

TREŚĆ

Zarys treści	7
Wstęp	7
Cel pracy i zasady wyboru obszarów testowych	8
Ostatnie piętro zimne na kontynencie europejskim	10
Metody	15
Analiza geomorfologiczna i geologiczna	15
Datowanie kosmogenicznym chlorem	16
Metoda profilowania geoelektrycznego w analizie przypowierzchniowych osadów czwartorzędowych	19
Położenie oraz zarys budowy geologicznej i rzeźby obszarów testowych w świetle dotychczasowych badań	24
Pojezierze Suwalskie	24
Pojezierze Dobrzyńskie	25
Wysoczyzna Drohicka	27
Wybrane rejony Tatr Wysokich	28
Paleogeografia wybranych obszarów w świetle nowych danych	32
Pojezierze Suwalskie	32
Wiek głównych ciągów moren recesyjnych	32
Zagadnienie wysp obszarów niezlodowaczonych w zasięgu ostatniego zlodowacenia	34
Historia zawieszanej dolinki Gaciska i wiek teras w Bachanowie	37
Wiek ostatecznej deglacji obszaru Pojezierza Suwalskiego	40
Wnioski	41
Pojezierze Dobrzyńskie	41
Loby lodowcowe w rzeźbie powierzchni	41
Krzyżujące się ryny subglacjalne jako świadectwo paleokierunków	43
Wpływ podłoża na rozwój ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Dobrzyńskim	48
Stratygrafia osadów zlodowacenia Wisły na Pojezierzu Dobrzyńskim w świetle nowych danych	52
Sposób zaniku ostatniego lądolodu z terenu Pojezierza Dobrzyńskiego	56
Wnioski	60
Wysoczyzna Drohicka	60
Spektakularny zapis procesów peryglacjalnych na obszarze nieobjętym ostatnią pokrywą lodową	60
Układ sieci poligonalnej na tle głównych elementów rzeźby okolic Wierchucy Nagórnej	61
Warunki klimatyczne i czas rozwoju klinów w zachodniej części Wysoczyzny Drohickiej	65
Wnioski	66
Wybrane rejony Tatr Wysokich	67
Specyfika analizy paleogeograficznej w obszarach wysokogórskich	67
Wiek osadów i form lodowcowych	68
Interpretacja dat chlorowych	70
Historia glacialna wybranych dolin	75
Wnioski	77
Uwagi o paleogeografii innych obszarów	77
Podsumowanie i uwagi końcowe	81
Maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia i jego wiek	81
Wpływ podłoża na przebieg ostatniego zlodowacenia	82
Sposób i tempo rozwoju lądolodu i lodowców	84
Zróżnicowanie regionalne i lokalne ważnym elementem analizy paleogeograficznej	87
Najmłodsze epizody glacialne i ostateczny zanik lodu	89
Sposób podejścia i wartość analizy paleogeograficznej	90
Korelacja zdarzeń	92
Wnioski	94
Literatura	96
Spis ilustracji	106
Summary	107

ZARYS TREŚCI

Praca dotyczy analizy paleogeograficznej fragmentów Pojezierza Suwalskiego, Pojezierza Dobrzyńskiego, Wysoczyzny Drohickiej i wybranych dolin Tatr Wysokich w czasie ostatniego zlodowacenia. Rozważania oparto na analizie geomorfologicznej, geologicznej, badaniach geoelektrycznych i datowaniach osadów, głównie metodą kosmogenicznego chloru-36. Na tle ogólnych informacji odnośnie rozwoju ostatniego zlodowacenia na kontynencie europejskim przedstawiono położenie oraz najważniejsze cechy rzeźby i budowy geologicznej wybranych obszarów, a następnie omówiono najciekawsze zagadnienia dotyczące ich paleogeografii. W części końcowej dokonano korelacji zdarzeń odczytanych na badanych obszarach oraz przeprowadzono dyskusję na temat historii ostatniego zlodowacenia w Polsce.

Wykazano, że lobowa transgresja ostatniego lądolodu na obszar Pojezierza Suwalskiego skutkowałą pozostawieniem niewielkich obszarów wolnych od lodu. Na podstawie wieku chlorowego poziomów gwałowiska w Bachanowie odczytano zróżnicowanie tempa erozji. Przedstawiono nowy scenariusz przebiegu deglacjacji Pojezierza Dobrzyńskiego. Wykazano ścisły związek przebiegu procesów geologicznych w plejstocenie z budową podłoża. Opisano przykład struktur peryglacialnych poza zasięgiem lądolodu ostatniego zlodowacenia na Wysoczyźnie Drohickiej, odczytanych na podstawie profilowania geoelektrycznego. Dokonano korelacji osi klinów z lineamentami powierzchni w okolicach ich występowania. Daty chlorowe uzyskane dla osadów lodowcowych w Tatrach wykorzystane zostały do próby odtworzenia rozwoju lodowców od wczesnego Vistulianu* po początek holocenu.

Podkreślono, że przebieg ostatniego zlodowacenia w Polsce zależał nie tylko od globalnych zmian klimatycznych, ale w dużym stopniu także od regionalnych i lokalnych warunków klimatycznych, morfologicznych i geologicznych.

WSTĘP

Rozwój zlodowaceń w skali globalnej zależy przede wszystkim od warunków klimatycznych, ale inaczej odbywa się na kontynencie, a inaczej na oceanie. W przypadku oceanu obecność pokrywy lodowej i zimnych warunków klimatycznych zapisana jest, między innymi, w postaci osadów marinoglacjalnych lub form rzeźby egzarcyjnej w dnach i obrzeżach zbiorników morskich lub, pośrednio, w obecności zimnej fauny w osadach głębokomorskich albo w zmianach stosunków izotopowych w rdzeniach oceanicznych. W porównaniu z oceanem, zapis zjawisk lodowcowych na kontynencie jest o wiele bogatszy i bardziej różnorodny, a także lepiej czytelny. Możliwość bezpośredniego dostępu do osadów i form rzeźby lodowcowej sprawia, że teoretycznie są one łatwiejsze do badań i dzięki temu próby odtworzenia historii rozwoju zlodowaceń na lądzie wydają się skuteczniejsze. Jednak duże zróżnicowanie genetyczne procesów geologicznych w klimacie zimnym, w zależności od regionalnych i lokalnych warunków powoduje poważne utrudnienie we właściwym i kompletnym ustaleniu przebiegu wydarzeń w najnowszej historii Ziemi. Dodatkowe komplikacje spowodowane są koniecznością łączenia i interpretacji dużej liczby faktów uzyskanych na podstawie różnych metod badawczych.

Niniejsza praca jest próbą przedstawienia paleogeografii wybranych rejonów Polski w czasie

ostatniego zlodowacenia na podstawie analizy danych geomorfologicznych i geologicznych oraz wyników datowań kosmogenicznych chlorem-36 i badań geoelektrycznych. Wybór niewielkich fragmentów powierzchni terenu Nizy Polskiego leżących zarówno w obrębie, jak i poza linią maksymalnego zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia oraz lodowców górskich w Tatrach pozwolił na przedstawienie tej problematyki w szerokim i w miarę szczegółowym ujęciu. Pokazał też różnorodność procesów geologicznych w poszczególnych rejonach oraz wpływ lokalnych warunków geologicznych lub orograficznych na rozwój i zapis tych procesów. Pozwolił na dostrzeżenie przestrzennych zmian w tempie rozwoju lądolodu i lodowców górskich oraz umożliwił korelację czasową poszczególnych zjawisk.

W pracy pojawiać się będą daty tak zwane bezwzględne, a większość rozważań umieszczona będzie w ramach stratygraficznych. Jednak rozważania poprowadzone zostały tak, aby zagadnienia wieku form i zjawisk nie stanowiły głównego ich nurtu. Chodziło bardziej o odtworzenie schematu rozwoju procesów odpowiedzialnych za powstanie rzeźby i osadów lodowcowych. Jeśli przy tym będziemy się zastanawiać, czy ustalona w jakiś sposób data zjawiska, na przykład końca zlodowacenia, musi obowiązywać bezwzględnie i powszechnie, tym lepiej dla dalszych starań o zrozumienie tych zjawisk.

* Pisownia jednostek stratygraficznych zgodnie z życzeniem autora.

Podziękowania. Składam serdeczne podziękowania Profesorowi Leszkowi Lindnerowi za dyskusję naukową, systematyczne zainteresowanie postępem pracy i szczególną pomoc w końcowej fazie opracowania, w tym za krytyczną weryfikację tekstu. Profesorowi Leszkowi Marksowi za cenne uwagi merytoryczne w zakresie konstrukcji pracy oraz doping do jej sfinalizowania. Szczególnie podziękowania kieruję do Profesora Marka Zredy: Marku dziękuję Ci, za wprowadzanie w tajniki metody datowania kosmogenicznym chlorem, za godziny dyskusji, za lata pracy w terenie i za możliwość wykorzystania niepublikowanych danych.

Pani Profesor Krystynie Turkowskiej dziękuję za wnikliwe przeczytanie manuskryptu i wiele

cennych uwag pomocnych w przygotowaniu pracy do druku.

Doktorowi Radosławowi Mieszkowskiemu i Magistrowi Stanisławowi Porzeżyńskiemu za wykonanie badań geoelektrycznych i analizę wyników. Magister Annie Miturze, Magistrowi Dominikowi Stańczukowi i Doktorowi Marcinowi Szymankowi za pomoc w pracach polowych i wykonanie części ilustracji.

Dziękuję Kolegom z Instytutu Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego za mobilizujące wyrazy sympatii i otuchy oraz przejęcie części obowiązków zakładowych w ostatnim etapie pisania pracy.

CEL PRACY I ZASADY WYBORU OBSZARÓW TESTOWYCH

Paleogeografię obszaru można przedstawiać na wiele sposobów i w różnym stopniu szczegółowości. Oczywiście im większy jest obszar i szersze ramy czasowe takiej analizy, tym wyższy stopień jej ogólności. Znika wtedy możliwość uwzględnienia tych składników analizy, które rzutują na właściwą ocenę jakiegoś zjawiska, a które często składają się na specyfikę danego regionu. Jak zatem opisać przebieg i znaczenie procesów zachodzących na obszarze Polski w czasie ostatniego zlodowacenia?

Koncepcja pracy powstała na bazie zebranych materiałów i dotychczasowych doświadczeń badawczych autora na obszarach objętych zasięgiem ostatniego lądolodu lub na jego dalekim przedpolu oraz w obszarach górskich. Uznano, że przeprowadzenie analizy paleogeograficznej na wybranych obszarach testowych i późniejsza korelacja wyników umożliwi przybliżenie historii geologicznej Polski w czasie ostatniego piętra zimnego. Badania prowadzone na ograniczonych obszarach, ale ze stosunkowo dużą dokładnością, dostarczyły danych umożliwiających syntezę i uogólnienia dotyczące większego regionu. Problem polegał na wyborze takich poligonów badawczych, które zachowując swoją specyfikę tworzyłyby wspólny i w miarę szczegółowy obraz historii ostatniego zlodowacenia w Polsce. Uznano, że najwięcej nowych danych w tym zakresie dostarczają cztery obszary położone w obrębie: Pojezierza Suwalskiego, Pojezierza Dobrzyńskiego, Wysoczyzny Drohickej i w Tatrach (rys. 1). Wybór tych obszarów do analizy paleogeograficznej pozwolił na realizację podstawowych celów opracowania, które można ująć w następujących punktach:

1. Pokazanie różnorodności i znaczenia morfotwórczych procesów geologicznych (głównie lodowcowych, wodnolodowcowych, mrozowych, rzecznych) zachodzących w czasie ostatniego zlodowacenia na terenie Polski;

2. Podkreślenie różnic w przebiegu procesów geologicznych w zależności od miejsca ich działania;

3. Znalezienie cech wspólnych i różnic w efektach działania lodowców górskich i lądolodu;

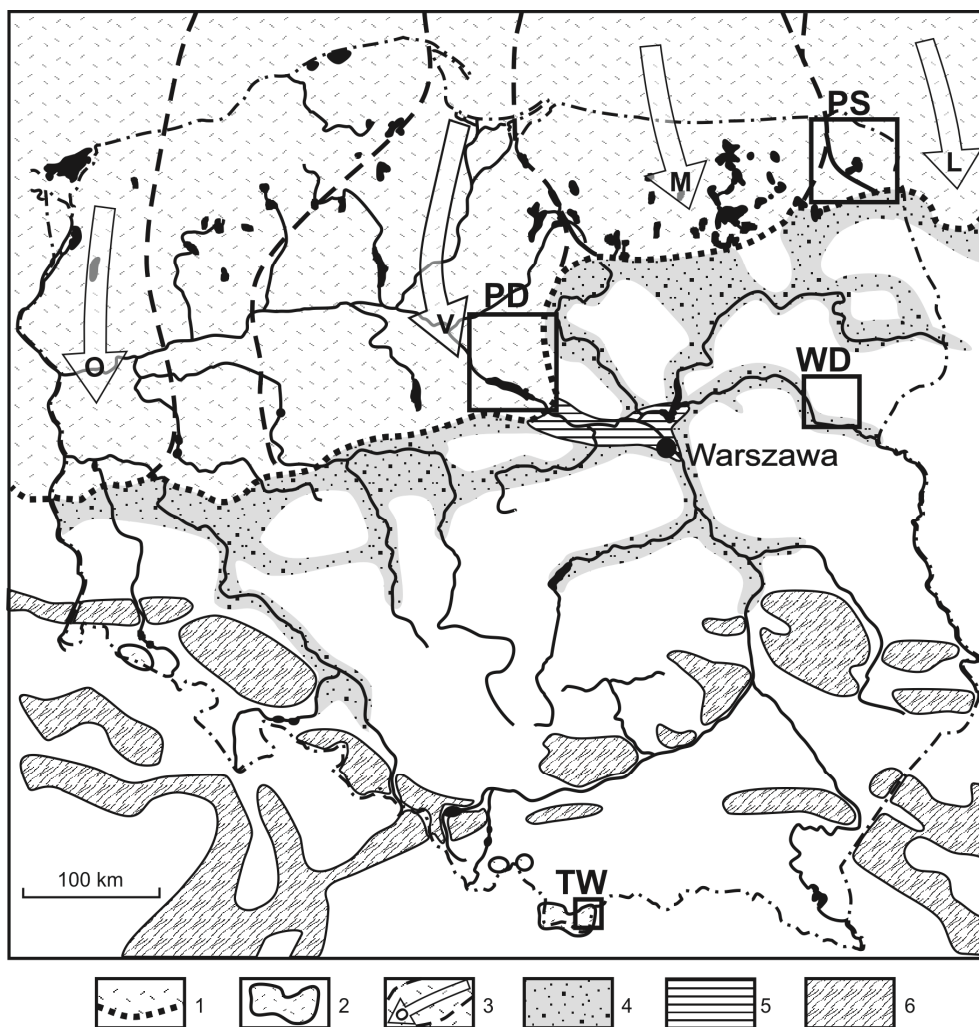
4. Znalezienie przejawów oddziaływania tektoniki na przebieg ostatniego zlodowacenia;

5. Podkreślenie znaczenia i odrębności procesów rzeźbotwórczych na obszarach ekstraglacialnych zlodowacenia Wisły;

6. Próba korelacji czasowej i regionalnej przebiegu procesów rzeźbotwórczych, a tym samym opracowanie modelu paleogeografii Polski w czasie zlodowacenia Wisły.

Nie było założeniem pracy przedstawienie pełnych monografii geologiczno-geomorfologicznych wybranych obszarów. Czasem dla kompletności wyводу, rozważania obejmują także obszary leżące poza granicami regionów. Obszary będące w zasięgu ostatniego lądolodu dostarczyły więcej danych. Dla strefy ekstraglacialnej skoncentrowano się zaledwie na jednym, stosunkowo wąskim problemie.

Zarówno oba wybrane pojezierza, jak i Tatry to klasyczne obszary rzeźby młodoglacialnej, z niezwykle urozmaiconą morfologią i czytelnym zapisem procesów. Są doskonałym poligonem do śledzenia przebiegu ostatniego zlodowacenia. Mimo wielu podobieństw każdy z obszarów posiada swoją specyfikę morfologiczną i paleogeomorfologiczną. Pojezierze Suwalskie znane jest



Rys. 1. Położenie badanych obszarów na tle wybranych elementów paleogeografii Polski w czasie ostatniego zlodowacenia wg Lindnera i Marksa (1995) oraz Mojskiego (2005)

1 – zasięg lądolodu; 2 – zasięg lodowców górskich; 3 – kierunki rozwoju głównych lobów lodowcowych: O – lob Odry, V – lob Wisły, M – lob mazurski, L – lob litewski; 4 – szlaki przepływu pradolinne i rzeczne; 5 – zastoisko; 6 – płyty lessu; PS – Pojezierze Suwalskie; PD – Pojezierze Dobrzyńskie; WD – Wysoczyzna Drohicza; TW – Tatry Wysokie

Location of the regions studied in relation to selected palaeogeographic elements of Poland during the last glaciation, after Lindner and Marks (1995) and Mojski (2005)

1 – extent of ice-sheet; 2 – extent of mountain glaciers; 3 – directions of the main ice lobes movement: O – Odra Lobe, V – Vistula Lobe, M – Mazury Lobe, L – Lithuanian Lobe; 4 – course of marginal stream valley and fluvial flow; 5 – ice-dammed basin; 6 – loess patches; PS – Suwałki Lakeland; PD – Dobrzyń Lakeland; WD – Drohiczyn Plateau; TW – High Tatra Mts.

obecnie ze swej odrębności klimatycznej, morfologicznej i geologicznej. Czy te czynniki miały wpływ na rozwój ostatniego lądolodu na tym terenie? Pojezierze Dobrzyńskie jest stosunkowo mało znane w porównaniu z innymi pojezierzami Nizy Polskiego. Leży na granicy regionów klimatycznych i geologicznych Polski północno-wschodniej i północno-zachodniej. W czasie ostatniej transgresji lodowcowej różne części Pojezierza Dobrzyńskiego znajdowały się w obrębie stref brzeżnych lądolodu. Interującym proble-

mem jest tu szukanie czy potwierdzenie ewentualnego wpływu podłoża na przebieg zlodowacenia, w tym także na kształt i charakter czoła lądolodu zapisanego w formach powierzchniowych.

Z kolei w kontraście do obszarów modelowanych glacialnie w czasie zlodowacenia Wisły występuje Wysoczyzna Drohicza, leżąca poza zasięgiem lądolodu (rys. 1). Dokumentuje ona zaledwie jeden przykład z szerokiego wachlarza zupełnie innej grupy procesów geologicznych, działających w ramach czasowych zlodowacenia

Wisły. Zlokalizowanie poligonu badawczego w strefie ekstraglacialnej miało na celu podkreślenie znaczenia, często marginalizowanej grupy nieglacialnych procesów w rzeźbie terenu Polski, chociaż z pewnością nie prezentuje ich bogactwa.

Uwzględnienie w analizie obszaru Tatr jest szczególnie ważne, nie tylko ze względu na inny zapis najmłodszych procesów lodowcowych, ale także możliwość i potrzebę korelacji przebiegu zlodowacenia kontynentalnego i zlodowacenia górskiego (rys. 1). Pokusa takich porównań jest wzmocniona faktem stosunkowo bliskiego położenia linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia i zasięgu jeziorów lodowców tatrzańskich w Vistulianie, ale też zastosowaniem tego samego narzędzia chronostratygraficznego (kosmogeniczny izotop ^{36}Cl) w badaniu osadów lodowców górskich i łądolodu.

Analiza porównawcza rzeźby i budowy geologicznej wybranych rejonów testowych pozwoliła na pełniejsze uświadomienie sobie, jak skomplikowana jest historia przebiegu ostatniego zlodowacenia i że nie zawsze schematy opracowane w jednym obszarze obowiązują w innym.

Niniejsza praca stanowi syntezę wieloletnich badań autora w tych rejonach w aspekcie paleogeograficznym. Poza tym wybrane obszary wpisują się w tradycję badań geologów z Uniwersytetu Warszawskiego, udokumentowaną bogatą literaturą naukową. Ponadto wybrane obszary łączy wspólna cecha – są niezwykle malownicze i atrakcyjne krajoznawczo, co z merytorycznego punktu widzenia nie ma znaczenia, ale może spowodować rozszerzenie kręgu zainteresowania wynikami tej pracy o przyrodników spoza ścisłego grona geologów czwartorzędu.

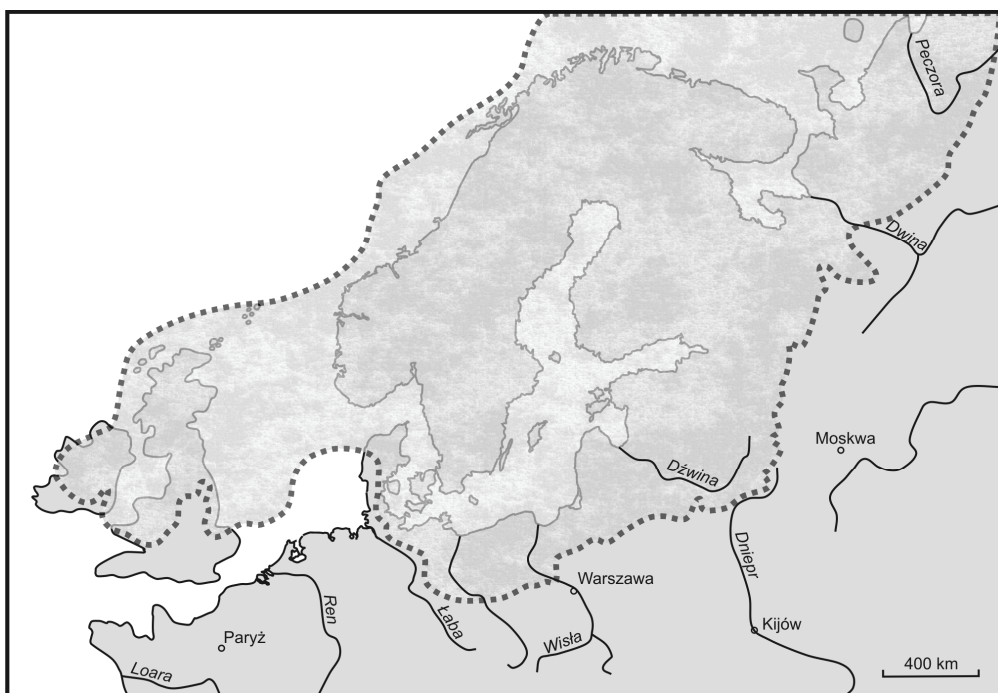
Autor zdaje sobie sprawę, że niezależnie od rangi wyciągniętych wniosków, opracowanie nie wyczerpuje tematu. Analizę tę należałoby poszerzyć o inne rejony, to jest obszary wyżyn i gór średnich, dolin rzecznych, jezior, poddanych w czasie zlodowacenia Wisły innej grupie procesów (takich jak akumulacja lessów, procesy zboczowe, tworzenie się wydym, teras rzecznych, osadów jeziornych). Jednak wtedy ilość danych mogłaby przekroczyć możliwości jednego opracowania albo spowodować daleko idące uogólnienie poruszanej problematyki.

OSTATNIE PIĘTRO ZIMNE NA KONTYNENCIE EUROPEJSKIM

Mianem ostatniego zlodowacenia określa się najmłodsze zimne piętro plejstocenu, w którym znaczna część kontynentu europejskiego przynajmniej raz przykryta była łądolodem skandynawskim (rys. 2). Nosi on nazwy: zlodowacenie północnopolskie, bałtyckie, Wisły, Vistulian, Weichsel, a w Europie Wschodniej nazywane jest zlodowaceniem wałdajskim. Na Wyspach Brytyjskich ostatni zimny okres plejstocenu określany jest jako Devensian. Na obszarze Alp używa się powszechnie nazwy Würm, która funkcjonuje także w pozostałych górach Europy, w tym w Tatrach. Na kontynencie północnoamerykańskim ostatnie zlodowacenie nazwane jest Visconsin.

Na podstawie chronologii izotopowej uzyskanej z „uśrednienia” wielu pojedynczych krzywych z rdzeni oceanicznych oraz datowań bezwzględnych przyjmuje się, że okres ostatniego zlodowacenia trwał od 115 000 do 10 000 lat BP i odpowiadał izotopowym stadiom (OIS) 5d-2 (Shackleton, Opdyke 1973; Martinson *et al.* 1987; Lowe, Walker 1997). Dane z rdzeni oceanicznych i lodowych pokazują w tym czasie duże zmiany w proporcjach pomiędzy izotopami lekkimi i ciężkimi, czyli znaczące fluktuacje klimatyczne (Bond *et al.* 2003) (rys. 3).

Przejście od interglacjału eemskiego do ostatniego zlodowacenia było stopniowe, a okres od około 115 do 75 ka BP nazywany jest w zachodniej Europie wczesnym Vistulianem albo wczesnym glaciałem, a na Wyspach Brytyjskich jest to Early Devensian (Martinson *et al.* 1987). Zmiany klimatyczne w tym czasie zapisane zostały w osadach morskich i rdzeniach lodowych odpowiadających stadiom 5d-5a. W spektrach pyłkowych na niezlodowaconych obszarach Europy zarejestrowana jest zmiana warunków leśnych na stepowe lub borealne na tajgę lub tundrę krzewiastą. Ten okres w schematach stratygraficznych nazywany jest w Holandii Amersfort i Brörup (Lowe, Walker 1997). Bardziej szczegółowe podziały wyróżniają starszą, chłodniejszą część nazywaną stadiem Melisey I we Francji i Herning w Niemczech (Behre 1989), która jest skorelowana z substadium 5d na krzywych tlenowych. Następne ocieplenie odpowiadające substadium 5c określane jest mianem interstadiału St. Germain I we Francji. Zimne substadium 5b nazywane jest stadiem Melisey II we Francji i Rederstall w Niemczech. Najmłodszy okres łagodniejszego klimatu we wczesnym Vistulianie 5a w profilach palinologicznych Francji określane jest jako interstadiały St. Germain II,



Rys. 2. Zasięg łądolodu ostatniego zlodowacenia w Europie wg Lindnera (1992) i Boultona *et al.* (2001)
Ice-sheet extent during the last glaciation in Europe, after Lindner (1992) and Boulton *et al.* (2001)

Wiek [Ka]	OIS	Krzywa izotopowa $\delta^{18}O$	Stratygrafia			
			Europa Zachodnia (Behre 1989;Lowe, Walker 1997)	Polska Niż (Lindner 1992) (Mojski 2005)		Polska wyżyny (Maruszczak 2001)
1			Holocen			Gleba holocenińska
10-20	2	← H1 ← H2 ← H3	Późny Vistulian	Stadiał główny	Stadiał główny	Less młodszy górny (LMg)
30-40	3	← H4	Środkowy Vistulian	Interstadiał Grudziądzki	Interstadiał grudziądzki	(Gi/LMs)
40-50	4	← H5				Less młodszy środkowy (LMs)
50-60	4	← H6	Schalkholz	Stadiał Świecia	Stadiał Świecia	Less młodszy dolny (LMd)
60-80	5a		Wczesny Vistulian	Interstadiał Gniewu	Interstadiał Rudunek	Odderade (Gi/LMn)
80-90	5b					Less młodszy najniższy (LMn)
90-100	5c					Stadiał Torunia
100-110	5d		Interglacjał eemski			Vistulian 2
110-120	5e					Vistulian 1

Rys. 3. Schemat stratygraficzny ostatniego zlodowacenia
Stratigraphic subdivision of the last glaciation

a w Holandii i w Niemczech jest Odderade (Behre 1989).

W Polsce starsza część ostatniego zlodowacenia jest zapisana skąpo w postaci ograniczonej serii osadów glacialnych i międzymorenowych, w tym także morskich. Najgłębiej w literaturze zakorzenił się pogląd o istnieniu tak zwanego zlodowacenia toruńskiego (Makowska 1986) zwanego też stadiem toruńskim (Lindner 1992), reprezentowanego w Dolinie Dolnej Wisły przez gliny lodowcowe (miejscami dwa poziomy), leżące na morskich osadach interglacjału eemskiego (rys. 3). Jednak zarówno dwudzielność glin wczesnego Vistulianu w Dolinie Dolnej Wisły, jak i ranga stratygraficzna całego kompleksu były mocno kwestionowane (Drozdowski 1986; Wysota 2002).

Na obszarach ekstraglacialnych południowej Polski powstawały w tym czasie lessy, nazywane w profilach poziomem lessu młodszego najniższego, z zapisanymi w nich strukturami peryglacialnymi (Maruszczak 1995). Profile palinologiczne środkowej Polski potwierdzają panowanie tundry krzewiastej lub parkowej w okresach zimniejszych, natomiast w okresach cieplejszych dominację lasów brzoźowych lub sosnowych (Jastrzębska-Mamełka 1985).

Okres ocieplenia u schyłku dolnego Vistulianu zapisał się między innymi w rejonie Doliny Dolnej Wisły akumulacją osadów rzeczno-lodowcowych oraz morskich i został nazwany interstadiem Gniewu (Lindner 1992). Okres ten widoczny też jest w profilach palinologicznych środkowej Polski. Dla całej zróżnicowanej klimatycznie dolnej części zlodowacenia Wisły Mojski (2005) zaproponował określenie „interstadium Rudunek”.

Właściwy okres zimny ostatniego zlodowacenia (pleniglacjał) miał miejsce pomiędzy 75 ka a 10 ka BP i przypada na stadia izotopowe 4, 3 i 2, przy czym stadia 4 i 2 na krzywych izotopowych zaznaczyły się wyraźnymi spadkami temperatur (Lowe, Walker 1997). Przejście z wczesnego vistulianu do właściwego okresu zimnego, czyli z OIS 5a do 4, notowane jest na krzywych tlenowych w osadach morskich różnicą 0,6–0,7 ‰, zaś w rdzeniach lodowych Grenlandii i rdzeniu Vostok zmianą około 6–8 ‰. Zwrot w stronę cięższych izotopów w osadach morskich pomiędzy stadium 5 i 4 odpowiadał różnicy temperatury około 10 °C. Na niektórych krzywych izotopowych zarejestrowane są zmiany klimatyczne o znacznie mniejszej skali czasu, zwane *Dansgaard-Oeschger events* (Dansgaard *et al.* 1993). Na krzywych temperaturowych

z rdzeni lodowych Grenlandii odtworzono 24 piki w okresie ostatniego zlodowacenia.

Na krzywe izotopowe nakładają się dane z analizy osadów morskich północno-wschodniego Atlantyku, z których wynika, że w profilu osadów morskich występują warstwy bogate w materiał mineralny z gór lodowych, a ubogie w otwornice (Heinrich 1988). Przyczyną cyklicznego tworzenia się warstw mineralnych daleko od krawędzi lądolodu laurentyjskiego był okresowy wzrost powierzchni lądolodu, którego czoło, wychodząc daleko w ocean, ulegało wzmożonym procesom calvingu. Na krzywych klimatycznych dla ostatniego zlodowacenia w okresie 75–14 ka BP zanotowano sześć takich zmian (*Heinrich events*), które wiążą się ze spadkiem temperatur i zasolenia mórz (rys. 3). Datowanie radiowęglowe w AMS wykazało, że „event” H1 ma wiek około 14,3 ka, H2~21 ka, H3~28,0 ka, pozostałe warstwy wydатовano na zasadzie ekstrapolacji tempa sedymentacji datowanych osadów morskich (Bond *et al.* 1992). Korelacja tych danych z danymi z rdzeni lodowych i oceanicznych nie jest jednoznaczna. Jednak wszystkie dane dowodzą znacznych wahań klimatycznych w okresie zlodowacenia Wisły (Bond *et al.* 1993). Trudne jest też dopasowanie wyników badań rdzeni oceanicznych i lodowych do zapisu zmian klimatu na kontynencie. Zwykle schematy chronostratygraficzne opracowane dla osadów lądowych nie są w stanie nawiązać do tak szczegółowego rejestru klimatu za pomocą izotopów w ciągłych profilach oceanicznych lub lodowych.

Na obszarach niezlodowaconych Europy w diagramach palinologicznych w okresie ostatniego pleniglacjału odczytano pięć ociepleń rangi interstadium (Behre 1989). Poczynając od najstarszego, nazywane są w literaturze: Oerel (58–54 ka BP), Glinde (51–48 ka BP), Moershoofd (46–44 ka BP), Hengelo (39–36 ka BP) i Denekamp (32–28 ka BP).

Schematy litostratygraficzne dla pleniglacjału w części Europy objętej lądolodem uwzględniają najczęściej dwa stadiały, które zapisały się akumulacją warstw glin lodowcowych. Stadium środkowy (przedmaksymalny) zlodowacenia Wisły, korelowany z OIS 4, ma stosunkowo słabą dokumentację geologiczną. W Niemczech osady lodowcowe *sensu stricto* wiązane z dolnym plenivistulianem nie zostały opisane, podobnie jest na Litwie i Białorusi (Satkunas *et al.* 1998). Z kolei są dowody na to, że Półwysep Jutlandzki oraz północno-zachodnia część Półwyspu Skandynawskiego były w tym czasie przynajmniej

częściowo przykryte lodem (Sejrup *et al.* 2002). Natomiast w Polsce gliny zwałowe tego zlodowacenia rozpoznano na wielu obszarach, między innymi w Dolinie Dolnej Wisły (Drozdowski 1986; Makowska 1986) oraz na Warmii i Mazurach (Marks 1988, 1991). Niekwestionowana jest także obecność łądolodu w tym czasie na Pojezierzu Suwalskim (Krzywicki 2002; Ber 2006, 2009). Być może gliny lodowcowe leżące bezpośrednio ponad osadami interglacjału eemskiego w profilach Pomorza (Lindner 1992) i Doliny Noteci (Dzierżek 1997; Pettersson 1997, 2002) są śladem łądolodu środkowego stadiału (Świecia) zlodowacenia Wisły. Zasięg czoła łądolodu w tym czasie jest ciągle dyskutowany. Jedni chcą widzieć ekspansję lodu aż do Kotliny Płockiej (Marks 1991) i do Równiny Augustowskiej (Krzywicki 2002), inni negują możliwość występowania łądolodu poza Doliną Dolnej Wisły (Kozarski 1980, 1988). Wysota (2002) stwierdził w rejonie Dolnego Powiśla występowanie rozległego zbiornika zastoiskowego (iły chełmińskie) związanego z zatamowaniem odpływu przez czoło łądolodu stacjonującego w okolicach Grudziądza i Świecia, czyli tym samym przekreślił możliwość dalszego zasięgu łądolodu.

W południowej Polsce śladem globalnego ochłodzenia OIS 4 są pokłady lessu młodszego dolnego, LMd (Maruszczak 1995, 2001) (rys. 3).

Okres korelowany z OIS 3 miał charakter interstadialny, a rozwój łądolodu ograniczył się jedynie do niewielkich obszarów Norwegii (Arnold *et al.* 2002). Potwierdzają to dane z głębi kontynentu. Na przykład w Alpach nie notowano wtedy awansu lodowców górskich (Florineth, Schlüchter 2000). W większości profilów geologicznych obszarów południowej peribaltiki notowane są osady morskie lub jeziorne o charakterze interstadialnym. Także w Europie zachodniej stwierdzono występowanie osadów organicznych o charakterze interstadialnym (Ceppek 1967). W Dolinie Dolnej Wisły w tym czasie tworzyły się mułki jeziorne z malakofauną (Makowska 1986), a w Dolnym Powiślu – osady rzeczne formacji rzeczekowskiej (Wysota 2002). W schematach stratygraficznych ta część środkowego Vistulianu nazywana jest interstadią Grudziądza (Makowska 1986; Lindner 1992; Mojski 2005).

W profilach środkowej i południowej Polski okres ten zapisał się między innymi w postaci cienkich warstw torfów w Koninie-Marantowie (Stankowska *et al.* 1979) i gleb kopalnych typu Komorniki w lessach (Jersak 1976; Lindner *et*

al. 2002). Osady organogeniczne występują na przemianlegle z osadami mineralnymi (lessami), co dowodzi zmienności klimatu mniejszego rzędu w omawianym interstadiu (Jary 2007).

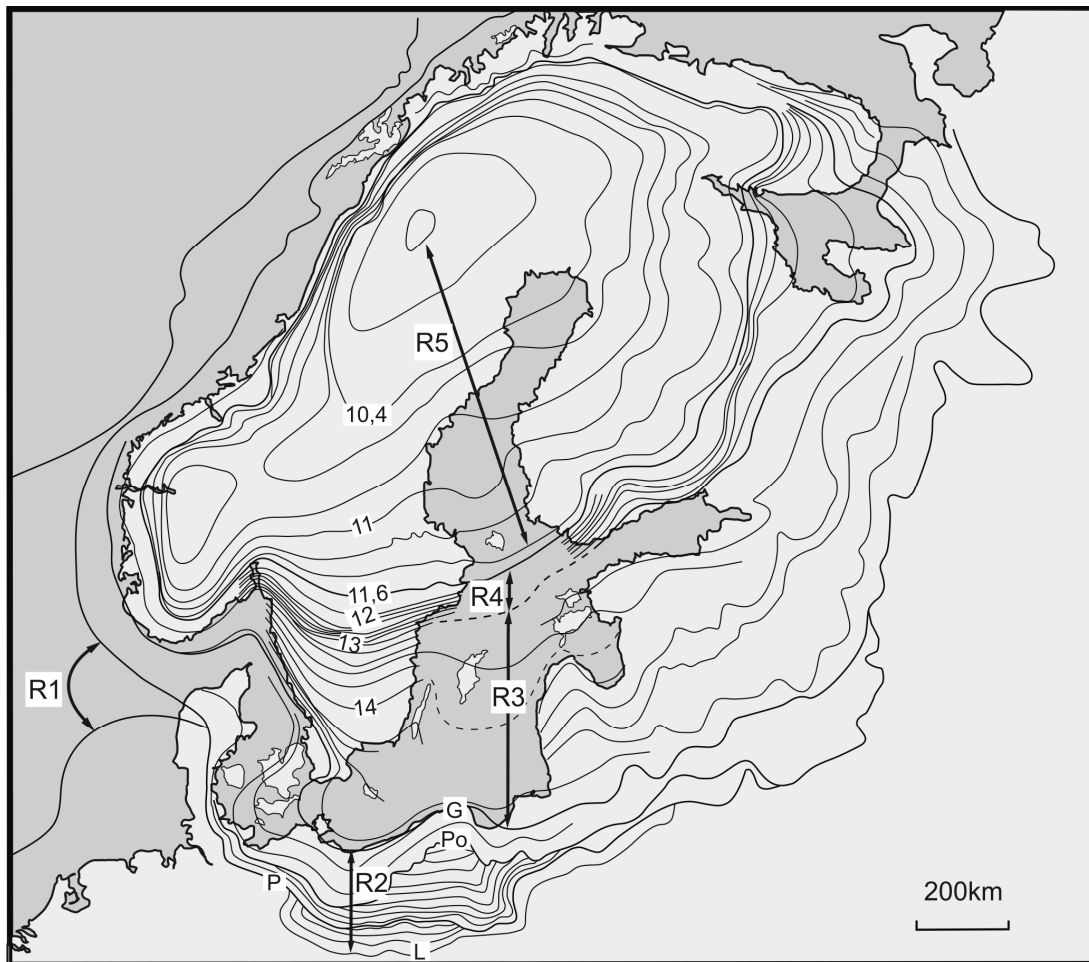
W czasie OIS 2 miało miejsce największe rozprzestrzenienie pokrywy lodowej ostatniego zlodowacenia na półkuli północnej (LGM). Łądolód objął swym zasięgiem całą Skandynawię, Morze Barentsa, parusetkilometrowy pas Niziny Wschodnioeuropejskiej, od Półwyspu Kanin, a być może także dorzecze górnej Peczory, dorzecze Dźwiny, Wałdaj, większą część dorzecza Niemna i dalej w kierunku zachodnim Pojezierze Suwalskie, Mazury, dolinę środkowej Wisły, Wielkopolskę (po Leszno), rejon Berlina i obszar na wschód od dolnej Łaby oraz wschodnią i północną część Półwyspu Jutlandzkiego (Lindner 1992; Boulton *et al.* 2001). Następnie przez Morze Północne czasza lodowa pokryła Wyspy Brytyjskie (rys. 2).

Wyznaczenie zasięgu LGM, a także faz recesyjnych odbyło się głównie poprzez korelację form marginalnych, wyznaczających poszczególne etapy rozwoju łądolodu (Galon, Roszko 1961; Kozarski 1986), zarówno na lądzie, jak i w dnach mórz (Mojski 2000). Do form marginalnych zaliczono nie tylko wały ablacyjnych moren czołowych, ale też moreny spiętrzone oraz płaskodenne doliny marginalne. Są grupy form i osadów odzwierciedlające różne stany dynamiczne czoła łądolodu. Dla aktywnego czoła charakterystyczne są moreny spiętrzone. Dla czoła dynamicznej równowagi – moreny ablacyjne, formy glaciofluwialne i płaskodenne doliny marginalne. Zasięg łądolodu, będącego w stanie dynamicznej równowagi i powolnej recesji, wyznaczają krawędzie sedymentacyjne, pagórki glacialimniczne i zagłębienia wytopiskowe (Kozarski 1995). Na podstawie analizy układu form marginalnych wiadomo, że ostatni łądolód skandynawski transgredował na obszar północnej Europy w postaci lobów i strumieni lodowych (Lenczewicz 1927; Lamparski 1991; Boulton *et al.* 2001; Marks 2002; Morawski 2005). Zdaniem Boultona *et al.* (2001) szerokość strumieni wahała się od 10 do 100 km. Na obszarze Niżu Polskiego odtworzono jeszcze mniejsze formy lobów (Lamparski 1991). Prędkość poruszania się lodu w obrębie takiego strumienia była o rząd wielkości większa w stosunku do obszarów międzylobowych w obrębie czoła łądolodu. Poszczególne części czoła łądolodu mogły się rozwijać niezależnie i ze swoją prędkością (Boulton *et al.* 2001).

Z linii maksymalnego zasięgu łądolód ustępował w sposób niejednostajny, co było uwarunkowane ogólnymi zmianami klimatu. W rezultacie zatrzymania lub nawrotu recesji łądolodu powstały ciągi moren wyznaczające kilka faz nazywanych fazami recesyjnymi. W Polsce noszą one nazwy poznańska, chodzieska (kujawsko-dobrzyńska), pomorska, gardzieńska (Galon, Roszko 1961; Kozarski 1986; Lindner 1992; Mojski 2005). Dalsza recesja łądolodu zapisała się w osadach morenowych wyznaczających stany czoła łądolodu w obrębie dna Bałtyku. Wiek faz recesyjnych określono na podstawie datowania radiowęglowego osadów międzymorenowych: faza maksymalna (leszczyńska) – 20 ka BP, poznańska 18,4 ka BP, chodzieska 17,3 ka BP, pomorska – 15,2 ka

BP, gardzieńska – 13,2 ka BP (Kozarski 1986; Mojski 2000; Marks 2002).

Problemy związane z korelacją morfostratygiczną etapów zaniku ostatniego zlodowacenia dotyczą określenia ich wieku „bezwzględny”, ustalenia rangi owych epizodów (faza, subfaza, nasunięcie), korelacji regionalnej moren (Litwa, SE Polska, Wielkopolska, Niemcy) oraz powiązania ich z glinami lodowcowymi budującymi przypowierzchniowe części profilów osadów czwartorzędowych Niżu Środkowoeuropejskiego. Na to nakładają się dowody na asynchroniczność linii maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia (rys. 4) w północnej Europie (Boulton *et al.* 2001; Marks 2002, 2005; Wysota 2002).



Rys. 4. Izochrony recesji łądolodu ostatniego zlodowacenia wg Boultona *et al.* (2001), nieco zmienione
R1–R5 – fazy zaniku: R1 – 28-20 ka, R2 – 20-15,2 ka, R3 – 15,2-13 ka, R4 – 13-11,6 ka; R5 – 11,6-10 ka;
L – faza leszczyńska; P – faza poznańska; Po – faza pomorska; G – faza gardzieńska

Isochrones of the last ice sheet retreat, slightly modified after Boulton *et al.* (2001)

R1–R5 – extinction phases: R1 – 28-20 ka, R2 – 20-15.2 ka, R3 – 15.2-13 ka, R4 – 13-11.6 ka, R5 – 11.6-10 ka;
L – Leszno phase; P – Poznań phase; Po – Pomeranian phase; G – Gardno phase

METODY

Praca oparta jest na wnioskach wynikających z zastosowania kilku metod badawczych, zarówno tych podstawowych (analiza geomorfologiczna, kartowanie geologiczne, analiza przekrojów geologicznych), jak i bardziej zaawansowanych, czy nawet pionierskich: datowanie kosmogenicznym izotopem chloru-36 i szczegółowe profilowanie geoelektryczne. Wybór metod i zakres ich zastosowania wynika ze specyfiki obszaru badań. Podkreślić należy, że w przypadku bardzo zmiennych osadów czwartorzędowych zastosowanie wielu metod jest uzasadnione i niezbędne przy próbach szerszej analizy paleogeograficznej. Niezależnie od postępu technik badawczych, laboratoryjnych i kosztownych analiz izotopowych nadal podstawą dociekań geologicznych powinny być rzetelna analiza geomorfologiczna i geologiczna. Wyniki szczegółowych analiz laboratoryjnych mają sens dopiero wtedy, gdy rozpatrywane są w dobrze poznanym kontekście geologicznym. W niniejszym opracowaniu każdy wynik datowania izotopowego gładów rozpatrywany jest ściśle w nawiązaniu do konkretnej sytuacji geologicznej i geomorfologicznej. Szczegółowa analiza geomorfologiczna poprzedzała wybór każdego z obiektów przeznaczonych do datowania chlorem-36. Uwzględnienie wyników wielu metod badawczych gwarantuje uchwycenie większej liczby wątków, pozwala na ocenę zjawisk w szerszej perspektywie i zapewnia wzajemną weryfikację wniosków, co w sumie daje nadzieję na lepsze przybliżenie odtwarzanej historii geologicznej.

Analiza geomorfologiczna i geologiczna

Analiza geomorfologiczna pozostaje podstawowym narzędziem nie tylko w przypadku tego opracowania, ale w większości opracowań geologicznych, a zwłaszcza paleogeograficznych. Nie można analizować rozwoju rzeźby, kolejności i znaczenia procesów geologicznych bez poznania aktualnego ukształtowania powierzchni. Dlatego wszystkie wybrane do testowania obszary taką analizę zawierają. Wymóg uwzględnienia elementów geomorfologicznych jest wręcz obligatoryjny w przypadku zastosowania innych metod, między innymi metody datowania kosmogenicznym chlorem.

Analiza geomorfologiczna dla poszczególnych obszarów polegała przede wszystkim na interpretacji mapy hipsometrycznej w różnych skalach. Dla fragmentów Pojezierza Suwalskiego i Tatr (częściowo także dla Pojezierza

Dobrzyńskiego) zastosowano roboczą skalę 1:10 000, dla Pojezierza Dobrzyńskiego i Wysoczyzny Drohickiej była to skala 1:25 000. Przy analizach regionalnych konieczne było zastosowanie skali 1:50 000, a nawet większych. Analiza polegała na identyfikacji form rzeźby i wzajemnej ich korelacji. Szczególne znaczenie miała korelacja regionalna moren czołowych. Podstawą korelacji morfostratygraficznej były cechy morfometryczne form rzeźby, to jest wysokość względna, wysokość bezwzględna (zwłaszcza w przypadku moren górskich), wymiary poziome, ukierunkowanie, cechy budowy geologicznej. Wyniki analizy geomorfologicznej przeprowadzonej na mapie hipsometrycznej weryfikowane były w terenie w ramach kartowania geomorfologiczno-geologicznego.

Elementem analizy geomorfologicznej była analiza kierunków głównych lineamentów odczytanych na powierzchni terenu. Na Pojezierzu Dobrzyńskim wzięto pod uwagę układ głównych rynien, jezior, drumlinów i ich stosunek do form czołowo morenowych. Na Pojezierzu Suwalskim analiza ułożenia liniowych elementów rzeźby: ozów i form szczelinowych, krawędzi dolin i rynien doprowadziła do odtworzenia następstwa zdarzeń w skrawku Suwalskiego Parku Krajobrazowego w czasie zlodowacenia Wisły. Na Wysoczyźnie Drohickiej dokonano porównania kierunków głównych lineamentów z odtworzonymi kierunkami spękań mrozowych, co pozwoliło wyciągnąć ciekawe wnioski paleogeograficzne.

Analiza geologiczna miała zróżnicowany zakres, w zależności od regionu. Najszerzy wymiar badań geologicznych, obejmujący kartowanie geologiczne, wykonanie wierceń geologicznych, sond mechanicznych, analizę odsłoneń, przeprowadzony był przez autora głównie w ramach projektu Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SMGP), arkusze Lipno i Skepe na Pojezierzu Dobrzyńskim. W tym wypadku badania wzbogacone zostały o analizę petrograficzną glin lodowcowych, czy analizy palinologiczne, co wynika ze standardów przewidzianych dla wykonania mapy szczegółowej. Wyniki analizy petrograficznej glin były jedną z głównych podstaw do rozpoziomowania stratygraficznego górnej części profilu geologicznego w tej części Pojezierza Dobrzyńskiego. Dzięki pracom wiertniczym znaleziono stanowisko podmorenowych osadów z malakofauną, które poddano dalszym analizom: malakologicznym, palinologicznym, ¹⁴C. Uzyskane dane dostarczają nowego materiału do dyskusji na temat historii zdarzeń w czasie

ostatniego zlodowacenia. Analiza geologiczna nie byłaby pełna bez konstrukcji i interpretacji przekrojów geologicznych. Kilka z nich stanowi części składowe autorskiego opracowania arkuszy SMGP (Dzierżek 2007, 2008; Dzierżek, Szymanek 2009b, c). Bazą do rozważań są jednak robocze przekroje geologiczne wykonane na podstawie interpretacji własnych i archiwalnych profili geologicznych. Dotyczy to zwłaszcza północnej części Pojezierza.

Prace geologiczne na Wysoczyźnie Drohickej polegały na szczegółowej analizie odsłoneń i wykonaniu gęstej siatki płytkich sond ręcznych w celu odtworzeniu głębokości zalegania stropu gliny lodowcowej przykrytej warstwą piasków i żwirów. W przypadku Pojezierza Suwalskiego oraz wybranych dolin górskich nie prowadzono intensywnych prac geologicznych, a wykorzystano jedynie dane archiwalne zweryfikowane wizją lokalną tego terenu.

Elementem uzupełniającym analizę geomorfologiczną była interpretacja zdjęć lotniczych oraz obrazów satelitarnych i cyfrowych modeli terenu, która pozwoliła na lepszą korelację regionalną form rzeźby.

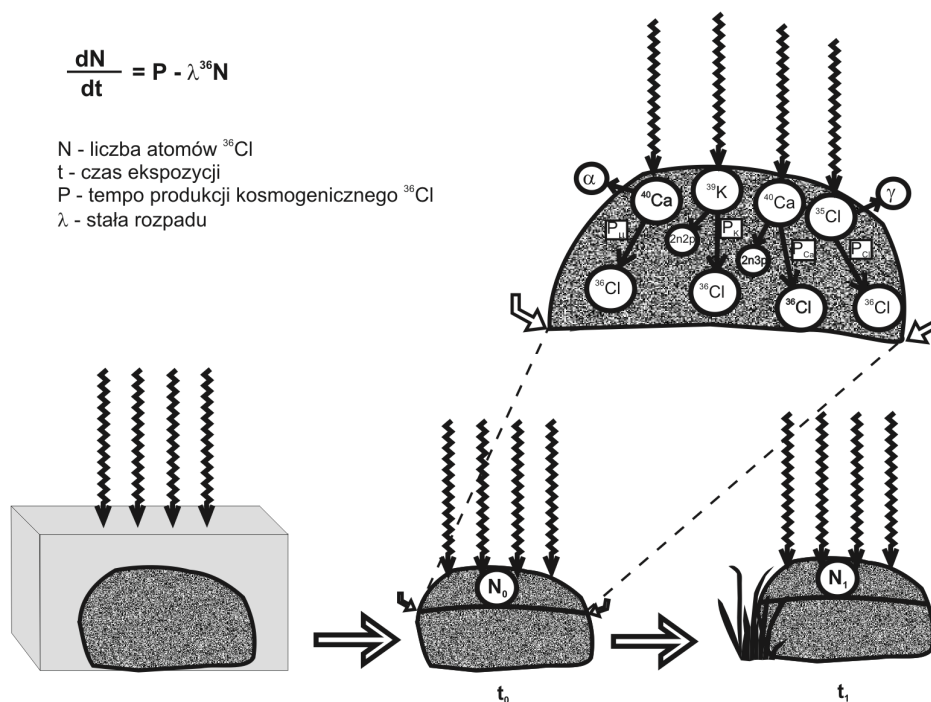
W znacznym zakresie wykorzystano też wyniki dotychczasowych szczegółowych opracowań geologicznych, głównie arkuszy SMGP w skali

1:50 000, a także publikowane i archiwalne materiały geologiczne, głównie profile wierceń geologicznych.

Datowanie kosmogenicznym chlorem

Podstawy fizyczne metody datowania kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl zostały opracowane przez Davisa i Schaeffera w 1955 roku, ale w geologii praktycznie zaczęto ją stosować dopiero w latach 90. ubiegłego stulecia, odkąd możliwe stały się precyzyjne pomiary już niewielkich koncentracji izotopów (Elmore, Phillips 1987; Zreda 1994).

Metoda opiera się na pomiarze zawartości izotopu ^{36}Cl akumulowanego w przypowierzchniowej warstwie skały pod wpływem działania promieniowania kosmicznego na określone pierwiastki, głównie ^{39}K , ^{40}Ca i ^{35}Cl (Phillips *et al.* 1996a; Evans *et al.* 1997; Stone *et al.* 1998). Zegar izotopowy włącza się więc w momencie wystawienia powierzchni skalnej na ekspozycję słoneczną (rys. 5). Koncentracja izotopu chloru pomierzona w próbce zależy od tempa produkcji, stałej rozpadu i czasu ekspozycji (Zreda 1994). W celu określenia czasu ekspozycji należy uwzględnić: (I) skład chemiczny skały, (II) szerokość geograficzną i wysokość nad poziom morza



Rys. 5. Schemat datowania kosmogenicznym izotopem chloru-36 wg Dzierżka *et al.* (1999)

Scheme of dating by cosmogenic chlorine-36, after Dzierżek *et al.* (1999)

badanego obiektu, (III) jego sytuację geomorfologiczną (wielkość, nachylenie powierzchni skalnej, z której pochodzi próbka, stosunek obiektu do głównych form rzeźby, itp.). Wraz z postępem techniki badawczej z coraz lepszym przybliżeniem można określić tempo produkcji kosmogenicznego chloru w poszczególnych reakcjach (Evans *et al.* 1997; Stone *et al.* 1998; Zreda *et al.* 2005).

Podstawową zaletą metody jest możliwość bezpośredniego określenia wieku osadów glacialnych. Długi czas połowicznego rozpadu izotopu ^{36}Cl (301 000 lat) sprawia, że metoda nadaje się do datowania form powierzchni w zakresie od kilku do kilkuset tysięcy lat. W miarę otrzymywania kolejnych partii wyników (są już ich tysiące) z różnych obszarów dokonuje się ich autoweryfikacja.

Metoda ma także swoje ograniczenia, które wynikają głównie z nieznanymi czasowego i przestrzennego rozkładu natężenia promieniowania oraz ze złożonej historii geologicznej badanego obiektu. Na zmierzoną zawartość izotopu ^{36}Cl w próbce skały mogą mieć wpływ takie czynniki geologiczne jak czasowe lub częściowe ograniczenie napromieniowania badanej powierzchni w wyniku pokrycia osadem, lodem, wietrzenie fizyczne i chemiczne, zmiana geometrii obiektu, zmiana wysokości nad poziom morza. Błędy można wyeliminować lub znacznie ograniczyć poprzez staranny dobór obiektów poprzedzony analizą geomorfologiczną terenu badań, pobranie kilku próbek z badanego obiektu,

stosowanie odpowiednich poprawek. Najlepsze do opróbowania są powierzchnie skalne bez znaczących śladów erozji oraz duże głazy mocno zakotwiczone w szczytowych partiach moren lub glin morenowych. Doświadczenia w zakresie stosowania tej metody pozwalają opracować liczne współczynniki korygujące wpływ opisanych czynników zakłócających naturalne tempo akumulacji izotopu i wielkość zakumulowaną w próbce. Próbę oryginalnej metody odróżnienia wpływu efektu dziedziczenia poprzednio zakumulowanej dawki promieniowania w głazie narzutowym („postarzenie”), od efektu erozji, czyli usunięcia części izotopu z głazu („odmłodzenie”) przedstawiono na opisywanym poligonie badawczym w Bachanowie na Pojezierzu Suwalskim (Dzierżek, Zreda 2007).

Spektakularne zastosowania tej metody na świecie dotyczą datowania impaktu meteorytowego w Arizonie, przejawów aktywności tektonicznej w Montanie (rys. 6), czy erupcji wulkanicznej w Nowadzie. Z powodzeniem była też stosowana do datowania moren lodowców górskich, między innymi w Sierra Nevada, na Hawajach, w Alpach (tab. 1). Datowano również osady fluwioglacjalne i plażowe. W miarę rozwoju metody wyniki datowania zaczęły być używane jako repery w próbach odtwarzania historii zlodowaceń i deglacjacji wielu rejonów świata. Datowania chlorowe wykorzystywane są także w modelowaniu procesów glacialnych oraz próbach odtworzenia warunków klimatycznych.



Rys. 6. Wiek chlorowy uskoku w Hebgen Lake (Montana); daty wg Zredy i Nolera (1998)
Chlorine age of the Hebgen Lake Fault, Montana; dates after Zreda and Noler (1998)

Wybrane przykłady zastosowania metody kosmogenicznego chloru-36 do datowania skał i form rzeźby

Selected applications of cosmogenic chlorine-36 in dating rocks and landforms

Obiekt datowany	Lokalizacja	Uzyskany wiek ^{36}Cl	Źródło
lawia wulkaniczna	Lothrop Wells, Newada	81±7,9 ka	Zreda <i>et al.</i> (1993)
krater meteoerytowy	Arizona	49,7±0,85 ka	Phillips <i>et al.</i> (1991)
uskok	Hebgen Lake, Montana	24–0,4 ka	Zreda, Noller (1998)
osady plażowe	Death Valley	204–50 ka	Zreda (1994)
terasy fluwioglacjalne	Wind River Range, Wyoming	100–20 ka	Zreda (1994)
moreny lodowców górskich	Sierra Nevada, Kalifornia	150–1 ka	Phillips <i>et al.</i> (1996b)
	Wind River Range, Wyoming	190–14 ka	Phillips <i>et al.</i> (1997)
	Mauna Kea, Hawaje	163–14,7 ka	Dorn <i>et al.</i> (1991)
	Julier Pass, Alpy	11,8–10,4 ka	Ivy-Ochs <i>et al.</i> (1996)
	Tatry Polskie	21–7,3 ka	Dzierżek <i>et al.</i> (1999)
	Mount Sandiras, SW Turcja	20,4–16 ka	Sarikaya <i>et al.</i> (2008)
wyglądy lodowcowe	Cieśnina Naresa i Wyspa Ellesmera, Ameryka Północna	37,6–9,8 ka	Zreda <i>et al.</i> (1999)
	Tatry Polskie	17,3–6,5 ka	Dzierżek <i>et al.</i> (1999)
moreny i głązy narzutowe łądolodów kontynentalnych	Pojezierze Suwalskie	19,2–9,2 ka	Dzierżek <i>et al.</i> (1998)
	Cieśnina Naresa i Wyspa Ellesmera, Ameryka Północna	10,4–8,9 ka	Zreda <i>et al.</i> (1999)
historia rozwoju i zaniku lodowców i łądolodów	Pojezierze Suwalskie	28–14,4 ka	Dzierżek, Zreda (2007)
	SW Islandia	20–11,7 ka	Principiati <i>et al.</i> (2006)
rekonstrukcja paleoklimatu	Mount Sandiras, SW Turcja	20,4–16 ka	Sarikaya <i>et al.</i> (2008)

Próby użycia tej metody w Polsce trwają od kilkunastu lat i dotyczą głównie głązów morenowych w Tatrach (tab. 1), w kilku rejonach Niżu Polskiego (Dzierżek *et al.* 1998, 1999) oraz Podkarpacia, Podlasia, Gór Świętokrzyskich i ich północnego obrzeżenia, a także Mazowsza. Część wyników wymaga dalszej obróbki merytorycznej i jeszcze nie mogła tu być przedstawiona. Jak dotąd najpełniejszego opracowania doczekały się rejony Morskiego Oka i Pięciu Stawów w Tatrach (Dzierżek *et al.* 1999) oraz fragmenty Pojezierza Suwalskiego (Dzierżek, Zreda 2007).

Wyniki datowania podawane są w latach kalendarzowych, więc mogą być korelowane bezpośrednio z datami uzyskanymi przy pomocy innych kosmogenicznych izotopów (np. ^{26}Al i ^{10}Be) lub z kalibrowanymi datami radiowęglowymi.

W niniejszym opracowaniu daty chlorowe odgrywają bardzo istotną rolę. Stanowią one swego rodzaju kotwice czasowe dla całości rozważań paleogeograficznych. Dotyczy to zwłaszcza obszarów Tatr i Pojezierza Suwalskiego, dla których część wyników była już opublikowana, a część z nich jest zweryfikowana przez uwzględnienie nowych wskaźni-

ków tempa produkcji neutronów (Zreda *et al.* 2005; Desilets *et al.* 2006). W niniejszym opracowaniu zostały one użyte w kontekście paleogeograficznym, a nie ściśle stratygraficznym. W przypadku Tatr wykorzystano także nowe, niepublikowane wyniki, otrzymane przez autora od prof. Marka Zredy z University of Arizona w Tucson. Stawiają one w nieco innym niż dotychczas, szerszym świetle poglądy na temat przebiegu zlodowaceń w Tatrach. Posłużyły również do prób określenia tempa rozwoju i czasu zaniku lobów lodowcowych z obszaru Suwalszczyzny, otrzymanych wcześniej z badań geologicznych. Prezentowane daty chlorowe zawierają pewien błąd (wartość odchylenia standardowego), w praktyce nawet 4000 lat. Należy je więc traktować z pewną rezerwą, przy czym posługiwanie się dużą liczbą wyników sprawia, że ewentualny błąd dotyczy wszystkich danych w równych proporcjach. Autor ma świadomość, że próba przełożenia zbioru odpowiednich, najczęściej skomplikowanych warunków przyrodniczych w jedną liczbę, nawet z uwzględnieniem błędów, jest ciągle daleko idącym uproszczeniem. Mimo niewątpliwego postępu w próbach rekonstrukcji zdarzeń geologicznych w plejstocenie, który się dokonał

wraz z rozwojem metodyki i zdobytym doświadczeniem w stosowaniu izotopów kosmogenicznych, ich wyniki nie mogą być wyjmowane z konkretnego kontekstu geologicznego i geomorfologicznego. Tak też będą traktowane w niniejszym opracowaniu. Jest to jedno z wielu narzędzi w dochodzeniu do odwzorowania przeszłości geologicznej, ale nie jedyne. Metoda stanowi uzupełnienie i wzbogacenie wniosków płynących z innych analiz.

Metoda profilowania geoelektrycznego w analizie przypowierzchniowych osadów czwartorzędowych

Podstawowym założeniem metody profilowania elektrooporowego jest zmienność oporu pozornego w zależności od litologii. Metodę profilowania elektrooporowego stosuje się najczęściej do badań warstw zapadających pod określonym kątem i leżących stosunkowo płytko (od około jednego do kilkunastu metrów) poniżej powierzchni terenu. Istotą badań tego typu jest prześledzenie zmiany oporu pozornego skał wzdłuż obranego kierunku poziomego (profilu). Odpowiednio dobrany układ pomiarowy (rozstaw elektrod) pozwala odczytać wielkości oporów na wybranych głębokościach, a tym samym wnioskować o strukturach występującej pod powierzchnią terenu (rys. 7).

Bezpośrednimi wielkościami podlegającymi pomiarom są: natężenie prądu I w obwodzie zasilającym AB, spadek napięcia ΔV w obwodzie pomiarowym MN oraz wymiary całego układu pomiarowego (Stenzel, Szymanko 1973). Przejście od tych wielkości do oporu pozornego ρ wyraża równanie:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

gdzie K – współczynnik opisujący geometrię układu pomiarowego – ma postać:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right)}$$

przy czym:

A, B – elektrody zasilające,

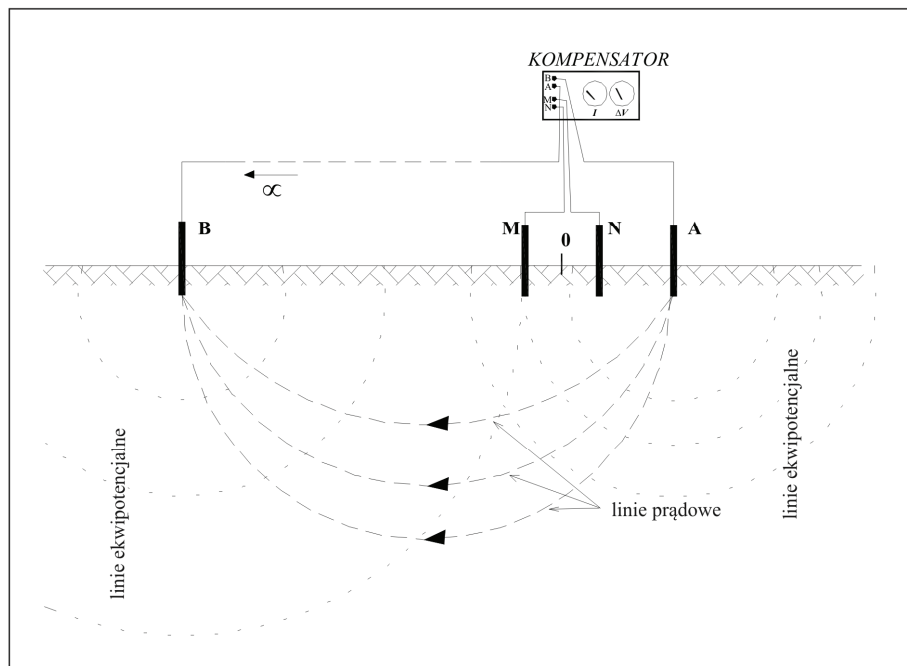
M, N – elektrody pomiarowe,

r_{AM} ; r_{BM} ; r_{AN} ; r_{BN} – odległości elektrod między sobą,

ΔV – różnica mierzonego napięcia [mV],

I – zadane natężenie [mA].

