

Wielkopolska epoka lodowa. Osady i formy glacialne w wybranych stanowiskach Wielkopolski

Leszek Kasprzak, Marek Ewertowski, Izabela Szuman

*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań
e-mail: kasp@amu.edu.pl, evert@amu.edu.pl, szuman@amu.edu.pl*

Abstract: Glacial environment is characterised by a very wide variety of sediments. In contrast to other sedimentary environments it is difficult to determine the leading unit. Therefore, more often the complexes of sediments and forms are examined, rather than individual facies indicator. The aim of this paper is to present a diversity of forms and sediments in Wielkopolska (in selected study area, which will be presented during the excursion) with an attempt to interpret their sedimentary environment. The authors do not concentrate on discussion about the importance of frontal or areal deglaciation in the formation and differentiation of forms and sediments. They emphasise the importance of depositional effectiveness.

Key words: Weichselian ice sheet, glacial sediments and landforms, Poland

Wstęp

Mechanizm wzrostu i zaniku lądolodów jest od dawna jednym z bardziej intrygujących problemów, rozwiązywanych poprzez badania interdyscyplinarne ze szczególnie dużym udziałem: geologii i geomorfologii glacialnej, glaciologii i paleoglaciologii oraz paleoklimatologii. Najbardziej obiecujący i dynamicznie rozwijający się kierunek badań obejmuje modelowanie morfologii, termiki i dynamiki lądolodów, co pozwala na uogólnianie rozproszonych wyników opracowań regionalnych i tworzenie podstaw teoretycznych mechanizmów glacji i deglacji, z szerokim wykorzystaniem współczesnych obserwacji glaciologicznych i elementów fizyki lodu.

Modelowanie procesów glacialnych stanowi szeroki nurt badań, w którym można wyróżnić trzy typy podejścia do rekonstrukcji geometrii i termodynamiki lądolodów czwartorzędowych. Czynniki różniące je są przede wszystkim: 1. sposób pozyskiwania i wyboru danych wyjściowych, 2. skala rozpatrywanych zjawisk oraz 3. metody weryfikacji wyników badań (Andrews 1982).

Pierwszy typ obejmuje mocno zróżnicowaną grupę modeli, w których dane wyjściowe pochodzą z geologii i chronologii glacialnej. Produktem analiz są przede wszystkim modele, które zawierają rekonstrukcje kierunków ekspansji lądolodów na tle przestrzennego wykształcenia diagnostycznych elemen-

tów w rzeźbie glacialnej, głównie form strumieniowych (Boulton i in. 1977, Kurimo 1980, 1982, Moran i in. 1980, Genes i in. 1981, Clayton i in. 1985, Beget 1986, Kleman, Borgström 1996, Kleman i in. 1997). Weryfikacja modeli tego typu odbywa się za pomocą praw wynikających z teorii glaciologicznych (Boulton, Jones 1979) lub też poszukiwania analogicznych układów form i osadów we współczesnym systemie glacialnym (Hambrey i in. 1997, Evans i in. 1999).

Drugi typ modelowania lądolodów lub ich fragmentów jest do pewnego stopnia odwrotnością pierwszego. Dane wyjściowe pochodzą z glaciologii, a jedynie weryfikacja stopnia realizmu modeli odbywa się poprzez konfrontację z chronologią zdarzeń glacialnych i z faktami natury geologicznej, np. głębokością występowania deformacji glacitektonicznych czy strukturą i teksturą glin morenowych (Shoemaker 1986, Alley 1991, Boulton 1996). W modelach glaciologicznych centralnym zagadnieniem jest stan termodynamiczny podłoża lądolodu, decydujący o przestrzennym zróżnicowaniu wartości ciśnienia ścinającego i wielkości ślizgu dennego (Nye 1959, Robin 1964), co z kolei determinuje rekonstrukcję miąższości lodu i wysokości położenia linii firnu (Sugden 1977, 1978, Gordon 1979, Grosswald 1980, Budd, Smith 1981).

Analiza pionowych i horyzontalnych zmian zasięgu oceanu światowego jest źródłem podstawowych danych wyjściowych w trzecim typie modeli wzrostu i

zaniku lądolodów. Celem głównym modelowania jest zbilansowanie zmian objętości wód oceanicznych i lądolodów w oparciu o koncepcję inwersji (Andrews, Mahaffy 1976, Andrews 1980, Birchfield i in. 1981), według której szybkiemu wzrostowi objętości czasz lądolodowych na kuli ziemskiej odpowiada skokowe obniżanie poziomu oceanu światowego

w określonym przedziale czasowym (Peltier 1976, 1981). Weryfikacja modeli tego typu odbywa się głównie za pomocą teorii glaciologicznych i poprzez odniesienie do formalnych, tj. wydutowanych, jednostek stratygraficznych, zawierających osady bezpośredniej depozycji glacialnej.



Ryc. 1. Trasa wycieczki WEL

Wymienione typy modelowania i rekonstruowania lądolodów czwartorzędowych przenikają się wzajemnie i stanowią kontinuum, na którego przeciwnych krańcach znajdują się modele czysto geologiczne, lokalne lub regionalne i najbardziej ogólne modele, oparte na zależnościach glacieustatycznych i/lub glacioizostatycznych, korelowanych z cyklicznymi lub periodycznymi zmianami energii promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi. Modele glaciologiczne i mieszane geologiczno-glaciologiczne zajmują pozycję pośrednią.

Na obszarze Niziny Wielkopolskiej została stosunkowo dobrze rozpoznana geomorfologia i przypowierzchniowa budowa geologiczna. Znane są podstawowe rodzaje form, które powstawały w vistulianie, tj. w czasie ostatniego epizodu glacialnego w Europie północnej i środkowej. Jednak wobec niekompletnego zapisu sedymentacyjnego oraz trudności pojawiających się przy próbach wystarczająco dokładnego datowania faz transgresji i regresji lądolodu konieczne stało się odwołanie w interpretacji regionalnej do współczesnej wiedzy glaciologicznej, paleoglaciologicznej i ogólnych modeli mechanizmów glacji i deglacji.

Modelowanie regionalnego rozmieszczenia form glacialnych

Przedstawiono do tej pory trzy odmienne modele, objaśniające przestrzenne wykształcenie osadów i form lądolodu vistuliańskiego w Wielkopolsce. Pierwszy z nich, znany w literaturze jako alpejski, ma swoje korzenie w analizie geologicznej i geomorfologicznej lodowców górskich typu dolinnego (Berendt i in. 1898). Został on zaadaptowany przez geologów niemieckich w opracowaniach kartograficznych form, wyznaczających zasięgi faz leszczyńskiej i poznańskiej na terenie Niziny Wielkopolskiej (Korn 1912, Assmann, Dammer 1916). Skutkiem zastosowania modelu alpejskiego do interpretacji form glacialnych na obszarach nizinnych było przypisanie większości z nich genezy czołowomorenowej. Na mapach pochodzących z początku ubiegłego wieku, występują dwa typy form marginalnych: nieregularne nagromadzenia osadów gliniastych i fluwioglacialnych oraz wały spiętrzonych moren czołowych o budowie łuskowej lub fałdowej. Model alpejski został potwierdzony i rozbudowany przez autorów polskich w opracowaniach kartograficznych (Krygowski 1947, Karczewski i in. 1980) oraz w pracach analitycznych (Kozarski 1959, Bartkowski 1962, Kasprzak 1985a, b).

