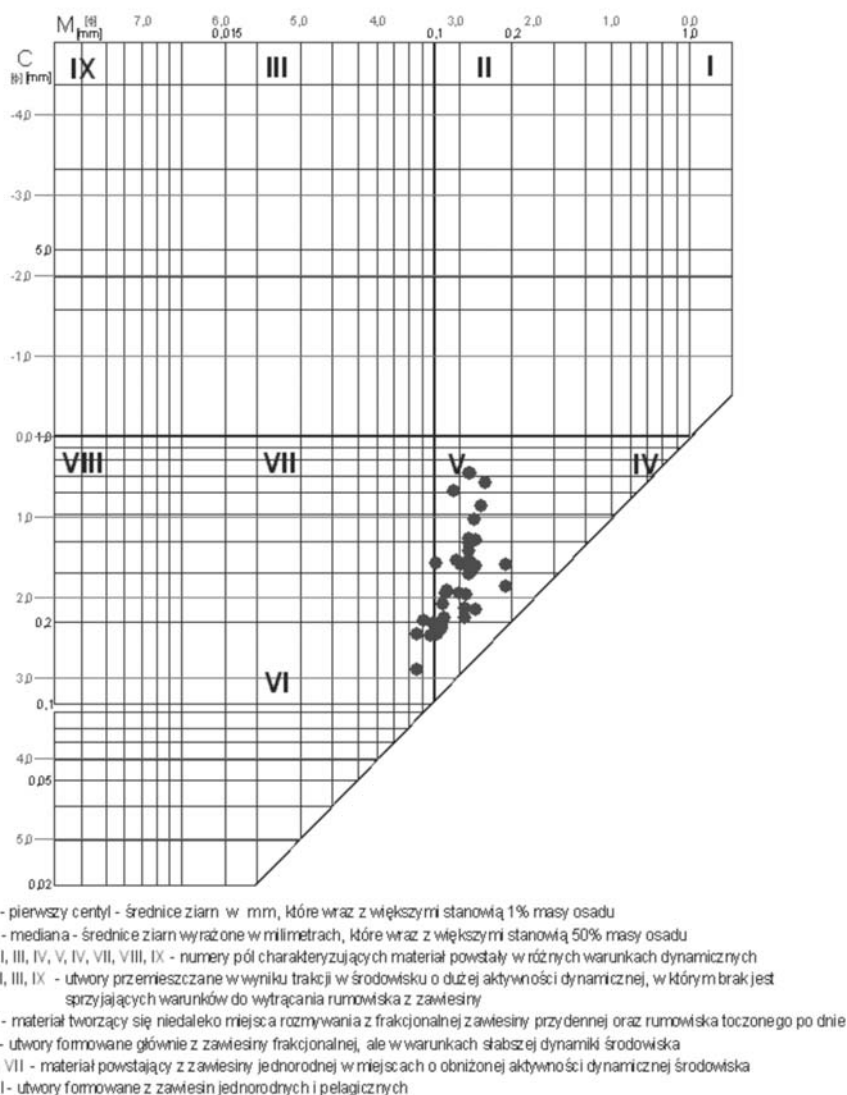
Analiza struktur ponadto wskazuje, że w odsłonięciach i wkopach, skąd pobrano próbki do analiz uziarnienia, stwierdzano zwykle niepełną sekwencję Boumy, z reguły segment Ta–c według Boumy (1962).



Rys. 79. Przykłady rzeźby glacjalnej w centralnej części kotliny górnej Rawki



Rys. 80. Przykłady budowy kemów w kotlinie górnej Rawki. Linie przekrojów zaznaczono na rys. 79
 A. Budowa wewnętrzna wału kemowego Dębowej Góry. Warta: 1 – glina lodowcowa, 2 – piaski bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste, miejscami z domieszką mułków, glacialimniczne, 3 – piaski i żwiry glacialfluwialne, 4 – diamiktyty ablacyjne; vistulian i holocen: 5 – piaski, mułki i torfy rzeczne. B. Budowa wewnętrzna wału kemowego między Bylinami a Zarzeczem. Jura: 1 – piaskowce drobnoziarniste; warta: 2 – żwiry glacialfluwialne; 3 – glina zwalowa; 4 – piaski bardzo drobnoziarniste, drobnoziarniste i mułkowate glacialimniczne; 5 – piaski i żwiry glacialfluwialne; 6 – diamiktyty ablacyjne; vistulian i holocen, nierozdzielone: 7 – piaski i żwiry i gliny stokowe; 8 – piaski, piaski ze żwirem, mułki i torfy rzeczne



Rys. 81. Cechy uziarnienia piasków bardzo drobnoziarnistych glacialimnicznych wybranych kemów w kotlinie górnej Rawki na podstawie diagramu Passegi (1964) oraz Passegi i Byramjee (1969)

Można je zakwalifikować jako osady turbidytowe małej gęstości (*LDTC – low density turbidity current*). Najczęściej występuje warstwowanie równoległe horyzontalne lub/i riplemarkowe, charakterystyczny jest brak zróżnicowania uziarnienia w pionie jako skutek zanikania i łagodnego słabnięcia prądu turbidytowego. Osady te wykazują bardzo łagodny spadek średniej średnicy ziaren.

Zdarzają się przewarstwienia wielkoskalowych warstwowań tabularnych, co wynika ze zmian aktywności wód roztopowych.

Analizowane piaski kemów w kotlinie górnej Rawki są podobne do opisanych z doliny rzeki Leine, w północnej części średniogórza niemieckiego (strefa marginalna łądolodu drenthe) przez Winsemanna i in. (2007). Pewne analogie można znaleźć w osadach zbiornikowych, położonych między dwiema glinami warty w odsłonięciu bełchatowskim (Gruszka i in., 2004), jednakże zbiornik ów znajduje się w innej sytuacji morfologicznej. Nie był prawdopodobnie zbiornikiem kemowym, lecz funkcjonował na przedpolu łądolodu, w obniżeniu związanym z rowem Kleszczowa.

Można z pewnością dopatrywać się także pewnych podobieństw do osadów turbidytowych opisywanych z osadów fliszowych, np. z Karpat czy z Apeninów. W tym drugim przypadku cenne dane podają Amy i in. (2005a, 2005b). Choć inna jest skala występowania i typ zbiornika sedymencyjnego (morski), piaski z Zarzecza i innych kemów kotliny górnej Rawki wydają się być podobne najbardziej do osadów prądów turbidytowych. Z analizy morskich piasków turbidytowych wynika, że występują na olbrzymich przestrzeniach bez wyraźnych zmian miąższości. Ostatecznie łagodnie wyklinowują się. Różnice miąższości mogą być kompensacją w stosunku do nierówności dna po poprzedniej depozycji. Pewne struktury i cechy tekstury powtarzają się: relatywnie dobre wysortowanie, zawartość struktur trakcyjnych, laminacja równoległa, przekątna i konwolutna, powszechnie występujące uziarnienie normalne, choć może się pojawić uziarnienie odwrócone. Większe klasty występują sporadycznie, pojedynczo lub tworząc subtelne horyzonty. Zawartość mulków jest niewielka. Zatem cechy litofacialne osadu wskazują na osadzanie progresywne ziaren z dolnej części (oddolne) w czasie hamowania przepływu turbulentnego.

W piaskach z Braniku stwierdzono ponadto przewarstwienia wielkoskalowych struktur rynnowych, co oznacza okresowy bardzo znaczny wzrost dynamiki przepływu, mimo iż uziarnienie na to nie wskazuje. W tym przypadku nie było zapewne odpowiednio gruboziarnistego materiału w strefie objętej nagłym wzrostem mocy strumienia wody.

W piaskach kemowych glacialimnicznych spotyka się, jak to stwierdzono w Łochowie, detrytus roślinny i większe ksylicy pochodzenia neogeńskiego. Materiał ten znajduje się tu na wtórnym złożu i pochodzi być może z erozji dużych serii piaszczystych miocenu, występujących w okolicy Rogowa.

Wiele kemów wykazuje liczne ślady erozji pod koniec sedymentacji. Utworzone spłaszczenia są podobne do teras kemowych, lecz zostały zazwyczaj wycięte erozyjnie. Opisano je w jednej z wcześniejszych prac (Klajnert i Rdzany, 1989).

W opisywanej centralnej części kotliny górnej Rawki występują charakterystyczne międzykemowe formy wklęsłe, przeciętnie większe niż wytopiska na

wysoczyznach. Stwierdzono, że zarysy niektórych z nich zostały powiększone przez erozję glacialfluwalną.

Specyficzne cechy deglacjacji w strefie tomaszowsko-skierniewickiej

Analizy budowy form w przedstawionych stanowiskach oraz innych zbadanych na tym terenie wskazują, że miejsca najwyższe – pagórki żelechlińskie, koluszkowskie i otaczające je wysoczyzny, opadające koncentrycznie ku obniżeniom dolinnym, były basenami sedimentacyjnymi osadów wodnolodowcowych w początkowej fazie deglacjacji. Były otoczone dość zwartymi masami lodu, a na kontakcie z nim powstawały terasy kemowe i następowały częste spływy grawitacyjne materiału ablacyjnego. W porównaniu ze strefą wododziałową Rzgów–Piotrków Tryb. występuje tu znacznie większy udział osadów zbiornikowych. Część wód odpływała ze stref wododziałowych do różnych zlewisk: na południe do Pilicy, na północ do kotliny Rawki, na północo-zachód do zlewiska Mrogi.

Najbardziej płaskim obszarem, pomijając niewielką liczbę kemów, stała się Równina Piotrkowska. Prawdopodobną tego przyczyną była mała zasobność cienkiego lodu w morenę oraz możliwość dogodnego odpływu wód roztopowych w kierunku doliny Pilicy. Od działu wodnego Rawka–Pilica wody płynęły już na północ, ku kotlinie górnej Rawki. Znaczna część Wysoczyzny Skierniewickiej była także odwadniana ku temu obniżeniu. Sprzyjało to podtopieniu rozległego obszaru zdeintegrowanych mas lodu i powstaniu w rezultacie szczególnego nagromadzenia kemów glacialimnicznych.

Przedstawiona analiza form strefy tomaszowsko-skierniewickiej wskazuje, że przebieg deglacjacji na tych obszarach odbywał się ogólnie od wyższych partii wysoczyzn (stref wododziałowych) w kierunku większych obniżzeń, gdzie lód lodowcowy był przeciętnie grubszy. Taki był kierunek transportu wód ablacyjnych. W przeciwieństwie do bardziej strefowej deglacjacji lobu południowowielkopolskiego zachodziła tu deglacjacja w układzie wertykalnym. W tej strefie nie napotkano żadnych przejawów reaktywacji ładolodu, aż po północne stoki Wysoczyzny Skierniewickiej.

W przebiegu deglacjacji strefy tomaszowsko-skierniewickiej autor stwierdził więcej analogii z modelem zaniku na obszarze Niziny Podlaskiej, zaproponowanym przez Musiała (1992), niż z przedstawionym przez siebie dla zachodniej części regionu łódzkiego. Głównymi obszarami akumulacji o charakterze morfolotwórczym były strefy wododziałowe na wysoczyznach oraz strefy przejściowe wysoczyzny – doliny (lub kotliny międzywysoczyznowe). Obszary pośrednie wysoczyznowe to domena tranzytu i ogólnie niewielkiej akumulacji typu sandrów wewnętrznych.

Nie jest wykluczone, że sąsiednia Wysoczyzna Rawska uległa deglacjacji nieco później niż pozostałe tereny. Na dłuższe trwanie lodu aktywnego lub

pasywnego wskazuje tam lepsze zachowanie ozów i wydłużonych „ozopodobnych” wałów kemowych, a także szereg cech strukturalnych osadów, które budują te formy.

5.4.3. Deglacja Wysoczyzny Rawskiej

Ogólne cechy rzeźby glacialnej

Obszar Wysoczyzny Rawskiej, położony na wschód od dolin Rawki i Rylki rozpościera się niżej w stosunku do sąsiednich Wzniesień Łódzkich średnio o 20–30 m. Ponad dominującymi tu równinami moreny dennej wznoszą się wały o budowie glacyfluwalnej, o wyraźnym ukierunkowaniu, w większości o przebiegu NW–SE, część N–S (rys. 56). Istnieją także charakterystyczne zespoły niskich pagórków, o mniej wyraźnej orientacji osi morfologicznych, m.in. w okolicach Białej Rawskiej.

Jest znamienne, że najwcześniej poznanymi formami były ozy, opisane przez Zaborskiego (1926) na obszarze między Grójcem a Odrzywołem. Na północ od Ossy wyróżnił on dwa równoległe ozy, a na ich północnym przedłużeniu – oz w okolicach Dąbrowy i Józefowa. Nieco dalej na północny zachód rozpoznał ów autor oz między Regnowem a Strzałkami. Forma ta później została nazwana ozem Rylska (Balińska-Wuttke, 1960). Ozową jej genezę potwierdziła także Ruszczyńska-Szenajch (1966). Ozy wyróżnił Zaborski także między Wysoczynem a Bikowkiem koło Grójca oraz między Grójcem a Grotowem. Odnotował, że w odsłonięciach widoczne są żwiry i piaski „uławicone przekątnie”. Autor ów podkreślał jednocześnie brak moren czołowych na analizowanym przez siebie obszarze. Należy zauważyć, że uwagi Zaborskiego (1926) odnośnie do występowania ozów i braku moren czołowych na terenie Wysoczyzny Rawskiej należy uznać za zadziwiająco trafne i aktualne w świetle przeprowadzonych badań.

Informacje o morenach czołowych pojawiły się później, głównie w pracach Balińskiej-Wuttke (1960), Ruszczyńskiej-Szenajch (1966a, b) i Makowskiej (1974a, b). Zarówno wcześniejsze badania autora (Rdzany, 1997a), jak i obecne analizy zachodniej części Wysoczyzny Rawskiej nie potwierdzają tych opinii. Niżej przedstawiono cechy morfologii i budowy charakterystycznych form tej wysoczyzny: ozów i kemów.

Ozy

Ozy tworzą charakterystyczny układ przestrzenny, zgodny z kierunkiem ruchu lodu.

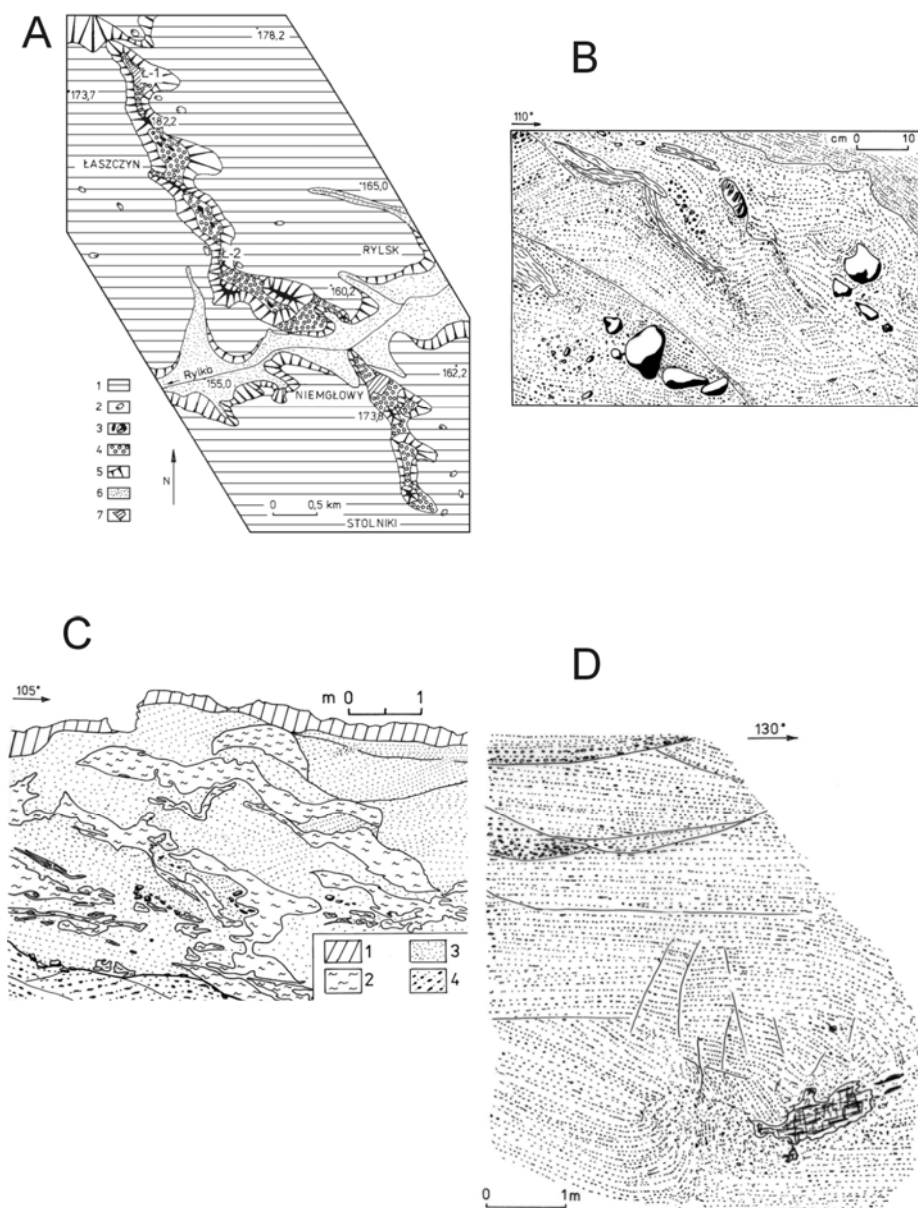
Spśród nich badano głównie oz Rylska (Zaborski, 1926; Jaks i Rdzany, 2002) oraz położone na wschód od obszaru badań ozy grójeckie (Michalska, 1971; Baraniecka, 1980a): oz grójecki (8 km), zalesiński (4 km), częstoniewski (3 km). Osiągają one wysokość kilku-kilkunastu metrów. W ozie grójeckim i zalesińskim stwierdzono dwie główne serie: jedną, która wypełnia rynnę

subglacialną i drugą – dającą efekt morfologiczny. W budowie ozów występuje wiele cech wspólnych, świadczących o charakterystycznym dwuetapowym ich rozwoju – najpierw w tunelu, często głębiej wciętym w podłoże niż wysokość formy, a potem w zasypywanym kanionie lodowym. Odwodnienie tunelami ozowymi było bardzo skuteczne, dlatego na tym terenie występuje mało sandrów. Miejscami powstały kemy – tam, gdzie tunele były słabo rozwinięte.

Oz Rylska położony jest w zachodniej części Wysoczyzny Rawskiej, na południowy wschód od Rawy Mazowieckiej. Jest to łańcuchowy zespół wydłużonych pagórków i wałów długości 6,5 km, szerokości 250–600 m i wysokości do 25 m (rys. 82). Na uwagę zasługuje występowanie w jego obrębie elementów morfologicznych charakterystycznych bardziej dla wielu kemów, np. płaskich, rozległych fragmentów powierzchni grzbietowej. Szczegółowa analiza struktury ozu (Rdzany, 1997a; Jaks a i Rdzany, 2002) wykazała, że osady tej formy, mimo wykazanego bardzo szybkiego tempa akumulacji, noszą ślady funkcjonowania lądolodu od etapu żywego lodu po zaawansowaną deglacjację arealną. Potwierdzają to kolejne analizy.

Okres funkcjonowania żywego lądolodu posiada zapis w korzeniowych partiach ozu, poniżej poziomu gliny na otaczającej wysoczyźnie (fot. 36). W części środkowej profilu osadowego, mniej więcej w poziomie sąsiedniego terenu, udokumentowano przejście do zróżnicowanych środowisk sedymentacyjnych, typowych dla deglacjacji arealnej. Występują tu np. ślady obrywów ze stropu tunelu (rys. 82B, fot. 36A). Sedymentacja po zarwaniu stropu tunelu, a więc już w kanionie śródlodowym, polegała w znacznej mierze na szybkim narastaniu różnej wielkości piaszczysto-żwirowych stożków napływowych. Podrzędne znaczenie miała migracja koryt, była ona raczej typowa dla końcowej fazy akumulacji. Najmłodszą częścią formy są osady ablacyjne, powstałe głównie w wyniku spływów i deformacji (fot. 36D). Całkowity zanik lodu martwego odsłonił formę wału z drugorzędnymi pagórkami na tle słabo urozmaiconej powierzchni morenowej. Zatem z punktu widzenia historii sedymentacji, zapisanej w strukturach, większa część osadów to utwory typu kemowego. Jest to więc forma złożona, ozowo-kemowa. Wyróżnianie takiej kategorii form przejściowych, złożonych, nie jest jednak powszechnie akceptowane. Zachowany jest zarys pierwotnej rynny typu N, a profile formy są typowe dla wielu innych ozów, więc z tych powodów można klasyfikować ją jako oz, uznając w ten sposób niejako „przewagę cech ozowych nad kemowymi”.

Charakterystycznym elementem formy są osady subśrodowiska deltowego, ograniczone w ozie do części górnej, kształtowanej już w warunkach rozpadliny lodowej (kanionu śródlodowego). Rozległe struktury deltowe dostrzegali de Geer (1897 *vide* Lewis, 1949) w ozach, pisze o tym również Lewis (1949). Inni autorzy także zauważali, że wiele ozów w Skandynawii tworzyło się, kiedy wody w tunelu wypływały do zbiorników. Jako potwierdzenie Lewis podaje przykład struktury z częścią topsetową i foresetową jednego z ozów w rejonie Jotunheimen w Norwegii.



Rys. 82. Oz Rylska według Jaksy i Rdzanego (2004), zmienione

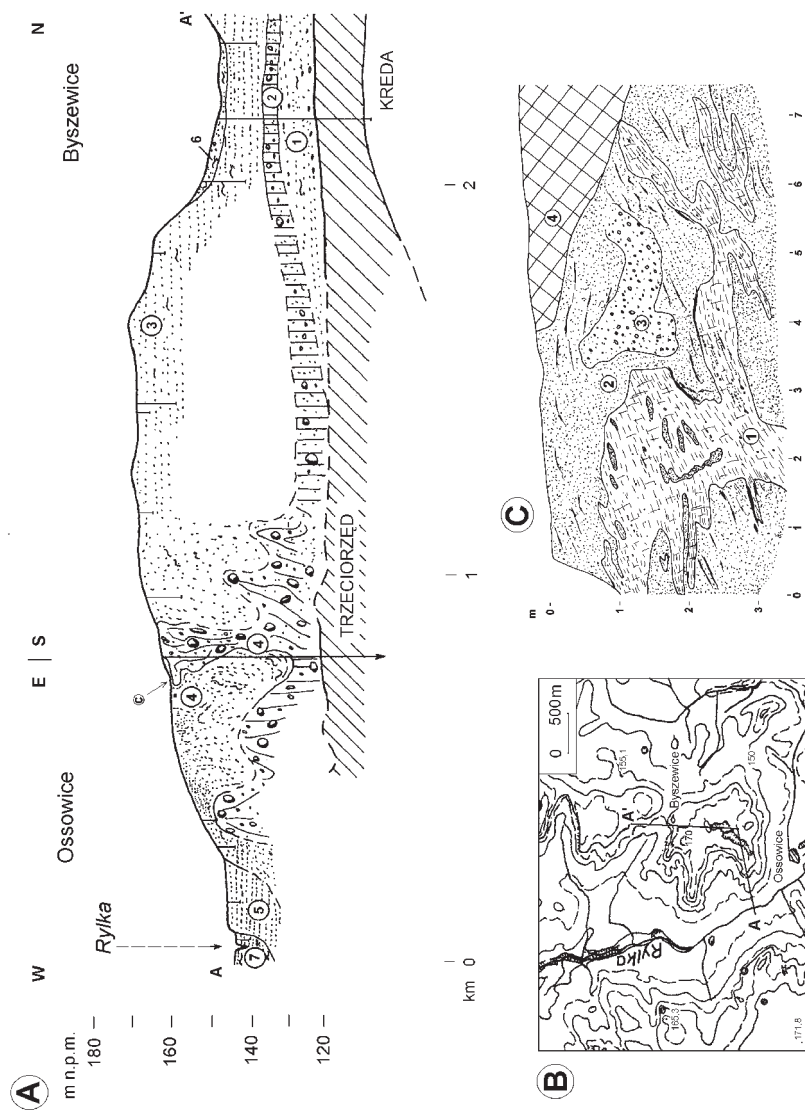
A. Szkic geomorfologiczny: 1 – wycieczna morenowa płaska i falista, 2 – zagłębienia bezodpływowe, 3 – pagórki, 4 – płaskie powierzchnie grzbietowe wału, 5 – stoki, 6 – terasy rzeczne, 7 – odkrywki. B, C. Przykłady deformacji w strukturze ozu. D. Przykład osadów ozu ze śladami obrywu z przewieszki lodowej. Oznaczenia osadów (przy rys. 82C): 1 – osypisko, 2 – mułki, 3 – piaski, 4 – żwiry i piaski

Kemy

Podobny typ sedymentacji glacialimnicznej – kemowej, jaki opisano z kotliny górnej Rawki, występuje także na pograniczu Wzniesień Łódzkich i Wysoczyzny Rawskiej w formach doliny Rawki środkowej, poniżej Rawy Mazowieckiej (Kobojek, 1997, 2000). Występują tam liczne terasy, wały i pagórki kemowe, których osady powstały w warunkach skutecznego blokowania wód roztopowych. Powstały one jednocześnie w strefie znacznego pochylenia powierzchni podłoża lądolodu. Wydajna sedymentacja kemowa wynikała z różnic w stopniu degradacji lodu. Miększy lód Wysoczyzny Rawskiej blokował odpływ wód. Świadczy to o tym, że w czasie silnej degradacji strefy tomaszowsko-skierniewickiej na Wysoczyźnie Rawskiej rozpościerał się lód bardziej zwarty, zapewne pasywny lub jeszcze żywy. Mogły wówczas funkcjonować strefy drenażu tunelowego, które dały początek ozom, lecz były odosobnione, bez wzajemnych połączeń.

Kemy Wysoczyzny Rawskiej wykazują pewne podobieństwo do ozów poprzez wydłużony, wałowy kształt i znaczny udział osadów powstałych wskutek skoncentrowanego przepływu podłużnego. Kemy zostały rozpoznane w kilku częściach Wysoczyzny Rawskiej. Wyróżnić można trzy ich charakterystyczne zespoły: w okolicach Pukinina, na południe od Białej Rawskiej oraz w okolicach Rosochy. Należy dodać, że na wschód od opisywanego obszaru liczba form kemowych jest dość znaczna. W pobliżu Grójca kemy o wysokości kilku metrów wyróżniła Baraniecka (1980a). Podkreśla, że trudno je zaliczyć do typowych kemów limnoglacialnych lub fluwioglacialnych. Są to kemy wewnętrzne, przetańowe – z punktu widzenia planu procesów deglacacyjnych. Pagórki są zbudowane głównie z piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych z domieszkami żwiru. Kilka kemów leży pośród łąk wytopiskowych.