Współczynnik K pozostaje w czasie profilowania niezmienny, ponieważ A0 i MON są stałe.

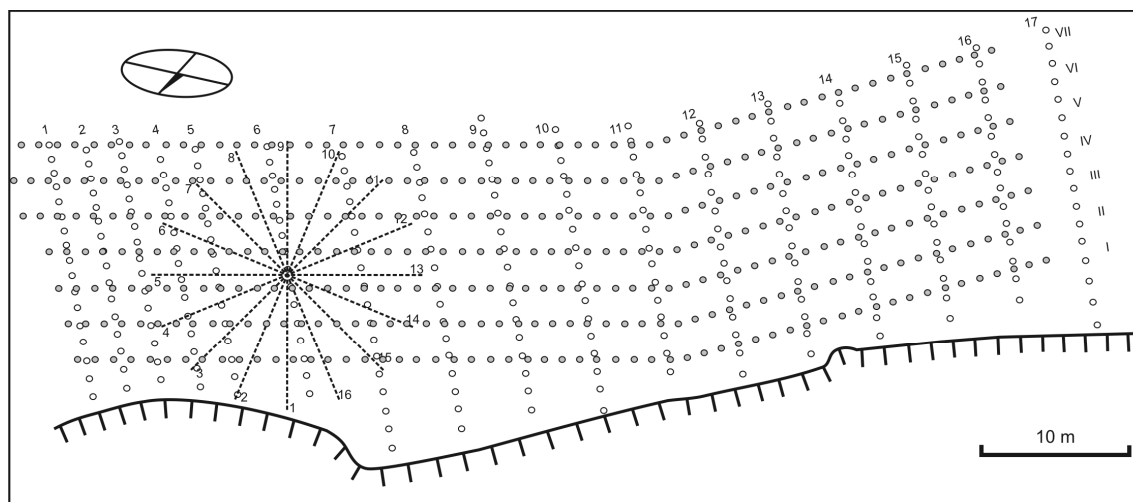


Rys. 7. Schemat sondowania geoelektrycznego w układzie niesymetrycznym wg Stenzla i Szymanki (1973), zmienione

Scheme of geoelectric sounding in a non-symmetric system, modified after Stenzel and Szymanko (1973)

W przypadku badanego obszaru w okolicach Wierzchucy Nagórnej na Wysoczyźnie Drohickej celem zastosowania tej metody była próba odczytania zmienności oporów kontrastujących ze sobą ośrodków (gлина – piasek) na głębokości około 1 m, co miało pozwolić na wytyczenie przebiegu pseudomorfoz piaszczystych rozwiniętych w glinie lodowcowej. Zastosowano

układ pomiarowy niesymetryczny z nieskończonością (rys. 7). Rozstaw elektrod zasilających A0 wynosił 1 m, przy czym druga elektroda zasilająca (B) oddalona była na znaczną odległość od profilu badań. Elektrody pomiarowe M0 i N0 miały rozstaw 0,3 m. Wielkość kroku wynosiła dla profili podłużnych oraz poprzecznych 1 m (rys. 8).



Rys. 8. Schemat profilowania geoelektrycznego w Wierzchucy Nagórnej na Wysoczyźnie Drohickej wg Mieszkowskiego i Porzeżyńskiego (2004, 2006)

układ prostokątny: linie podłużne – kółka szare, profile poprzeczne – kółka białe, układ koncentryczny – linie przerywane

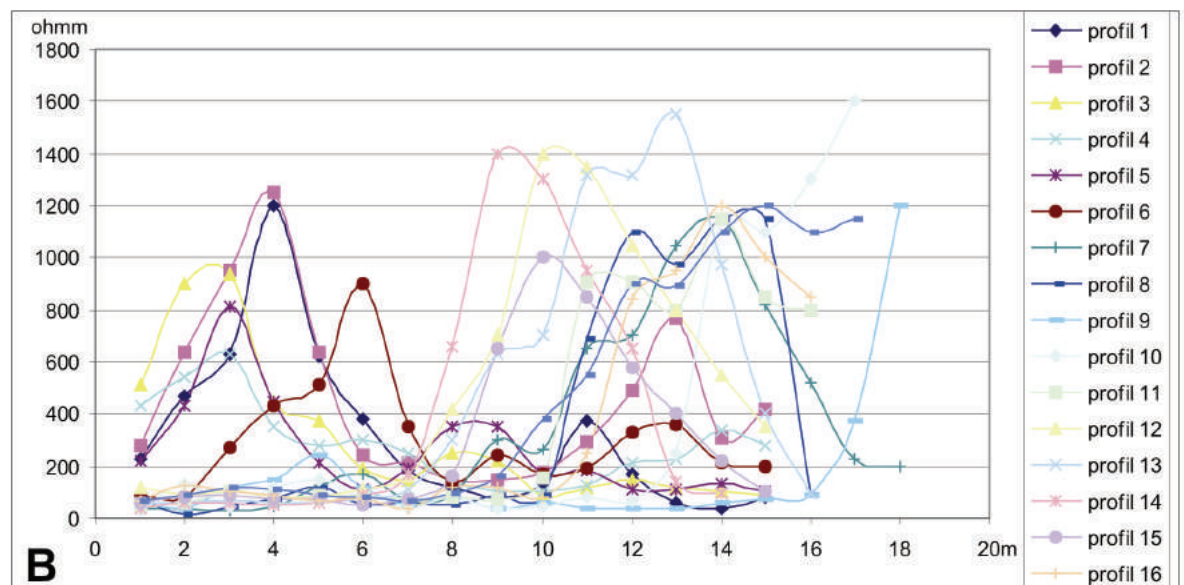
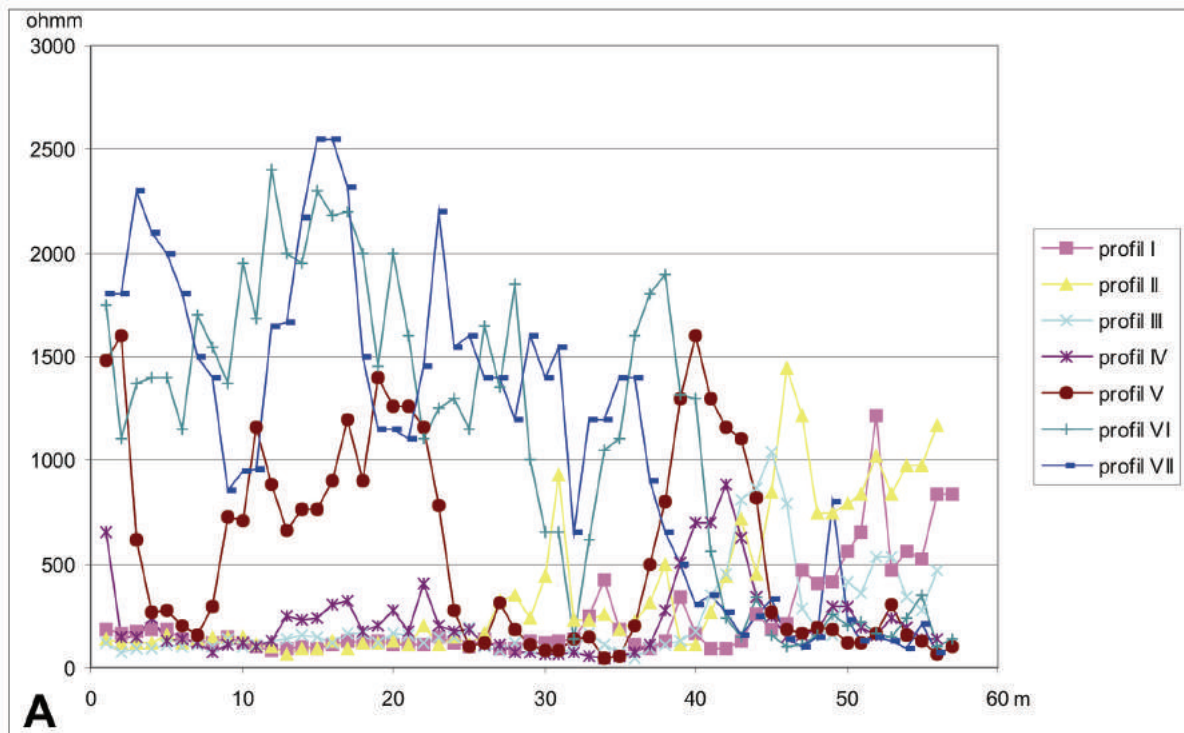
Scheme of geoelectric measurements in Wierzchuca Nagórna, Drohiczyn Plateau, after Mieszkowski and Porzeżyński (2004, 2006)

rectangular system: longitudinal sections – grey circles, transverse sections – white circles, concentric system – dashed lines

Obliczone wartości oporu naniesione zostały na wykres, na którym na osi odciętych zaznaczone było położenie punktów pomiarowych, a na osi rzędnych pomierzone wartości oporu pozornego odnoszącego się do środka układu 0. Linia powstała z połączenia punktów utworzyła profil oporów (rys. 9).

Jest to pierwsze zastosowanie metody profilowania elektrooporowego do odtworzenia struktur peryglacialnych. Pomiar i interpretację wyników wykonywał zespół badawczy pod kierunkiem dr. R. Mieszkowskiego i mgr. inż. S. Porzeżyńskiego (2004). Próby odczytania sieci poligonalnej na zdjęciach lotniczych nie powiodły się prawdopodobnie z powodu przykrycia powierzchni gliny półmetrową warstwą eluwiów piaszczysto-żwirowych. Specyficzna budowa geologiczna zapewniająca wyraźny kontrast elektrooporowy pomiędzy klinami z wypełnieniem piaszczystym i gliniastym ich otoczeniem pod cienkim przykryciem nadkładu stwarzała nadzieję na pozytywny wynik.

W celu weryfikacji wyników pomiarów elektrooporowych z litologią wykonano ciąg wierzeń ręcznych w gęstej siatce 0,5 m, co umożliwiło ustalenie położenia stropu gliny lodowcowej i miejsc występowania klinów w wypełnieniu piaszczystym. Pomiar oporności pozornej wzdłuż tej linii umożliwiły kalibrację wyników do tej konkretnej sytuacji geologicznej. Dodatkowo w kilku innych miejscach sieci pomiarowej wykonywane były sprawdzające wiercenia ręczne. Korelacje pomiarów oporu pozornego z profilami litologicznymi w tych miejscach potwierdziły wzrost oporu pozornego w miejscu występowania piasków i żwirów, a zmniejszenie oporu pozornego świadczy o występowaniu glin. Występowanie wyraźnych pików dodatnich na profilach można powiązać z istnieniem w miejscu pomiaru „dużej” miąższości piasków (powyżej 1 m) lub „cienkiej” warstwy żwirów (kilkanaście centymetrów). Oczywiście jest też możliwe występowanie „razem” obu rodzajów osadu. Występowanie wyraźnych pików bądź stref o obniżonych wartościach



Rys. 9. Rozkład oporu pozornego wzdłuż profili podłużnych (A) i poprzecznych (B) wg Mieszkowskiego i Porzeżyńskiego (2004)

Distribution of apparent resistance in longitudinal (A) and transverse (B) sections, after Mieszkowski and Porzeżyński (2004)

oporów pozornych należy tłumaczyć płytkim zaleganiem glin lodowcowych.

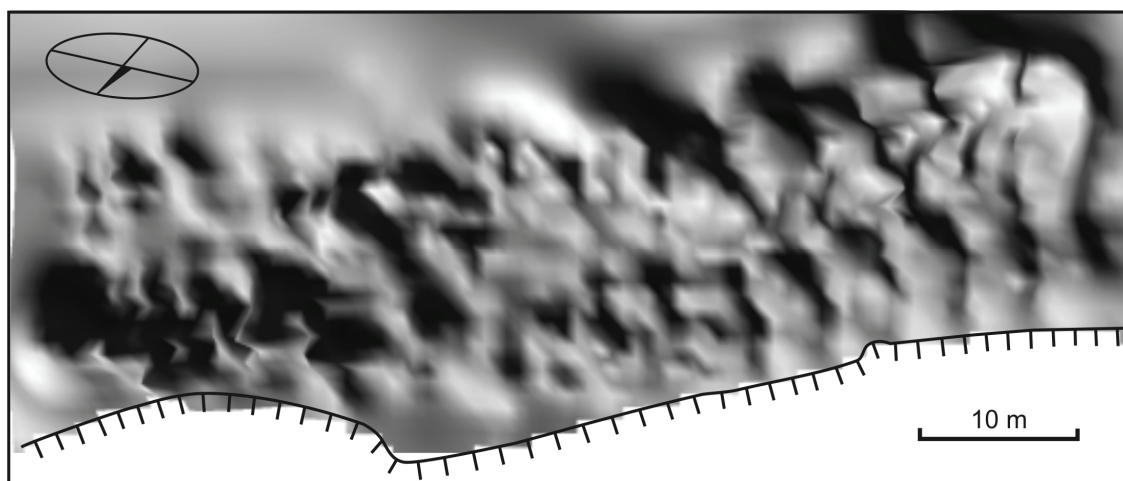
W przypadku poligonu w Wierzchucy Na-górnej na wyniki pomiarów oporu pozornego miały wpływ dwa czynniki: bliskie położenie skarpy wyrobiska i niesymetryczny układ poma-

rowy. Uwzględniono je w interpretacji wyników. Pomiary oporu pozornego blisko skarpy (wzdłuż profilu I) są zaniżone w stosunku do pomiarów wykonanych wzdłuż profili oddalonych od skarpy (VI i VII) o około 50 %. Wynika to z faktu, że przy krawędzi skarpy następuje „rozrzedzenie”

linii prądowych, czyli pomiar kompensatorem daje zaniżone wielkości ΔV , a tym samym niższe wartości oporu pozornego. Z kolei oddalenie w nieskończoność elektrody B powodowało przesunięcie środka układu „0” o około kilkadziesiąt centymetrów. Wierceniami stwierdzono, że odległość przesunięcia wynosiła najczęściej około 30 cm względem środka „0” w kierunku elektrody A.

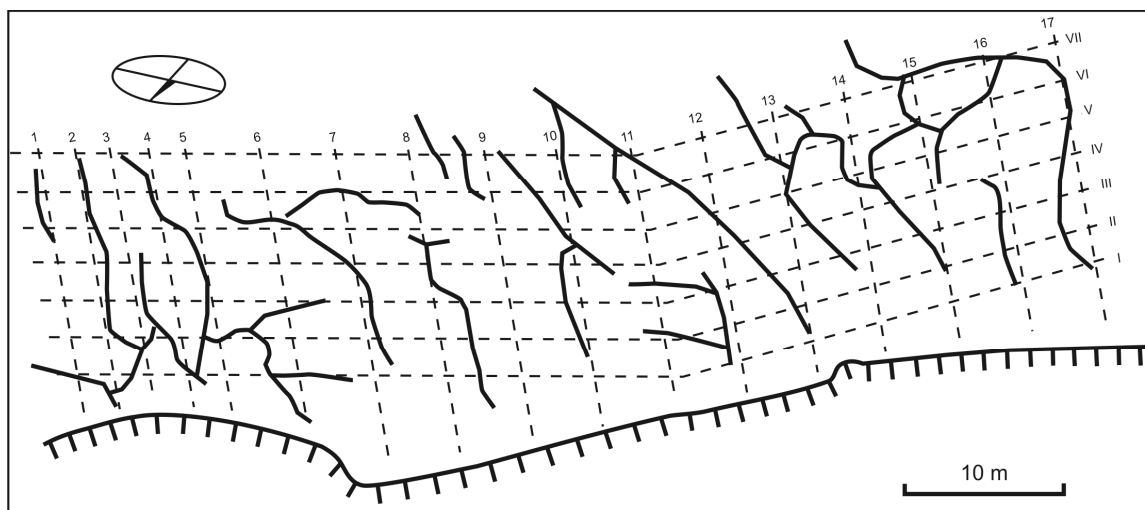
Spośród wielu możliwości graficznego przedstawienia wyników analizy najbardziej czytelna jest mapa 3D zmian oporu (rys. 10). Wyraż-

nie widać na niej miejsca o podwyższonych oporach układających się miejscami w podłużne „struktury”, które są wynikiem występowania pod glebą gruntów sypkich. Połączenie konturów linii maksymalnych wartości oporów pozornych, skorelowanych z odpowiednimi pikami na wykresach roboczych pozwoliło na wykreślenie osi przebiegu struktur piaszczystych (klinów) w glinie zwałowej (rys. 11). W wykreśleniu sieci spękań w powierzchni poziomej dowiązано się do struktur widocznych w skarpie pobliskiego odslonięcia.



Rys. 10. Mapa 3D zmian oporu pozornego w układzie prostokątnym wg Mieszkowskiego i Porzeżyńskiego (2004)

3D map of apparent resistance changes in a rectangular system, after Mieszkowski and Porzeżyński (2004)

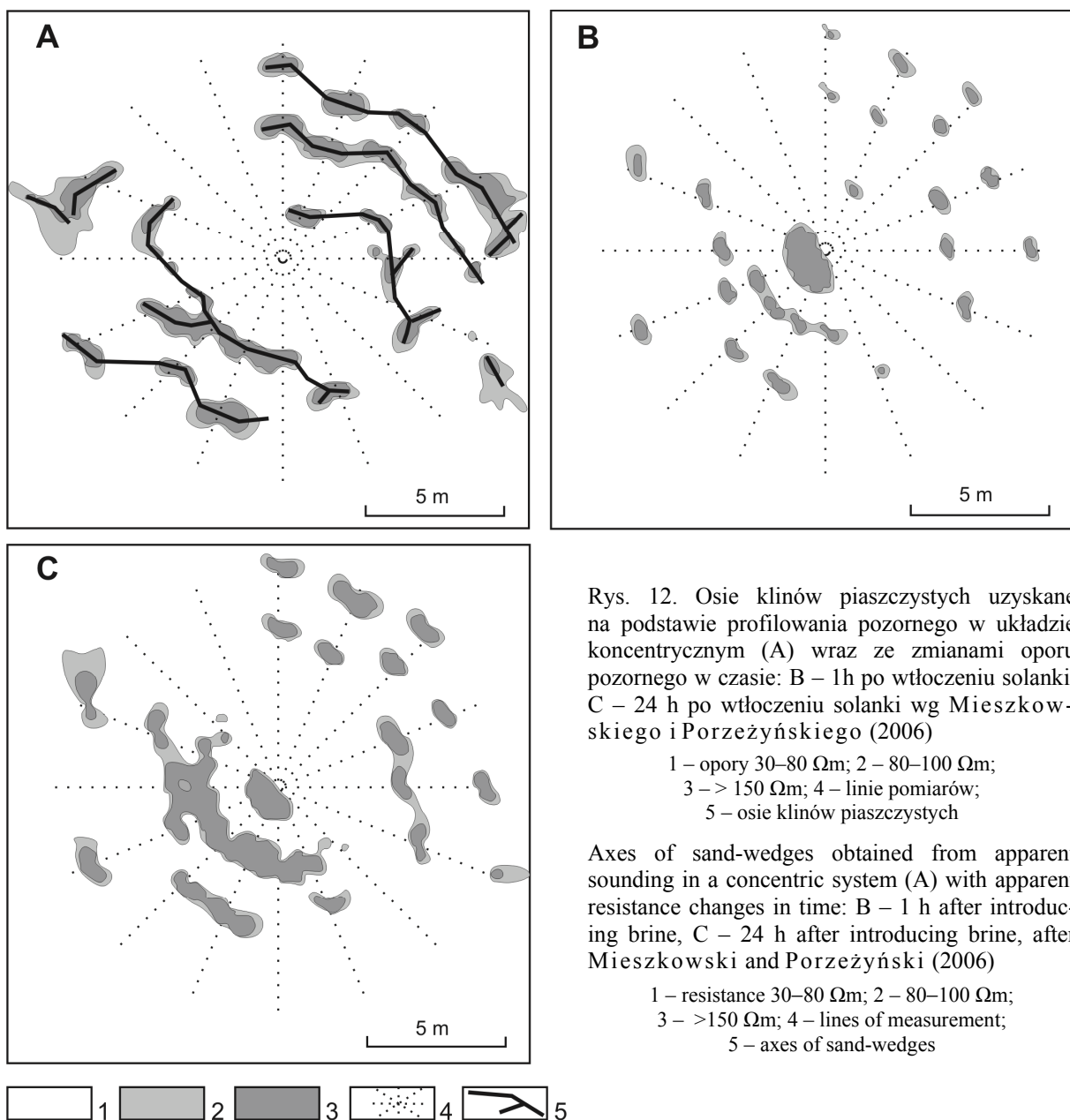


Rys. 11. Ośie klinów piaszczystych uzyskane na podstawie profilowania geoelektrycznego w układzie prostokątnym wg Mieszkowskiego i Porzeżyńskiego (2004)

Axes of sand-wedges obtained from geoelectric sounding in a rectangular system, after Mieszkowski and Porzeżyński (2004)

Aby zweryfikować obraz otrzymany z interpretacji wyników z profilowania elektrooporowego opartego na siatce prostokątnej, powtórzono pomiary w siatce koncentrycznej w układzie „pole-pole”. Układ ten miał jedną elektrodę umieszczoną w centrum koła. Druga elektroda przemieszczana była co 0,5 m wzdłuż szesnastu promieni o długości 8 m. Po dokonaniu serii pomiarów natężenia prądu w środku układu, w miejscu występowania piaszczystego wypełnienia klina, wykonano wkop, do którego wtłoczono 80 litrów 10 % roztworu solanki. Miało to na celu zbadanie drogi rozchodzenia się solanki wpompowanej do układu, ponieważ w założeniu migracja roztworu powinna się odbywać w obrę-

bie piasków wypełniających klina. Użyty roztwór miał spotęgować kontrast oporności, a tym samym zwiększyć dokładność odczytu pomiędzy oporem piasków w klinach a ich gliniastym otoczeniem. Pomiary oporności w układzie koncentrycznym z wykorzystaniem solanki prowadzone były po godzinie od wiania i powtórzone po 24 godzinach. Obraz zdecydowanych różnic pomiędzy glinami (30–80 Ωm) i piaskami z domieszką żwirów (> 150 Ωm) miał zatem w prosty sposób pokazać miejsca występowania pseudomorfoz po klinach lodowych na powierzchni poziomej (Mieszkowski, Porzeżyński 2006). Wyniki przedstawione są na rysunku 12.



Okazało się jednak, że wyniki tak przeprowadzonych pomiarów nie do końca spełniły oczekiwania. Obraz układu zmian oporności nie jest jednoznaczny, a drogi migracji solanki okazały się nieczytelne i pourywane. Przyczyną techniczną z pewnością mogła być stosunkowo nie-

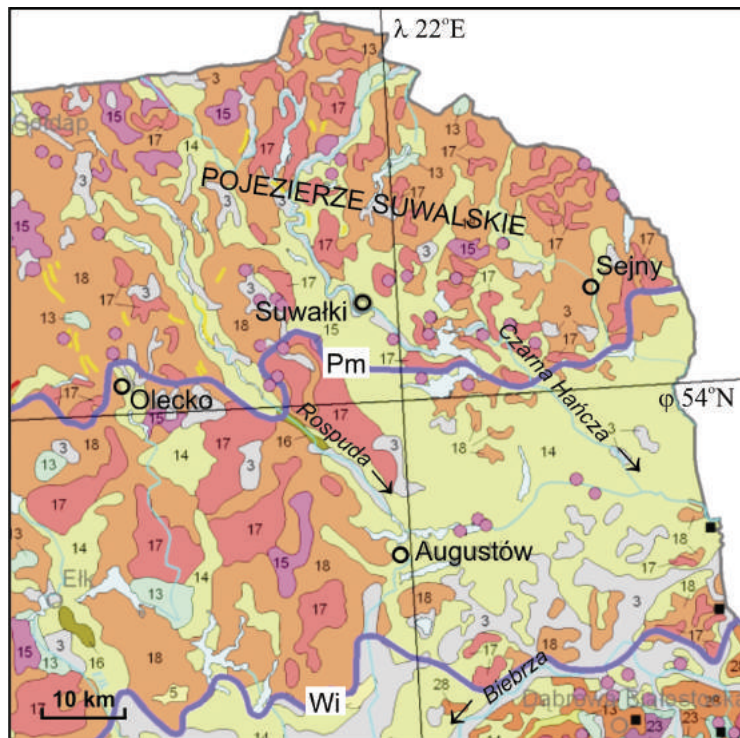
wielka objętość roztworu. Inną przyczyną mogła tkwić w nie do końca przewidzianym ułożeniu warstw skalnych i ucieczką roztworu wgłąb profilu, bezpośrednio do warstwy żwirów podścielających glinę. Dyskusja na ten temat przeprowadzona będzie w dalszej części pracy.

POŁOŻENIE ORAZ ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ I RZEŻBY OBSZARÓW TESTOWYCH W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

POJEZIERZE SUWALSKIE

Pojezierze Suwalskie to region obejmujący północno-wschodni skrawek Polski i w ujęciu fizycznogeograficznym (Kondracki 1994) dzieli się wzdłuż doliny Czarnej Hańczy na część zachodnią i wschodnią. Wraz z Puszcą Romincką na północy i Równiną Augustowską na południu wchodzi w skład Pojezierza Litewskiego. Od zachodu graniczy z Pojezierzem Mazurskim. Powierzchnia Pojezierza nosi cechy rzeźby młodoglacjalnej, co wyraża się dużymi deniwelacjami (ponad 100 m), świeżością i różnorodnością form lodowcowych i rzeczolodowcowych. Maksymalna wysokość bezwzględna dochodzi do 300 m n.p.m. na Pojezierzu Wschodniosuwalskim, a do 240 m n.p.m. na Pojezierzu Zachodniosuwalskim. Na obszarach wysoczyzn polodowcowych dobrze wyrażone są formy aktywnego lodu (moreny czołowe, często spiętrzone, ozy) oraz formy martwego lodu (kemy, moreny martwego lodu). Towarzyszą im różnokierunkowe rynny lodowcowe oraz powierzchnie sandrowe (rys. 13). Układ moren czołowych wskazuje wyraźnie, że rzeźba tego terenu ukształtowana jest przez loby lodowcowe rozwijające się z różnych kierunków. Najważniejsze z nich to lob Rospudy w części zachodniej oraz loby Hańczy i Sejn w części wschodniej (Ber 1974). Malownicza rzeźba tego terenu sprawia, że obszar Suwalszczyzny jest jednym z najpiękniejszych krajobrazowo miejsc w Polsce. Do fenomenów przyrodniczych można zaliczyć głązowiska w Bachanowie i Rutce, rynnę jeziora Hańcza, najgłębszego na Niżu Europejskim (108 m), czy zawieszoną dolinę Gaciska w Suwalskim Parku Krajobrazowym. Na podstawie badań kartograficznych i geologiczno-geomorfologicznych (Ber 1967, 1968, 1974, 1982, 1990, 1998; Krzywicki 1993; Lisicki 1993, 1998) moreny czołowe występujące na

tym obszarze zgrupowano w pięć głównych ciągów. Najdalej na południe wysunięty ciąg moren (I) w rejonie Augustowa wyznacza maksymalny zasięg lądolodu stadiału głównego (leszczyńsko-pomorskiego) zlodowacenia Wisły (Ber 1982, 2000). Kolejne reprezentują fazy recesyjne stadiału głównego zlodowacenia Wisły (Krzywicki 1993, 2002; Lisicki 1993). Sprawa wieku moren będzie omówiona w następnym rozdziale. Osady czwartorzędowe Pojezierza Suwalskiego mają zróżnicowaną miąższość, od około 150 m na południu do około 300 m na północy. W najpełniejszych profilach wiertniczych wyróżniono 11 poziomów glacialnych i 6 serii interglacialnych (Ber 2009). Zlodowacenie Wisły reprezentowane jest na ogół przez 2 warstwy gliny lodowcowej leżące ponad osadami interglacjalu eemskiego, udokumentowanymi w profilach Smolniki, Błazkowizna i Szwajcaria (Borówko-Dłużakowa, Halicki 1957; Ber 1974, 2000; Ber *et al.* 1998; Kenig 1998). Dolna glina najczęściej korelowana jest ze stadiem Świecia albo z fazą leszczyńską, a dolna z fazą pomorską ostatniego zlodowacenia. Zmiana miąższości osadów czwartorzędowych wynika nie tylko ze zróżnicowania współczesnej powierzchni, ale też z rzeźby podłoża. Zwłaszcza w rejonie Sejn i na północ od Suwałk deniwelacje stropu podłoża są znaczne, od 60 m p.p.m. do 20 m n.p.m. Podłoże to stanowią zwykle skały paleocenu, eocenu i rzadziej mastrychtu. Rejon Suwalszczyzny znany jest też z wysokiego położenia podłoża krystalicznego. W rejonie Sejn występuje ono 400 m p.p.m., w części centralnej 600 m p.p.m., dopiero w rejonie Gołdapi obniża się znacznie do 1500 m p.p.m. (Juskowiak 1993). Centralną część krystaliniku tej części platformy wschodnioeuropejskiej stanowi suwalski masyw anortozytowy. Obraz budowy geologicznej masywu



Rys. 13. Pojezierze Suwalskie na mapie geologicznej Polski wg Marksa *et al.* (2006)

Wi – maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Wisły; Pm – zasięg lądolodu w czasie fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły; holocen i zlodowacenie Wisły: 3 – mady, torfy i namuły, 5 – piaski eoliczne, 11 – piaski i żwiry rzeczne, 12 – piaski i mułki jeziorne; zlodowacenie Wisły: 13 – ily i mułki zastoiiskowe, 14 – piaski i żwiry sandrowe; 15 – piaski i mułki kemów, 17 – żwiry, piaski, głazy i gliny moren czołowych, 18 – gliny lodowcowe; zlodowacenia środkowopolskie: 23 – ily, mułki i piaski zastoiiskowe, 24 – piaski i żwiry sandrowe, 25 – piaski i mułki kemów, 27 – żwiry i piaski moren czołowych, 28 – gliny lodowcowe

Suwałki Lakeland on the geological map of Poland after Marks *et al.* (2006)

Wi – maximum extent of the Vistulian ice-sheet; Pm – ice-sheet extent during the Pomeranian phase of the Vistulian Glaciation; Holocene and Vistulian Glaciation: 3 – muds, peats and organic silts, 5 – aeolian sands, 11 – fluvial sands and gravels, 12 – lake sands and silts; Vistulian Glaciation: 13 – ice-dammed clays and silts, 14 – outwash sands and gravel, 15 – kame sands and silts, 17 – end moraines gravels, sands, boulders and tills, 18 – tills; Middle-Polish Glaciation: 23 – ice-dammed clays, silts and sands, 24 – outwash sands and gravels, 25 – kame sands and silts, 27 – end moraines gravels and sands, 28 – tills

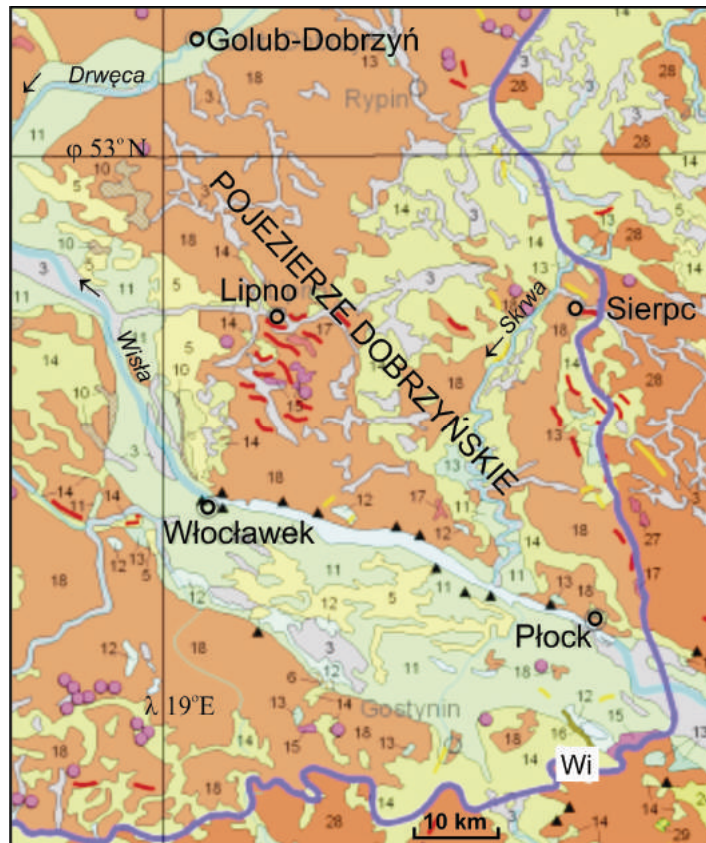
jest skomplikowany, składa się nań 48 zespołów skalnych oraz występujących obocznie jednostek: norytowej, gabronorytowej i diorytowej, granitoidowej, granitognejsowej i gnejsowej (Jusko-

wiak 1993). Cała strefa intruzji jest silnie spękaną i zuskokowaną (Saternus 1993), co nie pozostało bez wpływu na wykształcenie osadów kenozoicznych (Ber, Ryka 1998).

POJEZIERZE DOBRZYŃSKIE

Obszar Pojezierza Dobrzyńskiego położony jest pomiędzy Kotliną Płocką, Doliną Drwęcy, Garbem Lubawskim, Równiną Urszulewską i Wysoczyznami Ciechanowską i Płocką (Kon-dracki 1994). W morfologii Pojezierza można zauważyć kilka stref o odmiennym charakterze powierzchni (rys. 14). Dominuje strefa wysoczyzn polodowcowych płaskich (na S od Jeziora Ostrowite, na N od Lipna, w rejonie Steklina) lub falistych (np. w rejonie Chrostkowa, czy na S od Lipna) o wysokościach w przedziale 120–140 m n.p.m., zbudowanych głównie z glin lodowco-

wych (Kotarbiński 1978). Nieco niżej położone (120–110 m n.p.m.) są płaskie powierzchnie równiny akumulacji wodnolodowcowej, najlepiej rozwinięte w południowo-wschodniej części Pojezierza (Kotarbiński 1978, 2001). Na tym tle wyraźnie widoczne są strefy pagórów moren końcowych, ułożonych w łuki i łańcuchy. Ich kulminacje przekraczają 150 m n.p.m. Nechay (1927) wyróżnił cztery główne ciągi morenowe, nierzadko o charakterze moren spiętrzonych, będące zapisem faz rozwojowych ostatniego lądolodu w rejonie Ostrowitego i Orłowa, Lipna i Żuchowa oraz



Rys. 14. Pojezierze Dobrzyńskie na mapie geologicznej Polski wg Marksa *et al.* (2006) objaśnienia jak na rys. 13

Dobrzyń Lakeland on the geological map of Poland at scale after Marks *et al.* (2006) explanations as in Fig. 13

największe ciągnące się od Górzna do Chrostkowa. Tworzą je zazwyczaj nagromadzenia materiału grubej frakcji, żwiry i piaski, ale zdarzają się też formy zbudowane z drobnoziarnistego, warstwowanego materiału. W budowę moren spiętrzonych zaangażowane są często osady neogénskie, podniesione glaciektonicznie pod powierzchnię terenu, na przykład w Szpetalu (Skompski 1972; Lamparski 1983, 1987). Charakterystyczny jest układ przestrzenny moren tworzących zarysy łobów lodowcowych, co ma niezwykle wielką wagę w próbach opracowania modelu deglacjacji ostatniego lądolodu na tym terenie. Takie łoby we współczesnej powierzchni można zaobserwować między innymi w rejonie Ignackowa, Suszewa, Witkowa, Zbójna i Nadroża (Lamparski 1991).

Na przedpolu głównej strefy morenowej biegnącej przez centralną część Pojezierza rozprzestrzeniają się równiny akumulacji wodnolodowcowej (rys. 14), z których największa jest Równina Urszulewska wyróżniona przez Kondrackiego (1994) jako odrębny region fizycznogeograficzny. W niniejszym opracowaniu Równina

Urszulewska traktowana jest jako część Pojezierza.

Na zapleczu moren występują zwykle obniżenia końcowe, z licznymi formami wytopiskowymi (kemy, terasy kemowe, równiny pojezierne). Ozy są najczęściej wykształcone w postaci parometrowej wysokości wydłużonych pagórków piaszczysto-żwirowych. Często występują w dnach rynien polodowcowych, na przykład w Hucie-Chojno, koło Nadroża, czy w Płonczynku, na północ od Dobrzyń nad Wisłą (Lamparski 2001).

Najbardziej niezwykłą i rzadko spotykaną gdzie indziej formą rzeźby glacialnej, a z której Pojezierze Dobrzyńskie słynie, są drumliny. Pola liczące setki, stosunkowo niewielkich, wydłużonych form są najlepiej zachowane w okolicy Zbójna, Klonowa i Górzna. Zbudowane są najczęściej z dwóch warstw gliny rozdzielonej materiałem piaszczysto-żwirowym (Jewtucho-wicz 1956; Olszewski 1994, 1997; Słupski 2005). Tworzą charakterystyczną, pagórkowatą jak tarka powierzchnię.

Rzeźbę tego terenu urozmaicają rynny polodowcowe układające się w wielokilometrowe

ciągi i przecinające się pod różnym kątem. Tak zróżnicowany genetycznie zestaw form rzeźby powoduje duże deniwelacje powierzchni (ponad 100 m). Ogólne nachylenie powierzchni ma kierunek NW i W. Dopelnieniem morfologii powierzchni, ukształtowanej głównie przez procesy lodowcowe, są tu elementy rzeźby rzecznej i eolicznej. Doliny rzeczne często wykorzystują szlaki przepływów wodnolodowcowych i rynny polodowcowe (Andrzejewski 1985). Na rozległych obszarach równin sandrowych i w strefach kontaktu z doliną Wisły rozwinęły się liczne i niezwykle czytelne wydmy oraz pola piasków przewianych.

Mimo że miąższość osadów czwartorzędowych na Pojezierzu Dobrzyńskim miejscami znacznie przekracza 200 m, to niektóre elementy rzeźby powierzchni nawiązują do morfologii podłoża wykształconego na ogół w postaci miękkich osadów miocenu lub pliocenu (Kotarbiński 1978; Lamparski 1983, 1991). Cechą charakterystyczną tego podłoża jest występowanie szeregu głębokich depresji glacitektonicznych rozdzielonych elewacjami. Zagadnienia te zostały rozpoznane i opisane przez Lamparskiego (1983), a aktualne badania geologiczne na tym terenie potwierdzają taki układ struktur (Dzierżek 2008). Najpełniejsze profile osadów czwartorzędowych znajdowane są właśnie w rejonach depresji. W okolicach Mochowa występują miąższe (do 110 m) pakiety glin zlodowacenia Narwi oraz nieco cieńsze warstwy młodszych zlodowaceń: południowopolskich – 60 m, środkowopolskich – 30 m i północnopolskich – 50 m (Lamparski 1983). Pomędzy glinami lodowcowymi leżą miąższe kompleksy piaszczysto-żwirowe

i mułowo-ilaste zaliczane do interglacjalów podlaskiego, mazowieckiego i eemskiego (Lamparski 1983). Brak profili z udokumentowanymi paleobotanicznie osadami interglacjalnymi sprawia, że stratygrafia osadów czwartorzędowych Pojezierza nie jest ostatecznie rozpoznana. Są na Pojezierzu również miejsca ze znikomą pokrywą osadów czwartorzędowych, na przykład w okolicach Rypina, Steklina, czy Dobrzynia nad Wisłą.

Z analizy sposobu występowania osadów czwartorzędowych na Pojezierzu wynikają dwa zasadnicze wnioski, ważne do dalszych rozważań: 1 – ukierunkowanie śladów lobów we współczesnej powierzchni jest miejscami zbieżne z ukierunkowaniem depresji w podłożu czwartorzędu, czyli NW–SE; 2 – osady młodszych zlodowaceń są coraz mniej zaangażowane w procesy glacitektoniczne (Dzierżek 2007, 2008).

W dotychczasowych badaniach geologicznych w obrębie kompleksu osadów zlodowacenia Wisły na Pojezierzu Dobrzyńskim wyróżniano jedną (Churski *et al.* 1978; Kotarbiński 1999b, 2000), dwie (Skompski, Słowański 1970b; Lamparski 1979b, 1989b) lub trzy gliny lodowcowe (Lamparski 1981; Dzierżek 2007). Jednak pozycja stratygraficzna tych glin nie jest jednoznaczna. Wynika to z małej liczby stanowisk z dobrze określoną pozycją wiekową osadów interglacjalu eemskiego oraz z niepewnych kryteriów rozpozniowania osadów uznawanych za pochodzące z najmłodszego zlodowacenia. Jak dotychczas, w obrębie Pojezierza osady interglacjalu eemskiego udokumentowano palinologicznie w profilach Studzieniec i Babiec Piaseczny koło Sierpca (Kotarbiński, Krupiński 1995) oraz Nadolnik (Krupiński 2005).

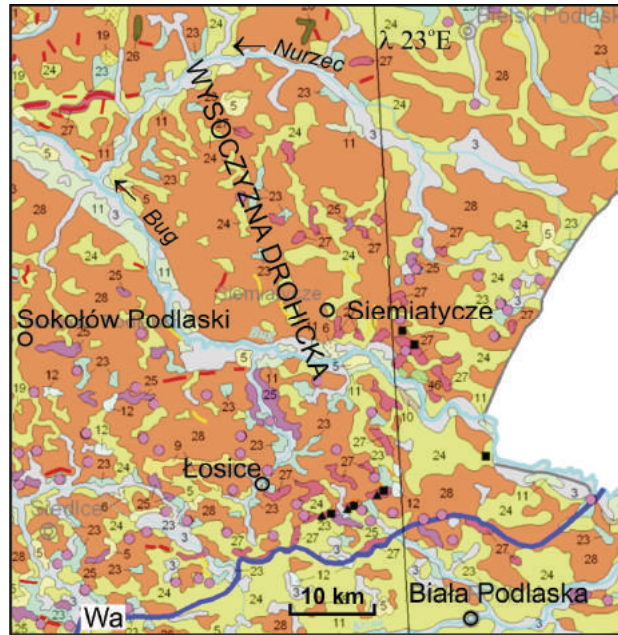
WYSOCZYNA DROHICKA

Wysoczyzna Drohicka jest najdalej na południowy zachód wysuniętym mezoregionem podprovincji Wysoczyzny Podlasko-Białoruskiej (Kondracki 1994). Od zachodu i północy ograniczona jest doliną Bugu i doliną rzeki Nurzec (rys. 15). Dolina Bugu ma tu charakter przełomu przez obszary wysoczyznowe i nazywana jest Podlaskim Przełomem Bugu. W okolicach Drohiczyzna rzeka Bug zmienia gwałtownie swój kierunek z WNW na NNW i właśnie ta część wysoczyzny poddana była szczegółowej analizie. Leży w całości poza maksymalnym zasięgiem lądolodu zlodowacenia Wisły.

Wyrównana powierzchnia Wysoczyzny Drohiczyńskiej jest typowa dla zdenudowanych ob-

szarów z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Występuje na wysokości 135–180 m n.p.m. Z rzadka tylko urozmaicona jest wzniesieniami przekraczającymi 200 m n.p.m. – są to najczęściej moreny czołowe, nasady stożków sandrowych i ozy. Liczba form lodowcowych i sposób ich występowania stoi w wyraźnym kontraście do wyżej opisywanych regionów leżących w zasięgu ostatniego zlodowacenia.

W omawianym południowo-zachodnim fragmencie powierzchnia wysoczyzny leży 135–150 m n.p.m. i generalnie nachylona jest w kierunku zachodnim i południowym. Charakterystycznym rysem rzeźby powierzchni tej części wysoczyzny są prostolinijne doliny o łagodnych



Rys. 15. Wysoczyzna Drohicza na mapie geologicznej Polski wg Marksa *et al.* (2006)

Wa – zasięg lądolodu w czasie stadiału Warty; pozostałe objaśnienia jak na rys. 13

Drohiczyzn Plateau on the geological map of Poland after Marks *et al.* (2006)

Wa – ice-sheet extent during the Wartian Stadial; other explanations as in Fig. 13

zbożach, uchodzące prawie prostopadłe do doliny Bugu. W ułożeniu tych obniżień dominują kierunki zbliżone do W–E i N–S (NNW–SSE). Dno doliny Bugu położone jest na wysokościach 105–110 m n.p.m. i obfituje w liczne meandry szerokopromienne i odsypy meandrowe oraz niewielkie wydmy (rys. 15). Deniwelacje powierzchni sięgają na tym terenie 75 m, ale dotyczą głównie różnicy pomiędzy dnem doliny Bugu a kulminacjami wysoczyznowymi. W obrębie samej wysoczyzny różnice wysokości wynoszą kilkanaście metrów. Stok erozyjny wysoczyzny jest bardzo dobrze wyrażony stromą, a miejscami pionową skarpą (Góra Zamkowa w Drohiczyźnie), zbudowaną w dużej mierze z gliny zwałowej.

Powierzchnię wysoczyzny w tym rejonie buduje glina lodowcowa, miejscami przykryta cienką (do 2 m) pokrywą osadów fluwioglacjalnych (Nitychoruk *et al.* 2008a, b). Miąższość gliny waha się od jednego do kilku metrów. Glina ta

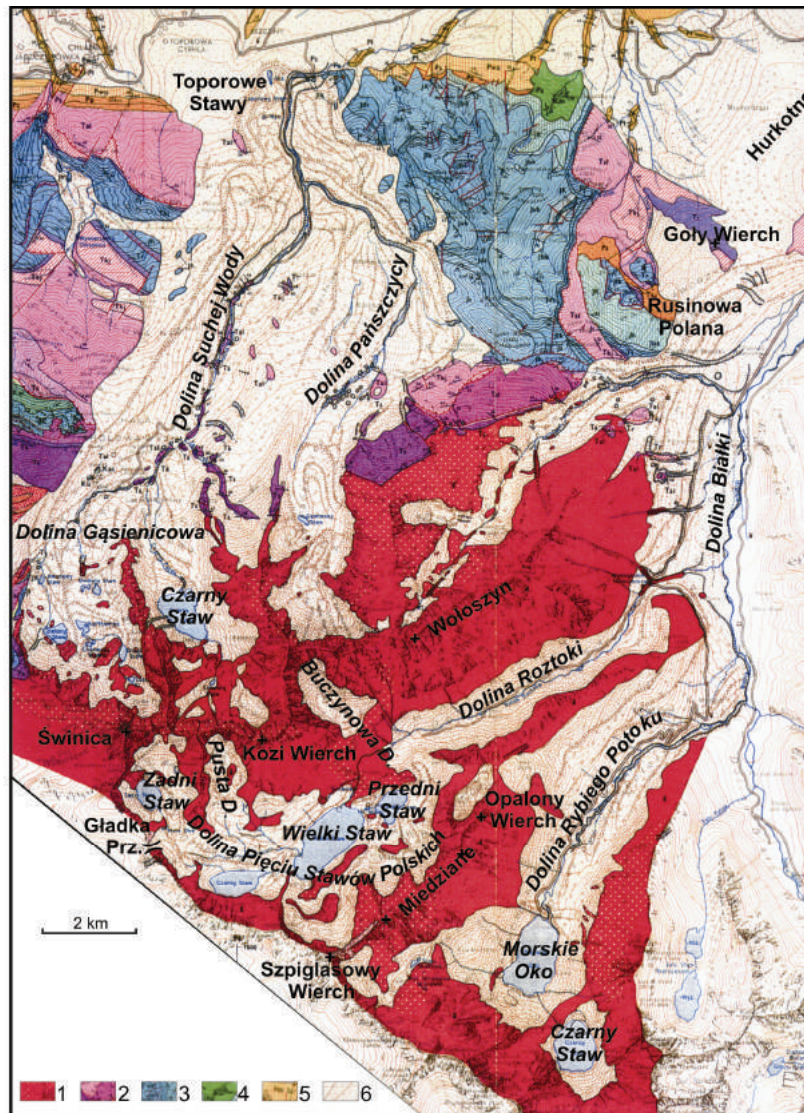
pochodzi ze zlodowacenia Warty (Marks 2004; Nitychoruk *et al.* 2008a, b). W świetle nowych propozycji podziału stratygraficznego może być traktowana jako odpowiednik stadiału Warty (Lindner 2005; Lindner, Marks 2008). Pod gliną występują osady piaszczysto-żwirowe oraz zastoiskowe, a niżej glina zwałowa o kilkumetrowej miąższości, ze stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry, podścielona serią piaszczysto-żwirową genezy wodnolodowcowej. W profilu Śledzianów nawiercono poniżej tych warstw osady organogeniczne z interglacjalnego mazowieckiego (Nitychoruk *et al.* 2008a, b). Osady te spoczywają na miąższach glin lodowcowych wiązanych ze zlodowaceniem Sanu II. Profil osadów plejstoceniowych w tym terenie kończy się serią drobnopiaszczystą i mułkowo-iłową i łącznie ma miąższość około 160 m. Na głębokości około 35 m p.p.m. zanotowano strop osadów miocenu stanowiących podłoże czwartorzędu.

WYBRANE REJONY TATR WYSOKICH

Do analizy wybrano doliny Tatr Wysokich: otoczenie Morskiego Oka wraz z Doliną Rybiego Potoku, Dolinę Pięciu Stawów wraz z Doliną Roztoki oraz Dolinę Suchej Wody wraz z częścią Doliny Gąsienicowej (rys. 16). Wybrane doliny

tatrzańskie oprócz pewnych różnic mają wspólne cechy. Charakteryzuje je:

- świeży charakter rzeźby w postaci ostrych grani, stromych ścian skalnych, wyrazistość form, duże deniwelacje, nierówny profil podłużny



Rys. 16. Wybrane doliny Tatr Wysokich na mapie geologicznej wg Bac-Moszaszwili *et al.* (1979)

1 – granitoidy trzonu krystalicznego; 2 – piaskowce, dolomity, wapień i łupki triasowe; 3 – wapień, piaskowce i łupki jurajskie; 4 – wapień kredowe; 5 – wapień i zlepieńce paleogeneńskie; 6 – piaski, żwiry, glazy oraz gruzowiska i blokowiska czwartorzędowe

Selected valleys of the High Tatra Mts. on the geological map after Bac-Moszaszwili *et al.* (1979)

1 – granitoid rocks of the crystalline core; 2 – Triassic sandstones, dolomites, limestones and shales; 3 – Jurassic limestones, sandstones and shales; 4 – Cretaceous limestones; 5 – Palaeogene limestones and conglomerates; 6 – Quaternary sands, gravels, boulders, rubbles and larges blocks

– złożona budowa, obejmująca w górnych częściach dawne pola firnowe lodowców z systemem piętowych cyrków bocznych, progi skalne, U-kształtną formę doliny lodowcowej oraz boczne doliny, często zawieszane;

– stosunkowo niewielki inwentarz osadów glacialnych i ogólnie mała miąższość osadów czwartorzędowych;

– występowanie jezior w dawnych cyrkach, z których biorą początek potoki odprowadzające wody na przedpole Tatr.

Dolina Rybiego Potoku ma długość 5,5 km, licząc od południowego brzegu Czarnego Stawu

po ujście do Białki (rys. 16). Początek doliny ma charakter piętrowego kotła. Najważniejsza jego część stanowi przegłębiony kocioł Morskiego Oka, nad którym zawieszony jest (200 m) kocioł Czarnego Stawu. Na otaczających Morskie Oko i Czarny Staw ścianach skalnych, najwyższej części Tatr z Rysami (2499 m n.p.m.), Mieguszowieckimi Szczytami (2438 m n.p.m.), Cubryną (2375 m n.p.m.), Żabimi Szczytami (2146 m n.p.m.), amfiteatralnie zawieszono są mniejsze kotły, między innymi Wielki Mieguszowiecki, Mały Mieguszowiecki, Dolinka za Mniczem, Czarnostawiański Wyżni. System ko-

tłów otoczenia Morskiego Oka kończy się na wysokości około 1400 m n.p.m. na progu nadbudowanym moreną końcową, na którym zbudowano najbardziej znane w Polsce schronisko. O rozmiarach przeobrażeń lodowcowych świadczy głębokość mis jeziornych: 76 m dla Czarnego Stawu i 50 m dla Morskiego Oka. Deniwelacje w obrębie strefy kotłów wynoszą 1150 m, licząc od dna Morskiego Oka do wierzchołka Rysów. Za strefą morenową w zamknięciu Morskiego Oka rozpoczyna się żłób lodowcowy, który ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim na odległość około 3,5 km, a dno obniża się do 1080 m n.p.m. Jego szerokość wynosi około 400 m. Po lodowcowa Dolina Rybiego Potoku jest zawieszona w stosunku do doliny Białki. Ślady działalności lodowca w dolinie Rybiego Potoku można znaleźć 200 m nad poziom dna (Klimaszewski 1988). Na zboczach doliny, zwłaszcza lewym, zachowane są miejscami dobrze czytelne wały morenowe, wyznaczające zasięgi wysokościowe lodowca (głównie würmskiego), a w dnie doliny występuje szereg moren czołowych, będących śladami oscylacyjnego etapu deglacjacji. Płaskie dno doliny wyścielone jest osadami morenowymi i fluwioglacjalnymi.

Dolina Pięciu Stawów Polskich (DPSP) i Dolina Roztoki składają się w potężną formę o długości około 8 km (rys. 16), przeobrażoną przez lodowce plejstoceny. Jej profil podłużny obejmuje kilka progów skalnych i płaskich odcinków o różnych długościach. Dolina Roztoki ciągnie się od progu DPSP z Sikławą (200 m wysokości względnej) do progu Wodogrzmotów Mickiewicza. Dno doliny leży od 1450 m n.p.m. do około 1200 m n.p.m., przy czym jej wylot w stosunku do dna Doliny Białki jest zawieszony około 100 m. Dolina Roztoki jest zdaniem Klimaszewskiego (1988) niepełnym żłobem lodowcowym, nie była wypełniona lodem w całości. Podciosy lodowcowe są lepiej czytelne na zboczach Opalonego, gdzie sięgają tam do 250 m nad dno doliny. Zbocza o ekspozycji północnej (Wołoszyn) są mniej strome, co tworzy asymetryczny profil poprzeczny doliny. Jej dno, o zmiennej szerokości od 350 do 50 m, wyścielone jest osadami morenowymi, zboczowymi, rzadziej aluwiami, a miejscami w jego obrębie odsłania się wygładzone podłoże skalne (Bac-Moszaszwili *et al.* 1979).

W górnym odcinku 260 m nad Doliną Roztoki zawieszona jest Dolina Buczynowa – typowy kocioł lodowcowy, stanowiący w plejstocenie jeden z wielu bocznych cyrków zasilających główny lodowiec Pięciu Stawów. Rozmiary Doli-

ny Buczynowej są niewielkie, 950 x 400 m, a w profilu podłużnym można wyróżnić dwa poziomy dna: 1700–1740 m n.p.m. i 1800 m n.p.m. Dno doliny jest całkowicie wysłane osadami gruzowymi: lodowca gruzowego, piargów oraz dwóch systemów moren końcowych (Dzierżek, Nitychoruk 1986).

DPSP wraz z przyległymi, wyżej położonymi dolinami bocznymi tworzy rozległy cyrk lodowcowy, będący w plejstocenie polem firmowym jednego z największych lodowców tatrzańskich. Dno tej doliny jest wyraźnie wydłużone: 4 km długości i 0,4–0,9 km szerokości, wcięte w całości w granitoidach trzonu krystalicznego Tatr (Bac-Moszaszwili *et al.* 1979). Położone jest w od 1664 do 1900 (1990) m n.p.m., a w profilu podłużnym wykazuje kilka stopni. Najniższy poziom tworzy rejon rynien glacialnych Wielkiego i Przedniego Stawu, pośredni stanowi szeroki obszar na północ od Czarnego Stawu, najwyższy obejmuje dno Dolinki pod Kołem. Do głównej doliny uchodzą, często oddzielone od jej dna wyraźnym progiem, boczne kotły: Czarnej Ławki, Szpiglasowej, Miedzianego, Opalonego, Dolina Pusta. Otaczająca dolinę ostra grań obejmuje szczyty „dwutysięczników”: Opalonego (2114 m n.p.m.), Miedzianego (2233 m n.p.m.), Szpiglasowego Wierchu (2172 m n.p.m.), Gładkiego Wierchu (2065 m n.p.m.), Walentkowego Wierchu (2157 m n.p.m.), Świnicy (2301 m n.p.m.), Małego Koziego i Koziego Wierchu (2291 m n.p.m.) i Buczynowej Strażnicy (2242 m n.p.m.). Deniwelacje sięgają zatem 715 m, licząc od szczytu Świnicy do dna Wielkiego Stawu (rys. 16).

Świadectwem działalności lodowcowej w dolinie jest szereg form erozyjnych, takich jak barki i podciosy lodowcowe, wygłady i mutony, misy i wanny stawów, oraz akumulacyjnych, jak pokrywy fluwioglacjalne, wały moren końcowych, lodowce gruzowe (Dzierżek *et al.* 1986; Dzierżek, Nitychoruk 1986; Klimaszewski 1988).

W rozważaniach paleogeograficznych najważniejsza jest analiza występowania barków lodowcowych i moren czołowych, które to pozwalają na wyznaczenie zasięgu lodowca. Barki lodowcowe i związane z nimi podciosy (Klimaszewski 1988) profilu stoku manifestują się jako charakterystyczne spłaszczenia (barki) i towarzyszące im pionowe fragmenty ścian skalnych (podciosy). W DPSP występują trzy poziomy barków lodowcowych. Najwyższy ciągnie się od Dolinki Pustej do Buczynowej na poziomie 1895–1760 m n.p.m. Dwa niższe moż-

na obserwować we fragmentach po obu stronach doliny w przedziałach wysokościowych 1810–1720 m n.p.m. i 1755–1685 m n.p.m. (Hakenberg 1959; Dzierżek *et al.* 1986; Klimaszewski 1988). Występują także w dolinach bocznych, między innymi w Pustej Dolince na trzech poziomach wysokościowych w przedziale 1980–1870 m n.p.m. (Makos 2006; Makos, Nowacki 2009). Nad Wielkim Stawem leżą one bardzo blisko siebie, tworząc charakterystyczny profil schodkowy południowego zbocza Doliny. Barki lodowcowe powstały w wyniku erozyjnej działalności lodowców, a granice bark/podcięcie wyznaczają paleogeograficzną granicę lód/powierzchnia skalna w każdym etapie erozji lodowcowej. W najwyższy, najstarszy system żłobu lodowcowego włożone są kolejno młodsze, powstałe w kolejnych transgresjach lodowcowych. Co do wieku i rangi lodowców odpowiedzialnych za powstanie barków nie ma jednoznacznego poglądu. Hakenberg (1959) uznał, że poszczególne barki powstawały w kolejnych zlodowaceniach. Jednak dobry stan zachowania tych form, ich podobna „świeżość” we wszystkich przedziałach wysokościowych pozwala przypuszczać, że wszystkie barki pochodzą z ostatniego zlodowacenia, a może nawet z ostatniego stadiału (Makos 2006).

Moreny końcowe zachowane są najlepiej w DPSP, zaś w obrębie Doliny Roztoki ich stan zachowania jest zły, z powodu zniszczenia przez erozję potoku i procesy stokowe. Największe moreny końcowe zlokalizowane są na progu doliny w okolicach Przedniego Stawu. Mają postać łukowato wygiętych wałów, o wysokości względnej kilkunastu metrów. Zbudowane są najczęściej z grubookruchowego materiału skalnego. Kolejna strefa moren zaznacza się na progu pomiędzy Wielkim a Czarnym Stawem. W górę doliny występują jeszcze co najmniej dwa systemy moren końcowych na poziomie 1850–1880 m. Dobrze czytelne są też morenowe zamknięcia cyrków bocznych w Dolince Pustej czy Buczynowej. Moreny te wiążano z zasięgami recesyjnych faz ostatniego lodowca (Lindner *et al.* 1990).

System doliny Suchej Wody wraz z Doliną Gąsienicową (rys. 16), dolinami bocznymi oraz Doliną Pańszczycy tworzy obszar największego rozprzestrzenienia osadów czwartorzędowych w Tatrach. Dolina Gąsienicowa, składająca się z Doliny Stawów Gąsienicowych oraz Doliny Czarnego Stawu Gąsienicowego, to forma prze-

obrażona w cyrk lodowcowy o skomplikowanej budowie, rozgałęziony, przechodzący w rejonie progu Hali Gąsienicowej w żłób Doliny Suchej Wody, który łączy się ze żłobem Doliny Pańszczycy (Klimaszewski 1988). Wylot doliny leży na wysokości 1050 m n.p.m., a schodkowy profil podłużny wznosi się do poziomu 1868 m n.p.m. (Zadni Staw Gąsienicowy) i 1886 m n.p.m. (dno Kotła Świnickiego). Długość doliny przekracza 8 km. Specyfika tej doliny polega na tym, że w odróżnieniu od opisanych wyżej systemów dolin lodowcowych szerokość kotła gąsienicowego i połączonych żłobów Suchej Wody i Pańszczycy jest dość zbliżona (do 15 km). Jest to wynik budowy geologicznej (część przypadająca na kotły zbudowana jest przeważnie z granitoidów, natomiast żłób wycięty jest w skałach osadowych) oraz wzmożonej erozji lodowcowej w strefie końcowej (Klimaszewski 1988). Tam właśnie jezior Suchej Wody łączył się z jeziorem lodowca Pańszczycy, w wyniku czego powstał system najlepiej wykształconych moren czołowych w Tatrach. Na temat wieku i sposobu rozmieszczenia moren czołowych w rejonie Toporowych Stawów u wylotu Suchej Doliny panują rozbieżne poglądy, ale większość badaczy jest zgodna co do tego, że zewnętrzna morena reprezentuje zasięg maksymalny lodowca w Würmie, zaś wały wewnętrzne reprezentują młodsze stadia recesyjne (Halicki 1930; Klimaszewski 1988; Dzierżek *et al.* 1999; Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001). Dno Doliny Suchej Wody wyścielone jest materiałem morenowym i fluwiogłajalnym oraz osadami aluwialnymi potoku Sucha Woda. W górę doliny zaznaczają się kolejne moreny czołowe i boczne będące świadectwem deglacji lodowca. W obrębie wielostopniowego cyrku Doliny Gąsienicowej materiał morenowy jest ułożony chaotycznie i wyznaczenie stadiów recesyjnych następuje pewne trudności. Duża część pokryw z grubookruchowego materiału ułożona jest w pola łukowatych wałów, pozostałości po późnowürmskich lodowcach gruzowych (Dzierżek, Nitychoruk 1986).

W świetle najnowszych danych (Lindner *et al.* 2008b, c; Derkacz *et al.* 2009; Makos, Nowacki 2009) poglądy na temat wieku i zasięgu lodowców tatrzańskich wymagają częściowej weryfikacji, co będzie rozwinięte w dalszej części opracowania.