W latach 60. i 70. rozwinięte zostały kolejne dwa modele, będące wyrazem z jednej strony postępu w badaniach glacialnych, z drugiej zaś strony, całkowicie odmiennego podejścia do interpretacji osadów i form ostatniego lądolodu. Bartkowski (1963) opracował model form martwego lodu, który w odniesie-

niu do zachodniej części Niziny Wielkopolskiej został zaprezentowany w postaci trójdzielnej strefy marginalnej kształtowanej przez lód pasywny i martwy. Model ten rozwijany ekspansywnie, akcentujący powszechność kemów jako form diagnostycznych deglacji arealnej, zaowocował reinterpretacją znacznej części stref marginalnych (Bartkowski 1964, 1967, 1968, 1969), wcześniej łączonych z aktywnym czołem lądolodu. Lądolód vistuliański został uznany za cienki i słabo aktywny, który po osiągnięciu maksymalnego zasięgu utracił zdolność ruchu w wyniku gwałtownego ocieplenia i osłabienia alimentacji, a następnie rozpadł się na nieaktywne pola lodowe. Dalsza ewolucja modelu form martwego lodu umożliwiła wyróżnienie szeregu typów kemów, rozpoznanie przewodnich cech budowy geologicznej i w konsekwencji – przyznanie im roli pierwszoplanowej także w obrębie stref marginalnych położonych poza obszarem zachodniej części Niziny Wielkopolskiej (Niewiarowski 1965, Mojski 1967, 1969, Karczewski 1971, Bartkowski 1972, 1973, Klajnert 1978, 1984).

W tym samym czasie Kozarski (1962), na podstawie badań na terenie północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej i w nawiązaniu do klasycznego modelu alpejskiego, opracował model oscylacji czoła lądolodu vistuliańskiego, w którym pierwszeństwo w formowaniu rzeźby glacialnej przypisał procesom sedymentacyjnym i deformacyjnym, zachodzącym zarówno w czasie transgresji, stacjonowania, jak i regresji. Tym samym zaprzeczył możliwości wystąpienia gwałtownego ocieplenia po osiągnięciu przez lądolód linii zasięgu maksymalnego. Późniejsze badania, przeprowadzone we fragmentach stref marginalnych fazy poznańskiej na zachód od Poznania (Kasprzak, Kozarski 1984, Kasprzak 1988), fazy leszczyńskiej w okolicach Leszna (Kasprzak 1985 a,b, Kasprzak, Kozarski 1992) oraz subfazy chodzieskiej koło Ujścia (Kasprzak, Kozarski 1985, Kozarski i in. 1989), pogląd ten wzmocniły.

Dyskusja podobna do opisanej, a dotycząca ogólnego modelu rozwoju rzeźby glacialnej, odbywała się i trwa nadal także w odniesieniu do innych fragmentów ostatniego lądolodu w Europie. W Wielkiej Brytanii idea form martwego lodu, rozwinięta w pracach Sissons (1967, 1974, 1976), obecnie ulega modyfikacji i część form, wcześniej uznanych za efekt rozpadu arealnego, w najnowszych opracowaniach przypisywana jest lądolodowi o dużej aktywności (Hart 1990, Hart i in. 1990, Bennett, Boulton 1993a, b, Hambrey i in. 1997, Bennett i in. 1998, Brazier i in. 1998). W Danii, kolebce klasycznych prac dotyczących sedymentacji typu kemowego (Niewiarowski 1965, Marcussen 1977a, b), również pojawiły się odmienne poglądy ograniczające udział lodu martwego w procesie deglacji (Berthelsen 1973, 1979, Krüger 1983, Humlum 1994).

W Ameryce Północnej poglądy dotyczące genezy form glacialnych lądolodu laurentyjskiego uległy

znacznie mniejszej polaryzacji, ponieważ stosunkowo wcześniej wypracowano modele sedymentacyjne ujmujące kompleksowo zarówno formy lodu aktywnego, jak i martwego (Gravenor, Kupsch 1959, Moran i in. 1980, Ham, Attig 1996). W pracach syntetycznych wykazano ściśle analogie między laurentyjskimi i współczesnymi glacialnymi systemami sedymentacyjnymi (Evans i in. 1999). Udokumentowano także wyjątkowo dużą aktywność transgresywnych lobów lądolodowych, które, jak to miało miejsce w rejonie Wielkich Jezior, także w czasie regionalnej recesji przechodziły fazy oscylacji (Clayton i in. 1985, Clark 1992, 1994, Hicock, Dreimanis 1992, Clark, Walder 1994, Shoemaker 1999).

Równolegle do dyskusji dotyczącej ogólnych koncepcji rozwoju rzeźby glacialnej w okresie ostatnich kilkudziesięciu lat rozwinęto modele lokalnego rozmieszczenia form glacialnych. Podstawą tworzenia modeli tego rodzaju było przeświadczenie o dominującej roli określonego czynnika sedymentacji jako wiodącego i decydującego o wykształceniu i rozmieszczeniu form glacialnych. Przykłady modeli tego rodzaju znajdują się w opracowaniach Aario (1976, 1977a, b), w których szczególny nacisk położono na relacje zachodzące pomiędzy rozmieszczeniem zespołów form a mechanizmem płynięcia lądolodu. Nelson i Mickelson (1977) za istotne uznali sposób transgresji i recesji lodowca, natomiast pierwszeństwo w różnicowaniu zespołów form glacialnych przyznali regionalnemu kierunkowi nachylenia podłoża, który ułatwiał lub utrudniał odpływ wód roztopowych. Konsekwencje ścierania się dwóch dominujących modeli: alpejskiego i form martwego lodu są zarówno pozytywne, jak i negatywne. Niewątpliwie do pozytywnych konsekwencji o doniosłym znaczeniu można zaliczyć: wypracowanie szeregu kryteriów interpretacji osadów glacialnych, wyróżnienie osadów diagnostycznych oraz opracowanie modeli regionalnych, odnoszących się do różnych stref akumulacji i erozji glacialnej. Wykonano znaczną ilość opracowań kartograficznych oraz zaproponowano modele oddające w sposób bardziej zaawansowany lokalną i regionalną specyfikę depozycji glacialnej.

Dynamiczny wzrost obydwu koncepcji doprowadził jednak do pewnego uproszczenia analizy glacialnego środowiska sedymentacyjnego i wysunięcia na plan pierwszy pytania o typ deglacjacji. Wydaje się, że obecnie pytanie takie straciło na znaczeniu i należy je zastąpić wieloma pytaniami o charakter ruchu strumieni lodowych, ich efektów geologicznych i geomorfologicznych w zależności od parametrów fizycznych, takich jak: temperatura, prędkość i miąższość lodu. Rozwinięcie tak postawionego problemu pozwoli lepiej rozpoznać udział lodu martwego i aktywnego w procesie morfogenezy i sedymentacji glacialnej w czwartorzędzie.

W ostatnich latach opublikowane zostały wyniki badań, które dostarczyły nowych impulsów badaw-

czych, pozwalających i nakazujących modyfikację dotychczasowych poglądów na szeroko rozumiany proces kształtowania rzeźby przez lądolody kontynentalne. Należy tutaj wymienić przede wszystkim prace dotyczące Antarktydy i Grenlandii, w których udokumentowano, w oparciu o badania sejsmiczne i wiertnicze, indywidualne strumienie lodowe składające się na strukturę lądolodów (Alley i in. 1986, 1987, Rooney i in. 1987, 1988, Alley 1988, 1991, Clarke, Echelmeyer 1996, Smith 1997). W następstwie lepszego rozpoznania termodynamiki współczesnych lądolodów rozwinęła się szeroka dyskusja naukowa na temat mechanizmów ruchu lądolodów czwartorzędowych i sformułowano nowe modele geologiczne, wykorzystujące koncepcję subglacialnej warstwy deformacyjnej (ang. *deformable bed*), po której możliwe jest bardzo szybkie przemieszczanie się strumieni lodowych (Boulton, Jones 1979, Alley i in. 1987, Boulton, Hindmarsh 1987). Koncepcja ta zaowocowała propozycjami nowych interpretacji procesów sedymentacji i erozji glacialnej (Beget 1986, Shoemaker 1986, Clark, Hansel 1989, Clark, Lillie 1989, Hicock i in. 1989), chociaż kwestia rzeczywistego udziału deformacji subglacialnych w ruchu lądolodu nie jest pozbawiona kontrowersji (Clayton i in. 1987).