Do największych kemów Wysoczyzny Rawskiej należy wał pukiniński, stanowiący przykład kemu złożonego (Rdzany, 2006a), położony na południowo-wschód od Rawy Mazowieckiej. Osiąga długość 6 km. Wznosi się do 30 m ponad dnem doliny Rylki i około 15–20 m nad powierzchnią wysoczyzny morenowej. Płaska powierzchnia upoważnia do nazywania go także stoliwem kemowym. Wał budują piaski średnie i drobne glacyfluwialne oraz piaski i mułki glacialimniczne. W dostępnych odsłonięciach w Pukininie i Ossowicach autor stwierdził osady stożków glacyfluwialnych oraz delt. W Ossowicach serie kemu są silnie zdeformowane, a głównymi strukturami są diapiry sięgające powierzchni terenu. W rejonie nieczynnej cegielni Ossowice strefa zaburzeń ma średnicę co najmniej 200 m (rys. 83). Powstaniu diapiru sprzyjało silne nawodnienie osadów w końcowym etapie deglacacji oraz podatne na plastyczne deformacje osady podłoża kemu: grube warstwy glin oraz łąy neogenu.



Rys. 83. Południowa część wału kemowego pukinińskiego

A. Przekrój (przebieg oznaczony na rys. 83B, linia A-A'). 1 – piaski i mulki, 2 – gliny lodowcowe, 3 – osady glacyfluwialne i glacialimiczne kemu, 4 – struktury deformacyjne, w tym diapiry, 5 – piaski rzeczne terasy vistulianu, 6 – piaski rzeczne terasy wistulianu, 6 – piaski rzeczne terasy wistulianu, 6 – piaski rzeczne terasy wistulianu. B. Rzeźba południowej części wału pukinińskiego w okolicach Ossowic. C. Fragment struktur deformacyjnych. 1 – mulki, 2 – piaski, 3 – żwir, 4 – osypisko

W grupie kemów w rejonie Białej Rawskiej, Woli Chojnatej, Koprzywny i Marchat występują głównie kemy glacyfluwialne z charakterystycznymi zaburzeniami grawitacyjnymi w strefach stokowych (fot. 37, 38). W osadach glacyfluwialnych zaznacza się przewaga struktur koryt roztokowych. Występuje także cienka pokrywa osadów ablacyjnych. W Marchatach udokumentowano natomiast strefę zaburzeń powstałych w wyniku utraty podparcia lodowego.

Kem w Rzymsku nosi z kolei cechy ozu z morfologicznego punktu widzenia. Ze względu jednak na charakterystyczną strukturę – jest kemem glacyfluwialnym (fot. 39).

Najbardziej dyskusyjną formą jest kem Rosochy, który autor klasyfikuje jako wał kemowy glacyfluwialny. Był on uznany dawniej za przykład wielkiego ozu staroglacjalnego i przedstawiony w atlasie Marcinkiewicza (1960). Dudek (1966) uznał go za kombinację ozu i moreny czołowej i nazwał „ozomoreną Rosochy”. Składa się on bowiem z dużego, głównego wału o przebiegu południkowym oraz mniejszych wałów i pagórków poprzecznych, o osi równoleżnikowej. Badania autora wykazały jednak, że jest to kem glacyfluwialny o dość skomplikowanej morfologii. Odsłonięcia w wale równoleżnikowym w części południowej pozwoliły ustalić istnienie osadów zbiornikowych i glacyfluwialnych, wykluczających powstanie formy przy krawędzi lądolodu (Rdzany, 1997a). Obserwacje przeprowadzone później potwierdzają wcześniejsze opinie. W ostatnich latach można było zaobserwować w odsłonięciach gliniaste struktury diapirowe. Przebijają one znaczną część osadów formy, zatem powstały w czasie akumulacji osadów w rozległym kanionie śródlodowym, w sytuacji ich silnego nawodnienia.

5.5. Subfaza bzury i cechy dalszej deglacjacji

Kolejny, trzeci pomaksymalny napływ lodu o ekstremalnym charakterze dynamiki, z oscylacjami, miał miejsce w zachodniej części Wzniesień Łódzkich, północnej części Wysoczyzny Łaskiej i przyległej części Równiny Łowicko-Błońskiej. Nie jest wykluczone, że nastąpiło to niedługo po subfazie neru, lecz napływ lodu pochodził z bardziej na wschód przesuniętego centrum zasilania. Najbardziej znaczące morfologicznie i strukturalnie ślady tej transgresji występują w zachodniej części Wzniesień Łódzkich i na przyległym obszarze pradolina Bzury. Należy przypomnieć, że pomiary klastów w glinie warciańskiej (Klatkova, 1992) wykazały na północo-wschód od Łodzi kierunek północno-wschodni napływu lodu. Można domniemywać, że pomiarów tych dokonano w glinie fazy bzury. Strumień lodowy, który tu uformował lob Bzury, objął zachodnią część dawnego lobu południowowielkopolskiego oraz część dawnego

lobu Rawki po dolinę Mrogi. Miał zmienioną trasę i zasięg przesunięty na wschód w stosunku do zasięgu fazy neru. Na wschód od Mrogi nie stwierdzono żadnych wyraźniejszych śladów glacitektoniki. Należy dodać, że zastosowane tu pojęcie lobu Bzury nie do końca odpowiada koncepcji lobu Bzury w rozumieniu Turkowskiej (2006a).

Nie można wykluczyć, że opisywany tu zarys lobu Bzury ma swoje przedłużenie na zachód w kierunku na Kotlinę Kolską i Wał Malanowski i jest tam reprezentowany przez zespoły form tworzących m.in. wyróżnioną przez Krzemińskiego strefę kalisko-niemysłowską. Jest to według Krzemińskiego (1997) pas nagromadzenia kemów. Z pobieżnych obserwacji autora wynika jednak, że na obszarze tym, szczególnie na obrzeżeniu kotlinowatego rozszerzenia doliny Warty, znajdują się ślady aktywnego funkcjonowania brzeżnej strefy lądolodu.

Strefa krawędziowa Wzniesień Łódzkich badana była przez wielu autorów. Najdokładniej jej budowa została przeanalizowana przez Klatkową (1972a, b, 1996). Autorka ta stwierdziła w jej obrębie kilka stref awansu czoła, które w nowszych pracach określiła jako szarże lodowcowe. Sformułowała także opinię, że na tym terenie lądolód etapowo uformował stopnie terenowe, sięgając stopniowo coraz bardziej na południe w czasie głównej transgresji warciańskiej. W związku z przyjęciem opcji zasięgu zlodowacenia warty w okolicach Łodzi, interpretacja dotyczyła lądolodu w zasięgu maksymalnym.

Nie podważając interpretacji dynamicznej, autor uważa, że miało to miejsce jednak w okresie kataglacialnym zlodowacenia warty, zaś kolejne szybkie awanse (oscylacje, szarże) zajmowały coraz mniejszy obszar. Ani z przedstawionej przez autorkę dokumentacji, ani z przeglądowych obserwacji istniejących obecnie odsłonięć przez autora nie wynika, że najmłodsze struktury deformacyjne były przekroczone przez lądolód.

Autor podtrzymuje wcześniej zasygnalizowaną tezę (Rdzany, 2004b, 2006), że związana z tym glacitektonika nie była jedynym procesem, który odpowiada za uformowanie tzw. stopni krawędziowych. Duże znaczenie miały także wody glacyfluwialne, które wyrównywały przedpole żywego lądolodu w okresach wyciszenia dynamiki lądolodu między szarżami, tworząc pokrywy typu poziomów sandrowych lub teras kemowych. Jak wykazało prześledzenie tego poziomu w różnych fragmentach spłaszczeń na stokach, nie wykazują one śladów przekroczenia przez lądolód. Wskazuje na to m.in. brak pokrywy morenowej na powierzchni i ciągłość struktur glacyfluwialnych. Przykładem jest rozległy poziom sandrowy, występujący w okolicach Strykowa (fot. 12). Został uformowany, kiedy poziom niższy, zwany pradolinny albo Woli Mąkolskiej, zajęty był przez wartą pokrywę lodową. Równiny sandrowe wyróżnia także Trzmiel (1993) np. wzdłuż południkowego odcinka doliny Mrogi.

Za usunięcie części osadów może odpowiadać denudacja, w tym peryglacialna vistuliańska, której ślady występują częściej na tym obszarze niż w innych partiach analizowanego regionu. Zaznacza się ona jednak selektywnie i nie wyjaśnia utworzenia bardzo rozległych spłaszczeń. W obserwowanych odsłonięciach na tych zrównaniach autor zarejestrował głównie powierzchnie akumulacyjne i ślady erozyjnych ściegów glacyfluwialnych, natomiast napotkane struktury peryglacialne zmieniały głównie pierwotną strukturę osadów, bez większego efektu morfologicznego. Obecnie nie można potwierdzić przedstawianych w latach 50. koncepcji genezy peryglacialnej występujących tu stopni terenowych. W szczególności nie znajduje tu potwierdzenia śmiała koncepcja teras krioplanacyjnych, zastosowana przez Dylika (1957) do wyjaśnienia genezy tych stopni.

Ze względu na trwającą do dziś gorącą dyskusję nad genezą zachodniej części Wzniesień Łódzkich (por. Turkowska, 2007), poruszone kwestie powinny być poddane kolejnym etapom weryfikacji. Formułowane przez autora poglądy odzwierciedlają obecnie znane fakty.

Aktywność akumulująca i deformująca czoła lądolodu została w ostatnich latach udokumentowana nowymi stanowiskami w ramach kartowania geologicznego. Wyniki kartowania, co należy podkreślić, nie wykazują szczególnego znaczenia procesów peryglacialnych, ani form peryglacialnych, które mogłyby znaleźć się w skali arkuszy SMGP (m.in. Brzeziński, 1992; Klatkowa, 1993). Na przykład na arkuszu Główno wyróżniono moreny wyciśnięcia i spiętrzenia, zbudowane głównie z piasków i żwirów, tworzące wzgórza do 30 m wysokości (Brzeziński, 1992). Występują w okolicach Józefowa, Łagiewnik i Bogini. W Bogini i na pobliskich stanowiskach występują silne deformacje glacytektoniczne opisane m.in. przez Klatkową (1996) i Goździka (1995). Moreny czołowe akumulacyjne zbudowane z piasków, żwirów i gliny wyróżnił Brzeziński (1992) na linii Żelgoszcz, Dobra – Skoszewy, podobnie jak wcześniej Dylik i Jurkiewiczowa (1950). Brzeziński (1992) sądzi, że powstały one w wyniku nadbudowania starszych form przez lądolód warciański, który tu długo stagnował. Pagórki morenowe o budowie przeważnie spiętrzonej wyróżniła także na arkuszu Zgierz Klatkowa (1993). Są to formy o wysokości względnej powyżej 10 m. Położone są na południe od Józefowa, w okolicach Łagiewnik Nowych, w pobliżu Łodzianki i w okolicy Bogini. Pagórki morenowe, przeważnie akumulacyjne, stwierdzono w okolicach Żelgoszczy, Kiełminy, Dobrej, Moskuł, Imielnika i Dobieszkowa.

Śladów aktywności czoła lądolodu w czasie deglacjacji można dopatrzeć się także dalej na zachód, w okolicach Ozorkowa. Wniosek taki wynika z analizy materiałów Wasiaka (1979), m.in. z przedstawionej dokumentacji zaburzeń glacytektonicznych.

Awans czoła lądolodu, powodujący silne deformacje pod koniec zlodowacenia warty, prześledziła na odcinku kilkuset metrów Petera (1996) w okolicach Ozorkowa. Również według Klatkowej (1996) obszar ten zawiera zaburzenia glacytektoniczne, świadczące o nacisku żywego lodu na osady glacylimniczne.

6. WNIOSKI I UWAGI KOŃCOWE

1. Przeprowadzono rekonstrukcję przebiegu zdarzeń w czasie zlodowacenia warty w regionie łódzkim, pomiędzy Wysoczyznami Złoczewską i Turecką na zachodzie a Wysoczyzną Rawską i Równiną Radomską na wschodzie. Rekonstrukcja ta zawiera analizę pozycji stratygraficznej jednostki warciańskiej w plejstocenie oraz relacji okres zimny warty – zlodowacenie warty w sensie paleoglacjologicznym, charakterystykę łądolodu warty w czasie jego rozwoju i zanikania, cech środowiska, w którym funkcjonował oraz analizę procesów erozyjnych, akumulacyjnych i deformacyjnych o znaczeniu morfolotwórczym. Odtwarzając etap transgresji łądolodu w regionie łódzkim, przeanalizowano dynamikę jego narastania, sposób pokonywania urozmaiconej rzeźby przedpola, a także przejawy aktywności erozyjno-deformacyjnej i sedymentacyjnej. Stwierdzono znaczne różnice dynamiki łądolodu pomiędzy głównymi lobami i w obrębie zasięgu poszczególnych lobów. Szczegółowo zrekonstruowano przebieg deglacjacji, zarówno w czasie, jak i układzie przestrzennym. Wyróżniono incydentalne etapy uaktywnienia strumieni lodowych w czasie deglacjacji o prawdopodobnie niskiej randze klimatostratygraficznej, lecz ważne dla morfologii terenu, określone wstępnie jako subfazy dobrzynki, neru i burzy. Wydzielono także strefy deglacjacji w poszczególnych lobach na podstawie przestrzennego i dynamicznego zróżnicowania przebiegu procesów deglacjacyjnych, zapisanych w osadach i formach. W pracy położono duży nacisk na rekonstrukcję kształtowania się zespołów form glacialnych, opracowaną na podstawie cech litofacyjnych budujących je osadów, relacji do osadów starszych i młodszych, przejawów tektoniki, a także w oparciu o cechy współczesnych oraz plejstocennych łądolodów i czap lodowych.

2. Przeprowadzona rekonstrukcja przebiegu nasunięcia łądolodu warty w regionie łódzkim na szerszym tle rozwoju i zaniku łądolodu euroazjatyckiego w szóstym piętrze izotopowym stratygrafii głębokomorskiej wskazuje na indywidualne cechy i wieloprzestrzenny charakter tego nasunięcia w stosunku do sytuacji z poprzedzającego ocieplenia, kiedy to łądolód zredukowany był do części Fennoskandii. Za samodzielnością zlodowacenia warty przemawia szereg przesłanek. Należy do nich złożony kompleks struktur, wskazujący na bogaty wachlarz zdarzeń glacialnych, w tym kilka krótkotrwałych etapów ponownego

narastania lądolodu w okresie pomaksymalnym. Te subfazy bądź fazy okresu kataglacjalnego zlodowacenia warty zaznaczyły się w różnych regionach, co wskazuje na uaktywnianie pojedynczych elementów strumieniowej dystrybucji mas lądolodu. Jest to bardziej charakterystyczne dla pełnego zlodowacenia niż mniejszej jednostki. Niezależnie od lokalnych odmienności, w obszarach akumulacji występuje jeden zasadniczy poziom gliny glacialnej, dość łatwo identyfikowalny za pomocą różnych metod.

3. Zlodowacenie warty miało miejsce pomiędzy ociepleniem prewarciańskim o nie do końca ustalonej randze klimatostratygraficznej a interglacjałem eemskim, który stanowi najlepiej udokumentowany interglacjał poza holocenem zarówno w obszarach morskich, jak i lądowych. W regionie łódzkim jest kilka niepewnych stanowisk ocieplenia prewarciańskiego i jednocześnie kilkadziesiąt udokumentowanych stanowisk interglacjału eemskiego, głównie w zagłębieniach bezodpływowych genezy wytopiskowej, rozwiniętych na powierzchni osadów zlodowacenia warty. Stanowiska te dowodzą jednocześnie istnienia pojezierza eemskiego, którego charakterystyczną cechą była duża liczba małych jezior wytopiskowych na obszarach wysoczyznowych.

4. Z uwagi na powyższą asymetrię ram stratygraficznych jednostki warciańskiej, dotychczasowa praktyka wliczania nasunięcia warty do zlodowacenia odry nie jest w pełni uzasadniona. Jeśli nie uznaje się ocieplenia prewarciańskiego za interglacjał, słuszny wydaje się postulat włączania piętra odry do szerzej rozumianej jednostki warciańskiej, która ma dobrze zdefiniowaną granicę z interglacjałem eemskim.

5. Dyskusyjność rangi klimatostratygraficznej ocieplenia przedwarciańskiego jest najpoważniejszym powodem trudności z określeniem rangi piętra warty. Od czasu pierwszych odkryć osadów tego ocieplenia, zarówno w odniesieniu do regionu łódzkiego, jak i innych obszarów Europy toczy się na ten temat spór naukowy. Sprowadza się on do ustalenia, czy jest to dość ciepły interstadiał, czy raczej chłodny interglacjał. Dyskusja ta, ze względu na niepewnie określone stratygraficznie i co do wieku bezwzględnego stanowiska organiczne ocieplenia prewarciańskiego, nie daje na razie jednoznacznych rozstrzygnięć. Niezależnie od niej należy zwrócić uwagę na inne przesłanki, które dotyczą samego piętra zimnego warty, a nie okresów ograniczających. Należą do nich: szczególna indywidualność morfologiczna pasa form i osadów warty na powierzchni, czyli znaczna odmienność rzeźby zarówno od obszaru zlodowacenia odry, jak i zlodowacenia wisły, dobry rozwój cech litostratygraficznych osadów tego nasunięcia, charakterystyczny dla pełnych zlodowaceń, odpowiednie osady i struktury peryglacialne poza zasięgiem lądolodu, a także występujący w skali globalnej zapis tego ochłodzenia w profilach głębokomorskich, rafach koralowych, a nawet w osadach jaskiniowych.

6. Trwanie zlodowacenia warty (*sensu stricto*), tj. jako nasunięcia lądolodu, w regionie łódzkim mogło być względnie krótkie, być może rzędu zaledwie kilku tysięcy lat. Na podobne tempo sedymentacji wskazuje się także w innych częściach pasa warciańskiego, m.in. na terenie Niemiec. Mógł to być niewielki odcinek zimnego piętra warty (glacjału). Można tak sądzić na podstawie profili litofacjalnych, charakterystycznych dla wysokiego tempa akumulacji osadów, słabego wykształcenia form marginalnych na linii maksymalnego zasięgu, podścielenia profili glaciogenicznych osadami peryglacjalnymi, a także licznych analogii geomorfologicznych i sedymentologicznych do dobrze „wydatowanego” nasunięcia lądolodu wisły w stadiale głównym. Należy jednak mieć na uwadze, że tezy o względnej krótkotrwałości zdarzeń glacialnych nie potwierdzają jedynie wyniki dotychczasowych datowań bezwzględnych metodą TL i OSL. Do rozstrzygnięcia tego problemu niezbędny jest istotny postęp w metodologii datowań.

7. Na przebieg procesów glacji i deglacji duży wpływ miały indywidualne cechy strumieni lodowych. Obydwa główne strumienie – jeden w części zachodniej, drugi w części wschodniej regionu – wykazywały zarówno znaczne różnice dynamiki transgresji, jak i sposobów zanikania. Było to zależne od sposobu alimentowania ich w polach firnowych, zróżnicowania warunków klimatycznych w strefie ablacyjnej, właściwości termicznych podłoża (zależnych w dużej mierze od gęstości strumienia ciepła geotermicznego) oraz właściwości mechanicznych podłoża (na co miała wpływ konfiguracja podłoża i warunki hydrogeologiczne, w tym nierównomierne rozmieszczenie zbiorników zastojowych i wód gruntowych o wysokim ciśnieniu porowym).

8. W brzeżnej strefie czaszy lądolodu warty przypuszczalnie dominował reżim termiczny przejściowy, a w glacidepresjach – ciepły. Mogła także zachodzić zmiana reżimu w czasie, z przejściowego ku ciepłemu, i odwrotnie. Nie jest także wykluczone lokalne utrzymywanie się na glacielewacjach reżimu zimnego, głównie w zasięgu lobu południowomazowieckiego. Miało to istotne znaczenie w dynamice poruszania się strumieni lodowych oraz akumulacji gliny, w sensie zarówno jej ostatecznej miąższości, jak i cech strukturalnych. Poszczególne pasma lodu, o innym reżimie spągu, mogły poruszać się konfluencyjnie, lecz z dużymi różnicami prędkości. Już w początkach deglacji, na granicy różnych typów lodu, czyli na granicach glaciodepresji – glacielewacji, dochodziło do spękań i akcji wód roztopowych. W tych glacidepresjach, a obecnie dolinach, akumulacja glacyfluwialna lub glacylimniczna w strefie stoków dolin miała znaczenie kluczowe w rozwoju rzeźby.

9. Dostosowanie się lądolodu do zastanej rzeźby w czasie transgresji miało konsekwencje w czasie deglacji, co często prowadziło do permanencji głównych form rzeźby. Doliny pogłębione przez erozję glacialną i glacyfluwialną były ponownie zasypywane częściowo w czasie deglacji. Tamże organi-

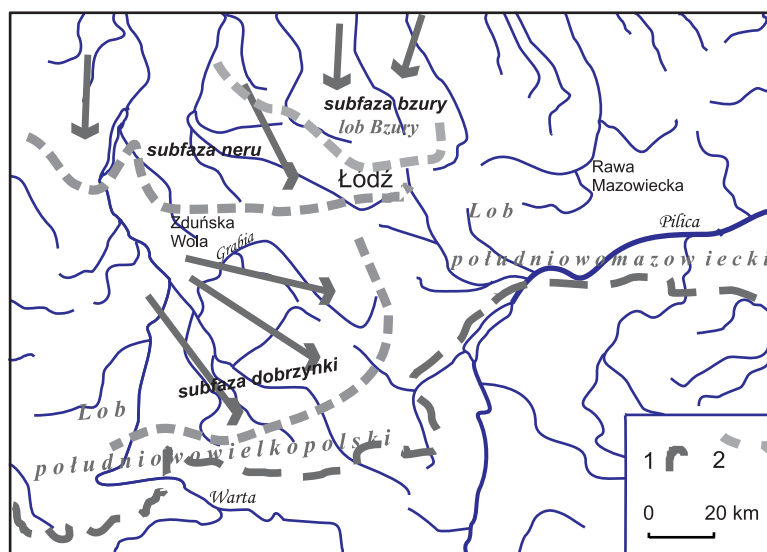
zował się później inicjalny przepływ rzeczny. Płaty wysoczyznowe były zwykle łagodnie nadbudowane współkształtną pokrywą osadów glacyfluwalnych i gliną lodowcową. Bardziej wydajna akumulacja glacyfluwalna w strefach wododziałowych ma znaczenie lokalne (kemy przetainowe, bądź krótkotrwałe, oscylacyjny zasięg czoła lądolodu z szybką akumulacją). Powtarzanie się nasilenia erozji lądolodu w dolinach w czasie poszczególnych nasunięć odpowiada, prawdopodobnie w większym stopniu niż erozja fluwalna, za zubożony tam w gliny glacialne profil plejstocenu.

10. Zarówno prądy lodowe, jak i wody subglacialne formujące rynny erodowały niekiedy bezpośrednio podłoże mezozoiczne. Istniały zarówno przykłady „typowej” egzaracji i detersji, jak również wydajnej erozji wód subglacialnych w skałach litych podłoża. Procesy te, przebiegając w ograniczonych strefach, miały skutek bardziej liniowy niż powierzchniowy.

11. System form marginalnych na linii zasięgu maksymalnego jest wykształcony bardzo słabo w całym regionie. Oznacza to, że nie zaznaczyła się dłuższa stabilizacja czoła na tej granicy. Stąd znane od dawna trudności z uściśleniem przebiegu tej linii. Bardzo prawdopodobny jest także metasynchroniczny rozwój poszczególnych strumieni lodowych. Podobnie jak w innych segmentach strefy warciańskiej w Polsce, można kwestionować istnienie pradolin *sensu stricto*. Sandry o cechach proksymalnych oraz pagórki i inne formy glacymarginalne są nieliczne i niewielkie. Odpowiedniki tych form rozwinęły się natomiast w strefach wewnętrznych lobów w postaci systemu drobnych dolin marginalnych, sandrów wewnętrznych oraz kemów różnego typu. Głównymi przyczynami takiego rozkładu przestrzennego form i litosomów akumulacji wodnej była rzeźba podlodowa, o powierzchniach proksymalnie pochylonych i znacznej rozległości form kotlinowatych oraz podatność pokrywy lodowej na różne przejawy dezintegracji powierzchniowej (deglacację arealną).

12. Analiza rzeźby i osadów zlodowacenia warty wskazuje na wystąpienie krótkich etapów uaktywnienia strumieni lodowych w czasie zanikania lądolodu o prawdopodobnie niskiej randze klimatostratygraficznej. Określono je wstępnie jako subfazy dobrzynki, neru i bzury i wskazano ich przypuszczalne zasięgi. Nie objęły one fragmentu czaszy lądolodu w południowo-wschodniej części regionu, tzn. w lobie południowomazowieckim. Ponownym awansom ulegał prawdopodobnie ten sam strumień lodowy, lecz kolejne fale kinematyczne przesuwały jego oś w kierunku wschodnim (rys. 84).

13. Wydzielenie subfaz oraz różnorodne ślady litostratygraficzne przestrzennego i dynamicznego zróżnicowania procesów deglacacyjnych dały z kolei podstawy do dalszych wyróżnień stref deglacacji w poszczególnych lobach.



Rys. 84. Tendencja do przesuwania się na wschód osi aktywnego strumienia lodowego w okresie pomaksymalnym zlodowacenia warty

1 – linia zasięgu maksymalnego, 2 – linie zasięgów awansów postmaksymalnych strumienia południowowielkopolskiego

14. Stwierdzono skomplikowany przebieg procesów zanikania lądolodu. W skali regionu łódzkiego przeważała deglacjacja arealna, na co wskazuje odpowiedni inwentarz form glacialnych: kemów i towarzyszących im wytopisk, tworzących rozległe koncentracje. Część form, niekiedy układająca się łańcuchowo, zawdzięcza swoje powstanie aktywnemu naciskowi czoła lądolodu na formy starsze w wyniku szybkiej, krótkotrwałej transgresji (szarzy) oraz szybkiej, następującej potem akumulacji glacyfluwalno-ablacyjnej. Formy większych rozmiarów często mają złożoną genezę; mogły powstawać np. z nałożenia akumulacji glacyfluwalno-ablacyjnej na kemową, po małoskalowym nasunięciu czoła. W badanym regionie stwierdzono wiele form o budowie złożonej, czy pośredniej (Szczukwin, Górki, Duszniki, Czubata Góra i inne). Na przykład część struktury wskazuje na warunki kemowe akumulacji pośród martwego lodu, część formy może stanowić efekt dynamicznego spiętrzenia, część zaś – następującej po nim akumulacji glacymarginalnej.