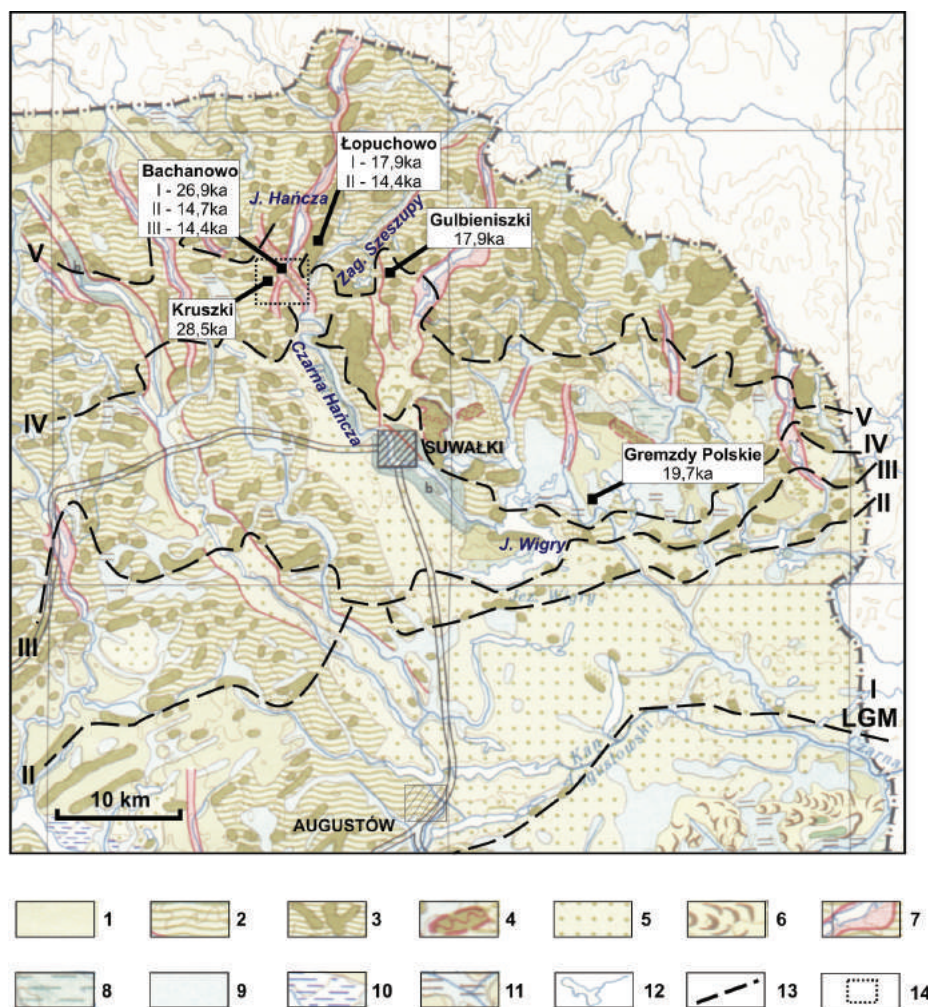
PALEOGEOGRAFIA WYBRANYCH OBSZARÓW W ŚWIETLE NOWYCH DANYCH

POJEZIERZE SUWAŃSKIE

Wiek głównych ciągów moren recesyjnych

Analiza geomorfologiczna Pojezierza Suwałskiego pozwoliła na zgrupowanie istniejących tu moren w pięć ciągów (rys. 17), począwszy od maksymalnego zasięgu w rejonie Augustowa (Ber

1982, 2000; Krzywicki 2002) do najmłodszych moren tak zwanej subfazy szeszupskiej fazy pomorskiej (Krzywicki 1993, 2002; Lisicki 1993). Datowanie głazów narzutowych z tego terenu metodą kosmogenicznego ^{36}Cl pozwoliło pośrednio określić wiek wyróżnionych moren.



Rys. 17. Wiek głazów lodowcowych wg Dzierżka i Zredy (2007) na tle zasięgu moren recesyjnych Pojezierza Suwałskiego wg Mojskiego (1967)

1 – wysoczyzny płaskie; 2 – wysoczyzny faliste; 3 – moreny czołowe; 4 – moreny spiętrzone; 5 – sandry; 6 – wydmy; 7 – rynny lodowcowe; 8 – równiny pozastoiskowe; 9 – dna dolin; 10 – równiny pojezierne; 11 – równiny torfowe; 12 – rzeki i jeziora; 13 – zasięgi faz recesyjnych ostatniego zlodowacenia (I–V wg Bera 1982, 2000, Krzywickiego 1993, 2002, Lisickiego 1993, 1998); 14 – okolice Bachanowa (rys. 18, 20 i 22)

Age of glacial boulders after Dzierżek and Zreda (2007), with regard to the extents of glacial phases of the last glaciation in the Suwałki Lakeland after Mojski (1967)

1 – flat plateau; 2 – undulating plateau; 3 – end moraines; 4 – push moraines; 5 – outwashes; 6 – dunes; 7 – glacial channels; 8 – ice-dammed plains; 9 – valley bottoms; 10 – lacustrine accumulation plains; 11 – peatlands; 12 – rivers and lakes; 13 – extent of recessional phases of the last glaciation (I–V after Ber 1982, 2000, Krzywicki 1993, 2002, Lisicki 1993, 1998); 14 – Bachanowo area (Figs 18, 20, 22)

Kluczowym dla określenia czasu formowania moren były daty czterech wielkich głazów narzutowych z okolic Gremzd Polskich. Wyniki dla każdego z głazów leżących w odległości paru kilometrów były zbliżone i obciążone stosunkowo niewielkim błędem $19,7 \pm 1,0$ ka (Dzierżek, Zreda 2007). Głazy leżą na bliskim zapleczu pasa moren w rejonie jeziora Wigry i w prosty sposób ich depozycję można wiązać z lodem formującym te moreny. Same moreny nie były datowane bezpośrednio. Uwzględniając kalibrację, moreny te odpowiadałyby czasowo fazie pomorskiej określanej w Polsce Zachodniej wiekiem konwencjonalnym 16,5 ka (Kozarski 1995). Pośrednio zatem można było określić wiek moren położonych na południe od moren wigierskich na fazę poznańską (II) i chodzieską (III). Skalibrowany wiek tych epizodów wydaje się zaskakująco „stary”, co wynika z przyzwyczajenia do operowania datami konwencjonalnymi i używania ich jako reperów w rozważaniach paleogeograficznych.

Wiek najmłodszego spośród wyznaczonych ciągów morenowych (V) określono na podstawie bezpośredniego datowania głazów morenowych w rejonie Łopuchowa metodą ^{36}Cl (rys. 17). Należy tu podkreślić, że w przypadku stanowiska w Łopuchowie daty chlorowe pokazały dwa etapy formowania moren. Zewnętrzny wał jest starszy $17,9 \pm 1,3$ ka i wyznacza zasięg lodowca wypełniającego zagłębienie Szeszupy. Odpowiada to na konwencjonalnej skali czasu fazie gardzieńskiej. Wał wewnętrzny z materiałem datowanym na $14,4 \pm 1,0$ ka (Dzierżek, Zreda 2007) powstał zatem w kolejnym, jeszcze młodszym etapie topnienia lodu i akumulacji głazów morenowych. Patrząc na mapę geomorfologiczną tego skrawka Polski zauważamy obecność kolejnych moren położonych na północ i północny wschód od najmłodszej z wydатовanych moren (rys. 17).

Są one zapewne nieco młodsze i związane z sukcesywną recesją lądolodu fazy gardzieńskiej. Nie należy więc wykluczać możliwości korelacji tych epizodów z fazami opisanymi w rejonie Bałtyku (Mojski 2000). Niewykluczone zatem, że moreny północno-wschodniego skrawka Polski mogły powstać nawet w późnym glacie.

Przyporządkowanie poszczególnych moren fazom rozwoju zlodowacenia Wisły nie jest tak jednoznaczne, jak to wynika z interpretacji dat chlorowych. Linie wyznaczające zasięgi lodowców wymienionych faz recesyjnych ostatniego zlodowacenia są urozmaicone, miejscami przerwane rozcięciami i obniżeniami (rys. 17). Powstały z połączenia wyznaczonych w szczegóło-

wych badaniach kartograficznych linii grzbietowych odrębnych łuków morenowych. Koronkowy kształt takiej linii widać dobrze dla linii wyznaczającej zasięg tak zwanych moren szeszujskich. Przyczyna takiego charakteru linii brzeżnej lądolodu wynika ze sposobu transgresji i rozwoju lodu nie tylko w postaci potoków, ale i mniejszych lobów (Ber 2000). Poszczególne loby mogły się rozwijać we własnym tempie i w nieco innym czasie mogły osiągnąć maksimum na liniach moren. W takim razie, jaki wiek ma linia wyznaczająca zasięg danej fazy? Takie trudności oraz subiektywne podejście do korelacji morfostratygraficznej są przyczyną wieloletniej dyskusji na temat wieku maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły na obszarze Polski północno-wschodniej, a także jego faz recesyjnych (Galon, Roszko 1961; Lisicki 1993; Ber 2000; Banaszuk 2001; Krzywicki 2002).

Daty chlorowe dostarczyły dowodów na niesynchronizację i niejednostajność procesów akumulacji moren na tym obszarze, a z drugiej strony prowokują do spekulacji na temat tempa procesów lodowcowych. Moreny ciągu IV i V, różniące się czasem powstania o 2000 lat, położone są w odległości od 1,5 do 18 km (rys. 17). Można się zatem pokusić o określenie tempa zaniku lądolodu, które dla tej części Suwalszczyzny wynosi od 9 m/rok do poniżej 1 m/rok. Z kolei w rejonie Łopuchowa stykające się ze sobą wały morenowe dzieli różnica czasu ich sedimentacji około 3000 lat. W takim razie, jakie jest właściwie tempo ruchu poszczególnych lobów? Również dalece zróżnicowane są wzajemne odległości pomiędzy liniami zasięgów starszych faz deglacjacji wyznaczonych ciągami IV i III a nawet LGM. Jeśli korelacja morfostratygraficzna oraz wyniki datowania są poprawne, to na długości 20 km czoło lądolodu fazy IV w części wschodniej (przy granicy z Litwą) zanikało w tempie o rząd wielkości mniejszym w stosunku do części zachodniej. Wynika z tego, że przebieg procesów lodowcowych był złożony i nierównomierny w czasie i przestrzeni, nawet dla zupełnie małych, w stosunku do całości lądolodu, obszarów. Rozwój poszczególnych części lądolodu wynikał nie tylko z praw mechaniki lodu, ale też z lokalnych uwarunkowań orograficznych (nierówności podłoża) czy geologicznych (litologia skał podłoża, tektonika).

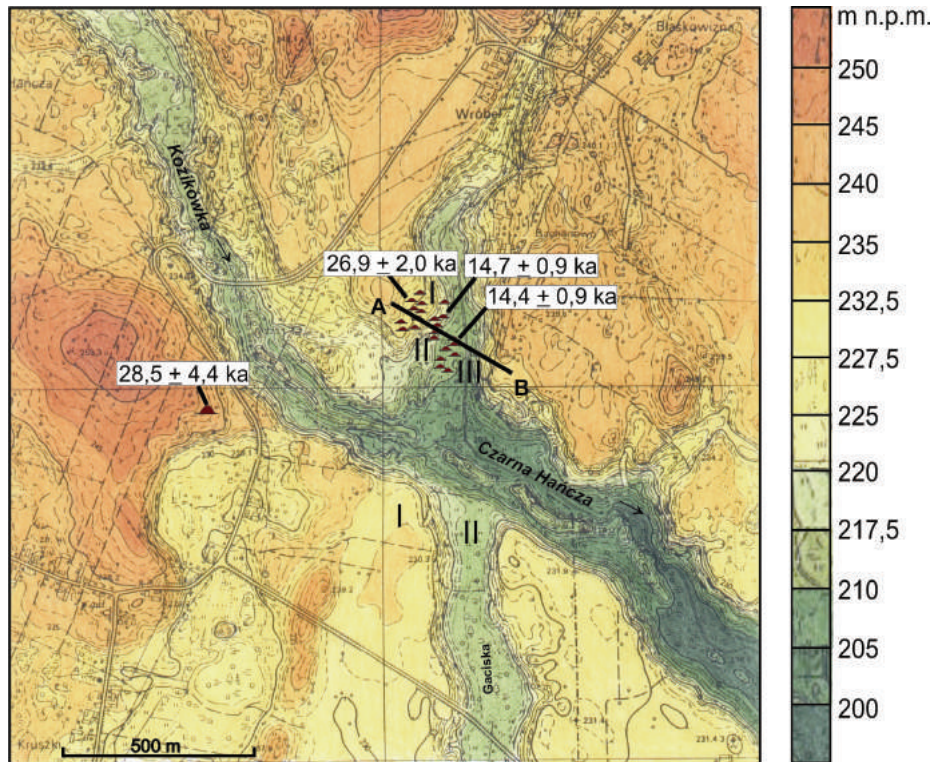
Dla obszaru północno-wschodniej Polski Ber i Ryka (1998) przedstawili koncepcję ścisłego wpływu struktury blokowej podłoża na przebieg sedimentacji w kenozoiku i zachowa-

nia się lądolodów. O rozwoju procesów lodowcowych decydowała zróżnicowana reakcja na obciążenie poszczególnych bloków, zwłaszcza w przypadku niewielkiej grubości lodu. O raczej znikomej miąższości ostatniego lądolodu na Suwalszczyźnie świadczą niewielkie miąższości glin. Za to niektóre moreny w tym rejonie mają pokaźne rozmiary i często noszą ślady zaburzeń. Nawet stosunkowo cienki i czysty, ale aktywny lód, może powodować duże zmiany morfologiczne. Poglądy o rozwoju zlodowacenia w postaci małych, aktywnych lobów w kierunkach uzależnionych od zróżnicowanego tektonicznie podłoża zyskały zatem mocne poparcie. Również rzeźba powierzchni, jaką zastał pierwszy lądolód zlodowacenia Wisły, odegrała dużą rolę w dalszym jego rozwoju. Obecna rzeźba powierzchni Pojezierza Suwalskiego jest bardzo „świeża”, głównie dlatego że lody powierzchniowe ustąpiły z tego obszaru stosunkowo późno. Prawdopodobnie było też tak w przypadku przedostatniego zlodowacenia. Krajobraz rejonu położonego jeszcze dalej na południe (okolice Moniek, Kolna i Sokółki) ma cechy rzeźby młodoglacjalnej, a pochodzi ze zlodowacenia Warty (por. Banaszuk 2001). Do czasu znalezienia osadów eemskich pod przykryciem gliną zwałową w tym rejonie nie ma możliwości wytłumaczenia tego fenomenu poprzez przesunięcie maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły (Morawski 2001). Ponieważ na razie nie sposób odtworzyć paleorzeźbę Suwalszczyzny przed ostatnim zlodowaceniem to można założyć, że wyglądała tak, jak obecnie w rejonie północnego Podlasia. Rzeźba z okresu zlodowacenia Warty, obecnie określanego jako stadiał Warty (Lindner 2005; Lindner, Marks 2008), mogła w tym rejonie pozostać świeża jeszcze i z tego powodu, że denudacja w okresie interglacjału eemskiego była raczej znikoma i krótkotrwała. Obecność lądolodu w stadiale Świecia w północno-wschodniej Polsce jest niepodważalna, choć co do jego zasięgu trwają dyskusje (Ber 2000; Krzywicki 2002; Mojski 2005). Wobec późnego ustąpienia lądolodu warciańskiego i stosunkowo szybkiego kolejnego awansu w środkowej części zlodowacenia Wisły czas na procesy denudacji rzeźby w okresie międzylodowcowym (interglacjalnym) był w stosunku do innych obszarów wyraźnie krótszy. To tłumaczy obraz transgresji lodowcowej w czasie zlodowacenia Wisły na zasadzie rozwoju cienkich języków i lobów lodowcowych, wykorzystujących uprzywilejowane kierunki określone przez główne rysy zastanej urozmaiconej rzeźby podłoża.

Zagadnienie wysp obszarów niezlodowaconych w zasięgu ostatniego zlodowacenia

Koncepcja lobowego schematu rozwoju lądolodów pociąga za sobą przyjęcie istnienia obszarów międzylobowych i wysp wysoczyznowych ominiętych całkowicie lub częściowo (czasowo) przez lód. Zwolennicy teorii wysp wysoczyznowych przytaczają mocniejsze lub słabsze dowody geologiczne lub geomorfologiczne na istnienie takowych obszarów na terenie objętym przez ostatnie zlodowacenie. Najczęściej przytaczane argumenty to między innymi brak możliwości rozdzielenia glin lodowcowych na danym obszarze, odmienny skład petrograficzny glin w obrębie wysp w stosunku do glin na sąsiednich obszarach, duża wysokość względna obszarów międzylobowych wykluczających możliwość przykrycia lodem. Ogólne schematy paleogeograficzne Niziu Europejskiego podczas ostatniego zlodowacenia zakładają istnienie wysp niezlodowaconych pomiędzy lobami jako prostą implikację praw fizyki lodu, bez uwzględnienia argumentów geologicznych czy geomorfologicznych (Boulton i in. 2001). Na obszarze Pojezierza Suwalskiego temat wysp wysoczyznowych był poruszany od dawna (Ber 1974, 1982, 2000). Argumentem na słuszność tej teorii była niemożność dopasowania liczby poziomów glin występujących w wyspach do schematów litostratygraficznych regionu i znaczny stopień zwietrzenia materiału zwirowego w glinie obszarów wysp, niepozwalający na dokładniejsze rozdzielenie stratygraficzne gliny leżącej powyżej osadów eemskich (Kenig 1998).

Wyniki datowania osadów lodowcowych Pojezierza Suwalskiego kosmogenicznym izotopem chloru-36 pozwoliły zabrać głos w tej dyskusji. Wiek głazów narzutowych z okolic Kruszek i Bachanowa (rys. 18) w zachodniej części Suwalskiego Parku Krajobrazowego, leżących w obrębie najmłodszej fazy recesyjnej ostatniego zlodowacenia (rys. 17), mieścił się w zakresie 28–26 ka. Zgodnie z zasadą datowania kosmogenicznymi izotopami wyniki te oznaczają, że głazy, ale też ten fragment wysoczyzny nie były od tego czasu przykryte lodem. Skoro jednak w bezpośrednim sąsiedztwie tego obszaru występują głazy młodsze, to mamy tu do czynienia z przypadkiem wyspy niezlodowaconej podczas młodszej części zlodowacenia Wisły. Z analizy wyników datowania w innych częściach Pojezierza wynika, że depozycja głazów w okolicy Kruszek i Bachanowa nastąpiła w czasie, gdy czoło lądolodu miało zasięg moren w rejonie Równiny Augustowskiej.



Rys. 18. Wiek głazów lodowcowych wg Dzierżka i Zredy (2007) na tle mapy hipsometrycznej okolicach Bachanowa na Pojezierzu Suwalskim

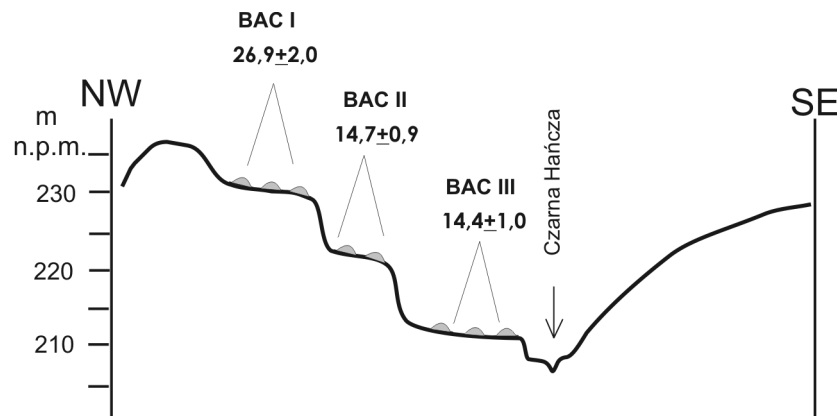
I-III – numery poziomów głazowiska; A-B – linia profilu morfologicznego (rys. 19)

Age of glacial boulders after Dzierżek and Zreda (2007), with regard to hypsometric map of the Bachanowo area, Suwałki Lakeland

I-III – levels of the erratic boulder field; A-B – morphological cross-section (Fig. 19)

Szczegółowy przebieg zdarzeń na obszarze skawka wysoczyzny w okolicy Bachanowa oparty na wynikach dotowania kosmogenicznym chlorem przedstawiony jest w oddzielnym rozdziale. Tu podkreślony zostanie tylko fakt występowania dat „za starych” w stosunku do okolicznych. Jakie są konsekwencje paleogeograficznie przyjęcia tych dat? Po pierwsze, owe „wyspy” niezlodowaczone

w okolicach Kruszek i Bachanowa są stosunkowo młode, czyli pochodzą z ostatniego zlodowacenia, ze starszej części stadiału głównego. Kolejne transgresje lodowcowe omijały ten obszar. Po drugie, obszar ten narażony był na silną erozję wód lodowcowych. Śladem pierwszego etapu niszczenia jest najwyższy poziom głazowiska w Bachanowie (rys. 19).



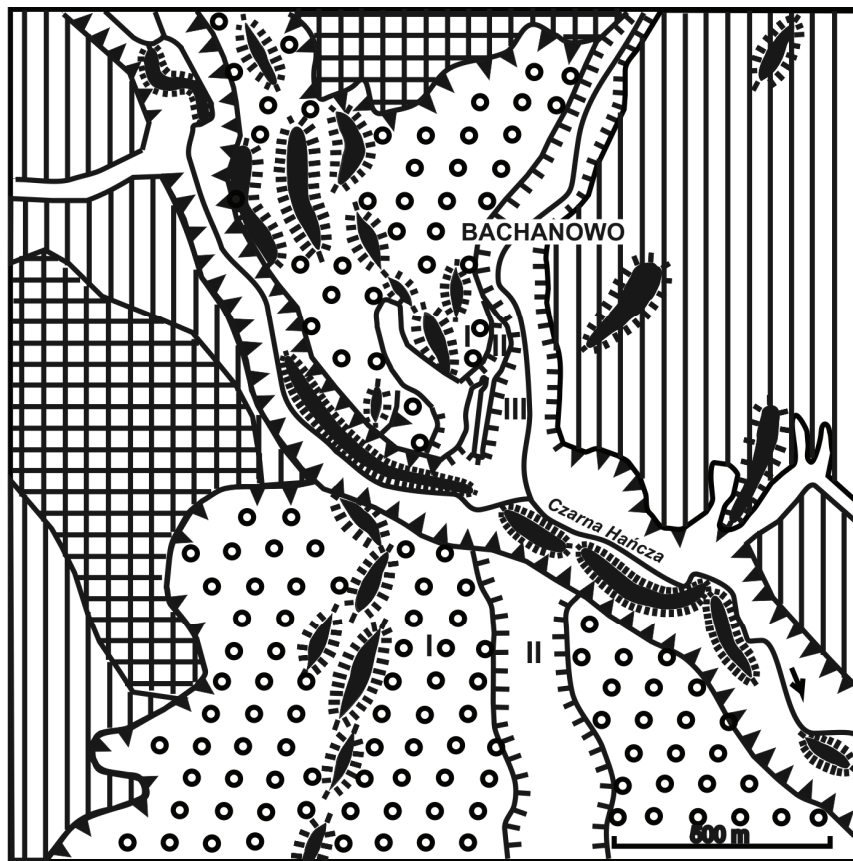
Rys. 19. Profil morfologiczny i wiek poziomów głazowiska w Bachanowie na Pojezierzu Suwalskim

Morphological profile and age of the Bachanowo erratic boulder field, Suwałki Lakeland

Głazy o starszym wieku występują w okolicach Kruszek i Bachanowa po obu stronach rynny turtulskiej (rys. 18). Pojawiają się także w sąsiedztwie głazów młodszych w niższych powierzchniach głazowiska w Bachanowie, co można wytłumaczyć procesami stokowymi podczas rozwoju doliny. W sumie spośród 17 głazów wydатовanych w rejonie Bachanowa, aż 6 miało wiek z zakresu 25–28 ka (Dzierżek, Zreda 2007). Obszar, z którego pochodzą owe „stare” głazy, jest bardzo mały. Nie można zatem określić wielkości owego „nunataka wysoczyznowego”. Sprawa jest o tyle interesująca, że dotyczy obszaru pomiędzy głównymi lobami tego obszaru: Rospudy (potok mazurski) i Hańczy (potok litewski). Oczywiście dalsze próby datowania głazów

w okolicy mogłyby dostarczyć nowych danych pozwalających na ewentualne rozszerzenie zasięgu tej „wyspy”. Ale to ma mniejsze znaczenie, ważniejsze jest stwierdzenie samego faktu możliwości omijania niektórych miejsc przez transgresje lodowcowe. Z drugiej strony długotrwała erozja w okolicach Bachanowa spowodowała rozcięcie i ograniczenie przestrzenne być może większego kiedyś obszaru.

Analizując rzeźbę okolic Bachanowa, należy rozważyć również inne źródło głazów z najwyższego poziomu głazowego w Bachanowie i pagórów (ozów), leżących na wschód od brzegu rynny Kozikówki (rys. 20). Część z nich może pochodzić z ozów supraglacialnych związanych z transgresją LGM. Sprawa wieku tego skrawka



Rys. 20. Szkic geomorfologiczny okolic Bachanowa

1 – wysoczyzny; 2 – moreny czołowe; 3 – sandry; 4 – ozy i formy szczelinowe; 5 – oz turtulski; 6 – krawędzie dolin przepływu fluwioglacialnego; 7 – krawędzie rynny subglacialnej; 8 – krawędzie erozyjne; 9 – doliny boczne; 10 – numery poziomów głazowiska w Bachanowie

Geomorphological sketch-map of the Bachanowo area

1 – plateau; 2 – end moraines; 3 – outwashes; 4 – eskers and fissure features; 5 – Turtul esker; 6 – margins of meltwater valleys; 7 – margins of subglacial channels; 8 – erosional scarps; 9 – side valleys; 10 – levels of the Bachanowo erratic boulder field

wysoczyzny nie zyska pełnego rozwiązania na podstawie dotychczasowych danych. Sugeruje jednak, że koncepcja transgresji ostatniego lądolodu w postaci, niewielkich obszarowo, nieprzylegających ściśle do siebie lobów, jest słuszna. Powinna być zweryfikowana także w innych miejscach Niżu. Świeża rzeźba Suwalszczyzny sprawia, że dociekania paleogeograficzne oparte na analizach geomorfologicznych są bardziej przekonujące niż w przypadku zdenudowanych powierzchni ukształtowanych przez starsze zlodowacenia. Wnioski z tej analizy powinny być brane pod uwagę również w próbach odtwarzania zapisu procesów morfogenetycznych w czasie starszych zlodowaceń (por. Rdzany 2009).

Historia zawieszanej dolinki Gaciska i wiek teras w Bachanowie

Na obszarze około 4 km² południowo-zachodniego skrawka Suwalskiego Parku Krajo-
brazowego w okolicach Bachanowa, zapisana jest niezwykle interesująca historia geologiczna wycinka górnej części ostatniego zlodowacenia. W rzeźbie tego terenu występują (rys. 20): wysoczyzny, na wysokości 235–240 m n.p.m., moreny czołowe o kulminacjach ponad 250 m n.p.m., ozy o wysokościach 235–245 m n.p.m. oraz sandr dolinny na wysokości 230–240 m n.p.m. (Ber 1967, 1968). Na tym tle szczególnie wyraziste są dwie krzyżujące się formy erozyjne. Pierwsza

z nich to wąska i głęboka (miejscami do 30 m) rynna Czarnej Hańczy i Kozikówki. Ma ona przebieg NW–SE. W jej dnie występuje ciąg pagórków ozu turtulskiego (Kondracki, Pietkiewicz 1961; Pietkiewicz 1977). Rynna jest niewspółmiernie głęboka do wielkości Czarnej Hańczy i jej dopływu Kozikówki, co od razu narzuca interpretację tej formy jako utworzonej przez wody podlodowcowe o wysokiej energii. Na południe od wsi Bachanowo rynna krzyżuje się z południkowo ukierunkowaną Doliną Gaciska. Zbocza doliny są strome i wysokie na 12 m. Jej płaskie i suche dno leży na wysokości 216–220 m n.p.m., czyli około 10 m wyżej niż dno rynny Czarnej Hańczy. Sytuacja ta tworzy unikatowy efekt zawieszenia doliny, znakomicie czytelny w terenie (rys. 21). Na przedłużeniu Doliny Gaciska w okolicach Bachanowa, po północnej stronie rynny Czarnej Hańczy – Kozikówki, występują trzy poziomy spłaszczenia na wysokościach: 227,5–232,5 m n.p.m., 220–222,5 m n.p.m. i 210–215 m n.p.m. (rys. 19). Powierzchnie są nachylone w kierunku południowym. Najwyższy poziom odpowiada powierzchni sandru dolinnego, pośredni nawiązuje do dna Doliny Gaciska, zaś najniższy obejmuje dno rynny. Z powodu „niezliczonej” (ok. 10000) ilości głazów narzutowych tkwiących w każdej z tych powierzchni przypominają one swego rodzaju naturalne „kocie łby”. Głazy mają od kilkudziesięciu centymetrów do 8 m w obwodzie i stanowią kolejną atrakcję



Rys. 21. Zawieszona Dolina Gaciska na Pojezierzu Suwalskim
Gaciska hanging valley in the Suwałki Lakeland

geomorfologiczną tego obszaru. Poziomy te zinterpretowano jako efekt kolejnych etapów erozji wód roztopowych tej części wysoczyzny, które miały miejsce $26,9 \pm 2,0$ ka, $14,7 \pm 0,9$ ka i $14,4 \pm 1,0$ ka (Dzierżek, Zreda 2007). Kilka kilometrów na południe od badanego terenu dolina Kozikówki i Czarnej Hańczy oraz dolina Gaciska łączą się ponownie.

Mamy więc na małym obszarze zapisany dość skomplikowany i bogaty przebieg procesów. Kluczem do rozważań paleogeograficznych jest występowanie tu dwóch kierunków wydłużonych elementów rzeźby, w przybliżeniu NW–SE i N–S. Wzgórza morenowe w północno-zachodnim fragmencie analizowanego obszaru, wyznaczające zasięg lobu lodowcowego, oraz rynna turtulska wraz z szeregiem wąskich pagórków ozowych w jej obrębie związane są z transgresją lodowcową i odpływem wód z kierunku północno-zachodniego. Z kierunkiem południkowym związane są z kolei: wydłużony pagór, a raczej ciąg pagórów na północ od wsi Pawłówka Mała, płaskie powierzchnie – fragmenty dopływu fluwio-glacialnego na północny wschód od Pawłówki oraz zawieszona dolina Gaciska nawiązująca do kierunku początkowego biegu Czarnej Hańczy (rys. 20). Istnienie tych dwóch kierunków form erozyjnych i akumulacyjnych zostało już dawno zauważone (Ber 1968, 1974, 2000) i zinterpretowane jako wynik ścierających się ze sobą lobów i potoków lodowcowych ostatniego zlodowacenia: potoku mazurskiego (lob Rospudy) z północnego zachodu i potoku litewskiego (lob Hańczy) z sektora północnego.

Analiza paleogeograficzna rzeźby tego terenu pozwala wyróżnić kilka etapów jej rozwoju, zaś datowanie głązów pozwoliło nadać im ramy czasowe.

A. Pierwszy, najstarszy urywek historii zawieszanej doliny Gaciska dotyczy transgresji lodu z kierunku północno-zachodniego. Śladem tego

jest rynna Czarnej Hańczy–Kozikówki z ozem turtulskim i szereg form pozytywnych (ozy albo formy szczelinowe) na jej lewym brzegu, ukierunkowanych z NW na SE (rys. 22). Na podstawie dotychczasowych danych o stratygrafii tego obszaru można przypuszczać, że dotyczyło to transgresji maksymalnej fazy stadiału głównego zlodowacenia Wisły, co według dat chlorowych mogło mieć miejsce $28,5$ ka (Dzierżek, Zreda 2007). Od tego czasu obszar ten nie był przykryty lodem. Czyli dopiero potem łądolód podzielił się na loby Rospudy i Hańczy. Jak wspomniano, niewykluczona jest też taka sytuacja, że datowane głązy pochodzą z form szczelinowych czy ozów formowanych w systemach otwartych, bez przykrycia lodem. To może dotyczyć wypukłych obecnie, wydłużonych form w okolicach na północ od Bachanowa. To by oznaczało, że gdy pod lodem transgredującym z północnego zachodu powstawała rynna Czarnej Hańczy–Kozikówki i oz turtulski, to w części otwartych szczelin mogły powstawać żwiry i głązy ozów i form szczelinowych.

B. Drugi etap to dominacja ruchu strumienia lodu i wód lodowcowych z północy na południe (NNW–SSE) i powstanie najwyższego tarasu erozyjnego w Bachanowie oraz sandru dolinowego (rys. 22). Czyli nastąpił szybszy ruch lobu Hańczy. Śladami tego etapu są formy szczelinowe na wysoczyźnie na wschód od Bachanowa oraz w otoczeniu powierzchni sandrowej na południe od Bachanowa, a także zagłębienia bezodpływowe po bryłach lodu w okolicy Pawłowa, odsłonięte znacznie później.

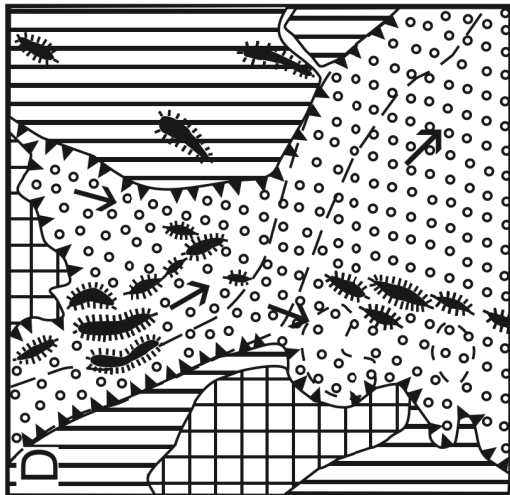
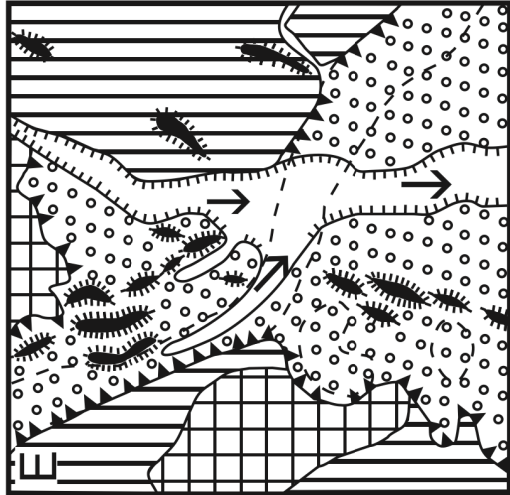
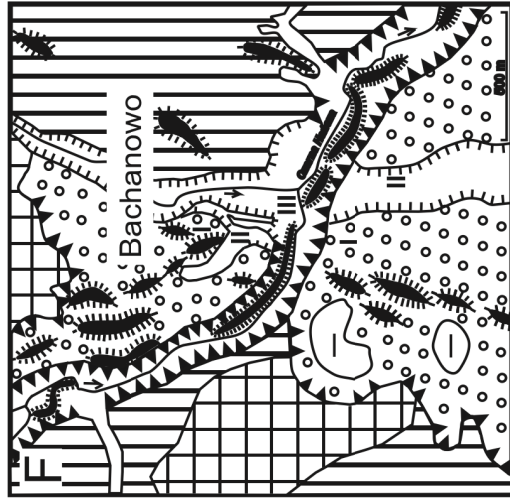
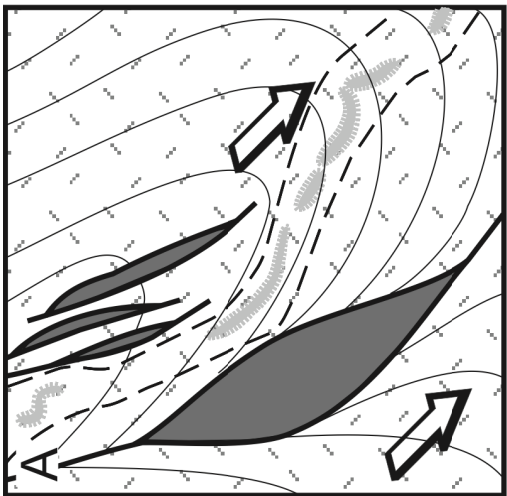
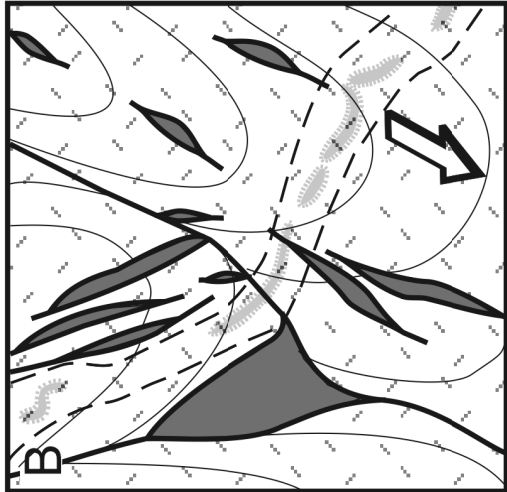
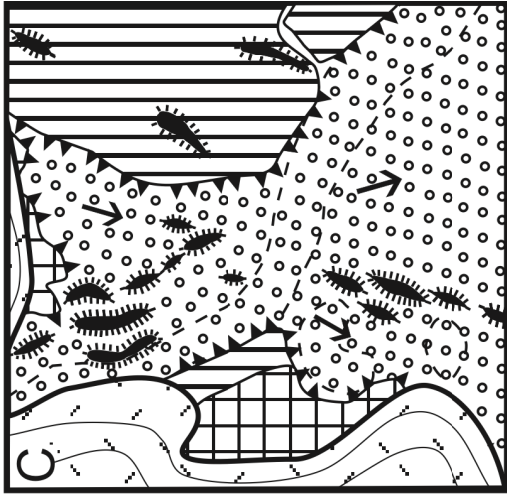
C. Następnym etapem to ustąpienie lodu z lobu litewskiego i wzmożona działalność wód roztopowych. Lob Rospudy pozostał na pozycji moren w okolicy Kruszek (rys. 22). Jest to najstarszy etap znacznego niszczenia wysoczyzny i powstania najwyższego poziomu głązowiska. Powierzchnia ta leży po obu stronach dzisiejszej rynny Czarnej Hańczy–Kozikówki na wysokości

Rys. 22. Etapy A–F rozwoju rzeźby okolic Bachanowa

1 – zasięg lobów lodowcowych i obszary nieprzykryte lodem; 2 – przebieg rynny subglacialnej; 3 – oz turtulski; 4 – bryły martwego lodu pod przykryciem osadów sandrowych; 5 – ozy i formy szczelinowe; 6 – wysoczyzny; 7 – moreny czołowe; 8 – sandry; 9 – krawędzie dolin przepływu fluwio-glacialnego; 10 – krawędzie rynny subglacialnej; 11 – krawędzie erozyjne; 12 – doliny boczne; 13 – zagłębienie bezodpływowe; 14 – kierunki ruchu lodu; 15 – kierunki przepływu wód lodowcowych; 16 – numery poziomów głązowiska w Bachanowie

A–F stages of landform evolution in the Bachanowo area

1 – extent of ice-sheet lobes and areas uncovered with ice; 2 – subglacial channel; 3 – Turtul esker; 4 – dead-ice blocks under outwash deposits; 5 – eskers and fissure features; 6 – plateaus; 7 – moraines; 8 – outwash plains; 9 – margins of melt-water valleys; 10 – margins of subglacial channels; 11 – erosional scarps; 12 – side valleys; 13 – kettle holes; 14 – directions of ice-sheet movement; 15 – directions of meltwater flow; 16 – levels of the Bachanowo erratic boulder field



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16

232,5–227,5 m n.p.m. Według dat chlorowych etap ten może być datowany na około 26 ka (Dzierżek, Zreda 2007).

D. W wyniku dalszej recesji lodu z obu lobów obniża się baza erozyjna, jest coraz więcej wód roztopowych (rys. 22). Główny, południkowy kierunek wód roztopowych wynikał z topnienia lodu zajmującego rejon jeziora Hańcza. Wody pochodzące z topnienia lodu z lobu Rosputy miały na tym terenie mniejszy udział. Powstaje stosunkowo wąska i dość głęboka Dolina Gaciska wraz z odpowiadającym jej drugim tarasem erozyjnym w Bachanowie (220–222,5 m n.p.m.). Proces tworzenia tej powierzchni zakończył się około 14,9 ka (Dzierżek, Zreda 2007).

E. Dalszy zanik lodu spowodował skanalizowanie odpływu wód roztopowych wykorzystujących wcześniejsze szlaki z północnego zachodu i północy (rys. 22). Prawdopodobnie dzięki dużej ilości wód roztopowych po intensywnym etapie deglacjacji doszło do odpreparowania rynny Czarnej Hańczy–Kozikówki wypełnionej do tej pory lodem z pierwszej transgresji. Powstała terasa III w Bachanowie na wysokości 210–215 m n.p.m. Miało to miejsce około 14,4 ka (Dzierżek, Zreda 2007), co zarejestrowane jest także w datach gładów morenowych w pobliskim Łopuchowie. Ponieważ skutki morfologiczne są duże (głębokie wcięcie), a czas formowania się tego tarasu krótki, można traktować ten proces jako zjawisko katastrofalne (powódź) wywołane nadmiarem wód ablacyjnych z obu lobów.

F. Współczesna Czarna Hańcza, zasilana z jeziora Hańcza, zaczyna płynąć w dnie dawnej rynny, na poziomie 204 m n.p.m. w Bachanowie (rys. 22). Zasilana jest dopływem Kozikówką, która z kolei wykorzystuje wcześniejszy odcinek rynny lodowcowej.

Wiek ostatecznej deglacjacji obszaru Pojezierza Suwalskiego

Datowanie poszczególnych etapów niszczenia wysoczyzny i rozwoju rzeźby tego fragmentu obszaru młodoglacjalnego pozwala wzbogacić rozważania paleogeograficzne o zagadnienia związane z tempem procesów. Kolejne spłaszczenia w rejonie Bachanowa różnią się wysokością o około 7–10 m (rys. 19). Odstępy czasowe powstania kolejnych poziomów są bardzo nieregularne. Etap powstania pierwszego i drugiego spłaszczenia dzieli około 11,1 ka. Natomiast podobny efekt erozji (obniżenie powierzchni o kolejne 10 m) pomiędzy II i III terasą w Bachano-

wie miał miejsce według dat chlorowych w obrębie kilkuset lat. Z kolei wcięcie o następne kilka metrów do współczesnego poziomu dna zajęło Czarnej Hańczy około 14,4 ka. Przyczyn tej nieregularności erozji można szukać w zróżnicowanym tempie recesji lodu, wynikającym z ogólnych zmian klimatycznych u schyłku ostatniego zlodowacenia. Być może wiąże się to także z tendencjami wznoszącymi tego miejsca, reagującymi na stopniowe lecz niejednostajne uwalnianie od lodu. Niezależnie od wagi poszczególnych czynników odpowiedzialnych za nieregularne tempo erozji wód roztopowych i rzecznych, analiza ta pokazuje, że szacowanie tempa rozwoju jakiegoś procesu, w tym wypadku erozji wgłębszej, jest daleko idącym uśrednieniem. W Bachanowie niszczenie wysoczyzny odsłoniętej około 26 ka następowało w średnim tempie 11 mm/rok (z poziomu 235 do 205 m n.p.m.), ale na przełomie glaciału i holocenu wynosiło już 2 cm/rok, za to w holocenie tylko 0,5 mm/rok. Pokusa robienia takich szacunków jest duża, ale z rozważań tych wynika, że wiarygodność ich jest raczej ograniczona, a więc na ogół mijają się z celem.

Datowania ^{36}Cl gładów na Pojezierzu Suwalskim dokumentują czas depozycji lodowcowej na cały okres stadiału głównego (od 28 ka). Ostatni większy impuls wytapiania materiału z lodu wydatowany został w morenach łopuchowskich na 14,4 ka. Wywołało to intensywną erozję wód roztopowych odpowiedzialnych za ukształtowanie powierzchni terasy III w Bachanowie (Dzierżek, Zreda 2007). Jak na razie nie ma młodszych dat chlorowych dla osadów lodowcowych, choć nie należy tego zdecydowanie wykluczać, tym bardziej że podobne „młode” daty uzyskano przy datowaniu gładów z regionu objętego zasięgiem fazy pomorskiej metodą ^{10}Be (Rinterknecht i in. 2005). Przekonującym dowodem na zanik lodu z powierzchni omawianego obszaru jest akumulacja jeziorna. W zbiorniku wodnym koło Szurpił nawiercono 2,5-metrowy profil osadów torfiastych z domieszką mineralną w stropie i spagu. Najniższa część profilu dokumentuje występowanie roślin *Juniperus* (50 %), *Betula* i *Pinus*, przy dość znacznym udziale roślinności zielnej (Gramineae, Cyperaceae, *Artemisia*). Roślinność tego okresu można określić jako środowisko tundry parkowej, raczej suchej reprezentującej schyłek Młodszygo Dryasu (Bińka 1993). Ustępowanie lodu z zagłębienia Szeszupy trwało więc około 3000 lat, co jest różnicą pomiędzy wiekiem najmłodszego gładu w Łopuchowie a początkiem akumulacji osadów jeziornych.

Wnioski

- Najstarsze daty chlorowe wskazują na możliwość obecności lądolodu w czasie starszej części stadiału głównego. Niektóre rejony Pojezierza Suwalskiego nie były przykryte lądolodem, począwszy od maksimum stadiału głównego.
- Transgresja lądolodu odbywała się niewielkimi, aktywnymi lobami, wychodzącymi z większych strumieni lodowych. Loby wykorzystywały morfologię zastaną po poprzednim zlodowaceniu, zostawiając „nunataki wysoczyznowe”, a z drugiej strony deponując, często w formie zaburzonej, materiał czołowomorenowy.
- Takie zachowanie lądolodu(ów) zlodowacenia Wisły częściowo było warunkowane oddzia-

ływaniem podłoża pociętego na bloki licznymi uskokami.

- Terasy w Bachanowie powstawały w wyniku intensywnej erozji, przebiegającej etapowo w ciągu 12 000 lat. Tempo erozji było największe w późnym glacie i wynosiło 2 cm/rok, co wiąże się z nadmiarem wód w uwolnionych od lodu zagłębieniach (jezioro Hańcza, zagłębienie Szeszupy).
- Czoła lodowców zapisane w koronkowej linii złożonej z zasięgów poszczególnych lobów cofały się ze zróżnicowaną prędkością od 9 m/rok do 1 m/rok, co może świadczyć o niezależnym rozwoju poszczególnych lobów (niektórych linii wyznaczających zasięg fazy rozwoju lądolodu) i jest potwierdzeniem poglądu o asynchroniczności takich linii.

POJEZIERZE DOBRZYŃSKIE

Loby lodowcowe w rzeźbie powierzchni

Ze względu na frekwencję i stan zachowania form czołowomorenowych Pojezierze Dobrzyńskie wydaje się doskonałym poligonem do studiowania przebiegu zdarzeń lodowcowych. W młodej powierzchni Pojezierza Dobrzyńskiego wyjątkowo dobrze czytelny jest zarys czoła lądolodu ostatniego zlodowacenia w jego kilku fazach rozwojowych. Trudno tu w ogóle mówić o czołe lądolodu jako wielkiej masie lodu kontynentalnego. Korelacja morfostratygraficzna w skali ponadregionalnej moren poszczególnych faz postoju lądolodu zlodowacenia Wisły w południowym peribaltikum pozwoliła wyróżnić w zarysie czoła szereg wielkich lobów (Lencewicz 1927; Woldstedt 1931; Różycki 1961, 1967; Mojski 1968, 2005; Roszko 1968; Boulton *et al.* 2001; Marks 2005). Pojezierze Dobrzyńskie znajdowało się w zasięgu tak zwanego lobu Płocka (Rühle 1957; Galon, Roszko 1961; Skompski 1969). Wydarzenia podczas recesji lądolodu z linii maksymalnego zasięgu tworzą chyba najciekawszą część ostatniego zlodowacenia (rys. 23).

Jako pierwszy układ moren na Pojezierzu Dobrzyńskim opisał Nechay już w 1927 r. Lamparski (1991) na podstawie analizy rozmieszczenia moren wyróżnił szereg małych lobów będących odzwierciedleniem stanu czoła lądolodu w fazach recesyjnych. W świetle aktualnych badań rysuje się nieco inna interpretacja

ułożenia moren, a tym samym odmienna koncepcja przebiegu deglacjacji.

W analizie paleogeograficznej wzięto pod uwagę przede wszystkim kształt, rozmieszczenie i wielkość moren czołowych. Porównanie tych cech morfometrycznych pozwoliło na wyznaczenie zasięgów lobów i ich korelację w czasie i przestrzeni. Wykorzystano zarówno własne, jak i archiwalne materiały geologiczne i geomorfologiczne, głównie pochodzące z odpowiednich arkuszy mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Na syntetycznym szkicu geomorfologicznym widać zróżnicowanie moren pod względem wielkości i kształtu. Są formy „walne”, doskonale widoczne w morfologii, ale często nieodzwierciedlające pełnego łuku lobu. Takie moreny występują na linii Mochcino–Gozdowo–Kurowo (na S od Sierpca), gdzie już na obszarze Wysoczyzny Płockiej wyznaczają maksymalny zasięg ostatniego lądolodu w lobie Płocka (rys. 23). Są to pagórki o wysokościach względnych 5–10 m, układające się w wyraźny ciąg o kierunku NNW–SSE, a miejscami wręcz południowym, o długości 20 kilometrów. Moreny te pokrywają się ze strefą zdenudowanych wzgórz morenowych z okresu warciańskiego (Kotarbiński 1966; Skompski, Słowański 1970a, b; Lamparski 1979a). Być może izolowane pagórki morenowe w okolicach Gójska reprezentują przedłużenie tej linii zasięgu lodu w kierunku NNW. Tak zarysowany kształt świadczy o wielkich rozmiarach lobu. Jego zachodnia



Rys. 23. Zarys lobów lodowcowych na tle innych elementów rzeźby Pojezierza Dobrzyńskiego

1 – wysoczyzny; 2 – sandry; 3 – drumliny; 4 – rynny lodowcowe i doliny odpływu wód lodowcowych; 5 – loby lodowcowe wyznaczone na podstawie występowania moren: LK – lob Kikoła, LCh – lob Chrostkowa, LN – lob Nadroża, LL – lob Lipna, LKa – lob Karnkowa, LI – lob Ignackowa, LS – lob Suszewa, LC – lob chalińskiego; 6 – krawędzie dolin rzecznych; 7 – zasięg zlodowacenia Wisły; 8 – zasięg fazy kujawsko-dobrzyńskiej; 9 – linie przekrojów (por. rys. 29, 30, 31) i wiercenia (por. rys. 32): J – Jakowo, Ż – Żuchowo, Sz – Szczekarzewo, T – Tadjewo, Si – Sikórz, C – Chojno, So – Sosnowo

Outline of glacial lobes in relation to other landforms of the Dobrzyń Lakeland

1 – plateaus; 2 – outwashes; 3 – drumlins; 4 – glacial channels and meltwater valleys; 5 – ice-sheet lobes determined on the basis of moraine occurrence: LK – Kikół Lobe, LCh – Chrostkowo Lobe, LN – Nadroża Lobe, LL – Lipno Lobe, LKa – Karnkowo Lobe, LI – Ignackowo Lobe, LS – Suszewo Lobe, LC – Chalińskie Lobe; 6 – margins of fluvial valleys; 7 – extent of the Vistulian Glaciation; 8 – extent of the Kujawy-Dobrzyń phase; 9 – cross-sections (see Figs 29, 30, 31) and drillings (see Fig. 32): J – Jakowo, Ż – Żuchowo, Sz – Szczekarzewo, T – Tadjewo, Si – Sikórz, C – Chojno, So – Sosnowo

część przebiega na linii Gąbin–Łąck. Oś symetrii tego łuku jest w przybliżeniu zbieżna z linią dzisiejszej Wisły na odcinku Płock–Dobrzyń.

Następna wyraźna strefa moren występuje w okolicach Jeziora Chalińskiego, a dalej od okolic Jeziora Tupadłowskiego poprzez okolice

Karnkowa do Janiszewa. W okolicach Orłowa linia tych moren przybiera południkowy kierunek. Ten ciąg moren wyraźnie oddziela część zachodnią pojezierza, wysoczyznową, zbudowaną z glin lodowcowych, od części wschodniej, stanowiącej rozległą równinę sandrową

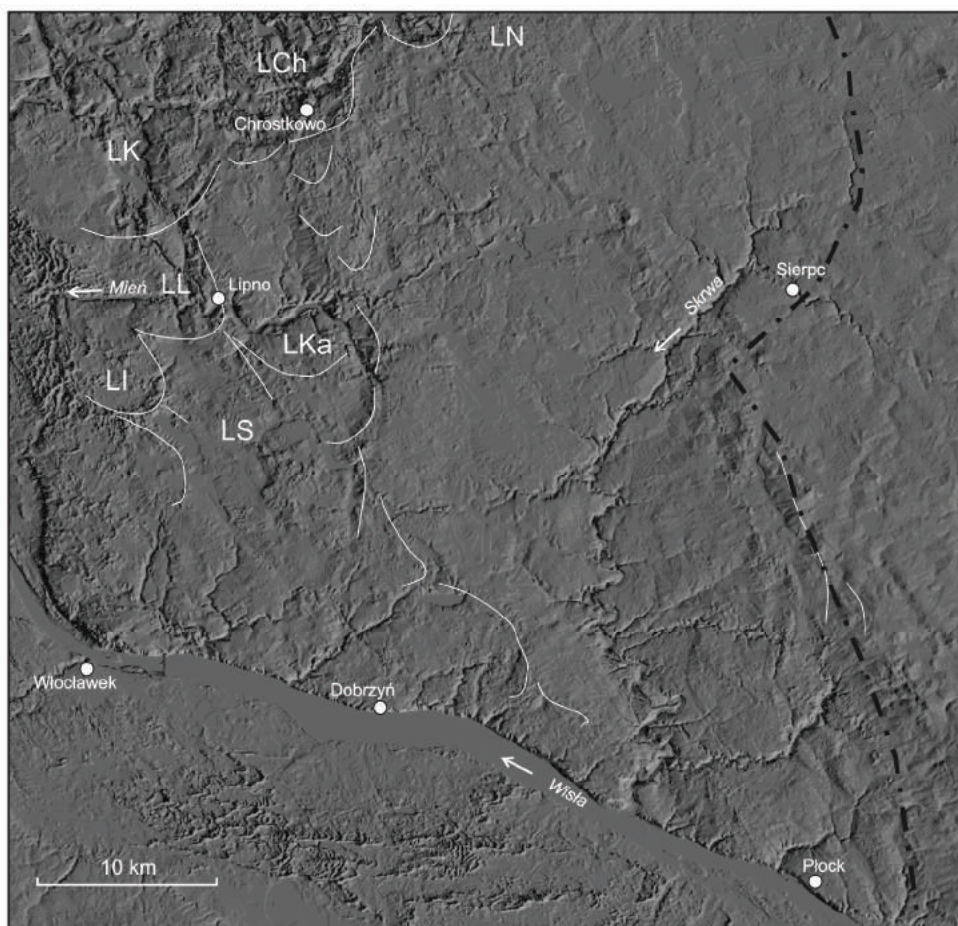
(rys. 23). Łączna długość opisywanej strefy wynosi około 40 km. Dokładniejsza analiza geomorfologiczna pokazuje, że omawiana strefa morenowa powstała z połączenia wschodnich ramion lobów chalińskiego i Lipna (Lamparski 2001). Na zachód od głównej linii można wyróżnić co najmniej cztery loby. Pagórki morenowe w rejonie Rembelina i Sobowa (na E od Dobrzynia n. Wisłą; Skompski 1972) układają się w zarysy dwóch lobów w południowej części Pojezierza. Fragmenty kolejnych dwóch lobów wyznaczają moreny na północ od Jeziora Chalińskiego i na południe od Jeziora Tupadłowskiego. Ślady zachodniego ramienia tej formy wyznaczać mogą moreny położone na południe od Witkowa. Zarys kolejnego lobu, nazwanego przez Lamparskiego (2001) lobem Suszewa, wyznaczają moreny ciągnące się od Karnkowa poprzez okolice Jeziora Orłowskiego, aż do zachodnich okolic Jeziora Ostrowitego. Ma on szerokość około 15 km. W jego obrębie można znaleźć niewyraźny zarys mniejszych lobów w rejonie Karnkowa i Rumunek. Północno-wschodnie ramię lobu Karnkowa przybiera postać kilku jeszcze mniejszych form w okolicy Chodorążka i Skepego, stosunkowo słabo czytelnych w morfologii. Kolejny dobrze czytelny lob, z klasyczną misą końcową występuje w okolicy Ignackowa (Lamparski 1991, 2001). Zarys jego czołowej części jest bardzo wyraźny i regularny, oparty na okręgu o promieniu 2 km. Jest on ostatnim zachowanym pasmem moren czołowych od strony doliny Wisły (rys. 23). W okolicach Osmiałowa lob Ignackowa styka się z lobem Lipna. Lob Lipna ma szerokość około 5 km i jest dwudzielny: na południe od miasta widać zarys zewnętrznego pasa moren, pas wewnętrzny przebiega od Maliszewa przez północną część miasta, do Jastrzębia. Zamykają się na nim dwie głębokie rynny ciągnące się od północnego zachodu na długości kilkudziesięciu kilometrów.

Na północ od opisywanych moren występują wyraźne łańcuchy moren ułożone w nieco innym planie, które wyznaczają inny etap rozwoju lądolodu (rys. 24). Najlepiej widać to w rejonie Chrostkowa, gdzie potężne wzniesienia morenowe wygięte w łuk niejako przykrywają pagórki morenowe wchodzące w skład poprzednio opisanych ramion lobów. Świeżość i rozmiary moren chrostkowskich wynikają prawdopodobnie z transgresywnego ich charakteru (Lamparski 2001). Dodatkowe dysproporcje pomiędzy morenami opisanych lobów powstały wskutek intensywnej działalności wód proglacialnych odpo-

wiedzialnych za usypanie sandru dobrzyńskiego. Łuki moren chrostkowskich układają się w jeden koronkowy ciąg, wyznaczony wyraźnymi lobami o niewielkich rozmiarach. Początek tej strefy (IV strefa wg Nechaya 1927) przypada na lob Nadroża (Lamparski 2001). Jest to klasyczna forma końcowa lobu o małym promieniu krzywizny (ok. 1 km), doskonale czytelna w morfologii (rys. 25). Zamykają go wzniesienia moren zbudowanych z piasków i żwirów. W swoim wnętrzu lob zawiera typowe formy końcowe, tj. misy jeziorne, terasy kemowe, płyty sandru wewnętrzne (rys. 26). Kolejny łuk w okolicach Chrostkowa jest w zarysie płytki, oparty na nieco większym promieniu krzywizny. Jego kształt określają największe na tym terenie wzniesienia morenowe. Ograniczają one od północnego zachodu strefę występowania drumlinów i na nich kończy się także większość rynien, bardzo licznych w tej części Pojezierza. Kolejny łuk moren nie jest tak dobrze czytelny, zwłaszcza w jego przegięciu, a ciągnie się od Chrostkowa po Cieluchowo (lob Cieluchowa). Duży i czytelny lob rysuje się także w okolicach Kikoła i Sumina. Jego szerokość mierzona od przeciwległych ramion wynosi około 7 km, przy czym moreny wyznaczające zachodnie ramię tego łuku w okolicach Steklina są słabiej zaznaczone w morfologii wysoczyzny. Loby Sumina, Cieluchowa, Chrostkowa i Nadroża wydają się zamykać pewien wspólny, najmłodszy na tym terenie etap oscylacyjnej recesji lądolodu (rys. 24). Dokładniejsza analiza rzeźby tych stref czołowomorenowych wykazuje dwu-, a miejscami trójdzielność ułożenia wałów morenowych. Widać to najlepiej na wschodnim skrzydle lobu Sumina i w lobie Chrostkowa (rys. 27). Linia styczna do punktów przegięcia tych trzech lobów ma azymut około 75° , czyli kierunek ruchu lodu wynosi około 165° . W stosunku do ułożenia moren w południowej części Pojezierza Dobrzyńskiego kierunek odchyła się nieco bardziej na wschód, choć pozostaje w zakresie sektora kierunków NW–SE. Te kierunki wydają nieprzypadkowe – powtarzają się one w innych elementach współczesnej rzeźby, na przykład w przebiegu rynien lodowcowych.

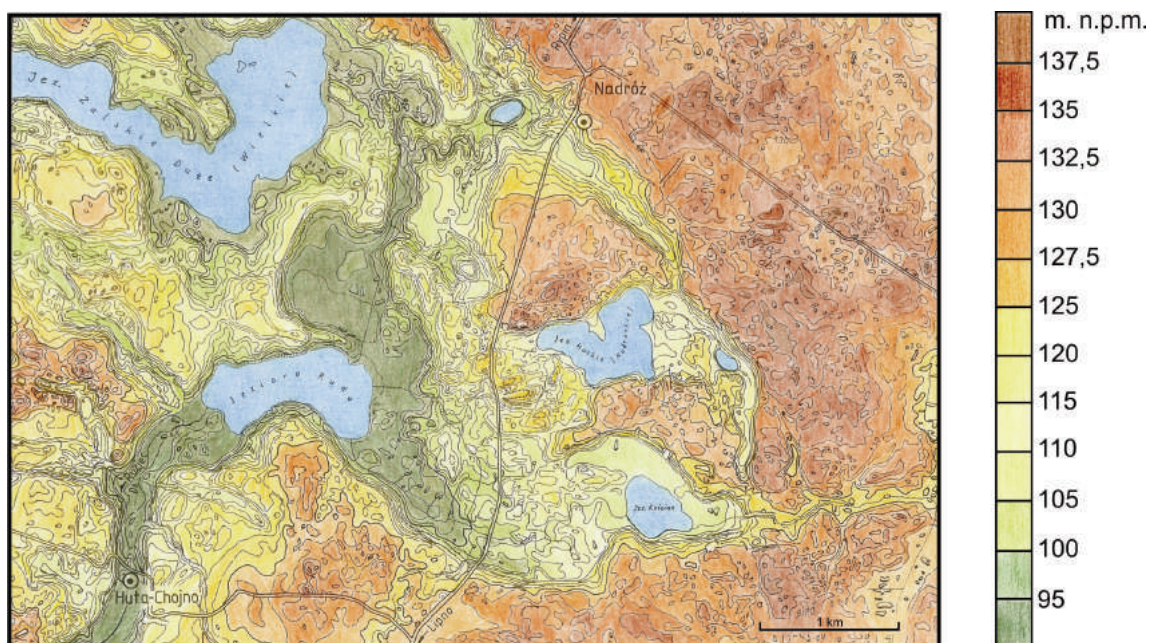
Krzyżujące się rynny subglacialne
jako świadectwo paleokierunków

Rynny polodowcowe stanowią ważny element rzeźby Pojezierza Dobrzyńskiego (rys. 23). Mogą być rozwinięte w obszarach wysoczyzn morenowych (obszar pomiędzy Lipnem a Działyniem),

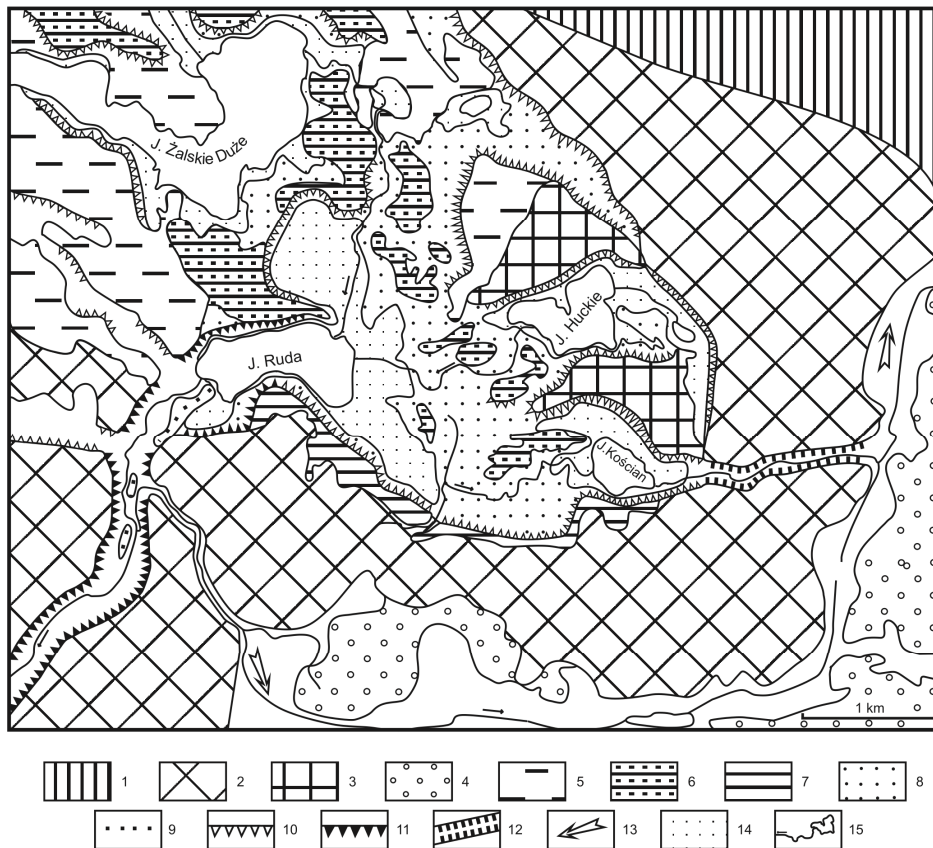


Rys. 24. Zarys lobów lodowcowych na Pojezierzu Dobrzyńskim w obrazie DEM objaśnienia jak na rys. 23

DEM images with the outline of glacial lobes in the Dobrzyń Lakeland explanations as in Fig. 23



Rys. 25. Lob Nadróża na Pojezierzu Dobrzyńskim w obrazie hipsometrycznym
Hypsometry of the Nadróż Lobe, Dobrzyń Lakeland



Rys. 26. Szkic geomorfologiczny lobu Nadróża

1 – wysoczyzny; 2 – moreny czołowe; 3 – moreny martwego lodu; 4 – sandr zewnętrzny; 5 – pokrywy ablacyjne; 6 – kemy; 7 – tarasy kemowe; 8 – sandr wewnętrzny; 9 – ozy; 10 – wysokie krawędzie; 11 – rynna polodowcowa; 12 – brama lodowcowa; 13 – kierunek przepływu marginalnego; 14 – równiny pojezierne; 15 – rzeki i jeziora

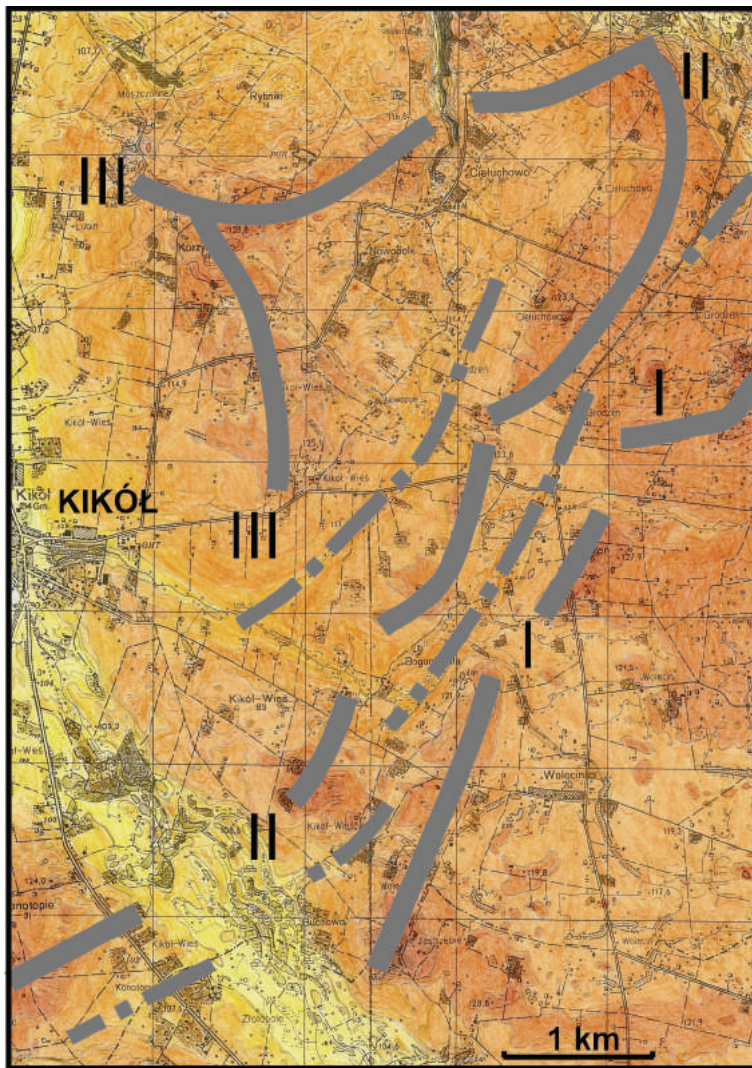
Geomorphological sketch-map of the Nadróż Lobe

1 – plateaus; 2 – end moraines; 3 – dead-ice moraines; 4 – outer outwash; 5 – melt-out deposits; 6 – kames; 7 – kame terraces; 8 – inner outwash; 9 – eskers; 10 – escarpments; 11 – glacial channel; 12 – glacial gate; 13 – direction of melt-waters flow; 14 – lacustrine accumulation plains; 15 – rivers and lakes

ale też na sandrach (ryny jezior: Urszulewskiego, Łąkie, Likieckie, Szczutowskiego). Są to najczęściej wydłużone obniżenia o wyraźnym górnym załamie stokowym, stromych zboczach i nierównym dnie. Zwykle mają szerokość kilkuset metrów i głębokość do 20 m, ciągną się dziesiątki kilometrów. W ich dnach występują rygle i przegłębienia, często wypełnione wodą (jeziora rynnowe). Orientacja rynien polodowcowych nawiązuje do rozkładu szczelin w lodzie i układu głównych szlaków odpływu wód lodowcowych, a zatem pośrednio do kształtu czoła lodowca. W klasycznej interpretacji ich przebieg jest zgodny z kierunkiem ruchu lodu i prostopadły do moreny czołowej (Majdanowski 1950). Długie pojedyncze formy często wykazują nagłą i ostrą zmianę orientacji, nawet o kąt zbliżony do 90°, jak na przykład rynny jezior Steklin i Długie. Niektóre formy są szerokie, a w ich dnach występują drumliny. Mają one wtedy charakter obniżeń

egzaracyjnych (np. niecka kikolska – Nechay 1927). Na zapleczu moren chrostkowskich rynny zbiegają się w okazałym zagłębieniu końcowym, w którym zlokalizowane jest największe pole drumlinowe Pojezierza Dobrzyńskiego.