Nowe koncepcje teoretyczne i interpretacje sekwencji osadów glacialnych zostały już na tyle rozbudowane, że mogą stanowić podstawę do opracowania modelu sedymentacji lądolodu vistuliańskiego także dla obszaru Niziny Wielkopolskiej, w oparciu o koncepcję strumieniową lądolodów.

Procesy glacialne charakteryzuje zmienne w czasie i przestrzeni natężenie poszczególnych czynników składowych, co jest związane z ewolucją lądolodu. Czynniki pierwszoplanowe z okresu wzrostu lądolodu nie muszą zajmować takiej samej pozycji w czasie jego zaniku. Ważne zatem jest zaznaczenie, że proponowany model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego obejmuje okres końcowy fazy transgresji, stabilizację na linii zasięgu maksymalnego (faza leszczyńska) i początkowy okres zaniku na Nizinie Wielkopolskiej, a szerzej na Niżu Polsko-Niemieckim. Obecnie, ze względu na brak wystarczającej ilości danych radiowęglowych, trudno określić dokładne ramy czasowe glacji i deglacjacji. Analiza istniejących w literaturze szacunków wiekowych (Pazdur, Walanus 1979, Kozarski 1986, 1995, Liszkowski 1987, Rotnicki, Borówka 1989, 1991, 1994) pozwala usytuować omawiane w trakcie wycieczki terenowej procesy sedymentacji glacialnej w przedziale czasowym 20 000–16 000 lat BP i tym samym odnieść model lądolodu do górnego plenivistulianu, a w szczególności do tej jego części, w której były kształtowane formy faz leszczyńskiej, poznańskiej i przedpola subfazy chodzieskiej.

Trasa wycieczki (ryc. 1) została wyznaczona w taki sposób, żeby możliwe było pokazanie cech mor-

fologicznych i geologicznych czterech podstawowych dla Wielkopolski glacialnych kompleksów litofacjalnych:

1. kompleksu litofacjalnego lobowych krawędzi sedymentacyjnych,
2. kompleksu litofacjalnego form po wałach lodowo-morenowych,
3. kompleksu litofacjalnego stożków terminoglacjalnych oraz
4. kompleksu litofacjalnego wysoczyzn morenowych.

Prezentowane stanowiska są szerzej przedstawione m.in. w pracy Kasprzaka (2003).

Kompleks litofacjalny lobowych krawędzi sedymentacyjnych sandrów

Geomorfologiczny obraz stref marginalnych, kształtowanych wzdłuż linii postojowych lądolodów czwartorzędowych, jest charakteryzowany jako mniej lub bardziej szeroki pas wałów, wzgórz i pagórków morenowych lub fluwioglacjalnych o zróżnicowanej genezie. W roku 1986 Boulton zwrócił uwagę na geomorfologiczne wykształcenie linii postojowych lodowca w postaci stożków terminoglacjalnych (ang. *glacier-contact fans*) w środowisku morskim i lądowym (Boulton 1986). Lądowa odmiana tego typu form została rozpoznana w Polsce z obszaru zlodowacenia środkowopolskiego (Straszewska 1969) oraz vistuliańskiego (Bartkowski 1967, Kasprzak, Kozarski 1984, Kozarski, Kasprzak 1987a). Termin opisowy: „lobowe krawędzie sedymentacyjne” jest odpowiednikiem zaproponowanego wcześniej terminu angielskiego *ice-lobe contact scarps* (Kasprzak, Kozarski 1989). Duże znaczenie paleogeograficzne sedymentacyjnych krawędzi sandrów o zarysie lobowym wynika przede wszystkim z faktu, że ich obecność świadczy o długotrwałych stanach równowagi dynamicznej czoła lądolodu.

Rozpoznano do tej pory trzy wyraźne lobowe krawędzie sedymentacyjne należące do faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia (ryc. 2), z których szczegółowo zostanie w trakcie wycieczki przedstawiona krawędź sedymentacyjna koło Hetmanic (ryc. 1 – punkt 7; 3, 4, 5). Rozkład i asocjacje osadów w obrębie kompleksów litofacjalnych (ryc. 5) oraz formy w strefach krawędziowych, a przede wszystkim sam przebieg krawędzi (ryc. 3) wskazują, że były one formowane na kontakcie z lobami lodowcowymi będącymi w stanie równowagi dynamicznej. Stacjonarne czoło lobu, dokumentowane przez brak teras sandrowych, sprzyjało akumulacji osadów fluwioglacjalnych o miąższości dochodzącej do 17 m (Kasprzak, Kozarski 1989).

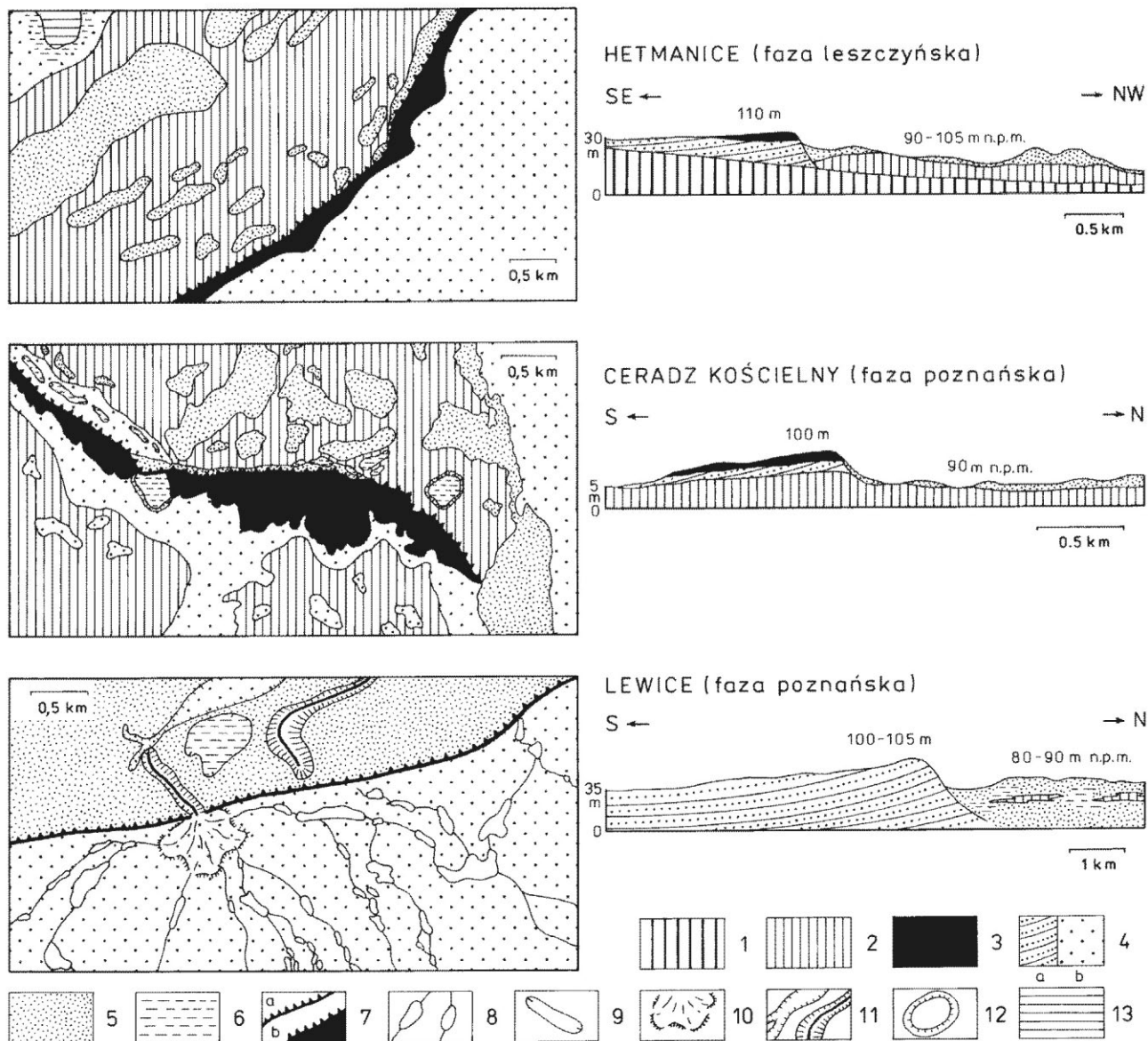
W przekrojach przez serie fluwioglacjalne proksymalnych części wszystkich zbadanych fragmentów sandrów stwierdzono tendencję drobnienia osadów ku gorze (ryc. 5). W spągu występują grube żwiru, a w