15. Stwierdzono charakterystyczną prawidłowość przestrzennego rozmieszczenia osadów zbiornikowych. Utwory, które powstały w czasie transgresji, wypełniają z reguły przewarciańskie rozległe obniżenia śródwysoczyznowe lub zamknięte przez czoło lądolodu odcinki dolin. Z kolei litosomy genezy zbiornikowej z deglacjacji tworzą z reguły podstawowe człony profilów kemów glacylimnicznych.

16. Część form, do tej pory uważana za kemy, powinna być przesunięta do innych kategorii. Dotyczy to w szczególności pagórków, często asymetrycznych, zbudowanych z proksymalnych bądź przejściowych segmentów stożków glacyfluwialno-ablacyjnych, ze śladami kontaktu lodowego, dokumentującego żywy lód lodowcowy.

17. Rozmiary formy glacialnej wznoszącej się nad otoczeniem rzadko kiedy odpowiadają objętości litosomów, które powstały w czasie jej tworzenia się. Oprócz wymienionego nałożenia się różnych genetycznie form występują liczne formy z głębokim zakorzeniem, w szczególności ozy i kemy podłużne.

18. Trwałość tuneli w lodzie, na co wskazuje obecność ozów w różnych strefach deglacjacji, dowodzi związku z jednym głównym nasunięciem lądolodu, krótkim trwaniem pokrywy lądolodu, jednoczesną akumulacją na znacznym dystansie oraz szybką akumulacją osadów ozów. Stwierdzenie w strukturze ozów zróżnicowania akumulacji ozów (np. w Rylsku) od etapu tunelu typu N po akumulację w kanionach śródlodowych typu basenów sedymentacji kemowej świadczy o krótkim funkcjonowaniu lodu żywego i szybkim postępie deglacjacji.

19. Powolne ruchy glacioizostaticzne, związane z rozwojem i zanikaniem lądolodu warty, powodowały znaczne naprężenia w skorupie ziemskiej, które mogły ulegać rozładowaniu w wyniku wstrząsów tektonicznych. Wiele struktur deformacyjnych, w tym dajki klastyczne o znacznych rozmiarach wskazują na możliwość wstrząsów tektonicznych o magnitudzie nawet rzędu 6°. Być może w czasie deglacjacji lądolodu warty, podobnie jak pod koniec innych zlodowaceń, nasilała się aktywność tektoniczna.

20. Osady warciańskie, zwłaszcza z okresu deglacjacji, są w wielu miejscach zdeformowane w postaci diapirów. Liczba tych struktur jest znaczna, a ich analiza wskazuje, że mogły powstawać w wyniku różnych procesów: w wyniku niestatecznego warstwowania gęstościowego w nawodnionych osadach, fluidyzacji osadów wskutek dużych naprężeń transgredującego lądolodu, wstrząsów tektonicznych, a także różnic nacisku osadów i lodu w sąsiedztwie na podległe lub przyległe plastyczne utwory. W mechanizmie powstania tych struktur duże znaczenie miały cechy litologiczne osadów, a w szczególności podatność na deformacje plastyczne oraz zmiany ciśnienia wód porowych.

21. Lądolód warty nasuwał się na obszary będące pod wpływem krótkotrwałych lub łagodnych procesów peryglacialnych. Świadczą o tym ślady eolizacji materiału na powierzchni terenu i lokalne występowanie struktur peryglacialnych. Zmarzlina była słabo rozwinięta, prawdopodobnie wyspowa. Struktury peryglacialne w czasie sedymentacji glacyfluwialnej rozwijały się bardzo słabo, np. kliny mrozowe syngenetyczne są w osadach kemów lub sandrów wewnętrznych ewenementem. W czasie trwania zlodowacenia zaznaczała się tendencja rosnącego udziału wód roztopowych, które miały znaczenie

ocieplające i degradujące przejawy procesów zmarzlinowych. Ślady brył materiału z zachowaną strukturą, liczne w badanych osadach, mogą dowodzić krótkotrwałego ich zamarznięcia i nie mają istotnego znaczenia paleogeograficznego.

22. Należy podkreślić ważną rolę struktur zmarzlinowych z vistulianu, epi-genetycznych, np. klinów piaszczystych (pierwotnego wypełnienia), powiązanych z eolizowanym brukiem. Struktury te, zwykle zachowane w całości, dowodzą, że w miejscach, w których powstały, nie nastąpiły już późniejsze (np. w późnym vistulianie) istotne zmiany profilu stoku. Struktury te, uważane niekiedy za wskaźniki skutecznej denudacji peryglacjalnej, mogą być interpretowane jako dowody peryglacjalnej stabilizacji rzeźby. Spośród procesów peryglacjalnych vistulianu niewątpliwie pewne znaczenie rzeźbotwórcze miały procesy eoliczne, czego wskaźnikiem są bruki deflacyjno-korazyjne i akumulacja piasków eolicznych w zagłębieniach bezodpływowych i w osadach rzek vistuliańskich.

LITERATURA

- Aber J. S., 1982. *Model for glacitectonism*, Bull. Geol. Soc. Denmark, 30, 79–90.
- Albrycht A., 2000. *Strefa marginalna lądolodu warciańskiego w rejonie Kornicy na Podlasiu*, [w:] *Warsztaty Terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”*, 25–29 września 2000 r., Lublin–Mielnik, Lublin, 7–11.
- Albrycht A., 2004. *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty w okolicy Kornicy (Wysoczyzna Siedlecka)*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, Lublin, 135–152.
- Alexanderson H., 2002. *Glacial geology and palaeo-ice dynamics of two ice-sheet margins, Tajmyr Peninsula, Siberia and Jameson Land, East Greenland*, Lundqua Thesis, 48, 1–17.
- Alley R. B., Dupont T. K., Parizek B. R., Anandakrishnan S., Lawson D. E., Larson G. J., Evenson E. B., 2006. *Outburst flooding and initiation of ice-stream surges in response to climate cooling: A hypothesis*, Geomorphology, 75, 76–89.
- Amy L. A., Talling P. J., Peakall J., Wynn R. B., Arzola Thynne R. G., 2005. *Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and (sandy) debrites*, Sed. Geol., 179, 163–174.
- Andreev A. A., Grosse G., Schirmermeister L., Kuzmina S. A., Novenko E. Yu., Bobrov A. A., Tarasov P. E., Ilyashuk B. P., Kuznetzova T. V., Krbetschek M., Meyer H., Kunitzky V. V., 2004. *Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia)*, Boreas, 33, 319–348.
- 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.
- Astakhov W., 1997. *Late glacial events in the central Russian Arctic*, Quat. Int., 41–42, 17–25.
- Astakhov W., 2004. *Middle Pleistocene glaciations of the Russian North*, Quat. Sci. Rev., 23, 1285–1311.
- Badura J., Przybylski B., 1998. *Stadiał warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego*, Biul. Państ. Inst. Geol., 385, 9–28.
- Badura J., Przybylski B., 2004. *Recesja lądolodu zlodowacenia warty w zachodniej części Wzgórz Dalkowskich (Wał Śląski)*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 7–50.
- Balińska-Wuttke K., 1960. *Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką*, Pr. Geogr. IG PAN, 23, 1–93.
- Balińska-Wuttke K., 1961. *Przekrój geologiczny czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej*, Kwart. Geol., 5, 2, 421–496.
- Balińska-Wuttke K., 1963. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Skierniewice, (M34 – 5A; 593)*, Państ. Inst. Geol., Warszawa.
- Balińska-Wuttke K., 1965. *Stratygrafia czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic*, Biul. Inst. Geol., 187, 293–319.
- Balińska-Wuttke K., 1968. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Głuchów (M34 – 5C; 630)*, Państ. Inst. Geol., Warszawa, 1–35.

- Balińska-Wuttke K., 1970. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Skierniewice (M34 – 5A; 593)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–31.
- Baliński W., 1990. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Lutomiersk (626)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baliński W., 1992a. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Lutomiersk (626)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–38.
- Baliński W., 1992b. *Geneza i ewolucja przewodnich rysów rzeźby środkowej części Wysoczyzny Łaskiej*, Acta Univ. Lodz., 15, 43–63.
- Baliński W., 1997. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Złoczew (626)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–35.
- Baliński W., 1998. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Lututów (696)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baliński W., 1999. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1 : 50 000. Arkusz Lututów (696)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–33.
- Baliński W., Gawlik H., 1985. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Żelów (699)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baliński W., Gawlik H., 1986. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Żelów (699)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–54.
- Ballantyne C. K., McCarroll D., Nesje A., Dahl S. O., Stone J. O., 1998. *The last ice sheet in North-West Scotland: reconstruction and implications*, Quat. Sci. Rev., 17, 1149–1184.
- Ballantyne C. K., McCarroll D., Stone J. O., 2006. *Vertical dimensions and age of the Wicklow Mountains ice dome, Eastern Ireland, and implications for the extent of the last Irish Ice Sheet*, Quat. Sci. Rev., 25, 2048–2058.
- Bałuk A., 1991. *Czwartorzęd dorzecza dolnej Narwi (północno-wschodnie Mazowsze)*, Pr. Państw. Inst. Geol., 130, 1–73.
- Balwierz Z., Goździk J., 2000. *Jeziorno-bagienne osady organiczne interstadialu prewarciańskiego w odsłonięciu kopalni „Belchatów”*, Przegl. Geol., 48, 4, 320–324.
- Balwierz Z., Goździk J., Marciniak B., 2006. *Palinologiczne i diatomologiczne badania osadów interglacjału mazowieckiego z odsłonięcia w kopalni Belchatów*, Przegl. Geol., 54, 1, 61–67.
- Banaszuk H., 1998. *Zasięgi i przebieg zlodowaceń Wisły i Warty w północno-wschodniej Polsce w świetle nowszych danych*, [w:] *IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Referaty i Komunikaty*, UMCS Lublin, 1, 233–243.
- Banaszuk H., 2004. *Główne rysy rzeźby terenów związanych genetycznie ze zlodowaceniem wisły na Nizinie Północnopodlaskiej*, [w:] *XI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 14–16.
- Baraniecka M. D., 1969. *Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacji*, Kwart. Geol., 13, 2, 442–458.
- Baraniecka M. D., 1971a. *Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce*, Biul. Inst. Geol., 254, 11–36.
- Baraniecka M. D., 1971b. *Staroczwartorzędowe rowy tektoniczne i ich osady*, Kwart. Geol., 15, 2, 358–372.
- Baraniecka M. D., 1971c. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Kamieńsk (736)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–64.
- Baraniecka M. D., 1975. *Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niziny Polskiej*, Biul. Inst. Geol., 288, 16, 5–97.
- Baraniecka M. D., 1980a. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Grójec (596)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–116.

- Baraniecka M. D., 1980b. *Geologia czwartorzędu dorzecza Widawki*, [w:] *Przewodnik 52 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 11–14 września 1980*, Bełchatów, 71–83.
- Baraniecka M. D., 1980c. *Antoniówka – paleogeograficzne warunki deglacjacji lobu Widawki*, [w:] *Przewodnik 52 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 11–14 września 1980*, Bełchatów, 290–298.
- Baraniecka M. D., 1984. *Złodowacenie środkowopolskie*, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. I, *Stratygrafia*, cz. 3b, *Czwartorzęd*, Wyd. Geol., Warszawa, 154–196.
- Baraniecka M. D., 1990. *Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat*, *Kwart. Geol.* 34, 1, 149–166.
- Baraniecka M. D., 1993a. *Stanowisko Wola Grzymalina – Rogowiec. Gliny zwałowe złodowacenia warty*, [w:] *Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia złodowacenia warty”*, 28.09–1.10.1993, Łódź, 60–62.
- Baraniecka M. D., 1993b. *Stanowisko Wola Grzymalina – Rogowiec. Wiek osadów warciańskich i granice jednostek sąsiednich*, [w:] *Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia złodowacenia warty”*, 28.09–1.10.1993, Łódź, 63–64.
- Baraniecka M. D., 1993c. *Złodowacenie warty (piętro) w dorzeczu Widawki i w kopalni Bełchatów*, *Acta Geogr. Lodz.*, 65, 7–17.
- Baraniecka M. D., Goździk J., Ziomek J., 1993. *Skład litologiczny, mineralogiczny i petrograficzny glin zwałowych z odkrywki kopalni i z okolic Bełchatowa*, [w:] *Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia złodowacenia warty”*, 28.09–1.10.1993, Łódź, 56–59.
- Baraniecka M. D., Konecka-Betley K., 1993. *Zmiany litologiczne i pedologiczne w glinach zwałowych złodowacenia warty w kopalni Bełchatów*, *Acta Geogr. Lodz.*, 65, 19–33.
- 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., Sarnacka Z., 1971. *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki*, *Biul. Inst. Geol.*, 254, 157–269.
- Baraniecka M. D., Sarnacka Z., Skompski S., 1969. *Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta stadial*, *Geogr. Pol.*, 17, 55–72.
- Baranowski J., Mańkowska A., 1979. *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1: 200 000*. *Arkusz Kalisz*, Wyd. Geol., Warszawa, 1–47.
- Baranowski S., 1977. *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*, *Acta Univ. Wratisl.*, 393, 1–157.
- Bard E., Antonioli F., Silenzi S., 2002. *Sea-level during penultimate period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy)*, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 196, 135–146.
- Barker P. F., Barrett P. J., Cooper A. K., Huybrechts P., 1999. *Antarctic glacial history numerical models and continental margin sediments*, *Palaeogeogr.*, *Palaeoclim.*, *Palaeoecol.*, 150, 247–267.
- Baroni C., Fasano F., 2006. *Micromorphological evidence of warm-based glacier deposition from the Ricker Hills Tillite (Victoria Land, Antarctica)*, *Quat. Sci. Rev.*, 25, 976–992.
- Bart P. J., 2004. *West directed flow of the West Antarctic Ice Sheet across Eastern Basin, Ross Sea during the Quaternary*, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 228, 425–438.
- Bartek L. R., Andersen J. L. R., Oneacre T. A., 1997. *Substrate control on distribution of subglacial and glaciomarine seismic facies based on stochastic models of glacial seismic facies deposition on the Ross Sea continental margin, Antarctica*, *Marine Geol.*, 143, 223–262.
- Bartkowski T., 1956. *Z zagadnień geomorfologicznych okolic Międzyrzecza*, *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 3.

- Bartkowski T., 1960. *Z problematyki tzw. poziomów wysoczyznowych w Wielkopolsce środkowej*, Zesz. Nauk. UAM. Geografia, 3.
- Bartkowski T., Miężał-Ruta M., 1966. *Nowe dane do genezy i morfogenezy Wąłu Malanowskiego oraz jego obrzeżenia*, Spraw. Pozn. TPN, 3, 4.
- Bauch H. A., 1996. *Monitoring Termination II at high latitude: anomalies in the planctic foraminiferal record*, Marine Geol., 131, 89–102.
- Bauch H. A., Erlenkeuser H., Helmke J. P., Struck U., 2000. *A paleoclimatic evaluation of marine oxygen isotope stage 11 in the high-northern Atlantic (Nordic seas)*, Global and Planetary Change, 24, 27–39.
- Baumann K.-H., Lackschewitz K. S., Mangerud J., Spielhagen R. F., Wolf-Welling T. C. W., Henrich R., Kassens H., 1995. *Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuation in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years*, Quat. Res., 43, 185–197.
- BDP-Members, 2005. *A new Quaternary record of regional tectonic, sedimentation and paleoclimate changes from drill core BDP-99 at Posolskaya Bank, Lake Baikal*, Quat. Int., 136, 105–121.
- Beets D. J., Beets C. J., Cleveringa P., 2006. *Age and climate of the Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, The Netherlands*, Quat. Sci. Rev., 25, 876–885.
- Benediktsson Í. Ö., 2005. *The 1890 and 1964 push moraines at Brúarjökull, a surge type glacier in Iceland: Morphology, sediments and structural geology*, Cand. Sci. Thesis, Univ. of Copenhagen, 1–103.
- Bennett M. R., Huddart D., Waller R. I., 2006. *Diamict in subglacial water-filled cavities—a new glacial environment*, Quat. Sci. Rev., 25, 3050–3069.
- Ber A., 2000. *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*, Pr. Państ. Inst. Geol., 170, 1–89.
- Ber A., 2006a. *Mapa glacytektoniczna Polski 1 : 1 000 000*, Państ. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 2006b. *Pleistocene interglacials and glaciation of northeastern Poland compared to neighbouring areas*, Quat. Int., 149, 12–23.
- Ber A., Lindner L., Marks L., 2007. *Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski*, Przegl. Geol., 55, 2, 115–118.
- Ber A., Lisicki S., 2004. *Budowa geologiczna, stratygrafia i litostratygrafia Wysoczyzny Białostockiej*, [w:] XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państ. Inst. Geol., Warszawa, 3–5.
- Bezkowska G., 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Zduńska Wola (662)*, Państ. Inst. Geol., Warszawa, 1–42.
- Bezkowska G., 1995. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Zduńska Wola (662)*, Państ. Inst. Geol., Warszawa.
- Bezkowska G., 1997. *Geokompleksy zagłębień bezodpływowych okolic Zduńskiej Woli*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 1, 89–107.
- Bińka K., Nitychoruk J., 2001. *Late Saalian climate changes in Europe in the light of pollen analysis and the problem of two-step deglaciation at the oxygen isotope stage 6/5e transition*, Boreas, 30, 307–316.
- Bittmann F., 1992. *The Kärlich interglacial, Middle Rhine region, Germany: vegetation history and stratigraphic position*, Vegetation History and Archeobotany, 1, 4, 243–258.
- Bluszcz A., 2000. *Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne*, Zesz. Nauk. Polit. Śl., Mat.-Fiz., 86, Geochronologia, 17, 1–104.
- Bogucki A., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2004. *Nowe dane do schematu stratygrafii dwóch jednostek zimnych – poprzedzającej i zamykającej interglacjal mazowiecki*, [w:] XI Konferen-

- cja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 24–25.
- Bogucki A., Wołoszyn P., Zaleski I., 1998. *Plejstoceńskie zlodowacenia zachodniej części Ukrainy: zarys problemu*, [w:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, III. Przewodnik wycieczkowy*, UMCS, Lublin, 257–262.
- Börner A., 2004. *Stratigraphical division of Quaternary in Meklemburg-Vorpommern*, [w:] *XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”*. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa 26–28.
- Borówka R. K., Goslar T., Pazdur A., 1999. *Wolińska morena czołowa: wiek struktur glaciektonicznych w świetle danych litostratygraficznych oraz datowań radiowęglowych*, [w:] R. K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich Południowego Bałtyku*, Poznań–Szczecin, 43–47.
- Bright J., Kaufmann D. S., Forester R. M., Dean W. E., 2006. *A continuous 250,000yr record of oxygen and carbon isotopes in ostracode and bulk-sediment carbonate from Bear Lake, Utah-Idaho*, *Quat. Sci. Rev.*, 25, 2258–2270.
- Briner J. P., Miller G. H., Davis P. T., Bierman P. R., Caffee M., 2003. *Last Glacial Maximum ice dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors*, *Quat. Sci. Rev.*, 22, 437–444.
- Boulton G. S., Hindmarsh R. C. A., 1987. *Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences*, *J. Quat. Res.*, 92, 9059–9082.
- 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: Holmströmbreen, Spitsbergen*, *Quat. Sci. Rev.*, 18, 339–371.
- Brodzikowski K., 1987. *Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glaciektonizmu Europy Środkowej*, *Acta Univ. Wratisl.*, 934, 1–331.
- Brodzikowski K., Hałaszcak A., Krzyszkowski D., Van Loon A. J., 1987. *Genesis and diagnostic value of large-scale gravity-induced penecontemporaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów Graben (central Poland)*, [w:] M. E. Jones, R. M. F. Preston (red.), *Deformation of sediments and sedimentary rocks*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 29, 287–298.
- Brodzikowski K., Van Loon A., 1991. *Glacigenic sediments*, *Developments in Sedimentology*, 49, Elsevier, Amsterdam, 1–674.
- Brud S., 2000. *Próba wyznaczenia południowej granicy zasięgu fazy północnomazowieckiej (stadiu wkry) zlodowacenia warty na obszarze ark. Bielsk Podlaski (Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000) na podstawie „stopnia jeziorności”*, [w:] *Warsztaty terenowe, „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”*, Lublin – Mielnik, 25–29 września 2000, Lublin, 13–14.
- Brud S., Woronko B., 2004. *Stanowisko 6 – Haćki I. Limnoglacialny kem w Haćkach a tempo deglacjalacji lodolodu zlodowacenia warty w okolicach Bielska Podlaskiego*, [w:] *XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”*, Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 135–142.
- Bruj M., Marks L., Krysiak Z., 2000. *Wpływ deformacji glaciektonicznych na ukształtowanie współczesnej rzeźby zachodniej części Wysoczyzny Siedleckiej*, [w:] *Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej*. Lublin – Mielnik, 25–29 września 2000, Lublin, 14–16.

- Bruj M., Marks L., Krysiak Z., 2004. *Deformacje glaciektoneczne garbu Płomieńca w strefie oscylacji lądolodu zlodowacenia warty w Obniżeniu Węgrowskim*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenia warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 125–134.
- Brzeziński H., 1992a. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000 Arkusz Sulejów (702)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–30.
- Brzeziński H., 1992b. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Głowno (591)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–59.
- Brzeziński M., 1991. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Łowicz (555)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–31.
- Buraczyński J., Butrym J., Rzechowski J., Wojtanowicz J., 1984. *Less stratigraphy of the Wożuczyn profile of the Grzęda Sokalska based on thermoluminescence data*, Ann. UMCS, B, 39, 105–115.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J., 1986. „Interglacja” lubelski w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej, Ann. UMCS, B, 37, 43–60.
- Caillaux A., 1942. *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*, Mém. Soc. Géol. France, 41, 1–176.
- Carlson A. E., Mickelson D. M., Principato S. M., Chapel D. M., 2005. *The genesis of the northern Kettle Moraine, Wisconsin*, Geomorphology, 67, 365–374.
- Cepek A. G., 1967. *Stand und Probleme des Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR*, Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss. A, Geol. Paläont., 12, 3–4.
- Chrzanowski J., 1980. *Formy deglacjacji na Wale Malanowskim i w jego otoczeniu*, Acta Geogr. Lodz., 43, 1–104.
- Chrzanowski J., 1992. *Geneza i ewolucja doliny Końskiej*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 15, 65–75.
- Cieśla E., Lindner L., Semil J., 1999. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Niekań (741)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–56.
- Ciuk E., Rühle E., 1952. *Dwa przekroje geologiczne przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami*, Biul. Państw. Inst. Geol., 68, 199–274.
- Clark P. U., Mix A. C., 2002. *Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum*, Quat. Sci. Rev., 21, 1–7.
- Colgan P. M., Mickelson D. M., 1997. *Genesis of streamlined landforms and flow history of the Green Bay Lobe, Wisconsin, USA*, Sed. Geol., 111, 7–25.
- Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1992. *Till characteristic and stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland)*, Quat. Stud. Pol., 11, 43–64.
- Czubla P., 2001. *Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne*, Acta Geogr. Lodz., 80, 1–174.
- Czubla P., 2006. *The stratigraphic significance of Indicator Erratic Counts from glacial deposits – An example from Eastern Wielkopolska (Great Poland Lowland)*, Archiv für Geschichte der Geologie, 5, 177–190.
- Dansgaard W., Duplessy J.-C., 1981. *The Eemian interglacial and its termination*, Boreas, 10, 219–228.
- Darmody R. G., Seppälä M., Thorn C. E., Li Y. K., Campbell S.W., Harbor J., 2007. *Age and weathering status of granite tors in arctic Finland*, Landform Anal., 5, 16–17.
- Davis P. T., Briner J. P., Coulthard R. D., Finkel R. W., Miller G. H., 2006. *Preservation of Arctic landscapes overridden by cold-based ice sheets*, Quat. Res., 65, 156–163.
- Dobracka E., 2004. *Korelacja poziomów glacialnych w obszarze północno-zachodniego wybrzeża Bałtyku pomiędzy Pobierowem a Mielnem*, [w:] XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”, *Supraśl*, 30 sierpnia – 3 września 2004., Państw. Inst. Geol., Warszawa, 29–31.

- Dobracka E., Winter H., 2001. *Stanowisko osadów interglacjalnych eemskiego w profilu otworu Rzecino (Wysoczyzna Łobeska)*, [w:] VIII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Jarnołtówek, 3–7 września 2001, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 85.
- Dobracki R., 2001. *Budowa geologiczna i dynamika klifu na odcinku brzegu morskiego Kołobrzeg – Sarbinowo*, [w:] VIII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Jarnołtówek, 3–7 września 2001, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 86.
- Dobracki R., 2004. *Osady czwartorzędowe w strefie wybrzeża Bałtyku na odcinku Mielno – Jarosławiec – Ustka*, [w:] XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalność wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 32–33.
- 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.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1961. *Przebieg sedymentacji i kształtowania kutnowskich moren czołowych w okolicy Sławęcina*, Prace o Plejstocenie Polski Środkowej, Warszawa, 59–80.
- Domosławska-Baraniecka M. D., Skompski S., 1967. *Deglacjacja łobu Widawki*, Kwart. Geol., 11, 3, 707–729.
- Dreimanis A., 1989. *Tills: their genetic terminology and classification*, [w:] R. P. Goldthwait, C. L. Madsch (Eds.), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, A. A. Balkema, Rotterdam, 17–84.
- Drewry D. J., 1983. *Antarctica: glaciological and geophysical folio*, Scott Polar Res. Inst., Cambridge, England.
- Drewry D. J., 1986. *Glacial geologic processes*, Edward Arnold, London, 1–276.
- Dudek Z., 1966. *Ozo-morena Rosochy na tle budowy geologicznej okolic Nowego Miasta nad Pilicą*, Acta Geol. Pol., 16, 3, 261–275.
- Dutkiewicz L., 1992a. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Parzęczew (589)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–38.
- Dutkiewicz L., 1992b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Parzęczew (589)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dylik J., 1949. *O genezie pagórków w okolicy Chojen, Rudy Pabianickiej i Rzgowa*, Spraw. Łódz. TN, III, 1(5), 1–2.
- Dylik J., 1952. *Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski*, Biul. Państw. Inst. Geol., 66, 53–113.
- Dylik J., 1953. *O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski*, Acta Geogr. Univ. Lodz., 4, 1–109.
- Dylik J., 1957. *Próba porównania powierzchni zrównań w warunkach półsuchych klimatów gorących i zimnych*, Biul. Perygl., 5, 37–49.
- Dylik J., 1961. *The Łódź region*, [w:] *Guide-book of Excursion C. VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*, Warszawa.
- Dylik J., Jurkiewiczowa J., 1950. *Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000. Arkusz Łódź (D3)*, Wyd. A. Inst. Geol.
- Dylikowa A., 1973. *Geografia Polski. Krainy geograficzne*, PZWS, Warszawa, 1–816.
- Ehlers J., Meyer K.-D., Stephan H.-J., 1984. *Pre-Weichselian glaciations of North-west Europe*, Quat. Sci. Rev., vol. 3, 1–40.
- Ehlers J., Kozarski S., Gibbard P. L., 1995. *Glacial deposits of North-East Europe: general overview*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds.), *Glacial Deposits in North-East Europe*, A. A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 547–552.
- Ehlers J., Stephan H. J., 1979. *Forms at the base of till strata as indicators of ice movement*, J. Glaciol., 22, 87, 345–356.