Cechy morfometryczne rynien były podstawą do ich klasyfikacji genetycznej. Rynny polodowcowe (Nechay 1932), sublacjalne (Majdanowski 1950), glacialfluwalne (Niewiarowski *et al.* 1995) powstały w wyniku erozyjnej działalności wód subglacialnych. Mają niewyrównane dno z ryglami i płyciznami, a ich kierunek jest zgodny z ruchem lodu. W strefie lobu układają się wachlarzowato. Rynny szczelinowe (Nechay 1932), subaeralne (Majdanowski 1950), mają płaskie, nieckowate dno i kierunek poprzeczny do ruchu lodu – powstały w szczelinach w strefie przykrawędzowej lodowca. Rynny intraglacialne (Nechay 1932; Majdanowski 1950) są płaskodenne.



Rys. 27. Trójdzielność (I–III) moren na Pojezierzu Dobrzyńskim w okolicy Kikoła

1 – linie grzbietowe moren; 2 – osie obniżeń międzymorenowych

Threefold (I–III) moraines near Kikoń, Dobrzyń Lakeland

1 – moraine crest lines; 2 – axes of inter-moraine depressions



i powstały w wyniku erozji wód w szczelinach zgodnych z ruchem lodu. Niewiarowski *et al.* (1995) wyróżniają dodatkowo rynny glacialne, powstałe w wyniku erozji jezior lodowcowych oraz rynny glacialno-glacifluwialne, powstałe w wyniku erozji lodowcowej i fluwioglacialnej. Ich zdaniem rynny o złożonej genezie występują najczęściej w północnej części Pojezierza. Klasyycznym przykładem takiej rynny jest niecka kikolska czy strefa zaplecza moren w okolicach Zbójna. Zwykle mają one mniej regularne kształty, są szersze i płytsze.

Jeżeli analizujemy układ rynien na zapleczu strefy morenowej wyznaczającej zasięg lobu, wydaje się on logiczny – odzwierciedla bowiem główny rozkład przepływu wód lodowcowych. Na dalszym zapleczu moren chrostkowskich kierunki rynien wykazują znacznie większą różnorodność, a czasami krzyżujące się rynny tworzą efekt zawieszenia. W okolicach Mazowsza (ok. 10 km na

NNW od Kikoła) dno jednej z dłuższych i lepiej wyrażonych rynien (rys. 23) – Konotopie–Mazowsze (obejmującej tzw. nieckę kikolską) – leży o kilka metrów niżej w stosunku do dna rynny prostopadłej. Pierwsza z nich o orientacji NNW–SSE nawiązuje w sposób oczywisty do kierunku ruchu jezora lodowcowego formującego lob Sumina. Druga zaś wydaje się mieć związek z ruchem lodu w lobie Cieluchowa. Jeśliby zastosować schemat tego zjawiska opracowany dla zawieszanej doliny Gaciska w Suwalskim Parku Krajobrazowym (opisany wcześniej), musielibyśmy zakładać różnicę w czasie pomiędzy tworzeniem się obu tych form. Rynna Konotopie–Mazowsze (K–M) w tym układzie byłaby formą starszą. Skoro cechy morfologiczne tej rynny są tak wyraziste, to transgresja lodu i wód lodowcowych w kierunku czoła lobu Cieluchowa odbywać by się musiała po zakonserwowanej lodem starszej formie (K–M). Późniejszy odpływ

wód podążających za ustępującym lodem mógł powodować odmłodzenie rynny, ale nie jej całkowite przemodelowanie. Płynąca tam obecnie niewielka rzeka Lubianka w ewidentny sposób odziedziczyła formę rynnową. Na tej podstawie można wyznaczyć trzy etapy zdarzeń w tej części Pojezierza.

1. W pierwszej fazie transgresji dominuje ruch lodowca z kierunku NNW, czoło wyznacza łuk moren w okolicy Sumina.

2. Następuje zmiana kierunku ruchu lodu na bardziej wschodni i powstają rynny o kierunkach WNW–ESE, nawiązujące do moren lobowych w okolicach Cieluchowa i zachodniej części moren chrostkowskich. Rynny powstałe w poprzednim etapie musiały być wypełnione lodem, czyli lob Sumina nie uległ całkowitemu wytopieniu.

3. Efekt zawieszenia następuje w wyniku całkowitego ustąpienia lodu z obu lodów i odpreparowaniu rynny Lubianki, wraz z generalną zmianą kierunku odpływu na północny.

Inny przypadek to dolina rzeki Ruziec wpływającej z jeziora Ruda w obrębie lobu Nadroża (rys. 26). Nosi ona klasyczne cechy rynny subglacialnej: strome zbocza, wyraźny górny załom stokowy, w wąskim dnie występują niewielkie ozy (rys. 25). Klóci się to z jej przebiegiem w obrębie moren chrostkowskich. Byłby to szczególny przypadek rynny intraglacialnej (Majdanowski 1950) tworzącej się blisko krawędzi lodu, którego czoło stacjonowało na linii zewnętrznego pasa moren czołowych. Trudno natomiast wyobrazić sobie, że wody lodowcowe wybrały na swój szlak akurat strefę moren. Przebieg rynny Ruźca może być zatem pośrednim dowodem na dwudzielność moren. Na północny zachód od rzeki akumulacja czołowomorenowa zachodziła w czasie młodszego awansu lobu lodowcowego. Dwudzielność budowy pasa moren opisano wcześniej w rejonie Cieluchowa czy Sumina, gdzie ciągi pagórków morenowych oddzielone są współkształtnymi do nich obniżeniami (rys. 27). To może obrazować ogólny model ostatniego etapu deglacji ostatniego zlodowacenia na tym terenie. Podobną sytuację budowy strefy czołowomorenowej na Pojezierzu Gostyńskim Roman (2003) opisuje jako pozostałość wałów lodowomorenowych. Z układu linii grzbietowych tej strefy moren wynika, że lob Nadroża, zewnętrzny łuk moren chrostkowskich i zewnętrzne pagórki lobu Sumina powstały w tym samym czasie. Młodsze moreny chrostkowskie byłyby zapisem najmłodszego etapu awansu lodu z kierunku WNW. Miało to miejsce po uformowaniu młodszych moren w okolicy

niecki kikolskiej. Być może lód wypełniający nieckę stanowił zaporę dla kolejnego awansu lobu lodowcowego i był przyczyną zmiany kierunku ruchu na bardziej wschodni. Potwierdzają to występujące w niecce kikolskiej formy akumulacji martwego lodu (Dzierżek 2007). Z kolei rynna Wilenicy ma przebieg południkowy i występuje w osi jeziora Ruduskiego. Przecina zbójeńskie pole drumlinowe. Związana jest prawdopodobnie z erozją wód podlodowcowych w etapie formowania starszego pasa moren chrostkowskich, gdyż trudno znaleźć jej kontynuację na przedpolu tych moren. W czasie najmłodszej transgresji musiała być wypełniona lodem. Stąd świeżość formy i brak młodszych osadów wypełniających rynnę (Niewiarowski *et al.* 1995).

Ciekawy jest układ rynien leżących na obszarach sandrowych, poza strefą moren (rys. 23). Mają one dwa zasadnicze, powtarzające się kierunki. Pierwszy, NNW–SSE (albo wręcz południkowy), np. Jezioro Urszulewskie, Jezioro Szczutowskie, nawiązuje do kierunków rynien rozwiniętych daleko na zapleczu głównego pasa moren Rypin-Chrostkowo. Drugi kierunek jest zbliżony do równoleżnikowego, np. rynna Jeziora Liekieckiego, Łąkie, jezior skępskich, a dalej na południe rynna Janoszyc i inne. Autorzy opracowań kartograficznych na Pojezierzu Dobrzyńskim klasyfikują część wydłużonych i głębokich obniżeń jako doliny odpływu wód lodowcowych. Dotyczy to również takich form erozyjnych, w których występują ciągi pagórków ozowych, jak na przykład w okolicy Proboiszewic na północ od Płocka (Skompski, Słowański 1970a). Z kolei niektóre szlaki odpływu wód fluwioglacjalnych leżą ewidentnie na przedłużeniu rynien lub łączą kolejne z nich. Taka sytuacja występuje w przypadku wielkiej formy ciągnącej się w kierunku NNW–SSE od Dobrzyń nad Wisłą, która najpierw przedstawiona jest jako rynna (Skompski 1971), potem przechodzi w dolinę wód roztopowych, zaczynając się wydłużonym jeziorem Ostrowite, by poprzez pas moren znaleźć kontynuację w rynnowym jeziorze Brzeźno (Lamparski 1981a). Część rynien została wykorzystana przez późniejsze rzeki (Andrzejewski 1985), które na tyle je zmieniły, że trudno je jeszcze nazywać rynnami lodowcowymi (Skrwa, Mień). Jednak w analizie paleogeograficznej formy te powinny być traktowane jako wynik procesów lodowcowych, a nie rzecznych.

Rynnowe założenia niektórych dolin rzecznych zdradza występowanie w ich obrębie ozów, na przykład środkowy odcinek Skrwy na zachód

od Mochowa (Kotarbiński 1974; Lamparski 1979a). Również niektóre tak zwane szlaki odpływu wód roztopowych zdecydowanie wykazywały wcześniejsze założenie rynnowe i wpisują się w rozważania na temat rozkładu szczelin i kierunku płynięcia wód lodowcowych. Jeśli zatem spojrzymy na ułożenie tak odtworzonych kierunków rynien, to zobaczymy, że wiele z nich tnie poszczególne ciągi morenowe (rys. 23, 24). Można to tłumaczyć na dwa sposoby: albo rynny są starsze od wszystkich moren recesyjnych albo kierunek płynięcia wód w rynnach subglacjalnych był taki sam w każdym z kolejnych etapów rozwoju lodu, co po wytopieniu stworzyło ciągłą formę wydłużonego obniżenia, ale złożoną genetycznie (odcinki rynnowe i szlaki odpływu wód roztopowych) i powstała w różnym czasie. Kierunek NNW–SSE był także uprzywilejowanym kierunkiem rozwoju starszych (pierwszych) zlodowaceń na tym terenie (Lamparski 1983), co omówiono w innym rozdziale. Można zatem przyjąć, że najdłuższe rynny, prostopadłe do moren i często je „przecinające”, powstały w maksymalnym etapie rozwoju zlodowacenia Wisły, a w czasie nierównomiernej deglacjacji ulegały przemianom, zwłaszcza w pobliżu stref czołowych lobów. Na przedpolu kolejnych lobów służyły one jako szlaki odpływu wód proglacjalnych. Na zapleczu moren „nadprodukcja” wód w strefie bliskiej czoła lobów powodowała dodatkowe przegłębienia, a na niektórych odcinkach zmianę kierunku rynien. Ten schemat jest czytelny na obszarze pomiędzy linią maksymalnego zasięgu a linią zewnętrznego łuku moren chrostkowskich (rys. 23).

Pozostaje analiza rynien rozwiniętych na obszarach sandrowych, które najczęściej mają kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Dotyczy to form powierzchniowych z klasycznymi jeziorami rynnowymi, leżących pomiędzy maksymalnym zasięgiem zlodowacenia Wisły a zasięgiem tak zwanej fazy kujawsko-dobrzyńskiej (Lamparski 1981a, b) i pasma moren II, III i IV według Nechaya (1927). Czasem i one mają kontynuację po drugiej stronie owych moren. Takie ciągi można wytyczyć na linii jezior Likieckie–Moszczon–Steklin czy na linii jezior skępskich i doliny Mieni. Niewiarowski *et al.* (1995) widzą korelację rynny Steklin i Moszczon z rynną Ruźca. Na południu rynna janożycka ma przedłużenie po drugiej stronie moren w okolicy Jeziora Chalińskiego w rynnie okolic Dobrzynia. Rodzi się pytanie czy oba z wymienionych głównych kierunków powstały w tym samym czasie. Wywód przeprowadzony dla

rynien o przebiegu NNW–SSE, czyli prostopadłych do przebiegu moren, tutaj nie znajdzie zastosowania, bo za wyjątkiem niewielkiego odcinka w części południowej terenu moreny się nie zachowały. Brak moren w części wschodniej i północno-wschodniej omawianego terenu tłumaczyć można nie tylko późniejszą erozją wód z topniejącego łądolodu (Kotarbiński 1999b, 2000), ale chyba też i tym, że rejon Równiny Urszulewskiej były rubieżą w stosunku do głównego nurtu transgresji, który odbywał się wzdłuż doliny Wisły, co nie sprzyjało akumulacji materiału. Rynny te nawiązują do linii maksymalnego zasięgu łądolodu Wisły, często umownie prowadzonej w obrębie sandru (Kotarbiński 2000), więc ich powstanie należy wiązać z tym okresem rozwoju łądolodu. Zasięg występowania rynien traktowany był wszak jako jedna z metod ustalenia zasięgu ostatniego zlodowacenia (Majdanowski 1950). Układ tych rynien jest więc prawdopodobnie zapisem przebiegu szczelin poprzecznych do kierunku ruchu w części marginalnej wielkiego jeziora lodowca (lobu Płocka). Długość rynien świadczy o znacznych rozmiarach tego lobu (rys. 24).

Wpływ podłoża na rozwój ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Dobrzyńskim

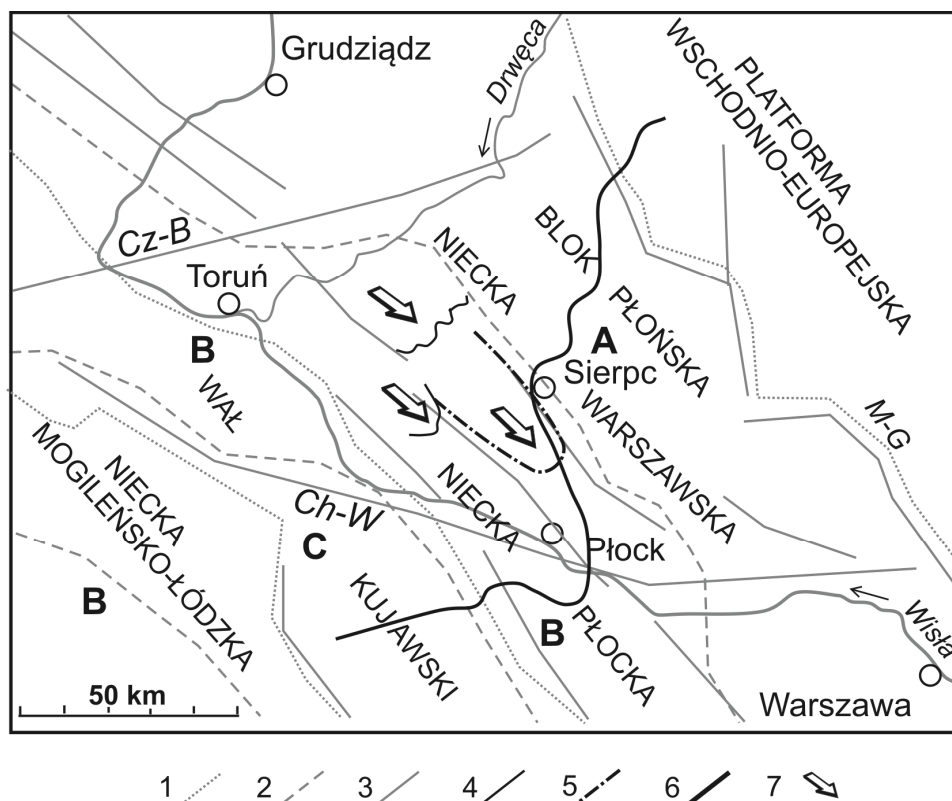
Zagadnienie wpływu podłoża czwartorzędzie jest często poruszane w literaturze geologicznej, jednak ciągle ma tyle samo zwolenników co zagorzałych przeciwników. W przypadku analizowanego terenu temat mógłby stanowić odrębne opracowanie, dlatego poruszone tu zostaną jedynie najistotniejsze z paleogeograficznego punktu widzenia fakty. Dla Pojezierza Dobrzyńskiego bodaj najważniejszy głos w tej sprawie zabrał Lamparski (1983). Wykazał on, że na przebieg transgresji pierwszych łądolodów plejstocenijskich ogromny wpływ wywarła budowa geologiczna, głównie litologia osadów oraz układ struktur głębszego podłoża. W wyniku działalności lodowcowej (egzaracja, glaci-tektonika) na tym terenie powstały elewacje tworzące w morfologii powierzchni przedczwartorzędowej deniwelacje do 200 m. Depresje mają szerokie i płaskie dna oraz strome zbocza i są zdecydowanie wydłużone w kierunku NW–SE, zgodnie z głównym kierunkiem rozwoju pierwszych łądolodów na tym terenie. W czwartorzędzie depresje systematycznie wypełniane były mięszymi pakietami osadów glacialnych i fluwio-glacialnych, a w mniejszym stopniu osa-

dami rzeczynymi. Najpełniejsze profile osadów czwartorzędowych (240 m) stwierdzono wierceniami w obrębie depresji Mochowa (Lamparski 1983). W rejonach elewacji powierzchni neogeńskich profile osadów czwartorzędowych są wyraźnie skrócone, a niejednokrotnie ily plioceńskie występują tuż pod powierzchnią (np. w rejonie Steklina czy Szpetala (Lamparski 1979a, b, 1981, 1987). Na sąsiednim Pojezierzu Gostynińskim związek budowy i tektoniki podłoża z wykształceniem osadów czwartorzędowych również jest oczywisty (Roman 2003).

W nawiązaniu do wyników analizy układu lobów lodowcowych zapisanych we współczesnej morfologii widać zbieżność kierunków rozwoju ostatniego lądolodu z kierunkami pierwszych transgresji (Lamparski 1991). Lądolody kolej-

nych zlodowaceń wykorzystywały już istniejącą morfologię, w znacznym stopniu ją wyrównując. Jęzory lodowcowe chętniej rozwijały się w obniżeniach i tam też deponowały więcej osadów (Lamparski 1983).

Trudno nie zauważyć, że dominujący tu kierunek NW–SE jest zbieżny z przebiegiem niecki brzeżnej, strefy T-T, granicy dwóch zasadniczo różnych struktur geologicznych: platformy wschodnioeuropejskiej i struktur fałdowych zachodniej Europy (rys. 28). Związek przebiegu procesów geologicznych w czwartorzędzie z podłożem widziano między innymi w zasadzie odnawialności rzeźby, czyli nakładania się różnowiekowych serii rzecznych w rejonach depresji i redukcji profilu osadów czwartorzędowych w strefach elewacji (wyniesień) (Baraniecka



Rys. 28. Struktury podłoża Pojezierza Dobrzyńskiego wg Dadleza i Marka (1974) oraz kierunki ruchu i zasięg lądolodów wg Lamparskiego (1983), zmienione

1 – granice jednostek tektonicznych; 2 – granice stref genetycznych struktur lokalnych: A – strefy plakantyklinalne, B – strefa spęczeń, poduszek i wałów solnych, C – strefa grzebieli i słupów solnych; 3 – główne strefy wgłębnych nieciągłości tektonicznych: Cz-B – Czarnków–Brodnica, Ch-W – Chojnice–Warszawa, M-G – Mława–Garwolin; 4 – uskoki; 5 – depresje glacitektoniczne; 6 – maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Wisły i jego faz recesyjnych; 7 – kierunki ruchu lodu

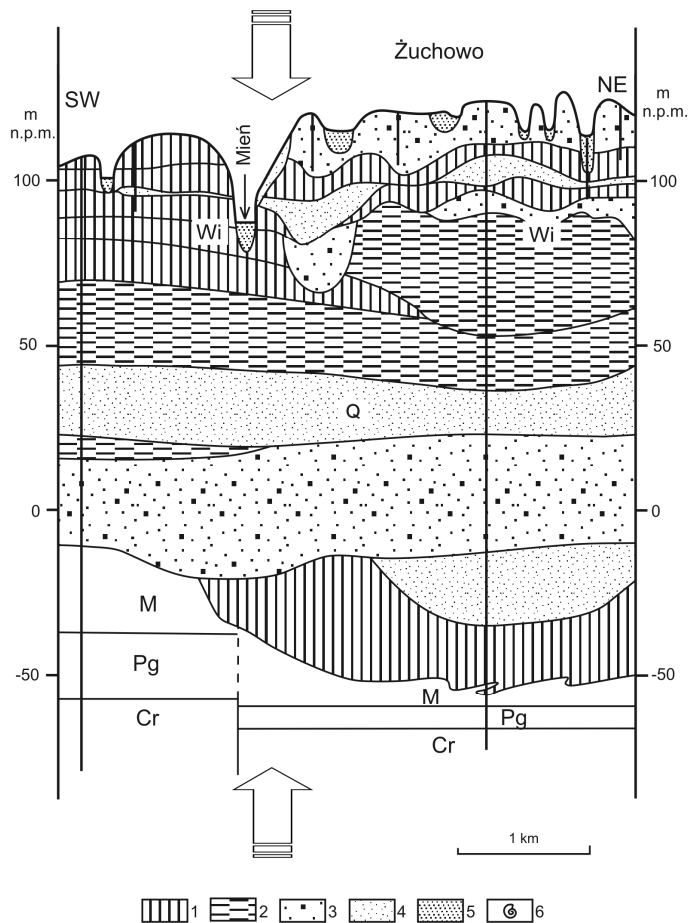
Basement structures of the Dobrzyń Lakeland after Dadlez and Marks (1974), with movement directions and ice-sheet extent after Lamparski (1983), modified

1 – boundaries of tectonic units; 2 – boundaries of genetic zones of local structures: A – placanticlinal zones, B – zone of salt deformations, pillows and ridges, C – salt crests and pillars; 3 – main zones of hollow tectonic unconformities: Cz-B – Czarnków–Brodnica, Ch-W – Chojnice–Warszawa, M-G – Mława–Garwolin; 4 – faults; 5 – glaciotectionic depressions; 6 – maximum extent of the Vistulian ice-sheet and its recessional phases; 7 – directions of ice-sheet movement

1975; Dzierżek 1997). Unikając przeceniania roli tektoniki, trzeba jednak zauważyć dość mocny z nią związek przebiegu najmłodszych procesów morfogenetycznych. Na terenie Pojezierza Dobrzyńskiego widać to w zbieżności kierunku ruchu pierwszych lądolodów z układem struktur głębokiego („szywnego”) podłoża. Łatwiej jest znaleźć i zaakceptować dowody na oddziaływanie podłoża (budowy i tektoniki) na przebieg procesów geologicznych w starszych częściach plejstocenu. Analiza morfologiczna Pojezierza Dobrzyńskiego dostarczyła danych dokumentujących związki współczesnych elementów rzeźby z podłożem. Zaznacza się to nie tylko zbieżnością kierunku rozwoju pierwszych i najmłodszych transgresji lodowcowych (Lamparski 1991; 2001). Nowe dane geologiczne (Dzierżek 2007, 2008; Dzierżek, Szymanek 2009a, b, c) pokazują między innymi, że w rejonach nagłej zmiany wysokości położenia stropu osadów kredy i neogenu, pojawiają zaburzenia miąższości i układu profilu osadów czwartorzędowych. Nawet we współczesnej powierzchni występują w takich miejscach głębokie rynny, moreny i doliny rzeczne (rys. 29, 30, 31).

Na terenach odległych od dzisiejszych stref aktywności przyzwyczailiśmy się traktować tektonikę jako domenę starszych i sztywniejszych utworów. Jednak formowanie skorupy ziemskiej nie skończyło się wraz z nastaniem czwartorzędu. Wprost przeciwnie, poprzez obciążenie nierówną pokrywą lodową nawet w czasie ostatniego zlodowacenia reakcje tektoniczne mogły się nasilić.

Zarówno opisany wyżej układ szczelin w lobie w czasie maksymalnego stadium rozwoju, z charakterystyczną systematyczną zmianą kierunku wydłużenia form oraz gwałtowna zmiana przebiegu linii zasięgu ostatniego zlodowacenia na północną, jak i łączenie się wschodnich ramion lobów recesyjnych w strefę moren od Rembelina po Janiszewo oraz oś głównych transgresji były wynikiem istnienia bariery tektonicznej w rejonie Sierpc–Gójsk–Szczutowo. Tendencje wypiętrzające tego obszaru, trwające co najmniej od maksimum zlodowacenia, uniemożliwiły ekspansję lobów lodowcowych w kierunku wschodnim. Skutki tego spotęgowały się po wytopieniu lodu i ukształtowaniu się systemu odpływu wód powierzchniowych wykorzystujących większość rynien polodowcowych.

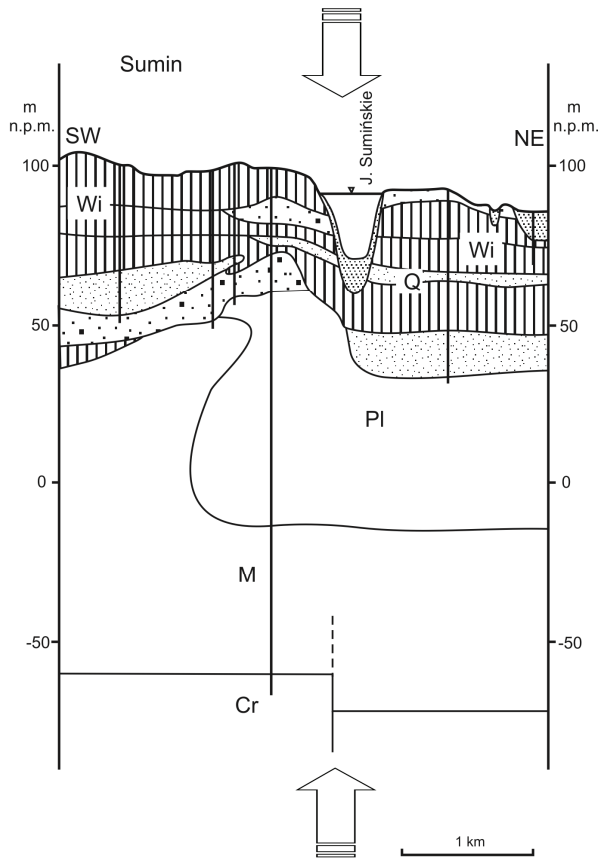


Rys. 29. Schematyczny przekrój geologiczny w okolicach Żuchowa na Pojezierzu Dobrzyńskim na podstawie Dzierżka i Szymanka (2009b)

1 – gliny zwałowe; 2 – ły i mułki; 3 – piaski i żwiry; 4 – piaski; 5 – piaski, namuły i torfy; 6 – nagromadzenie malakofauny; Wi – osady zlodowacenia Wisły; Q – osady czwartorzędowe starsze od zlodowacenia Wisły; Pl – osady pliocenu; M – osady miocenu; Pg – osady paleogenu; Cr – osady kredy

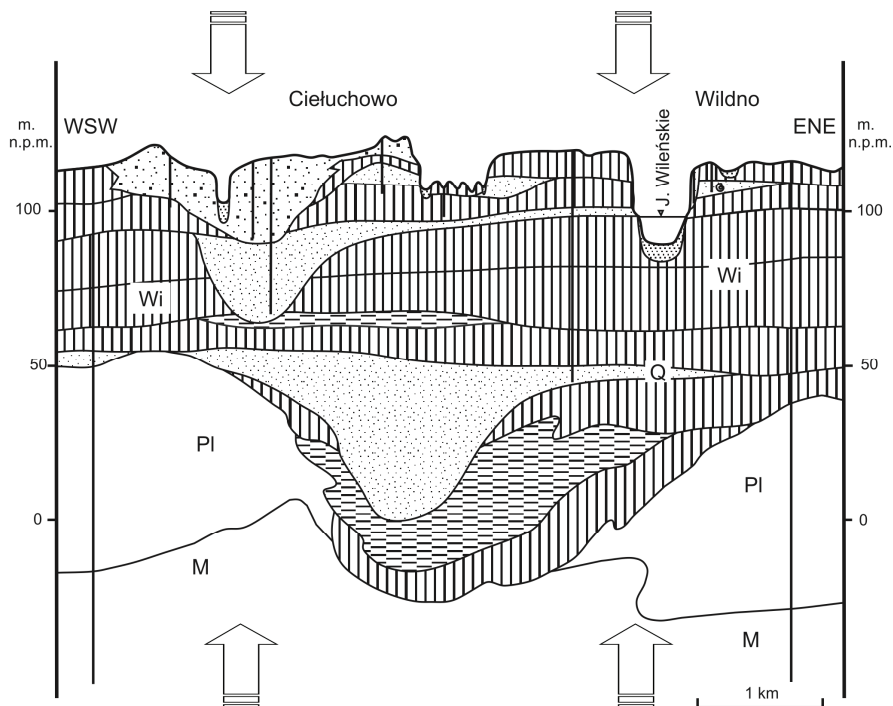
Schematic geological cross-section near Żuchowo, Dobrzyń Lakeland, after Dzierżek and Szymanek (2009b)

1 – tills; 2 – clays and silts; 3 – sands and gravels; 4 – sands; 5 – sands, organic silts and peats; 6 – malacofauna concentrations; Wi – Vistulian Glaciation deposits; Q – pre-Vistulian Quaternary deposits; Pl – Pliocene deposits; M – Miocene deposits; Pg – Palaeogene deposits; Cr – Cretaceous deposits



Rys. 30. Schematyczny przekrój geologiczny w okolicach Sumina na Pojezierzu Dobrzyńskim na podstawie Dzierżka (2007) objaśnienia jak na rys. 29

Schematic geological cross-section near Sumin, Dobrzyń Lakeland, after Dzierżek (2007) explanations as in Fig. 29



Rys. 31. Schematyczny przekrój geologiczny w okolicach Wildna na Pojezierzu Dobrzyńskim na podstawie Dzierżka (2007) objaśnienia jak na rys. 29

Schematic geological cross-section near Wildno, Dobrzyń Lakeland, after Dzierżek (2007) explanations as in Fig. 29

Stratygrafia osadów zlodowacenia Wisły na Pojezierzu Dobrzyńskim w świetle nowych danych

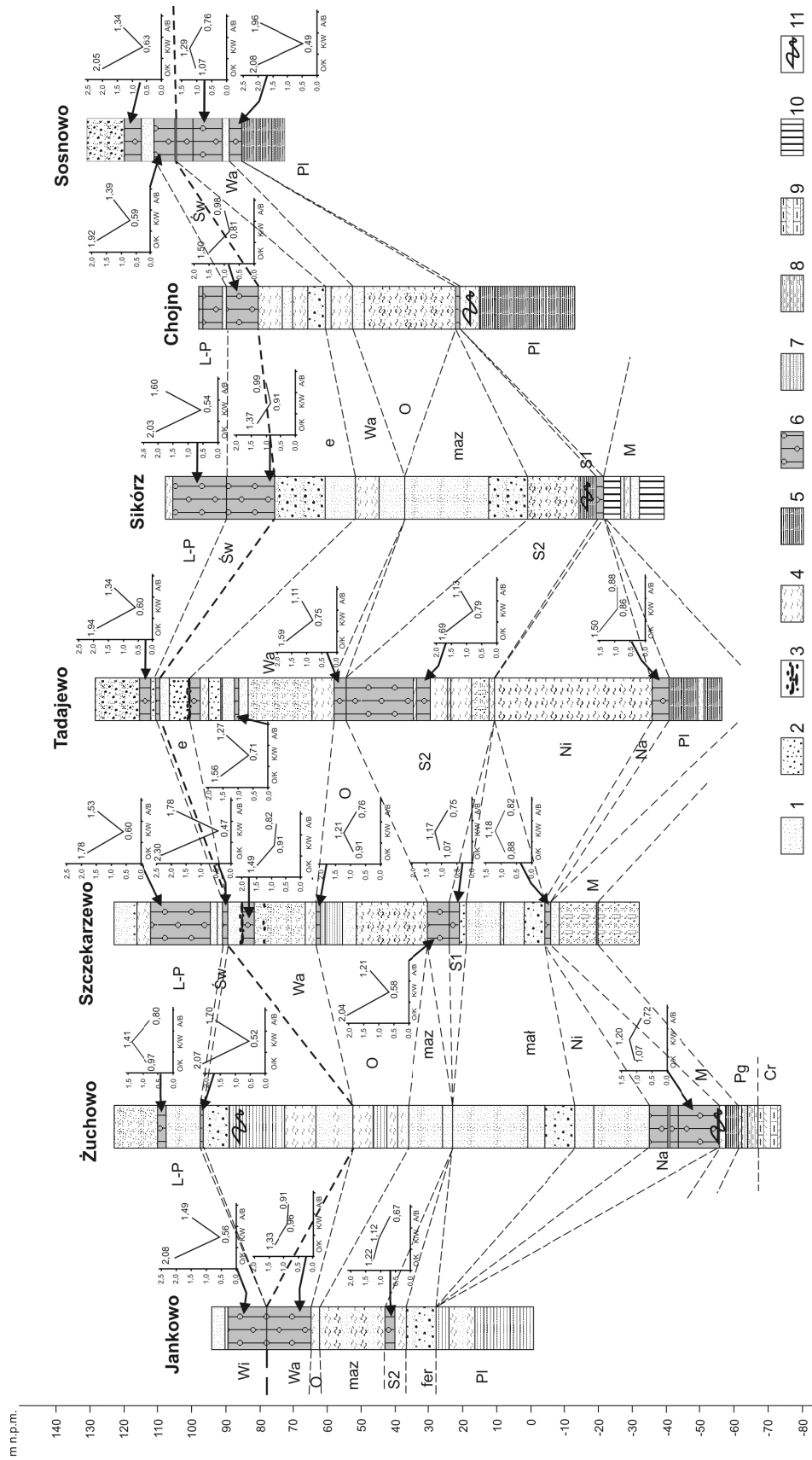
Na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego osady ostatniego zlodowacenia mogą mieć miąższość od kilku metrów w rejonie Skrwilna (Kotarbiński 2000) do 40–50 m w rejonie Tłuchowa, Lipna (Lamparski 1981a, b; Dzierżek 2008), a nawet 70 m w okolicach Zuchowa (rys 29). Jednak ich rozpozniowanie stratygraficzne, a często nawet odróżnienie glin zlodowacenia Wisły od glin zlodowacenia przedostatniego jest utrudnione ze względu na brak dobrze wydatowanych osadów międzymorenowych. Zwykle pakiety glin rozdzielają mułki i ropy zastoiskowe lub piaski fluwioglacjalne. Większość badaczy wiąże najmłodsze gliny zwałowe (maksymalnie trzy warstwy), występujące w górnych częściach profili wiertniczych i częściowo na powierzchni, ze stadiem górnym zlodowacenia Wisły (Skompski, Słowański 1970a; Churski *et al.* 1978; Galon *et al.* 1979; Lamparski 1979a, b, 1981a, b, 1989).

Analiza petrograficzna frakcji zwirowej młodszych glin nawierconych ostatnio na obszarze Pojezierza w rejonie Skepego i Lipna (Dzierżek 2008; Dzierżek, Szymanek 2009c) pokazała możliwość występowania na tym obszarze gliny stadiału środkowego ostatniego zlodowacenia (rys. 32). Dotyczy to zawsze glin leżących pod niewielkim przykryciem osadów młodszych (piasków, mułków zastoiskowych lub glin). Uśrednione wskaźniki petrograficzne tej gliny nawierconej w rejonie Chojna koło Obór wynoszą 1,50–0,81–0,98 (Dzierżek 2007) i 1,92–0,59–1,39 w Sosnowie około 15 km na południe od Rypina (Dzierżek, Szymanek 2009c). Głina ta występuje w przedziale wysokościowym od 63 do 116 m n.p.m., a jej miąższość wynosi od kilku do 15 metrów. Powierzchnia spągu warstwy jest wyrównana, a glina leży na glinach zlodowacenia Warty lub na osadach interglacjalu eemskiego, lecz nieudokumentowanego palinologicznie. Na obszarach położonych na południe od Steklina, Lipna i na południowy wschód od Skepego nie stwierdzono jej śladów. Prawdopodobnie wzdłuż tej strefy przebiegał zatem zasięg łądolodu w czasie tego stadiału. Potwierdzeniem takiego zasięgu łądolodu jest występowanie osadów zastoiskowych nawierconych na południe od linii jej występowania (Dzierżek 2008).

W okolicach Sierpca glinę występującą blisko powierzchni wydatowano metodą TL na

około 69 ka (Kotarbiński 1999), co chronostratygraficznie przyporządkowuje ją stadiu środkowemu. Choć datowanie TL glin nie jest przekonujące, wyraźnie jednak potwierdziło oddzielenie glin ze zlodowacenia Wisły od glin z poprzedniego zlodowacenia, występujących w okolicach Sierpca i Skrwilna (Churski *et al.* 1978; Kotarbiński 1999a, b, 2000). Ponieważ w północnej części Pojezierza w okolicach Golumbia-Dobrzynia i Rypina nie wyróżniono takich glin (Wysota 2002, 2008a, b), kwestię zasięgu łądolodu w czasie stadiału drugiego należy zostawić otwartą do dalszych badań.

Osady glacialne korelowane ze stadiem głównym reprezentowane są na Pojezierzu Dobrzyńskim przez 1, 2 lub 3 warstwy gliny zwałowej (por. rys. 32). W niektórych miejscach gliny stadiału głównego ostatniego zlodowacenia zostały wydzielone arbitralnie spośród miąższych kompleksów gliniastych otrzymywanych w rdzeniach wiertniczych. Na obszarach położonych we wschodniej części Pojezierza (Skrwilno, Sierpc) występuje tylko jeden cienki i nieciągły pokład gliny, co tłumaczone jest późniejszą erozją wód fluwioglacjalnych. Wiązany jest on z fazą maksymalną ostatniego zlodowacenia (Kotarbiński 1999a, b, 2000). Na przeważającym obszarze badacze wydzielają dwie warstwy gliny lodowcowej o miąższościach od kilku do 25 m. Jedynie w centralnej części Pojezierza wydzielano trzy gliny w obrębie stadiału głównego i najczęściej wiązano je z poszczególnymi epizodami glacialnymi w fazie poznańskiej (Skompski, Słowański 1970a; Lamparski 1979a, b, 1981a, b, 1989). W zachodniej części Pojezierza przy granicy z doliną Wisły dwóm wyróżnionym tam glinom przypisano rangę fazy leszczyńskiej i poznańskiej (Łyczewska 1975a, b). W rejonie Lipna w obrębie stadiału głównego wyróżniono trzy poziomy glin zwałowych. Dwa dolne poziomy glin związane są prawdopodobnie z transgresjami lodowcowymi, rangi faz stadiału głównego. Niższa z nich ma wskaźniki petrograficzne: 2,08–0,56–1,49, co jest charakterystyczne dla glin stadiału głównego zlodowacenia Wisły. Występuje w przedziale głębokościowym 75–110 m n.p.m., a miąższość maksymalna – 15 m (Dzierżek 2008; Dzierżek, Szymanek 2009b). Występuje blisko powierzchni terenu. Najczęściej glina ta leży „spokojnie”, co może świadczyć o małej aktywności łądolodu (rys. 31). Wyższa z glin buduje powierzchnię centralnej części obszaru Pojezierza, a miejscami tylko jest przykryta osadami fluwioglacjalnymi. Jej miąższość udokumentowana



Rys. 32. Profile litostratigraficzne osadów czwartorzędowych Pojezierza Dobrzyńskiego wraz z wykresami wskaźników petrograficznych na podstawie Dzierżka (2007) oraz Dzierżka i Szymanka (2009b)

1 – piaski; 2 – piaski i żwir; 3 – glazy i otoczaki; 4 – mułki; 5 – ility; 6 – gliny zwałowe; 7 – piaskowce; 8 – mułowce; 9 – opoki; 10 – węgle brunatne; 11 – zaburzenia glaciotektoniczne widoczne w rdzeniach geologicznych

Lithostratigraphic profiles of Quaternary deposits in the Dobrzyń Lakeland, with charts of petrographic indexes, after Dzierżek (2007) and Dzierżek and Szymank (2009b)

1 – sands; 2 – sands and gravels; 3 – boulders and pebbles; 4 – silts; 5 – clays; 6 – tills; 7 – sandstones; 8 – siltstones; 9 – sandstones with pebbles; 10 – brown coals; 11 – glaciotectional deformations in cores

wierceniami dochodzi do 5 m. Miejscami wykazuje dodatkową rozdzielność w postaci cienkiej warstwy piasków lub żwirów. Najmłodsza z glin występuje jedynie w obniżonych częściach wysoczyzny i zagłębieniach końcowych i ma charakter gliny ablacyjnej. Ma miąższość do 8 m. W porównaniu z innymi glinami stadiału głównego jest one bardziej ilasta i często zawiera wkładki piasku lub mułku piaszczystego. Wiązać ją można z okresem ostatniego etapu deglacjacji lądolodu z obszaru zagłębień egzarycyjnych i głębokich rynien. Wchodzi również w skład różnorodnych form akumulacyjnych (Dzierżek 2007, 2008).

W kontekście problemów z właściwym rozpozowaniem najmłodszych glin i dyskusji nad stratygrafią i paleogeografią ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Dobrzyńskim szczególnego znaczenia nabiera stanowisko osadów międzymorenowych w Wildnie, 13 km na NNW od Lipna (rys. 31). Profil usytuowany jest w łagodnej kulminacji wysoczyzny na zapleczu moren chrostkowskich. Rozpoczyna go warstwa gliny lodowcowej, brązowej, miejscami ilastej, ze żwirem, z przewarstwieniami piaszczystymi o miąższości około 3,2 m. Poniżej występuje warstwa piasków drobnoziarnistych, piasków mułkowatych i mułków, o barwie szarozielonej lub szarej, z nagromadzeniem detrytusu muszli ślimaków i małży. Muszle najliczniej występują na głębokości 5–5,5 m, a ich frekwencja maleje ku stropowi warstwy. Warstwa ta sięga głębokości 6,5 m. Poniżej, do głębokości co najmniej 10 m, leżą ility ciemnoszare. Podobny osad nawiercono w sondzie ręcznej zlokalizowanej w pobliskim niewielkim zagłębieniu, przy czym tu ility kontaktowały od góry bezpośrednio z gliną. Uzupełnieniem profilu jest sonda mechaniczna wykonana około 100 m na południowy zachód i zakończona w glinie lodowcowej szarej. Z analizy sytuacji geologicznej okolic Wildna wynika, że osady z malakofauną rozdzielają dwie najmłodsze z opisanych wyżej glin ostatniego zlodowacenia (por. Dzierżek 2008). Wstępna analiza malakologiczna była wykonana dla 5 próbek w przedziale głębokościowym 3,2–5,8 m (Szymanek 2005; Dzierżek, Szymanek 2009a), choć była ona utrudniona ze względu na zły stan zachowania materiału. Najczęściej muszle były pokruszone, a tylko w dolnej części profilu znaleziono większe ich fragmenty. Lepiej zachowane i liczniejsze były fragmenty muszli ślimaków, nie znaleziono jednak żadnego całego okazu. Zachowały się jedynie fragmenty muszli o początkowych skrętach (maksymalnie 2,5 zwoju). Naj-

częściej występowały muszle ślimaków o 1–2 zwojach, często niekompletnych. Małże zachowały się tylko w formie detrytusu. Rozpoznany materiał okazał się bardzo ubogi pod względem różnorodności fauny (tab. 2). Rozpoznano dwa rodzaje ślimaków (*Valvata* sp., *Viviparus* sp.) oraz dwa rodzaje małży (*Pisidium* sp., *Sphaerium* sp.). W obrębie rodzaju *Valvata* nie oddzielono gatunku *Valvata piscinalis* (Müller) od *V. pulchella* Studer (muszle niekompletne, maksymalnie 2 zwoje), w dwóch próbkach (5,3–5,8 m; 5,1–5,3 m) znaleziono szczytowe fragmenty muszli *V. naticina?* Menke (Szymanek 2005). Rozpoznane ślimaki i małże występują na ogół w zbiornikach wód słodkich, stojących lub płynących. Za środowiskiem rzeczonym może przemawiać obecność gatunku *Valvata naticina?* Menke (Lożek 1964; Skompski, Makowska 1989). Z kolei obecność w zespole gatunków ciepłolubnych *Valvata naticina?* Menke, *Viviparus* sp. mogłaby wskazywać na nieco łagodniejszy klimat. Niestety skład muszli nie przyporządkowuje wiekowi osadów, w których występują, z pewnością jednak świadczy o środowisku nieglacialnym w czasie funkcjonowania zbiornika.

Dla tych osadów wykonano także analizę palinologiczną (Bińka 2005). Trzy próbki z piasków mułkowatych i mułków z malakofauną z głębokości 3,6–5,8 m wykazały sporadyczne występowanie ziaren pyłku, z przewagą wtórnego złoża (tab. 3). Szczątki organiczne zostały zdegradowane prawdopodobnie pod wpływem klimatu suchego. Próbką pochodząca z warstwy ility (7 m głębokości) charakteryzuje się również niską frekwencją ziaren, ale udało się rozpoznać elementy roślinności zielnej (trawy, turzyce, bylice) oraz drzewa (sosna, brzoza, brzoza karłowata, wierzba, ale także dąb i grab). Stan zachowania pyłków drzew wskazuje na przewagę dalekiego transportu. Liczna obecność gwiazdoszka (*Pediastrum*) świadczy niewątpliwie o tym, że osad akumulowany był w płytkim, raczej niewielkim zbiorniku wodnym o warunkach oligotroficznym. Można określić środowisko sedymentacji jako obszar tundry ze słabą pokrywą roślinną (Bińka 2005).

W pozycji osadów z malakofauną z Wildna (pod przykryciem gliną zwałową) zlodowacenia w tej części Pojezierza występują licznie znajdowane w badaniach piaski, mułki i ility, najczęściej genezy rzecznej, jeziornej (?) i zastoiskowej. Analiza ziaren kwarcu w warstwie mułków warstwowanych w wierceniu Chojno (ok. 6 km na N od Wildna) wykazała podwyższoną obecność ziaren nieobrobionych, przy mniejszym udziale

Tabela 2.

Skład malakofauny w stanowisku Wildno na Pojezierzu Dobrzyńskim wg Szymanka (2005)

Malacofauna composition in the Wildno site, Dobrzyń Lakeland, after Szymanek (2005)

Numer próbki	Głębokość w m	Ślimaki (Gastropoda)	<i>Valvata naticina?</i> Menke	<i>Valvata pulchella</i> Studer	<i>Valvata</i> sp.	<i>Viviparus</i> sp.	Malże (Bivalvia)	<i>Pistidium</i> sp.	<i>Sphaerium</i> sp.	Objętość próbki w cm ³
1	3,2–3,5					2+d		k		250
2	4,6–4,8				d	3+d		k	k	250
3	4,8–5,0			1?	4	3?+d		1?		100
4	5,1–5,3		1?		7+d	12+d		d	d	200
5	5,3–5,8		2?		27+d	30+d		d	d	900
Środowisko			p s	b s p	s p b	s p		p s b	p s	

środowisko: „b” – bagienne, „p” – wód płynących, „s” – wód stojących; „3” – liczba muszli; „d” – detrytus muszli; „k” – kilka okruców; „?” – oznaczenie niepewne

environment: „b” – bog, „p” – flowing water, „s” – stagnant water, „3” – number of shells, „d” – detritus, „k” – low frequency of shells, „?” – uncertain recognition

Tabela 3.

Spektrum pyłkowe osadów zbiornikowych w Wildnie na Pojezierzu Dobrzyńskim wg Bińki (2005, 2008)

Pollen diagram of lake deposits in Wildno, Dobrzyń Lakeland, after Bińka (2005, 2008)

Wildno SM52/2005 7,0 m	Wildno SRJ ₁ /2008 3,1 m
<i>Pinus</i> – 4,1	<i>Pinus</i> – 4,1
<i>Betula</i> – 3,6	<i>Betula</i> – 1,7
<i>Betula nana</i> – 1,4	<i>Alnus</i> – 0,8
Ericaceae – 0,2	<i>Larix</i> – 0,2
<i>Salix</i> – 0,2	<i>Picea</i> – 0,1
<i>Picea</i> – 0,2	Gramineae – 2,1
<i>Bruckenthalia</i> – 0,2	Cyperaceae – 1,8
<i>Quercus</i> – 0,6	Polypodiaceae – 0,2
<i>Carpinus</i> – 0,2	<i>Pediastrum</i> – 21
<i>Alnus</i> – 0,6	<i>Artemisia</i> – 0,4
Trzecieorzędowe – 0,4	<i>Plantago</i> – 0,1
<i>Aretmisia</i> – 1,4	<i>Polygonum aviculare</i> – 0,1
<i>Rumex</i> – 0,2	Compositae Tub. – 0,2
Compositae Tub. – 0,4	<i>Thalictrum</i> – 0,2
Gramineae – 3,6	
Cyperaceae – 1,4	
<i>Pediastrum</i> – 5,8	

ziaren pękniętych i błyszczących. Oprócz kwarcu obecne były także liczne skalenie i wapnienie. Zannotowano również obecność szczątków organicznych (kawałki drewna) oraz agregatów wapnistych. Takie cechy ziaren wskazują raczej na krótki transport z rozmycia gliny zwałowej wokół zbiornika (Dzierżek, Markiewicz 2006).

Z przytoczonych danych wynika, że przed okresem najmłodszej transgresji lodowcowej na terenie Pojezierza Dobrzyńskiego miała miejsce przerwa w zlodowaceniu, prawdopodobnie rangi interfazy, którą wstępnie można nazwać „interfazą Wildna”. Klimat ocieplił się na tyle, że mogły się rozwinąć lokalne zbiorniki wodne, w których najpierw akumulowane były ciemnoszare ropy z zachowanymi w nich pyłkami roślin wodnych, zielnych i pochodzących z dalekiego transportu drzew. Środowisko wokół zbiornika miało charakter tundry. Obecność i skład detrytusów muszli ślimaków i małży, sugerują względne ocieplenie i spływanie zbiornika, który mógł mieć charakter przepływowy. Potwierdza to rosnąca miejscami średnica ziaren tych osadów (Dzierżek, Markiewicz 2006). Przykrywająca osady z malakofauną glina, jako najmłodsza i występująca na powierzchni wysoczyzny, odpowiada lodowcowi, który uformował ostatecznie pobliskie moreny chrostkowskie. Powszechnie wiek tej gliny i moren określany jest na subfazę dobrzyńską czy kujawsko-dobrzyńską (Churski *et al.* 1978; Lamparski 1981b, 1989, 1991). Zatem jaki jest wiek „interfazy Wildna”? Najprostsze wnioskowanie geologiczne podpowiada korelację z subinterfazą dobrzyńsko-płocką (Skompski 1969). Wymaga to jednak akceptacji odrębności litologicznej subfazy dobrzyńskiej (korelowanej z chodzieską), a ta kwestia pozostaje kontrowersyjna (Kozarski 1995; Wysota 2002; Molewski 2007). Jeśli przyjąć, że epizody lokalnych transgresji wyrażone w morfologii nie muszą mieć odrębnych warstw gliny, to osady z malakofauną z Wildna można datować na interfazę pomiędzy fazą poznańską i leszczyńską, co byłoby ważnym głosem w dyskusji na temat rozdzielności tych stadiów rozwoju ostatniego lądolodu (Różycki 1961, 1967; Marks 2005; Mojski 2005). Jednak z badań ostatnio przeprowadzonych wynika, że wiek „interfazy Wildna” może być jeszcze starszy. Datowanie ^{14}C detrytusów muszlowych z Wildna dało wynik 27–28 ka PB i >38,6 ka PB, co lokuje to stanowisko poniżej stadiału głównego i do czasu dalszych rozstrzygnięć taką pozycję stratygraficzną osadów z Wildna należy przyjąć. Sprawa ta jest jednak na tyle ważna, że wymaga odrębnego opraco-

wania, zmierzającego ku szczegółowej korelacji przypowierzchniowych osadów czwartorzędowych w tej części Pojezierza.

Sposób zaniku ostatniego lądolodu z terenu Pojezierza Dobrzyńskiego

Analiza geomorfologiczna pozwala wyznaczyć kilka etapów w postępującej deglacjacji Pojezierza Dobrzyńskiego. Pierwszy etap dotyczy lobu Płocka na południe od Pojezierza Dobrzyńskiego, który wyznaczony jest przez moreny położone na odcinku od Mochocina do Kurowa (rys. 23). Linia ta jest powszechnie uznawana za maksymalny zasięg zlodowacenia Wisły – LGM (m.in. Rühle 1957; Skompski 1969; Marks 1988; Mojski 2005; Marks *et al.* 2006). Transgresję lądolodu do linii LGM poprzedził okres akumulacji wodnolodowcowej, która odbywała się wąską doliną marginalną utworzoną pomiędzy wysoko położoną wysoczyzną z poprzedniego zlodowacenia a czołem lodu (Skompski, Słowański 1970b; Lamparski 1979b). W następstwie zbliżania się lądolodu powstało przed jego czołem rozległe zastoisko, udokumentowane w wielu miejscach na południowy wschód od doliny Skrwy (Lamparski 1979b) oraz w okolicach Sierpca (Kotarbiński 1999a, b). Transgresja lądolodu do linii maksymalnego zasięgu zapisana jest nie tylko w morenach akumulacyjnych, ale też w spiętrzeniu osadów starszych, między innymi owych osadów zastoiskowych. Sądząc po wielkości moren i rozmiarach spiętrzeń, postój musiał być długotrwały. Uprzywilejowanym kierunkiem rozwoju lodu był NW–SE, czyli zgodny z osią odziedziczonego z poprzedniego zlodowacenia obniżenia w miejscu dzisiejszej doliny Wisły (Mojski 2005).

Większość form morenowych oraz glin lodowcowych z maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły została usunięta przez erozję wód fluwioglacjalnych lub częściowo pokryta osadami sandru następnego etapu deglacjacji. W rejonie Skrwilna maksymalny zasięg lodu wyznacza krawędź akumulacyjna pomiędzy dwoma poziomami sandrowymi (Kotarbiński 2000). Na obecny stan zachowania moren wpływa również i fakt, że części czołowe lobów były uprzywilejowane, jeśli chodzi o dostawę i depozycję materiału lodowcowego w stosunku do części bocznych lobów, pierwotnie słabiej wykształconych. Rzadko zatem mamy szansę zrekonstruować po morenach pełny zasięg lobów lodowcowych, zwłaszcza tych zdecydowanie wydłużonych, które wypłynęły najdalej od głównej masy lądolodu. Brak w związku z tym dowodów

na dalsze rozczłonkowanie lodu na mniejsze loby w części północno-wschodniej lobu maksymalnego, dlatego lob ten musi być traktowany jako jeden duży fragment łądolodu. Po drugiej stronie Wisły w okolicach Gostynina linia maksymalnego zasięgu jest lepiej czytelna i bardziej urozmaicona (Roman 2003; Mojski 2005).

Gdy czoło łądolodu stacjonowało na linii LGM, wody lodowcowe formowały główny układ rynien (rys. 23, 24). Zachowane do dziś w morfologii częściowo lub fragmentarycznie rynny nawiązują albo do kierunku ruchu lodu (sektor NW, N), albo wyrażają układ szczelin w przybliżeniu poprzecznych do ruchu lodu (sektor W). W obu grupach rynien zachowane są miejscami ozy, formy szczelinowe, a część z nich przeobrażona jest przez wody proglacjalne z następnych etapów deglacjacji i przez rzeki współczesne (Mojski 2005). Wykorzystanie i przeobrażanie, w tym częściowo zasypywanie rynien, następowało systematycznie za ustępującym czołem łądolodu. Etap LGM w tej części Niżu Polskiego traktowany jest jako stadiał wielkopolsko-dobrzyński w fazie gąbińskiej (Rühle 1957; Skompski, Słowański 1970b), subfaza gąbińska fazy poznańskiej stadiału głównego (Lamparski 1979), albo faza leszczyńska zlodowacenia północnopolskiego (Galon *et al.* 1979; Marks 1988). Poglądy o wiązaniu maksymalnego zasięgu łądolodu Wisły w lobie płockim z fazą poznańską stadiału głównego są najbardziej rozpowszechnione (Kozarski 1986; Pettersson 1997, 2002; Marks 2002, 2005; Wysota 2002). Niniejsza analiza nie dostarcza w tym zakresie nowych danych, a obszar ten czekał się minimonografii w pracy Mojskiego (2005). Warto jednak podkreślić niejednorodny charakter postojów na linii LGM, co nieśmiało poruszał już Lamparski (1979b), dowodząc, że pomiędzy morenami a blisko położonym czołem łądolodu istniała w tym czasie dolina marginalna na linii Proboszczewice–Kurowo (SSW–NNE). W rozmieszczeniu moren widać (rys. 24), że na przedpolu głównego pasma moren oraz w jego obrębie występuje szereg mniejszych pagórków morenowych. Można to interpretować jako efekt awansów niewielkich języków lodowych poza linię czoła lobu. Podobny schemat rozwoju łądolodu przedstawił Marks (1995) dla fragmentu maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły na obszarze Warmii.

Na podstawie połączenia tych informacji można się zastanawiać, czy aktywność małych języków nie była poprzedzona okresem lekkiego wycofania się czoła i formowania wspomnianej

doliny marginalnej na zapleczu moren. Być może ranga tego odstąpienia czoła była na tyle duża, że pozwalałaby wiązać główny etap ataku lodowca na stare wysoczyzny i formowania się głównej strefy zaburzeń i moren z fazą leszczyńską, natomiast przekraczające moreny z kolejnym awansem w czasie fazy poznańskiej (co sugerują także Wysota *et al.* 2008). Ten pogląd pozostaje jednak w sferze przypuszczeń i nie może być aktualnie rozstrzygnięty. Sprawa wieku maksymalnego zasięgu w tym rejonie nie jest ostatecznie zamknięta (por. Marks 2005).

Zanik łądolodu z linii maksymalnego miał charakter oscylacyjny – powstawały moreny kolejnych lobów, ale często ich akumulacja poprzedzona była prawdopodobnie drobnym awansem aktywnego lodu. Kolejne etapy w historii zaniku ostatecznego zlodowacenia dotyczą już bezpośrednio Pojezierza Dobrzyńskiego i zapisane są tak zwanymi morenami dobrzyńskimi, od Rembelina (na S) przez Janiszewo (na N), i dalej aż do Rypina. Ta szeroka strefa morenowa z licznymi pagórkami i odnogami wyznaczać ma zasięg łądolodu, a przynajmniej jego wschodniej części w czasie subfazy dobrzyńskiej, wyrażonej miejscami odrębnym poziomem gliny lodowcowej (Skompski, Słowański 1970b; Lamparski 1981a; 1991). Jednak w świetle analizy geomorfologicznej regionu i najnowszych danych geologicznych ten pogląd musi być poddany znaczącej weryfikacji. Dotyczy to głównie korelacji przestrzennej i następstwa rozwoju poszczególnych lobów, gdyż przypisanie wieku poszczególnym etapom pozostaje w dalszym ciągu nieprecyzyjne.

Zatem drugi po LGM etap deglacjacji zapisany jest w morenach lobu chalińskiego (Lamparski 1991), ciągnącego się od Rembelina po okolice Jeziora Chalińskiego (oscylacja rembelińska-sobowska, Skompski 1969). Z układu moren wynika, że akumulacja moren wokół tego lobu poprzedzona była krótkotrwałym postojem lodu na południe od Rembelina. Czas, który upłynął od poprzedniego postojów czoła, albo tempo ablacji, zwłaszcza we wschodniej części, musiały być znaczne, co umożliwiło powstanie pierwszych, rozległych poziomów sandru Skrwy (Lamparski 1979b). Czoło zmieniło pozycję o około 20 km. Łatwiej topił się lód we wschodniej części lobu LGM, co najmniej z dwóch powodów: 1 – lód w peryferycznej części lobu był cieńszy, 2 – prawdopodobnie podłoże w rejonie Sierpca ulegało podnoszeniu. W okolicy Sierpca i Gójska w podłożu osadów czwartorzędowych występuje rozległa elewacja ciągnąca się aż do Rypina (Lamparski 1983; Kotarbiński

1999a, b), stanowiąca północno-wschodnią granicę głębokiej depresji powstałej w czasie najstarszego zlodowacenia. To skutkowało lokowaniem się centrum działalności lodowcowej w drugim etapie bliżej doliny Wisły.

Następnie lód koncentrował się w lobie na północ od Jeziora Chalińskiego i na południe od Jeziora Tupadłowskiego. Przerwa w recesji umożliwiła powstanie pokaźnych moren. Jednak nie da się odtworzyć pełnego zarysu lobu lodowcowego z tego okresu, gdyż nie zachowały się moreny na zachodnim jego skrzydle.

Kolejny, równie mało wyraźny etap postoju czoła wyrażony jest morenami w okolicy Jeziora Tupadłowskiego. Moreny zlokalizowane na południe od jeziora wyznaczają zarys wschodniej części lobu, ale jest on daleko niekompletny i trudno go przedłużyć w części zachodniej wysoczyzny. W trakcie deglacjacji dolina dzisiejszej Wisły była wypełniona miększym lodem, a dzielenie na mniejsze loby dotyczyło strefy brzeżnej, gdzie lód był generalnie cieńszy, a ilość materiału mineralnego nieproporcjonalnie duża w porównaniu z częścią centralną głównego lobu.