stropie drobne piaski lokalnie przewarstwione mułkami. Występowanie sekwencji tego rodzaju można wytłumaczyć dwoma procesami. Pierwszym było niszczenie glin morenowych bezpośrednio w strefie kontaktu lądolodu z przedpołem i wytwarzanie bruków rezydualnych. Interpretację taką wzmacnia zaobserwowane każdorazowo zagłębienie egzarycyjne w pokładzie glin vistuliańskich tuż przed krawędzią sandru (ryc. 4). Drugim procesem związanym z mechanizmem sedymentacji było zmniejszanie się siły rzek proglacjalnych w miarę akumulacji osadów fluwioglacjalnych.

Akumulacja osadów fluwioglacjalnych przy czoło lobów oraz wytwarzanie krawędzi było związane z supraglacjalnymi (Hetmanice, Ceradz Kościelny) lub subglacjalnymi wypływami wód roztopowych (Lewice). W pierwszym przypadku w proksymalnych częściach sandrów powstawały rozległe, płaskie powierzchnie, na których nie znaleziono śladów geomorfologicznych skoncentrowanego wypływu (Hetmanice). Stwierdzono natomiast obecność w strefie krawędziowej koło Ceradza Kościelnego krótkich, zawieszonych dolin proglacjalnych, które jako kryterium geomorfologiczne rozproszonych wypływów wód supraglacjalnych zostało rozpoznane na obszarze deglacjacji Sidujökull na Islandii (Kozarski, Szuprzycki 1973).

Formowanie krawędzi osadowej przez wypływy subglacjalne było rejestrowane głównie przez występowanie rozległego stożka sandrowego z kulminacją w miejscu skoncentrowanego wypływu. Najlepszym przykładem sedymentacji sandru tego rodzaju są Lewice (ryc. 2), gdzie do krawędzi dochodził oraz rynną glacialną. W odniesieniu do lobu Sławy Śląskiej podobne warunki sedymentacji istniały prawdopodobnie w rejonie Rynny Pszczółkowskiej. W miejscach silnych wypływów subglacjalnych nie znaleziono glin spływowych, ponieważ nie było tam dogodnych warunków do akumulacji typu gliniastego i formowania na sandrze wachlarzy glin spływowych.

Wspólną cechą wszystkich opisanych do tej pory krawędzi sedymentacyjnych jest ich usytuowanie w czołowych fragmentach strumieni lodowych. Zasięg przestrzenny jest jednak różny: od prawie 2/3 szerokości lobu, jak to ma miejsce w lobie Sławy Śląskiej do jedynie niewielkich kilkukilometrowych fragmentów w lobie Ceradza Kościelnego i Lewic (Kasprzak, Kozarski 1987). Znamienny jest zanik krawędzi w bocznych partiach lobów, w których są zastępowane przez zespoły pagórków (lob Sławy Śląskiej) lub ukierunkowanych zagłębień bezodpływowych (lob Ceradza Kościelnego). Takie relacje między formami marginalnymi wskazują, że w centralnych częściach lobów najdłużej utrzymywały się warunki zrównoważonego bilansu mas lodowych, a recesja zaznaczała się najpierw w partiach skrzydłowych. Podobną wymowę mają niewielkie terasy, przylegające do krawędzi sandru we wschod-



Ryc. 2. Charakterystyka porównawcza lobowych krawędzi sedimentacyjnych sandrów na Nizinie Wielkopolskiej (Kasprzak 2003)

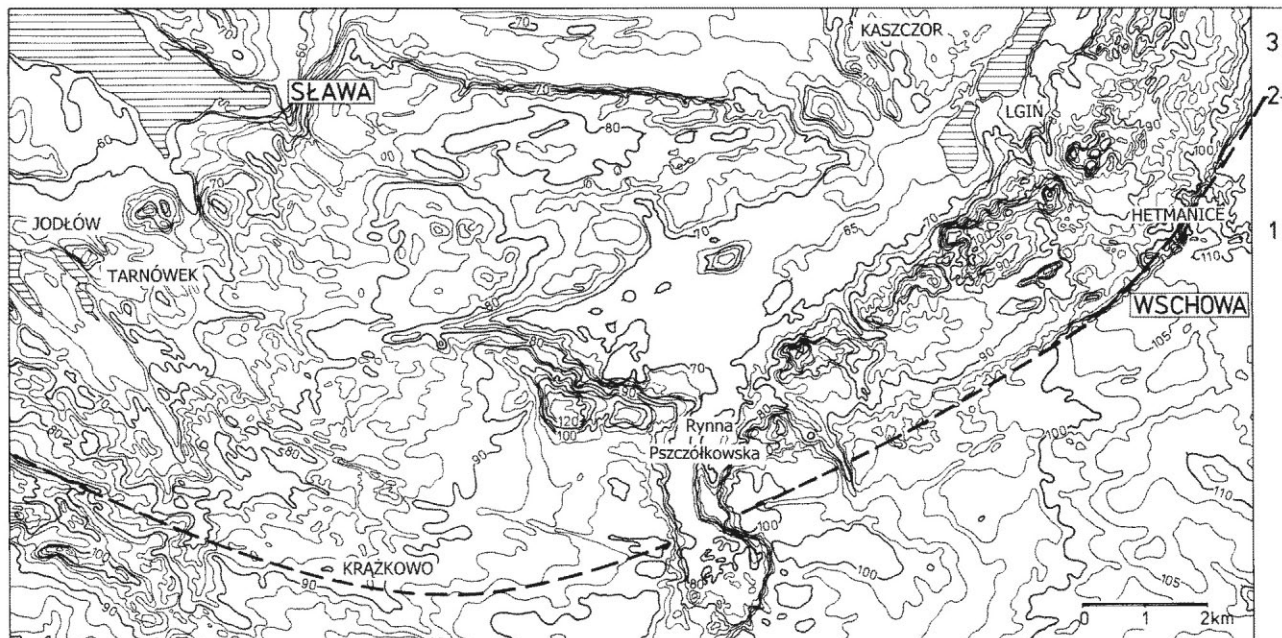
1 – gliny bazalne wieku środkowopolskiego, 2 – glina bazalna typu *lodgement* wieku vistuliańskiego, 3 – gliny ablacyjne typu spływowego w krawędziach sandrów, 4 – osady fluwioglacjalne, sandrowe na przekrojach geologicznych (a) i na mapach litofacyalnych (b), 5 – osady ablacyjne (gliny, mułki, piaski), 6 – mułki zastoiskowe, 7a – lobowe krawędzie sedimentacyjne bez pokryw glin spływowych, 7b – lobowe krawędzie sedimentacyjne z pokrywami glin spływowych, 8 – ukierunkowane wytopiska na sandrze, 9 – wytopiska po martwym lodzie, 10 – krawędzie stożka leżącego w przedłużeniu ozu, 11 – oz i rynna przyozowa, 12 – krawędzie odosobnionych pagórków typu kemowego, 13 – jezioro

niej części lobu Sławy Śląskiej, na odcinku od Dominic do Boszkowa (ryc. 1 – punkt 5). Sekwencję zdarzeń prowadzących do powstania krawędzi sedimentacyjnej w warunkach długotrwałego stanu równowagi dynamicznej czoła lądolodu przedstawia blokdiagram (ryc. 6).