- Eissmann L., 2002. *Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe*, Quat. Sci. Rev., 21, 1275–1346.
- Evans D. J. A., Wilson S. B., McGregor D. F. M., 2006. *Scottish Landform Example 37: "The Kaims" of Bedshiel*, Scottish Geogr. J., 122, 1, 76–83.
- Falkowski E., 2000. *Inicjalne formy dolin glacialnych (okolice Białej Podlaskiej)*, [w:] *Warsztaty Terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”*. Lublin – Mielnik, 25–29 września 2000, Lublin, 19–21.
- Fedorowicz S., Laskowski K., Lindner L., 1995. *O możliwości dalszego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły w świetle datowań TL osadów lodowcowych północnej części Wysoczyzny Białostockiej*, Przegl. Geol., 43, 11, 619–630.
- Flint R. F., 1955. *Pleistocene geology of eastern South Dakota*. U.S., Geol. Surv. Professional Pap., 262, 1–173.
- Flint R. F., 1971. *Glacial and Quaternary geology*, John Wiley and Sons, New York, 1–892.
- Fogelberg P., Seppälä M., 1979. *General geomorphologic map (Geomorfologinen yleiskartta). Atlas of Finland*, Helsinki, folio 122.
- Forysiak J., 2005. *Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaczeniu warty*, Acta Geogr. Lodz., 90, 1–116.
- Fredin O., 2002. *Glacial inception and Quaternary mountain glaciations in Fennoscandia*, Quat. Int., 95–96, 99–112.
- Gaigalas A., 1995. *Glacial history of Lithuania*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds.), *Glacial deposits of north-east Europe*, A.A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 127–135.
- Galon R., 1953. *Morfologia doliny i zandru Brdy*, Stud. Soc. Sc. Thorun., C, 1, 6, 1–56.
- Galon R., 1957. *Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce*, Kosmos, B, z. 3 (11), rok III, 219–236.
- Galon R., Roszko L., 1967. *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski*, [w:] R. Galon, J. Dylik (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, 18–39.
- Gawlik H., 1970. *Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej*, Acta Geogr. Lodz., 26, 1–104.
- Gibbard P.L., 2003. *Definition of the Middle-Upper Pleistocene boundary*, Global and Planetary Change, 36, 201–208.
- Gilewska S., 1986. *Podział Polski na jednostki geomorfologiczne*, Przegl. Geogr., 58, 1–2.
- Gilewska S., Stuchlik L., 1958. *Przedwarciański interstadial z Brzozowicy koło Będzina*, Monogr. Bot., 7.
- Godlewska A., 2007. *Rozwój strefy marginalnej lobu Tocznej zlodowacenia warty (Nizina Południowopodlaska)*, [w:] *Konferencja „Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia”*, 3–7 września 2007, Ciechocinek, 105–106.
- Goździk J. S., 1973. *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 31, 1–117.
- Goździk J. S., 1975. *Okolice Rzgowa i trasa do Tomaszowa Mazowieckiego*, [w:] *Przewodnik wycieczek XIII Ogólnopolskiego zjazdu Pol. Tow. Geogr.*, Łódź, 130–134.
- Goździk J. S., 1980. *Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belchatów”*, Stud. Reg. [Łódź] 4, (9), 101–114.
- Goździk J. S., 1986a. *Czwartorzęd w rejonie kopalni węgla brunatnego „Belchatów”*, [w:] *Przewodnik wycieczek II Zjazdu Geografów Polskich*, 11–13 września 1986, Łódź, 109–114.
- Goździk J. S., 1986b. *Structures de fentes a remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paleogeographique*, Biul. Perygl., 31, 71–105.
- Goździk J., 1992. *Prewarciańskie osady eoliczne w stropie rzecznych utworów formacji „Chojny” w kopalni „Belchatów”*, [w:] *Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce środkowej*, Acta Geogr. Lodz., 63, 7–19.

- Goździk J. S., 1995a. *Periglacial impact on some features of glacial deposits in central Poland*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds.), *Glacial deposits of north-east Europe*, A. A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 319–328.
- Goździk J., 1995b. *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*, Warszawa, 115–132.
- Goździk J., 2001. *Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowo-zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Warszawa, 93–124.
- Goździk J., 2007. *The Vistulian aeolian succession in central Poland*, *Sed. Geol.*, 193, 211–220.
- Goździk J., Balwier Z., 1993. *Stanowisko Rogowiec. Osady serii Chojny rozdzielające utwory odrzańskie (serii Ławki) i warciańskie (serii Rogowiec) oraz dolne ogniwa serii Rogowiec*, [w:] *Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”*, 28.09–1.10.1993, Łódź, 51–55.
- Goździk J., Van Loon A. J., 2007. *The origin of a giant downward directed clastic dyke in a kame (Belchatów mine, central Poland)*, *Sed. Geol.*, 193, 71–79.
- Górska M., 1998. *Właściwości teksturalne i petrografia osadów morenowych w południowej Wielkopolsce (Włoszakowice)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenskigo zlodowacenia półkuli północnej*, Zesz. Nauk. UAM, Seria Geografia, 58, 49–80.
- Górska M., 2000. *Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla dynamiki ostatniego lądolodu*, *Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, Pozn. TPN, 28, 3, 3–145.
- Górska M., Böse M., Müller M., 1998. *Litostratygrafia glin w Ujściu nad Notecią*, [w:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, I. Referaty i komunikaty*, UMCS, Lublin, 291–292.
- Gruszka B., Goździk J., Zieliński T., 1995. *Sedymentacja deltowa w jednym z warciańskich zbiorników odkrywki belchatowskiej*, [w:] *Konferencja „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”*, 10–11 kwietnia 1995, Lublin, 31–32.
- Gruszka B., Goździk J., Zieliński T., 2004. *Osady delty i jeziora ze zlodowacenia warty oraz warunki ich sedymentacji (odsłonięcie belchatowskie)*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 71–86.
- Grzybowski K., 1966. *Recesja stadiału Warty (zlodowacenie środkowopolskie) w okolicy Warki nad Pilicą*, *Acta Geol. Pol.*, 16, 3, 339–363.
- Grzybowski K., Kutek J., 1968. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Lubień (738)*, Państ. Inst. Geol., Warszawa, 1–50.
- Haisig J., Wilanowski S., 1998. *Maksymalny zasięg lądolodu stadiału Warty w lobie Prosnny*, *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 385, 105–112.
- Haisig J., Wilanowski S., 2001. *Problemy stratygrafii czwartorzędu i paleogeografii dorzecza górnej Prosnny na tle osadów wypełniających doliny kopalne*, [w:] *VIII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”*, Jarnołtówek, 3–7 września 2001, Państ. Inst. Geol., Warszawa, 1–48.
- Halicki B., 1950. *Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim*, *Acta Geol. Pol.*, 1, 2, 106–142.
- Hałuszczak A., 1982. *Zarys budowy geologicznej czwartorzędu w rejonie Piaski oraz Bucznyna-Chojny*, [w:] *Przewodnik I Sympozjum „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”*, Wrocław–Warszawa, 14–35.

- Harasimiuk M., Szwaigier W., Terpiłowski S., 2004. *Wpływ lądolodu warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 163–171.
- Hermanowski P., 2007. *Morfologia osadów podłoża zlodowacenia Wisły na obszarze polskiej części łobu Odry*, *Przegl. Geol.*, 55, 2, 133–139.
- Hirvas H., 1995. *Glacial stratigraphy of northern Finland*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds.), *Glacial deposits of North-East Europe*, A.A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 29–36.
- Huybrechts P., Gregory J., Janssens I., Wild M., 2004. *Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice intergrations*, *Global and Planetary Change*, 42, 83–105.
- Jaksa A., 1996. *Charakterystyka strefy kontaktu dolnej gliny warciańskiej z jej podłożem w KWB Belchatów*, maszynopis pracy magisterskiej, Zakł. Geomorfologii UŁ, Łódź, 1–63.
- Jaksa A., 2004. *Przykłady zróżnicowania środowisk sedimentacji kemów w lobie Rawki zlodowacenia warty (Wysoczyzna Skierniewicka)*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 103–112.
- Jaksa A., 2006. *Środowiska sedimentacyjne kemów regionu łódzkiego*, *Acta Geogr. Lodz.*, 92, 1–95.
- Jaksa Z., Rdzany Z., 2002. *Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacjacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska*, *Acta Univ. Nic. Copernici, Geografia*, XXXII, Nauki Mat.-Przyr., 109, 169–181.
- Jaksa A., Szmidt A., 2008. *Wpływ tektoniki dysjunktywnej na rozmieszczenie kemów na obszarze województwa łódzkiego w świetle analizy kartograficznej*, *Landform Anal.*, 9, 146–150.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1981. *Flora interstadialna z Podwinka*, Sprawozdanie z Badań Naukowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, 4.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1987. *Wyniki analizy pyłkowej osadów serii Chojny na przykładzie stanowiska Buczyzna Płn.*, [w:] *Przewodnik II Sympozjum „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”*, Wrocław – Warszawa, 91–92.
- Jania J., 1993. *Glaciologia. Nauka o lodowcach*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 1–359.
- Janiec J., 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Żarnów (739)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–77.
- Jaskulski M., 2008. *Struktury dysjunktywne w kemach regionu łódzkiego*, maszynopis pracy doktorskiej. Zakł. Geomorfologii UŁ, Łódź.
- Jastrzębska-Mamelka M., 1992. *Analiza palinologiczna interstadiału zlodowacenia środkowopolskiego z kopalni „Belchatów”*, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15, 147–151.
- Jersak J., Waga J. M., 1985. *Szczegółowa instrukcja do analizy uziarnienia utworów sypkich metodą pipetową Köhna*, Uniw. Śl., Sosnowiec, 1–16.
- Jewtuchowicz S., 1961. *Dąbrówka Strumiany. The Łódź region*, [w:] *Guide-Book of Excursions C, INQUA Vllth Congress Warsaw 1961*, Warszawa, 36–37.
- Jewtuchowicz S., 1967. *Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą*, *Pr. Geogr. IG PAN*, 62, 1–102.
- Jewtuchowicz S., 1970. *Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim*, *Pr. Geogr. IG PAN*, 85, 1–79.
- Jeż G., Jokił P., Maksymiuk Z., Mela S., Teodorski J., 1997. *Wpływ kopalni węgla brunatnego na stosunki wodne małej zlewni nizinnej*, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Ph.*, 1, 127–153.
- Jurkiewiczowa J., 1952. *Interglacja Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych*, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67, 183–230.
- Kacprzak L., Janica D., Musiatowicz M., 2004. *Geneza doliny Biebrzy w świetle badań geofizycznych*, [w:] *XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjaty*

- wschodniej Polski. *Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej*". *Supraśl*, 30 VIII – 3 IX 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 90–91.
- Kamiński J., 1993. *Wola Zaradzyńska. Pagórek kemowy jako przykład charakterystycznych form brzeżnej strefy warciańskiej na S od Łodzi*, [w:] *Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”*. 28.09–1.10.1993, Łódź, 21–24.
- Karaszewski W., 1952. *Stratygrafia utworów czwartorzędowych i występowanie lessów podmorskich w okolicach Warki nad Pilicą*, Biul. Państw. Inst. Geol., 66, 309–334.
- Kasprzak L., 2003. *Model sedymentacji łądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geografia, 66, 1–216.
- Kasprzak L., 2007a. *Analiza facjalna osadów w krawędzi sandru fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia koło Hetmanic (lob Ślawy Śląskiej)*, [w:] L. Kasprzak (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 9–25.
- Kasprzak L., 2007b. *Warunki termiczne sedymentacji glacialnej w okresie ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej*, [w:] L. Kasprzak (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 33–46.
- Kasprzak L., 2007c. *Środowiska sedymentacyjne stożków terminoglacjalnych wewnętrznej części lobu Ślawy Śląskiej (faza leszczyńska)*, [w:] L. Kasprzak (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 47–55.
- Kasprzak L., 2007d. *Lineacja geologiczna i morfologiczna płata wysoczyznowego Kaszczor-Mochy w środkowej Wielkopolsce*, [w:] L. Kasprzak (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 57–69.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1989. *Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheet positions, west-central Poland*, *Quaest. Geogr., Spec. Issue*, 2, 69–81.
- Klajnert Z., 1966. *Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego*, *Acta Geogr. Lodz.*, 23, 1–134.
- Klajnert Z., 1969. *Struktura wałów kemowych na obszarze Wzgórz Domaniewickich i jej znaczenie dla poznania procesów zaniku lodowca*, *Folia Quat.*, 30, 71–85.
- Klajnert Z., 1984a. *Analysis of kames for palaeogeographical reconstructions*, *Boreas*, 13, 95–109.
- Klajnert Z., 1984b. *The Pleistocene kames as palaeogeographical indicators*, [w:] *Resumes des communications. 25 Congres International de Geographie*, Paris, Th. 1, 39.
- Klajnert Z., 1978. *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu*, *Acta Geogr. Lodz.*, 38, 1–149.
- Klajnert Z., 1992a. *Uwagi w sprawie inwentarza form kemowych na przykładzie badań z Wyżyny Łódzkiej*, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15, 151–158.
- Klajnert Z., 1992b. *Osady i formy glacyfluwialne północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej jako wskaźniki sposobu zaniku łądolodu warciańskiego*, [w:] *Materiały konferencji geomorfologicznej „Osady i formy glacyfluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej”*. Łódź, 22–23 września 1992, część II, *Materiały i Studia*, Łódź, 3–35.
- Klajnert Z., 1993. *Cechy morfologiczno-paleogeograficzne rzeźby glacialnej zlodowacenia warty w lobie Rawki między Bzurą a Pilicą*, *Acta Geogr. Lodz.*, 65, 89–97.
- Klajnert Z., 1995. *Metodyczne i poznawcze znaczenie badań glacialnych na Wyżynie Łódzkiej w obrębie lobu Rawki*, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20, 1–12.
- Klajnert Z., 1998. *Wpływ rzeźby podlodowej na przebieg ostatniej deglacjacji systemu zlewni między Bzurą a Pilicą*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej*, *Zesz. Nauk. UAM, Ser. Geografia*, 58, 97–110.

- Klajnert Z., 2002. *The distinctive shapes of some kame ridges in the Łódź region of Central Poland*, Landform Anal., 3, 63–75.
- Klajnert Z., 2004. *Cechy morfologiczne i geologiczne strefy brzeżnej łądogłodu zlodowacenia warty na Wyżynie Łódzkiej*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 51–69.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1987. *Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką*, [w:] *Materiały 36 Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Cz. II. Obrady sekcyjne, Sosnowiec 23–26 IX 1987*, Uniw. Śl., Sosnowiec 10–11.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1989. *Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką*, Acta Geogr. Lodz., 59, 21–39.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1991. *Wpływ podłoża na zanikanie łądogłodu warciańskiego w lobie Rawki między Pilicą a Bzurą*, [w:] *Materiały I Zjazdu Geomorfologów Polskich*, Poznań, 80–81.
- Klajnert Z., Świdrowska E., 1992. *Formy martwego lodu w dolinie górnej Rawki w okolicy Kochanowa*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 15, 77–96.
- Klajnert Z., Wasiak G., 1989a. *Morfologiczne skutki arealnego zaniku lodowca w strefach prewarciańskich podlodowych obniżen dolinnych na Wyżynie Łódzkiej*, Acta Geogr. Lodz., 59, 39–60.
- Klajnert Z., Wasiak G., 1989b. *Rola podlodowych obniżen dolinnych w procesie deglacjacji arealnej lodowca warciańskiego na Wyżynie Łódzkiej*, Acta Geogr. Lodz., 59, 21–39.
- Klatkova H., 1972a. *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*, Acta Geogr. Lodz., 28, 1–220.
- Klatkova H., 1972b. *Region łódzki*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, PWN, Warszawa, 240–270.
- Klatkova H., 1982. *Utwory ablacyjne w regionie łódzkim*, Acta Geogr. Lodz., 45, 1–75.
- Klatkova H., 1984. *Problematyka rozwoju sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej na tle paleogeografii obszaru*, [w:] *Konferencja robocza: Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie, 9–12 X 1984*, Uniw. Łódź, Łódź, 5–11.
- Klatkova H., 1985. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Pabianice (664)*, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Klatkova H., 1987a. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Pabianice (664)*, Państw. Inst. Geol. Warszawa, 1–52.
- Klatkova H., 1987b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Łask (663)*, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Klatkova H., 1988. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Łask (663)*, Państw. Inst. Geol. Warszawa, 1–59.
- Klatkova H., 1992. *Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych*, [w:] *Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce środkowej*, Acta Geogr. Lodz., 63, 39–79.
- Klatkova H., 1993a. *Niektóre cechy glacialnych osadów warty w środkowej Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 65, 99–140.
- Klatkova H., 1993b. *Dąbrówka Strumiany. Głęboko zakorzenione struktury glacytektoniczne. Przykład budowy geologicznej stopni krawędziowych Wyżyny Łódzkiej*, [w:] *Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”*, 28.09–1.10.1993, Łódź, 29–31.
- Klatkova H., 1993c. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Zgierz (590)*, Państw. Inst. Geol. Warszawa, 1–46.
- Klatkova H., 1996. *Elementy glacytektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski*, Acta Geogr. Lodz., 72, 7–103.

- Klatkova H., 1997. *Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 1, 23–45.
- Klatkova H., Kamiński J., Szafrńska D., 1995. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Zgierz (590)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Klatkova H., Załoba M., 1991. *Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego*, [w:] W. Stankowski (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*, Inst. Badań Czwartorzędu UAM, Poznań, 33–44.
- Klatkova H., Załoba M., 1992. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Warta (624)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–40.
- Kleman J., Borgström I., Hätterstrand C., 1994. *Evidence for a relict glacial landscape in Quebeck–Labrador*, Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 111, 217–228.
- Kleman J., Stroeve A. P., 1997. *Preglacial surface remnants and Quaternary glacial regimes in northwestern Sweden*, Geomorphology, 19, 35–54.
- Kleman J., Stroeve A. P., Lundqvist J., 2008. *Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation*, Geomorphology, 97, 73–90.
- Klimaszewski M., 1960. *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-fjorden a Eidem-bukta*, Zesz. Nauk. UJ, 32, Pr. Geogr., Seria Nowa, 1, 1–89.
- Klimek K., 1966. *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*, Pr. Geogr. IG PAN, 53, 1–133.
- Kłoda P., 1992. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Rzeczyca (668)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kłoda P., 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Rzeczyca (668)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–50.
- Kłysz P., 1981. *Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kolem a Turkiem*, Pr. UAM, Ser. Geografia, 23, 1–88.
- Knudsen Ó., 1995. *Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: An indicator of surge-type glacier behaviour*, Quat. Sc. Rev., 14, 487–493.
- Kobojek E., 1997. *Morfologia i budowa geologiczna środkowego odcinka doliny Rawki między Rawą Mazowiecką a Nowym Dworem*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 1, 187–195.
- Kobojek E., 2000. *Morfogeneza doliny Rawki*, Acta Geogr. Lodz., 77, 1–157.
- Kobojek E., 2006. *Rola plejstoceńskich procesów glacialnych i peryglacialnych w ukształtowaniu rzeźby okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic*, Czas. Geogr., 77 (4), 270–289.
- Kobojek S., Jaskulski M., 2001. *Utwory glacialmarginalne południowej części Wyżyny Wieluńskiej i ich interpretacja paleogeograficzna*, [w:] VIII konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, 3–7 września 2001, Jarnołtówek, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 91–92.
- Kobojek S., Jaskulski M., 2008. *Utwory glacialmarginalne okolic Kłobucka na Wyżynie Wieluńskiej i ich interpretacja paleogeograficzna*, Landform Anal., 9, 155–159.
- Kondracki J., 2001. *Geografia regionalna Polski*, PWN SA, Warszawa, 1–441.
- Kondracki J., Rychling A., 2000. *Regiony fizycznogeograficzne 1 : 1 500 000*, [w:] J. Kondracki, 2001. *Geografia regionalna Polski*, PWN SA, Warszawa.
- Konecka-Betley K., 1993a. *Analiza paleopedologiczna stropowych części warciańskich glin zwalowych*, [w:] Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”. 28.09–1.10.1993, Łódź, 71–72.
- Konecka-Betley K., 1993b. *Kopalna gleba interglacialna w serii Chojny*, [w:] Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”. 28.09–1.10.1993, Łódź, 69–70.
- Kozarski S., 1974. *Procesy powstawania i zaniku pagórów lodowo-morenowych w strefach brzeżnych niektórych lodowców rejonu Hornsundu*, [w:] Materiały sympozjum spitsbergeńskiego, Uniw. Wroc., Wrocław, 25–27.

- Kozarski S., 1986. *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim*, Czas. Geogr., 57, 2, 247–270.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1992. *Glacydynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro- i mezoglacitektonicach Niziny Wielkopolskiej*, Przegl. Geogr., 64 (1–2), 96–119.
- Krüger J., Kjær K. H., 1999. *A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamics and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland, and Denmark*, Boreas, 28, 386–402.
- Krumbein W. C., 1941. *Measurements and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*, J. Sed. Petrol., 11 (2), 64–72.
- Krupiński K. M., Marks L., 1986. *Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland*, Bull. Pol. Ac., Earth Sc., 34 (4), 375–386.
- Krygowski B., 1961. *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej*, Cz. 1, Geomorfologia, Kom. Fizjogr., Pozn. TPN, 1–204.
- Krygowski B., 1962. *Rola glacytektoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej*, Czas. Geogr., 33, 3, 313–325.
- Krygowski B., 1964. *Graniformametrii mechaniczna. Teoria i zastosowanie*, Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. TPN, 2 (4), 1–112.
- Krzemiński T. 1965. *Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską*, Acta Geogr. Lodz. 21, 1–171.
- Krzemiński T., 1974. *Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*, Acta Geogr. Lodz., 33, 1–171.
- Krzemiński T., 1980. *Wola Blakowa – budowa pagórka kemowego*, [w:] *Przewodnik 52 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 11–14 września 1980*, Instytut Geologiczny, Belchatów, 297–298.
- Krzemiński T., 1985. *Mapa geomorfologiczna Belchatowskiego Okręgu Przemysłowego. 1 : 100 000. (Problem węzłowy 10.2)*.
- Krzemiński T., 1997. *Cechy rozwoju i zaniku łądogłodu warciańskiego w środkowej Polsce*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 1, 47–65.
- Krzemiński T., Bezkowska G., 1986. *Trasa 3b*, [w:] *Przewodnik wycieczek II Zjazdu Geografów Polskich*, Łódź, 69–82.
- Krzemiński T., Bezkowska G., 1987. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Widawa (698)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–119.
- Krzemiński T., Papińska E., 1993. *Ukształtowanie powierzchni i geneza rzeźby*, [w:] S. Pączka (red.), *Środowisko geograficzne Polski Środkowej*, Wyd. UŁ, Łódź, 20–62.
- Krzemiński T., Świerczewska A., Uchman J., 1993. *Udział skał lokalnych w utworach wodnolodowcowych środkowej Polski*, Acta Geogr. Lodz., 65, 185–206.
- Krzyszowski D., 1990. *Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland*, Boreas, 19; 333–350.
- Krzyszowski D., 1992. *Czwartorzęd rowu Kleszczowa: litostratygrafia: tektonika. Zarys problematyki na podstawie badań w odkrywcę KWB „Belchatów”*, Stud. Geogr. Univ. Wrat., 54, 1–158.
- Krzyszowski D., 1993. *Pleistocene glaciolacustrine sedimentation in a tectonically active zone, Kleszczów Graben, central Poland*, Sedimentology, 40, 623–644.
- Krzyszowski D., Brodzikowski K., 1987. *Budowa geologiczna czwartorzędu w odkrywcę KWB Belchatów*, [w:] *Przewodnik II Sympozium „Czwartorzęd rejonu Belchatowa”*, Wrocław–Warszawa.
- Krzyszowski D., Nita M., 1993. *Nowe stanowiska interstadialu Pilicy (formacja Chojny) w odkrywcę Belchatów*, Przegl. Geol., 41, 788–797.

- Krzyszczkowski D., Zieliński T., 2002. *The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location*, Sed. Geol., 149, 73–92.
- Krzywicki T., 2004. *Pradolina Biebrzy jako dolina marginalna i kolektor odprowadzający wody z basenu Niemna do basenu Narwi–Wisły w czasie zlodowacenia Wisły*, [w:] XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 110–113.
- Krzywicki T., Ber A., Krysiak Z., 2004. *Stanowisko 2 – Nowa Kamienna. Różnorodność litologiczna i strukturalna osadów formy marginalnej w rejonie Dąbrowy Białostockiej*, [w:] XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 118–120.
- Krzywiec P., Nawrocki J., Polechońska O., Wróblewska M., 2005. *Geophysical cartography in Poland – an overview*, Przegl. Geol., 53, 10/2, 967–972.
- Kukla G., 2005. *Saalian supecycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's Dating*, Quat. Sc. Rev., 24, 1573–1583.
- Kupetz M., 2006. *Nowe prace geologiczne w obszarze Łuku Mużakowa i ich znaczenie dla rozwoju Geoparku*, [w:] Konferencja polsko-niemiecka „Geopark Łuk Mużakowa – szansą rozwoju turystycznego”. Łęknica, 28–29 września 2006, 38–41.
- Kurkowski S., Popielski W., 1991. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1 : 50 000. Arkusz Gorzkowice (737)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–63.
- Lagerbäck R., 1988. *Periglacial phenomena in the wooded areas of Northern Sweden – relicts from the Tarendd Interstadial*, Boreas, 17, 487–499.
- Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K., Larsen E., Möller P., 2006. *Constraints on the Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling*, Boreas, 35, 539–575.
- Lamparski Z., Lindner L., 1996. *Domaszno*, [w:] Rzeźba i osady czwartorzędu Polski środkowej, Wyd. Geol. Uniw. Warsz., Warszawa, 32–34.
- Larsen N. K., Piotrowski J. A., Christoffersen P., Menzies J., 2006. *Formation and deformation of basal till during a glacier surge; Elisebreen, Svalbard*, Geomorphology, 81, 217–234.
- Lencewicz S., 1918/1919. *Nowe moreny czołowe na Niżu Polskim*, Przegl. Geogr., 1, 108–114.
- Lencewicz S., 1927. *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Pr. Państw. Inst. Geol., II, 2, 1–220.
- Lewiński J., 1930. *Dyluwium Polski i Danii*, Roczn. Pol. Tow. Geol., [Kraków] 6.
- Lewis W. V., 1949. *An esker in process of formation: Böverbreen, Jotunheimen*, J. Glaciol., 1, 6, 314–319.
- Lilpop J., Passendorfer E., 1925a. *O warstwach interglacialnych pod Sulejowem*, Państw. Inst. Geol., Posiedz. Nauk., 11.
- Limanowski M., 1922. *O znaczeniu ilów wstęgowych (warwowych) Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza*, Spraw. Państw. Inst. Geol., 1.
- Limanowski M., 1929. *Zlodowacenie L₄ na ziemiach wschodnich w związku z hydrografią. II Zjazd Geografów Etnogr. Słow. 1927. Pamiętniki, t. 1*, Kraków, 221–223.
- Lindner L., 1970. *Glacialne terasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich*, Acta Geol. Pol., 20, 3, 603–633.
- Lindner L., 1972. *Plejstocen północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 42, 1, 117–124.
- Lindner L., 1977. *Zlodowacenia plejstoceńskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich*, Stud. Geol. Pol., 53, 1–143.