Postępująca deglacjacja skutkowała rozbięciem lodu na kolejne loby położone nieco bardziej na północ (rys. 23, 24), w okolicy Suszewa i Witkowa (Lamparski 1989, 1991). Lob Suszewa jest dobrze wyrażony morenami od Karnkowa do Rumunek (na N od jeziora Ostrowite). Sposób ułożenia moren wskazuje na przesunięcie się uprzywilejowanego kierunku transgresji lobów bardziej na wschód – linia boczna poprzedniego lobu przypada prawie dokładnie na centralną część lobu Suszewa. Być może świadczy to o osłabieniu tendencji wynoszących na przedpolu łądolodu. Zanik lodu z linii tego lobu jest udokumentowany przez liczne formy wytopiskowe (moreny martwego lodu na południe od Lipna, kemy, zagłębienia końcowe). Podzielił się on na części, czego śladem są pagórki morenowe w okolicy Karnkowa (rys. 23). Obszary na wschód od moren kolejnych mniejszych lobów były miejscem akumulacji osadów fluwioglacjalnych.

Następny etap deglacjacji wyznacza klasycznie wykształcony lob Ignackowa. Półkoliste, strome od strony wewnętrznej wzgórza morenowe rozcina brama lodowcowa, a zaplecze objęte jest zagłębieniem końcowym i formami wytopiskowymi (Lamparski 1989). Następnie łądolód stacjonował w lobie Lipna. Depozycja materiału morenowego zachodziła w dwóch etapach. Ponieważ najdalej na południe położone formy drumlinowe Pojezierza (Dzierżek 2008) w dwóch wąskich ryniach biegnących od Złotopola do

Kikoła ogranicza łuk moren wewnętrznej, można sądzić, że powstanie drumlinów było związane w drugim awansem łądolodu.

Zdecydowanie większą rangę miał następny etap deglacjacji. Wyznaczają go łuki moren leżące w innym planie (rys. 24). Aktywne czoło łądolodu przesuwają się bardziej na wschód. Po raz pierwszy od czasu postoju na linii LGM formują się moreny tak daleko na wschodzie, w okolicy Zakrocza i Rypina. Koronkowa linia utworzona z połączenia moren od Rypina do Steklina wyznacza zasięg tej fazy aktywnej deglacjacji ostatniego łądolodu. W literaturze wzgórza te znane są jako moreny chrostkowskie, które Nechay (1927) nazwał IV pasem moren i łączył z formami czołowymi pod Górzem. Proces formowania moren był rozłożony w czasie i nasilał się trzykrotnie. Najpierw powstał zewnętrzny wał wyznaczony morenami od Zakrocza przez Rogowo, Adamowo, Stary Kobrzyniec, Majdany i Janowo (na S od Wildna) i najbardziej południowy ciąg pagórków lobu Sumina. W czasie stagnacji lodu na linii moren zewnętrznych zachodziła działalność wód lodowcowych w rynnach Rużca, o czym świadczą osady fluwioglacjalne pomiędzy morenami (Dzierżek, Szymanek 2009b). Kolejne awanse wyrażone są wewnętrznym pasmem moren chrostkowskich i środkowym pasmem moren na północno-wschodnim skrzydle lobu Sumina. Trójdzielność zaniku lodu widać najlepiej w okolicach Kikoła, gdzie poszczególne pasma wzgórz oddzielone są wyraźnymi, współkształtnymi do moren obniżeniami. Prawdopodobnie były one dolinami wód proglacjalnych pomiędzy morenami a czołem lodowca.

Największe skupienie rynien polodowcowych, zarówno wąskich na kilkaset metrów, jak i szerokich, egzaracyjnych, jak niecka kikolska (Nechay 1927; Niewiarowski *et al.* 1995) czy lob Zbójna (Lamparski 1991), występuje na zapleczu moren tego złożonego pasma. Rozmiar tych zagłębień wraz z wysokością moren (152,8 m n.p.m.) świadczyć mogą o znacznej aktywności czoła ostatniego na tym terenie w czasie tego epizodu glacialnego. Dotyczy to zwłaszcza moren w okolicy Chrostkowa. Sądząc z układu rynien i osi drumlinów w zbójńskim polu drumlinowym można sądzić, że ostatni awans lodu następował z kierunku WNW–ESE.

Sposób wykształcenia i geneza drumlinów nie będą tu szerzej analizowane. Jednak w kontekście rozważań paleogeograficznych należy podkreślić, że drumliny występują wyłącznie w dnach obniżenia egzaracyjnych i rynien lodowcowych, na zapleczu moren o złożonej, dwudzielnej lub trójdzielnej

budowie (rys. 23). Na trójdzielność budowy drumlinów dobrzyńskich zwracano uwagę wielokrotnie (Lamparski 1972; Olszewski 1994, 1997; Wysota 1995) i wiązano ją najczęściej z etapami lub mechanizmami transgresji lądolodu. Model zaproponowany przez Wysotę (1995) dla innej części Pojezierza mógłby być wykorzystany również w tym przypadku. Jednak wydaje się, że ostatni, decydujący awans lodu odpowiedzialnego za ostateczny kształt drumlinów (Olszewski 1997) mógł się odbywać po niewytopionym jeszcze lodzie z poprzedniego etapu transgresji. Czyli awans maksymalny tego etapu do pozycji moren zewnętrznego pasa odpowiedzialny był za kształt wnętrza lobu, powstanie rynien i niecek egzaracyjnych, deformacji osadów dna niecki i formowanie drumlinów (protodrumlinów). Następnie transgresja ustała, a martwy lód zalegający w dnach głębokich obniżzeń egzaracyjnych powoli i nierównomiernie topił się i dzielił na bloki. Dodatkowo wody ablacyjne rozcinały jego powierzchnię, zwiększając deniwelacje powierzchni dna i urozmaicając litologię osadów ablacyjnych. W zależności od głębokości rozcięć i rodzaju ich wypełnienia (materiałem morenowym lub fluwioglacjalnym) zróżnicowana jest budowa późniejszego drumlinu. Ten sposób powstawania pierwszej części drumlinów nawiązuje nieco do teorii supraglacjalnej Lamparskiego (1972, 1994). Ostateczny etap formowania drumlinów związany jest z najmłodszym awansem lodowca na obszar opisywanych lobów. Te awanse miały lokalny charakter i nie należy ich wiązać z odrębnymi jednostkami stratygraficznymi, na co zwrócił uwagę Mojski (2005). Miąższość lodu była znacząco większa w miejscach rynien i zagłębień egzaracyjnych niż w strefach wysoczyznowych i te części lodu rozwijały się szybciej, jak przedstawił to Wysota (1995). Jeśli uwzględnimy, że podłożem ostatniego awansu były bryły martwego lodu i „rozmiękczone” osady z jego wytopienia, to wytłumaczymy spotęgowany efekt działalności lodowcowej. Taki scenariusz tłumaczy nie tylko wielkość moren chrostkowskich, ale też zaburzenia układu warstw w obrębie drumlinów i pokrycie gliną (ablacyjną) form drumlinowych oraz pozostałych części dna zagłębienia – wnętrza lobu. Gлина taka nie występuje na powierzchniach płaskich (por. Dzierżek 2008), wyrównanych przez cieńsze, ale ubogie w materiał mineralny części lodowca.

Właśnie taka odrębność morfologiczna tej strefy, wyrażona lukami potężnych moren i formami egzaracyjnymi była podstawą do wyodrębnienia subfazy kujawsko-dobrzyńskiej (Nie-

wiarowski *et al.* 1995). Zdaniem Mojskiego (2005) nie ma dowodów na czasowo-morfo-genetyczną odrębność tej fazy; subfaza ta może znaczyć „jedynie dłuższy postój czoła lądolodu, na początku jego zaniku w fazie leszczyńskiej” (Mojski 2005, s. 222). W świetle niniejszej analizy wydaje się jednak, że jest to najważniejszy i być może najdłużej trwający epizod w deglacjacji lądolodu z linii maksymalnego zasięgu. Zapisał się unikalnymi formami rzeźby, o złożonej budowie, różniącymi się wyraźnie od form lodowcowych położonych w południowej części Pojezierza. O ile do tej pory w deglacjacji lądolodu rysowały się w jego wschodniej części oscylacyjne awanse lobów, to na linii moren chrostkowskich musiała nastąpić bardziej radykalna przerwa w deglacjacji. Strefa ta jest dobrze czytelna w cyfrowym modelu terenu (rys. 24). Potrójna, lobowa oscylacja czoła dotyczyła szerszego obszaru, a ekspansja lodowców przybrała bardziej wschodni kierunek. Dlatego jej odrębność nie może być kwestionowana. W świetle wcześniejszych dyskusji moreny położone na południe od głównego pasa morenowego tej fazy (Rypin–Chrostkowo–Steklin) powstały we wcześniejszych etapach i nie wyznaczają jednej fazy postoju lądolodu.

Następny etap w scenariuszu deglacjacji tej części Pojezierza Dobrzyńskiego obejmuje już ostateczne wytopienie lodu powierzchniowego. Nadmiar wód ablacyjnych wydostawał się przez bramy lodowcowe poza obręb lobów, między innymi odpreparowaną rynną Ruźca, nadbudowując potężne pole sandru dobrzyńskiego (Równiny Urszulewskiej). Zdaniem Kotarbińskiego (2000) część wód kierowała się w stronę południową do doliny Skrwy, a część w stronę południowo-wschodnią do doliny Raciąskiej. W obrębie lobu chrostkowskiego udrożniony został szlak odpływu rynną Wilenicy. Z tego okresu pochodzą liczne formy wytopiskowe, bodaj najlepiej zachowane w lobie Nadroża – moreny martwego lodu, kemy, plateau kemowe, terasy kemowe czy wreszcie najmłodszy poziom akumulacji fluwioglacjalnej, obejmujący tylko dna rynien i zaplecza moren (rys. 23, 26).

Jak na razie brak jednoznacznych podstaw do ulokowania przedstawionych etapów deglacjacji Pojezierza Dobrzyńskiego w szczegółowej skali czasu. Jeśli jednak przyjąć, że moreny maksymalnego zasięgu w lobie płockim powstały w fazie poznańskiej (Rühle 1957; Skompski 1969), a moreny chrostkowskie w subfazie kujawsko-dobrzyńskiej (Churski *et al.* 1978; Lamparski 1981b; Niewiarowski *et al.* 1995), to ry-

suje się niezwykle duże tempo procesów odpowiedzialnych za powstanie rzeźby na tym terenie. Na skalach czasu epizody te dzieli zwykle różnica około 1000 lat (Kozarski 1986, 1995; Marks 2002; Mojski 2005). To, co się wydarzyło się na omawianym terenie w tak krótkim czasie, można traktować w kategoriach zjawisk katastrofalnych.

Po wytopieniu lodu nastąpiła reorganizacja drenażu wód powierzchniowych (Wiśniewski 1976; Andrzejewski 1985). Rzeki, wykorzystując dawne rynny polodowcowe i szlaki odpływu wód lodowcowych, nawiązywały do doliny Wisły i Drwęcy. Na pewno już w późnym glacie zniknęły bryły lodu z części zagłębień powierzchniowych, między innymi z doliny marginalnej w Rogowie, o czym świadczy spektrum pyłkowe zachowane w tamtejszych torfach (Bińka 2008). W czasie gdy lądolód stacjonował na obszarze południowego Bałtyku, w dawnych rynnach istniały już zbiorniki wodne, często połączone szlakiem odpływu powierzchniowego. Mówią o tym udokumentowane palinologicznie, malakologicznie i wydatowane radiowęglem osady jeziorne w Steklinie (Noryśkiewicz 1982) czy Żuchowie (Łyczewska 1957; Oszaśt 1957; Stangenberg *et al.* 1957; Urbański 1957; Bińka 2008; Pazdur 2009).

Wnioski

- Na Pojezierzu Dobrzyńskim występują trzy warstwy gliny lodowcowej, w tym glina stadiału Świecia (na niektórych obszarach), a w strefie zaplecza moren chrostkowskich i dnach rynien, warstwa gliny ablacyjnej.

- Ostatnie nasunięcie lądolodu (LGM) poprzedzone było panowaniem warunków stepowo-tundrowych, udokumentowanych w stanowisku Wildno. Wiek radiowęglowy tych osadów określony został na 26–28 BP i >38,6 ka BP.

- Etapowy charakter zaniku lądolodu z linii maksymalnego zasięgu w lobie Płocka zawoocował w jego brzeżnej (wschodniej) części powstaniem systemu moren. Linia powstała z połączenia wschodnich ramion tych moren, jest więc asynchroniczna i tym samym nie wyznacza zasięgu lodu w konkretnej fazie.

- Najmłodsze moreny czołowe na linii Rypin–Kikół leżą w innym planie w stosunku do wcześniejszych moren, wykazują dwu-, a miejscami trójdzielność i wyznaczają zasięg lądolodu w czasie fazy (subfazy) kujawsko-dobrzyńskiej. Rzeźba terenu pomiędzy Płockiem a Chrostkowem ukształtowała się zatem w ciągu zaledwie 1000 lat.

- Zaznacza się wyraźny związek tektoniki i budowy podłoża z przebiegiem procesów geologicznych w czasie zlodowacenia Wisły. Przejawia się to w zbieżności kierunków ruchu lobów z głównymi liniami strukturalnymi podłoża, występowaniem dolin i rynien oraz zaburzeniami miąższości warstw czwartorzędowych nad strefami uskokowymi, a także reakcją zasięgu lobów i odpływu wód lodowcowych na wypiętrzanie podłoża.

- Rynny na Pojezierzu Dobrzyńskim odzwierciedlają układ szczelin w szerokim lobie w czasie maksymalnego rozwoju lądolodu. Główne rynny były wykorzystywane później jako szlaki odpływu wód roztopowych.

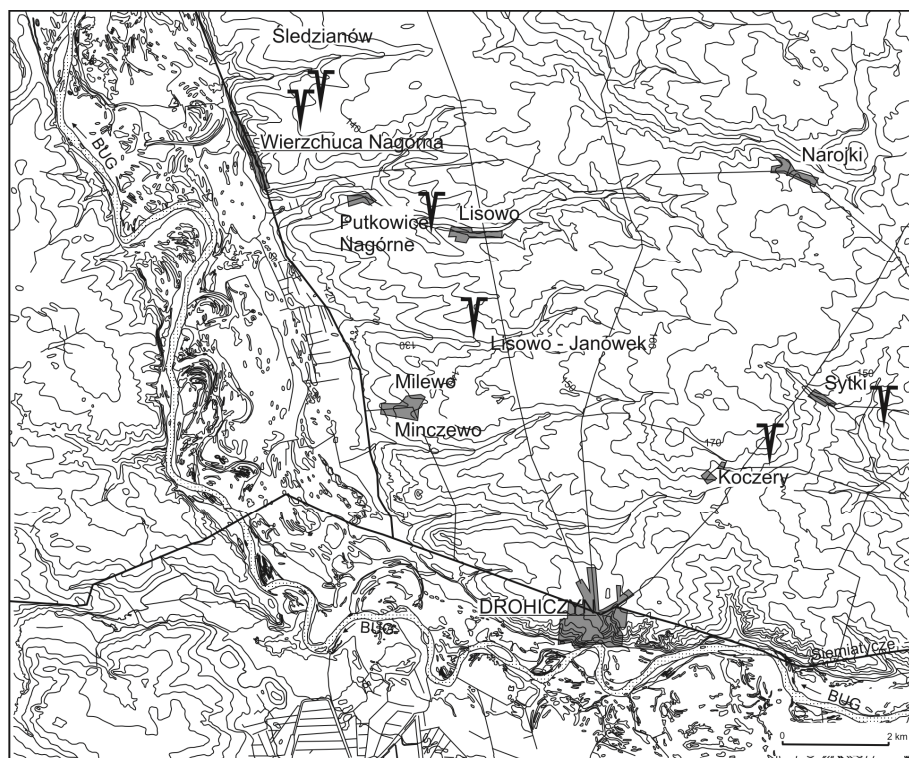
WYSOCZYNA DROHICKA

Spektakularny zapis procesów peryglacialnych na obszarze nieobjętym ostatnią pokrywą lodową

Wysoczyzna Drohicka uformowana w stadiale Warty zlodowacenia Odry (Lindner 2005; Lindner, Marks 2008) stanowi dobry poligon do śledzenia procesów geologicznych rozwijających się na dalekim przedpolu ostatniego lądolodu. Specyficzne warunki klimatyczne panujące wokół lądolodu stanowią istotny, chyba nie zawsze doceniany w rozważaniach paleogeograficznych, zespół czynników morfotwórczych kształtujących powierzchnie stref ekstraglacialnych. W południowo-zachodnim fragmencie Wysoczy-

zny Drohickiej występują liczne miejsca z charakterystycznym zapisem działania procesów peryglacialnych, między innymi w Wierzchucy Nagórnej, Putkowicach, Lisowie, Koczerach (rys. 33). Są tam dobrze wyrażone pseudomorfozy po klinach lodowych, wypełnione materiałem piaszczystym.

Najlepiej zbadane jest jak do tej pory stanowisko w Wierzchucy Nagórnej na północny zachód od Drohiczyzna, w pobliżu krawędzi południkowego fragmentu doliny Bugu (Dzierżek, Stańczuk 2006; Dzierżek 2009). W bezpośrednim sąsiedztwie żwirowni występuje łagodnie wcięta dolina bezimiennego dopływu Bugu, który wraz z innymi ciekami tworzy system



Rys. 33. Położenie stanowisk ze strukturami peryglacjalnymi na Wysoczyźnie Drohiczyńskiej wg Dzierżka i Stańczuka (2006), zmienione

Location of sites with periglacial structures in the Drohiczyń Plateau, modified after Dzierżek and Stańczuk (2006)

równoległych dolin wysoczyznowych. W podobnej sytuacji morfologicznej, to jest w pobliżu erozyjnych dolinek bocznych, występują pozostałe odsłonięcia z klinami na Wysoczyźnie Drohiczyńskiej. Powierzchnia terenu w tym rejonie jest na ogół płaska lub słabo nachylona w kierunkach sektora zachodniego. Fenomen stanowiska w Wierzchucie Nagórnej polega na tym, że w ścianie żwirowni liczącej około 150 m zachowanych jest aż 51 pseudomorfoz po klinach lodowych. Profil geologiczny uzyskany w odkrywce obejmuje od góry (rys. 34): piaski z domieszką żwirów o beładnej strukturze, o miąższości 0,3–0,5 m, brązową glinę lodowcową o miąższości od 0,5 do 1,5 m, niżej leżące piaski i żwiry skośnie warstwowane, genezy fluwioglacjalnej, o miąższości co najmniej 4 m (Dzierżek, Stańczuk 2006). Miejscami, w dolnej części warstwy przykrywającej glinę występują skupienia kaministe, co jest śladem segregacji mrozowej tych osadów. Pseudomorfozy rozcinają warstwę gliny, czasem kończąc się w osadach piaszczysto-żwirowych, poniżej gliny. Mają długość od 0,6 do 1 m, szerokość górnej części od 0,3 do 1,0 m, a występują średnio co 1,7 m. Na podstawie cech teksturalnych osadów sąsiedztwa klinów ustalono, że

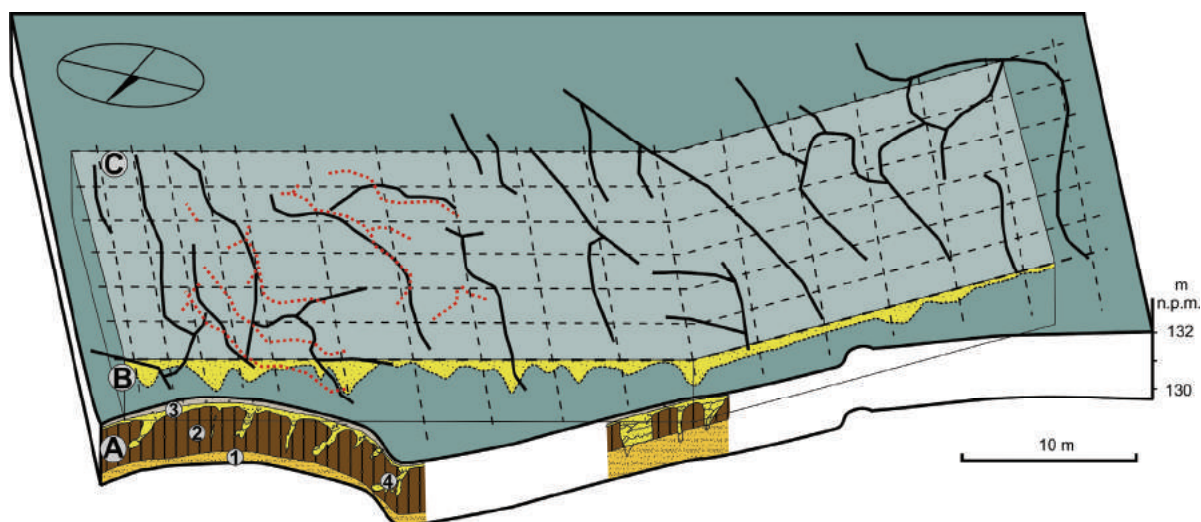
miąższość warstwy czynnej wiecznej zmarzliny sięgała 0,5–0,7 m (Dzierżek, Stańczuk 2006). Wypełnione są piaskiem drobnoziarnistym, z niewielkim udziałem żwiru. Większość form wskazuje na wypełnienie klinów lodowych (łagodne zakończenie, często w postaci „buta”, wklęsłe warstewki gliniaste i połogo leżące żwiry w obrębie pseudomorfozy). Znajdują się jednak formy krótsze, wąskie, z wypełnieniem piaszczystym albo z podgiętymi do góry warstewkami gliniastymi. Dolne odcinki niektórych klinów szerokich mają podobne cechy. Analiza ziarn kwarcu w dolnej części wypełnienia jednego z klinów wykazała wyraźne ślady obróbki eolicznej, co może świadczyć o pierwotnym wypełnieniu (Markiewicz 2004).

Układ sieci poligonalnej na tle głównych elementów rzeźby okolic Wierzchuchy Nagórnej

W celu odtworzenia poziomego układu sieci spekań na omawianym fragmencie Wysoczyzny Drohiczyńskiej wykonano fotointerpretację zdjęcia w skali 1:26 000. Jednak warstwa piasków pokrywowych, choć niewielkiej miąższości, a także intensywne prace rolne skutecznie maskują spo-

dziewane zróżnicowanie fototonów nawet głównych kierunków spękań i metoda okazała się nieskuteczna. Nieduże odległości pomiędzy klinami, pomierzone w ścianie odsłonięcia, sugerowały znaczną gęstość sieci na powierzchni wysoczyzny. Tak postawiony cel przy prostej i dobrze poznanej budowie geologicznej – warstwa gliny pod piaskiem, miejscami z ewidentnymi klinami piaszczystymi – skłonił do próby zastosowania metody szczegółowego profilowania geoelektrycznego. Zasady tej metody omówiono w rozdziale „Metoda profilowania geoelektrycznego...”. Na rysunku 34 przedstawiono układ

sieci klinów odczytany z badań geoelektrycznych, zweryfikowanych profilem sond ręcznych, na tle rysunku ściany żwirowni w Wierzchucy Nagórnej. Obraz sieci klinów otrzymany na podstawie interpretacji różnic oporów elektrycznych pomiędzy gliną a piaskiem jest niekompletny – nie wszystkie struktury widoczne w ścianie lub nawiercone sondą zostały rozpoznane tą metodą. Badania jednak w dużym stopniu uzupełniają rozkład struktur peryglacialnych obserwowanych w ścianie, wskazując przydatność metody w zastosowaniu do poszukiwania zapisu powierzchniowych struktur mrozowych.



Rys. 34. Sieć pseudomorfoz klinów lodowych na zapleczu ściany żwirowni w Wierzchucy Nagórnej na Wysoczyźnie Drohiczyckiej

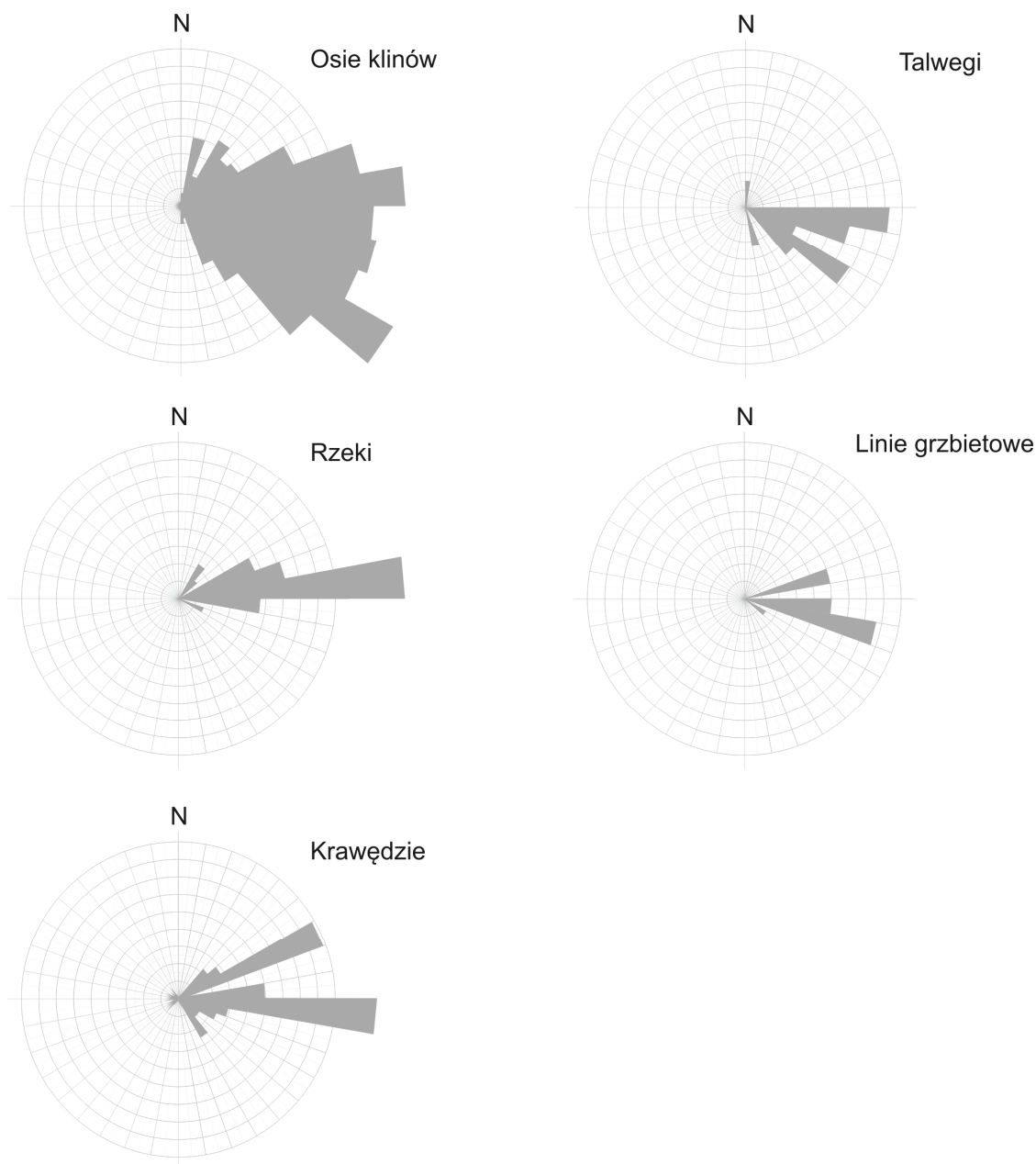
A – profil ściany żwirowni: 1 – piaski i żwiry skośnie warstwowane, 2 – gliny lodowcowe, 3 – piaski z domieszką żwirów, 4 – piaski pseudomorfoz; B – struktury odczytane w sondowaniu ręcznym; C – struktury odczytane w profilowaniu geoelektrycznym: linie czarne – w układzie prostokątnym, linie przerywane – profile pomiarowe, linie czerwone – w układzie koncentrycznym

Network of ice-wedge casts located behind the gravel-pit wall in Wierzchuca Nagórna, Drohiczyń Plateau

A – profile of gravel-pit wall: 1 – cross-stratified sands and gravels, 2 – tills, 3 – sands with gravel admixture, 4 – ice-wedge cast sands; B – structures recognized in hand sounding; C – structures recognized in geoelectric sounding: black lines – in rectangular system, dashed lines – measurement sections, red lines – in concentric system

Tak jak w obrazie pionowym pęknięcia w glinie wypełnione piaskiem są gęste, ale nieregularne (mają różną wielkość, kształt i odległość), tak i odwzorowanie ich na powierzchni poziomej nie nosi wyraźnych cech uporządkowania (rys. 34). W celu zobrazowania rozkładu wyznaczonych spękań wykonano robocze diagramy rozetowe ich kierunków w dwojaki sposób. Pierwszy sposób polegał na przedstawieniu na diagramie częstości zaistnienia kierunku, zaś drugi sposób, prezentowany w pracy, uwzględniał długość wszystkich rozpoznanych spękań w danym kierunku. Pomiar długości były wykonywane na

szkicu z przeliczoną na rzeczywistą dokładnością 0,2 m i sumowane w przedziałach 10-stopniowych. Rozrzut kierunków na półroziecie był w obu przypadkach znaczny (rys. 35). Większość spękań ukierunkowana jest w zakresie azymutów 60–150°, ale z tego chaotycznego diagramu wysuwają się jednak dwa kierunki uprzywilejowane 130–140° i 80–90°. Zupełnie drugorzędne wydają się kierunki z zakresu 10–20° i 30–40°, czyli niejako prostopadłe do wymienionych głównych. Wynika z tego, że odtworzona sieć ma raczej trójosiowy niż ortogonalny system spękań i na pewno nie jest regularna. Na taki obraz wpływa



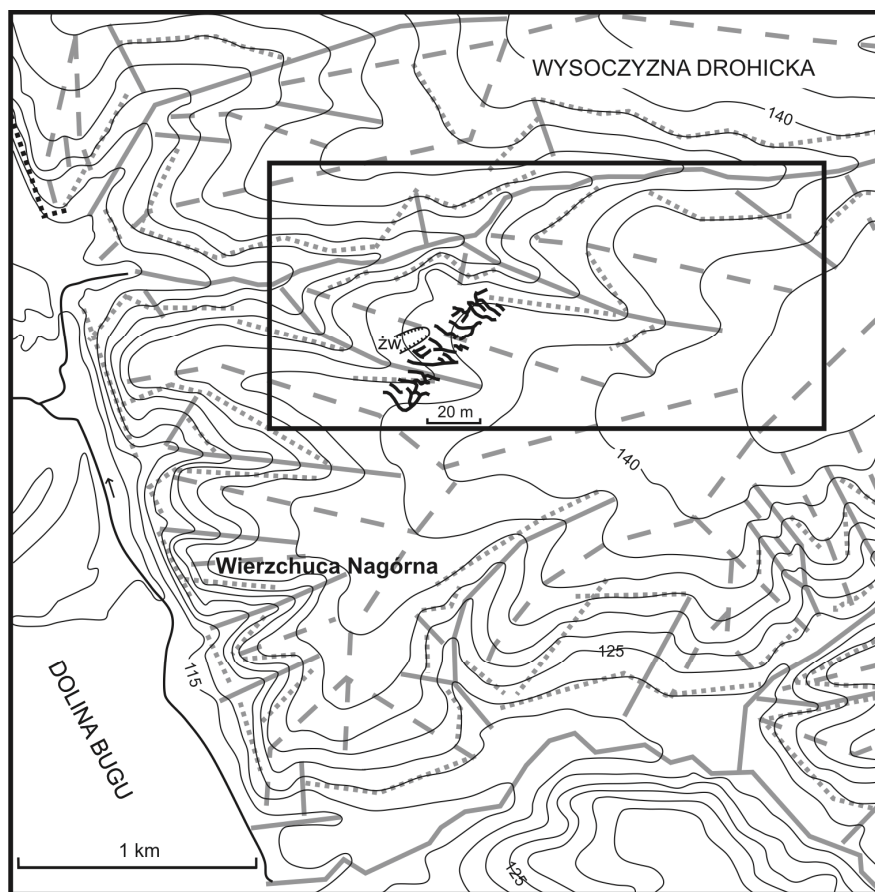
Rys. 35. Diagramy ukierunkowania osi klinów i liniowych elementów rzeźby okolic Wierzchucy Nagórnej, na Wysoczyźnie Drohicckiej

Diagrams showing orientation of ice-wedge axes and lineaments near Wierzchuca Nagórna, Drohiczyń Plateau

także fakt, że z pewnością nie rozpoznano wszystkich ogniw tej sieci. W porównaniu z rzeczywistym układem klinów w ścianie sieć pozioma jest dziurawa i zawiera tylko najbardziej widoczne struktury. Skoro mimo tego dają się jednak wyróżnić uprzywilejowane kierunki, warto się zastanowić nad tego przyczyną. W tym celu porównano układ sieci spękań z głównymi elementami liniowymi w topografii wysoczyzny.

Sieć głównych lineamentów analizowanego skrawka Wysoczyzny Drohicckiej, na które skła-

dają się: linie grzbietowe, talwegi, koryta rzek, krawędzie zobrazowano na rysunku 36. Lineamenty powstały poprzez wyznaczenie linii strukturalnych na mapie w skali 1:25 000 i zamianie ich na linie łamane. Linie rzek składały się z większej liczby odcinków niż talwegi ich dolin. Następnie mierzono długości poszczególnych odcinków linii łamanych i ich azymuty. Dokładność pomiarów sięgała 5 m. Długości poszczególnych odcinków linii strukturalnych sumowano w dziesięciostopniowych przedziałach azymutów.



Rys. 36. Linijne elementy rzeźby na mapie hipsometrycznej okolic Wierzchucy Nagórnej na Wysoczyźnie Drohicckiej

1 – talwegi lub rzeki; 2 – linie grzbietowe; 3 – krawędzie; 4 – osie klinów

Lineaments on the hypsometric map of the Wierzchuca Nagórna area, Drohiczyński Plateau

1 – thalwegs and rivers; 2 – ridge lines; 3 – margins; 4 – ice-wedge axes

Wyniki rozkładu kierunków linii strukturalnych umieszczono na roboczych diagramach. Porównanie diagramów sieci spękań mrozowych z diagramami lineamentów wyznaczonych na szerszym obszarze okolic Wierzchucy Nagórnej (ok. 11 km²) nie wykazało żadnej korelacji. Dlatego zawężono obszar porównań do około 4 km² w najbliższej okolicy poligonu badań elektrooporowych. Okazało się, że w tym wypadku można się doszukiwać korelacji układu sieci spękań z przebiegiem lineamentów w najbliższej okolicy (rys. 35). Nie ma prostej zbieżności pomiędzy głównymi kierunkami spękań a talwegami, ani liniami grzbietowymi. Linie grzbietowe mają maksimum występowania w sektorze 100–110°, a dominujące kierunki talwegów w okolicach żwirowni zawierają się w przedziałach 90–100° i 120–130°. Dominujące kierunki klinów są skośne w stosunku do linii strukturalnych i odpowiadają

przeważającemu nachyleniu stoku na tym terenie. Za tym idzie istotny wniosek paleogeograficzny. Skoro wydłużenie głównych kierunków odpowiada nachyleniu stoku, to sieć rozwijała się na powierzchni nachylonej, o dominującym kierunku NW–SE. Czyli procesy mrozowe dotyczyły nachylonej już powierzchni. Częściowe potwierdzenie tego spostrzeżenia można uzyskać w ścianie żwirowni, w której część klinów jest wyraźnie pochylona. Dotyczy to ścian ustawionych prostopadle do nachylenia terenu (rys. 34). Można przypuszczać, że skoro główne rysy powierzchni terenu powstały przed zaistnieniem warunków peryglacjalnych, to musiała już być wykształcona pobliska dolina Bugu i jej dopływy, także i te położone w najbliższej okolicy żwirowni. Datowania osadów piaszczystych wypełniających kliny wskazały na rozwój tych form w czasie przed maksimum zlodowacenia Wisły (Dzier-

żek, Stańczuk 2006). Zatem dolina Bugu jest starsza i można przyjąć, że pierwszy etap jej rozwoju związany był ze schyłkiem zlodowacenia środkopolskiego, jak w przypadku dolin na Wyżynie Łódzkiej (Turkowska 1988). Brak zbieżności pomiędzy głównymi kierunkami klinów i odcinkami talwegów w okolicy Wierzhucy Nagórnej może oznaczać, że w czasie ustępowania zmarzliny wody powierzchniowe na nachylonej wysoczyźnie nie wykorzystywały klinów jako dróg spływu powierzchniowego. Wy tłumaczenie tego ma przyczyny: 1 – klimatyczne – mała ilość śniegu, mała wilgotność powietrza, znikoma ilość wód ablacyjnych; 2 – geologiczne – pęknięcia w cienkiej glinie powodujące infiltrację wód w pokład piaszczysto-żwirowy i dalszy drenaż pod powierzchnią. Być może miało miejsce nałożenie się obu tych czynników.

Budowa geologiczna tej części Wysoczyzny Drohickiej wymusza taki system migracji wód powierzchniowych również obecnie. Pojawiająca się okresowo większa ilość wody infiltruje w pseudomorfozy, nie powodując znaczących zmian w powierzchni. Ten wniosek potwierdzono, niejako przypadkowo, w próbach wtłoczenia w jeden z klinów roztworu soli, co miało w założeniach zwiększyć czułość pomiarów geoelektrycznych. Okazało się jednak, że solanka zamiast się rozprzestrzenić wzdłuż piaszczystych szczelin w glinie, podkreślając na obrazie elektrooporowym kontrast osrodków i oczekiwany kształt sieci, raczej w większości infiltrowała w najbliższej położoną strefę bezpośredniego kontaktu z piaszczysto-żwirowym podłożem gliny.

Daje się też zaobserwować pewne podobieństwo pomiędzy jednym z dominujących kierunków spękań (80–90°) a ukierunkowaniem najbliższej rzeki w Wierzhucy Nagórnej. To oznacza, że stosunkowo duża ilość wody w dnie doliny wykorzystywała istniejący układ spękań w jednorodnym piaszczysto-żwirowym gruncie. Oczywiście przetrwanie śladów struktur peryglacialnych w żwirach w dnie doliny jest niemożliwe.

Warunki klimatyczne i czas rozwoju klinów w zachodniej części Wysoczyzny Drohickiej

Nie ma bezpośredniego klucza do przełożenia zaobserwowanych cech pseudomorfoz na paleotemperaturę, charakter zmarzliny, czas trwania warunków peryglacialnych czy ich powtarzalność. Bez wątplenia mamy w Wierzhucy Nagórnej dowód na istnienie wieloletniej zmarzliny. Próby szacowania temperatury w czasie

formowania się klinów opierają się zwykle na pomiarze gęstości występowania struktur w odsłonięciach czy na pomiarach średnicy oczek sieci poligonalnej zapisanych na zdjęciach lotniczych (Jahn 1970; Kozarski 1995; Dolecki 2003). W obszarach współcześnie objętych permafrostem odległości pomiędzy klinami wahają się w szerokich granicach od około 1 m w północnej Finlandii i 5 m na Wyspie Garry (Kanada) do 40 m w północnej Norwegii. Z kolei średnia średnica poligonów pomierzona na powierzchni wynosi od 1,7 m w północnej Finlandii i 16 m w Arktyce Kanadyjskiej do kilkudziesięciu metrów w północnej Grenlandii i północnej Norwegii (Maizels 1986).

W badanym odsłonięciu na Wysoczyźnie Drohickiej kliny występują średnio co 1,7 m. Odtworzona pośrednio sieć poligonalna w okolicy ściany żwirowni jest gęsta, a średnia średnica jej oka wynosi szacunkowo 3–5 m. Taka frekwencja form mrozowych obecnie spotykana jest na przykład na północy Kanady, gdzie średnia temperatura lipca wynosi -7 do -10 °C, stycznia -35 °C, a miąższość wiecznej zmarzliny oceniana jest na 360 m. Gdyby zatem powstanie form mrozowych zależało tylko od temperatury, to, uwzględniając położenie Wysoczyzny Drohickiej w głębi kontynentu, musielibyśmy założyć jeszcze bardziej surowe warunki klimatyczne w czasie ich rozwoju. Dolecki (2003) uważa, że kliny występujące w lessach ostatniego zlodowacenia w odstępach nawet rzędu 15–25 m musiały się rozwinąć w wybitnie surowych warunkach klimatycznych. Na surowy klimat w czasie rozwoju struktur w Wierzhucy Nagórnej wskazuje też bardzo mała miąższość warstwy czynnej zmarzliny odczytanej z w odsłonięciu, która niewiele przekracza 0,5 m (Dzierżek, Stańczuk 2006). Jednak bezpośrednie przekładanie gęstości sieci poligonalnej na temperaturę nie jest skuteczne, gdyż nawet w podobnych strefach klimatycznych istnieje duża rozpiętość tych parametrów.

Oczywiście formy peryglacialne na Wysoczyźnie Drohickiej nie rozwinęłyby się bez odpowiednich warunków klimatycznych. Jednak tak liczne ich występowanie musiało być spowodowane koincydencją określonych warunków klimatycznych, morfologicznych, geologicznych. Rola płaskiej, nachylonej łagodnie powierzchni wysoczyzny, zbudowanej z cienkiej warstwy gliny lodowcowej w rozwoju układu spękań była ważna i została wykazana wcześniej. Duże znaczenie ma także niewielka miąższość gliny (do 1,5 m), która przez to była bardziej podatna na działanie czynników mrozowych. Letnie rozmarzanie dotyczyło

tylko warstwy gliny, albo nawet jej górnej części, na co wskazują pionowo ułożone gładziki i układ spękań gliny na granicy z pseudomorfozą. Warstwa niżej leżących piasków i żwirów mogła być objęta głębokim permafrostem.

Być może duża gęstość form jest zapisem dwukrotnego (wielokrotnego?) nasilania się warunków peryglacjalnych (Dzierżek, Stańczuk 2006). W ścianie żwirowni nie widać jednoznacznie śladów nakładania się na siebie czy obocznego występowania różnoczasowych struktur, co się często zdarza w długich profilach lessowych (Łanczont, Bogutskyj 2007). Ale dokładniejsza analiza kształtu form prowadzi do takich przypuszczeń. Niektóre formy są krótkie i wąskie, z niewielkim rozszerzeniem w części górnej, a zakończone są ostrym wierzchołkiem w glinie (rys. 34). Mają one wypełnienie piaszczyste, a jeśli zawierają warstewki zorsztynizowane, to są podgięte do góry – tak jakby po wypełnieniu uległy powtórnemu ścisnieniu przez narastającą z boku zmarzlinę. Takie cechy mają też dolne części niektórych z form z ewidentnym wypełnieniem wtórnym i uginającymi się w sposób wklęsły warstwami wypełnienia. Jeśli tak, to mielibyśmy tu potwierdzenie przypuszczenia o dwóch etapach rozwoju procesów peryglacjalnych, przy czym późniejsze pęknięcia mrozowe nie musiały wykorzystywać już istniejących.

Niektóre z pseudomorfoz po klinach lodowcowych wykazują zdecydowaną asymetrię górnych, rozszerzonych odcinków, a miejscowe nagromadzenia gładzików nad nimi świadczą o segregacji mrozowej w obrębie warstwy czynnej. A więc piaski ze żwirami przykrywające glinę były zaangażowane w procesy peryglacjalne. Analiza petrograficzna wykazała, że żwiry w obrębie warstwy przykrywającej glinę zwałową w stosunku do żwirów pobranych z gliny są zubożone o składniki mniej odporne i lżejsze. Oznacza to, że pochodzą ze zwietrzenia gliny. Czyli niszczenie gliny musiało nastąpić wcześniej, przed nastaniem zmarzliny. Gлина lodowcowa Wysoczyzny Drohickiej pochodzi ze zlodowacenia Warty (Marks 2005; Nitychoruk *et al.* 2008a, b), określanego także stadiem Warty (Lindner, Marks 2008). Z rozważań wcześniejszych wynika, że również powierzchnia wysoczyzny była ukształtowana już przed ostatnim etapem rozwoju zjawisk mrozowych, odpowiedzialnych za powstanie struktur z wypełnieniem wtórnym. Wskaźniki TL dla piasków leżących bezpośrednio na glinie wynoszą około 140 ka. Datowania TL osadów wypełniających struktury są niejednoznaczne (są w pozycji odwróconej),

ale lokują czas wypełniania klinów na środkowy pleniglacjał – 49–43 ka i 23 ka (Dzierżek, Stańczuk 2006). W związku z tym należałoby przyjąć, że początek rozwoju zjawisk peryglacjalnych w tej części Wysoczyzny Drohickiej związany jest z panowaniem permafrostu w czasie wczesnego pleniglacjału. Warunki peryglacjalne trwały w różnym nasileniu co najmniej do maksimum stadiału głównego. W tym czasie na południu Polski osadzały się lessy młodsze dolne, środkowe i górne (Maruszczak 2001), a obecność zmarzliny udokumentowana jest między innymi zachowanymi w nich pseudomorfozami po klinach lodowych i lodzie segregacyjnym (Dolecki 2003; Jary 2007).

Wnioski

- Kliny występujące w ścianie żwirowni są odzwierciedleniem sieci poligonalnej na powierzchni wysoczyzny. Przybliżony obraz tej sieci odtworzony został za pomocą płytkiego profilowania geoelektrycznego.

- Główne linie sieci poligonalnej nawiązują do podstawowych lineamentów morfologicznych w najbliższej okolicy ich występowania, a nie korelują się z lineamentami odczytanymi na większym obszarze wysoczyzny. Charakter tej zależności sugeruje, że główne rysy rzeźby powierzchni Wysoczyzny Drohickiej zostały ukształtowane przed ostatnim zlodowaceniem.

- Kliny mogły funkcjonować przez cały plenivistulian. Inwersja wskaźników TL w profilu osadów wypełniających, ich cechy teksturalne, a także podgięcie warstw orsztynowych w wypełnieniu klinów świadczą o etapowym wzroście aktywności procesów mrozowych i procesie fosylizacji.

- Wyjątkowa gęstość kopalnych struktur peryglacjalnych i mała średnica „oka” sieci poligonalnej, a także mała miąższość warstwy czynnej wiecznej zmarzliny świadczą o surowych warunkach panujących w czasie rozwoju klinów.

- Degradacja lodu gruntowego następowała w warunkach suchego klimatu, o czym świadczy kontakt pseudomorfoz z osadami otaczającymi. Większa ilość wody (powierzchniowej i gruntowej) w procesie fosylizacji musiałaby spowodować rozmycie ostrych granic i zaburzenie pierwotnych skutków podnoszenia mrozowego.

- Taki zapis procesów peryglacjalnych był możliwy dzięki charakterystycznej budowie i litologii górnej części wysoczyzny.

WYBRANE REJONY TATR WYSOKICH

Specyfika analizy paleogeograficznej w obszarach wysokogórskich

Glacialna historia Tatr jest zapisana przede wszystkim w erozyjnych formach rzeźby (cyrki, wygłady, podciosy lodowcowe, misy jeziorne), w osadach lodowcowych moren końcowych, pokryw gruzowych oraz w osadach fluwioglacjalnych. Jednak w porównaniu z obszarami niżowymi spektrum zapisu procesów lodowcowych w górach jest o wiele skromniejsze, bardziej subtelne i nieciągłe. Jest to wynik innej skali procesów lodowcowych. Nawet walne lodowce tatrzańskie miały długość kilkunastu kilometrów i szerokość kilkuset, podczas gdy fragmenty lądolodu takiej wielkości często przekraczają skalę rozdzielczości analizy. Na dodatek w przypadku starszych zlodowaceń dysponujemy zdecydowanie mniejszą liczbą danych, odwrotnie niż na Niżu, gdzie dowodów obecności lądolodu można szukać na większym obszarze. W Tatrach powtarzające się w ciągu plejstocenu miejsca akumulacji śniegu i drogi rozwoju jeziorów lodowcowych skutecznie przemodelowały pierwotną rzeźbę dolinną i zatarty ślady poprzednich lodowców (Klimaszewski 1988). Wskutek tego zdecydowana większość śladów obecności lodowców pochodzi z ostatniego zlodowacenia. To wszystko sprawia, że droga znajdowania, łączenia i interpretacji faktów w analizie paleogeograficznej jest dla obszarów górskich znacznie trudniejsza i z założenia musi być wykonywana w większej skali.

Analiza geomorfologiczna była podstawą pierwszych prób określania ilości zlodowaceń, ich wieku i zasięgu. Wystarczy tu przytoczyć dzieła wielkich badaczy czwartorzędu Tatr, takich jak Partsch (1923), Romer (1929), Hallicki (1930), Klimaszewski (1967, 1988) i wielu innych. Mimo pojawiania się nowych metod analiza rzeźby i korelacja wysokościowa jej elementów pozostaje ciągle punktem wyjścia do interpretacji i bazą do umieszczania wyników innych badań. Pomocne analizie geomorfologicznej okazały się badania litologiczne osadów lodowcowych i wodnolodowcowych (Kenig, Lindner 2001). Podobnie jak na Niżu, cenne są badania osadów organogenicznych, jednak takich znalezisk w górach jest niezwykle mało. Kompleksowe analizy osadów jezior tatrzańskich pozwoliły na ustalenie granicy końca ostatniego

zlodowacenia i odtworzenie postglacialnej historii gór (m.in. Wicik 1979; Marciniak, Cieśla 1983; Krupiński 1984; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Odrębną ścieżką odtwarzania zapisu historii geologicznej jest analiza materiału jaskiniowego (Głazek 1984; Hercman *et al.* 1987). W badaniach nad rekonstrukcją zdarzeń w najmłodszej historii Tatr wykorzystywane są także metody modelowania komputerowego, które starają się przybliżyć nasze wyobrażenia o rozmiarach i zachowaniu ostatnich lodowców (Gądek 1996, 1998; Makos, Nowacki 2009). W zakresie bezpośrednich datowań osadów lodowcowych najwięcej danych dostarczyła metoda TL. Jej wyniki posłużyły do osadzenia w skali czasu badań geomorfologicznych, geologicznych i wyników innych analiz (Prószyńska-Bordas *et al.* 1988; Lindner *et al.* 1993; Lindner 1994). Obecnie wnioski oparte na danych TL traktowane są z dużą ostrożnością. Ożywcza treść do rozważań nad chronostratygrafią i paleogeografią Tatr wniosła metoda kosmogenicznego izotopu ^{36}Cl , gdyż pozwoliła oszacować czas ekspozycji (przebywania na powierzchni) zarówno osadów morenowych, jak i form erozyjnych, to jest wygładów i podciosów (Dzierżek *et al.* 1996, 1999).

Nakreślenie różnorodności metod używanych w badaniach nad zlodowaceniem Wysokich Tatr obrazuje specyfikę tego obszaru. Na podstawie wniosków wynikających z zastosowania różnych badań powstały syntezы dotyczące zlodowacenia tego regionu. Nie do przecenienia są w tym zakresie osiągnięcia badaczy krakowskich, przede wszystkim prof. A. Kotarby i doc. M. Baumgart-Kotarby, tak szeroko cytowanych w niniejszej pracy. Bogaty dorobek naukowców z ośrodka warszawskiego, pod kierunkiem prof. L. Lindnera, z którym autor miał zaszczyt wielokrotnie współpracować, przyczynił się do uzupełnienia danych o czwartorzędzie Tatr i do rozwoju nowych koncepcji na temat ilości i zasięgu zlodowaceń. Ostatnio podjęte systematyczne szczegółowe prace kartograficzne w ramach projektu opracowania mapy geologicznej w skali 1:10 000 z całą pewnością przyniosą wiele nowych i weryfikację aktualnych poglądów.

Zaprezentowane poniżej wyniki datowania osadów metodą kosmogenicznego ^{36}Cl posłużą do wskazania nowych możliwości interpretacji paleogeograficznych Tatr w czasie ostatniego

złodowacenia na tle aktualnego schematu rozwoju zdarzeń. Przyjmuje się, że Tatry były co najmniej ośmiokrotnie objęte rozwojem lodowców górskich w plejstocenie (Lindner *et al.* 2003; 2008). Ślady najstarszych lodowców (Biber, Donau, Günz) to głównie pokrywy fluwioglacjalne zachowane po słowackiej stronie (Nemček *et al.* 1986). W okolicy dwudziestokilometrowej strefie północnego przedpola Tatr występują fragmenty poziomów wodnolodowcowych, wiązanych ze złodowaczeniami Mindel, Riss i Würm (Halicki 1930; Klimaszewski 1988), korelowanych z jednostkami stratygraficznymi na Niżu Polskim (Lindner *et al.* 1990, 1993). Uznawane za najstarsze w Tatrach osady lodowcowe *sensu stricto* (silnie zwietrzałe bloki skał krystalicznych zachowane w okolicy Hurkotnego) tradycyjnie wiązano ze złodowaczeniami Riss albo Mindel (Halicki 1930; Klimaszewski 1988), ale dość mocno zaznacza się pogląd o znacznie młodszym ich wieku (Lindner *et al.* 1990, 2003; Lindner 1994).

Osady ostatniego złodowacenia (Würm) są w Tatrach zachowane w postaci wałów moren końcowych, pokryw piargowych, lodowców gruzowych, pokryw fluwioglacjalnych (Dzierżek, Nitychoruk 1986; Dzierżek *et al.* 1987; Lindner *et al.* 1990; Kotarba 1991-1992). Przyczyną znacznego rozprzestrzenienia najmłodszych lodowców tatrzańskich była zachodnia i północno-zachodnia cyrkulacja powietrza, przynosząca znaczne ilości opadów, co z kolei sprzyjało przyrostowi mas lodowcowych (Lindner *et al.* 2003). Jednak ten pogląd, zgodnie z ostatnimi doniesieniami w tym zakresie (Derkacz *et al.* 2008, 2009), może zostać zweryfikowany.

Schemat stratygraficzny ostatniego złodowacenia Tatr (Lindner *et al.* 1993, 2003; Lindner 1994) uwzględnia istnienie co najmniej trzech epizodów glacialnych: (I) 117–80 ka – w czasie stadiału Suchej Wody, (II) 70–40 ka – w czasie stadiału Bystrej, (III) 30–10 ka – w czasie stadiału Białki. Lodowce w czasie stadiału Białki zostały dobrze zachowane do dziś systemy moren końcowych prawie we wszystkich walnych dolinach tatrzańskich. Wspomniane pokrywy gruzowe na Hurkotnem wiążane są przez Lindnera (1994) właśnie z tym stadiem ostatniego złodowacenia, a ściślej z fazą Hurkotnego, i są datowane TL na 25–32 ka. Zanik lodowców następował stopniowo, czego dowodem są kolejne moreny końcowe zlokalizowane w coraz wyższych partiach gór, a datowane na 23–21 ka – faza Łysej Polany, 17 ka – faza Włosienicy i 14 ka – faza Pięciu Stawów. Ostateczny zanik lodu w cyrkach nastąpił prawdopodobnie

dopiero w połowie holocenu (Krupiński 1984; Dzierżek *et al.* 1987).

Wiek osadów i form lodowcowych

Wyniki datowania izotopem ^{36}Cl w Tatrach dostarczyły ponad 60 dat niezwykle cennych dla chronologii ostatniego złodowacenia. W znacznym stopniu uzupełniają one, a często weryfikują wcześniej publikowane wyniki (Dzierżek *et al.* 1999). Dane uzyskane na podstawie nowych standardów tempa produkcji kosmogenicznego chloru i uaktualnionych programy kalibracji (Phillips *et al.* 2001; Zreda *et al.* 2005; Desilets *et al.* 2006), są przedmiotem odrębnego opracowania, uwzględniającego szeroki aspekt metodologiczny i chronostratygraficzny dla całych Tatr (Zreda, Dzierżek w druku). Do niniejszego tematu wybrano jedynie niektóre z nich, ważne dla paleogeografii wybranych dolin (tab. 4).

Spośród przebadanych obiektów najstarsze daty dotyczą głazów granitowych występujących na płaskiej powierzchni Gołego Wierchu na wysokości około 1205 m n.p.m. Pochodzą one z kilku przedziałów czasowych: 90–85 ka (dwie próbki), 61 ka (jedna próbka z dużym zakresem błędów) oraz 43–32 ka (5 próbek). Pojawiła się też data około 26 ka, ale z dużym marginesem błędów i nie była brana pod uwagę w rozważaniach. Głazy położone są blisko siebie i ich różnicowany wiek świadczy o złożonym w czasie procesie depozycji materiału.

Wiek dużych głazów granitowych skupionych na wysokości 1212–1217,5 m n.p.m. na Rusinowej Polanie wynosi 33,1 ka (jedna próbka) oraz 25–20 ka (cztery próbki). W nawiązaniu do wyników z sąsiedniego stanowiska Goły Wierch większość dat z Rusinowej Polany jest wyraźnie młodszą.

Wiek chlorowy głazów na Hurkotnem (tab. 4) z rejonu Siedlarskiej Drogi (1140–1150 m n.p.m.) dał rozrzut w dwóch zasadniczych grupach: 38–38 ka (dwie próbki) i 26–22 ka (cztery próbki). Dwie daty z zakresu 16–14 ka wyraźnie odstają od pozostałych, co prawdopodobnie związane jest z postsedymentacyjnymi zmianami obiektów. Wyniki datowania tych osadów przemawiają za wiązaniem czasu ich depozycji z młodszą częścią ostatniego złodowacenia.

Głazy morenowe w okolicach Morskiego Oka mają wiek chlorowy w szerokim przedziale czasowym (tab. 4). Materiał z zewnętrznego wału moreny datowany jest na 16–12,5 ka (trzy próbki), natomiast dwie próbki z moreny wewnętrznej

Tabela 4.

Wiek chlorowy osadów i form rzeźby w wybranych rejonach Tatr Wysokich wg Dzierżka i Zredy (w druku)

Chlorine age of deposits and landforms in selected parts of the High Tatra Mts., after Dzierżek and Zreda (in press)

Lokalizacja	Obiekt	Wysokość (m n.p.m.)	Nr próbki	Wiek ³⁶ Cl (ka)	Grupy dat uwzględnione w interpretacji	
Czarny Staw n. M. Okiem	głaz	1590	T95-1CS	20,3±1,2	19–21 ka	
	głaz	1640	T95-2CS	19,3±1,4		
	podłoże	1610	T95-3CS	21,0±2,8		
	podłoże	1585	T95-4CS	21,1±1,4		
	głaz	1590	T95-5CS	16,2±1,3		
Morskie Oko	morena wewnętrzna	1410	T96-22MO	10,2±1,5	10–11 ka	
	morena wewnętrzna	1410	T96-23MO	8,3±1,2		
	morena wewnętrzna	1410	T96-24MO	11,2±0,7		
	morena zewnętrzna	1410	T96-25MO	16,1±1,4	12,5–16 ka	
	morena zewnętrzna	1410	T96-26MO	10,7±1,0		
	morena zewnętrzna	1450	T96-27MO	12,5±1,3		
	morena zewnętrzna	1450	T96-28MO	15,1±1,0		
Hurkotne	pokrywa głazowa	1140	T97-25H	21,9±1,0	33–38 ka	
		1140	T97-26H	26,2±1,5		
		1145	T97-27H	24,1±1,4		
		1150	T97-28H	37,9±1,7	22–26 ka	
		1150	T97-29H	32,9±1,2		
		1145	T97-30H	25,2±1,7		
		1145	T97-31H	14,2±0,6		
		1145	T97-32H	15,9±0,6		
Góły Wierch	pokrywa głazowa	1203	T97-33GW	89,8±2,7	85–90 ka	
		1205	T97-34GW	33,5±1,0		
		1205	T97-35GW	25,6±7,9		
		1205	T97-36GW	84,4±12,6	32–43 ka	
		1205	T97-37GW	60,1±20,6		
		1203	T97-44GW	38,8±1,8		
		1205	T97-45GW	43,0±5,5		
		1205	T97-46GW	31,9±3,9		
		1205	T97-50GW	34,9±5,5		
Rusinowa Polana	głazy	1217	T97-38RP	33,1±1,6	20–25 ka	
		1215	T97-39RP	20,4±2,3		
		1212	T97-40RP	19,7±2,3		
		1215	T97-41RP	20,7±0,9		
		1217	T97-42RP	24,4±3,7		
Toporowe Stawy	Wyżni	morena	1145	T95-14TS	17,8±2,2	20–21 ka
			1137	T95-15TS	17,9±1,2	
			1140	T95-16TS	20,7±1,3	
			1137	T95-17TS	18,0±2,7	
			1116	T95-18TS	17,7±0,8	
			1142	T96-1TST	16,2±0,7	
			1130	T96-2TST	20,0±1,0	
Dolina Pięciu Stawów Polskich	Przedni Staw	moreny	1690	T95-6DPSP	17,7±1,5	18–20 ka
			1692	T95-7DPSP	20,1±1,7	
	Mały Staw	głazy	1675	T95-8DPSP	20,5±1,9	
			1670	T95-9DPSP	21,5±1,0	
			1670	T95-10DPSP	26,4±2,0	
	Wyżnia Kopa	podłoże	1710	T95-11DPSP	11,2±0,8	
			1710	T95-12DPSP	32,1±2,8	
	Czarny Staw	moreny	1725	T96-14D5SP	11,6±1,1	12 ka
			1730	T96-15D5SP	14,5±1,4	
			1725	T96-16D5SP	12,0±1,4	
	Wielki Staw	podłoże	1824	T96-17D5SP	13,8±0,9	13,5–14,5 ka
1824			T96-18D5SP	15,2±1,2		
1824			T96-19D5SP	13,3±1,7	15–16,5 ka	
1700			T96-20D5SP	12,8±1,7		
1700			T96-21D5SP	16,6±1,3		

mieszają się w przedziale 11–10 ka. W stosunku do wcześniej publikowanych wyników (Dzierżek *et al.* 1999) czas tworzenia się moren na progu Morskiego Oka musi zostać przesunięty w dół. Znacznie „postarzone” są także nowe wyniki z progu Czarnego Stawu. Dwie próbki pobrane zarówno z głazów, jak i z podłoża skalnego dały wiek chlorowy z zakresu 21–19 ka, a jeden głaz ma wiek 16,2 ka. Zważywszy na lokalizację stanowiska, wyniki te są zaskakująco stare.

Liczne daty dotyczą Doliny Pięciu Stawów Polskich (tab. 4). Dla sześciu różnych lokalizacji wyniki mieszczą się w szerokim przedziale 32–11 ka i, co ciekawe, obie brzegowe daty uzyskane zostały dla podłoża skalnego Wyżniej Kopy. Wystąpienie młodszej daty wiąże się zapewne z czasowym przykryciem tej części wyglądu lub z erozją przypowierzchniowej warstwy skały i ze znacznym zubożeniem próbki w zawartość izotopu kosmogenicznego. Daty dla dwóch próbek z moreny Przedniego Stawu mieszczą się w przedziale 20–18 ka, zaś dla moren na progu Czarnego Stawu 12 ka. Próbkę materiału głazowego pobrane ze środkowej części dna Doliny datują początek jego ekspozycji na 14,5–13,5 ka. Natomiast podłoże na północny zachód od Wielkiego Stawu odsłonięte było nieco wcześniej – 16,5–15 ka. Wyniki dla głazów w otoczeniu Małego Stawu mieszczą się w zakresie 26–21 ka i są trudne do interpretacji paleogeograficznej.

Nowe daty dla głazów moren wokół Toporowych Stawów w Dolinie Suchej Wody potwierdzają wcześniejsze dane (Dzierżek *et al.* 1999) i wskazują na zasadnicze dwa etapy ich depozycji: około 21–20 ka (dwie próbki) i 18–16 ka (pięć próbek).

Interpretacja dat chlorowych

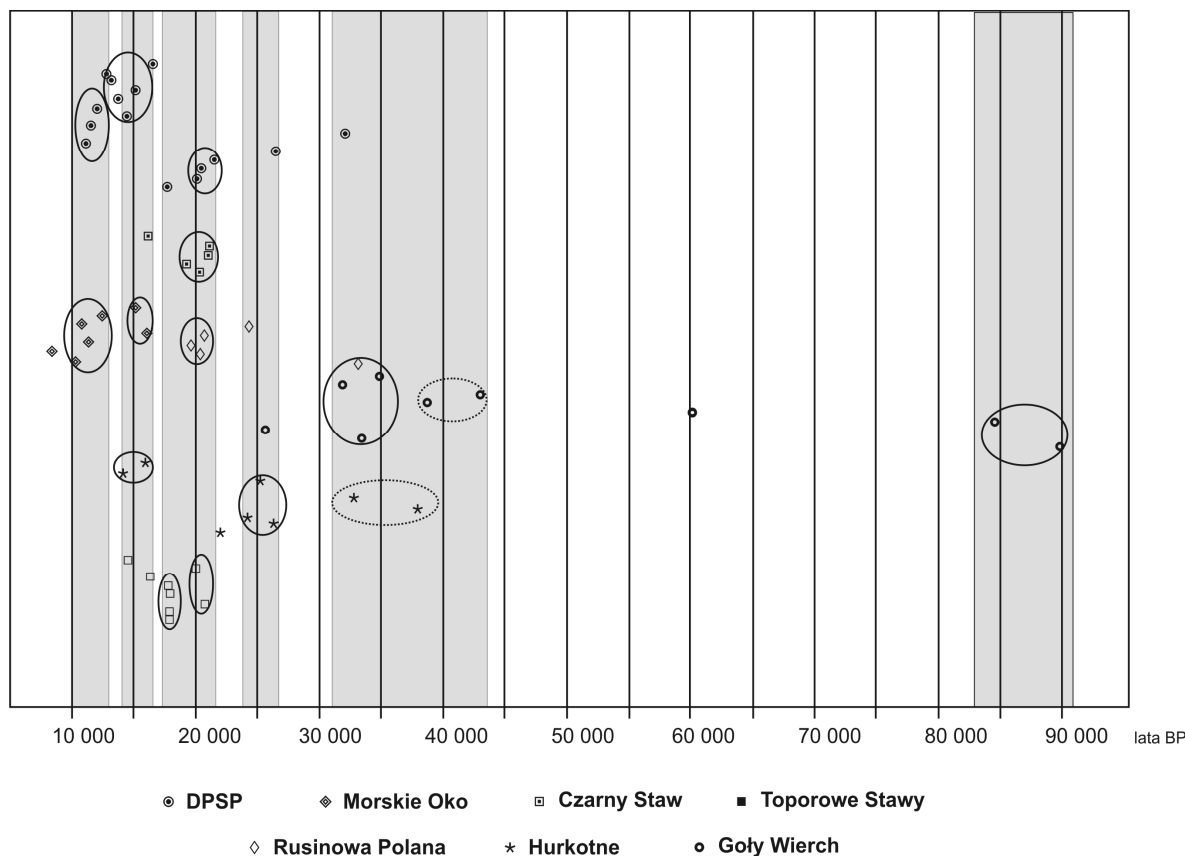
W interpretacji wyników datowania metodą kosmogenicznego chloru-36 należy wziąć pod uwagę fakt, że nawet po spełnieniu znanych obecnie laboratoryjnych i terenowych uwarunkowań i zaniedbania teoretycznych niewiadomych otrzymujemy wynik liczbowy dla jednego spośród wielu możliwych do wyboru obiektów. Liczba ta informuje nas o czasie, w jakim powierzchnia obiektu, z którego pochodzi próbka, była ekspozycja na działanie promieniowania kosmicznego. W języku geologicznym oznacza ona „moment” wytopienia z lodu (głaz) lub wytopienia się lodu (powierzchnia skalna). Czyli nagromadzenie obiektów o jakimś wieku na pewnym obszarze świadczy o dłuższym lub intensywniejszym pro-

cesie wytopienia z lodu, a więc wyznacza zasięg jakiejś fazy w jego rozwoju.