Kompleks litofacyalny form po wałach lodowo-morenowych

Szybkość dostawy lodu i jego ablacja w strefie marginalnej mają decydujące znaczenie dla stanu

dynamicznego czoła lądolodu (Flint 1971). Przewidywalność tę o charakterze ogólnym mogą modyfikować takie czynniki, jak: plastyczność lodu, temperatura w strefie bazalnej i zawartość wody na kontakcie stopa lądolodu/podłoże oraz topografia, wymuszająca określone warunki hydrologiczne w strefie proglacjalnej. Wzrost tempa ablacji prowadzi do recesji, która może polegać na utracie mobilności większych lub mniejszych partii lodu. Współczesne lodowce zanikają zarówno według modelu recesji arealnej, jak i frontalnej. Zdecydowana ich część wycofuje się jednak frontalnie, co dokumentują formy marginalne naśladujące swoim przebiegiem zasięg



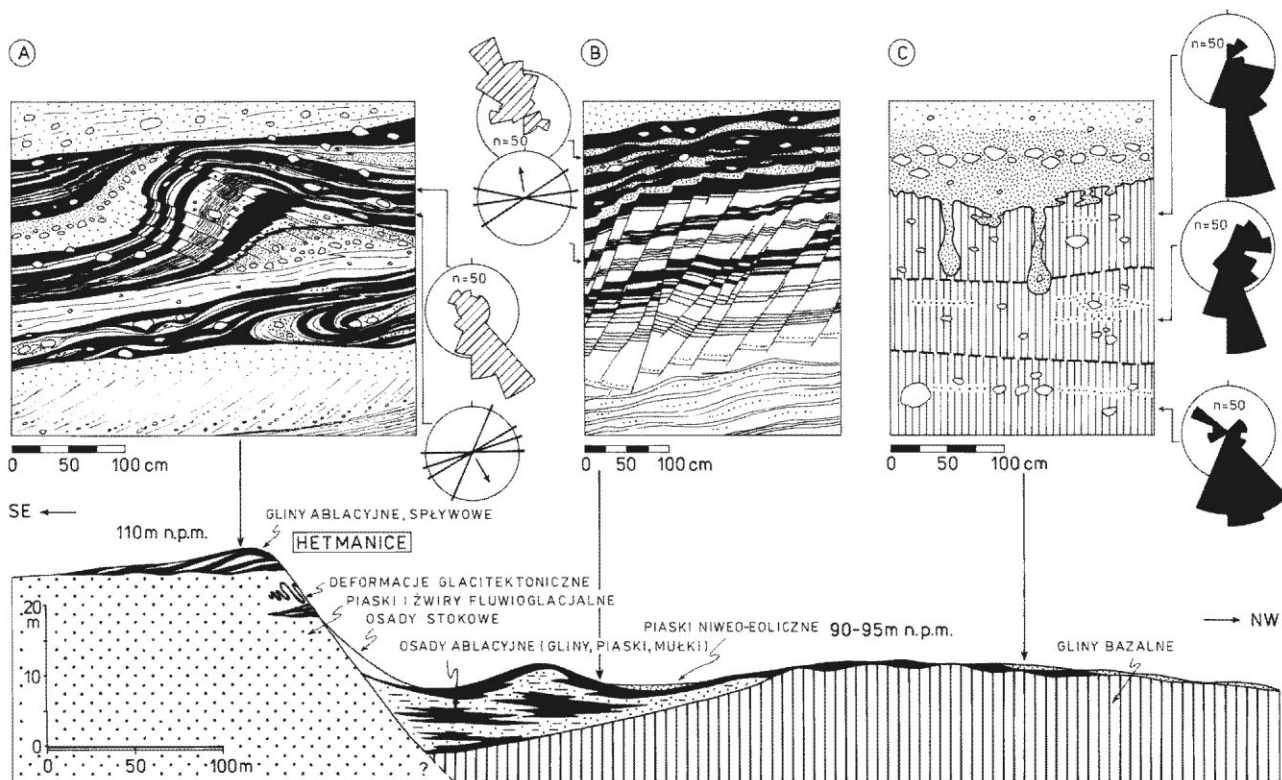
Ryc. 3. Lob Sławy Śląskiej. Hipsometria strefy krawędziowej (Kasprzak 2003)

Główne strefy morfologiczne: 1 – przedpole lobu, 2 – strefa krawędziowa, 3 – wewnętrzna część lobu

kolejnych faz postojowych lobów lodowcowych. Podstawowym mechanizmem deglacjacji jest w takich przypadkach wydzielanie się z aktywnego czoła lodowca wałów lodowo-morenowych.

Wały lodowo-morenowe opisano z Alaski i Arktyki Kanadyjskiej (Goldthwait 1951, Ward 1952, Johnson 1971, Souches 1971), Grenlandii (Weidick 1968,

Hooke 1970, 1973), Islandii (Szupryczyński, Kozarski 1970, Kozarski, Szupryczyński 1973, Krüger, Humlum 1981), Spitsbergenu (Klimaszewski 1960, Szupryczyński 1963, Boulton 1967, Jewtuchowicz 1973, Kozarski 1974, 1978, 1982), Skandynawii (Östrem 1959, 1963, 1964), a także z lądolodu antarktycznego (Healy 1975). Zidentyfikowane zostały także pierwsze kopal-



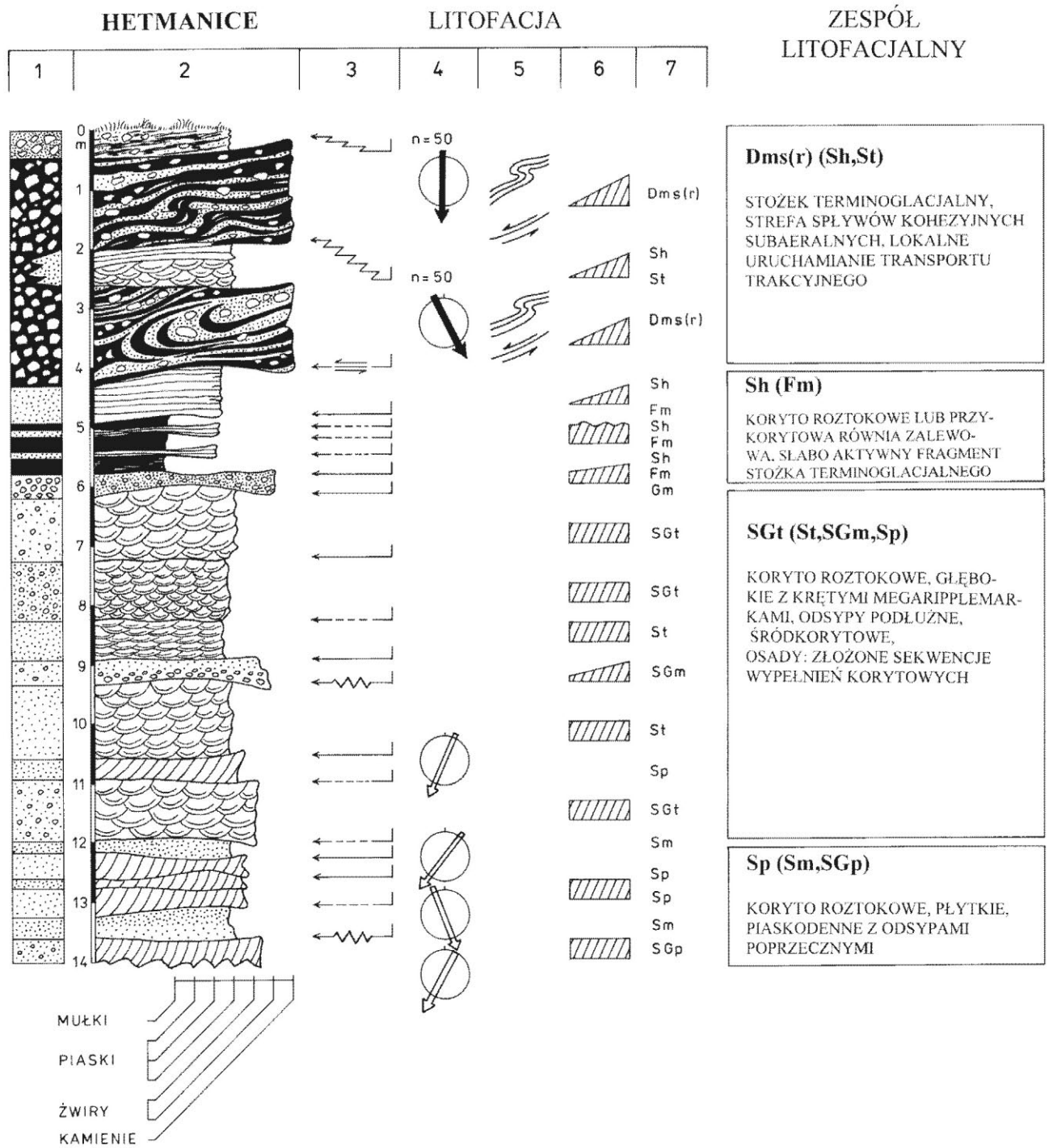
Ryc. 4. Hetmanice. Rozmieszczenie osadów w krawędzi sedymentacyjnej sandru (Kasprzak 2003)