- Lindner L., 1978. *Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 48, 3/4, 479–508.
- Lindner L., 1984. *An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland*, Acta Geol. Pol., 34, 1–2, 27–49.
- Lindner L., 1987. *Podstawy morfostratygrafii czwartorzędu Niżu Polskiego*, Kwart. Geol., 31, 163–174.
- Lindner L., 1992. *Plejstocen. Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu*, [w:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*, Warszawa, 466–573.
- Lindner L., 1998. *Główne elementy rzeźby Garbu Gielniowskiego i ich wpływ na zasięg lądolodu zlodowacenia odry (warty?) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, [w:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, I. Referaty i komunikaty*, UMCS, Lublin, 343–347.
- Lindner L., 2005. *Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowozachodniej Polski*, Przegl. Geol., 53, 145–150.
- Lindner L. (red.), 1992. *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*, Warszawa, 1–683.
- Lindner L., Brykczyńska E., 1980. *Organogenic deposits at Zbójno by Przedbórz, western slopes of the Holy Cross Mts, and their bearing on stratigraphy of the Pleistocene of Poland*, Acta Geol. Pol., 30, 2, 153–163.
- Lindner L., Fedorowicz S., 1996. *Wiek TL osadów plejstocenijskich w Janowie nad Radomką i problem zasięgu lądolodów w czasie zlodowaceń środkowopolskich (odry, warty) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, Przegl. Geol., 44, 9, 935–937.
- Lindner L., Grzybowski K., 1982. *Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland*, Acta Geol. Pol., 32, 3–4, 191–206.
- 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.
- Lindner L., Marciniak B., 1998. *Middle Pleistocene lake deposits in southern Podlasie (eastern Poland)*, Stud. Geol. Pol., 113, 65–83.
- Lindner L., Marks L., 1993. *Cykliczność zmian klimatycznych podstawą stratygrafii plejstocenu*, Przegl. Geol., 5, 329–330.
- Lindner L., Marks L., 1995. *Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich*, Przegl. Geol., 43, 7, 591–594.
- Lindner L., Marks L., 1999. *New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland*, Geol. Quat., 43, 1, 1–8.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985. *Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (Saalian) między górną Wartą a Bugiem*, Przegl. Geol., 33, 2 (382), 57–64.
- Lisicki S., 1993. *Kompleks osadów zlodowacenia Warty na tle osadów plejstocenijskich w centralnej części Pojezierza Mazurskiego*, Acta Geogr. Lodz., 65, 207–213.
- Lisicki S., 1997. *Pleistocene of Mrągowo Lakeland*, Geol. Quat., 41, 3, 327–346.
- Lisicki S., 1998. *Attempt of lithostratigraphic correlation of tills in northeastern Poland and southern Lithuania*, Geol. Quat., 42, 2, 161–172.
- Lisicki S., 2003. *Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły*, Pr. Państw. Inst. Geol., 177, 1–105.
- Locke W. W., 1995. *Modelling of icecap glaciation of the northern Rocky Mountains of Montana*, Geomorphology, 14, 123–130.
- Madeyska T., 1992. *Metody fizykochemiczne i sedymentacyjne*, [w:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia*, Warszawa, 403–438.
- Makowska A., 1961. *Baniocha. The Warsaw Basin*, [w:] *Guide-Book of Excursions INQUA VIth Congress, Warsaw*, Warszawa, 19–21.

- Makowska A., 1974a. *Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000. Arkusz Skierniewice. A. Mapa utworów powierzchniowych*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1974b. *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. Arkusz Skierniewice*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Manikowska B., 1966. *Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi*, Acta Geogr. Lodz., 22, 1–166.
- Manikowska B., 1976. *Metoda barwienia skaleni azotynokobaltanem sodu i jej zastosowanie w badaniach czwartorzędu okolic Łodzi*, Acta Geogr. Lodz., 37, 135–174.
- Mańkowska A., Gogolek W., 1988. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Kotwice (586)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–89.
- Marcinkiewicz A., 1960. *Atlas form i typów rzeźby terenu Polski*, Warszawa.
- Marks L., 1998. *Rola egzaracji w kształtowaniu rzeźby północnej Polski*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceneskiego zlodowacenia półkuli północnej*, Zesz. Nauk. UAM, Ser. Geografia, 58, 143–151.
- Marks L., 2000. *Zasięg lądolodu warty na Podlasiu*, [w:] *Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej. Lublin – Mielnik, 25–29 września 2000*, Lublin, 44–46.
- Marks L., 2004. *Zasięg lądolodu zlodowacenia warty w Polsce*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 27–35.
- Marks L., 2005. *Pleistocene glacial limits in the territory of Poland*, Przegl. Geol., 53, 10/2, 988–993.
- Marks L., Ber A., Gogolek W. (red.), 2006. *Mapa geologiczna Polski 1 : 500 000*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Marks L., Lindner L., Nitychoruk J., 1995. *New approach to a stratigraphy position of the Warta Stage in Poland*, Acta Geogr. Lodz., 68, 135–147.
- Marks L., Pawłowska I., 2004. *Zasięgi zlodowaceń plejstoceneskich na obszarze wschodniej Polski i zachodniej Białorusi*, [w:] *XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”*. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 8–10.
- Marks L., Pavlovskaya I. E., 2006. *Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus*, Quat. Int., 149, 87–93.
- Maruszczak H., 1980. *Stratigraphy and chronology of the Vistulian loess in Poland*, Quat. Stud. Pol., 2, 57–76.
- Maruszczak H., 1987. *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation*, Ann. UMCS, B, 41, 15–54.
- Maruszczak H., 1993. *Chronostratygrafia lessów warciańskich oraz ich korelacja z osadami glacialnymi w Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 65, 215–226.
- Maruszczak H., 1994. *Korelacja chronostratygraficzna lessów Polski Południowej i Ukrainy Północno-Zachodniej*, Przegl. Geol., 42, 9, 728–733.
- Matveyev A. V., 1995. *Glacial history of Belarus*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds.), *Glacial deposits of north-east Europe*, A. A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 267–276.
- Meyer K.-D., 1991. *Zur Entstehung der westlichen Ostsee*, Geol. Jb., A, 127, 429–446.
- Miall, A. D., 1978. *Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary*, [w:] A. D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597–604.
- Michalska Z., 1959. *Zagadnienie genezy krawędzi Opinogórskiej*, Acta Geol. Pol., 9, 3, 393–417.
- Michalska Z., 1971. *Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej*, Stud. Geol. Pol., 36, Ser. Plejstocen Polski, cz. VII, 1–152.
- Miziołek E., 1988. *Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim*, Acta Geogr. Lodz., 58, 1–124.

- Mojski J. E., 1965. *Niektóre problemy stratygrafii plejstocenu Niżu Polskiego i obszarów sąsiednich po VI Międzynarodowym Kongresie INQUA*, Biul. Inst. Geol., 187, 11.
- Mojski J. E., 1967. *Warunki deglacji lodu zlodowacenia środkowopolskiego w okolicach Białegostoku*, Czasop. Geogr., 38, 3, 275–290.
- Mojski J. E., 1969. *Kemy jako wskaźnik deglacji obszaru północno-wschodniej Polski podczas zlodowacenia środkowopolskiego*, Folia Quat., 30, 45–57.
- Mojski J. E., 1972. *Nizina Podlaska*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, 318–362.
- Mojski J. E., 1991. *Czwartorzędowy rytm zmian środowiska*, [w:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 67–79.
- Mojski J. E., 1993a. *Europa w plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego*, PAE, Warszawa, 1–333.
- Mojski J. E., 1993b. *Kilka uwag o genezie lessu w Polsce*, Ann. UMCS B, 88, 16, 223–227.
- Mojski J. E., 1998. *Zanik lodu warciańskiego na Nizinie Podlaskiej*, [w:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, I. Referaty i komunikaty*, UMCS, Lublin, 361–366.
- Mojski J. E., 2004. *O morfogenezie północnego Podlasia*, [w:] *XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”*. *Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 63–64.
- Mojski J. E., 2005. *Ziemia polska w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–404.
- Mojski J. E., 2007. *Kilka słów o Nizinie Północnopodlaskiej i kilku innych sprawach – odpowiedź na polemikę Profesora Henryka Banaszuka*, Przegl. Geol., 55, 3, 227.
- Mojski J. E., Nowicki A. J., 1961. *Kemy okolic Bielska Podlaskiego*, Kwart. Geol., 5, 4, 950–951.
- Mokhtari Fard A., Gruszka B., 2007. *Subglacial conditions in a branching Saalian esker in north-central Poland*, Sed. Geol., 193, 33–46.
- Molewski P., 1999. *Rybnia Gopla – problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia wistuliankiego*, Stud. Soc. Sc. Torun., C, 10, 6, 1–172.
- Molewski P., 2007. *Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej*, Wyd. Nauk. UMK, Toruń, 1–140.
- Morawski W., 2005. *Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland*, Geol. Quat., 49, 4, 403–416.
- Morawski W., 2007. *Englacial kames near Jeziorany (Warmia – western Masurian Lakeland, Poland): Morphology, internal structure and origin*, Sed. Geol., 193, 47–58.
- Mörner N.-A., 1995. *Paleoseismicity – the Swedish case*, Quat. Int., 25, 75–79.
- Mörner N.-A., 2005. *An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden*, Tectonophysics, 408, 265–307.
- Müller U., Rühberg N., Krienke H. D., 1995. *The Pleistocene sequence in Mecklenburg – Vorpommern*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds.), *Glacial deposits of north-east Europe*, A. A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 501–514.
- Musiak A., 1992. *Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia*, Rozpr. Uniw. Warsz., Warszawa, 403, 1–203.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1998. *Znaczenie interpretacyjne brył piaszczystych i żwirowych w osadach fluwalnych i fluwioglacjalnych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Uniw. Warsz., Warszawa, 115–120.

- Mycielska-Dowgiałło E., Pękalska A., Woronko B., 1995. *The evolution of a marginal form and of kames in the region of Bielsk Podlaski. Sedimentological analysis of deposits*, Quaest. Geogr., Spec. Issue, 4, 215–224.
- Mycielska-Dowgiałło E., Pękalska A., Woronko B., 1996. *Wybrane cechy wskaźnikowe osadów glacialnych i fluwioglacjalnych strefy marginalnej w Augustowie koło Bielska Podlaskiego*, [w:] L. Marks (red.), *Stratygrafia plejstocenu Polski. Materiały II Konferencji, 18–20 IX 1995*, Grabanów, 39–44.
- Nalewajko J., 1982. *Zróźnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim*, Acta Geogr. Lodz., 44, 1–159.
- Nenonen K., 1995. *Pleistocene stratigraphy of southern Finland*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds), *Glacial deposits of North-east Europe*, A.A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 11–28.
- Niewiarowski W., 1995. *Diagnostic features of subglacial channels of glacial and glaciofluvial origin exemplified by channels of the Chelmno–Dobrzyń and the eastern Gniezno Lakelands*, Quaest. Geogr., Spec. Issue 4, 225–231.
- Nitychoruk J., 1994. *Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia południowego Podlasia*, Roczn. Międzyrzeczki, 26, 23–107.
- Nitychoruk J., 1995. *Osady lodowcowe południowego Podlasia*, [w:] L. Marks (red.), *Stratygrafia plejstocenu Polski. Materiały II Konferencji, 18–20 IX 1995*, Grabanów, 7–16.
- Nitychoruk J., Bińka K., Roman M., Żarski M., 2004. *Występowanie kopalnego pojezierza z interglacjału eemskiego na tle zasięgu lądolodu zlodowacenia warty we wschodniej i środkowej Polsce*, [w:] XI Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”. Supraśl, 30 sierpnia – 3 września 2004, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 70–71.
- Nitychoruk J., Bińka K., Ruppert H., Schneider J., 2006. *Holsteinian Interglacial = Marine Isotope Stage 11?* Quat. Sc. Rev., 25, 2678–2681.
- Nowacki K., 1991. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Popielawy (d. Ujazd, 666)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowacki K., 1992. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Popielawy (d. Ujazd, 666)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–53.
- Nowacki K., 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Łyszkowice (592)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–27.
- Nowak J., 1977. *Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych, zależnych od podłoża*, Stud. Geol. Pol., 52, 347–360.
- Olszewski A., 1974. *Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur*, Stud. Soc. Sc. Torun., C, 8–2, 1–145.
- Pachucki C., 1952. *Badania geologiczne na arkuszach 1 : 100 000 Trzebnica i Syców*, Biul. Państw. Inst. Geol., 66, 2, 355–393.
- Pasierbski M., 1984. *Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce*, Rozpr. UMK, Toruń, 1–170.
- Passendorfer E., 1928. *Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1927 na arkuszu Opoczno*, Państw. Inst. Geol., Posiedz. Nauk., 19–20.
- Pattyn F., 2006. *GRANTISM: An Excel model for Greenland and Antarctic ice-sheet response to climate changes*, Computers & Geosciences, 602, 316–325.
- Penck A., Brückner, E., 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*, Bd. 1–3, Christian-Herman Tauchnitz, Leipzig, 1–1199.
- Petera J., 1996. *Przykłady struktur glaciektonicznych w Celestynowie koło Łodzi*, Acta Geogr. Lodz., 72, 105–151.

- Petera J., Forysiak J., 2003. *The problem of the Last Glaciation Entent in Central Poland*, Przegl. Geol., 47, 4, 357–366.
- Pietruszewski J., 1992. *Osuwisko w dolinie Warty pod Konopnicą*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 15, 174–183.
- Piotrowski J. A., Geletneky J., Vater R., 1999. *Soft-bedded subglacial meltwater channel from the Welzow-Süd open-cast lignit mine, Lower Lusatia, eastern Germany*, Boreas, 28, 363–374.
- Pisarska-Jamróży M., 2008. *Mechanizmy depozycji w strefie glacialmarginalnej zlodowacenia Wisły*, Uniw. Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz, 1–163.
- Połowicz S., 1961. *Glacitektonika Wzgórz Ostrzeszowskich*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 31, 2–4.
- Premik J., 1924. *O zastoisku widawskim*, Spraw. Państ. Inst. Geol., 2.
- Premik J., 1930. *Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. I. O utworach preglacialnych, glacialnych i interglacialnych w dorzeczu środkowej Warty*, Widawki i Prosnicy, Roczn. Pol. Tow. Geol., 6, 382–392.
- Putkonen J., O'Neal M., 2006. *Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America*, Geomorphology, 75, 408–419.
- Rachlewicz G., 1998. *Funkcjonowanie odpływu fluwioglacjalnego z północnopomorskiej strefy marginalnej (Pomorze Zachodnie) u schyłku wistulianu na tle jej morfo- i litogenezy*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceńskiego zlodowacenia półkuli północnej*, Zesz. Nauk. UAM, Ser. Geografia, 58, 181–196.
- Rappol M., 1987. *Saalian tills in the Netherlands: A review*, [w:] J. van der Meer (Ed.), *Tills and Glaciotectonics*, A. A. Balkema, Rotterdam, 3–21.
- Ratajczak M., 2007a. *Geologia glin lodowcowych i ich interpretacja genetyczna – wskaźnikowe cechy osadów determinowane miejscem sedymentacji w łódzkiej; glacydynamiczne deformacje osadów (Stanowisko Wysoka)*, [w:] L. Kasprzak (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 107–112.
- Ratajczak M., 2007b. *Geologia osadów lodowcowych na północ od pradolin Noteci – identyfikacja różnych środowisk sedymentacji osadów rzek i strumieni lodowcowych (Stanowisko Wyrzysk)*, [w:] L. Kasprzak (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 127–131.
- Ratajczak M., 2007c. *Geologia glin lodowcowych i ich interpretacja genetyczna – wskaźnikowe cechy osadów determinowane miejscem sedymentacji w łódzkiej; glacydynamiczne deformacje osadów (Stanowisko Wysoka)*, [w:] L. Kasprzak (red.), *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 107–112.
- Raukas A., 1998. *Outlines of the Estonia Quaternary Stratigraphy*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceńskiego zlodowacenia półkuli północnej*, Zesz. Nauk. UAM, Ser. Geografia, 58, 215–234.
- Rdzany Z., 1992a. *Wpływ podlodowego obniżenia górnej Rawki na wykształcenie form z deglacjacji arealnej łódzkiego warciańskiego*, [w:] *Osady i formy glacyfluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej. Konferencja geomorfologiczna, Łódź, 22–23 września 1992. Część I, Streszczenia referatów. Materiały i Studia 2, Łódź, 16–17.*
- Rdzany Z., 1992b. *Wstępne uwagi o przebiegu zanikania lodowca warciańskiego w okolicach Żelechlinki*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 15, 183–194.
- Rdzany Z., 1992c. *Żelechlinek (stanowisko nr 8)*, [w:] *Osady i formy glacyfluwialne z okresu warciańskiego w północno-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej. Konferencja geomorfologiczna, Łódź, 22–23 września 1992. Część II, Referat wprowadzający i opisy stanowisk terenowych. Materiały i Studia 2, Łódź, 58–59.*
- Rdzany Z., 1995. *Wpływ rzeźby podłoża łódzkiego na przestrzenny rozkład skutków deglacjacji i zróżnicowanie dynamiki późniejszych przekształceń rzeźby w okolicach Rawy*

- Mazowieckiej, [w:] *Przewodnik konferencji: „Poligeneza rzeźby w Polsce”*. 4–5.05.1995, Kat. Badań Czwartorzędu UŁ, Łódź.
- Rdzany Z., 1996. *Wpływ rzeźby podłoża lądolodu warciańskiego na przestrzenny rozkład skutków deglacji i późniejsze przekształcenia rzeźby w okolicach Rawy Mazowieckiej*, *Acta Geogr. Lodz.*, 71, 193–205.
- Rdzany Z., 1997a. *Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego*, *Acta Geogr. Lodz.*, 73, 1–146.
- Rdzany Z., 1997b. *Glacialimniczna sedymentacja kemowa w kotlinie górnej Rawki i jej znaczenie rzeźbotwórcze*, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 1, 221–228.
- Rdzany Z., 1997c. *Glacialne uwarunkowania rozwoju rzeźby doliny górnej Rawki*, [w:] *Przewodnik konferencji geomorfologicznej „Rozwój dolin Polski środkowej w czwartorzędzie (z częścią terenową w dolinie Rawki)”*. 11–12 września 1997, Zakł. Geomorfologii UŁ, Łódź, 32–37.
- Rdzany Z., 1997d. *Kem w Zarzeczu jako przykład wodnolodowcowego wypełnienia Kotliny Górnej Rawki*, [w:] *Przewodnik konferencji geomorfologicznej „Rozwój dolin Polski środkowej w czwartorzędzie (z częścią terenową w dolinie Rawki)”*. 11–12 września 1997, Zakł. Geomorfologii UŁ, Łódź, 47–52.
- Rdzany Z., 1997e. *Rzeźba doliny Rawki w okolicach Boguszyca*, [w:] *Przewodnik konferencji geomorfologicznej „Rozwój dolin Polski środkowej w czwartorzędzie (z częścią terenową w dolinie Rawki)”*. 11–12 września 1997, Zakł. Geomorfologii UŁ, Łódź, 45–46.
- Rdzany Z., 1999. *Geneza form obszaru wododziałowego Rawki i Pilicy*, [w:] *Nauki geograficzne a edukacja społeczeństwa*, t. 2, *Region łódzki. Materiały XLVIII Zjazdu PTG*, 9–11 września 1999 r., Łódź, 141–143.
- Rdzany Z., 2000a. *Formy marginalne okolic Inowłódza i Nowego Miasta nad Pilicą w świetle poglądów na zasięg lądolodu warciańskiego*, [w:] *Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”*. Lublin – Mielnik, 25–29 września 2000, Lublin, 51–55.
- Rdzany Z., 2000b. *Rozwój wodnolodowcowego środowiska depozycyjnego w kemowym obszarze Kotliny Górnej Rawki w czasie zaniku lądolodu warciańskiego*, [w:] *Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku. Streszczenia referatów, komunikatów i posterów. V Zjazd Geomorfologów Polskich*. 11–14 września 2000 r., Toruń, 111–113.
- Rdzany Z., 2002. *Znaczenie procesów peryglacialnych w ewolucji rzeźby kemowej wschodniej części Wzniesień Łódzkich*, [w:] *II. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne nt. Peryglacjał plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski. „Jodłowy Dwór” pod Świętym Krzyżem*, 9–11.05.2002 r., Kielce, 48–50.
- Rdzany Z., 2004a. *Formy marginalne łobu Rawki między Inowłodzem a Nowym Miastem nad Pilicą na tle poglądów na zasięg lądolodu zlodowacenia warty*, [w:] *M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 87–102.
- Rdzany Z., 2004b. *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia Warty na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej w świetle analizy osadów*, [w:] *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, *Pr. Geogr.*, 200, 295–320.
- Rdzany Z., 2004c. *Osady deglacyjno zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego*, *Przegl. Geol.*, 52, 10, 1010.
- Rdzany Z., 2004d. *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warciańskiego na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej w świetle analizy osadów*, [w:] *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych, Materiały z sympozjum, 21–22 października 2004 r.*, Dokumentacja Geograficzna, nr 31, Toruń, 105–106.
- Rdzany Z., 2006a. *Osady deglacyjno zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego*, *Przegl. Geol.*, 54, 4, 343–351.

- Rdzany Z., 2006b. *Zanik lądolodu warty w południowej części regionu łódzkiego*, [w:] *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii. Geografia fizyczna*, Dok. Geogr., IG i PZ PAN, 32, 249–250.
- Rdzany Z., 2006c. *Glacialne uwarunkowania rozwoju dolin rzecznych na przykładach z SE części regionu łódzkiego*, [w:] *Konferencja międzynarodowa IV. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne nt. „Regionalne aspekty funkcjonowania systemów dolinnych”. „Jodłowy Dwór” pod Świętym Krzyżem, 11–13.05.2006*, Kielce, 65–66.
- Ridley J. K., Huybrechts P., Gregory J. M., Lowe J. A., 2005. *Elimination of the Greenland Ice Sheet in a High CO₂ Climate*, J. Clim., 18, 3409–3427.
- Roman M., 2003. *Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina*, Acta Geogr. Lodz., 84, 1–154.
- Roman M., 2007. *Rekonstrukcja kierunku ruchu lądolodu lobu Wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej*, Acta Geogr. Lodz., 93, 67–85.
- Roman M., Balwierz Z., 2007. *Stanowisko interglacjalne eemskiego w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły w południowo-wschodniej części Kujaw*, [w:] *Konferencja „Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia”. 3–7 września 2007*, Ciechocinek, 123–124.
- Rotnicki K., 1967. *Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich*, Bad. Fizj. Pol. Zach., 19, 93–154.
- Różycki S. Z., 1952. *Mapa „Czwartorzęd i geomorfologia” w skali 1 : 3 500 000. Atlas geograficzny Polski*, PZWS.
- Różycki S. Z., 1961. *Middle Poland – general presentation*, [w:] *Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras*, part II, vol. I, VIth INQUA Congress, Warszawa, 1–116.
- Różycki S. Z., 1967. *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, Warszawa, 1–236.
- Różycki S. Z., 1972. *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, Warszawa, 1–316.
- Różycki S. Z., Lamparski Z., 1961. *Domaszno (near Odrzywół). Middle Poland*, [w:] *Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras*, part II, vol. II, VIth INQUA Congress, Warszawa, 20–21.
- Rühle E., 1952. *Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem*, Biul. Państ. Inst. Geol., 66, 219–243.
- Rühle E. (red.), 1986. *Mapa geologiczna Polski 1 : 500 000*. Warszawa.
- Rühle E., Mojski J. E., 1968. *Czwartorzęd*, [w:] J. Znosko (red.), *Atlas Geologiczny Polski 1 : 2 000 000*, Inst. Geol., Warszawa.
- Russel A. J., Knudsen Ó., Fay H., Marren P. M., Heinz J., Tronicke J., 2001. *Morphology and sedimentology of a giant supraglacial ice-walled jökullhlaps channel. Skeidararjökull, Iceland: Implication for esker genesis*, Global and Planetary Change, 28, 193–216.
- Russel A. J., Roberts M. J., Fay H., Marren P. M., Cassidy N. J., Tweed F. S., Harris T., 2006. *Icelandic jökullhlaps impacts: Implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology*, Geomorphology, 75, 33–64.
- Rust B. R., 1978. *Depositional models for braided alluvium*, [w:] A. D. Miall (Ed.), *Fluvial sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 605–625.
- Ruszczyńska H., 1961a. *Czwartorzęd okolic Tomaszowa Mazowieckiego i Sulejowa nad Pilicą*, Prace o Plejstocenie Polski Środkowej, Warszawa, 81–106.
- Ruszczyńska H., 1961b. *Góra on the Pilica river*, [w:] *Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras*, part II, vol. II, VIth INQUA Congress, Warszawa, 17–20.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1966a. *Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu doliny Pilicy*, Stud. Geol. Pol., Plejstocen Polski Środkowej, 22, 2, 1–100.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1966b. *Główne rysy budowy geologicznej i stratygrafii czwartorzędu lewobrzeżnej strefy dolnej Pilicy*, Acta Geol. Pol., 16, 3, 249–259.