Analiza rozkładu wyników datowania chlorem-36 wskazuje pewne przedziały czasowe procesu wytopienia z lodu (rys. 37). Mamy niewielką grupę dat „starych” (90–85 ka). W przedziale czasowym 43–32 ka można wydzielić dwie mniejsze grupy dat: 43–38 ka i 35–32 ka. Na wykresie jest wyraźna przerwa pomiędzy 32 a 26 ka, która może oznaczać przerwę w działalności lodowców (ocieplenie?). Kolejne grupy wyników dotyczą zakresów młodszych dat: 26–23 ka, 22–20 ka, 18–16 ka, 14–10 ka. Tak zaznaczone przedziały nawiązują w przybliżeniu do obowiązujących schematów stratygraficznych dla Tatr. Jednak analiza jakościowa wymaga bardziej wnikliwego potraktowania tych wyników.

Żeby uniknąć określania wieku formy rzeźby na podstawie jednego głazu morenowego datowano kilka obiektów z tej samej formy. Jeśli wyniki powtarzały się w wąskim zakresie wiek formy nie budził większych wątpliwości. Zwykle jednak wyniki cechował dość znaczny rozrzut. Uśrednianie danych w takim przypadku nie jest najlepszym rozwiązaniem. Dlatego zdecydowano się na analizę wszystkich wyników w poszczególnych lokalizacjach i interpretację ich w grupach wiekowych. Daty wyraźnie odstające od pozostałych w grupie nie były wzięte do rozważań, ale próbowano szukać przyczyn tego odstępstwa. Taka droga postępowania stwarza możliwość większego uwiarygodnienia danych, ale też wzbogacenia scenariusza zdarzeń o ciekawe elementy. Jak zatem można rozumieć przedstawione daty chlorowe?

Najstarszy materiał lodowcowy zachował się na Gołym Wierchu (rys. 37), a daty chlorowe lokują go czasowo w stadiale Suchej Wody ostatniego zlodowacenia (Lindner 1994). Byłoby to zatem potwierdzenie istnienia tego stadiału otrzymane w osadach glacialnych w Tatrach, a nie, jak do tej pory, tylko w osadach fluwioglacjalnych na Podhalu. Z racji położenia na powierzchni grzbietowej pomiędzy dolinami Białki a Złotą i Filipką przetrwanie resztek, czy elementów starych pokryw na Gołym Wierchu wydaje się całkiem realne. Pozostałe głazy odpowiadają wiekowo (43–32 ka) części ostatniego zlodowacenia obejmującej schyłek stadiału Bystrej, interstadiał Jaskini Miętusiej II i początek stadiału Białki (Lindner *et al.* 1990; Lindner 1994). Powtarzanie się dat z tego przedziału w innych lokalizacjach w tym rejonie (pojedyncze daty z Hurkotnego i Rusinowej Polany) świadczy o zakrojonym na większą skalę procesie depozycji materiału z lodowców. To w konsekwencji prowadzi do wniosku, że w tej części



Rys. 37. Wyniki datowania kosmogenicznym chlorem-36 osadów i form lodowcowych w Tatrach Wysokich na skali czasu

Cosmogenic chlorine-36 dates of deposits and glacial forms in the High Tatra Mts. in relation to the time-scale

Tatr ocieplenie warunkujące powstanie młodszej generacji nacieków węglanowych w Jaskini Miętusiej (Hercman *et al.* 1987; Bluszcz *et al.* 1988) nie zapisało się. Pokrywa gładowa na Gołym Wierchu ma zatem złożony wiek – na materiał morenowy, pochodzący ze starszej części Würmu, nałożyła się depozycja gładów w czasie młodszych epizodów glacialnych. Wiek pokrywy (zakończenie formowania) można zatem określić na środkową część ostatniego zlodowacenia (stadiał Bystrej + stadiał Białki, wg Lindnera *et al.* 1990 oraz Lindnera 1994).

Wszystkie z datowanych gładów pokrywy na Hurkotne, położonej 60–70 m poniżej szczytu Gołego Wierchu, mieszczą się w czasie ostatniego zlodowacenia (rys. 37), co jest sprzeczne z tradycyjnymi poglądami o ich wieku. Do tej pory uważano to gładowisko za znacznie starsze: Günz (Partsch 1923; Wójcik 2008), Mindel (Romer 1929), Riss/Mindel-Riss (Halicki 1930; Klimaszewski 1988; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1997). Cztery z ośmiu datowanych gładów dały wiek chlorowy w zakresie 26–22 ka. Dwa starsze gładz mogą pochodzić z wcze-

śniejszego etapu akumulacji lodowcowej. Na ciągłość pokrywy morenowej Rusinowa Polana–Hurkotne zwracał uwagę już Partsch (1923). Mielibyśmy zatem i w tym przypadku złożony wiek pokrywy. Nie można jednak wykluczyć redepozycji starszego materiału morenowego położonego wyżej, na przykład na Gołym Wierchu. Zatem zakończenie akumulacji pokrywy wyznaczają cztery daty młodsze, ze stadiału Białki. Taki wiek pokrywy gładowej odpowiada wcześniejszym opiniom Lindnera (*et al.* 1990; 2003), który, opierając się między innymi na badaniach geologicznych i datowaniach TL osadów fluwioglacjalnych i lodowcowych, wprowadził do literatury nazwę fazy Hurkotnego dla najstarszej części stadiału Białki.

Wyniki datowania uzyskane dla gładów z Rusinowej Polany nie pozwalają na jednoznaczny ocenę czasu ich depozycji. Wydaje się, że z racji dość wysokiego położenia obiektów daty z zakresu 20 ka nie mogą wyznaczać położenia strefy brzeżnej lodowca w tym czasie (por. Wójcik 2008). Poza tym w kontekście innych dat chlorowych z wyżej położonych stanowisk młody

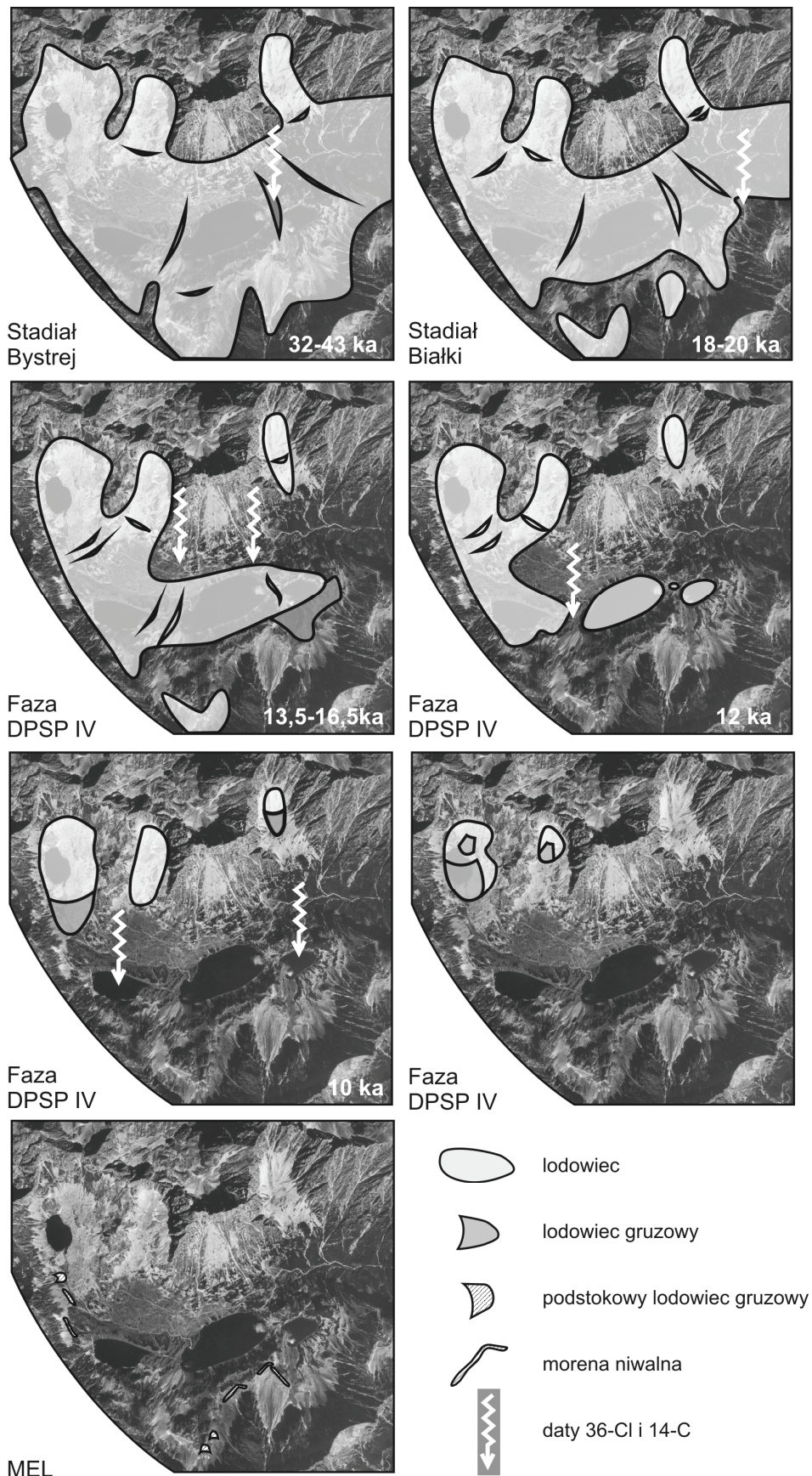
wiek depozycji osadów lodowcowych w tym miejscu jest trudny do wytłumaczenia. Prawdopodobnie datowane obiekty na Rusinowej Polanie ulegały procesom redepozycji, a mogą pochodzić z pokrywy gładzowej złożonej we wcześniejszym etapie, być może określonym wiekowo przez dwa starsze wyniki (ok. 33 ka i 25 ka). Gładze leżą na wypłaszczeniu przełęczy, jednak, jak się okazało, zbyt blisko podnóża stoku, aby można być pewnym ich pierwotnego położenia. Prawdopodobnie zaostrenie warunków klimatycznych w stadiale Białki było przyczyną nasilenia się procesów stokowych i peryglacialnych, warunkujących między innymi ruch zwietrzelin i reorientację wcześniej zdeponowanych wielkich gładzów lodowcowych. O selektywnym ruchu zwietrzelin w tym rejonie świadczy nierówna powierzchnia utrwalonych zboczy Gęsiej Szyi. Zatem wiek pierwotnej akumulacji gładzów granitowych w tym wypadku można powiązać ze starszą częścią ostatniego zlodowacenia, tak jak na Gołym Wierchu i częściowo na Hurkotnem. Ten okres – 43–32 ka – manifestuje się jako znaczący etap działalności lodowców tatrzańskich.

Gładze dobrze wyrażonych moren końcowych w rejonie Toporowych Stawów, wyznaczających według dotychczasowych poglądów najdalszy zasięg lodowca w czasie stadiału Białki ostatniego zlodowacenia, wydatowane zostały na 21–18 ka (Dzierżek *et al.* 1991). Odpowiada to etapowi maksymalnego rozwoju lodowców w czasie fazy Łysej Polany (Dzierżek *et al.* 1986; Lindner *et al.* 1990, 2003). Proces akumulacji odbywał się nierównomiernie z nasileniem około 21 ka i 18 ka, ale zróżnicowanie w wynikach nie odpowiada oddzielności morfologicznej obiektów, co utrudnia rozwinięcie tej sugestii (por. Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001).

Ciekawe do interpretacji paleogeograficznej są daty z rejonu Morskiego Oka i progu Czarnego Stawu. W rejonie Morskiego Oka mamy prawdopodobnie do czynienia z zapisem dwóch epizodów nasilenia akumulacji materiału lodowcowego w schyłku ostatniego zlodowacenia. Akumulacja moren zewnętrznych miała miejsce w czasie 16–12,5 ka, a wał wewnętrzny powstał na granicy z holocenem (11–10 ka). Należy więc rozważyć możliwość nałożenia lub bardzo bliskiego położenia czoła lodu w dwóch epizodach rozwoju lodowców w czasie fazy Pięciu Stawów (Lindner *et al.* 1990; Lindner 1994). Młodszy awans mógł się odbywać po niewytopionym lodzie zalegającym w misie Morskiego Oka na zasadzie szarży, co spowodowało pokaźne rozmiary tej moreny.

Nowe wyniki uzyskane dla progu Czarnego Stawu nad Morskim Okiem są zaskakujące. Cztery próbki z gładzów i podłoża skalnego dały bardzo mały rozrzut i średni wiek $20,4 \pm 0,9$ ka. Ta wyjątkowa powtarzalność wyników podnosi ich wiarygodność. W takim razie, czy to oznacza, że już wtedy obszar położony głęboko w Tatrach wolny był od lodu? Trudno to zaakceptować, zważywszy na pozostałe daty, między innymi w morenach końcowych Suchej Wody. Wydaje się, że można je wytłumaczyć w inny sposób. Otóż blisko dwustumetrowy próg Czarnego Stawu stanowił wyraźną granicę morfologiczną, warunkującą budowę i rozwój lodowca, między innymi łatwe do przewidzenia zróżnicowanie miąższości lodu w profilu podłużnym. Powierzchnia lodu na progu traci ciągłość, tworzą się szczeliny poprzeczne, a lodu jest generalnie mniej. Taki obraz z częściowo odsłoniętym progim można zaobserwować w górach współcześnie zlodowaconych. Przy próbie modelowania geometrii lodowców Tatr Wysokich w czasie ich maksymalnego rozwoju na podstawie analizy położenia barków lodowcowych Makos i Nowacki (2009) zauważyli znaczny spadek grubości lodu na progu (ok. 150 m) w stosunku do kotłów (ok. 325 m). Daty chlorowe pokazują jednak, że około 20 ka powierzchnia progu Czarnego Stawu była eksponowana na działanie promieniowania kosmicznego, czyli wolna od lodu albo przykryta częściowo lub okresowo przez cienką jego warstwę, która nie stanowiła bariery dla neutronów. W takim razie albo odtworzona geometria lodowca wymaga weryfikacji miąższości na progach, albo/i najwyższe barki, wyznaczające największe położenie lodowca (Makos, Nowacki 2009), należałoby wiązać ze starszym epizodem rozwoju niż ten 20 ka. Ten wywód można uogólnić w postaci szerszego wniosku paleogeograficznego. Prawdopodobnie maksymalny rozwój lodowców w Tatrach (LGM) w czasie ostatniego zlodowacenia miał miejsce wcześniej (dolna część stadiału Białki lub stadiał Bystrej), co było zresztą sugerowane przez Lindnera *et al.* (1990, 1993, 2003) czy ostatnio przez Derkacz *et al.* (2009). Stwierdzenie to poparte jest także wynikami datowania osadów na Gołym Wierchu i Hurkotnem.

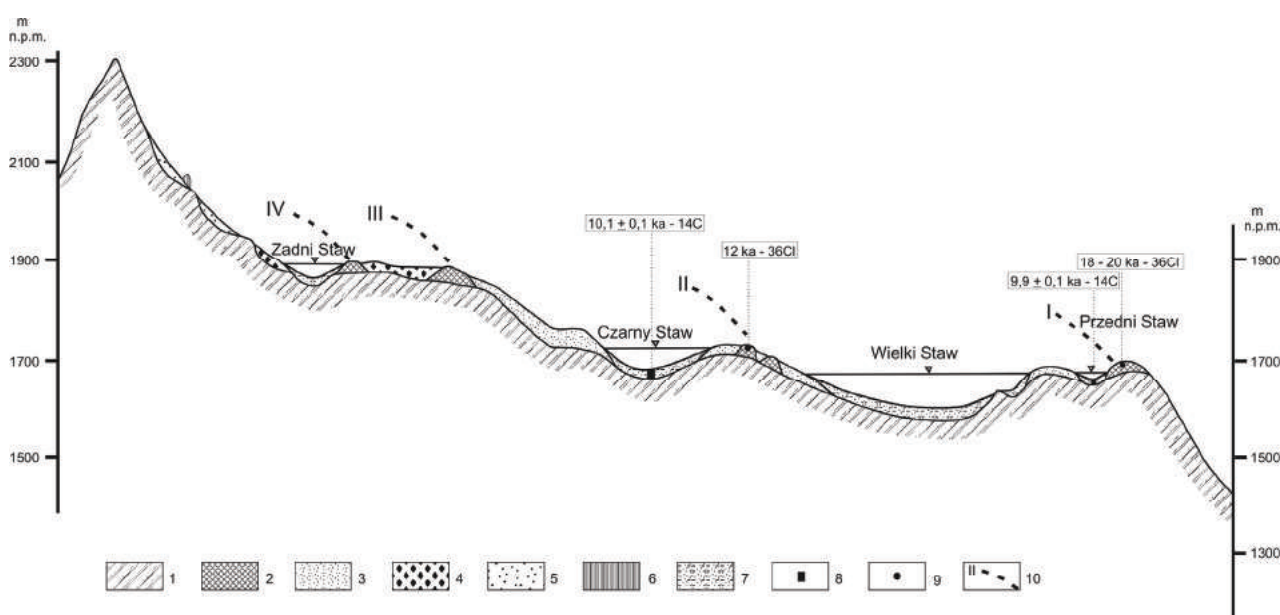
Wyniki datowania w Dolinie Pięciu Stawów Polskich dostarczają kolejnej porcji nowych danych do rozważań o wieku zdarzeń w czasie ostatniego zlodowacenia. W stosunku do wcześniejszych wyników (Dzierżek *et al.* 1999) daty i w tym wypadku są w dużej części znacznie starsze. Najstarsza z nich – 32 ka – dotyczy podłoża skalnego na Wyżniej Kopie (rys. 38).



Rys. 38. Etapy deglacjacji Doliny Pięciu Stawów Polskich (DPSP) w Tatrach
 Deglaciation stages in the Pięć Stawów Polskich Valley, Tatra Mts.

Ewentualną erozją lub czasowym zasłonięciem powierzchni można wytłumaczyć za niski wiek chlorowy, jak w przypadku drugiej daty z tego miejsca. Natomiast w tym wypadku wynik oznacza, że od tego czasu powierzchnia była ekspozowana. Być może podobnie jest w przypadku progu Czarnego Stawu nad Morskim Okiem. Wyżnia Kopa leży w progowej strefie doliny i w czasie gdy lodowiec sięgał daleko na północ, na progu doliny tworzyły się szczeliny, co ułatwiało dostęp neutronów do powierzchni skały. W rekonstrukcji Makosa i Nowackiego (2009) lód w czasie maksymalnego rozwoju lodowców był w tym miejscu cieńszy niż w dnach doliny Roztoki i wannie Wielkiego Stawu, ale i tak miał ponad 150 m grubości. Sprawa pozostaje dyskusyjna.

Wiek głazów z moren nad Przednim Stawem wynosi 20–18 ka, czyli jest zbliżony z czasem formowania się moren wokół Toporowych Stawów (rys. 39). W tym kontekście trudno raczej widzieć koniec lodowca pięciostawiańskiego na progu doliny. Prawdopodobnie znowu położenie w strefie progu powodowało zmianę geometrii brzeżnej strefy lodowca i łatwość dzielenia się. Być może główny nurt ekspansji lodu do doliny Roztoki odbywał się na przedłużeniu osi Wielkiego Stawu. W rejonie Przedniego Stawu funkcjonowała wtedy peryferyczna część lodowca, zasilana ze zboczy Miedzianego, co ułatwiało zachowanie materiału morenowego na progu (rys. 38). Dyskusja o wieku tych moren wymaga z pewnością dalszych argumentów.



Rys. 39. Schematyczny przekrój przez Dolinę Pięciu Stawów w Tatrach wg Dzierżka i Rączkowskiego (2008), zmienione

1 – podłoże skalne; 2 – moreny końcowe; 3 – pokrywy fluwioglacjalne; 4 – pokrywy kamieniste; 5 – piargi; 6 – moreny niwalne; 7 – osady jeziorne; 8 – daty ^{14}C wg Wicika (1984); 9 – daty ^{36}Cl ; 10 – zasięgi faz recesyjnych wg Dzierżka *et al.* (1986)

Schematic cross-section through the Pięć Stawów Polskich Valley, Tatra Mts., modified after Dzierżek and Rączkowski (2008)

1 – rock basement; 2 – terminal moraines; 3 – fluvioglacial covers; 4 – debris covers; 5 – screes; 6 – nival moraines; 7 – lake deposits; 8 – ^{14}C dates after Wicik (1984); 9 – ^{36}Cl dates; 10 – extent of recessional phases after Dzierżek *et al.* (1986)

Z danych uzyskanych dla centralnej DPSP części wynika, że podłoże skalne odsłaniało się miejscami stosunkowo wcześniej, czyli od 16,5–15 ka. Osady lodowcowe były deponowane w głębi doliny nieco później, 14,5–13,5 ka. Wiek moren między Czarnym a Wielkim Stawem wynosi 12 ka (rys. 38), czyli materiał na te moreny pochodził z lodowca ograniczonego do miski stawu. Obszar położony na północ od Wielkiego Stawu wolny

był od lodu. Na temat ewentualnego połączenia z lodowcem Zadniego Stawu brakuje danych.

Z powyższych rozważań wynika, że interpretacja wyników datowania kosmogenicznym chlorem-36 jest skomplikowana i w dalszym ciągu dotyczy wrywkowych sytuacji. Mimo to przedstawione powyżej wyniki dostarczają nowego materiału do dyskusji nad historią ostatniego zlodowacenia w Tatrach, aczkolwiek

pewne ciekawe wnioski wymagają potwierdzenia poprzez kolejne datowania lub w oparciu o dane z innych metod.

Historia glacialna wybranych dolin

Na podstawie omówionych wyników nie można odtworzyć pełnego przebiegu ostatniego zlodowacenia w Tatrach. Pewne daty wydają się dalece „niepasujące” do aktualnych schematów stratygraficznych. Jednak zinterpretowano wszystkie wyniki, bez próby dopasowania do wcześniejszych poglądów zespołu z udziałem autora.

Dotychczas najdokładniej były opracowane doliny Białki (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1991, 1993), Dolina Suchej Wody (Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001), Dolina Pięciu Stawów Polskich (Dzierżek *et al.* 1987, Lindner i in. 1990; Dzierżek, Rączkowski 2008). I to jest właściwe tło do prezentacji nowych dat i dyskusji.

Historia ostatniego zlodowacenia zapisana w wielkości dawki izotopu chloru-36 w osadach lodowcowych rozpoczyna się około 90–85 ka (stadiał Suchej Wody), kiedy to deponowane były najstarsze głązy na Gołym Wierchu. Pierwszy po interglacialnym ociepleniu okres rozwoju lodowców Baumgart-Kotarba i Kotarba (1997) wiąże ze stadiem WA (Rakytovca, wyróżnionego przez Lukniša 1973), którego śladem jest pokrywa głazowa w dolinie Białki na północny wschód od Łysej Polany, usytuowana na zewnątrz moren z maksimum ostatniego zlodowacenia. Pośrednim dowodem na obecność lodowców w tym czasie są osady fluwioglacjalne na przedpolu gór. Wiek tych osadów można oszacować na podstawie ich relacji do znalezisk archeologicznych w jaskini Obłazowa na starsze niż 50–60 ka (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1997). Trudno spekulować o zasięgu lodowca w tym czasie, bo nie ma innych stanowisk podobnie wydatowanych. Być może należałoby szukać korelacji morfologicznej pomiędzy pokrywami głazowymi na Gołym Wierchu i tymi leżącymi niżej na zboczach Białki. Wydaje się, że granie Gęsiej Szyi i Gołego Wierchu mogły stanowić miejsce dzielenia się i położenia brzegów kolejnych jeziorów lodowcowych.

W rejonie Gołego Wierchu występują głązy świadczące prawdopodobnie o zasięgu lodowca także w czasie 43–32 ka, który ciągnął się od Rusinowej Polany po Hurkotne (stadiał Bystrej?). Z racji wysokiego położenia osadów można wnioskować o większym zasięgu tego lodowca w stosunku do moren datowanych na

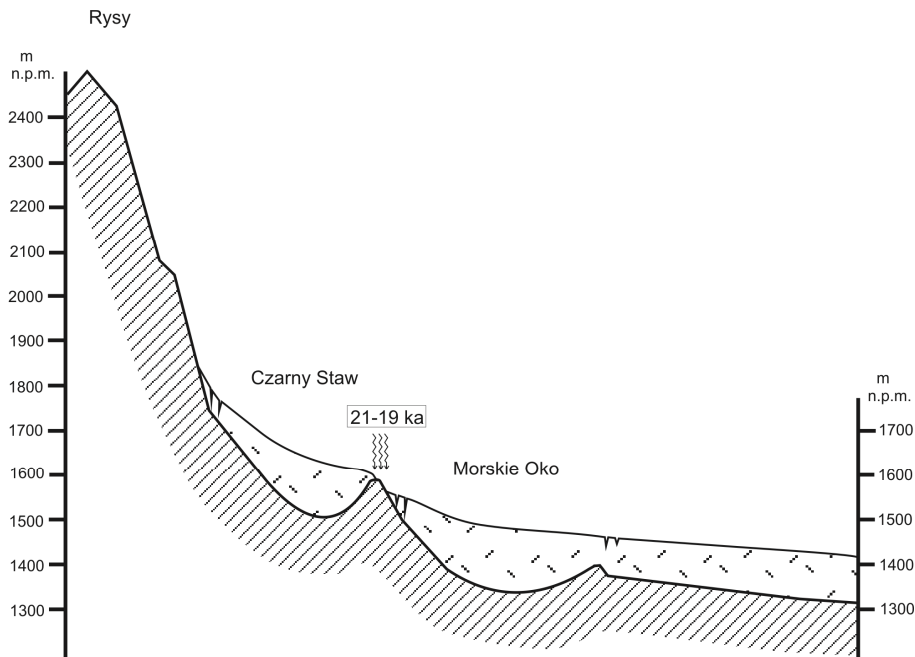
LGM, co było już wcześniej sygnalizowane (Lindner 1994; Lindner *et al.* 2003), a ostatnio potwierdzone w rejonie Brzezin (Derkacz *et al.* 2009).

W czasie 26–22 ka lodowiec obniżył swoją powierzchnię do poziomu Hurkotnego i ostatecznie została uformowana pokrywa głazowa w tym rejonie. W tabeli stratygraficznej odpowiada to wyróżnionej przez Lindnera i in. (1990) w stadiu Białki fazie Hurkotnego. Z analizy dat chlorowych wynika, że interstadiał Jaskini Miętusiej II w tej części Tatr się nie zaznaczył albo należałoby go lokować w innym, krótkim odcinku na skali czasu, pomiędzy 32 a 26 ka (por. Lindner *et al.* 2003). Może w tym okresie „ocieplenia” rozpoczął się proces pęknięcia lodu na progach, między innymi na Wyżniej Kopie w Dolinie Pięciu Stawów (rys. 38). Wnioski płynące z analizy dat chlorowych dla tej części Würmu stoją w kontrowersji do poglądów Baumgart-Kotarby i Kotarby (1997), którzy opierając się na badaniach florystycznych z Podhala, wykluczają możliwość rozwoju lodowców w tej części Tatr w okresie 50–20 ka.

Kolejne stadium rozwoju lodowców wyznaczają dobrze wyrażone w morfologii wały morenowe w rejonie Łysej Polany i Toporowych Stawów, szczególnie rozpracowane przez Baumgart-Kotarbę i Kotarbę (1997, 2001). Na podstawie kartowania geomorfologicznego autorzy ci zauważają, że strefa moren zarówno w dolinie Białki, jak i w dolinie Suchej Wody ma złożoną genezę, a poszczególne wały morenowe z kolejnych etapów rozwoju lodowców mają zbliżone położenie. Epizody formowania moren w rejonie korelują z fazami leszczyńską, poznańską i chodzieską. Nowe daty chlorowe potwierdzają wcześniejsze wyniki co do wieku moren 21–20 ka i złożonej budowy. Potwierdzają tym samym możliwość wiązania tych moren z fazą Łysej Polany (Lindner *et al.* 1990, 2003; Lindner 1994). Do dyskusji pozostaje problem, czy grupa dat z zakresu 18 ka w obrębie moren wokół Toporowych Stawów świadczy o kolejnym (odrębnym) etapie dostawy materiału morenowego do czoła lodowca (awans), czy tylko o dłuższym postoju lodowca w tym miejscu. Autor niniejszego opracowania skłania się ku tej pierwszej możliwości, czego pośrednim potwierdzeniem mogą być wyniki badań mikroskopowych ziarn kwarcu w materiale morenowym (Woronko, Derkacz 2008), które wyraźnie wskazują na kilka etapów ich niszczenia przez wietrzenie mrozowe. W tym czasie pękł lód na progu Czarnego Stawu nad Morskim Okiem. Sytuacja ta pokazana jest na

rysunku 40. Być może także zaczynał się rozłam lodowca na progu DPSP, a cyrki Opalonego i Miedzianego funkcjonowały niezależnie, co umożliwiło depozycję i przetrwanie materiału morenowego w tej części (rys. 38). Recesja lodowców w dolinach następowała etapami wyznaczonymi przez odrębne moreny recesyjne: BW1–BW10 w dolinie Białej Wody, RP1–RP7 w dolinie Rybiego Potoku, „d”–„j” w dolinie Suchoj Wody oraz P1–P7 w dolinie Pańszczy, skorelowanymi z alpejskimi stadiami Bühl, Ste-

inach, Gschnitz, Daun, Egesen i Venediger (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1997, 2001). Wyniki datowania chlorem-36 nie dotyczą co prawda wszystkich moren, ale wydają się nie potwierdzać schematu systematycznej i jednostajnej recesji. Dotyczy to między innymi moreny na progu Morskiego Oka, która według dat chlorowych mogła się tworzyć w tym samym czasie (16–12,5 ka) co niżej położone moreny faz recesyjnych w dolinie Rybiego Potoku (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1997).



Rys. 40. Schematyczny przekrój przez kotły Czarnego Stawu i Morskiego Oka w czasie 21–19 ka BP
Schematic cross-section through the Czarny Staw and Morskie Oko lake basins during 21–19 ka BP

Wraz za postępującą recesją w okresie 16–14 ka nastąpiła znaczna redukcja lodu w Dolinie Pięciu Stawów (rys. 38). Najwcześniej – 16,5–15 ka – odsłoniła się część powierzchni skalnej na północny zachód od Wielkiego Stawu i na północ od Czarnego Stawu, a nieco później – 14,5–13,5 ka – wytapiał się materiał pokrywy wyścielającej dno doliny. W osi doliny lód musiał zalegać dłużej, choćby z tego powodu, że pierwotnie było go więcej. W starszej części zlodowacenia zasilanie lodowca głównego w Dolinie Pięciu Stawów lodowcami z Pustej Dolinki i z Dolinki pod Kołem spowodowało asymetrię podłoża i powstanie przegłębień w miejscach Czarnego i Wielkiego Stawu (Klimaszewski 1988). W schyłkowej części coraz cieńsze lodowce o ekspozycji południowej znacznie szybciej reagowały na wzrost temperatury.

Przedstawione dane wyraźnie pokazują, że proces recesji lodowców polegał nie tylko na „cofaniu się” czoła z okresowymi postojami na akumulację moren, ale też na ablacji powierzchniowej lodu. Ubytek masy lodu najszybciej zaznaczał się na progach i wyniosłościach podłoża.

Około 12 ka lód wypełniał już tylko misy kotłów, a pomiędzy Czarnym a Wielkim Stawem utworzyły się moreny (rys. 38, 39). Zdaniem Gądka (1998) moreny te wyznaczają zasięg lodowca (jednego z największych w tym czasie w Tatrach) powstałego z połączenia pól firnowych po północnej stronie doliny. Oszacowana z analizy glaciologicznej grubość lodu wynosiła przeciętnie 105 m (Gądek 1998). Wydaje się jednak, że wobec podanych wyżej faktów poglądy na miąższość lodu i zasięg tego lodowca powinny być zweryfikowane.

Nieco później, 11–10 ka, zakończyło się ostatecznie formowanie moreny nad Morskim Okiem. Materiał mógł być dostarczony przez samodzielny lodowiec wypełniający misę stawu, pozbawiony już wcześniej łączności z lodowcem w kotle Czarnego Stawu. W schyłkowej części zlodowacenia wraz z kurczeniem się powierzchni lodu coraz więcej powierzchni skalnych było odsłoniętych na procesy mrozowe i ruchy masowe. Skutkowało to wzmożoną produkcją materiału mineralnego, który w wyniku intensywnych ruchów masowych powodował znaczne przykrycie powierzchni lodu i rozwój lodowców gruzowych (Dzierżek, Nitychoruk 1986; Kotarba 1991-1992).

Dalsza recesja nie była już uchwycona datami, ale może być określona przez analizę osadów jeziornych. Historię glacialną ostatniego zlodowacenia zamykają od góry daty ^{14}C dla osadów dennych w tatrzańskich stawach (rys. 39). Wynika z nich, że już z początkiem holocenu większość kotłów była miejscem akumulacji jeziornej, a więc była wolna od lodu (Wicik 1979; Marciniak, Cieśla 1983; Krupiński 1984; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993).

Jednak wraz z nastaniem holocenu nie kończą się procesy geomorfologiczne związane z obecnością lodu. Okresowe zmiany klimatyczne w warunkach wysokogórskich spowodowały spotęgowanie procesów peryglacialnych i powstanie niewielkich form lodowo-firnowych, a być może i lodowców, które wszak istnieją i dziś (Rączkowska 1996; Wiśliński 2002, 2006). Ostatnim okresem nawrotu warunków peryglacialnych była Mała Epoka Lodowa, w której uformował się ostatecznie kształt rzeźby Tatr (Dzierżek *et al.* 1986; Kotarba, Krzemień 1996; Lindner *et al.* 2003; Dzierżek, Rączkowski 2008).

Wnioski

- Daty chlorowe wskazują, że w Tatrach Wysokich nie zachowały się osady starsze niż z ostatniego zlodowacenia. Najstarsze pochodzą

z okolic Gołego Wierchu (90–85 ka i 43–32 ka), a ich rozkład może dowodzić dwukrotnej obecności lodowców (stadiał Sucheje Wody i stadiał Bystrej?). Potwierdził się pogląd o wiązaniu pokrywy na Hurkotnem ze straszą częścią stadiału Białki. Najmłodsze osady lodowcowe uchwycone datami chlorowymi dotyczą moren Czarnego Stawu w DPSP (12 ka) i Morskiego Oka (11–10 ka).

- Grań Rusinowa Polana – Goły Wierch – Hurkotne była prawdopodobnie miejscem zasięgu lodowców w kolejnych stadiach zlodowacenia Würm.

- Określenie maksymalnego zasięgu lodowców w czasie ostatniego zlodowacenia pozostaje sprawą otwartą, ale z niniejszej analizy wynika, że większy zasięg miały lodowce w czasie jednego ze starszych stadiałów Würmu. Korelacja morfologiczna szczątkowo zachowanych pokryw gładzowych z odpowiadającymi im morenami końcowymi w dnach dolin nie zawsze jest możliwa.

- Nie potwierdził się prosty schemat zależności wieku moreny od jej odległości od pola firnowego i wysokości bezwzględnej. Deglacjacja w ostatnim stadiale zlodowacenia Würm przebiegała w sposób nierównomierny, asynchronicznie i zależała od lokalnych uwarunkowań. Zanik lodowców w wyższych partiach gór odbywał się arealnie, co doprowadziło do przerwania pokrywy lodu na progach w czasie, gdy czoło lodowców sięgało po okolice Toporowych Stawów czy Łysej Polany.

- W datach chlorowych nie widać wyraźnych przerw czasowych w wytapianiu się materiału – można więc przypuszczać, że tworzenie się moren recesyjnych nie było poprzedzone fazami „wycofania się” lodu do cyrków.

- Ponieważ część dat przypada na okresy uznawane za cieplejsze, można postawić wniosek, że w czasie ostatniego zlodowacenia w Wysokich Tatrach interstadiały nie zaznaczyły się znaczącą recesją lodowców.

UWAGI O PALEOGEOGRAFII INNYCH OBSZARÓW

Obraz paleogeograficzny dla wybranych poligonów badawczych wymaga uzupełnienia o informacje z innych obszarów, głównie z dalekiego przedpola łądolodów ostatniego zlodowacenia oraz

korelacji z obszarami leżącymi blisko terenów, ale poza granicami Polski (Litwa, Białoruś, Ukraina, Słowacja). W trosce o zwiezłość opracowania nie podjęto szczegółowych porównań. Jednak dla

pełniejszego kontekstu przedstawionej analizy zarysowane zostaną najważniejsze wydarzenia jakie miały miejsce w tym czasie na obszarach pomiędzy zasięgiem lądolodu i lodowców górskich. W tej części Polski dominowały warunki peryglacjalne, a na przeważającej części obszaru występowała tundra okresowo z większą ekspansją lasów (Mojski 2005). Obszary wyżynne i wysoczyznowe poddawane były procesom denudacji. W niektórych rejonach skutki procesów morfotwórczych nałożyły się na rysy rzeźby sprzed zlodowacenia Wisły. Zasięg wieloletniej zmarzliny sięgał miejscami 150 km na południe od czoła lądolodu, a zmarzlina o charakterze nieciągłym sięgała Przedkarpacia. W warunkach zimnego klimatu na obszarach z ubogą roślinnością rzeźba modelowana była przez wietrzenie mrozowe, procesy stokowe, denudację i procesy eoliczne. Cały czas, ale ze zmienną intensywnością, miała miejsce erozja i akumulacja rzeczna, która prowadziła do powstania teras nadzalewowych. W zbiornikach poeemskich trwała akumulacja osadów, głównie mineralnych. Zmieniające się w czasie natężenie procesów wietrzenia i zmywu powierzchniowego w obszarach alimentacyjnych rzek skutkowało zwiększonym udziałem drobnych frakcji w osadach rzek (Mojski 2005). Zapis tych wszystkich procesów jest bardzo bogaty. Każdy region ma jednak indywidualny zestaw odczytanych faktów geologicznych, tworzący kolejne elementy obrazu paleogeograficznego obszaru Polski w ostatnim zlodowaceniu. Zmieniające się warunki klimatyczne w trakcie ostatnich 115 000 lat spowodowały powtarzanie się dominacji jednej grupy procesów na rzecz innej. Okresowe ocieplenia i ochłodzenia zarejestrowane zostały w profilach osadów eolicznych (lessy/gleby kopalne), osadach rzecznych (systemy teras, poziomy struktur peryglacjalnych, gleby kopalne), osadach jaskiniowych (litologia osadów, charakter fauny jaskiniowej) czy wreszcie w osadach jeziornych (poziomy pyłkowe). Niżej zasygnalizowane zostaną najważniejsze fakty charakteryzujące ówczesne środowisko dla kilku regionów.

Dominującymi procesami morfotwórczymi na obszarach gór nieobjętych zlodowaceniem były procesy stokowe, zwłaszcza w okresach ochłodzeń. Na zboczach **Karpat** powstawały miększe pokrywy osadów zboczowych. W dolinach karpackich rozwijały się systemy teras rzecznych, jako wynik nie tylko zmieniających się warunków klimatycznych (wzmoczone topnienie się lodowców), ale też jako reakcja na procesy neotektoniczne (Baumgart-Kotarba 1983), być może indukowane odciążeniem po ustąpieniu lodowców.

Widać to chyba najlepiej w dolinie Białki na przedpolu Tatr, gdzie co najmniej dwie z wyraźnie zarysowanych w morfologii teras powstały w czasie zlodowacenia Würm (Lindner *et al.* 2008b, c; Pliszczyńska w druku).

W **Górach Świętokrzyskich** pokrywy kongeliflukcyjne często zazębiały się z warstwami lessu, a doliny ulegały stopniowemu zasypywaniu (Lindner 1977). W Łysogórach wietrzenie mrozowe piaskowców kwarcyticznych z jednoczesnym usuwaniem najdrobniejszego materiału doprowadziło do powstania gołoborzy (Klatka 1962; Lindner 1996). Doliny były systematycznie zasypywane materiałem. W jaskini Raj zachowały się kości zwierząt świadczące o pogarszających się warunkach środowiskowych od strefy łąkowo-leśnej (bóbr, nornica ruda), poprzez strefę tundry (renifer, nosorożec, wilk), do strefy arktycznej (mamut, wół piżmowy, piesiec). Warunki takie panowały u schyłku interstadialu Brörup i w początkowym okresie pleni-glacjału (Madeyska 1977).

Najwięcej danych o historii ostatniego zlodowacenia z obszarów wyżyn południowej Polski (**Wyżyna Lubelska i Małopolska**) pochodzi z analizy profili lessowych. Dalekie przedpole lądolodu z suchym klimatem, zbudowane w dużym stopniu z porowatych skał mezozoicznych, brak zwartej pokrywy roślinnej, bliskość pokryw piaszczystych w sąsiedztwie, intensywne wietrzenie mrozowe to idealne warunki do działalności eolicznej i akumulacji lessów (rys. 1). Etapy nasilenia takich warunków w czasie ostatniego zlodowacenia zapisane są w profilach geologicznych występowaniem szeregu warstw lessu oddzielonych cienkimi poziomami gleb kopalnych. Analiza zarówno poziomów lessów, jak i gleb kopalnych, a także badanie struktur peryglacjalnych, które w lessach wyjątkowo dobrze są zachowane, pozwala uzyskać szczegółowe informacje o historii obszarów ekstraglacialnych (Maruszczak 1986; Dolecki 1995, 2003; Jary 2007; Łanczont, Boguckij 2007). Miało to wyraz w opracowaniu schematów stratygraficznych dla lessowych obszarów Polski (Maruszczak 1980, 2001).

W obrębie lessów akumulowanych w czasie ostatniego zlodowacenia (less młodszy) Maruszczak (2001) wyróżnia cztery okresy (poziomy) surowszego klimatu, w którym osadziły się: less młodszy najniższy (LMn), less młodszy dolny (LMd), less młodszy środkowy (LMs) i less młodszy górny (LMg). Najmłodszy less korelowany jest ze stadiem głównym (rys. 3). Poziomy lessowe rozdzielone są glebami kopalnymi, które są świadectwem względnego ocieplenia klimatu

w okresach interstadialnych. Najniższy less młodszy spoczywa zwykle na kompleksie glebowym typu Nietulisko, która obejmuje glebę interglacialną 1 (GJ1) – eemską oraz nadległą glebę interstadialną (Gi), a korelowana jest ze wczesnym Vistulianem (Amersfoort i Brörup). O zmieniających się warunkach klimatycznych na przełomie eemu i Vistulianu świadczy występowanie trzech poziomów klinów z pierwotnym wypełnieniem w profilach lessowych, co może wskazywać na występowanie silnie rozwiniętej zmarzliny sezonowej (Dolecki 2003). W profilach zachodniej Polski zaznaczył się tylko jeden poziom klinów z wypełnieniem pierwotnym, co nie jest dowodem na obecność wiecznej zmarzliny, a świadczy jedynie o kontynentalizacji klimatu (Jary 2007). Etap pogarszania się warunków klimatycznych we wczesnym Vistulianie zaznaczył się akumulacją pierwszego pokładu lessu – młodszeo najniższego (Maruszczak 2001). Koniec wczesnego glacjału to względna poprawa klimatu w czasie interstadiału Odderade (Behre 1989) zapisana rozwojem gleb stepowych. W dolnej części pleniglacjału następuje znaczne zaostrenie się warunków klimatycznych. Synchronicznie z akumulacją lessu młodszeo dolnego rozwijają się struktury peryglacialne, miejscami w dwóch generacjach (Jary 2007). Pseudomorfozy klinów lodowych stwierdzono między innymi na Grzędzie Horodelskiej, w Nieleddwi, Sandomierzu, Odonowie i w Łapatkach (Dolecki 2003). Długość struktur przekracza 2–3 m. Miejscami tworzyły one poligony o średnicy 10–15 m. Oprócz tego spotykane są pseudomorfozy po strukturach lodu segregacyjnego (Jary 2007). Świadczy to o występowaniu w dolnym pleniglacjału wiecznej zmarzliny na terenie całej południowej Polski.

Środkową część pleniglacjału (interpleniglacjału) rozpoczyna okres pedogenezy Gi/LMs – utworzyła się gleba typu Komorniki, obserwowana w wielu profilach lessowych Polski i obszarów sąsiednich. Jest ona zróżnicowana pod względem wykształcenia – najczęściej ma charakter gleby brunatnej, glejowej i bagiennej, z widocznymi strukturami zmarzlinowymi (Maruszczak 1991). Jej złożona geneza związana jest z okresem panowania chłodnego klimatu, charakterystycznego dla strefy tundrowej.

Dalsze pogorszenie się klimatu spowodowało akumulację lessu młodszeo środkowego i wraz z nim rozwój struktur peryglacialnych. Kliny lodowe powstałe w tym czasie mają miejscami 3 m długości, co świadczy o występowaniu wiecznej zmarzliny o charakterze nieciągłym lub wyspowym (Dolecki 2003).

Kolejny okres zmiany warunków klimatycznych zapisał się w profilach lessowych rozwojem inicjalnej gleby glejowej lub brunatnej – Gi/LMg w nomenklaturze Maruszczaka (1991), alumulacją lessów młodszeo górnych, a także rozwojem struktur peryglacialnych. Zdaniem Doleckiego (2003) w dolnej części lessu młodszeo górnego występują pseudomorfozy po tak zwanych klinach finalnych. Mają one długość 4–5 m, a szerokość górnej części do 1 m. Mogą tworzyć poligony o średnicy 25 m. Takie formy świadczą o ekstremalnie chłodnych warunkach, z szacunkową temperaturą roczną w granicach od -5 do -8 °C (Maruszczak 1991). Mniejsze formy pseudomorfoz z sezonowym wypełnieniem piaszczystym występują miejscami w najwyższej części profilów lessowych i z powodu silnych przeobrażeń związanych z rozwojem holocenickich procesów glebowych nie zawsze są dobrze czytelne (Dolecki 2003).

Vistuliańska historia **Wyżyny Łódzkiej**, podobnie jak innych obszarów leżących w strefie ekstraplacialnej ostatniego zlodowacenia, zapisała się przede wszystkim w peryglacialnym przemodelowaniu rzeźby. Obszarem klasycznych studiów nad koncepcją plejstocenickiej morfogenezy peryglacialnej i kolebką polickiej szkoły peryglacialnej (m.in. Dylik 1953, 1956; Dylikowa, Klatkowska 1956; Jahn 1977) jest tak zwana strefa krawędziowa Wyżyny (prawostronne dorzecze górnej Bzury). Obecnie wiadomo, że morfogeneza ta była zróżnicowana zależnie od warunków lokalnych (żywości rzeźby, ekspozycji stoków, odległości bazy erozyjno-denuacyjnej itd.) oraz w związku z wahaniami klimatycznymi podczas ostatniego piętra zimnego. W porównaniu do stref wysoczyznowych z zagłębieniami bezodpływowymi, silniejsze przekształcenia dotyczyły różnej rangi otwartych systemów dolinnych. Podczas stadiałów, ze względu na ubogą pokrywę roślinną, lub jej brak, procesy morfotwórcze działały intensywniej i efektywniej niż w interstadialach (Turkowska 2006). Poznanie skutków różnego typu procesów i rekonstrukcję przebiegu zmian środowiska Vistulianu umożliwiła odkrywka węgla brunatnego KWB Bełchatów (m.in. Baraniecka 1982; Manikowska 1992). Na przykład maksimum zimna (wkroczenie lądolodu w Polsce N) zaznaczyło się w górnych częściach odsłonięcia w Bełchatowie licznymi strukturami peryglacialnymi (Goździk 1973, 1987). Stanowiskiem stratotypowym wczesnego Vistulianu w regionie łódzickim są Rudunki koło Zgierza (Jastrzębska-Mamełka 1985; Klatkowska 1989), gdzie wypełnienia warciańskich zagłębień bezodpływo-

wych, oprócz schyłku zlodowaceń środkowopolskich i pełnego interglacjału emskiego, pozwoliły na palinologiczne udokumentowanie dwóch faz chłodnych (V1 i V2) oraz dwóch interfaz (Amersfoort/Brörup i Rudunki, korelowane z Odderade). Mojski (2005) proponuje, żeby „interstadią Rudunek” nazywać cały okres ostatniego piętra zimnego do pierwszej transgresji lądolodu, tj. do stadiału Świecia (por. rys. 13). Z fazą kataglacialną tego stadiału związane jest najgłębsze vistuliańskie rozcięcie dolin w regionie, a z rozwojem lądolodu stadiału głównego (lądolodu Wisły) rozwój miąższych serii wypełnienia dolinnego, ponownie rozciętych po fazie pomorskiej (Turkowska 1988). Schyłek ostatniego piętra zimnego, obok dominującej degradacji stoków i obniżania den dolinnych, cechuje rozwój pokryw eolicznych i form wydmowych (Dylikowa 1968; Manikowska 1991).

Zlodowacenie Wisły w obszarach nizinnych zaznaczyło się przede wszystkim procesami erozji i akumulacji rzecznej, postępującymi za zmianami położenia czoła lądolodu. **Kotlina Warszawska** jest najlepszym przykładem prezentacji tych zdarzeń. Na obszarze Kotliny wyróżniono dwa cykle erozyjno-akumulacyjne w rozwoju doliny Wisły, z czego starszy pochodzi z dolnego i środkowego Vistulianu, a młodszy, wielofazowy, dotyczy górnej części zlodowacenia (Baraniecka, Konecka-Betley 1987). Wody powierzchniowe systemu Wisły wpadały do rozległego zbiornika zastoiskowego, funkcjonującego w środkowej części zlodowacenia w szeroko pojętych okolicach Warszawy. Śladem po tym zastoisku są pokłady ilów warwowych w rejonie Błonia i Iłowa oraz Radzymina i Marek, spoczywające na osadach eemskich (Janczyk-Kopikowa 1974). Wiek tych ilów szacowany jest na 53–51 ka (Karaszewski 1974). W południowej części zbiornika tworzyły się osady rzeczno-jeziorne piaszczysto-mułkowe, przewarstwione substancją organiczną. Z ich analizy wynika, że panowały wtedy warunki tundry arktycznej, z okresowym większym udziałem flory leśnej (Baraniecka, Konecka-Betley 1987). W okresie maksimum rozwoju lądolodu i jego recesji akumulowane były miąższe serie piaszczyste terasy otwockiej (w S części Kotliny) i wydmowej (w N części Kotliny). Kres akumulacji wiązany jest z rozwojem roślinności na początku późnego glacjału, zaznaczony w profilach osadów tej terasy w postaci gleb kopalnych. Datowania radiowęglowe serii humusowej gleby w Kamionie koło Sochaczewa dały wyniki od $14\ 300 \pm 300$ do $13\ 500 \pm 290$ lat BP (Manikowska 1991; Cichosz-Kostecka *et al.* 1991).

Ciekawym elementem paleogeograficznym jest zagadnienie zasięgu zastoiska i jego relacji z pradoliną warszawsko-berlińską (rys. 1). W klasycznej interpretacji wody proglacialne i te z obszarów ekstraglacialnych zbierały się w zastoisku, tamując końcowe odcinki dolin. Silny dopływ wód z sektora wschodniego i północno-wschodniego przy ogólnym nachyleniu powierzchni powodował kanalizowanie dalszego odpływu pradoliną na zachód (Różycki 1967). Jednak w zachodniej części Kotliny w rejonie dolnej Bzury znaleziono osady piaszczysto-żwirowe wskazujące na wschodni kierunek transportu (Andrzejewski 1994; Wiśniewski, Andrzejewski 1994). Być może zmiana kierunku transportu w pradolinie wiąże się z wynoszącymi ruchami tektonicznymi w strefie wododziałowej. Być może kierunek ten dotyczy najmłodszego etapu funkcjonowania zastoiska, a główne rysy morfologiczne pradoliny odnieść trzeba do wcześniejszej części zlodowacenia.

W wielu miejscach Kotliny w strefie przykrawędziowej z otaczającymi wysoczyznami natrafiono na osady piaszczyste, leżące bezpośrednio na osadach interglacjału emskiego lub na ilach warwowych. Geneza tych osadów nie jest ostatecznie wyjaśniona. Najczęściej uważane są za osady rozległych stożków i dolin wysoczyznowych (Różycki 1967; Baraniecka 1982) porzuczonych czyli wyłączonych z systemu hydrograficznego Kotliny wraz z obniżeniem się bazy erozyjnej w wyniku szybkiego wycofania się lądolodu zlodowacenia Wisły. Wiekowo Mojski (2005) wiąże powstanie tych osadów ze stadią Świecia. Kobojek (2000) uważa, że geneza tych osadów jest związana z powolną akumulacją fluwioglacialną pomiędzy krawędzią wysoczyzny a brzegiem lodu. Ostatnio Kalińska (2009) znalazła argumenty na eoliczną genezę tych osadów.

Etapowa recesja lądolodu u schyłku zlodowacenia pociągnęła za sobą wzmożoną erozję, a następnie akumulację kolejnych teras w dolinie Wisły, falenickiej i dwustopniowej, praskiej (Różycki 1967; Sarnačka 1992).

Historia Kotliny Warszawskiej i obszarów dolin rzecznych w tej części Polski, w najmłodszej części zlodowacenia, zapisana jest w profilach wydmowych. Zmiany klimatyczne i systematyczne obniżanie zwierciadła wód gruntowych w chłodnym klimacie późnego glacjału prowadziły do rozwoju wydm. Najstarszy etap wydmotwórczy miał miejsce w Najstarszym Dryasie, a maksimum rozwoju przypada na Starszy Dryas (Baraniecka, Konecka-Betley 1987; Manikowska 1991). Okresy względnej poprawy warunków zapisane są w osadach wydmowych tej części Polski rozwo-

jem gleb kopalnych, często występujących w superpozycji w poszczególnych stanowiskach (Baraniecka 1982; Manikowska 1982).

Zestawienie tych przykładów z opisanymi wcześniej wynikami analizy paleogeograficznej

dla wybranych poligonów znacząco uzupełnia obraz warunków środowiska panujących w czasie ostatniego zlodowacenia na terenie Polski.

PODSUMOWANIE I UWAGI KOŃCOWE

Wiele z poruszanych zagadnień zostało przedstawionych w sposób dyskusyjny w poprzednich rozdziałach. W tym miejscu podkreślone zostaną jedynie najciekawsze problemy

wyłaniające się po analizie poszczególnych poligonów badawczych, pozwalające na całościowe spojrzenie na historię ostatniego zlodowacenia.

MAKSYMALNY ZASIĘG OSTATNIEGO ZLODOWACENIA I JEGO WIEK

Przyjęło się uważać, że maksymalny zasięg ostatniego lądolodu (LGM) wyznacza nierównomierna linia wynikająca z połączenia stref moren czołowych od okolic Leszna, przez okolice Płocka, po Suwalszczyznę (Rühle 1957; Roszko 1968; Różycki 1967; Marks 1988; Lindner 1992). Z kolei wiek maksymalnego rozwoju określany jest na ca 20 ka (Kozarski 1986; Lindner 1992; Mojski 2005). Jednak wraz z układaniem porządku morfostratygraficznego w Polsce zauważono, że, począwszy od rejonu Konina aż po Suwalszczyznę, maksymalny zasięg ostatniego lądolodu miał miejsce nie w czasie fazy leszczyńskiej, ale w fazie poznańskiej. Było to podstawą połączenia w schematach stratygraficznych obu tych faz w jedną (Lindner 1992). Na zawodność korelacji opartej na morfostratygrafii zwrócono uwagę we wcześniejszych rozdziałach. W toku przeprowadzonej analizy w pełni potwierdza się pogląd, że linia LGM jest asynchroniczna, czyli poszczególne jej odcinki powstały w różnym czasie, co wynika z różnej aktywności poszczególnych lobów lodowcowych (rys. 4). Nie ma zgodności co do tego, które odcinki tej linii powstawały wcześniej, a które później. W południowo-zachodniej Polsce linia LGM ma wiek określany najczęściej na 20 ka (Kozarski 1986) i 20–22 ka (Marks 2005). Czas postoju lądolodu w lobie płockim jest określany różnie – od 18 ka (Kozarski 1986), przez 18,4 ka (Marks 2002) i 19 ka (Mojski 2005), do 22 ka (Marks 2005). Niniejsza analiza nie pozwoliła na zajęcie jednoznacznego stanowiska w tej sprawie, ale nie należy wykluczać możliwości nałożenia się zasięgu lodu w czasie obu faz. Wobec braku jasnych podstaw do rozdzielenia osadów lodow-

cowych górnego stadiału zlodowacenia Wisły i niemożności precyzyjnego wydatowania moren, niewykluczony jest także scenariusz, w którym ostatni lądolód w lobie Płocka stacjonował od 20 do 18,4 ka, z ewentualnymi krótkotrwałymi oscylacjami czoła (Różycki 1967). Ewentualnym poparciem takiej teorii jest fakt, że obie gliny lodowcowe tam występujące były przyporządkowywane fazie poznańskiej (Skompski 1969).

W północno-wschodniej Polsce kontrowersji jest jeszcze więcej, bo sprawa dotyczy nie tylko różnicy dwóch tysięcy lat (Marks 2005; Mojski 2005). Datowanie chlorem-36 wykazało pośrednio, że w tym rejonie moreny stadiału głównego mogły być jeszcze starsze (27 ka), choć duże różnice w wartościach liczbowych wynikają częściowo z porównywania dat konwencjonalnych i kalibrowanych. Ewentualny dalszy zasięg lądolodu w czasie starszego stadiału (Świecia) ostatniego zlodowacenia na terenie Polski północno-wschodniej powoduje dodatkowe niejasności w tej kwestii. Dotyczy to także linii układających się w zasięg faz recesyjnych, jak zasugerowano w przypadku linii tak zwanej fazy dobrzyńskiej. Boulton *et al.* (2001) wykazali, że izochrony dla poszczególnych pasów moren z ostatniego zlodowacenia nie są liniami równoległymi (rys. 4).

Wobec przytoczonych kontrowersji i przy niezaprzeczanym lobowym modelu transgresji lądolodu popularny termin LGM (ang. *Last Glacial Maximum*) traci swój pierwotny sens. Każdy region (potok, łob, jezior) mógł mieć swój maksymalny zasięg przypadający w innym czasie ostatniego zlodowacenia.

Podobne wnioski uzyskano w trakcie analizy wyników datowania osadów morenowych w Ta-

trach. Gdybyśmy się pokusili o wykreślenie linii o tym samym czasie depozycji materiału morenowego, otrzymalibyśmy obraz daleko inny od naszych wyobrażeń o sposobie zaniku lodowców górskich: wiek osadów moren nie maleje w prostej zależności wraz ze wzrostem wysokości. Ustalenie zasięgu maksymalnego rozwoju lodowców w czasie zlodowacenia würmskiego nie jest możliwe, ale na podstawie pozycji i wieku chlorowego osadów lodowcowych można przypuszczać, że LGM przypada na wcześniejszą część ostatniego zlodowacenia.

Odrębny wątek dyskusji można zogniskować wokół wyjaśnienia przyczyn zróżnicowania rozwoju łądolodu pomiędzy Polską północno-wschodnią i południowo-zachodnią (zachodnią), niezależnie od wieku „bezwzględnego” moren na poszczególnych odcinkach. W zachodniej Polsce łądolód zlodowacenia Wisły w maksymalnym rozwoju dotarł o 2° szerokości geograficznej dalej na południe niż w północno-wschodniej Polsce. Dlaczego zatem łądolód północno-wschodniej Polski rozwijał się tak opieszale, dlaczego nie sięgnął dalej, dlaczego „cofał się” tak powoli, że zasięgi faz recesyjnych leżą tak blisko siebie?

Wydaje się, że spośród czynników determinujących takie zachowanie łądolodu najważniejszy jest klimat. To klimat jest przyczyną zlodowacenia, decyduje o termice lodowca, układzie głównych kierunków ruchu lodu i tempie zaniku. Przekonanie, że rozwój strumieni lodowych stymulowany był przez warunki klimatyczne w skali regionalnej i lokalnej, jest dość dobrze ugruntowane w literaturze (Huomark-Nielsen 1987; Boulton *et al.* 2001). Porównując dzisiejsze różnice klimatyczne pomiędzy Suwalszczyzną a zachodnią Polską zauważamy, że pod względem średniej rocznej temperatury, temperatury najcieplejszego miesiąca, wielkości opadów, liczby dni z przymrozkami są to odrębne regiony klimatyczne. Ten fakt warto mieć na uwadze w rozważaniach paleogeograficznych. W czasie zlodowaceń większa ilość opadów przy nieco wyższych temperaturach powoduje większą akumulację śniegu i szybszy rozwój lodu. Obecnie wpływ klimatu oceanicznego na obszar zachodniej Polski i kontynentalnego na obszar północno-wschodniej Polski widoczny jest przede wszystkim w różnicy temperatur – około 3 °C. Średnia najzimniejszego miesiąca we Wrocławiu

jest o 4,5 °C wyższa niż w Suwałkach. Jeśli takie różnice istniały w przeszłości, to nawet przy zbliżonej wielkości średnich opadów musiało mieć to wpływ na różne tempo akumulacji śniegu i zachowanie lodowca. W czasie zlodowacenia wpływy oceaniczne mogły być jeszcze większe. Około 20 ka Morze Północne prawdopodobnie wolne było od lodu (Boulton *et al.* 2001). Zaznaczały się też wpływy cieplejszej cyrkulacji z nad Morza Śródziemnego (Florineth, Schlüchter 2000). Odległość obszaru Pojezierza Suwalskiego od najbliższego morza była w czasie zlodowacenia Wisły zdecydowanie większa niż obecnie, za to do centrum łądolodu skandynawskiego zdecydowanie mniejsza niż w przypadku zachodniej Polski. Następtwem takich warunków jest większa ilość opadów śniegu na zachodzie i dalszy zasięg łądolodu. Wraz z globalnym wzrostem temperatury i złagodzeniem klimatu (więcej opadów deszczu zamiast śniegu) łądolód topniał szybciej w części bliższej oceanowi, co miało wpływ na szybkość ablacji w zachodniej Polsce.

Problem można rozpatrywać także w kontekście długości przerw w zlodowaceniach. Jeśli jako interglacjał będziemy traktować okres, w którym średnia roczna temperatura nie była niższa niż obecnie, to wobec faktu dzisiejszych różnic w średnich rocznych czas trwania interglacjałów na Suwalszczyźnie musiał być krótszy niż w zachodniej Polsce. Może właśnie z tej przyczyny rzeźba z przedostatniego zlodowacenia jest tam tak świeża, a pierwsza transgresja w czasie stadiału głównego ostatniego zlodowacenia miała miejsce wcześniej (27 ka, jak wynika z dat chlorowych). Być może z powodu bardziej surowego klimatu w Tatrach również nieco wcześniej rozwinęły się pierwsze würmskie lodowce, a przerwy na ocieplenia interstadialne były krótsze, albo się w ogóle nie zaznaczyły.

Te uwagi nasuwają pewne zastrzeżenia co do bezkrytycznego przywiązywania się do temperatur odczytanych ze stosunków izotopowych i „obowiązkowej” korelacji z profilami uzyskanymi z rdzeni oceanicznych i lodowych. W próbach odtwarzania historii zlodowacenia i rozwoju rzeźby, mimo dążenia do pewnych uogólnień, bardzo ważne jest uwzględnianie regionalnych czynników klimatycznych.