A – glina spływowa w stropie serii piaszczysto-żwirowej sandru; B – glina spływowa w pagórku przylegającym do krawędzi; C – glina bazalna przykryta piaskami niweo-eolicznymi. Na diagramach pokazano orientację dłuższych osi głazików oraz biegi warstw

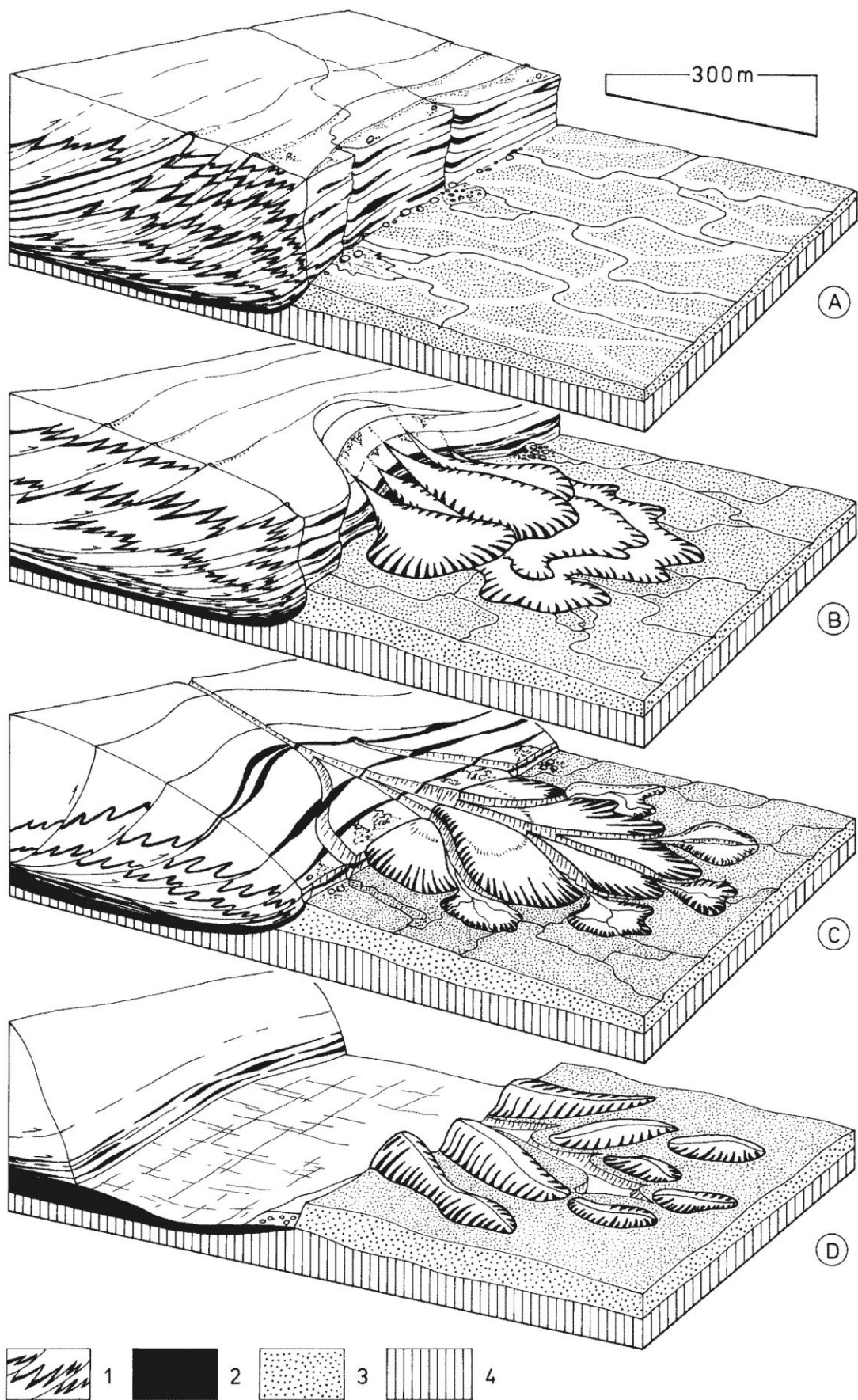
ne ślady występowania vistuliańskich wałów lodowo-morenowych z okolic Koszanowa–Podrzewia i zaproponowano model ich sedimentacji w nawiązaniu do lądolodu vistuliańskiego (Kasprzak 1988). Obecnie wzrasta ilość prac, w których reinterpretowane są starsze koncepcje deglacjacji arealnej na korzyść frontalnej, ze wskazaniem na uporządkowane wydzielanie wałów lodowo-morenowych z czoła lądolodu (Hambrey i in. 1997, Bennet i in. 1998).

Lód budujący trzony wałów lodowo-morenowych pochodzi z czołowych partii lodowca (Kozarski, Szupryczyński 1973). Może także zawierać inkorporowane w czasie transgresji: fragmenty starszego lodu martwego (Johnson 1971, Hooke 1973), zasp śnieżnych (Östrem 1964, Östrem, Arnold 1970) lub całe stożki terminoglacjalne (Evans 1989, Shaw 1977a, b).

W procesie wyodrębniania się wałów lodowo-morenowych, który został bardzo dokładnie rozpoznany i opisany (Goldthwait 1951, Ward 1952, Östrem 1959, Boulton 1967, Kozarski, Szupryczyński 1973, Kozarski 1978), najbardziej istotnym etapem jest pokrycie najniższych partii czoła lodowca materiałem



Ryc. 5. Hetmanice. Litostratygrafia osadów i interpretacja genetyczna zespołów litofacjalnych (Kasprzak 2003)



Ryc. 6. Hetmanice. Główne fazy kształtowania krawędzi sedymentacyjnej sandru (Kasprzak 2003)

1 – hipotetyczny układ płaszczyzn ślizgu i rozmieszczenie detrytus mineralnego w lądolodzie, 2 – glina bazalna typu *lodgement*, 3 – piaski i żwiry serii sandrowej, 4 – osady starsze od vistulianu

mineralnym o miąższości wystarczającej do spowolnienia lub czasowego zatrzymania ablacji. Ostatnio Kjær i Krüger (2001) wykazali, na podstawie badań na Islandii, że zawartość materiału mineralnego w lodzie martwym może być zbyt niska, żeby proces konserwowania lodu był wystarczająco efektywny. Najlepsze warunki do konserwacji znaczniejszych partii lodu istnieją w lodowcach żywych, aktywnie dostarczających materiał mineralny do krawędzi.