- Ruszczyńska-Szenajch H., 1966c. *Stratygrafia osadów plejstoceńskich w Pławie nad Pilicą*, Acta Geol. Pol., 16, 3, 301–312.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1976. *Glacitektoniczne depresje i kry lodowcowe na tle budowy geologicznej południowo-wschodniego Mazowsza i południowego Podlasia*, Stud. Geol. Pol., 50, 1–106.
- 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., 1987. *The origin of glacial rafts: detachment, transport, deposition*, Boreas, 16, 101–112.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1991. *Sedimentary environments of glaciofluvial uplands and glaciofluvial crevasse fillings against the general background of other glacioaqueous environments*, Ann. Soc. Geol. Pol., 61, 3–35.
- 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*, Warszawa, 13–40.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 2001. *“Lodgement till” and “deformation till”*, Quat. Sc. Rev., 20, 579–581.
- Rywocka-Kenig K., 1966. *Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru*, Acta Geol. Pol., 16, 3, 326–337.
- Rzechowski J., 1971. *Granulometryczno-petrograficzne właściwości glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki*, Biul. Inst. Geol., 254, 111–154.
- Rzechowski J., 1986. *Pleistocene till stratigraphy in Poland*, Quat. Sc. Rev., 5, 365–372.
- Sadłowska A., 1982. *Rzeczka międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki*, Acta Geogr. Lodz., 47, 1–108.
- Sarnacka Z., 1970. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1 : 50 000. Arkusz Szczerców (735)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–68.
- Sarnacka Z., 1978. *Pleistocen rejonu doliny Wisły między Magnuszewem i Górą Kalwarią*, Biul. Inst. Geol., 300, 5–96.
- Sarnacka Z., 1980. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Magnuszew (635)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–46.
- Sarnacka Z., 1990. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Warka (634)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–76.
- Saarnisto M., Salonen V.-P., 1995. *Glacial history of Finland*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds), *Glacial deposits of North-East Europe*, A. A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 3–10.
- Sawicki L., 1922. *Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej*, Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, Ser. II, 61, 21, 1–42.
- Skinner B. J., Porter S. C., 1987. *Physical geology*, John Wiley & Sons, New York, 1–750.
- Skinner L. C., Shackleton N. J., 2006. *Deconstructing Terminations I and II: revisiting the glacioeustatic paradigm based on deep-water temperature estimates*, Quat. Sc. Rev., 25, 3312–3321.
- Skompski S., 1971a. *Zarys stratygrafii czwartorzędu i rozwoju rzeźby przedpola moren czołowych stadiu mazowiecko-podlaskiego (Warty) między Radomskiem a Działoszyńcem*, Biul. Inst. Geol., 254, 271–305.
- Skompski S., 1971b. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1 : 50 000. Arkusz Brzeźnica Nowa (772)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–41.
- Sobolewska M., 1952. *Interglacja w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem*, Biul. Państw. Inst. Geol., 66, 245–284.

- Środoń A., 1969. *Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjału mazowieckiego*, Biul. Inst. Geol., 220, 5–12.
- Stankowska A., Stankowski W., 1984. *Definicje i genetyczna klasyfikacja glin morenowych*, Przegl. Geol., 1, 16–19.
- Stankowski W., 1996. *Wstęp do geologii kenozoiku*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, 1–185.
- Stankowski W., Krzyszkowski D., 1991. *Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina*, [w:] W. Stankowski (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Konin – Turek*, Poznań, 11–31.
- Straszewska K., 1969. *Boulder clay festoons accumulated in front of the ice sheet*, Geogr. Pol., 17, 161–172.
- Straw A., 1979. *The geomorphological significance of the Wolstonian glaciation of eastern England*, Trans. Inst. of British Geogr., New Series, 4, 4, 540–549.
- Stremme H. E., 1998. *Correlation of Quaternary pedostratigraphy from western and eastern Europe*, Catena, 34, 105–112.
- Sudakova N. G., Faustova M. A., 1995. *Glacial history of the Russian Plain*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds), *Glacial deposits of north-east Europe*, A.A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 151–156.
- Sudakova N. G., Nemtsova G. M., Andreicheva L. N., Lobanov A. I., 1995. *Glacial stratigraphy of the Middle Pleistocene in the central and northern Russian Plain*, [w:] J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (Eds), *Glacial deposits of north-east Europe*, A.A. Balkema, Rotterdam – Brookfield, 167–170.
- Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I., Demidov I., Dowdeswell A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H. W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K. H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J. P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M. J., Spielhagen R. F., Stein R., 2004. *Late Quaternary ice sheet history in northern Eurasia*, Quat. Sc. Rev., 23, 1229–1271.
- Szafer W., 1928. *Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej*, Pol. Tow. Geol., [Kraków] 5, 21–33.
- Szafer W., 1953. *Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 22, 1, 1–60.
- Szalamacha G., 1992. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000*. Arkusz Piotrków Trybunalski (703), Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–39.
- Szmidt A., 2007. *Wpływ wychodni podłoża mezozoicznego oraz jego wychodni na doliny rzeczne regionu łódzkiego*, Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej, 16, 117–124.
- Szupryczyński J., 1963. *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu*, Pr. Geogr., 39, 1–163.
- Terpiłowski S., 1993. *Kem w Gostchorzy z początkowej fazy deglacji arealnej między Łukowem a Siedlcami*, Ann. UMCS, B, 48, 21, 289–295.
- Terpiłowski S., 1995. *Rola subakwalnej depozycji grawitacyjno-lawinowej w kształtowaniu warciańskich kemów w okolicy Zbuczyna koło Siedlec*, [w:] III Zjazd Geomorfologów Polskich. *Procesy geomorfologiczne. Zapis w rzeźbie i osadach*, Sosnowiec, 69–70.
- Terpiłowski S., 2000a. *Strefa glaciomarginalna lobu Muchawki. Stanowisko Tworki*, [w:] *Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej. Lublin – Mielnik, 25–29 września 2000*, Lublin, 109–112.
- Terpiłowski S., 2000b. *Proksymalne osady glacygeniczne stożka sandrowego jako zapis proglaacjałnej sedimentacji lobu dolinnego. Stanowisko Wajków – Góra Wajkowska*, [w:] *Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej. Lublin – Mielnik, 25–29 września 2000*, Lublin, 124–126.

- Terpiłowski S., 2001. *Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacialnej*, UMCS, Lublin, 1–98.
- Terpiłowski S., 2007. *Genesis of the transverse kame trans in eastern Poland*, *Sed. Geol.*, 193, 59–69.
- Terpiłowski S., 2008. *Kemy jako wskaźniki deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty*, UMCS, Lublin, 1–107.
- Terpiłowski S., Dobrowolski R., 2004. *Rola morfologii dolinnej w rozwoju moren akumulacyjnych lobu Bugu zlodowacenia warty w rejonie Mielnika (Wysoczyzna Drohicza)*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 153–161.
- Trzmiel B., 1988. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Tomaszów Mazowiecki (667)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Trzmiel B., 1990. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Tomaszów Mazowiecki (667)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–67.
- Trzmiel B., 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Brzeziny (629)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–31.
- Trzmiel B., 1994. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Brzeziny (629)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Trzmiel B., Nowacki K., 1985. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Łódź Wschód (628)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Turkowska K., 1984. *Łaznowska Wola. Pozostałości rzeźby glacialnej w dolinie Miazgi*, [w:] *Przewodnik konferencji: Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie*, Wyd. UŁ, Łódź, 93–101.
- Turkowska K., 1988. *Uwagi o zasięgu lodowca warty na południowy wschód od Łodzi*, *Acta Univ. Lodz. Folia Geogr.*, 9, 73–82.
- Turkowska K., 1992. *Zasięg lądolodu warciańskiego na południowy wschód od Łodzi w świetle wyników szczegółowego kartowania geologicznego*, [w:] *Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce środkowej*, *Acta Geogr. Lodz.*, 63, 81–94.
- Turkowska K., 1993. *Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru*, *Acta Geogr. Lodz.*, 65, 239–263.
- Turkowska K., 2006a. *Geomorfologia regionu łódzkiego*, Wyd. UŁ, Łódź, 1–238.
- Turkowska K., 2006b. *Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego*, [w:] K. Turkowska, *Geomorfologia regionu łódzkiego*, Łódź.
- Turkowska K., 2007. *Rzeźba i struktura wypełnień dolin górnej Mrogi i Mroźcy jako świadectwo polodowcowych etapów ewolucji międzyrzecza*, *Acta Geogr. Lodz.*, 93, 88–105.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1993. *Poglądy na zasięg lądolodu warciańskiego i charakter jego strefy marginalnej na południo-wschód od Łodzi*, [w:] *Konferencja „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”. Referaty i komunikaty, 28.09–1.10.1993*, Łódź, 47–48.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1994. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Tuszyń (665)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–36.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1999. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Tuszyń (665)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wachecka-Kotkowska L., Olszak I., 2008. *Wiek wysoczyzny glacialnej SE części regionu łódzkiego w świetle datowań TL*, [w:] *Materiały V seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”*, 20–21 listopada 2008, Poznań, 133–134.
- Walczak W., 1970. *Obszar Przedsudecki*, PWN, Warszawa, 1–415.
- Warren W. P., Ashley G. M., 1994. *Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland*, *J. Sed. Res.*, A64, 433–449.
- Van Andel T. H., Tzedakis P. C., 1996. *Palaeolithic landscapes of Europe and environs, 150,000–25,000 years ago: an overview*, *Quat. Sc. Rev.*, vol. 15, 481–500.

- Van der Meer J. J. M., Menzies J., Rose J., 2003. *Subglacial till: the deforming glacier bed*, Quat. Sc. Rev., 22, 1659–1685.
- Vieli A., Jania J., Blatter H., Funk M., 2004. *Short-term velocity variations on Hansbreen, a tide-water glacier in Spitsbergen*, J. Glaciol., 50: 389–398.
- Wągrowski A., 1987. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1 : 50 000. Arkusz Rzejowice (774)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–66.
- Wągrowski A., 1990. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej 1 : 50 000. Arkusz Radomsko (773)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–70.
- Wasiak G., 1979. *Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lądolodu warty*, Acta Geogr. Lodz., 41, 1–82.
- Weertman J., 1957. *On the sliding of glaciers*, J. Glaciol., 3 (21), 33–38.
- Wieczorkowska J., 1975. *Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru*, Acta Geogr. Lodz., 35, 1–118.
- Wieczorkowska J., 1984. *Guzew. Elementy glacialne doliny Dobrzyńki. Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie*, [w:] Konferencja robocza, 9–12 X 1984, Łódź, 67–72.
- Wieczorkowska J., 1992. *Geneza i rozwój pradoliny Wolbórki*, [w:] *Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce środkowej*, Acta Geogr. Lodz., 63, 95–105.
- Winguth C., Mickelson D. M., Colgan P. M., Laabs B. J. C., 2004. *Modelling the deglaciation of the Green Bay Lobe of the southern Laurentide Ice Sheet*, Boreas, 33, 34–47.
- Winnicki J., 1997. *Geological structure of the Trzebnica Hills in the light of new investigations*, Geol. Quat., 41, 3, 365–380.
- Winsemann J., Aspion U., Meyer T., Schramm C., 2007. *Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-marginal subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany*, Sed. Geol., 193, 105–129.
- Winter H., 2006. *Uwagi o plejstocенских glacialach i interglacialach*, Przegl. Geol., 54, 142–144.
- Wiśniewski E., Molewski P., 1998. *Geneza poziomów terenowych w północnej części rynny goplańskiej w świetle badań litofacyjnych osadów*, [w:] A. Kostrzewski (red.). *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocенского zlodowacenia półkuli północnej*, Zesz. Nauk. UAM, Ser. Geografia, 58, 265–274.
- Wojtanowicz J., 1993. *Osady zlodowacenia Warty w strefie ekstraglacialnej na Polesiu Lubelskim*, Acta Geogr. Lodz., 65, 265–278.
- Wojtanowicz J., 2004. *Zlodowacenie warty w Polsce: pozycja i podział stratygraficzny*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpilowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 13–25.
- Woldstedt P., 1927. *Die Gliederung des Jüngerer Diluvium in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen Glacialgebieten*, Zeit. Dtsch. Geol. Gesel., 3–4, 51–52.
- Woldstedt P., 1954. *Saaleiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland*, Eiszeitalter und Gegenwart, 4/5, 34–48.
- Woldstedt P., 1955. *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*, 2. Aufl. K. F. Koehler Verl., Stuttgart, 1–467.
- Wysota W., 2002. *Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla*, Wyd. UMK, Toruń, 1–144.
- Wysota W., Molewski P., 2007. *Ostatni lądolód skandynawski w lobie Wisły – kontrowersje i nowe spojrzenie*, [w:] Konferencja „Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia”. 3–7 września 2007, Ciechocinek, 13–21.
- Wysota W., Sokołowski R., Rzadkowalski R., Molewski P., Szymańska J., 2004. *Stratygrafia nasunięć glacialnych i dynamika ostatniego lądolodu zlodowacenia wisły w Polsce*, [w:] XI Konfe-

- rencja „Stratygrafia plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjalny wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej”. *Supraśl, 30-sierpnia – 3 września 2004*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 81–82.
- Zaborski B., 1926. *Ozy pomiędzy Grójcem i Odrzywołem*, *Przegl. Geogr.*, 6, 129–133.
- Załoba M., 1985. *Przykład analizy deformacji osadów plejstocenijskich w Pagórkach Warciańskich*, *Acta Geogr. Lodz.*, 50, 185–195.
- Załoba M., 1992. *Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny środkowej Warty*, [w:] *Geologiczne i geomorfologiczne świadectwa zlodowacenia warciańskiego w Polsce środkowej*, *Acta Geogr. Lodz.*, 63, 107–116.
- Załoba M., 1993. *Siedlętków. Profil osadów glacygenicznych na tle budowy geologicznej i paleogeografii Basenu Uniejowskiego*, [w:] *Przewodnik terenowy konferencji „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”*, 28.09–1.10.1993, Łódź, 5–11.
- Załoba M., 1996a. *Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prosnę*, *Acta Geogr. Lodz.*, 71, 275–288.
- Załoba M., 1996b. *Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacytecto-nicznych w Pagórkach Warciańskich*, *Acta Geogr. Lodz.*, 72, 153–210.
- Załoba M., 1997. *Charakterystyka litologiczna i pozycja stratygraficzna serii limnoglacialnej w Małkowie koło Warty*, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 1, 267–271.
- Zieliński T., 1992. *Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, 1325, 1–95.
- Zieliński T., 2007a. *The Pleistocene climate-controlled fluvial sedimentary record in the Belchatów mine (central Poland)*, *Sed. Geol.*, 193, 203–209.
- Zieliński T., 2007b. *Podglinowe osady glacyfluwialne Pojezierza Ślaskiego (stanowisko Kaszczor)*, [w:] L. Kasprzak (red.). *Strefy glacymarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Poznań, 71–78.
- Zielinski T., Van Loon, A. J., 2000. *Subaerial terminoglacial fans III: overview of sedimentary characteristics and depositional model*, *Geol. Mijnb./Neth. J. Geosci.* 79, 93–107.
- Ziomek J., 1986. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Piotrków Trybunalski (701)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–76.
- Ziomek J., 1992a. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Belchatów (700)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ziomek J., 1992b. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Belchatów (700)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–38.
- Ziomek J., 1995. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arkusz Przysucha (705)*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1–39.
- Ziomek J., 2002. *Przekrój geologiczny przez Łódź*, [w:] S. Liszewski (red.), *Atlas miasta Łodzi. Plansza VII Geologia i gleby*, Urząd Miasta Łodzi, ŁTN, Łódź.
- Zweck C., Huybrechts P., 2005. *Modelling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity*, *J. Geophys. Res.*, 110, 1–24.
- Żarski M., 2004. *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty na Wysoczyźnie Żelechowskiej*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*, UMCS, Lublin, 113–123.
- Żurek S., 1975. *Geneza zabagnień pradoliny Biebrzy*, *Pr. Geogr. IG PAN*, 110.
- Żurek S., 1991. *Geomorfologia pradoliny Biebrzy*, *Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln.*, 372, 29–62.
- Żynda S., 1967. *Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiu poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej*, *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. TPN*, 8, 1, 1–194.

SPIS ILUSTRACJI I TABEL

Rysunki

1. Obszar badań na tle jednostek fizycznogeograficznych (mezoregionów) według Kondrackiego i Rychlinga (2000)	10
2. Główne rysy rzeźby regionu łódzkiego	11
3. Położenie miejscowości wymienionych w tekście	12
4. Przykładowy profil litofacjalny	15
5. Szóste piętro izotopowe na tle krzywych izotopowych z osadów głębokomorskich według Fredin (2002) oraz Williamsa i in. (1988)	25
6. Krzywe różnych zjawisk piętra izotopowego szóstego i sąsiednich według Barda i in. (2002)	26
7. Jednostka warty w świetle podziału stratygraficznego Mojskiego (2005)	27
8. Zasięgi lądolodów elsterianu, saalianu i weichselianu według Eismanna (2002)	40
9. Zasięgi lądolodów saalianu i weichselianu w Eurazji według Svendsena i in. (2004), zmienione	41
10. Wyniki datowań TL glin i innych osadów zlodowacenia odry w regionie łódzkim i na NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich	42
11. Występowanie moren czołowych na obszarze środkowego Powiśla według Lencewicza (1927)	54
12. Zasięg stadiału warty w Polsce środkowej według Woldsteda (1955), fragment mapy .	55
13. Zasięg stadiału warty i linie postojów recesyjnych według Roszkówny (1964), fragment mapy	57
14. Zasięgi stadiałów i faz recesyjnych lądolodu środkowopolskiego według Różyckiego (1967)	58
15. Wyniki datowań TL glin i innych osadów zlodowacenia warty w regionie łódzkim – przykłady	62
16. Strefa rzeźby warciańskiej i zasięgu lądolodu warty w Polsce i w Europie środkowej .	72
17. Szerokość strefy rzeźby warciańskiej w Polsce	73
18. Wysokość podstawy czoła lądolodu warty na linii maksymalnego zasięgu	77
19. Profile strumieni lodowych lądolodu antarktycznego według danych Drewry’ego (1983)	88
20. Morfologia lądolodu warty w części europejskiej na podstawie modelu Lambecka i in. (2006)	90
21. Morfologia lądolodu warciańskiego w regionie łódzkim	95
22. Główne szlaki przemieszczania się materiału eratycznego ze stref erozji do miejsc akumulacji w regionie łódzkim w lądolodzie warty, na podstawie badań Czubli (2001)	97
23. Reżim termiczny i strefowość procesów pod lądolodem	99

24. Przypuszczalne szlaki wędrówek niżów atlantyckich w Europie w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu warty. Opracowano na podstawie rekonstrukcji Brodzikowskiego (1987)	101
25. Przypuszczalny rozkład mas powietrza w Europie w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu warty. Opracowano na podstawie rekonstrukcji Brodzikowskiego (1987)	102
26. Przypuszczalny rozkład stref opadowych w Europie w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu warty. Opracowano na podstawie rekonstrukcji Brodzikowskiego (1987)	103
27. Kierunki rozwoju i etapy zaniku lądolodu warciańskiego w lobie południowopolskim według Krzemińskiego (1997)	104
28. Ruch strumieniowy lądolodu warty w regionie łódzkim	106
29. Zasięg lądolodu warty i kierunki rozwoju lobów według Turkowskiej (2006)	107
30. Zasięg maksymalny lądolodu warty na tle rozmieszczenia wychodni mezozoiku w regionie łódzkim	116
31. Piekary koło Bełchatowa. Fragment serii osadów sandrowych pod gliną lodowcową warciańską	120
32. Przekrój przez wschodnią część Wysoczyzny Piotrkowskiej według Trzmiela (1990)	122
33. Sandr tomaszowski na tle strefy brzeżnej nasunięcia warciańskiego według Klatkowej (1972a)	123
34. Występowanie utworów zastoiskowych z okresu transgresji lądolodu warty w regionie łódzkim	125
35. Zastoiska z czasu transgresji lądolodu warty w lobie Widawki według Baranieckiej i Sarnackiej (1971)	126
36. Piekary. Osady małego zbiornika proglacialnego pod gliną warty (Dm) i piaskami glacialnymi z okresu deglacjacji	128
37. Siedlątków, Kotlina Sieradzka. Deformacje osadów piaszczysto-mułkowych pod gliną warciańską	128
38. Warciańska glina lodowcowa w przekrojach przez doliny w lobie południowopolskim	133
39. Warciańska glina lodowcowa w przekrojach przez doliny w lobie południowomazowieckim	134
40. Występowanie deformacji glacicitektonicznych w regionie łódzkim w osadach warciańskich	144
41. Stanisławów. Dajka żwirowo-piaszczysta w budowie wału marginalnego	145
42. Szczukwin. Deformacje glacicitektoniczne	147
43. Deformacje glacicitektoniczne na zachód od Zgierza według Wasiaka (1979)	147
44. Miąższość gliny warciańskiej na przykładach wierceń i odsłonięć	152
45. Gliny warciańskie na tle plejstocenu obszaru miejskiego Łodzi. Przekrój według Ziomka (2002)	155
46. Krzywe kumulacyjne uziarnienia gliny warciańskiej w regionie łódzkim – przykłady	160
47. Występowanie zagłębień wytopiskowych we wschodniej części Równiny Piotrkowskiej	165
48. Przekroje przez wschodni fragment Równiny Piotrkowskiej	166
49. Zasięg maksymalny lądolodu warciańskiego	167
50. Zasięg zlodowacenia warty według Baranieckiej (1971) oraz Marksa i in. (2006)	168
51. Zasięg maksymalny lądolodu warty na tle rozkładu gęstości strumienia ciepłego	172
52. Główne etapy deglacjacji lądolodu warty w lobie południowopolskim i południowomazowieckim	185
53. Zasięgi nasunięć pomaksymalnych i strefy deglacjacji w regionie łódzkim	187

54. Rzeźba fragmentu strefy działoszyńskiej i zespołu Borowej Góry na linii subfazy dobrzynki	190
55. Białocin. Profil osadów stożka glacyfluwialno-ablacyjnego	191
56. Występowanie ozów w regionie łódzkim	194
57. Główny ciąg postojowy łobu Widawki i kierunki odpływu wód według Baranieckiej i Sarnackiej (1971)	198
58. Położenie i struktura pagórka w Boryszowie	204
59. Osady i rzeźba ozu Antonówki na linii progu jurajskiego według Baranieckiej (1971c) oraz Baranieckiej i Sarnackiej (1971)	208
60. Budowa kemów w przekrojach poprzecznych w strefie złoczewsko-szczercowskiej według Krzemińskiego (1997)	212
61. Morfologia wałów kemowych w Woli Zaradzyńskiej i w Babichach	215
62. Profil osadów wału kemowego w Babichach	216
63. Pagórki warciańskie. Rozmieszczenie wzgórz i pagórków glacimarginalnych oraz kemowych w okolicach Warty	221
64. Diapir w Dusznikach	222
65. Zespół kemów okolic Zduńskiej Woli według Bezkowskiej (1995)	224
66. Wał Kudrowice-Petrykowy i przyległe obniżenie końcowe jako przykład glacitektonopary	225
67. Szkic geomorfologiczny okolic Stanisławowa i Odrzywołu	230
68. Etapy deglacjacji arealnej łobu Rawki między Pilicą a Bzurą według Rdzanego (1997a)	234
69. Rzeźba okolic Annopola i Czerniewic	236
70. Rzeźba i budowa kemów koło Żelechlinki i Bukowca	237
71. Profile osadów kemowych w Annopolu, Woli Łokotowej i Łochowie	238
72. Orientacja osi morfologicznych wydłużonych pagórków i wałów kemowych strefy tomaszowsko-skierniewickiej	241
73. Rzeźba i sposób powstania wału miłochniewickiego	243
74. Kierunki przekątnego warstwowania w osadach glacyfluwialnych wczesnego etapu deglacjacji na wysoczyznach strefy tomaszowsko-skierniewickiej według Rdzanego (1997a)	244
75. Zasięg sedimentacji glacylimnicznej w zlewni górnej Rawki	247
76. Szkic geomorfologiczny kotliny górnej Rawki według Klajnerta i Rdzanego (1989)	248
77. Delta glacylimniczna w Czerwonce na krawędzi doliny	249
78. Kem deltoglacjalny w Rawie w dolinie Rawki (Rdzany, 2006a)	250
79. Przykłady rzeźby glacialnej w centralnej części kotliny górnej Rawki	252
80. Przykłady budowy kemów w kotlinie górnej Rawki	253
81. Cechy uziarnienia piasków bardzo drobnoziarnistych glacylimnicznych wybranych kemów w kotlinie górnej Rawki na podstawie diagramu Passegi (1964) oraz Passegi i Byramjee (1969)	254
82. Oz Rylska według Jaksy i Rdzanego (2004)	259
83. Południowa część wału kemowego pukinińskiego	261
84. Tendencja do przesuwania się na wschód osi aktywnego strumienia lodowego w okresie pomaksymalnym zlodowacenia warty	269

Tabele

1. Zastosowane oznaczenia kodowe	15
2. Korelacja wybranych podziałów stratygraficznych w Polsce i w Europie od interglacjału mazowieckiego	28
3. Pozycja i podział jednostki warciańskiej w świetle wybranych podziałów stratygraficznych	29

Fotografie *

1. Wielka Wieś, Kotlina Szczercowska. Wał z wychodniami wapieni jury, utworzony przez zrąb Brzykowa
2. Siedlądków. Gruboklastyczne wypełnienie struktur tunelu subglacialnego i kanału supraglacialnego z otoczkami wapieni i margli kredowych
3. Dąbrówka k. Zgierza. Piaszczysto-żwirowe osady rzeczne miocenu w strukturach glacytektonicznych
4. Rokiciny. Osady „sandru tomaszowskiego”
5. Siedlątków. Struktury związane z wytworzeniem się warstwy deformacyjnej oraz poziom inkorporacji piasku glacyfluwialnego w spągowej części gliny lodowcowej
6. Chociw. Iły masywne zastoiskowe pod gliną zlodowacenia warty
7. Łęg koło Rzeczczy. Gлина warciańska na stoku doliny Pilicy
8. Siedlątków. Ślady rozwleczenia klastrów z miejscowego podłoża w strukturze gliny lodgement
9. Pakiety materiału glacyfluwialnego w glinie zlodowacenia warty
10. Kopalnia Bełchatów. Klíny gliniaste w piaskach podścielających glinę warciańską
11. Siedlątków. Ślady plastycznych wyciśnień osadów zastoiskowych i glacyfluwialnych pod spiętrzoną gliną lodowcową z subfazy neru
12. Tymianka koło Strykowa. Struktura szczelinowa syngenetyczna wtórnego wypełnienia w sandrowych utworach warciańskich subfazy bzyry
13. Białocin. Żwiry i piaski rytmicznie warstwowane stożka napływowego
14. Wola Niechcicka. Osady stożka napływowego glacyfluwialnego
15. Szczukwin 1. Stożek napływowy pod gliną subfazy dobrzynki
16. Szczukwin 1. Struktura diapirowa z wyciśniętą gliną warciańską fazy maksymalnej w części osiowej
17. Szczukwin 1. Fragment budowy stożka glacyfluwialnego z okresu zaniku łądolodu warty fazy maksymalnej. W ławicy piaszczysto-mułkowej widoczne warstwowanie konwolutne
18. Szczukwin 1. Dajki piaszczysto-żwirowe w strefie deformacji nieciągłych otoczenia diapiiru
19. Szczukwin. Zespół pagórków i wałów subfazy dobrzynki
20. Szczukwin 2. Główne elementy wału marginalnego
21. Struktura pagórków w okolicy Górek Dużych koło Tuszyzna
22. Górki Duże k. Tuszyzna. Przykłady struktur w osadach pagórków glacymarginalnych

* Wszystkie fotografie zamieszczone są na końcu książki, po str. 312.