WPLYW PODŁOŻA NA PRZEBIEG OSTATNIEGO ZLODOWACENIA

Ocena wpływu budowy geologicznej na przebieg zlodowaceń jest w literaturze nieusta-

lona i waha się od całkowitego wykluczenia do przeceniania roli podłoża. Chodzi tu o prosty

schemat wpływu barier twardego podłoża na drodze transgredującego lądolodu czy zróżnicowania litologicznego skał, ale też o wykorzystywanie uprzywilejowanych kierunków w paleorzeźbie, wpływ tektoniki i budowy geologicznej na najmłodszą glacitektonikę. W odniesieniu do pierwszych lądolodów rola podłoża wydaje się łatwiejsza do przyjęcia. Związek między podłożem plioceńskim a powstaniem depresji glacitektonicznych (Lamparski 1983) czy dostosowaniem się lokalnych kierunków ruchu lodu w pasie wyżyn jest oczywisty (Różycki, Lamparski 1967). O wiele trudniej tłumaczyć wpływ podłoża na rozwój procesów najmłodszego zlodowacenia. Sceptycy teorii o możliwości oddziaływania „starszego” podłoża na najmłodsze procesy glacialne uważają, że kilkusetmetrowa warstwa osadów plejstocenijskich skutecznie niweluje ewentualne wpływy tektoniki czy budowy strukturalnej. Jednak w obszarach poddanych analizie paleogeograficznej taką zależność znaleziono zarówno w skali lokalnej, jak i w skali większej, co zasługuje na uogólnienie.

Przykłady jednostkowe omówione były w odpowiednich rozdziałach, więc tu wystarczy je zgrupować ze względu na rodzaj związku.

Paleorzeźba. Wpływ rzeźby przedpola (podłoża) na przebieg procesów w czasie ostatniego zlodowacenia na Pojezierzu Suwalskim zauważono i opisano wyżej jako dostosowanie się lokalnych lobów lodowcowych do zastanej rzeźby i „oszczędzenie” tak zwanych wysp wysoczyznowych. Na Pojezierzu Dobrzyńskim relacja pomiędzy rzeźbą a ruchem lodu dotyczy wykorzystania wcześniejszego obniżenia w rozwoju lobu Płocka (Skompski 1969; Mojski 2005). W tym rejonie wklęsłe elementy rzeźby powtarzały się systematycznie w trakcie starszych okresów geologicznych (niecka warszawska, niecka mazowiecka). Przebieg recesji lądolodu też był uwarunkowany pośrednio paleorzeźbą (rys. 28) – w osi głównego obniżenia, z lodem o większej miąższości jest mniej śladów etapowego wytapiania się materiału niż w brzeżnej części. Dodatkowo wpływało to na układ sieci odpływu wód roztopowych i kierunek sypania sandrów. Jak wykazano na przykładzie lobu Chrostkowa, nawet świeże obniżenie po poprzednim etapie recesji miało znaczenie dla kierunku najmłodszego awansu. W Tatrach uwzględnienie pierwotnej rzeźby przez lodowce jest oczywiste (Klimaszewski 1988) i nie wymaga szerszego komentarza.

Również na obszarach ekstraglacialnych rzeźba decydowała o charakterze procesów geologicznych. Na badanym fragmencie Wysoczyzny Dro-

hickiej podstawowe elementy rzeźby z poprzedniego zlodowacenia decydowały o głównych kierunkach struktur pęknięć mrozowych i rozwoju klinów. Również rozwój zastoiska w Kotlinie Warszawskiej czy pradolin, ale także obszarów lessowych (rys. 1) nie byłby możliwy bez przetrwania elementów rzeźby terenu sprzed ostatniego zlodowacenia.

Litologia. Zróżnicowanie litologiczne skał podłoża lądolodu miało większe znaczenie w starszych transgresjach i na obszarach górskich. Niewątpliwie struktury peryglacialne na Wysoczyźnie Drohickiej nie zachowałyby się w takiej formie, gdyby nie mała miąższość gliny leżącej na grubym kompleksie piaszczysto-żwirowym. Na obu badanych pojezierzach litologia skał podłoża dla najmłodszego lądolodu miała duże znaczenie w powstaniu struktur glacitektonicznych (Ber 2006).

Mówiąc o znaczeniu litologii skał podłoża dla lądolodu i lodowców, trzeba mieć na myśli nie tylko skały przedczwartorzędowe, ale także te z poprzedniego zlodowacenia oraz z poprzedniego stadiału. Taki związek starano się wykazać w przypadku zaplecza moren chrostkowskich, zwracając uwagę na specyficzny zestaw miękkich, silnie nawodnionych osadów łatwych do modelowania przez kolejny, nawet cienki lód. Czasami podłożem dla najmłodszego awansu lodowców był niewytopiony lód z wcześniejszego epizodu. Ten rodzaj podłoża miał wpływ na przebieg procesów lodowcowych na Pojezierzu Dobrzyńskim (niecka kikolska, lob Chrostkowa) i w Tatrach (Morskie Oko).

Tektonika. Na Pojezierzu Dobrzyńskim czytelny jest związek pomiędzy niektórymi liniami tektonicznymi a układem form erozyjnych (dolin rzecznych, rynien glacialfluwialnych). Powtarzanie się tego samego kierunku transgresji lobów lodowcowych kolejnych zlodowaceń wyraźnie sugeruje aktywność tektoniczną. Nieco mniej oczywisty wydaje się wpływ uskoków na lokalizację niektórych moren, na przykład w okolicy Żuchowa. Na Pojezierzu Suwalskim sieć aktywnych uskoków w podłożu doprowadziła do zróżnicowania reakcji na obciążenie kolejnymi lodowcami i miejscami określiła lokalne kierunki ruchu lodu (Ber, Ryka 1998). Wypiętrzanie się pewnych rejonów na Pojezierzu Dobrzyńskim w dużym stopniu rzutowało na przebieg deglacjacji tego rejonu. Z kolei w Tatrach wypiętrzanie górotworu mogło mieć wpływ na maksymalny zasięg lodowców w czasie ostatniego zlodowacenia (Lindner *et al.* 2003). Nierównomierne etapy aktywności tektonicznej były odpowiedzialne za powstanie sys-

temu teras w dolinie Białki i ich asymetryczne rozmieszczenie (Mastella 1976; Baumgart-Kotarba 1983; Pliszczyńska w druku).

Dyskusje o roli podłoża w przebiegu ostatniego zlodowacenia można skierować na nieco szersze tło, zwłaszcza w nawiązaniu do poruszanego wyżej problemu zasięgu ostatniego lądolodu. Otóż porównując linie zasięgów poszczególnych faz rozwojowych lądolodu vistuliańskiego, w tym tzw. LGM, z układem głównych struktur mezozoicznych Polski, trudno nie zauważyć, że lądolód ostatniego zlodowacenia miał większy zasięg na terenach zbudowanych ze struktur fałdowych zachodniej Polski niż w północno-wschodniej Polsce, w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej, którą zwykle się uważa za strefę nieaktywną tektonicznie. Ale względność takich teorii uzmysławiają „nieoczekiwane” wstrząsy sejsmiczne notowane obecnie w tym rejonie, na przykład w latach 2004, 2006, a wcześniej w latach 1908 i 1804. Zapisane w kronikach trzęsienia ziemi w Polsce, o sile nawet do 6° w skali Richtera, dotyczą najczęściej obszarów południowych (Karpac, Małopolski, Dolnego Śląska), co, zważywszy na ich budowę geologiczną, jest zrozumiałe (Badura, Zuchiewicz 2007). Z drugiej jednak strony, obszar północno-wschodniej Polski nie był nigdy silnie zasiedlony i zurbanizowany, więc i doniesień o ewentualnych spektakularnych skutkach takich zjawisk tektonicznych (popękanych ścianach budowli, zwałonych wieżach kościołów, występowaniu rzek z łożysk itp.) mogło być mniej. Pytanie jest, czy są to samoistne przejawy aktywności tektonicznej czy reakcja na stosunkowo niedawne uwolnienie tych terenów

od lodu. Po ostatnim zlodowaceniu ruchy izostyczne na południowym wybrzeżu Bałtyku sięgają 120 m (Badura, Zuchiewicz 2007). Geologiczne dowody na generalnie wypiętrzające tendencje obszarów platformowych to mniejsze miąższości poszczególnych ogniw kenozoiku, wysokie położenie stropu skał krystalicznych, a często krótszy i mniej kompletny profil osadów czwartorzędowych. Lądolody spotęgowały różnice w reakcjach tektonicznych pomiędzy strefą platformową a fałdową podłoża. Niewykluczone, że obszar Suwalszczyzny nie przestał jeszcze odregagowywać po ustąpieniu lądolodu przedostatniego zlodowacenia, gdy znowu został poddany kolejnemu obciążeniu w czasie pierwszych transgresji ostatniego zlodowacenia. Zwłaszcza jeśli uwzględnimy, wspomnianą wcześniej możliwość znacznie krótszego czasu trwania interglacjału eemskiego w Polsce północno-wschodniej.

Wszelkie kontrasty zjawisk widać najlepiej na granicy ich występowania. W tym wypadku na granicy struktur podłoża (strefa T-T) w widoczny sposób zmienia się kształt linii wyznaczających zasięgi rozwoju lądolodu Wisły (rys. 28). Lob Płocka (Galon, Roszko 1961) nawiązuje kierunkiem do tej granicy, a kierunki rozwoju lądolodu, kierunki odpływu wód i częściowo główne elementy rzeźby nawiązują te tej linii.

Wywody te prowadzą do uogólnienia, że oprócz czynnika klimatycznego na inny zasięg i inne tempo rozwoju lądolodu w północno-wschodniej Polsce w porównaniu z zachodnią Polską duży wpływ miało zróżnicowanie budowy geologicznej wglębnego podłoża.

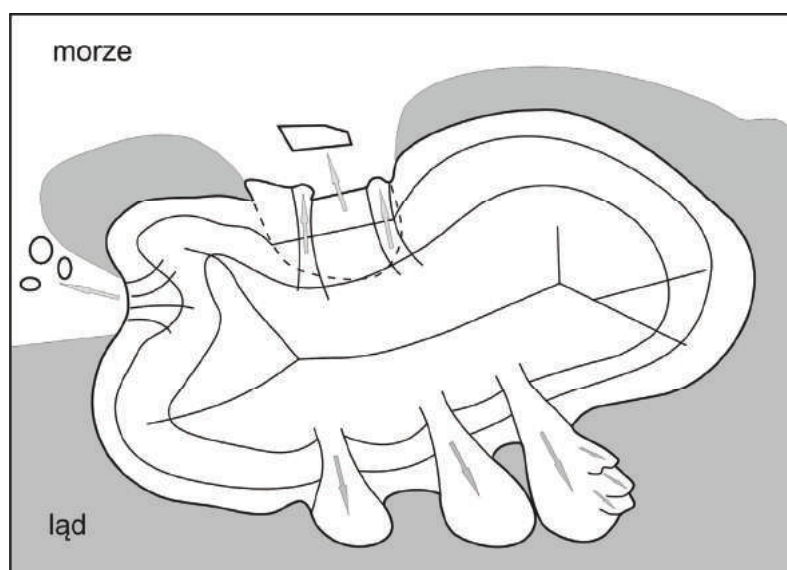
SPOSÓB I TEMPO ROZWOJU LĄDOŁODU I LODOWCÓW

Jak to wykazano powyżej, sposób i tempo rozwoju transgresji lodowcowych zależy nie tylko od ogólnych praw fizyki lodu, ale też od zróżnicowania czynnika klimatycznego i budowy geologicznej (paleorzeźby i tektoniki podłoża). Najczęściej wszystkie te czynniki są ze sobą powiązane i wzajemnie na siebie oddziałują. Na podstawie przeprowadzonej analizy rysuje się obraz przebiegu transgresji w czasie ostatniego zlodowacenia jako rozwój licznych lobów wychodzących z większych strumieni. Zdaniem Boultona *et al.* (2001) w czasie zlodowacenia Wisły lądolód w północnej części kontynentu rozwijał się, w kilku głównych częściach obejmujących między innymi kompleks strumieni: karelskich, Morza Białego i połu-

dniowego Bałtyku. Polska objęta była wpływem strumieni lodowych wychodzących od potoku bałtyckiego (rys. 4). Linia maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły powstała z połączenia zasięgu strumieni, idąc od wschodu: litewskiego, mazurskiego, Wisły i Odry (rys. 1). Dla porządku należy zaznaczyć, że wielkość tych strumieni w strefie czołowej sięga paru setek kilometrów. W ramach poszczególnych strumieni rozwijały się badane w obszarach testowych loby o wielkości kilkunastu, a nawet kilku kilometrów. Zatem zaproponowany przez Boultona *et al.* (2001) schemat podziału lądolodu na jednostki kilku rzędów (strumienie, loby) powinien zyskać dalsze uszczegółowienie (rys. 41). Polega ono na uwzględnieniu niewielkich form brzeżnych

ładolodu (o promieniu łuku rzędu setek metrów) rozwijających się z większych lobów. Oprócz wymowy paleogeograficznej – dokładniejsze odwzorowanie transgresji lodowcowej – te małe loby wywarły kolosalne piętno w rzeźbie obszarów młodoglacjalnych. Tak rozumiany lobowy przebieg transgresji lodowcowej dotyczy zarówno obszaru Pojezierza Suwalskiego, jak i Pojezierza Dobrzyńskiego. Zaznacza się nie tylko w etapie transgresji pierwszego ładolodu, ale też w czasie oscylacyjnej recesji. Daty chlorowe z osadów powierzchniowych w okolicach Bachanowa jasno pokazują, że niektóre powierzchnie pozostawały nieprzykryte lodem w czasie maksimum rozwoju ostatniego zlodowacenia (Dzierżek, Zreda 2007), co było dodatkowo uwarunkowane lokalnymi czynnikami geomorfologicznymi i geologicznymi. Dynamika małych lobów omijających przeszkody morfologiczne albo wykorzystujących niewytopiony lód z wcześniejszej transgresji była na ogół bardzo duża. Świadczą o tym nie tylko wielkości moren odzwierciedlających zarysy lobów na Pojezierzu Dobrzyńskim, ale też liczne

przykłady struktur glacitektonicznych zinterpretowanych przez Bera (1999, 2006) na Suwalszczyźnie. Z obserwacji układu lobów na Pojezierzu Dobrzyńskim wynika, że w morfologii największy ślad zostawiały małe loby w brzeżnej części zanikającego ładolodu w lobie Płocka. Można to tłumaczyć mniejszą grubością lodu w porównaniu z osiową częścią wielkiego lobu (Płocka) i szybszą reakcją na niewielkie zmiany temperatur. Z drugiej strony świadczy to o oscylacyjnym charakterze tej recesji. Zarówno układ nakładających się dachówkowo łuków moren, jak i, z drugiej strony, nierównomierny ich rozwój, powoduje opisane wyżej trudności z korelacją morfostratygraficzną. Zatem pogląd o nierównomiernym tempie rozwoju poszczególnych lobów (Boulton *et al.* 2001; Marks 2005) zyskał potwierdzenie. Niejednostajność procesów lodowcowych w różnych etapach (stadiałach, fazach) zlodowacenia skutkuje również powtarzaniem się zasięgów poszczególnych lobów, co było już wykazane przy okazji moren w lobie Płocka.



Rys. 41. Schemat rozwoju ładolodu wg Boultona *et al.* (2001), uzupełniony
Scheme of ice-sheet evolution, after Boulton *et al.* (2001), supplemented

Podobne wnioski dotyczą rozwoju lodowców górskich. W Dolinie Białki, nad Morskim Okiem, w rejonie Toporowych Stawów lodowce młodszych transgresji osiągały poprzednie maksima. Daty chlorowe potwierdziły wnioski z analizy geomorfologicznej (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993; 2001; Dzierżek *et al.* 1999). Obserwacje współczesnego poligonu procesów lodowcowych pokazują, że odtwarzanie rozwoju lodowców w górach przy pomocy kartowania

geomorfologicznego może być obarczone poważnymi błędami. Traktowanie listew materiału morenowego położonych na stokach na różnych wysokościach jako śladu zasięgu lodowców w różnych fazach jego rozwoju nie zawsze jest słuszne. Taką pozorną różnowiekowość wałów morenowych na zboczach dolin lodowcowych można prześledzić na przykład na lodowcu Recherche, na zachodnim Spitsbergenie (Szczęsny i in. 1989). Widoczne tam wały moren bocznych powstają

jednocześnie na różnych wysokościach. Taka sytuacja zachodzi przy koincydencji trzech elementów: miejsca dostawy gruzu ze zboczy, drogi materiału wzdłuż jezora i odległości od osi jezora w strefie depozycji. Po ustąpieniu lodu, w tym przypadku na przedpolu lodowca Recherchebreen, zostają pasy materiału położone na różnych wysokościach nad dnem doliny. Powstaje pytanie, czy z podobną sytuacją nie mamy do czynienia w dolinach tatrzańskich?

Wobec przedstawionych zastrzeżeń i faktów z obszarów testowych dyskusje na temat tempa procesów, głównie transgresji i zaniku lodowców, są utrudnione, głównie w zakresie podania szacunkowej wartości średniej. Należy jednak podkreślić, że moreny poszczególnych faz zaniku ostatniego lądolodu w zachodniej Polsce dzielą odległości rzędu dziesiątek i setek kilometrów, co przekłada się to na szacunkowe wartości tempa zaniku wynoszące tu zwykle kilkadziesiąt (77m!) metrów na rok (Kozarski 1986; Rotnicki, Borówka 1995; Wysota 2002). Odległości pomiędzy kolejnymi łańcuchami moren recesyjnych na Pojezierzu Suwalskim są generalnie znacznie mniejsze (Krzywicki 1993; Lisicki 1993). Z dat chlorowych wynika, że tempo zaniku lądolodu jest tu niemal o rząd wielkości mniejsze (Dzierżek, Zreda 2007).

Podchodząc do tego zagadnienia z innej strony, można zauważyć, że oprócz zróżnicowania geograficznego występują pewne okresy nasilenia procesów. W datach chlorowych uzyskanych dla Polski północno-wschodniej i Tatr zaznaczają się one w powtarzaniu się wyników z zakresu 25–27 ka, 20–21 ka, 17,3–18 ka 16–16,5 ka, 13,5–14,7 ka lat jako okresy wzmożonego eksponowania powierzchni na promieniowanie, czyli depozycji materiału lodowcowego. Być może ma to jakiś związek z ponadregionalnymi zmianami klimatycznymi, zarejestrowanymi w profilach osadów morskich jako *Heinrich events* (Heinrich 1988; Bond *et al.* 1992). Spektakularny wyraz takiego nierównomiernego w czasie natężenia procesów morfotwórczych odczytujemy między innymi na Pojezierzu Dobrzyńskim. W świetle kalkulacji odnośnie wieku poszczególnych moren czołowych, rzeźba glacialna całego regionu powstała w przeciągu zaledwie 1000 lat (Wysota *et al.* 2008), co w skali geologicznej nawet dla odcinka ostatniego zlodowacenia jest okresem bardzo krótkim.

Zmienne w czasie natężenie procesów sedymentacyjnych widać między innymi w postaci różnej miąższości warstw osadów rytmicznie warstwowanych. Zmienność tempa współcześnie za-

chodzących procesów cofania się lodowców czy akumulacji pokryw zboczowych może być określona w bezpośrednich pomiarach. Podawane wartości liczbowe takich pomiarów – tempa procesów – dotyczą jednak konkretnych warunków w określonym miejscu i przedziale czasu. Z wieloletnich pomiarów lodowca Scotta na zachodnim Spitsbergenie (Pękala 1987; Merta *et al.* 1990; Reder 2006) wynika, że nawet w ciągu ostatnich 100 lat tempo ablacji zmieniało się od 12 m/rok w latach siedemdziesiątych, przez 23 m/rok w latach osiemdziesiątych, do 37 m/rok w latach dziewięćdziesiątych. W latach 2000–2002 tempo recesji spadło do 10 m/rok, co być może jest związane z wyższym położeniem czoła lodowca (Reder 2006).

Również powolne procesy soliflukcji mają swoją zmienność natężenia. Z bezpośrednich obserwacji autora na Spitsbergenie wynika, że przez 20 ostatnich lat, mimo „globalnego ocieplenia”, pokrywy soliflukcyjne są nieaktywne – nie zaszły żadne istotne zmiany w rzeźbie stoków przedpola lodowców! Zatem wszelkie wskaźniki tempa soliflukcji, wietrzenia mrozowego czy cofania ścian (Jahn 1970) są wartościami daleko uśrednionymi i przenoszenie ich nawet w niedawną przeszłość jest zawodne.

To z kolei, wraz z niektórymi skojarzeniami z pozostałych badanych regionów, prowadzi do konstatacji, że popularna sentencja filozoficzna wyprowadzona wszak z obserwacji geologicznej: „kropla draży skalę” wymaga tu zastrzeżenia, że dotyczy zjawisk jednostajnych i systematycznych, których skutki są rozpoznawalne po dłuższym czasie. Jednocześnie jest już oczywiste, że bardzo duże znaczenie w kształtowaniu rzeźby i budowy geologicznej, nie tylko w czasie ostatniego zlodowacenia, miały zjawiska katastrofalne. Czyli w odpowiedniej skali czasu decydujące były: nie tyle przykrycie lądolodem, co szybki ruch niewielkiej części w jego brzeżnej części (lobu Chrostkowa, Nadroża), nie tyle powolny zanik lądolodu, co oscylacyjne jego awanse i szarże przedzielone okresami intensywnego wytapiania, nie tyle erozja wodna, co erozja po zerwaniu tamy blokującej przepływ (w Bachanowie, w Kotlinie Warszawskiej).

Wnioski dotyczące sposobu zaniku lodowców i lądolodu w czasie najmłodszego zlodowacenia, którego szeroki zapis jest dostępny do analizy na powierzchni terenu, mogą służyć jako model przebiegu deglacjacji starszych zlodowaceń, dla których mamy zdecydowanie mniej danych.

ZRÓŻNICOWANIE REGIONALNE I LOKALNE WAŻNYM ELEMENTEM ANALIZY PALEOGEOGRAFICZNEJ

Jedną z intencji przy wyborze obszarów testowych była chęć prześledzenia przebiegu zdarzeń morfogenetycznych w różnych regionach geograficznych pod kątem pokazania ewentualnych odmienności paleogeograficznych z jednej strony i przedstawienia w miarę możliwości najszerszego i najpełniejszego obrazu ostatniego zlodowacenia. Analiza pokazała, że w różnych regionach zapis geologiczny i geomorfologiczny podobnych procesów może różnić się, między innymi, wielkością form lodowcowych, miąższością osadów czy kierunkiem transgresji lodowcowej. Dotyczy to także tempa jakiegoś procesu w poszczególnych regionach, a przede wszystkim jego zaistnienia. Jest to efekt nałożenia się kilku czynników: zróżnicowania klimatu, budowy geologicznej, rzeźby podłoża, tektoniki. Ponieważ zagadnienia te były poruszane przy okazji analizy poszczególnych poligonów, a także w dyskusji ogólnej, w tym miejscu nie ma potrzeby omawiać ich ponownie. Natomiast wyodrębnienie tego rozdziału miało na celu podkreślenie znaczenia regionalnego podejścia do analizy paleogeograficznej. Rzetelna odpowiedź na podstawowe pytanie (cel analizy): „Jaki był przebieg wydarzeń w czasie zlodowacenia Wisły w Polsce?” powinna brzmieć: „To zależy, w jakim regionie”. Dopiero zestawienie szczegółowych informacji z konkretnych sytuacji tworzy w miarę pełną odpowiedź.

Wpływy regionalnych czynników klimatycznych na zachowanie się lodowców na obszarach współcześnie zlodowaconych widać między innymi na Spitsbergenie. Zachodnia część wyspy, będąca pod wpływem ciepłego prądu oceanicznego ma zdecydowanie łagodniejszy klimat w stosunku do wschodniej, która w o wiele większym stopniu pokryta jest lodowcami. Obecnie szybciej kurczą się lodowce właśnie w zachodniej części wyspy (Reder 2006). Czy to nie jest jakaś analogia do tego, co się działo na terenie Polski w czasie ostatniego stadiału?

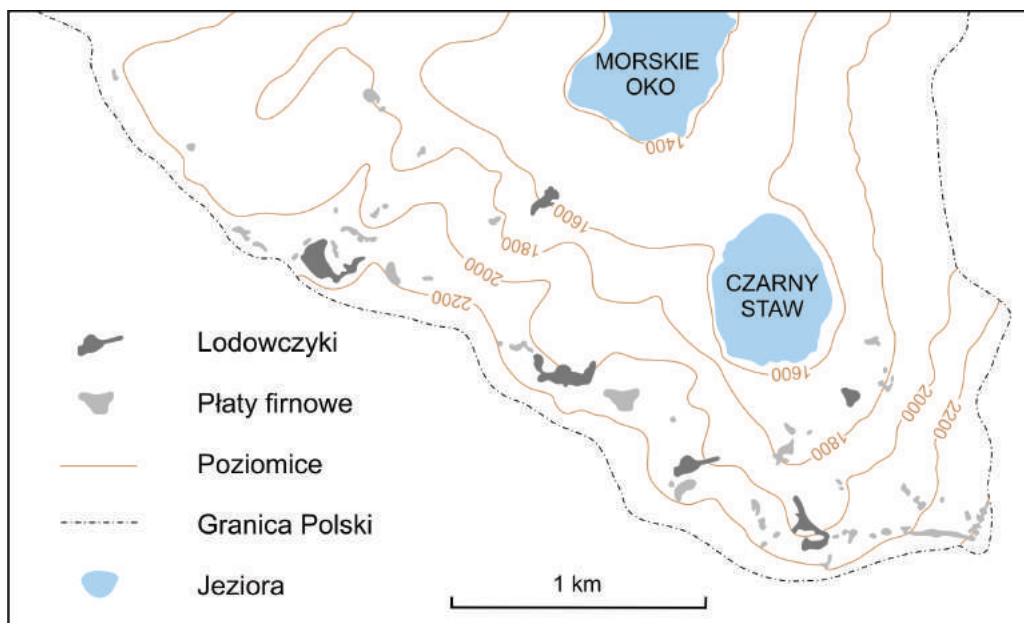
Zróżnicowanie regionalne przebiegu transgresji lodowcowych dobrze widać w analizie ułożenia dłuższych osi głazików w glinie lodowcowej, ale też w składzie petrograficznym glin. Dopiero uwzględnianie takich różnic w korelacjach stratygraficznych pozwoliło korzystać z wyników analizy petrograficznej glin w sposób właściwy i przyczyniło się do znacznego postępu w odtwarzaniu historii ostatniego zlodowacenia (Lisicki 1998,

2003; Gałązka *et al.* 1999; Czubla *et al.* 2006; Górska, Zabielski 2006).

Oprócz zróżnicowania w skali regionalnej, należy brać pod uwagę również różnice lokalne w przebiegu i zapisie procesów. Ekspozycja, stosunek do przeważających kierunków wiatrów, lokalna orografia decydują o kształcie lodowca, kierunku ruchu, wielkości ablacji, nurcie erozji lodowcowej. W rejonach współcześnie zlodowaconych asymetria procesów morfotwórczych widoczna jest nawet na powierzchni kilku kilometrów kwadratowych. Doliny lodowcowe w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga leżące bliżej morza (np. Tjörndallen i Blomlidalen) mają krótsze jęzory w porównaniu z tymi położonymi dalej od oceanu. Mają też wybitnie asymetryczne linie czoła – jęzory podcinają zbocza będące w cieniu wpływu ciepłych mas powietrza znad oceanu, a po przeciwnej stronie przeważa depozycja materiału (Dzierżek, Nitychoruk 1987). Zmienna cyrkulacja mas powietrza miała duży wpływ na różnice w rozwoju wümskich lodowców w poszczególnych częściach Alp (Florineth, Schlüchter 2000). Sprawa prześledzenia takich różnic na podstawie form i osadów wymaga szczegółowych badań. Jednak nie wolno o tym zapominać w rekonstrukcjach paleogeograficznych.

Wpływ lokalnych warunków orograficznych na rozwój współczesnych zjawisk niwacyjnych i lodowcowych widać w Tatrach. Otóż w obecnych warunkach klimatycznych w okolicy Morskiego Oka występują płyty lodowo-firnowe (rys. 42) i to kilkaset metrów poniżej granicy wiecznych śniegów (Dzierżek *et al.* 1982a, b; Wiśliński 1996). Jest to wynik szczególnie dogodnej, północnej ekspozycji i położenia płatów na szlaku lawinowym. Długotrwały monitoring tych form (Dzierżek *et al.* 1982a, b; Wiśliński 1996, 2006) pozwala na stwierdzenie, że nawet drobne zmiany klimatyczne, wpływają na ich rozmiar i istnienie (rys. 43). Można pokusić się o postawienie bardziej ogólnej tezy, że góry są znacznie czulsze na wahania klimatu w porównaniu z obszarami nizinnymi, jednak zapis geologiczny i geomorfologiczny takich zmian jest bardzo subtelny, a często niemożliwy do odczytania.

Zróżnicowanie regionalne w przebiegu ostatniego zlodowacenia zaznaczyło się także na obszarach ekstraplacyalnych, nie tylko w zasadniczej i oczywistej odrębności przeważających procesów



Rys. 42. Mapa płatów firnowych w rejonie Morskiego Oka w Tatrach wg Dzierżka *et al.* (1982a), zmienione
 Map of firn patches in the Morskie Oko area, Tatra Mts., modified after Dzierżek *et al.* (1982a)



Rys. 43. Lodowczyk pod Bula pod Rysami w Tatrach
 Glaciet beneath Bula pod Rysami, Tatra Mts.

geologicznych (jak soliflukcja, akumulacja lessów, sedimentacja zastoiskowa), ale też w charakterze zapisu tych samych zjawisk. Jary (2007), na podstawie analizy lessów i struktur peryglacialnych w nich zachowanych, wykazał odmienność regionalną Polski południowo-zachodniej i południowo-wschodniej. Zresztą na rozwój klinów lodowych, ich wielkość i gęstość mogą mieć wpływ nawet lokalne różnice topograficzne. Maruszczak (1991) uważa, że większość klinów w lessach rozwijała się w czasie ostatniego piętra zimnego na

powierzchniach o chłodnych ekspozycjach. Lokalnie łagodniejsze warunki powodowały głębsze letnie odmarzanie i większą degradację warstwy czynnej, zwłaszcza na stokach nachylonych.

Przykładów z tego zakresu jest wiele. Ich wagę widać zwłaszcza w próbach korelacji uzyskanych wyników. Takie lokalne uwarunkowania są oczywiście trudne do odczytu w przypadku analizy form kopalnych, ale świadomość ich istnienia powinna towarzyszyć próbom odtwarzania geologicznej historii danego obszaru.

NAJMŁODSZE EPIZODY GLACJALNE I OSTATECZNY ZANIK LODU

Najmłodsze ślady wytapiania materiału morenowego uchwycone datami chlorowymi dotyczą okresu około 14 ka w przypadku Polski północno-wschodniej i około 11–10 ka w przypadku Tatr (rys. 44). Nie oznacza to jednak końca działalności lodowcowej w tych rejonach. Zdaniem Mojskiego (2000) około 13,5–13,2 ka BP czoło ustępującego lądolodu skandynawskiego stacjonowało na terenie południowego Bałtyku (Ławica Słupska). Lob lądolodu we wschodniej jego części sięgał w dolinę dolnego Niemna (Marks 2005), bardzo blisko omawianego Pojezierza Suwalskiego. Nie są znane późniejsze zdarzenia lodowcowe na tym terenie. Ostateczne ustąpienie lodu powierzchniowego z Pojezierza Suwalskiego miało miejsce w późnym glacie, na co wskazuje spektrum pyłkowe rozpoznane w osadach jeziora Szurpiły, datowane na Młodszy Dryas (Bińka 1993). Około 10,6 ka przestał istnieć lądolód skandynawski, a jego pozostałości stanowiły czapy lodowe w Jotunheimen (SW Norwegia) oraz Svartisen i Jämtland na granicy norwesko-szwedzkiej (Boulton *et al.* 2001). W tym czasie w Tatrach miał miejsce intensywny etap wytapiania lodów z mis jeziornych i początku akumulacji osadów jeziornych (rys. 44). Datowanie radiowęglowe tych osadów na początek holocenu oznacza definitywne wytopienie lodu (m.in. Wicik 1979; Marciniak, Cieśla 1983; Krupiński 1984). Zdaniem Baumgart-Kotarby i Kotarby (1993) już 12,5 ka lodowce musiały się ograniczać do wyżej położonych cyrków. Ustąpienie lodu z najwyższych pozycji musiało nastąpić znacznie później. Akumulacja osadów jeziornych w Zadnim Stawie w DPSP datowana jest na okres subatlantycki (Krupiński 1984). Czy zatem możemy ten okres przyjąć jako koniec deglacjacji całych Tatr Wysokich?

Analiza pyłkowa osadów jeziornych w obrębie Tatr i na przedpolu (Marciniak, Cieśla

1983; Krupiński 1984; Obidowicz 1996), analizy sedimentologiczne (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993; Kotarba 1996), a także analizy morfologiczne (Dzierżek, Nitychoruk 1986; Kotarba, Krzemień 1996; Rączkowska 1996; Kotarba 2002, 2007) pokazują jednoznacznie, że zmiany klimatyczne w późnym glacie, ale także w holocenie miały duże znaczenie w nadaniu ostatecznego kształtu rzeźbie gór. Szczególną rolę odegrała Mała Epoka Lodowa (Kotarba 1991–1992, 2005). Nastąpiło obniżenie granicy wiecznych śniegów i nawrót warunków peryglacialnych. Powstały świeże stożki usypiskowe i pokrywy piargowe, większość moren niwalnych, a niektóre lodowce gruzowe podlegały przebudowie (Dzierżek, Nitychoruk 1986; Lindner *et al.* 2003).

Jak zatem patrzeć na sprawę końca zlodowacenia w Tatrach, skoro dopiero ponad 100 lat temu zakończyła się ostatnia fala zimna, a obecnie, mimo „globalnego ocieplenia”, występują wielosezonowe formy lodowo-firnowe? W Tatrach Wysokich zinwentaryzowano około 126 płatów firnowo-lodowych (rys. 42), które w „dojrzałym” stadium zbudowane są z drobnokrystalicznego lodu o grubości kilku metrów (Dzierżek *et al.* 1982a, b). Łącznie zajmują powierzchnię około 4,8 ha (Wiśliński 1996), a zdolne są przetrwać przez wiele sezonów. W profilu płata w Wielkim Mięgoszowieckim Kotle (Lodowczyka Mięgoszowieckiego) zarejestrowanych było ponad 126 warstw przyrostu rocznego (Wdowiak 1959, 1961). Lodowczyk wykazuje przejawy ruchu w tempie określonym średnio na 0,6–0,8 m/rok, a całkowita wymiana masy trwa 130–150 lat (Gądek 2002). Lodowczyk pod Bułą pod Rysami (Dzierżek *et al.* 1982a, b; Wiśliński 1996, 2002, 2005, 2006) w latach szczególnie ciepłych kurczył się znacznie albo zanikał, ale co ciekawe, odradzał się w ciągu zaledwie kilku sezonów (rys.

43). Oczywiście dzisiejsze lodowczyki tatrzańskie nie są relikdami zlodowacenia würmskiego. Ale w ciągu holocenu mogły się tworzyć permanentnie w miejscach ich dzisiejszego występowania. Stanowią także potencjalne załączki lodowców w kolejnym zlodowaceniu (rys. 42).

Do tej dyskusji należy przywołać fakt występowania w kilku miejscach Tatr Wysokich, między innymi w Dolince pod Kołem, w Pustej Dolinie, na Świstówce Roztockiej przemarzniętego gruntu (zmarzliny?), stwierdzonego badaniami geofizycznymi i bezpośrednio w szurfie (Dobiński 1996; Dobiński *et al.* 1996; Żogała *et al.* 1996; Mościcki, Kędzia 2002).

Jak interpretować te fakty – czy jako wynik nieskończonego jeszcze procesu deglacjacji ostatniego zlodowacenia, czy może jako zwiastun nowej epoki glacialnej? Obie te możliwości wydają się trudne do zaakceptowania, choć jeśli teoria Milankoviča jest słuszna, to obecny interglacjał powinien się już kończyć. Z pewnością jednak każde rozumieć termin „interglacjał” w sensie występowania określonej, nielodowcowej grupy procesów – w wysokich górach jako okres krótszy niż w pozostałych częściach Polski (nawet w Polsce NE). Skoro zatem w obecnym interglacjale możli-

we jest czasowe występowanie zjawisk lodowcowych (naziemnych i podziemnych), to w takim razie okresy interstadialne w obrębie ostatniego zlodowacenia w górach mogły być praktycznie niezauważalne w obrazie paleogeograficznym. Jest to w pewnym sensie potwierdzenie wniosków z analizy wieku osadów lodowcowych (por. rozdz. „Wybrane doliny Tatr”).

O ile nie można wiązać występowania lodowczyków i zmarzliny w Tatrach z ostatnim zlodowaceniem, to zdecydowana inwersja temperatury w głębokich wierceniach na Suwalszczyźnie, w tym prawdopodobieństwo występowania zmarzliny na 400 m p.p.t., może być już tylko jego pozostałością (Szewczyk 2009). W takim razie, nawet jeśli lądolód ustąpił z tego obszaru 14 000 lat temu, zlodowacenie podziemne jeszcze się nie skończyło.

Te informacje z obrazu współczesnego rzutują na poprawność interpretacji paleogeograficznych. Dość jasno wynika z nich, że rejony Tatr i Polski północno-wschodniej zdecydowanie dłużej przechowują skutki zimnego klimatu, co wiąże się zapewne z późniejszym ustąpieniem lodu powierzchniowego, a nadrzędnie z cechami klimatu tych regionów.

SPOSÓB PODEJŚCIA I WARTOŚĆ ANALIZY PALEOGEOGRAFICZNEJ

Doświadczenie zdobyte dzięki analizie podjętej w tym opracowaniu upoważnia do prezentacji kilku stwierdzeń natury metodycznej. Warto kilka chwil poświęcić temu, w jaki sposób dochodzimy do wyciągania ważnych wniosków i jak przekonujemy potencjalnego Czytelnika o słuszności swoich dociekań. Najszybciej można to zrobić, udowadniając wady dotychczasowych metod i ułomności wniosków uzyskanych za ich pomocą, zastępując je jedynymi słusznymi poglądami wynikającymi z zastosowania własnej, nowoczesnej metody badawczej. Przykładem takiego bezkrytycznego podejścia do metody było wprowadzenie i masowe

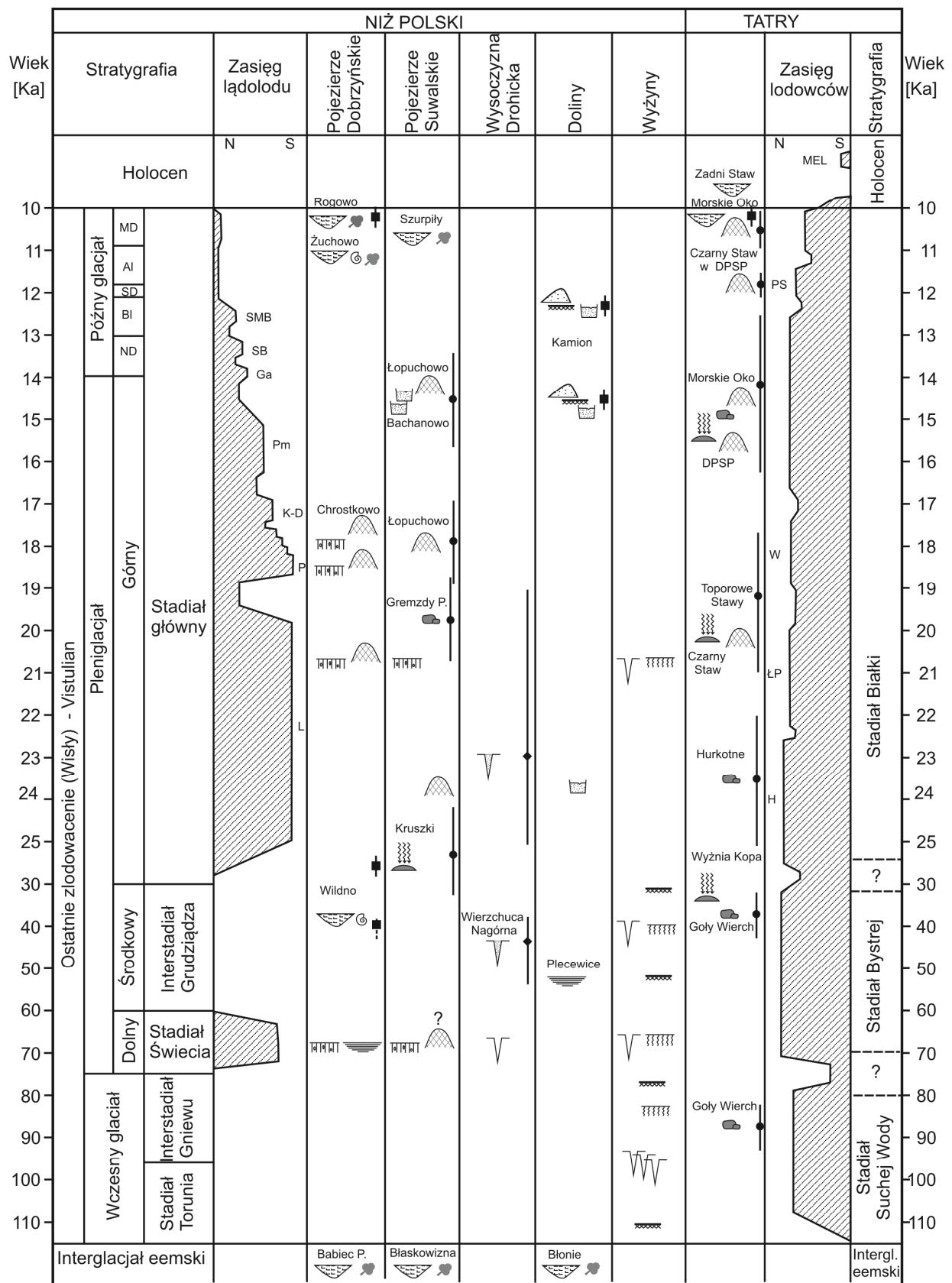
stosowanie datowania TL. Schematy stratygraficzne wykorzystujące wyniki datowania glin lodowcowych są, przynajmniej częściowo, nadal aktualne. Z drugiej strony nagły odwrót od metody po latach jej tryumfu spowodował, że daty TL, nawet poprawne od strony metodologicznej, są poddawane w wątpliwość. Podobnie przedstawia się sytuacja z tak zwanymi wskaźnikami petrograficznymi glin zwałowych, które masowo były obliczane w badaniach w ramach projektu SMGP. W licznych przypadkach były jedynym kryterium korelacji stratygraficznej glin. Analiza ziarna kwarcu niewątpliwie dostarcza cennych informacji o jego

Rys. 44. Korelacja zdarzeń w wybranych obszarach Polski w czasie ostatniego zlodowacenia

1 – akumulacja glin zwałowych; 2 – akumulacja moren; 3 – funkcjonowanie zastoisk; 4 – funkcjonowanie jezior; 5 – akumulacja lessów; 6 – powstawanie gleb kopalnych; 7 – powstawanie klinów lodowych; 8 – wypełnianie klinów; 9 – tworzenie się wydym; 10 – etapy erozji rzecznej; 11 – początek ekspozycji na promieniowanie kosmiczne; 12 – wytapianie się materiału lodowcowego; 13 – szczątki flory w osadach; 14 – szczątki malakofauny w osadach; 15 – datowanie ^{14}C ; 16 – datowanie TL; 17 – datowanie ^{36}Cl

Correlation of events in selected areas of Poland during the last glaciation

1 – accumulation of tills; 2 – accumulation of moraines; 3 – development of ice-dammed basins; 4 – development of lakes; 5 – accumulation of loesses; 6 – palaeosol formation; 7 – formation of ice-wedges; 8 – filling of ice-wedges; 9 – formation of dunes; 10 – stages of fluvial erosion; 11 – beginning of exposure to cosmic rays; 12 – melting out of glacial material; 13 – flora fragment in deposits; 14 – malacofauna fragments in deposits; 15 – ^{14}C dates; 16 – TL-dates; 17 – ^{36}Cl dates



geologicznej historii. Ale nie można na podstawie znalezienia znacznej frekwencji ziaren z obróbką eoliczną w osadzie terasy rzecznej uznać, że cała forma jest pochodzenia eolicznego. Czyli w dalszym ciągu terasę będziemy nazywać terasą, a nie wydumą, chociaż zawiera materiał eoliczny. W dalszym ciągu glina zwałowa budująca powierzchnię wysoczyzny na Mazurach będzie kojarzona ze zlodowaceniem Wisły, a nie, tak jak wynikać by mogło z analizy petrograficznej, ze zlodowaceniem Narwi. Zmierzam w tym wywodzie do konkluzji, że we wnioskowaniu paleogeograficznym nie można się oprzeć na wynikach tylko jednej metody, lecz istnieje potrzeba, a nawet konieczność stosowania rozmaitych i zaawansowanych technologicznie metod badawczych. Wartość analizy paleogeograficznej jest większa, jeśli na ten sam problem spojrzymy z różnych stron, czyli jeśli zastosujemy różne metody. Pozwala to na wzajemną weryfikację wyników. Nie można też traktować tych wyników (często liczbowych) w oderwaniu od dobrze rozpoznanego kontekstu geologicznego i geomorfologicznego, które wciąż mają znaczenie podstawowe w próbach odtwarzania bliższej i dalszej historii Ziemi. Podstawą i początkiem dociekań jest w dalszym ciągu analiza powierzchni na mapie i w terenie, analiza odsło-

nięcia, kartowanie geologiczne, wykonanie wierceń, odpowiednie wytypowanie i analiza próbek. Dopiero potem można badać osady w laboratoriach, często obsługiwanych przez nie-geologów. A właśnie rola geologa na tym etapie analizy paleogeograficznej polega na ocenie wartości tych wyników, umiejętnym ich wykorzystaniu (lub odrzuceniu!) i wzbogaceniu historii badanego obszaru opracowanego na podstawie analizy podstawowej. Przewijał się ten wątek w trakcie dociekań we wcześniejszych rozdziałach i oparty był na własnych doświadczeniach z zastosowaniem metody datowania kosmogenicznym chlorem (Dzierżek i in. 1996, 1998, 1999; Dzierżek, Zreda 2007). Nie byłoby możliwe ustalenie porządku zjawisk na podstawie dziesiątków dat z obszaru Polski bez ich interpretacji w odpowiednim kontekście. Z drugiej strony doświadczenie to uczy, że wraz z rozwojem wiedzy w zakresie fizyki atmosfery, spektrometrii mas i udoskonalaniem technik pomiarowych zmieniły się parametry stosowane w obliczeniach, a więc i owe liczby charakteryzujące wiek wystąpienia zjawiska. Wartość dat chlorowych pozostaje jednak duża w interpretacji paleogeograficznej, gdyż ewentualna korekta wyników w przyszłości nie wydaje się znacząca, za to względna chronologia zdarzeń pozostaje zachowana.

KORELACJA ZDARZEŃ

W świetle powyższej dyskusji warto uporządkować chronologicznie najważniejsze zdarzenia odczytane z analizy obszarów testowych jakie miały miejsce w ciągu ostatnich 115 000 lat (rys. 44).

Nie znaleziono nowych danych dotyczących najstarszego vistuliańskiego ochłodzenia – BI (Makowska 1986), W1 (Marks 1988), Hering Stadial (Behre 1989), stadiał toruński (Lindner 1992), Vistulian 1 (Mojski 2005). Obszar Polski był pod panowaniem chłodnego klimatu, wysoczyzny podlegały denudacji, zbiorniki eemskie wypełniały się osadami mineralnymi, a w pasie wyżyn odkładały się lessy na przemian z glebami (kompleks Nietulisko). Również znaczące wczesnovistuliańskie ocieplenie klimatu (Brörup) nie zostało wykryte w badaniach.

Pierwsze dane dotyczą okresu 90–85 ka, kiedy to w Tatrach, na Gołym Wierchu deponowane były osady lodowcowe (rys. 44). W tym czasie w południowej Polsce i zachodniej Ukrainie aku-

mulowany był less, młodszy najniższy (Maruszcak 2001; Jary 2007; Łanczont, Bogutskyj 2007). W profilach palinologicznych ten okres nazywany jest Rederstall (Behre 1989). Mojski (2005) proponuje nazwę Vistulian 2. W starszych podziałach stratygraficznych określany był mianem BII lub W2 (Makowska 1986; Marks 1988). W Tatrach ten ślad rozwoju lodowców, wcześniej rozpoznany pośrednio poprzez analizę geomorfologiczną i datowania TL osadów wodnolodowcowych na przedpolu Tatr, został nazwany stadiąłem Suchej Wody (Lindner *et al.* 1993, 2003; Lindner 1994). Zasięg ówczesnych lodowców nie może być określony na podstawie aktualnych danych.

Nie uzyskano dokumentacji okresu ocieplenia przypadającego na okres Odderade, a kończącego wczesny glacjał. Jest ono zapisane w profilach lessowych rozwojem gleby interstadialnej (Maruszcak 2001) oraz w obrazie palinologicznym osadów jeziornych (Jastrzębska-Mamełka

1985). W tym czasie w jaskiniach tatrzańskich tworzyły się pokrywy naciekowe datowane na 70–60 ka (Głazek 1984; Bluszcz *et al.* 1988), co pozwoliło na wyróżnienie interstadiału Jaskini Miętusiej I (Lindner *et al.* 1990; Lindner 1994).

Okres oziębienia w dolnej części pleniglacjału (rys. 44) skutkowało znaczącą transgresją lądolodu na obszar północnej Polski (stadia Świecia). Nie podlega już dyskusji obecność tego lądolodu w Dolinie Dolnej Wisły (Makowska 1986), na Warmii i Mazurach (Marks 1988) czy na Pojezierzu Suwalskim (Ber 2000). Kontrowersje zaś budzi przesuwanie zasięgu tego lądolodu dalej na południe (Lisicki 1998; Krzywicki 2002; Wysota 2002). W trakcie badań ustalono, że jedna z glin lodowcowych występujących w profilach osadów czwartorzędowych na Pojezierzu Dobrzyńskim jest pozostałością po lądolodzie z tego okresu (rys. 32), który sięgnął do okolic Lipna (Dzierżek 2007). Wysoczyzna Drohicka objęta była wieloletnią zmarzliną – rozwinęły się kliny lodowe (rys. 44). Na dalekim przedpolu lądolodu akumulowany był less młodszy dolny (Maruszczak 2001). Na stokach zachodziło intensywne przemieszczanie zwietrzelin. W Tatrach ten okres zapisał się rozwojem lodowców (stadia Bystrej), po których zostały osady gliniaste w rejonie Bystrego i Antałówki (Lindner *i in.* 1990). Datowanie TL tych osadów dało wyniki z zakresu 57–42 ka (Prószyńska-Bordas *et al.* 1988). W świetle przedstawionych badań pozycja tego interstadiału wymaga weryfikacji.

Następne bezpośrednie dane z poligonów testowych dotyczą okresu 43–32 ka, czyli okresu po ustąpieniu lądolodu stadia Świecia, datowanego na 58–55 ka (Mojski 2005). W diagramach pyłkowych ze środkowego pleniglacjału zarejestrowane są liczne zmiany klimatu o charakterze ochłodzeń (Ebersdorf, Lattrop, Hasselo, Huneborg) i ociepleń (Oerel, Glinde, Moershoofd, Hengelo, Denekamp) (rys. 3). W cytowanych przez autora polskich schematach stratygraficznych okres ten nazywany jest interstadiem grudziądzkim (Lindner 1992). Trwał około 30 000 lat, a więc ponad dwa razy dłużej niż interglacjał eemski (rys. 44). W starszej części tego interstadiału sypane były stożki w południowej części Kotliny Warszawskiej (Różycki 1967). Na wyżynach odkładany był less młodszy środkowy. Warunki środowiska zmieniały się od borealnych, poprzez stepowe, aż do tundry arktycznej. Częściowo na takie warunki wskazują dane z obszarów testowych. Na Wysoczyźnie Drohickiej w tym

czasie miała miejsce pierwsza faza fosyliacji klinów, na co wskazują daty TL z piasków wypełniających formy w Wierchucy Nagórnej z zakresu 47–43 ka (Dzierżek, Stańczuk 2006). Na Pojezierzu Dobrzyńskim w tym czasie panowały warunki stepowe i tundrowe, klimat był suchy. W niewielkich zbiornikach jeziornych zachował się pyłek drzew z dalekiego transportu (Bińka 2005). Spłylenie zbiornika w Wildnie i być może okresowy jego przepływ zapisały się nagromadzeniem detrytusu malakofauny. W Tatrach miała miejsce depozycja materiału gwałowego na Gołym Wierchu i być może na Hurkotnem. Daty chlorowe gwałów lodowcowych z tego okresu świadczą o tym, że okres interstadiału Jaskini Miętusiej II mógł się w Tatrach Wysokich w ogóle nie zaznaczyć albo był o wiele krótszy (rys. 44). Zważywszy na fakt występowania względnie surowego klimatu w tym czasie na Niżu (Turkowska 2006), wydaje się wątpliwe, aby w Tatrach ocieplenia interstadialne miały szansę zapisać się radykalnym cofnięciem się lodowców.

Kolejne dane pochodzą ze starszej części górnego pleniglacjału (rys. 44). Na Pojezierzu Suwalskim daty chlorowe gwałów lodowcowych z zakresu 28–26 ka (Dzierżek, Zreda 2007) być może świadczą o wcześniejszej obecności lądolodu w stadiale głównym. Dowodzą braku pokrycia młodszym lądolodem. W Tatrach w tym czasie (26–22 ka) zakończyła się depozycja materiału lodowcowego na Hurkotnem. Ten okres w stratygrafii zlodowceń górskich nazywany jest fazą Hurkotnego stadia Białki (Lindner *et al.* 1990). Na Wysoczyźnie Drohickiej w dalszym ciągu panowały suche i surowe warunki umożliwiające akumulacje materiału piaszczystego w szczelinach mrozowych. Na Wyżynach powstawały lessy młodsze górne (Maruszczak 2001). Na Pojezierzu Dobrzyńskim trwała akumulacja osadów w płytkich zbiornikach wodnych, o czym świadczą daty radiowęglowe malakofauny z Wildna 28–27 ka BP.

Następna ważna część ostatniego zlodowacenia przypada na maksimum rozwoju lądolodu w stadiale głównym (22–20 ka). Ten okres zapisany jest na badanych terenach akumulacją glin lodowcowych, kształtowaniem moren i w ogóle rzeźby. Na Pojezierzu Suwalskim w okolicach Jeziora Wigry już około 20 ka obszar wolny był od lodu, podczas gdy obszar Pojezierza Dobrzyńskiego pokryty był całkowicie lądolodem. Lądolód utworzył lob Płocka, opierając się o wzgórze morenowe z poprzedniego zlodowacenia (Skompski 1969). W Kotlinie Warszawskiej miała miejsce akumulacja iłów warwo-

wych, która być może rozpoczęła się na długo przed zajęciem lobu Płocka przez łądolód. Na Pojezierzu Dobrzyńskim transgresja łądolodu nawiązywała do głównego układu struktur podłoża i powielala model ze starszych zlodowaceń (Lamparski 1991). W Tatrach akumulowane były moreny w dnach dolin Białki i Suchej Wody. Progi Czarnego Stawu na Morskim Okiem i DPSP były wolne od lodu i stanowiły miejsce depozycji materiału morenowego.

Kolejny okres (18–16 ka) charakteryzował się głównie fazową i oscylacyjną deglacją omawianych obszarów. Na Pojezierzu Suwalskim znalazło to wyraz w formowaniu kilku łańcuchów moren czołowych, położonych blisko siebie. Na Pojezierzu Dobrzyńskim łądolód ponownie (?) dotarł do linii lobu Płocka (Wysota *et al.* 2008) – było to w czasie fazy poznańskiej. Jeśli szacunki odnośnie wieku fazy poznańskiej i następnej subfazy chodzkiej, zwanej dobrzyńską są słuszne (Kozarski 1986; Marks 2002), to milenium pomiędzy 18,4 ka i 17,3 ka było najważniejszym okresem w glacialnej historii Pojezierza Dobrzyńskiego. Oscylacyjna recesja łądolodu w strefie brzeżnej lobu z osią w dolinie Wisły, przy tendencji do wynoszenia pobliskich obszarów na północny eschód od lodu, skutkowałą rozpadem lodu na szereg małych lobów zapisanych w szeregu form czołowych. Następną ważną fazę (dobrzyńską) w przebiegu deglacji wyznacza ciąg moren na linii Zakroczyń–Nadróż–Chrostkowo–Kikół, które wskazują na nieco inny kierunek (bardziej wschodni) transportu, a więc reorientację ruchu lodu. Systematycznie za cofającym się rozbitym na loby czołem lodu sypane są rozległe sandry. Po ustąpieniu najmłodszego na Pojezierzu łądolodu pozostały charakterystyczne dla niego drumliny. W Tatrach ten okres zapisał się w znacznej akumulacji materiału morenowego. Moreny z tego okresu w dolinie Suchej Wody leżą blisko moren z poprzedniego etapu depozycji (Dzierżek *et al.* 1999; Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001). Progi wyżej położonych dolin pozostają odsłonięte od lodu.

Etap schyłku ostatniego zlodowacenia (15–11 ka) zarejestrowany jest w danych chlorowych na Pojezierzu Suwalskim i w Tatrach. Na Pojezierzu Suwalskim w okresie około 14,9–14,4 ka nastąpiło ostateczne uwolnienie od lodów z zagłębien Szeszupy i jeziora Hańcza. (Dzierżek, Zreda 2007). Wzmozona dostawa wód ukształtowała terasy w okolicach Bachanowa i ostateczny przepływ doliną Czarnej Hańczy. Na Pojezierzu Dobrzyńskim, wraz z systematycznie ustępującym łądolodem i uwalnianiem doliny Wisły kształtował się system odpływu powierzchniowego (Wiśniewski 1976; Andrzejewski 1985). Ma to wyraz także w rozwoju teras wiślanych w Kotlinie Warszawskiej i rozwoju wydm. W Tatrach ma miejsce nieregularne uwalnianie od lodu poszczególnych dolin i ich fragmentów. Około 15 ka nie ma już lodu w okolicach Wielkiego Stawu w DPSP, a w okolicach Morskiego Oka deponowany jest materiał moreny zewnętrznej. Około 14,5–13,5 ka odsłaniają się kolejne partie dna DPSP. Następnie około 12 ka utworzyła się morena na progu Czarnego Stawu. Koniec depozycji moren nad Morskim Okiem według dat chlorowych miał miejsce na początku holocenu.

Definitywny kres zlodowacenia Wisły określa sedimentacja osadów jeziornych na badanych obszarach. Na Pojezierzu Suwalskim w Jeziorze Szurpiły mogło to mieć miejsce u schyłku Młodszego Dryasu (Bińka 1993). Na Pojezierzu Dobrzyńskim osady jeziorne tworzyły się w starszych częściach późnego glaciału (Stangenberg i in. 1957; Noryśkiewicz 1982; Bińka 2005, 2008). Najstarsze daty radiowęglowe z osadów jeziornych na tym terenie dotyczą przełomu późny glaciał/początek holocenu (Noryśkiewicz 1982; Pazdur 2009). W większości stawów tatrzańskich akumulacja zaczęła się pod koniec późnego glaciału (Wicik 1979; Krupiński 1984; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993), jedynie w wysoko położonych stawach mogła się zacząć w połowie holocenu (Krupiński 1984).

WNIOSKI

Przedstawiona problematyka jest bardzo szeroka i różnorodna zarówno pod względem obszaru badań, jak i zastosowanych metod. Specyfika wybranych obszarów i sposób podejścia do rozwiąza-

nia postawionych problemów wpłynęły też na rangę i zróżnicowanie wyciągniętych wniosków. Przedstawione zagadnienia, mimo pozornego rozproszenia, składają się na obraz zróżnicowanej

i wielowątkowej historii rozwoju geomorfologicznego i geologicznego obszaru Polski w czasie ostatniego zlodowacenia. Z drugiej strony pokazują jak trudno opracować jeden uniwersalny model przebiegu zdarzeń w tym czasie. Zaprezentowane wnioski uściślają i/lub weryfikują wiele danych z historii ostatniego zlodowacenia, chociaż ogólny obraz stanowi wciąż daleko idące przybliżenie stanu faktycznego. Generalny wniosek metodologiczny płynący z przeprowadzonej analizy jest taki, że nie można odtworzyć najmłodszej historii glacialnej Polski za pomocą jednej metody. Tylko wyniki uzyskane z wielu metod, analizowane w szeroko poznanym kontekście geologicznym i geomorfologicznym, wzajemnie się weryfikują i stają się wiarygodne.

Rozważania są próbą syntezy wiedzy na temat ostatniego zlodowacenia w Polsce. Niektóre z poruszanych wątków powinny być pogłębione, inne uzupełnione, choćby przez wzięcie pod uwagę danych, które się pojawiły w trakcie pisania pracy. Niektóre wnioski wymagają potwierdzenia dalszymi badaniami. Ponieważ najważniejsze informacje dotyczące poszczególnych obszarów testowych zawarte są w odpowiednich rozdziałach, poniżej zaprezentowano tylko wybrane, najistotniejsze z nich wnioski natury ogólnej.

- Prześledzenie paleogeografii obszarów testowych w czasie ostatniego zlodowacenia pozwoliło zbudować szerszy obraz zmian, jakie zachodziły wtedy na obszarze Polski i potwierdziło wyjątkową rangę analizowanego okresu w ukształtowaniu współczesnej powierzchni.

- Łądolód ostatniego zlodowacenia rozwijał się w postaci lobów, z których wychodziły mniejsze, dynamiczne jezory, odpowiedzialne za powstanie łuków moren czołowych, nierzadko spiętrzonych, o szerokości od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Loby mogły się rozwijać w sposób niezależny.

- Rozwój i przebieg zlodowacenia uzależniony był od globalnych czynników klimatycznych, ale w dużym stopniu także od regionalnych i lokalnych czynników morfologicznych, geologicznych i różnic klimatycznych.

- Okres znaczącego oziębienia w środkowej części zlodowacenia zaznaczył się akumulacją

gliny lodowcowej na Pojezierzu Dobrzyńskim i agradacją wiecznej zmarzliny na obszar Wysoczyzny Drohickiej. Przed ostatnim maksimum rozwoju łądolodu panowały warunki tundrowe (stepowo-tundrowe), umożliwiające rozwój niewielkich zbiorników wodnych i akumulację osadów z malakofauną na Pojezierzu Dobrzyńskim.

- Linie wyznaczające zasięgi maksymalne poszczególnych epizodów glacialnych (zlodowacenia, stadiały, fazy recesyjne) nie są izochronami, to znaczy moreny tej samej linii LGM mają regionalnie inny wiek. Z kolei w Tatrach moreny leżące blisko siebie mogą mieć zdecydowanie różny wiek, a moreny leżące nisko w dolinie nie różnią się wiekiem od tych na progach.

- Tempo procesów lodowcowych było nierównomierne w czasie i przestrzeni, nawet na obszarach małych w stosunku do całości łądolodu. Okres 17–18 ka zaznaczył się intensywnym wzrostem akumulacji czołowomorenowej zarówno na Niżu, jak i w Tatrach, a na Pojezierzu Dobrzyńskim powstały wtedy zasadnicze rysy rzeźby terenu.

- Schematy zdarzeń lodowcowych ostatniego piętra zimnego wypracowane na obszarach objętych łądolodem nie muszą przystawać do tego, co odczytujemy w górach i odwrotnie. Prawdopodobnie w okresach interstadialnych w górach nie dochodziło do radykalnej zmiany położenia lodowców, a w schyłkowej części zlodowacenia deglacjacja miała charakter arealny. Ostatnie poważne ochłodzenie Małej Epoki Lodowej, tak mocno zaznaczone w rzeźbie gór, nie zostawiło poważnych śladów w morfologii badanych obszarów niżowych.

- Zarówno metoda datowania kosmogenicznym izotopem chloru-36, jak i metoda płytkiego profilowania geoelektrycznego okazały się niezwykle cenne we wnioskowaniu paleogeograficznym.

- Uzyskane wnioski na temat przebiegu ostatniego zlodowacenia mogą być brane pod uwagę w analizach paleogeograficznych dla starszych okresów lodowcowych.