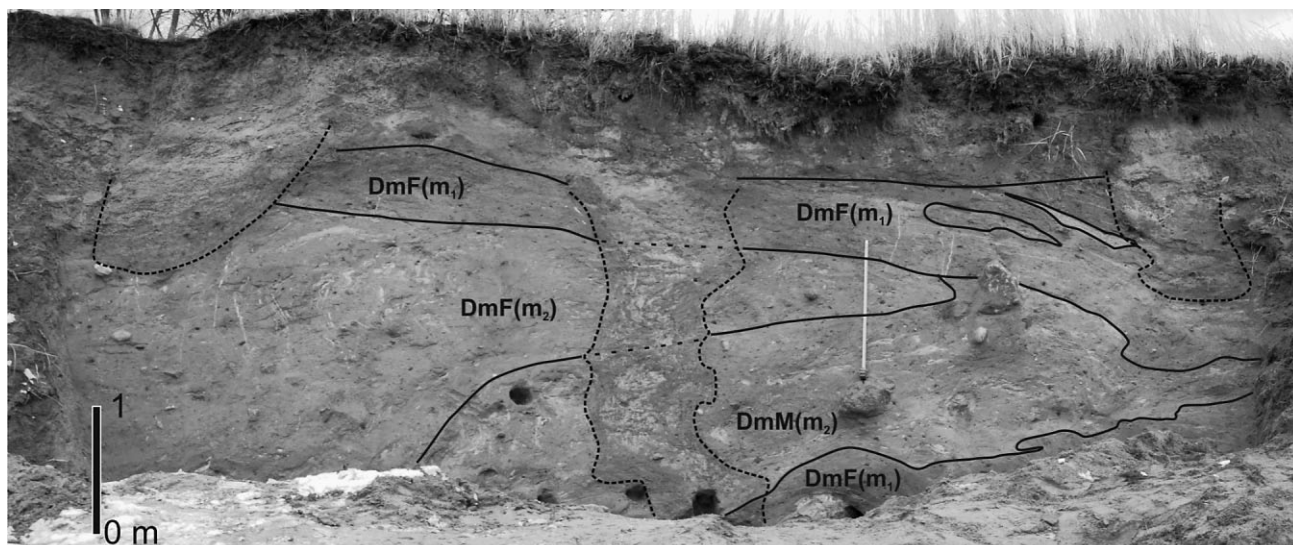
Zakonserwowanie dolnej części jeszcze żywego lodu następuje, gdy pokrywa ablacyjna przekroczy swoją miąższością głębokość letniego rozmarzania (Boulton 1967). W warunkach vistuliańskich głębokość warstwy czynnej na obszarze Niziny Wielkopolskiej wynosiła według Kozarskiego (1995) około 1 m. Z informacji tej można wnioskować, że taka właśnie miąższość osadów ablacyjnych mogła być w tym okresie wystarczająca do konserwacji lodu. W rzeczywistości była ona dużo wyższa w okresach dłuższego postoju czoła lodolodu, dokumentowanego przez serie ablacyjne znacznej grubości, i dużo niższa w okresach szybkiej recesji, w których nie mogło dochodzić do akumulacji rozległych i miększych pokryw ablacyjnych.

Selektywna ablacja i działalność wód roztopowych, które poprzez termooerozję powodują pogłębienie wszelkich zagłębień inicjalnych, prowadzi do oddzielenia od czoła lodowca pierwszego ciągu wałów lodowo-morenowych (Kozarski, Szupryczyński 1973). Najbardziej istotny dla interpretacji ciągów pagórków w lobie Sławy Śląskiej jest ich łobowy przebieg naśladujący czoło lodowca. Takim właśnie przebiegiem odznaczają się opisywane we wcześniej cytowanej literaturze wały lodowo-morenowe. Dalsza ewolucja rzeźby w obrębie wałów lodowo-morenowych może przebiegać według wielu odmiennych wariantów prowadzących do uwypuklenia lub zatarcia śladów ich obecności.

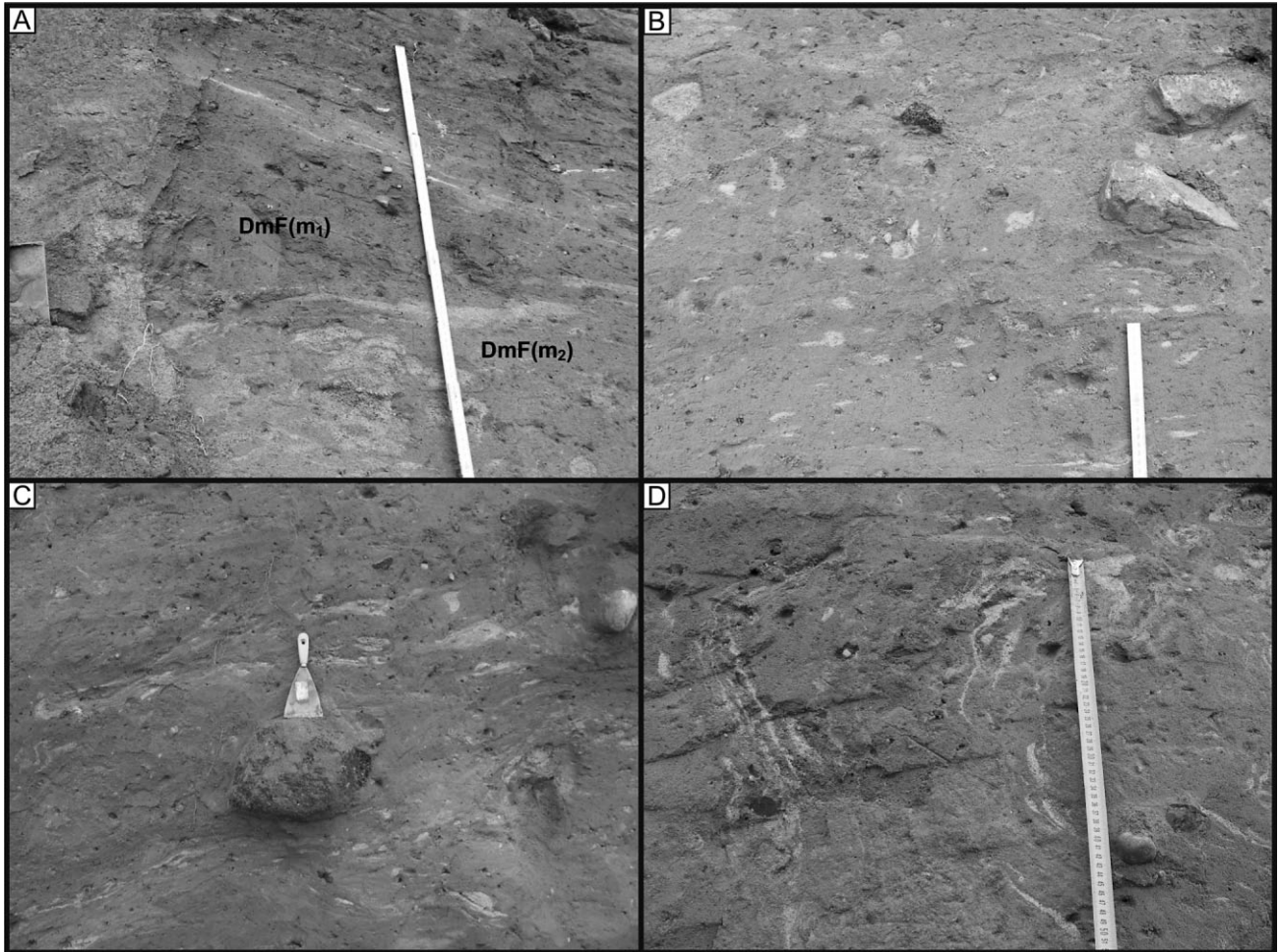
Proces wyodrębniania wałów może powtarzać się wielokrotnie, jeżeli recesja frontalna będzie wystarczająco wolna a dostawa materiału wystarczająco efektywna. Może też to być zdarzenie jednostkowe, jeżeli tempo recesji ulegnie przyspieszeniu lub gdy do krawędzi lodolodu będzie dopływał lód relatywnie czysty, tzn. zawierający zbyt małą ilość materiału morenowego niezbędnego do jego konserwacji.