23. Borowa. Struktura górnej części kemu glacyfluwalnego
24. Moników k. Borowej Góry. Struktura sandru proksymalnego o dużym udziale materiału miejscowego podłoża górnokredowego
25. Wola Zaradzyńska. Piaszczysto-żwirowo-mułkowe osady stożka glacyfluwalnego budującego kem, zaburzone grawitacyjnie
26. Wola Zaradzyńska. Stożek glacyfluwalny w budowie wału kemowego
27. Duszniki koło Warty. Stożek glacyfluwalny piaszczysty w budowie wzgórza glacimarginalnego
28. Bartochów. Fragment ponad 3-metrowej serii żwirowej w budowie wzgórza glacimarginalnego
29. Duszniki. Erozyjny kontakt gliny subfazy neru z piaszczystym otoczeniem struktury diapirowej
30. Duszniki. Diapir żwirowy w centralnej części wzgórza glacimarginalnego
31. Dziadkowice koło Szadku, Wysoczyzna Łaska. Osady stożka przejściowego
32. Dziadkowice. Fragment profilu osadów stożka z charakterystycznym rytmem sedimentacji
33. Czerwinka. Deformacje osadów glacyfluwalnych w Czerwonce
34. Zarzecze k. Rawy Mazowieckiej. Piaski riplemarkowe w budowie wału kemowego
35. Struktury warstwowania przekątnego dużej skali w piaskach bardzo drobnoziarnistych kemów
36. Łaszczyn. Osady ozu Rylska
37. Osady glacyfluwalne i ablacyjne, przekształcone peryglacjalnie w strukturze kemu w Koprzywnie
38. Zaburzenia grawitacyjne w części stokowej kemu w Marchatach koło Białej Rawskiej
39. Osady kemowego glacyfluwalnego w Rzymcu

RECONSTRUCTION OF THE COURSE OF THE WARTA GLACIATION IN THE ŁÓDŹ REGION

(Summary)

This study presents a reconstruction of the course of events during the Warta Glaciation in the Łódź Region. It includes an analysis of the Warta stratigraphic unit, a description of development and decay features of the Warta ice-sheet (Late Saalian ice sheet) as well as features of the environment in which it functioned. The study puts major emphasis on the reconstruction of the process of shaping glaciogenic landscape, prepared on the basis of lithofacial features of sediments they were composed of, relations to older and younger sediments, and traces of tectonic activity.

The reconstruction of the course of Warta ice-sheet transgression and retreat in the Łódź Region against the background of the entire Eurasian ice-sheet during MIS 6, indicates the presence of individual features and large-space character of this glaciation in relation to the situation during the preceding warming, when glaciation extent was limited to a fragment of Fennoskandia. The distinctiveness of the Warta ice-sheet is supported by a number of conditions, one of them being the presence of complex structures which point to a wide array of glacial events, including several short stages of ice-sheet readvance in the post-maximum period. These sub-phases or phases of the cataglacial period of the Warta Glaciation were noticeable in different regions, which suggests activation of individual elements of the stream-based distribution of ice-sheet masses. It is more characteristic of complete glaciation than of a smaller unit. Independently of local dissimilarities, in areas where glacial accumulation prevailed, one basic level of glacial till occurs, relatively easy to identify with the use of various methods.

The Warta Glaciation took place between the pre-Warta warming, whose climatostratigraphic rank has not been fully established, and the Eemian interglacial, which is the best documented interglacial apart from the Holocene in both marine and land areas. In the Łódź region there are several uncertain locations of pre-Warta warming and at the same time several dozen documented stands of the Eemian interglacial period, mainly in kettle holes, developed on the surface of the Warta Glaciation sediments. These stands also provide evidence for the existence of the Eemian lakeland, characterised by an abundance of kettle holes.

Owing to the above asymmetry of the stratigraphic framework of the Warta unit, the former practice of including the Warta stage in the Odra Glaciation is not fully justified. If the pre-Warta warming is not considered as an interglacial, it seems correct to include the Odra stage in the wider Warta unit, which has a well-defined border with the Eemian interglacial period. The debatability of the climatostratigraphic rank of the pre-Warta warming is the reason for difficulties with determining the rank of the Warta stage. The dispute has been in progress ever since the first findings of sediments from this warming period, both in the Łódź region and in other parts of Europe. To put it simply, it often comes down to determine whether it was a fairly warm interstadial or rather a cold interglacial. Because of the presence of organic stands from pre-Warta warming which have not received clear stratigraphic definition and absolute dating, this dispute has not yielded any unequivocal conclusions yet. Irrespective of it, attention should be paid to other evidence which concerns only the cold stage of the Warta Glaciation, and not the limiting

periods. The evidence includes: morphological individuality of Wartian forms and sediments on the surface, well-developed lithostratigraphic features of sediments from this stage – characteristic of complete glaciations, appropriate periglacial structures present beyond the ice-sheet extent, and global-scale records of this cool period in deep-sea profiles, cave deposits etc.

Duration of the Warta Glaciation (*sensu stricto*), i.e. as a period of advance and retreat of the ice-sheet, in the Łódź Region might have been relatively short, perhaps only several thousand years. A similar time interval is also suggested in other parts of the Wartian relief zone, including Germany among other places. It may have been a small section of the cold stage of Warta. It is possible to think so on the basis of the following: lithofacial profiles characteristic of high accumulation rate, poor development of marginal forms along the maximum extent line, underlining of glaciogenic profiles with periglacial deposits, as well as numerous analogies to the main stadial of the Vistulian (*Weichselian*) Glaciation. However, it must be kept in mind that the thesis about the relatively short duration of glacial events is not confirmed only by the TL and OSL absolute dating results to date. For this problem to be solved, a major advance in the dating methodology is necessary.

The dynamics of ice-sheet growth and the way of clearing more diverse relief of the foreland during transgression were analysed. Considerable differences in ice-sheet dynamics were found between the two main lobes: the South Greater Poland lobe and the South Mazovian lobe, as well as within the range of individual lobes. It was dependent on the way of alimentering them in the firm fields, diversity of climatic conditions in the ablation zone, thermal properties of the ice-sheet base (dependent largely on the geothermal stream density) and other base properties, in particular the distribution of proglacial lakes and high pore-pressure underground water. The course of deglaciation was also reconstructed in detail, in both temporal and spatial aspects. During deglaciation, cases of activated ice streams with probable low climatostratigraphic rank but important for the terrain's morphology were distinguished and denominated provisionally as sub-phases of Dobrzyńska, Ner and Bzura. Deglaciation zones were marked off in individual lobes on the basis of spatial and dynamic diversification of the course of glaciofluvial accumulation processes recorded in deposits and formations.

Transitional thermal regime presumably dominated in the marginal zone of the ice-sheet dome, while warm thermal regime prevailed in glacial depressions. The regime may have changed in time, from transitional to warm and vice versa. It is also possible that cold regime occurred locally in glacial elevations, mostly within the extent of the South Mazovian lobe. It was particularly important for the dynamics of glacial streams and till accumulation, with regard to both its final thickness and structure. Individual ice streams, with different bottom regime, may have moved in confluence, but at greatly varying speeds.

The fact that ice-sheet adapted its shape to the existing relief during transgression had its consequences during deglaciation, which often led to permanence of major relief forms. Valleys deepened by glacial and glaciofluvial erosion were partially refilled during deglaciation. That was also where initial river flow originated later. Small glacial plateaus were usually covered with a thin layer of glaciofluvial deposits and glacial till of corresponding shape. The more efficient glaciofluvial accumulation in the watershed zones is locally significant.

Sometimes, both glacial currents and subglacial trough-forming waters directly eroded the Mesozoic bedrock. There were examples of "typical" exaration and detersion as well as efficient erosion of the solid bedrock by subglacial waters. Taking place in limited areas, these processes had more linear than superficial effects.

Formations along the line of maximum extent are poorly developed in the entire region, which indicates lack of longer stabilisation of ice-sheet front along this borderline. This results in the long-known difficulties with determining the exact location of this line. Metasynchronous

development of individual glacial streams is also very likely. As in other segments of the Wartian zone in Poland, one can question the existence of *sensu stricto* proglacial valleys in the analysed region. Sandar with proximal features as well as hills and other glaciomarginal forms are rare and small. However, counterparts of these forms developed in the internal lobe zones in the form of a system of small marginal valleys, internal sandar and kames of various types. The main reasons for this kind of spatial distribution of forms and lithosomes of water accumulation include subglacial relief and ice-sheet's vulnerability to surface decay.

Analysis of relief and deposits of the Warta Glaciation suggests the occurrence of short stages of glacial stream activation during ice-sheet decay, with possible low climatostratigraphic rank. These were provisionally denoted as subphases of Dobrzyńka, Ner and Bzura and their presumable extents were indicated. They did not cover a fragment of the ice-sheet dome in the South-Eastern part of the region, i.e. in the South Mazovian lobe. The same glacial stream probably underwent further advances, but subsequent kinematic waves shifted its axis in an eastward direction.

Distinguishing subphases and various lithostratigraphic traces of deglaciation processes provided the basis for further division into deglaciation zones in individual lobes. A complex course of ice-sheet decay processes was found. In the scale of the Łódź region, areal deglaciation predominated, which is indicated by a matching inventory of glacial landforms: kames and kettle holes, which constituted vast concentrations. Some of the landforms, sometimes in the form of chain structures, owe their origination to active pressure from ice-sheet front on older formations as a result of rapid, short-term transgression (surge) and subsequent rapid glaciofluvial and ablative accumulation. Larger forms often indicate more complex genesis. They may have originated from glaciofluvial and ablative accumulation being superimposed on kame accumulation, after a small-scale advance of ice-sheet snout. In the analysed region, many complex forms were found. For example, part of the structure indicates kame accumulation conditions in stagnant and dead ice, another part of the form may be a result of a dynamic bulldozing, while still another part – a result of subsequent glaciomarginal accumulation.

Some landforms, so far regarded as kames, should be moved to other categories. This concerns in particular hills, often asymmetric, built from transitional segments of glaciofluvial cones and glaciolacustrine deltas, with traces of ice contact, which document active glacial ice sedimentation.

Stability of tunnels in ice, indicated by the presence of eskers in various deglaciation zones, proves the relationship with a single main ice-sheet advance, short duration of ice-sheet coverage, simultaneous accumulation over a considerable distance and rapid accumulation of esker deposits. Identification of diversified esker accumulation ranging from the stage of N-type tunnels to accumulation in intraglacial canyons of kame sedimentation type indicates short-term functioning of live ice and rapid progress of deglaciation.

Slow glacioisostatic readjustment, related to the functioning of the Warta ice-sheet, resulted in considerable stress in the lithosphere, which could be discharged in the form of tectonic shocks. Many deformation structures, including clastic dykes of significant size, indicate the possibility of tectonic shocks of up to 6°. Perhaps, as was the case during final periods of other glaciations, tectonic activity increased during deglaciation of the Warta ice-sheet.

In many places Wartian deposits are deformed to the form of diapirs. These structures could originate as a result of many different processes: unstable density stratification in hydrated deposits, deposit fluidisation resulting from high stresses in the transgressing ice-sheet, tectonic shocks, as well as differences in pressure from deposits and neighbouring ice on the underlying or adjacent plastic formations. The mechanism of their origination was largely influenced by lithological features of the deposits, and in particular their susceptibility to plastic deformations

and varying pore-water pressure.

The Warta ice-sheet advanced to areas influenced by short-term or mild periglacial processes, which is suggested by traces of aeolian activity of surface material and local occurrence of periglacial structures. Poorly developed permafrost was probably of insular type. During the glaciation, there was a tendency of increasing involvement of meltwaters, which warmed up and degraded the manifestations of permafrost processes. Traces of material blocks, preserving the structure, numerous in the analysed deposits, may prove their short-time freezing and carry no real paleogeographic significance.

It is necessary to stress the importance of permafrost structures from Vistulian, epigenetic, e.g. sandy wedges. These structures, usually completely preserved, prove that no further (e.g. in late Vistulian) significant slope profile modifications occurred at their locations. Sometimes regarded as indicators of effective periglacial denudation, these structures may be interpreted as evidence for periglacial stabilisation of the relief. Among the Vistulian periglacial processes, some relief-forming role was undoubtedly played by aeolian processes, which is indicated by deflation-corrasion pavements and accumulation of aeolian sands in closed depressions and in deposits of Vistulian rivers.

Translated by Marcin Gliszczynski

OD REDAKCJI

Zbigniew Rdzany jest absolwentem geografii, specjalności geomorfologia i paleogeografia czwartorzędu, Uniwersytetu Łódzkiego, od 1986 roku pracownikiem naukowo-dydaktycznym Zakładu Geomorfologii tej uczelni. W 1996 roku uzyskał stopień doktora nauk o Ziemi w zakresie geografii na podstawie pracy *Kształtowanie rzeźby terenu w czasie zaniku lądolodu warciańskiego między górną Rawką a Pilicą*.

Zainteresowania badawcze Autora od czasów studenckich koncentrują się wokół zagadnień geomorfologii, sedymentologii, geologii plejstocenu oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. Szczególnie ważny w tych badaniach jest aspekt regionalny, odnoszący się do szeroko rozumianego obszaru podłódzkiego.

W doświadczeniach dydaktycznych dra Zbigniewa Rdzanego znalazły się różnorodne zajęcia, głównie z zakresu geomorfologii i geografii regionalnej, realizowane dla studentów kierunku geograficznego, ochrony środowiska, geografii turystyki oraz studium doktoranckiego Wydziału Nauk o Ziemi, a także promotorstwo 19 prac magisterskich i 31 licencjackich.

Jego pasją jest popularyzacja wiedzy. Jest współautorem *Ilustrowanej książki Polski*, autorem licznych artykułów oraz haseł z zakresu geografii i historii nauki do encyklopedii multimedialnych, a także konsultantem tłumaczeń filmów popularnonaukowych z zakresu nauk przyrodniczych.

Autor jest członkiem Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich od momentu jego powstania oraz Polskiego Towarzystwa Geograficznego.



Fot. 1. Wielka Wieś, Kotlina Szczercowska. Wał z wychodniami wapieni jury, utworzony przez zrab Brzykowa



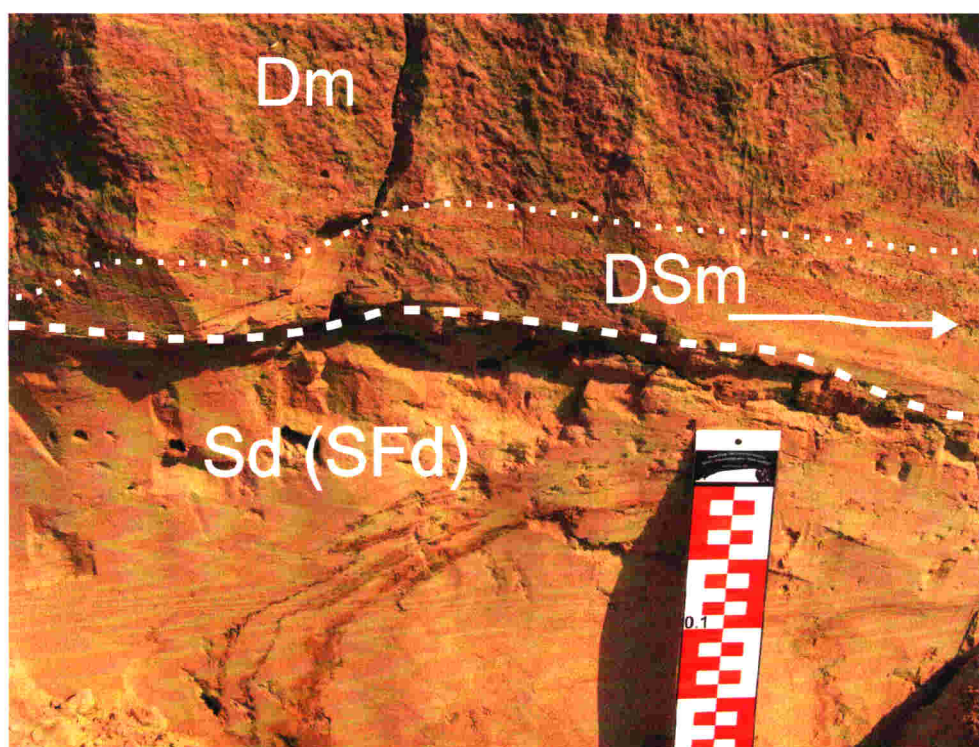
Fot. 3. Dąbrówka k. Zgierza. Piaszczysto-żwirowe osady rzeczne miocenu w strukturach glacytektonicznych



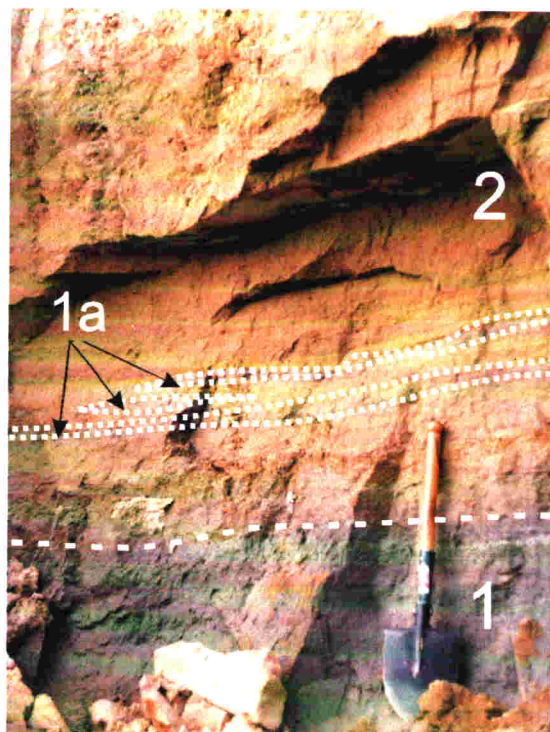
Fot. 2AB. Siedlątków. Gruboklastyczne wypełnienie struktur tunelu subglacialnego (A) i kanału supraglacialnego (B) z otoczkami wapieni i margli kredowych



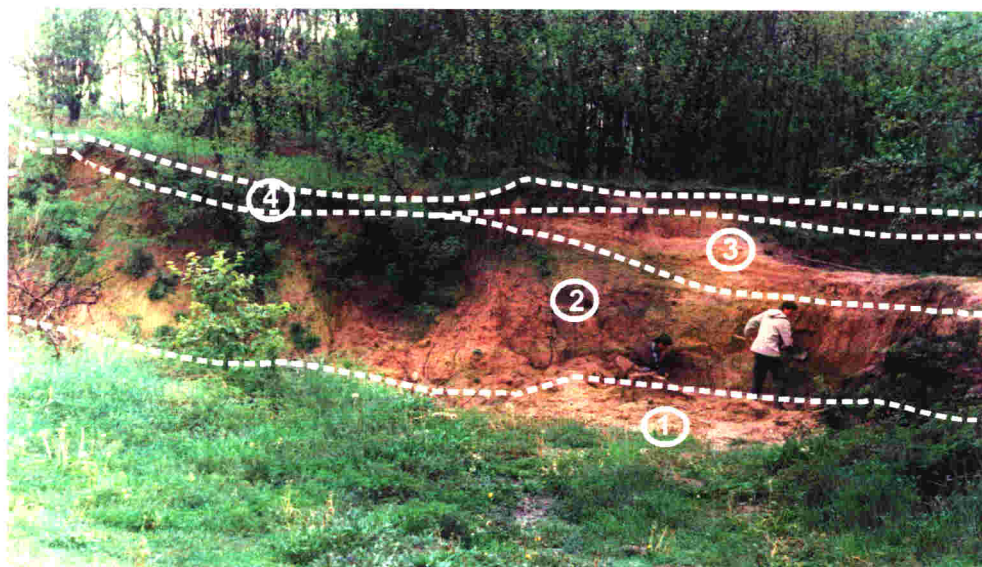
Fot. 4AB. Rokiciny. Osady „sandru tomaszowskiego”



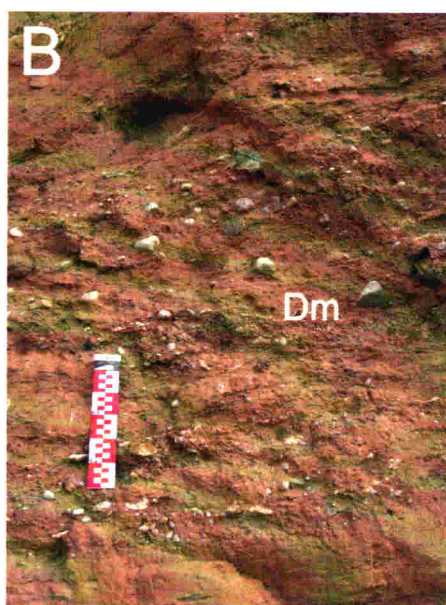
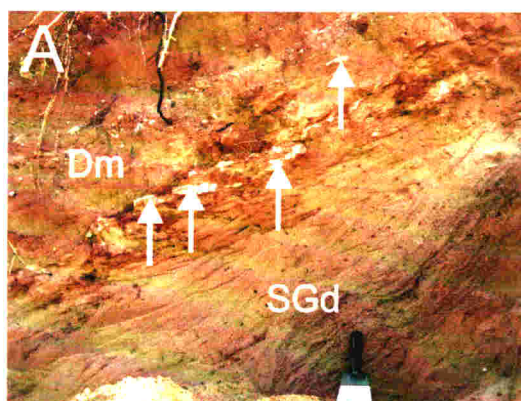
Fot. 5. Siedlątków. Struktury związane z wytworzeniem się warstwy deformacyjnej oraz poziom inkorporacji piasku glacyfluwialnego (DSm) w spągowej części gliny lodowcowej. Strzałka oznacza kierunek ruchu lądolodu



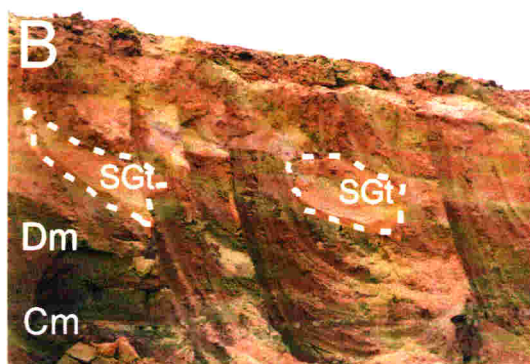
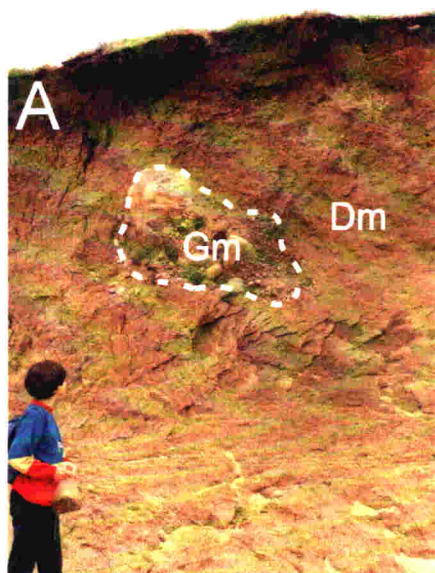
Fot. 6. Chociw. Iły masywne zastoiskowe (1) pod gliną zlodowacenia warty (2).
W spagowej części gliny widoczne cechy osadu typu lodgement ze śladami inkorporacji ilów (1a)



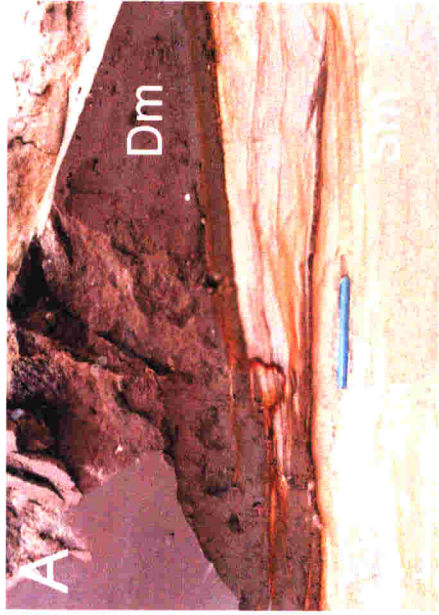
Fot. 7. Lęg koło Rzeczczy. Glina warciańska na stoku doliny Pilicy
1 – piaski średnioziarniste glacyfluwalne z transgresji lądolodu warty; 2 – glina lodowcowa;
3 – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste glacyfluwalne; 4 – piaski z humusem



Fot. 8AB. Siedlątków. Ślady rozwleczenia klastów z miejscowego podłoża w strukturze gliny lodgement



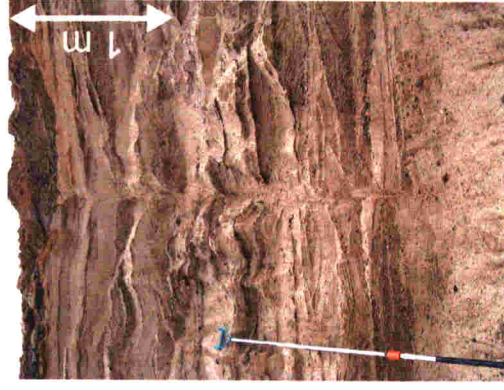
Fot. 9AB. Pakiety materiału glaciłuwialnego w glinie zlodowacenia warty: A – żwiry masywne (Gm) w Siedlątkowie; B – piaski ze żwirem ze śladami warstwowania przekątnego w Chociwie



Fot. 10AB. Kopalnia Belchatów. Kliny gliniaste w piaskach podścielających glinę warcińską (fot. A. Jaksa)



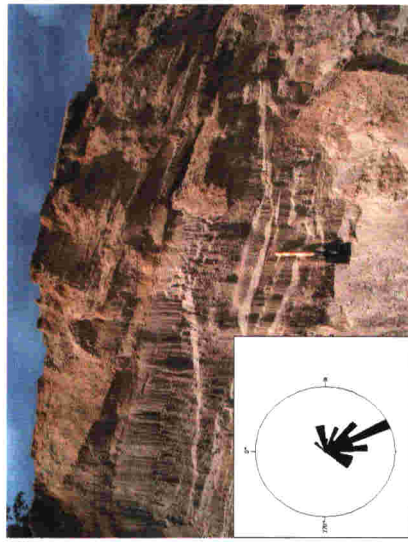
Fot. 11. Siedlątków. Ślady plastycznych wycisnąć osadów zastoiszkowych i glaciłuwialnych (1) pod spiętrzoną gliną lodowcową z subfazy neru (2)