LITERATURA

- Andrzejewski L., 1985 – Niektóre zagadnienia kształtowania się systemu fluwialnego w późnym glacie i holocenie na podstawie wybranych odcinków dopływów dolnej Wisły. *Prz. Geogr.*, 57, 4: 561-580.
- Andrzejewski L., 1994 – Ewolucja systemu fluwialnego Doliny Dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. *Rozpr. UMK*: 111 s.
- Arnold N. S., van Andel T. H., Valen V., 2002 – Extent and dynamics of the Scandinavian ice sheet during oxygen isotope stage 3 (65,000-25,000 yr B.P.). *Quat. Res.*, 57: 38-48.
- Bac-Moszaszwili M., Burchard J., Głazek J., Iwanow A., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E., 1979 – Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Badura J., Zuchiewicz W., 2007 – Młode ruchy tektoniczne i wstrząsy sejsmiczne – czy stanowią geozagrożenie dla mieszkańców Polski? *Prz. Geol.*, 55, 8: 643-644.
- Banaszuk H., 2001 – O zasięgu zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych. *Prz. Geogr.*, 73, 3: 281-305.
- Baraniecka M. D., 1975 – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizy Polskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 254: 11-36.
- Baraniecka M. D., 1982 – Sytuacja geologiczna i rozmieszczenie wydm okolic Warszawy. *Rocz. Glebozn.*, 33, 3-4: 131-188.
- Baraniecka M. D., Konecka-Betley K., 1987 – Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin. *Geogr. St.*, 4: 151-170.
- Baumgart-Kotarba M., 1983 – Kształtowanie się koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). *Pr. Geogr. IGPZ PAN*, 145: 33 s.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993 – Późnoglacialne i holocenijskie osady Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. *Dok. Geogr. IGPZ PAN*, 4-5: 9-30.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1997 – Würm glaciation in the Biała Woda Valley, High Tatra Mountains. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 31: 57-81.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001 – Deglaciation in Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 35: 7-31.
- Behre K. E., 1989 – Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 8: 25-44.
- Ber A., 1967 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1968 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo. Inst. Geol., Warszawa: 56 s.
- Ber A., 1974 – The Quaternary of the Suwałki Lake district. *Biul. Inst. Geol.*, 267: 23-106.
- Ber A., 1982 – Marginal zones and deglaciation during the North-Polish Glaciation in the Suwałki-Augustów Lakeland. *Biul. Inst. Geol.*, 343: 71-89.
- Ber A., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Suwałki. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1998 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Krasnopol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1999 – Glacitektonika Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w nawiązaniu do neotektoniki oraz struktur tektonicznych fundamentu krystalicznego. *Prz. Geol.*, 47, 9: 831-839.
- Ber A., 2000 – Pleistocene of North-Eastern Poland and neighbouring areas against crystalline and sedimentary basement. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 170: 89 s.
- Ber A., 2006 – Mapa glacitektoniczna Polski w skali 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 2009 – Litologia i sytuacja geologiczna osadów interglacjalnego augustowskiego z profilu Sucha Wieś (Pojezierze Elckie) i Czarnucha (Równina Augustowska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 435: 3-22.
- Ber A., Krupiński K. M., Zabielski R., 1998 – Profil osadów interglacjalnego eemskiego i zlodowacenia Wisły w Szwajcarii k. Suwałk w świetle nowych danych. *Mat. V Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski „Nowe jednostki stratygraficzne Pojezierza Mazurskiego”*, Iznota, 1-4 września 1998: 26-27.
- Ber A., Ryka W., 1998 – Influence of the crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 161: 171-182.
- Bińka K., 1993 – Ekspertyza palinologiczna osadów organogenicznych z Szurpił k. Suwałk. Archiwum Inst. Geol. Podst. Uniw. Warsz., Warszawa.
- Bińka K., 2005 – Opracowanie palinologiczne wybranych prób organogenicznych z arkusza Lipno

- (363) SMGP w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bińka K., 2008 – Wyniki analizy palinologicznej na arkuszu Skepe (364) SMGP w skali 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bluszcz A., Goslar T., Hercman H., Pazdur M. F., Walanus A., 1988 – Comparison of TL, ESR and ^{14}C dates of speleothems. *Quat. Sci. Rev.*, 7: 417-421.
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., Mcmanus J. R., Labeyrie L., Jouzel J., Bonani G., 1993 – Correlations between climate records from the North Atlantic sediments and Greenland ice. *Letters to Nature*, 365: 143-147.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., Mcmanus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Siment C., Tedesco K., Klas M., Bonani G., Ivy S., 1992 – Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Letters to Nature*, 360: 245-249.
- Borówko-Dłużakowa Z., Halicki B., 1957 – Interglacials of Suwałki Lakeland and neighbouring areas. *Acta Geol. Pol.*, 7: 361-401.
- Boulton G. S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2001 – Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 591-625.
- Cepek A. G., 1967 – Stand und Probleme Quartärstratigraphie in Nordteil der DDR. *Ber. Deutsch. Gesell. Geol. Wiss. A, Geol. Paläont.*, 12: 2-4.
- Churski Z., Kotarbiński J., Liberacki M., Niewiarowski W., Wójcik C., 1978 – Mapa geologiczna Polski, A – Mapa utworów powierzchniowych w skali 1:200 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Cichosz-Kostecka A., Mycielska-Dowgiało E., Manikowska B., 1991 – Late glacial aeolian processes in the light of sediment analysis from Kamion profile near Wyszogród. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 90: 45-50.
- Czubla P., Gałązka D., Góraska M., 2006 – Erytyki przewodnie w glinach morenowych Polski. *Prz. Geol.*, 54, 4: 245-255.
- Daansgard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Sveinbjornsdottir A. E., Jouzel J., Bond G., 1993 – Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.
- Dadlez R., Marek S., 1974 – General outline of the tectonics of the Zechstein – Mesozoic complex in Central and Northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 274: 111-148.
- Davis J. R., Schaeffer O. A., 1955 – Chlorine-36 in nature. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 62: 105-122.
- Derkacz M., Marcinkowski B., Żarski M., 2009 – Osady lodowcowe na przedpolu Tatr. *Mat. XV Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie”*, Zakopane, 1-5 września 2008: 88-91.
- Derkacz M., Marcinkowski B., Żarski M., 2009 – Osady lodowcowe na przedpolu Tatr w rejonie Toporowej Cyhrl i Nizniej Palenicy Pańszczykowej. *Prz. Geol.*, 57, 1: 80-84.
- Desilets D., Zreda M., Prabu T., 2006 – Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 246: 265-276.
- Dobiński W., 1996 – Występowanie zmarzliny w alpejskim piętrze Tatr Wysokich w świetle badań geofizycznych i analiz klimatycznych. W: A. Kotarba (red.) *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, t. 1. Nauki o Ziemi, Kraków-Zakopane: 140-143.
- Dobiński W., Gądek B., Żogała B., 1996 – Wyniki geoelektrycznych badań osadów czwartorzędowych w piętrze alpejskim Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, 44, 3: 259-261.
- Dolecki L., 1995 – Litologia i stratygrafia mezoplejstocenijskich utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Wyd. Nauk. UMCS*: 169 s.
- Dolecki L., 2003 – Struktury peryglacjalne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wisła) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej. *Ann. UMCS, B*, 58: 75-91.
- Dorn R. I., Phillips F. M., Zreda M. G., Wolfe E. W., Jull A. J. T., Donahue D. J., Kubik P. W., Sharma P., 1991 – Glacial chronology of Mauna Kea, Hawaii, as constrained by surface-exposed dating. *National Geographic Research&Exploration*, 7, 4: 456-471.
- Drozdowski E., 1986 – Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. IGPZ PAN*, 146: 90 s.
- Dylik J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 4: 109 s.
- Dylik J., 1956 – Coup d’oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biul. Perygl.*, 4: 195-238.
- Dylikowa A., 1968 – Fazy rozwoju wydym w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie. *Fol. Quatern.*, 29: 119-126.
- Dylikowa A., Klatkowska H., 1956 – Example du modelé périglaciaire du Plateau de Łódź. *Biul. Perygl.*, 4: 239-253.
- Dzierżek J., 1996 – Pierwsze w Polsce datowanie osadów lodowcowych metodą kosmogenicznego izotopu ^{36}Cl . *Mat. III Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski*, Wigry, 2-4 września 1996: 12-13.
- Dzierżek J., 1997 – Geology of sub-Quaternary basement and stratigraphy of Quaternary sediments in the middle Noteć River valley, western Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 57-81.

- Dzierżek J., 2007 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lipno. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 63 s. [dokument elektroniczny]
- Dzierżek J., 2008 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lipno. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dzierżek J., 2009 – Zapis geologiczny, próby odczytu i interpretacja paleogeograficzna plejstocentrycznych procesów mrozowych na Wysoczyźnie Drohickej. Mat. V Świętokrzyskich Spotkań Geologiczno-Geomorfologicznych „Znane fakty – nowe interpretacje”, Mąchoćce Kapitulne, 20-22 maja 2009: 17-20.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1986 – Late Quaternary deglaciation of the eastern Polish Tatra Mts. *Bull. Pol. Ac. Earth Sc.*, 34: 395-407.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987 – Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry). *Prz. Geol.*, 1 (405): 8-15.
- Dzierżek J., Markiewicz R., 2006 – Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Lipno (363). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 35 s.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986 – Types of fossil rock glaciers in the Polish High Mts. *Bull. Pol. Ac. Earth Sc.*, 34: 409-418.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M. G., Zreda-Gostyńska G., 1996 – Cosmogenic isotope ^{36}Cl – a new perspective for Quaternary chronostratigraphy of Poland. *Geol. Quart.*, 40, 3: 481-486.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M. G., Zreda-Gostyńska G., 1999 – Metoda datowania kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl – nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, 11, 47: 987-992.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Żoła P., 1982a – Mapa płatów firnowych w okolicy Morskiego Oka. *Pr. Stud. Koła Nauk. Geogr.*, 1, UMCS: 59-64.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Żoła P. 1982b – Badania lodowczyka pod Bulą pod Rysami. *Pr. Stud. Koła Nauk. Geogr.*, 1, UMCS: 65-76.
- Dzierżek J., Rączkowski W., 2008 – Rzeźba i geologia najmłodszych osadów plejstocentrycznych Tatr; Dolina Gąsienicowa i Dolina Pięciu Stawów Polskich. Mat. XV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie”, Zakopane, 1-5 września 2008: 165-180.
- Dzierżek J., Stańczuk D., 2006 – Record and palaeogeographic implications of Pleistocene periglacial processes in the Drohiczyń Plateau, Podlasie Lowland. *Geol. Quart.*, 50, 2: 219-228.
- Dzierżek J., Szymanek M., 2009a – O występowaniu podglinowych osadów z malakofauną w Wildnie na Pojezierzu Dobrzyńskim. XXV Krajowe Seminarium Malakologiczne, Boszko-wo: 57.
- Dzierżek J., Szymanek M., 2009b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skępe. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dzierżek J., Szymanek M., 2009c – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skępe. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 55 s. [dokument elektroniczny]
- Dzierżek J., Zreda M., 2007 – Timing and style of deglaciation of north-eastern Poland from cosmogenic ^{36}Cl dating of glacial and fluvio-glacial deposits. *Geol. Quart.*, 51, 2: 203-216.
- Dzierżek J., Zreda M., Zreda-Gostyńska G., 1998 – Cosmogenic ^{36}Cl dating of glacial deposits in Poland. Field Symposium on Glacial Processes and Quaternary Environment in Latvia. Abstract of papers and posters, Ryga: 13-15.
- Elmore D., Phillips F. M., 1987 – Accelerator mass spectrometry for measurement of long-lived radioisotopes. *Science*, 236: 543-550.
- Evans J. M., Stone J. O., Fifield L. K., Cresswell R. G., 1997 – Cosmogenic chlorine-36 production in K-feldspar. Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, section B-Beam Interactions with Materials and Atoms, 123: 334-340.
- Florineth D., Schüchter Ch., 2000 – Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quat. Res.*, 54: 295-308.
- Galon R., Roszko L. 1961 – Extents of the Scandinavian glaciations and of their marginal forms of inland ice. *Prz. Geogr.*, 33, 3: 347-364.
- Galon R., Kotarbiński J., Wójcik C., 1979 – Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000. Wyd. Geol., Warszawa: 57 s.
- Gałązka D., Marks L., Zabielski R., 1999 – Czy litostratygrafia glin lodowcowych może być przydatna dla stratygrafii czwartorzędowej Polski? *Prz. Geol.*, 47,3: 261-266.
- Gądek B., 1998 – Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych. *Pr. Nauk. Uniw. Śl.*, 1741: 152 s.
- Gądek B., 1996 – Dynamika lodowców i klimat Tatr Wysokich pod koniec ostatniego zlodowacenia (vistulian). W: A. Kotarba (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, t. 1. Nauki o Ziemi, Kraków-Zakopane: 132-134.
- Gądek B., 2002 – Obieg masy Lodowczyka Mięgoszowieckiego w latach 1998-1999. W: W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.) Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. Kraków-Zakopane: 95-99.
- Głazek J., 1984 – Pierwsze datowania izotopowe nacieków jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. *Prz. Geol.*, 32, 1: 39-43.

- Goździk J., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 117 s.
- Goździk J., 1987 – Osady i struktury peryglacialne w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski. *Kwart. Geol.*, 31, 1: 175-184
- Górska M., Zabielski R., 2006 – Petrographic characteristic of fluvio-glacial deposits of the Odra lobe, Poland: a statistical analysis. *Geol. Quat.*, 50, 2: 239-246.
- Hakenberg M., 1959 – Remarks on morphology of the glacial valley – Dolina Pięciu Stawów Polskich in the Tatra Mts. *Prz. Geol.*, 77, 8: 364-369.
- Halicki B., 1930 – Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, 3-4: 377-534.
- Heinrich H., 1988 – Origin and consequences of cyclic ice-rifting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.*, 29: 142-152.
- Hercman H., Pazdur M. F., Wysoczański-Minkowicz T., 1987 – Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts, based on datings of deposits from selected caves. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 21: 59-75.
- Houmark-Nielsen M., 1987 – Pleistocene stratigraphy and glacial history of central part of Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 36: 1-18.
- Jahn A., 1970 – Zagadnienia strefy peryglacialnej. PWN, Warszawa: 202 s.
- Jahn A., 1977 – Structures connected with ice wedges in Pleistocene deposits. *St. Geol. Pol.*, 52: 177-194.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1974 – The Eemian Interglacial sediments at Błonie near Warsaw. *Bull. Pol. Ac., Earth. Sci.*, 22, 3-4: 147-150.
- Jary Z., 2007 – Zapis zmian klimatu w górno-plejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. *Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. i Rozw. Reg. Uniw. Wroc.*, 1: 136 s.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1985 – Interglacja eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53: 75 s.
- Jersak J., 1976 – Charakter gleb kopalnych w lessach i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. *Biul. Inst. Geol.*, 297: 21-40.
- Jewtuchowicz S., 1956 – Struktura drumlinów w okolicy Zbójna. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 7: 74 s.
- Juskowiak O., 1993 – Podłoże krystaliczne Suwalszczyzny. Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Suwałki. Państw. Inst. Geol.: 16-28.
- Kalińska E., 2009 – Paleogeografia południowego i wschodniego obrzeżenia Niziny Środkowomazowieckiej w młodszym plejstocenie. Praca doktorska, Archiwum Wydziału Geologii Uniw. Warsz.: 288 s.
- Karaszewski W., 1974 – Age of the Warsaw ice dammed lake sediments. *Bull. Pol. Acad., Earth Sc.*, 22, 3-4: 151-155.
- Kenig K., 1998 – Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 380: 7-99.
- Kenig K., Lindner L., 2001 – Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaczeniem w Tatrach Zachodnich. *Prz. Geol.*, 49, 12: 1180-1182.
- Klatka T., 1962 – Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8: 124 s.
- Klatkowska H., 1989 – Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 61-74.
- Klimaszewski M., 1967 – Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. W: R. Galon i J. Dylik (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 431-497.
- Klimaszewski M., 1988 – Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa: 668 s.
- Kobojek E., 2000 – Morfogenezę doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157 s.
- Kondracki J., 1994 – Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa: 463 s.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1961 – The last glaciation and the terminal stages of the Middle-Polish glaciation in NE Poland. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion “North-East Poland”, Warszawa: 64 s.
- Kotarba A., 1991-1992 – Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 25-26: 133-150.
- Kotarba A., 1996 – Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene – geomorphic interpretation. *St. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30: 51-61.
- Kotarba A., 2002 – Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym. W: W. Borowiec (red.) Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. Kraków-Zakopane: 13-19.
- Kotarba A., 2005 – Mała epoka lodowa w Tatrach Wysokich. Mat. VII Zjazdu Geomorfologów Polskich „Współczesna ewolucja rzeźby Polski”. Kraków: 227-230.
- Kotarba A., 2007 – Lodowce gruzowe i wały nivalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr. *Prz. Geogr.*, 79, 2: 199-213.
- Kotarba A., Krzemień K., 1996 – Rzeźba Tatr oraz jej postglacialna ewolucja – stan i perspektywy badań geomorfologicznych. W: A. Kotarba (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, tom 1. Nauki o Ziemi, Kraków-Zakopane: 45-56.
- Kotarbiński J., 1966 – Budowa i wiek moren czołowych w okolicy Gozdowa na Wyżynie Łódzkiej. *Prz. Geogr.*, 38, 1: 107-115.
- Kotarbiński J., 1974 – Morfologia sandru i doliny Skrzy. *Dok. Geogr. IGPZ PAN*, 6: 34-36.

- Kotarbiński J., 1978 – Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, wyd. B, ark. Brodnica. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kotarbiński J., 1999a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sierpc. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kotarbiński J., 1999b – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Sierpc. Wyd. Geol., Warszawa: 32 s.
- Kotarbiński J., 2000 – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Skrwilno. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 30 s.
- Kotarbiński J., 2001 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Skrwilno. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kotabiński J., Krupiński K. M., 2000 – Osady interglacjału eemskiego w Nadolniku k. Sierpca. Mat. VII Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski „Stratygrafia czwartorzędu i zanik łądolodu na Pojezierzu Kaszubskim”, Łączyo, 4-8 września 2000: 41.
- Kozarski S., 1980 – An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of west of the Great Poland Lowland. *Quat. St. Pol.*, 2: 21-35.
- Kozarski S., 1986 – Timescales and rhythm of Wisła geomorphic events in the Polish Lowland. *Czas. Geogr.*, 57, 2: 247-270.
- Kozarski S., 1988 – Time and dynamics of Late Scandinavian Ice-Sheet retreat from northwestern Poland. *Geogr. Pol.*, 55: 91-101.
- Kozarski S., 1995 – Deglaciation of Northwestern Poland: environmental conditions and geosystem transformation ~20 ka–10 ka BP. *Dok. Geogr. IGPZ PAN*, 1: 82 s.
- Krupiński K. M., 1984 – Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts, based on pollen analyses of sediments of the Przedni Staw Lake. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, 31: 37-48.
- Krupiński K., 2005 – Badania paleobotaniczne młodoplejstocenijskich osadów jeziornych Wysozczyzny Płockiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 184: 58 s.
- Krzywicki T., 1993 – Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. *Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Suwałki. Państw. Inst. Geol.*: 59-81.
- Krzywicki T., 2002 – The maximum ice sheet limit of the Wisła Glaciation in the northeastern Poland and neighbouring areas. *Geol. Quart.*, 46, 2: 165-188.
- Lamparski Z., 1972 – Geneza form drumlinowych okolic Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie). *Acta Geol. Pol.*, 22, 1: 139-158.
- Lamparski Z., 1979a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mochowo. Wyd. Geol., Warszawa.
- Lamparski Z., 1979b – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Mochowo. Wyd. Geol., Warszawa: 48 s.
- Lamparski Z., 1981a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tłuchowo. Wyd. Geol., Warszawa.
- Lamparski Z., 1981b – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tłuchowo. Wyd. Geol., Warszawa: 48 s.
- Lamparski Z., 1983 – Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla. *St. Geol. Pol.*, 76: 82 s.
- Lamparski Z., 1987 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Fabianki. Wyd. Geol., Warszawa.
- Lamparski Z., 1989 – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Fabianki. Wyd. Geol., Warszawa: 52 s.
- Lamparski Z., 1991 – Loby lodowcowe w kopalnej i obecnej rzeźbie Pojezierza Dobrzyńskiego. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia osadów czwartorzędowych. Wyd. UAM, ser. Geografia: 105-115.
- Lamparski Z., 1994 – Geneza form drumlinowych Pojezierza Dobrzyńskiego. Mat. Symp. „Formy, osady i procesy subglacjalne”, Toruń–Górzno, 28-29 września 1994: 15-16.
- Lamparski Z., 2001 – Zarys budowy geologicznej i charakterystyka rzeźby Wysoczyzny Płockiej i Pojezierza Dobrzyńskiego ze szczególnym uwzględnieniem budowy i genezy drumlinów oraz moren czołowych. W: J. Dzierżek (red.) Rzeźba i osady czwartorzędu środkowo-wschodniej Polski. Przewodnik do ćwiczeń z geomorfologii i geologii czwartorzędu. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii: 54-58.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, 2: 66-226.
- Lindner L., 1977 – Zlodowacenia plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *St. Geol. Pol.*, 53: 143 s.
- Lindner L., 1987 – Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 35: 343-358.
- Lindner L., 1992 – Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W: L. Lindner (red.) Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wyd. PAE: 441-633.
- Lindner L., 1994 – Jednostki stadialne i interstadialne ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian) w Tatrach Polskich i na Podhalu. *Acta Geogr. Univ. Nic. Copernici*, 27: 59-73.
- Lindner L., 1996 – Wietrzenie mrozowe skał przedczwartorzędowych oraz jego wpływ na rozwój rzeźby północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 149-164.
- Lindner L., 2005 – Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 53, 2: 145-150.
- Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marciniak B., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2002 – Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-palaeosol cycles in the

- Pleistocene of Poland and Ukraine. *Acta Geol. Pol.*, 52, 4: 459-469.
- Lindner L., Dzierżek J., Nitychoruk J., 1990 – Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. *Kwart. Geol.*, 34, 2: 339-352.
- Lindner L., Dzierżek J., Marciniak B., Nitychoruk J., 2003 – Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits. *Geol. Quart.*, 47, 3: 269-280.
- Lindner L., Dzierżek J., Nitychoruk J., 2008a – Ostatnie zlodowacenie tatrzańskie. Mat. Konf. „Tatrzańskie Mapy Geologiczne”, Zakopane, 27-29 maja 2008: 27-30.
- Lindner L., Dzierżek J., Pliszczyńska K., 2008b – O możliwości występowania śladów zlodowaceń środkowoplejstocenijskich w Dolinie Białki koło Jurgowa na Podhalu. Mat. Konf. „Tatrzańskie Mapy Geologiczne”, Zakopane, 27-29 maja 2008: 75-76.
- Lindner L., Dzierżek J., Pliszczyńska K., 2008c – Jurgów – Ślady środkowoplejstocenijskich lodowców tatrzańskich w widłach Białki i Potoku Jaworowego (Podhale). Mat. XV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski: „Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie”, Zakopane, 1-5 września 2008: 162-165.
- Lindner L., Marks L., 1995 – Zarys paleogeografii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, 43, 7: 591-594.
- Lindner L., Marks L., 2008 – Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*, 31: 31-37.
- Lindner L., Nitychoruk J., Butrym J., 1993 – Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. *Prz. Geol.*, 47, 1: 10-21.
- Lisicki S., 1993 – Deglacjacja Pojezierza Suwalskiego w okresie schyłku plejstocenu. Przew. 64 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Suwałki. Państw. Inst. Geol.: 81-86.
- Lisicki S., 1998 – Attempt of lithostratigraphic correlation of tills in northeastern Poland and southern Lithuania. *Geol. Quart.*, 42, 2: 161-172.
- Lisicki S., 2003 – Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 177: 105 s.
- Lowe J. J., Walker M. J. C., 1997 – Reconstructing Quaternary Environments. 2nd Edition. Longman: 446 s.
- Ložek V., 1964 – Quartärmollusken der Tschechoslowakei. *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.*, 31. Praha: 374 s.
- Lukniš M., 1973 – Relief Vysokých Tatier a ich predpolia. Vyd. Slov. Akad. Ved., Bratislava: 175 s.
- Łanczont M., Bogutskyj A., 2007 – High-resolution terrestrial archive of climatic oscillations during Oxygen Isotope Stages 5-2 in the loess-palaeosol sequence at Kolodiiv (Eats Carpathian Foreland, Ukraine). *Geol. Quart.*, 51, 2: 105-126.
- Łyczewska J., 1957 – Budowa geologiczna okolicy Żuchowa Ziemi Dobrzyńskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 155-171.
- Łyczewska J., 1975a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ciecchocinek. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., 1975b – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ciecchocinek. Inst. Geol., Warszawa: 61 s.
- Madeyska T., 1977 – Jaskinia Raj. Górnoplejstocenijskie osady jaskiniowe, stanowisko środkowopaleolityczne. Przew. Symp. Teren. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”: 45-53.
- Maizels J. K., 1986 – Frequency of relic frost-fissure structures and prediction of polygon pattern. A quantitative approach. *Biul. Perygl.*, 30: 67-89.
- Majdanowski S., 1950 – Zagadnienie rynien jeziornych na Niziu Europejskim. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 2, 1: 35-122.
- Makos M., 2006 – Nowe poglądy dotyczące barków lodowcowych w Polskich Tatrach Wysokich. *Biul. Klubu Aktywnego Czwartorzędowca*, 2: 37-41.
- Makos M., Nowacki Ł., 2009 – Rekonstrukcja geometrii powierzchni lodowców tatrzańskich z maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w polskich Tatrach Wysokich (zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku). *Prz. Geol.*, 57, 1: 72-79.
- Makowska A., 1986 – Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120: 74 s.
- Manikowska B., 1982 – Gleby kopalne w wydmach Polski Środkowej. *Rocz. Glebozn.*, 33, 3-4: 119-133.
- Manikowska B., 1991 – Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula Valley near Wyszogród, Central Poland. *Bull. Pol. Acad., Earth Sci.*, 39, 2: 137-148.
- Manikowska B., 1992 – Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Univ. Lodz., Fol. Geogr.*, 15: 115-130.
- Marciniak B., Cieśla A., 1983 – Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacialnych i holoceńskich osadów Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). *Kwart. Geol.*, 27, 1: 123-150.
- Markiewicz R., 2004 – Ekspertyza w sprawie obtoczenia ziarn kwarcu w wypełnieniu klina lodowego w Wierzchucy Nagórnej. Maszynopis. Inst. Geol. Podst. Uniw. Warsz., Warszawa.
- Marks L., 1988 – Relation of substrate to the Quaternary palaeorelief and sediments, western Mazury and Warmia. *Kwart. AGH, Geologia*, 14: 76 s.
- Marks L., 1991 – Zasięgi lądolodów zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia osadów czwartorzędowych*. Wyd. UAM, ser. Geografia: 531-538.

- Marks L., 1995 – Till facies in the outer end moraine zone of the Wisła Glaciation, northeastern Poland. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (eds) *Glacial deposits in North-East Europe*. AA Balkema, Rotterdam: 309-317.
- Marks L., 2002 – Last Glacial Maximum in Poland. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 103-110.
- Marks L., 2004 – Zasięgi zlodowaceń plejstocenijskich na obszarze Wschodniej Polski i Zachodniej Białorusi. Mat. XI Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski „Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski”, Supraśl, 30 sierpnia-3 września 2004: 8-10.
- Marks L., 2005 – Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Prz. Geol.*, 53, 10/2: 988-993.
- Marks L., Ber A, Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C., Shackleton N. J., 1987 – Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of high resolution 0-300.000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, 27: 1-29.
- Maruszczak H., 1980 – Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quat. St.*, 2: 57-76.
- Maruszczak H., 1986 – Differentiation of the intensity of accumulation from the Vistulian loesses in Poland and Hungary. *Biul. Perygl.*, 31: 213-221.
- Maruszczak H., 1991 – Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. W: H. Maruszczak (red.) *Podstawowe profile lessów w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin: 13-36.
- Maruszczak H., 1995 – Glacial cycles of loesses accumulation in Poland during the last 400 ka and global rhythms of paleogeographical events. *Ann. UMCS, B*, 50: 127-156.
- Maruszczak H., 2001 – Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. W: H. Maruszczak (red.) *Podstawowe profile lessów w Polsce*, t. 2, Wyd. UMCS, Lublin: 17-29.
- Mastella L., 1976 – Współczesne ruchy pionowe stref uskokowych na Podhalu. W: Liszkowski J., Stochlak J. (red.) *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 2: 179-187.
- Merta T., Ozimkowski W., Osuch D., 1990 – Evaluation of changes at the forefield of the Scott Glacier based on the photogrametric data. *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS, Lublin: 51-58.
- Mieszkowski R., Porzeżyński S., 2004 – Opracowanie wyników badań geoelektrycznych w rejonie Drohiczyzna. *Arch. Inst. Geol. Podst. Uniw. Warsz.*: 6 s.
- Mieszkowski R., Porzeżyński S., 2006 – Opracowanie wyników badań geoelektrycznych w rejonie Drohiczyzna, cz. II. *Arch. Inst. Geol. Podst. Uniw. Warsz.*: 8 s.
- Mojski J. E., 1967 – Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000, ark. Warszawa. IGPZ PAN, Warszawa.
- Mojski J. E., 1968 – Outline of stratigraphy of North Polish Glaciation in North and Middle Poland. *Pr. Geogr. IGPZ PAN*, 74: 37-64.
- Mojski J. E., 2000 – Evolution of the southern Baltic coastal zone. *Oceanologia*, 42, 3: 285-303.
- Mojski J. E., 2005 – Ziemia Polska w czwartorzędzie – zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol.: 404 s.
- Molewski P., 2007 – Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. Wyd. Nauk UMK: 140 s.
- Morawski W., 2001 – Czy ostatnie zlodowacenie obejmowało wschodnie Mazowsze i Podlasie? *Prz. Geol.*, 49, 6: 551-558.
- 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.
- Mościcki J., Kędzia A., 2002 – Wieloletnia zmarzlina w Koziej Dolince. W: W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.) *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. Kraków-Zakopane*: 67-69.
- Nechay W., 1927 – Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 4: 1-76.
- Nechay W., 1932 – Studia nad genezą jezior Dobrzyńskich. *Prz. Geogr.*, 12: 124-177.
- Nemcok J., Bezak V., Bielu A., Gorek A., Gross P., Halouzka R., Janak M., Kahan Š., Kotański Z., Lefeld J., Mello J., Reichwalder P., Rączkowski W., Roniewicz P., Ryka W., Wieczorek J., Zelman J., 1986 – Geological map of the Tatra Mountains, 1:50 000. Geol. Ustav Dionyza Štura, Bratislava.
- Niewiarowski W., Olszewski A., Wysota W., 1995 – The role of subglacial features in glacial morphogenesis of Kujawy-Dobrzyń subphase area in the southern and eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland. *Quat. St. Pol.*, 13: 65-76.
- Nitychoruk J., Dzierżek J., Stańczuk D., 2008a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Drohiczyzn (494). Państw. Inst. Geol. Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Nitychoruk J., Dzierżek J., Stańczuk D., 2008b – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Drohiczyzn. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 53 s. [dokument elektroniczny]
- Noryskiewicz B., 1982 – Lake Steklin – A reference site for the Dobrzyń-Chełmno Lake District, N Poland. Report on paleoecological studies for the IGCP - project nr 158B. *Acta Paleobot.*, 22, 1: 65-83.
- Obidowicz A., 1996 – A Late Glacial-Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Paleobot.*, 36, 2: 159-206.
- Olszewski A., 1994 – Zbójeński obszar drumlinowy (część północno-zachodnia). *Mat. Symp.*

- „Formy, osady i procesy subglacjalne”, Toruń-Górzno, 28-29 września 1994: 44-53.
- Olszewski A., 1997 – Drumlins of the northwestern Dobrzyń Moraine Plateau: location, structure and morphogenesis. *Quat. St. Pol.*, 14: 71-83.
- Oszast J., 1957 – Historia klimatu i flory Ziemi Dobrzyńskiej w późnym glacie i w holocenie. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 179-232.
- Partsch J., 1923 – Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig: 208 s.
- Pazdur A., 2009 – Sprawozdanie z wykonania oznaczeń wieku metodą C-14, nr 9/2009. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pettersson G., 1997 – Unexpected ice movement directions during the last deglaciation in Ujście, NW Poland – stratigraphical investigations. *Quat. St. Pol.*, 14: 85-94.
- Pettersson G., 2002 – Weichselian glaciations in the middle Noteć River region, northwest Poland. *Lundqua Thesis*, 47: 1-16.
- Pękała K., 1987 – Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Rearda (Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne, Lublin: 84-87.
- Phillips F. M., Zreda M. G., Smith S. S., Elmore D., Kubik P., Dorn R. I., Poddy D. J., 1991 – Age and geomorphic history of Meteor Crater, Arizona, from cosmogenic ^{36}Cl and ^{14}C varnish. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2695-2698.
- Phillips F.M., Zreda M.G., Flinsch M.R., Elmore D., Sharma P., 1996a – A reevaluation of cosmogenic ^{36}Cl production rates in terrestrial rocks. *Geoph. Res. Lett.*, 23, 9: 949-952.
- Phillips F. M., Zreda M. G., Benson L., Plummer M., Elmore D., Sharma P., 1996b – Chronology for fluctuations in Late Pleistocene Sierra Nevada Glaciers and Lakes. *Science*, 274: 749-751.
- Phillips F. M., Zreda M. G., Gosse J. C., Klein J., Evenson E. B., Hall R. D., Chadwick O. A., Sharma P., 1997 – Cosmogenic ^{36}C and ^{10}Be ages of Quaternary glacial and fluvial deposits of the Wind River Range, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 109, 11: 1453-1463.
- Phillips F. M., Stone W. D., Fabryka-Martin J. T., 2001 – An improved approach to calculating low-energy cosmic-ray neutron fluxes near the land/atmosphere interface. *Chem. Geol.*, 175: 689-701.
- Pietkiewicz S., 1977 – Oz turtulski. *St. Geol. Pol.*, 52: 361-370.
- Pliszczyńska K., w druku – Tarasy Białki w rejonie Jurgowa i ich związki z lodowcami tatrzańskimi. *Prz. Geol.*
- Principiato S. M., Geirsdottir A., Johannsdottir G. E., Andrews J. T., 2006 – Late Quaternary glacial and deglacial history of easter Vestfirðir, Iceland using cosmogenic isotope (^{36}Cl) exposure ages and marine cores. *J. Quat. Sci.*, 21: 271-285.
- Prószyńska-Bordas H., Stańska-Prószyńska W., Prószyński M., 1988 – TL dating of partially bleached sediments by the regeneration method. *Quat. Sci. Rev.*, 7: 265-271.
- Rączkowska Z., 1996 – Niwacja w Tatrach. W: A. Kotarba (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, t. 1. Nauki o Ziemi, Kraków-Zakopane: 128-130.
- Rdzany R., 2009 – Dynamika głównych strumieni lodowych łądolołu warty w Polsce środkowej. Mat. V Świętokrzyskich Spotkań Geologiczno-Geomorfologicznych „Znane fakty – nowe interpretacje”, Mąchoćice Kapitulne, 20-22 maja 2009: 64-65.
- Reder J., 2006 – Ewolucja stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga. W: J. Superson, P. Zagórski (red.) Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarsberga. Wyd. UMCS, Lublin:45-51.
- Rinterknecht V. R., Marks L., Piotrowski J. A., Raisbeck G. M., Yiou F., Brook E. J., Clark P. U., 2005 – Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland. *Boreas*, 34: 186-191.
- Roman M., 2003 – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: 154 s.
- Romer E., 1929 – Tatrzańska epoka lodowa. W: Romer E. Wybór prac. 1961, t. II. Państw. Wyd. Nauk., Warszawa.
- Roszek L., 1968 – Recesja ostatniego łądolołu z terenu Polski. *Pr. Geogr. IGPZ PAN*, 74: 65-100.
- Rotnicki K., Borówka R. K., 1995 – Dating of the Upper Pleni-Vistulian Scandinavian Ice Sheet in the Polish Baltic Middle Coast. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 149: 84-89.
- Różycki S. Z., 1961 – Middle Poland. VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion „From the Baltic to the Tatras”, 2 (1). Warszawa: 103 s.
- Różycki S. Z., 1967 – Plejstocen Polski Środkowej. PWN, Warszawa: 251 s.
- Różycki S. Z., Lamparski Z., 1967 – Kierunki ruchu lodu w czasie zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geol. Pol.*, 17, 3: 369-390.
- Rühle E., 1957 – Mapa utworów czwartorzędowych Polski w skali 1:2 000 000. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 489-550.
- Sarikaya M. A., Zreda M., Ciner A., Zweck Ch., 2008 – Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandiras, SW Turkey inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. *Quat. Sci. Rev.*, 27: 769-780.
- Sarnacka Z., 1992 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych Warszawy i okolic. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 108: 88 s.
- Satkunas J., Grigiene A., Robertsson A-M., 1998 – An Eemian-Middle Weichselian sequence from the Jonionis site, Southern Lithuania. *Geologija*, 25: 82-91.

- Sejrup H. P., Larsen E., Lanvik J., King E. L., Hafliðason H., Nasje A., 2002 – Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quat. Sci. Rev.*, 19: 667-685.
- Shackleton N. J., Opdyke N. D., 1973 – Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on 1 105 year and 106 year scale. *Quat. Res.*, 3: 39-55.
- Skompski S., 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 175-258.
- Skompski S., 1971 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń. Wyd. Geol., Warszawa: 63 s.
- Skompski S., 1972 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrzyń. Wyd. Geol., Warszawa.
- Skompski S., Makowska A., 1989 – Mollusca. W: E. Rühle (red.) Budowa Geologiczna Polski, t. 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, cz. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa: 242 s.
- Skompski S., Słowański W., 1970a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Płock. Wyd. Geol., Warszawa.
- Skompski S., Słowański W., 1970b – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Płock. Wyd. Geol., Warszawa: 72 s.
- Słupski T., 2005 – Problem genezy zbójeńskiego pola drumlinowego. *Biul. Klubu Aktywnego Czwartorzędowca*, 1: 23-36.
- Stangenberg M., Żemoytel-Kolanko K., Soliski A., Stangenberg K., 1957 – Osady jeziorne w Żuchowie koło Karnkowa. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 267-316.
- Stankowska A., Stankowski W., Pazdur M., Tobolski K., Walanus A., 1979 – Konin (Maliniec, Honoratka, Kleczew). Guide-book of excursion. Symp. on Vistulian Stratigraphy: Warszawa: 4.1-4.9.
- Stenzel P., Szymanko J., 1973 – Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno inżynierskich. Wyd. Geol., Warszawa: 435 s.
- Stone J. O., Evans J. M., Fifield L. K., Allan G. L., Cresswell R. G., 1998 – Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 62: 433-454.
- Szczęśny R., Dzierżek J., Harasimiuk M., Nitychoruk J., Pękała K., Repelewska-Pękłowa J. 1989 – Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen), 1:10 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Szewczyk J., 2009 – Zamrożony czas. www.pgi.gov.pl
- Szymanek M., 2005 – Ekspertyza malakologiczna osadów ze stanowiska Wildno na obszarze arkusza Lipno SMGP. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 5 s.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 s.
- Turkowska K., 2006 – Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. Uniw. Łódzkiego: 238 s.
- Urbański J., 1957 – Mięczaki osadów holocenu w Żuchowie koło Karnkowa (Ziemi Dobrzyńskiej). *Biul. Inst. Geol.*, 118: 233-264.
- Wdowiak S., 1959 – Współczesne resztkowe lodowcowyki firmowe Wysokich Tatr. *Prz. Geol.*, 7, 27: 403-404.
- Wdowiak S., 1961 – Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięgoszowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach. *Biul. Geol. Wyd. Geol. Uniw. Warsz.*, 1, 1: 87-92.
- Wicik B., 1979 – Postglacialna akumulacja osadów jeziornych Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, 7, 315: 403-407.
- Wiśliński A., 1996 – Nowe mapy płatów firnu i lodu w Tatrach Polskich. W: A. Kotarba (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, t. 1. Nauki o Ziemi, Kraków-Zakopane: 126-127.
- Wiśliński A., 2002 – O zmianach zasięgu niektórych płatów firnu i lodu w zlewni Morskiego Oka. W: W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.) Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. Kraków-Zakopane: 71-75.
- Wiśliński A., 2006 – Plany płata firnowo-lodowego pod Bułą pod Rysami z lat 1978-2004. *Biul. Klubu Aktywnego Czwartorzędowca*, 2: 13-18.
- Wiśniewski E., 1976 – Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską. *Pr. Geogr. IGPZ PAN*, 119: 124 s.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994 – The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum. *Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd.*, 95; 141-149.
- Woldstedt P., 1931 – Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 52: 59-67.
- Woronko B., Derkacz M., 2008 – Mikro-morfologia powierzchni ziarn kwarcowych budujących moreny w Dolinie Suchej Wody i w Dolinie Pańszczycy (Tatry). Mat. XV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie”, Zakopane, 1-5 września 2008: 74-76.
- Wójcik A., 2008 – Wały moren końcowych w rejonie Łysej Polany, przekrój przez utwory glaciegeniczne Doliny Białki. Mat. XV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie”, Zakopane, 1-5 września: 216-218.

- Wysota W., 1995 – Structure and mechanisms of the formation of drumlins in glacial channels; a case study of the mideastern part of Chełmno-Dobrzyń Lakeland (North Poland). *Quat. St. Pol.*, 13: 109-124.
- Wysota W., 2002 – Stratigraphy and sedimentary environments of the Weichselian Glaciation in the Southern Part of Lower Wisła Region. Wyd. UMK, Toruń: 144 s.
- Wysota W., 2008a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Golub-Dobrzyń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wysota W., 2008b – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Golub Dobrzyń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wysota W., Molewski P., Sokołowski R., 2008 – Nowy scenariusz nasunięć ostatniego lądolodu w lobie Wisły w świetle badań sedymentologicznych i datowania termoluminescencyjnego. Mat. XV Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie”, 1-5 września 2008, Zakopane: 77-78.
- Zreda M., 1994 – Development and calibration of the cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating method and its application to the chronology of Late Quaternary glaciations. Unpublished Ph. D. Dissertation. New Mexico Institute of Mining and Technology: 318 s.
- Zreda M., Desilets D., Li Y., Bradley E., Anderson K. M., 2005 – iCRONUS meets CRONUS-Earth: Improved calculations for cosmogenic dating methods-from neutron intensity to previously ignored correction factors. 15th Goldschmidt Conference, Moscow, Idaho, USA.
- Zreda M., Dzierżek J., w druku – Chronologia ostatniego zlodowacenia w Tatrach w świetle datowania ^{36}Cl . *Geol. Quart.*
- Zreda M. G., Noller J. S., 1998 – Ages of prehistoric earthquakes revealed by cosmogenic chlorine-36 in a bedrock fault scarp at Hebgen Lake. *Science*, 282: 1097-1099.
- Zreda M. G., Phillips F. M., Kubik P., Scharma P., Elmore D., 1993 – Eruption age at Lathrop Wells, Nevada from cosmogenic chlorine-36 accumulation. *Water Resour Res.*, 30: 3127-3136.
- Żogała B., Dobiński W., Gądek B., 1996 – Wyniki badań geoelektrycznych w Tatrach Wysokich. W: A. Kotarba (red.) *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, t. 1, Nauki o Ziemi, Kraków-Zakopane: 144-147.

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

- Położenie badanych obszarów na tle wybranych elementów paleogeografii Polski w czasie ostatniego zlodowacenia
- Zasięg lądolodu ostatniego zlodowacenia w Europie
- Schemat stratygraficzny ostatniego zlodowacenia
- Izochrony recesji lądolodu ostatniego zlodowacenia
- Schemat datowania kosmogenicznym izotopem chloru-36
- Wiek chlorowy uskoku w Hebgen Lake (Montana)
- Schemat sondowania geoelektrycznego w układzie niesymetrycznym
- Schemat profilowania geoelektrycznego w Wierzchucy Nagórnej na Wysoczyźnie Drohickiej
- Rozkład oporu pozornego wzdłuż profili podłużnych (A) i poprzecznych (B)
- Mapa 3D zmian oporu pozornego w układzie prostokątnym
- Osie klinów piaszczystych uzyskane na podstawie profilowania geoelektrycznego w układzie prostokątnym
- Osie klinów piaszczystych uzyskane na podstawie profilowania pozornego w układzie koncentrycznym (A) wraz ze zmianami oporu pozornego w czasie
- Pojezierze Suwalskie na mapie geologicznej Polski
- Pojezierze Dobrzyńskie na mapie geologicznej Polski
- Wysoczyzna Drohicka na mapie geologicznej Polski
- Wybrane doliny Tatr Wysokich na mapie geologicznej w skali 1:30 000
- Wiek głazów lodowcowych na tle zasięgu moren recesyjnych Pojezierza Suwalskiego
- Wiek głazów lodowcowych na tle mapy hipsometrycznej okolicach Bachanowa na Pojezierzu Suwalskim
- Profil morfologiczny i wiek poziomów głazowiska w Bachanowie na Pojezierzu Suwalskim
- Szkic geomorfologiczny okolic Bachanowa
- Zawieszona Dolina Gaciska na Pojezierzu Suwalskim
- Etapy A–F rozwoju rzeźby okolic Bachanowa
- Zarys łobów lodowcowych na tle innych elementów rzeźby Pojezierza Dobrzyńskiego
- Zarys łobów lodowcowych na Pojezierzu Dobrzyńskim w obrazie DEM
- Łob Nadroża na Pojezierzu Dobrzyńskim w obrazie hipsometrycznym
- Szkic geomorfologiczny łobu Nadroża
- Trójdzielność (I–III) moren w okolicy Kikoła na Pojezierzu Dobrzyńskim
- Struktury podłoża Pojezierza Dobrzyńskiego oraz kierunki ruchu i zasięg lądolodów
- Schematyczny przekrój geologiczny w okolicach Żuchowa na Pojezierzu Dobrzyńskim
- Schematyczny przekrój geologiczny w okolicach Sumina na Pojezierzu Dobrzyńskim
- Schematyczny przekrój geologiczny w okolicach Wildna na Pojezierzu Dobrzyńskim
- Profile litostratygraficzne osadów czwartorzędowych Pojezierza Dobrzyńskiego wraz z wykresami wskaźników petrograficznych
- Położenie stanowisk ze strukturami peryglacjalnymi na Wysoczyźnie Drohickiej
- Sieć pseudomorfoz klinów lodowych na zapleczu ściany zwirowni w Wierzchucy Nagórnej na Wysoczyźnie Drohickiej
- Diagramy ukierunkowania osi klinów i liniowych elementów rzeźby okolic Wierzchucy Nagórnej, na Wysoczyźnie Drohickiej
- Linijne elementy rzeźby na mapie hipsometrycznej okolic Wierzchucy Nagórnej na Wysoczyźnie Drohickiej
- Wyniki datowania kosmogenicznym ^{36}Cl osadów i form lodowcowych w Tatrach Wysokich na skali czasu
- Etapy deglacjacji Doliny Pięciu Stawów Polskich (DPSP) w Tatrach
- Schematyczny przekrój przez Dolinę Pięciu Stawów w Tatrach
- Schematyczny przekrój przez kotły Czarnego Stawu i Morskiego Oka w czasie 21–19 ka BP
- Schemat rozwoju lądolodu
- Mapa płatów firnowych w rejonie Morskiego Oka w Tatrach
- Lodowczyk pod Bułą pod Rysami w Tatrach
- Korelacja zdarzeń w wybranych obszarach Polski w czasie ostatniego zlodowacenia

Tabele

- Wybrane przykłady zastosowania metody kosmogenicznego chloru-36 do datowania skał i form rzeźby
- Skład malakofauny w stanowisku Wildno na Pojezierzu Dobrzyńskim
- Spektrum pyłkowe osadów zbiornikowych w Wildnie na Pojezierzu Dobrzyńskim
- Wiek chlorowy osadów i form rzeźby w wybranych rejonach Tatr Wysokich

PALAEO GEOGRAPHY OF SELECTED AREAS OF POLAND DURING THE LAST GLACIATION

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Location of the regions studied in relation to selected palaeogeographic elements of Poland during the last glaciation
2. Ice-sheet extent during the last glaciation in Europe
3. Stratigraphic subdivision of the last glaciation
4. Isochrones of the last ice sheet retreat
5. Scheme of dating by cosmogenic chlorine-36
6. Chlorine age of the Hebgen Lake Fault, Montana
7. Scheme of geoelectric sounding in a non-symmetric system
8. Scheme of geoelectric measurements in Wierzchuca Nagórna, Drohiczyn Plateau
9. Distribution of apparent resistance in longitudinal (A) and transverse (B) sections
10. 3D map of apparent resistance changes in a rectangular system
11. Axes of sand-wedges obtained from geoelectric sounding in a rectangular system
12. Axes of sand-wedges obtained from apparent sounding in a concentric system (A) with apparent resistance changes in time
13. Suwałki Lakeland on the geological map of Poland
14. Dobrzyń Lakeland on the geological map of Poland
15. Drohiczyn Plateau on the geological map of Poland
- Fig. 16. Selected valleys of the High Tatra Mts. on the geological map at scale 1:30 000
17. Age of glacial boulders with regard to the extents of glacial phases of the last glaciation in the Suwałki Lakeland
18. Age of glacial boulders with regard to hypsometric map of the Bachanowo area, Suwałki Lakeland
19. Morphological profile and age of the Bachanowo erratic boulder field, Suwałki Lakeland
20. Geomorphological sketch-map of the Bachanowo area
21. Gaciska hanging valley in the Suwałki Lakeland
22. A–F stages of landform evolution in the Bachanowo area
23. Outline of glacial lobes in relation to other landforms of the Dobrzyń Lakeland
24. DEM images with the outline of glacial lobes in the Dobrzyń Lakeland
25. Hypsometry of the Nadróz Lobe, Dobrzyń Lakeland
26. Geomorphological sketch-map of the Nadróz Lobe
27. Threefold (I–III) moraines near Kikoł, Dobrzyń Lakeland
28. Basement structures of the Dobrzyń Lakeland with movement directions and ice-sheet extent
29. Schematic geological cross-section near Żuchowo, Dobrzyń Lakeland
30. Schematic geological cross-section near Sumin, Dobrzyń Lakeland
31. Schematic geological cross-section near Wildno, Dobrzyń Lakeland
32. Lithostratigraphic profiles of Quaternary deposits in the Dobrzyń Lakeland, with charts of petrographic indexes
33. Location of sites with periglacial structures in the Drohiczyn Plateau
34. Network of ice-wedge casts located behind the gravel-pit wall in Wierzchuca Nagórna, Drohiczyn Plateau
35. Diagrams showing orientation of ice-wedge axes and lineaments near Wierzchuca Nagórna, Drohiczyn Plateau
36. Lineaments on the hypsometric map of the Wierzchuca Nagórna area, Drohiczyn Plateau
37. Cosmogenic ^{36}Cl dates of deposits and glacial forms in the High Tatra Mts. in relation to the time-scale
38. Deglaciation stages in the Pięć Stawów Polskich Valley, Tatra Mts
39. Schematic cross-section through the Pięć Stawów Polskich Valley, Tatra Mts.
40. Schematic cross-section through the Czarny Staw and Morskie Oko lake basins during 21–19 ka BP
41. Scheme of ice-sheet evolution
42. Map of firn patches in the Morskie Oko area, Tatra Mts.
43. Glacieret beneath Bula pod Rysami, Tatra Mts
44. Correlation of events in selected areas of Poland during the last glaciation

Tables

1. Selected applications of cosmogenic chlorine-36 in dating rocks and landforms
2. Malacofauna composition in the Wildno site, Dobrzyń Lakeland
3. Pollen diagram of lake deposits in Wildno, Dobrzyń Lakeland
4. Chlorine age of deposits and landforms in selected parts of the High Tatra Mts.

Summary

ABSTRACT

The study is focused on the palaeogeographic analysis of parts of the Suwałki Lakeland, Dobrzyń Lakeland, Drohiczyń Plateau and selected valleys of the High Tatra Mts. during the last glaciation. Geomorphological and geological analysis, geoelectric sounding and dating of deposits, mainly using cosmogenic ^{36}Cl , have been applied in the research.

The lobe advance of the last glaciation in the Suwałki Lakeland area resulted in the presence of small areas uncovered by ice. The age of the Bachanowo erratic boulder field (26.9–14.4 ka) shows variable rate of erosion.

In the Dobrzyń Lakeland the line of moraines considered to represent the extent of the Dobrzyń Phase was formed in fact due to superposition of moraines of the oscillating ice-sheet retreat. Thus, the extent of the phase was more to the north, marked by the moraines occurring between Kikół, through Chrostkowo and Nadróż, to Rypin. There is strict relationship between the Pleistocene geological processes and the basement structure. The site in Wildno with sub-till deposits with malacofauna is described.

The dense occurrence of ice-wedge casts in the Drohiczyń Plateau evidences that during the last glaciation the area was subject to severe and dry climatic conditions resulting in the development of permafrost. Correlation of the wedge axes with the orientation of lineaments indicates that the relief of this part of the plateau developed before the last glaciation.

The oldest glacial deposits in the Tatra Mts. are of Early Vistulian age and are preserved on Goły Wierch. The erratic boulder field on Hurkotne was formed in several stages; the youngest took place in the older part of the Białka Stadial. Most probably the glaciers of the Tatra Mts. had the widest extent in the older part of the last glaciation.

The evolution of the last glaciation in Poland depended not only on global climatic changes, but to a significant degree also on regional and local climatic, morphological and geological conditions.

INTRODUCTION

The last glaciation (known also as the North-Polish, Baltic, Wisła, Vistulian, Weichsel, Valday, Devensian, Wisconsin, Würm Glaciation) represents the youngest cold stage of the Pleistocene (Figs 1, 2), ranging from 115 to 10 ka BP and correlating to the oxygen isotope stages (OIS) 5d–2 (Shackleton, Opdyke 1973; Martinson *et al.* 1987; Lowe, Walker 1997). The stratigraphic subdivision of the last glaciation (Lindner 1992; Maruszczak 2001; Mojski 2005) is based on the analysis of glacial and intermoraine deposits, and loesses, as well as palaeobotanic analysis of lake deposits (Fig. 3). Morphostratigraphy was the base to distinguish phases of ice-sheet retreat in northern Europe (Fig. 4).

This paper is an attempt to present the palaeogeography of selected parts of Poland during the last glaciation, based on analysis of geomorphological and geological data, cosmogenic ^{36}Cl datings, and geoelectric soundings. Selection of small fragments of the Polish Lowlands located both within and beyond the maximum extent of the last glaciation ice-sheet, and in the Tatra Mts. allowed a detailed description of this time interval. The diversity of geological processes in particular areas is presented, as well as the influence of local geological and orographic conditions on their development and preservation. Spatial changes in the rate of ice-sheet de-

velopment and chronological correlation of particular processes are distinguished.

The basic goals of the research were as follows:

1. Presentation of the variability and landforming significance of geological processes (mainly glacial, fluvioglacial, frost and alluvial) taking place during the last glaciation in Poland.
2. Emphasis of the differences in the course of geological processes depending on the locality.
3. Search for common features and differences in the effects of mountain glaciers and the ice-sheet.
4. Search for the influence of tectonics on the course of the last glaciation.
5. Emphasis of the significance and separate features of landforming processes in extraglacial areas during the last glaciation.
6. Chronological and regional correlation of landforming processes, resulting in presenting a palaeogeographic model for the last glaciation in Poland.

To achieve these goals, four areas were selected: the Suwałki Lakeland, the Dobrzyń Lakeland, the Drohiczyń Plateau, and the Tatra Mts. (Fig. 1). Both lakelands and the Tatra Mts. represent classical areas of fresh glacial landscape, with extremely variable morphology. Despite many similarities and common features, each area is characterized by a specific morphology

and palaeogeomorphology. In turn, the Drohiczyn Plateau represents a contrasting area in comparison to the lakelands that were modelled by the ice-sheet. It was located beyond the ice-sheet extent (Fig. 1) and reflects a completely different suite of geological processes taking place during the last glaciation. Periglacial structures described from this area represent only some from the wide range of such processes, but emphasize their significance in the morphology of Poland.

The Tatra Mts. were included in the analysis because of a different record of the youngest glacial processes and the possibility to correlate the course of continental and mountain glaciations.

Methods. The research included data from geomorphological analysis, geological mapping, analysis of geological cross-sections, malacologic and pollen analysis, as well as dating with cosmogenic chlorine-36 and detailed geoelectric sounding.

Dating by cosmogenic chlorine-36 is related to the measurement of the ^{36}Cl content ac-

cumulated in the sub-surface part of the rock due to the influence of cosmogenic radiation on particular elements. The isotope-clock is triggered when the rock is exposed to direct sun-light (Fig. 5). Concentration of ^{36}Cl measured in a sample depends on the rate of production, radioactive decay constant and time of exposure. Spectacular applications of this method are related to the dating of a meteorite impact in Arizona, tectonic activity in Montana (Fig. 6), volcanic eruption in Nevada, or moraines of mountain glaciers, e.g. in Sierra Nevada and the Alps (Tab. 1).

Detailed electroresistance sounding is based on measuring the changes of apparent resistance of rocks along a selected horizontal direction. The method was applied in the vicinity of Wierzchuca Nagórna, Drohiczyn Plateau, to recognize the orientation of sand pseudomorphs developed in glacial till (Figs 7, 8). The calculated resistance values shown on a chart (Fig. 9) and map (Fig. 10) were used to reconstruct the network of pseudomorphs (Fig. 11). These studies were refined by sounding in a concentric system (Fig. 12).

PALAEOGEOGRAPHY OF THE STUDY AREAS

The palaeogeographic analysis was preceded by presenting the geological setting of the regions, with showing their location on geological maps (Figs 13–16).

Suwałki Lakeland. The age and pattern of end moraines (Fig. 17), and evidence of the time of the final retreat of the ice-sheet from the area are presented. The landscape development near Bachanowo is described in detail (Figs 18–22), with particular focus on the role of basement structure and tectonics on the lobe-type advance of the last ice-sheet, resulting in the presence of small areas uncovered by ice (Ber 1974, 2000; Marks 2002). ^{36}Cl ages (Dzierżek, Zreda 2007) indicate the uneven rate of the ice-sheet retreat and fluvial erosion. Conclusions on the palaeogeography of the Suwałki Lakeland are as follows:

- Some parts of the area were not covered by the ice-sheet since the maximum of the main stadial. The oldest chlorine ages indicate the presence of the ice-sheet during the older part of the main stadial.

- The ice-sheet advanced in small, active lobes reaching out from larger ice streams. The lobes exploited the morphology after the previ-

ous glaciation, leaving ‘plateau nunataks’, and depositing end moraine material, often strongly deformed.

- Such behaviour of the ice-sheet(s) of the last glaciation depended partly on the influence of the basement cut into blocks by numerous faults.

- The Bachanowo terraces were formed due to intense multistage erosion during 12 000 years. The erosion rate was the highest in the late glacial and reached 2 cm/year, which is linked with the excess of meltwater from Hańcza Lake, Szeszupa basin.

- Fronts of glaciers reflected in the lace-like line composed of the extents of particular lobes retreated with variable speed from 1 to 9 m/year, which may indicate independent development of particular lobes (lines marking the extents of the ice-sheet phases) and confirms the asynchrony of these lines.

Dobrzyń Lakeland. Based on analysis of the moraine pattern (Figs 23, 24), supplemented with detailed geological and geomorphological studies (Figs 25–27), a new model of deglaciation of the area is proposed. The direction of movement of the Pleistocene ice-sheets is con-

cordant with the pattern of basement structures and its lithology (Fig. 28). The most recent data on the geological structure and history of the area during the last glaciation are presented (Figs 29–32). Conclusions on the palaeogeography of the Dobrzyń Lakeland are as follows:

- Three layers of glacial till occur in the area, including till representing the Świecie stadial (in some areas), and ablation till occurring behind the Chrostkowo moraines and in the trough bottoms.

- The last ice-sheet advance (LGM) was preceded by steppe-tundra conditions, documented in the Wildno site (Tabs 2, 3). The radiocarbon age of relevant deposits was estimated at 26–28 ka and >38.6 ka.

- The stage-like deglaciation of the ice-sheet from the line of the maximal extent in the Płock lobe resulted in the formation of a moraine system in its marginal (eastern) part. The line was formed from the connection of the eastern branches of these moraines; it is not synchronic and does not indicate the ice-sheet extent in a particular phase.

- The youngest end moraines between Rypin and Kikół lie in a different pattern in relation to the preceding moraines; they occasionally show bi- or tripartition and evidence the ice-sheet extent during the Kujawy-Dobrzyń phase (subphase). The morphology of the area between Płock and Chrostkowo was formed during a 1000 year interval.

- There is a distinct link between tectonics and basement composition with the course of geological processes during the last glaciation. This is evidenced by the concordant orientation of lobe movement with the main structural lineaments in the basement, occurrence of valleys and troughs, disturbances of the thickness of Quaternary beds above fault zones, as well as reaction of the lobe extents and meltwater discharge on the uplift of the area.

- Glacial channels in the Dobrzyń Lakeland reflect the pattern of fractures in a wide lobe during the maximal ice-sheet advance. The main channels were used later as melt-water valleys.

Drohiczyn Plateau. Analysis of climatic and geomorphologic conditions in this area during the last glaciation was based on the network of periglacial structures obtained from geoelectric measurements and other data (Dzierżek, Stańczuk 2006) from Wierzchuca Nagórna. The structures occur very densely (Figs 33, 34) and are related to some elements of the present-

day morphology (Figs 35, 36). Conclusions on the palaeogeography of the Drohiczyń Plateau are as follows:

- Ice-wedges casts noted in the gravel-pit wall reflect a polygonal network on the plateau surface. The network was reconstructed by shallow geoelectric sounding.

- The main lines of the polygonal network are concordant with the basic lineaments in the close area and do not correlate with lineaments traced in a larger part of the plateau. Such relationship suggests that the morphology of the Drohiczyń Plateau was shaped largely prior to the last glaciation.

- The ice-wedges could function through the entire Plenivistulian. Inversion of TL indexes in the filling deposits, their textural features and bending of the bog-ore layers in the wedges evidence the stage-like increase of frost and fossilization processes.

- The large density of periglacial structures, small diameter of the network mesh, and small thickness of the active permafrost layer indicate severe climatic conditions during ice-wedge development.

- Degradation of ground ice took place in dry climate, what is evidenced by contact of the ice-wedges casts with the surrounding deposits. A larger content of water (surface and groundwater) in the fossilization process would have resulted in waning of the sharp boundaries and deformation of primary effects of frost heaving.

- Such record of periglacial processes was possible due to the specific structure and lithology of the upper part of the plateau.

Selected valleys of the High Tatra Mts. Deposits and rocks were dated by cosmogenic ^{36}Cl (Fig. 37, Tab. 3). Their application in palaeogeographic analysis is discussed. A new approach to the age of sediments and deglaciation model of mountain valleys is presented (compare Baumgart-Kotarba, Kotarba 1997, 2001; Lindner *et al.* 2003). Conclusions on the palaeogeography of the High Tatra Mts. are as follows:

- ^{36}Cl dates indicate that there are no Quaternary sediments older than the last glaciation in the High Tatra Mts. The oldest derive from Goły Wierch (90–85 ka and 43–32 ka) and evidence two glacial phases (Sucha Woda and Bystra? stadials). The Hurkotne cover was confirmed to be linked with the older part of the Białka Stadial. The youngest glacial sediments recognized by ^{36}Cl dating are the Czarny Staw moraines in

the Pięć Stawów Polskich Valley (12 ka) and the Morskie Oko moraines (11–10 ka).

- The Rusinowa Polana – Goły Wierch – Hurkotne ridge was probably the extent of the glaciers during subsequent stadials of the Würm Glaciation.

- The maximal extent of the glaciers during the last glaciation remains an open case, but the present analysis indicates that the glaciers had a larger extent during one of the older stadials. Morphological correlation of fragmentarily preserved erratic boulder fields with corresponding terminal moraines in valley bottoms is not always possible.

- The simple relationship between the age of the moraine and its distance from the firn field and altitude was not confirmed. Deglaciation during the last stadial was uneven and asynchronous and depended also on local conditions.

Disappearance of glaciers from the higher parts of mountains valleys was aerial, which led to subdivision of the ice-sheet on ridges when the glacier front reached the Toporowe Lakes or Łysa Polana (Figs 38–40).

- Because some chlorine-36 dates point to warmer periods, probably during the last glaciation the interstadials did not result in substantial glacier retreat in the High Tatra Mts. (see Figs 41, 42).

The analysis is summarized in a discussion generalizing the conclusions from particular areas supplemented with the most important palaeogeographic elements of highlands, basins and river valleys, located in the extraglacial zone of the last glaciation. A correlation of geological events recognized in this study is presented (Fig. 44).

CONCLUSIONS

The presented analysis shows the difficulties in developing a universal model of events during the last glaciation in Poland. This is caused by the specific character of particular areas and the variability of geological processes. Some issues require further studies; others should be supplemented and confirmed by new data. Because the most important facts referring to particular areas are presented in the relevant chapters, the list below supplies the most significant conclusions that briefly summarize the studied topic.

- Detailed palaeogeographic analysis of the study regions contributes to a wider view of changes taking place in the area of Poland during the last glaciation and shows the unique significance of this interval in shaping the landscape morphology. The results obtained for the last glaciation may also be used in the palaeogeographic analysis of older glacial intervals.

- The ice-sheet of the last glaciation developed in lobes with smaller, active tongues, responsible for the formation of end moraines, often piled up, from several hundred meters to several kilometres wide. The lobes could develop independently (Fig. 41).

- The advance and course of the glaciation depended on global climatic changes and also on regional and local morphological and geological factors and climatic differences.

- Lines marking the maximum extents of the particular glacial episodes (glaciations, stadials, recessive phases) are not isochrones, i.e. moraines of the same line in the east are of different age compared to those in the west. In the Tatra Mts. moraines adjacent to one another can have a completely different age, whereas the moraines located low in the valley do not differ in age in comparison to those on ridges.

- The rate of glacial processes was uneven in time and space, even in small areas in relation to the entire ice-sheet. The 17–18 ka period is marked by intense increase of end moraine accumulation both in the Polish Lowlands and in the Tatra Mts.; the main morphological features of the Dobrzyń Lakeland were formed at that time.

- Significant cooling in the middle part of the last glaciation resulted in the accumulation of till in the Dobrzyń Lakeland and aggradation of permafrost in the Drohiczyń Plateau. Before the last ice-sheet maximum, tundra (steppe-tundra) environs prevailed; this caused the development of small water basins and accumulation of sediments with malacofauna in the Dobrzyń Lakeland.

- The scheme of glacial events worked out for areas covered by the ice-sheet during the last glaciation does not necessarily correspond to that recorded in the mountain area. Most probably, radical changes in glacier position did not

occur in the mountains during the interstadial intervals, whereas in the late phase of the glaciation, the deglaciation was aerial. The last major cooling of the Little Ice Age, well recorded in the mountain area, did not leave significant

traces in the morphology of the analyzed lowland regions.

Translated by Anna Żylińska