Fot. 12. Tymianka koło Strykowa. Struktura szczelinowa syngenetyczna wtórnego wypełnienia w sandrowych utworach warcińskich subfazy bzury

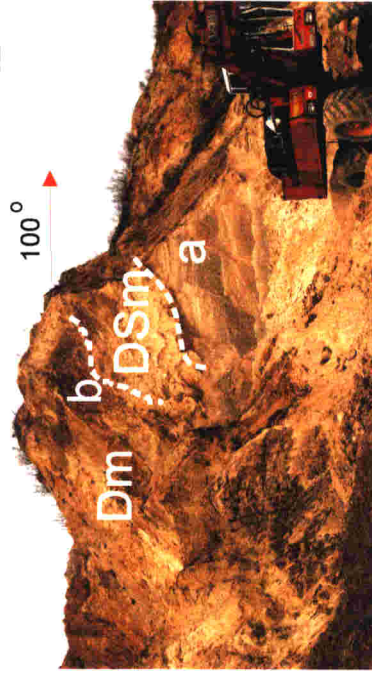
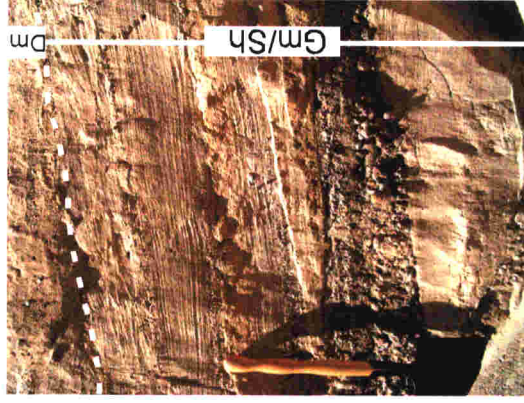


Fot. 13. Białocin. Żwiry i piaski rytmicznie warstwowane stożka napływowego

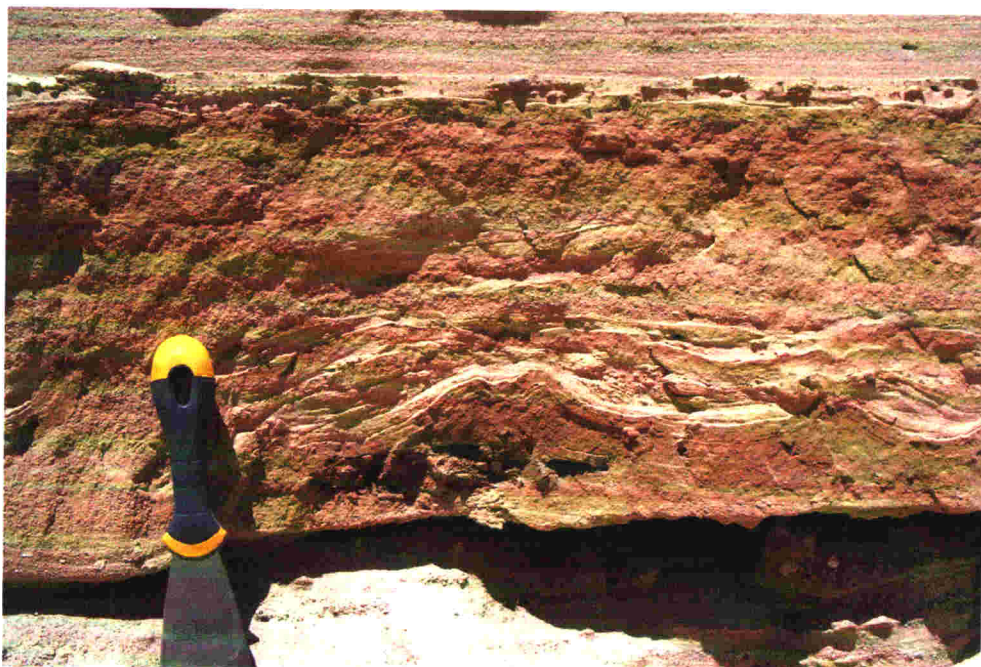


Fot. 14. Wola Niechcicka. Osady stożka napływowego glacyfluwialnego. Na diagramie zaznaczono kierunki warstwowania przekątnego

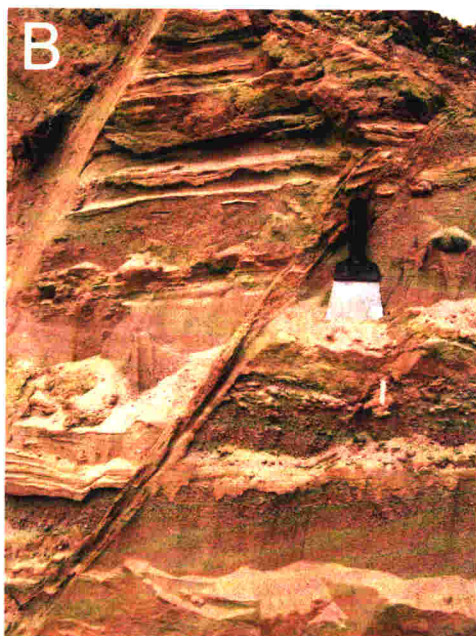
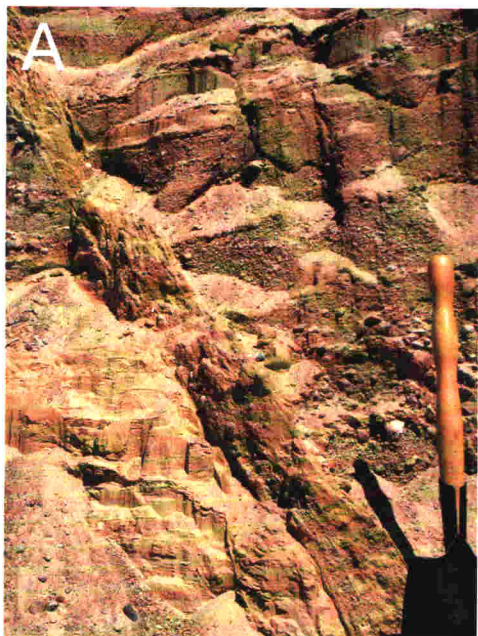
Fot. 15. Szczukwin 1. Stożek napływowy pod gliną subfazy dobrzynki



Fot. 16. Szczukwin 1. Struktura diapirowa (Dm, DSm) z wycięniętą gliną warciańską fały maksymalnej w części osiowej



Fot. 17. Szczukwin 1. Fragment struktury stożka glacifluwialnego z okresu zaniku lądolodu warty fazy maksymalnej. W ławicy piaszczysto-mułkowej widoczne warstwowanie konwolutne



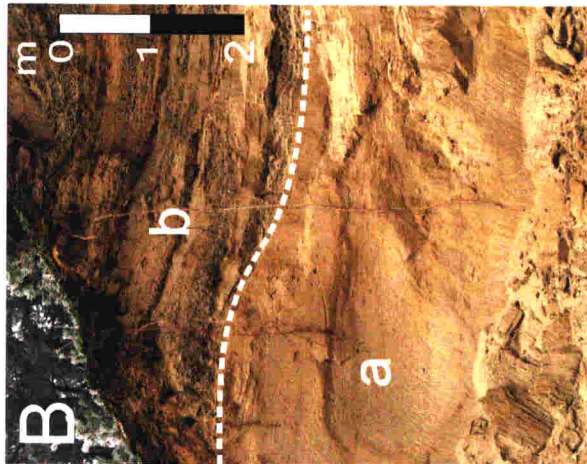
Fot. 18AB. Szczukwin 1. Dajki piaszczyto-żwirowe w strefie deformacji nieciągłych otoczenia diapiru. A - po stronie zachodniej diapiru; B - po stronie wschodniej; fragment odsl. przedst. na fot. 16, część „a”



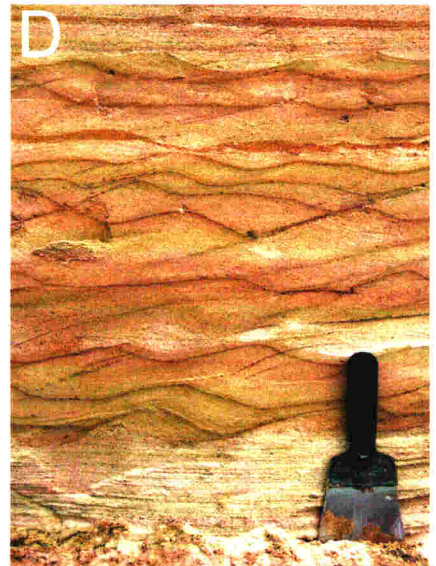
Fot. 19. Szczukwin. Zespół pagórków i wałów subfazy dobrzynki. Strzałka wskazuje na lokalizację stanowiska Szczukwin 2; widok na NW



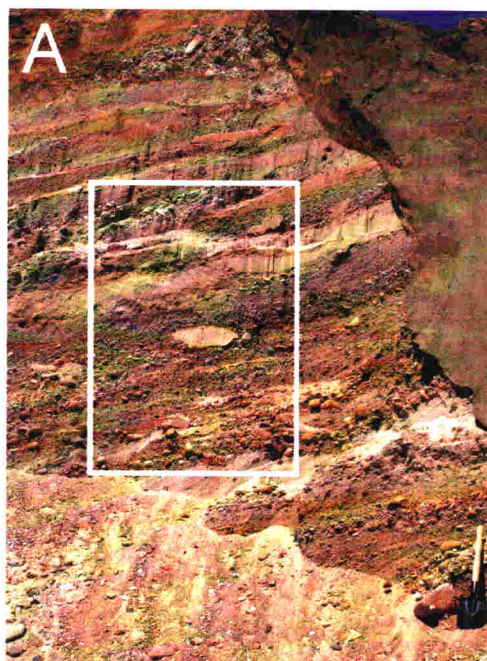
Fot. 20AB. Szczukwin 2. Główne elementy wału marginalnego: A – stożek ablacyjno-glacifluwialny; B – stożek glacifluwialny



Fot. 21. Struktura pagórków w okolicy Górek Dużych koło Tuszyna
 A - Górki Duże 1. Kontakt stożka żwirowego i piaszczystego;
 B - Górki Duże 1. Diapir piaszczysty (a) ścięty przez stożek żwirowo-piaszczysty (b);
 C - Górki Duże 2. Bryły piasków z zachowaną strukturą (zaznaczone strzałką) oraz bryły piasków masywnych pośród materiału żwirowej ławicy (Gm);
 D - Kolonia Górki Małe. Zaburzenia grawitacyjne spowodowane osiadaniami



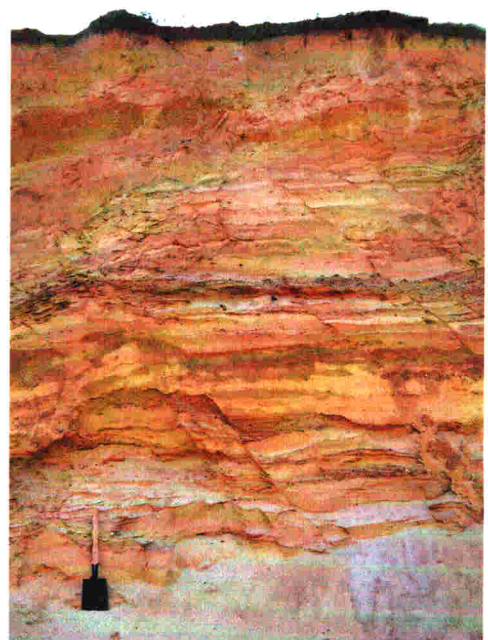
Fot. 22. Górki Duże k. Tuszyna. Przykłady struktur w osadach pagórków glacialmarginalnych
 A - osady spływów ablacyjnych na piaskach i żwirach stożka glacialfluwialnego;
 B - osady płytkich koryt roztokowych;
 C - struktury megariplemarków krętych (3-D);
 D - riplemarki wstępujące w piaskach mułkowatych i horyzontalna laminacja w piaskach drobno-
 ziarnistych dobrze wysortowanych dystalnej części stożka glacialfluwialnego



Fot. 23AB. Borowa. Struktura górnej części kemu glacyfluwialnego
Zaznaczony fragment odsłonięcia powiększony na rys. B; długość saperki 55 cm



Fot. 24. Moników k. Borowej Góry. Struktura sandru proksymalnego o dużym udziale materiału miejscowego podłoża górnokredowego



Fot. 25. Wola Zaradzyńska. Piaszczysto-żwirowo-mulkowe osady stożka glacyfluwialnego, budującego kem, zaburzone grawitacyjnie



Fot. 26. Wola Zaradzińska. Stożek glacifluwialny w budowie wału kemowego:
a – część dolna, piaszczysta; b – część górna – żwirowo-piaszczysta



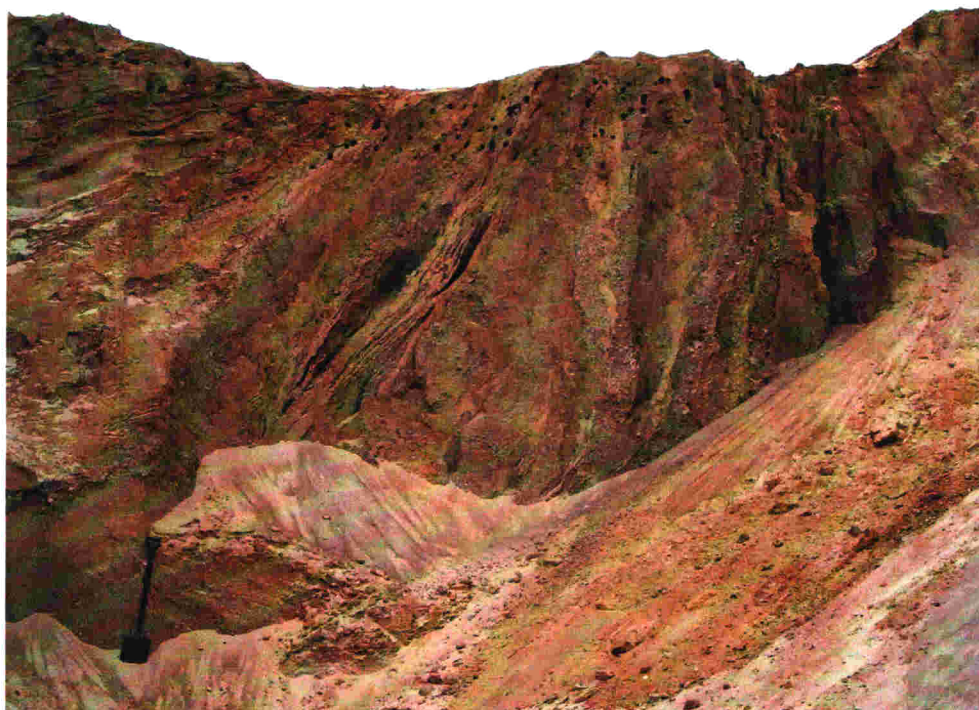
Fot. 27. Duszniki koło Warty. Stożek glacifluwialny piaszczysty w budowie wzgórza glacialmarginalnego. Strzałki wskazują na powierzchnie odkłucia



Fot. 28. Bartochów. Fragment ponad 3-metrowej serii żwirowej (Gm) w budowie wzgórza glacialmarginalnego



Fot. 29. Duszniki. Erozyjny kontakt gliny subfazy neru z piaszczystym otoczeniem struktury diapirowej



Fot. 30. Duszniki. Diapir żwirowy w centralnej części wzgórza glacialmarginalnego



Fot. 31. Dziadkowice koło Szadku. Wysoczyzna Łaska. Osady stożka przejściowego



Fot. 32. Dziadkowice. Fragment profilu osadów stożka z charakterystycznym rytmem sedymentacji: Gm/DGm-Sh/Sr-Fh

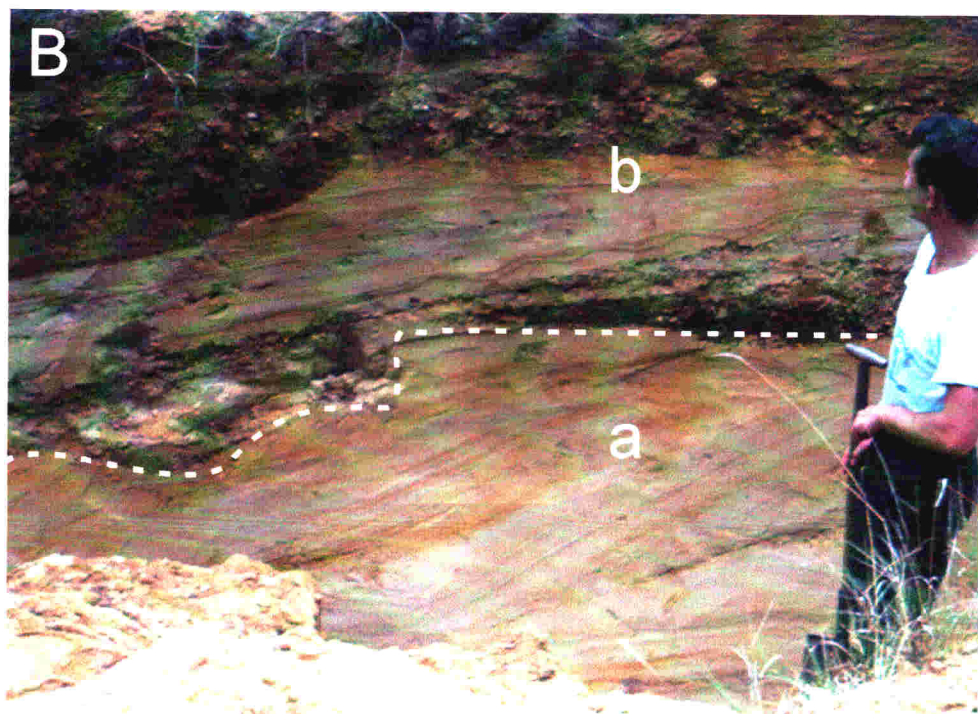


Fot. 33AB. Czerwonka. Deformacje osadów glacyfluwialnych
 A - ślady osiadanania w stożku piaszczysto-żwirowym;
 B - fragment dąki klastycznej podobnej do struktury szczelinowej

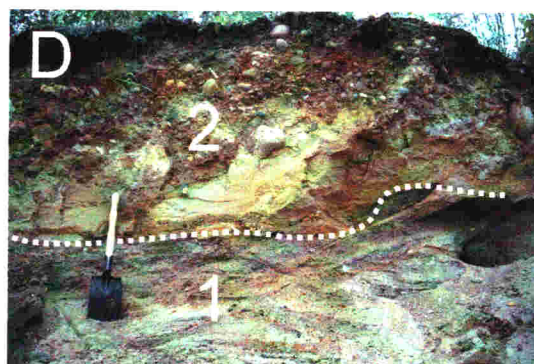


Fot. 34AB. Zarzecz k. Rawy Mazowieckiej. Piaszki riplemarkowe w budowie wału kemowego





Fot. 35AB. Struktury warstwowania przekątnego dużej skali w piaskach bardzo drobnoziarnistych kemów: A – Branik koło Głuchowa; B – Zarzecze (a)

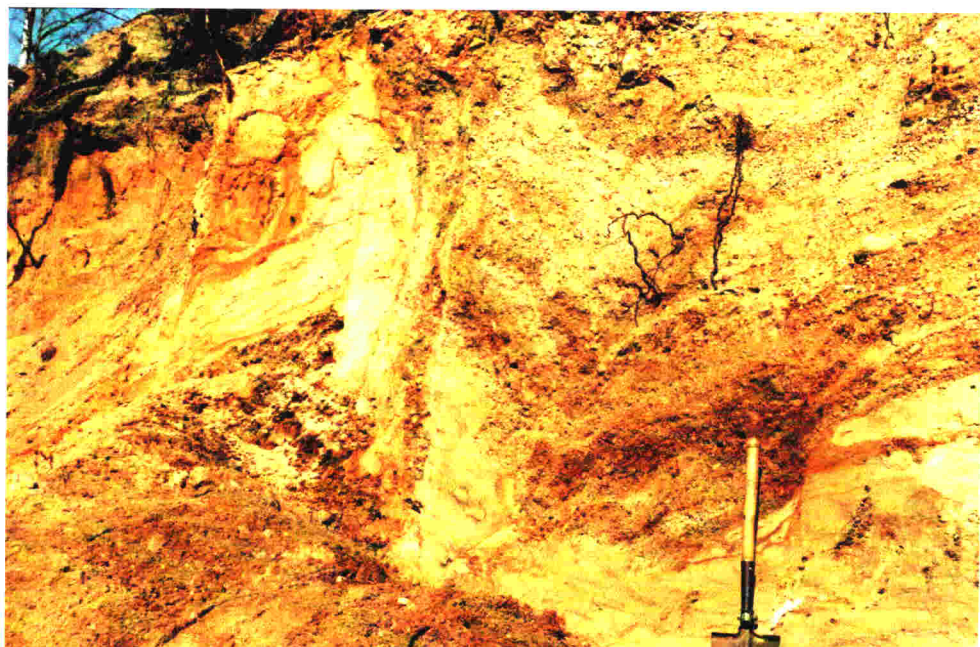


Fot. 36. Łaszczyn. Osady ozu Rylska

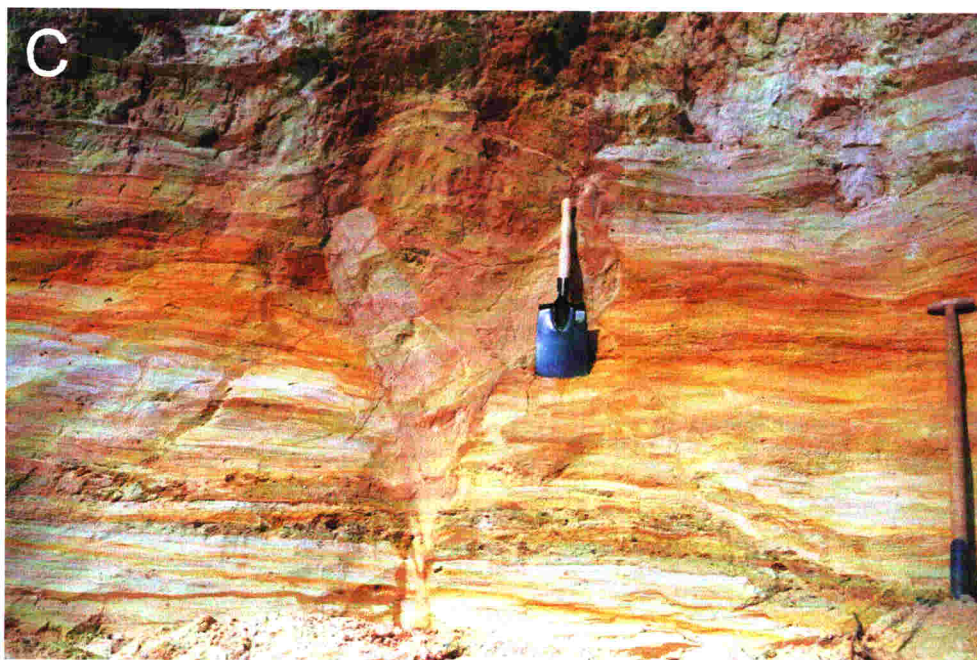
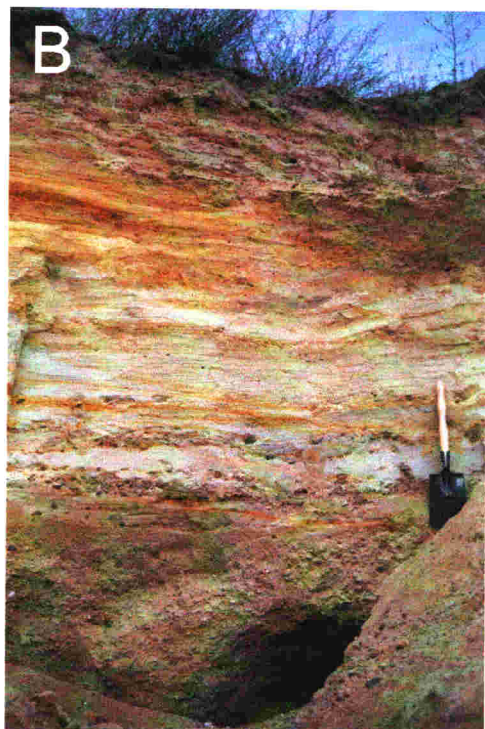
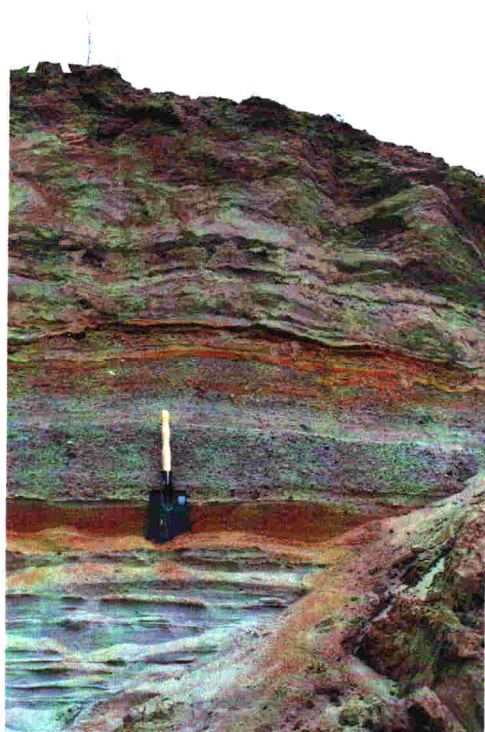
A - stożek żwirowy; B - dwuczłonowa budowa profilu osadów ozu: 1 - osady żwirowe z okresu tunelowego, 2 - osady powstałe w kanionie śródlodowym; C - osady stożków napływowych piaszczysto-żwirowych; D - osady ablastyczne (2) na piaskach i żwirach korytowych rzeki rozłokowej (1) w budowie górnej części ozu



Fot. 37. Osady glacyfluwalne (a) i ablacyjne, przekształcone peryglacialnie (b) w strukturze kemu w Koprzywnie



Fot. 38. Zaburzenia grawitacyjne w części stokowej kemu w Marchatach koło Białej Rawskiej



Fot. 39ABC. Osady wału kemowego glacyfluwialnego w Rzymcu
A i B - profile górnej części kemu; C - późnovistuliańska struktura szczelinowa pierwotnego wypełnienia mineralnego