Efekty sedimentacyjne i morfologiczne w strefach marginalnych kształtowanych w obrębie wałów lodowo-morenowych mogą być bardzo zróżnicowane. Dwie skrajne odmiany, zidentyfikowane wśród form marginalnych fazy poznańskiej (Kasprzak, Kozarski 1984, Kozarski, Kasprzak 1987a, Kasprzak 1988), obejmują ciągi łobowo ułożonych pagórków lub też ciągi zorientowanych zagłębień bezodpływowych. Dla wystąpienia pierwszego przypadku niezbędna jest stała i dość znaczna dostawa materiału mineralnego. Dostawa ta musi być na tyle duża, aby doszło nie tylko do przykrycia i zakonserwowania trzonów lodowych, ale także, w późniejszej fazie, do sedimentacji w obniżeniach między wałami. Do wytworzenia zagłębień bezodpływowych, naśladujących swoim przebiegiem zasięg czoła lodolodu, niezbędne jest jedynie zakonserwowanie trzonów lodowych.

Przedstawione obserwacje, pochodzące ze współcześnie kształtowanych stref marginalnych na obszarach polarnych, pozwalają interpretować ciągi pagórków w nawiązaniu do procesów zapełniania osadami lokalnych basenów sedimentacyjnych, tworzących się między wyodrębnianymi z czoła żywego lodolodu wałami lodowo-morenowymi. W trakcie wycieczki zostaną przedstawione różne stanowiska prezentujące osady i formy po wałach lodowo-morenowych, na przykład Annowo (ryc. 1 – punkt 15; 7, 8) czy w lobie Sławy Śląskiej (ryc. 9, 10).



Ryc. 7. Stanowisko Annowo – litofacie masywnych diamiktonów budujące zbocza pagórka. Litofacja diamiktonu DmF(m1) – sporadyczne elementy szkieletu ziarnowego, litofacja DmF(m2) – przeciętna zawartość klastów



Ryc. 8. Stanowisko Annowo – osady diamiktonowe

A – litofacja diamiktonu DmF(m1), widoczne sporadyczne elementy szkieletu ziarnowego, B – litofacja DmF(m2) o przeciętnej zawartości klastów w szkielecie ziarnowym, widoczne również drobne ciała piaszczyste, C – megaklast w litofacji DmF(m2), D – drobne fałdy piaszczyste w obrębie litofacji DmF(m2)

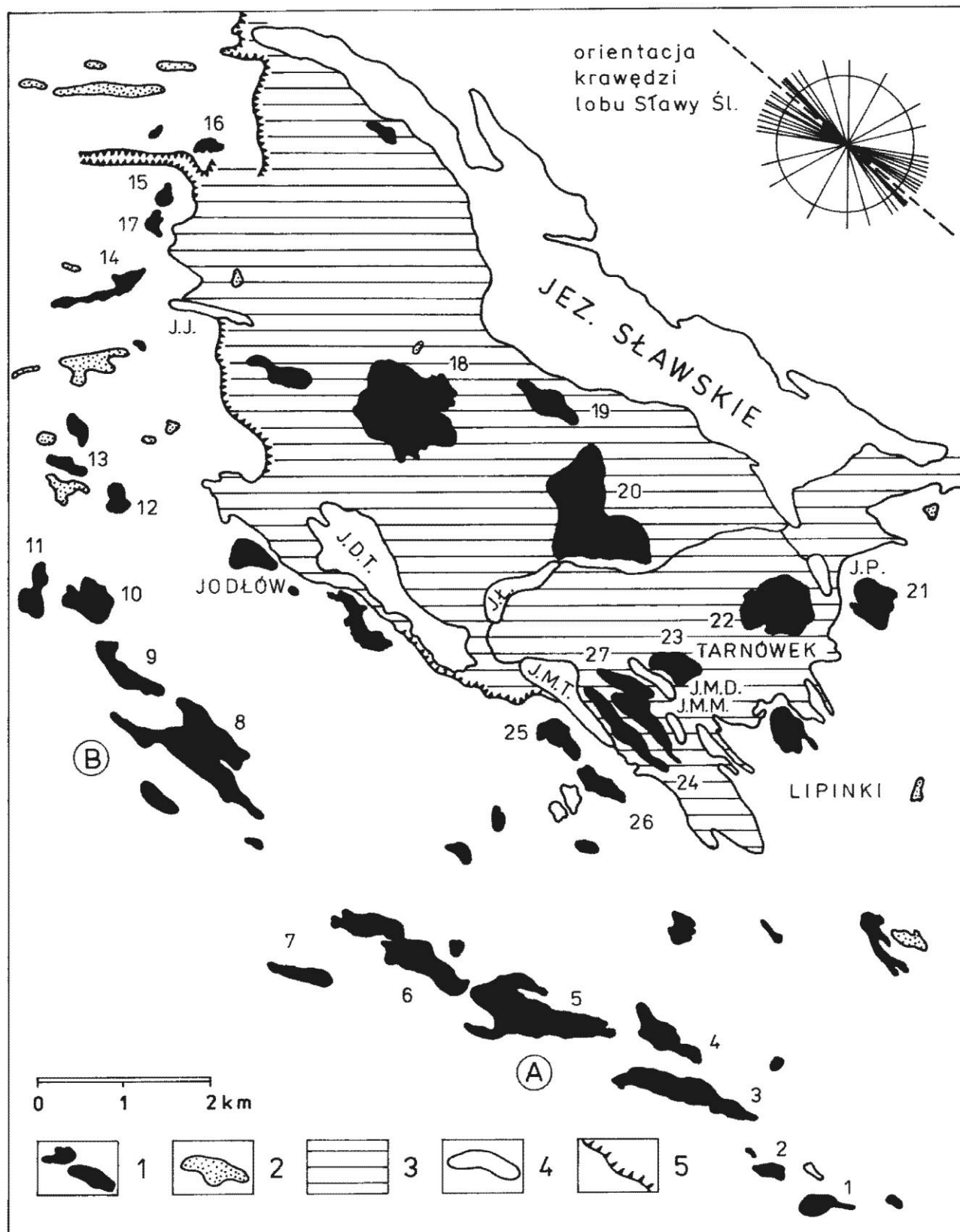
Kompleks litofacyjny stożków terminoglacjalnych

Kompleks litofacyjny stożków terminoglacjalnych prezentuje na Nizinie Wielkopolskiej bogactwo form. Przeprowadzone badania nie dają jeszcze podstaw do zaproponowania profili litostratygraficznych, które można uznać za typowe. Przyczyna tkwi w niewystarczającym rozpoznaniu mocno zróżnicowanych osadów, a także form, które jako stosunkowo drobne elementy, pozostawione przez ostatni lądolód, szczególnie łatwo ulegały niszczeniu i przeobrażaniu.

Stożki terminoglacjalne formowane w trakcie recesji lądolodu, z fazy leszczyńskiej na fazę poznańską, zbudowane są zarówno z osadów fluwioglacjalnych, jak i glacialnych typu spływowych glin morenowych. Zawierają także ślady procesów glaci-tektonicznych w postaci deformacji typu ścięciowego i drobnych nasunięć zaznaczonych obecnością glin bazalnych. Elementy stożków znajdują się również we wcześniej opisanych, lobowych krawędziach sedimentacyjnych, w których stanowią ogniwo zamy-

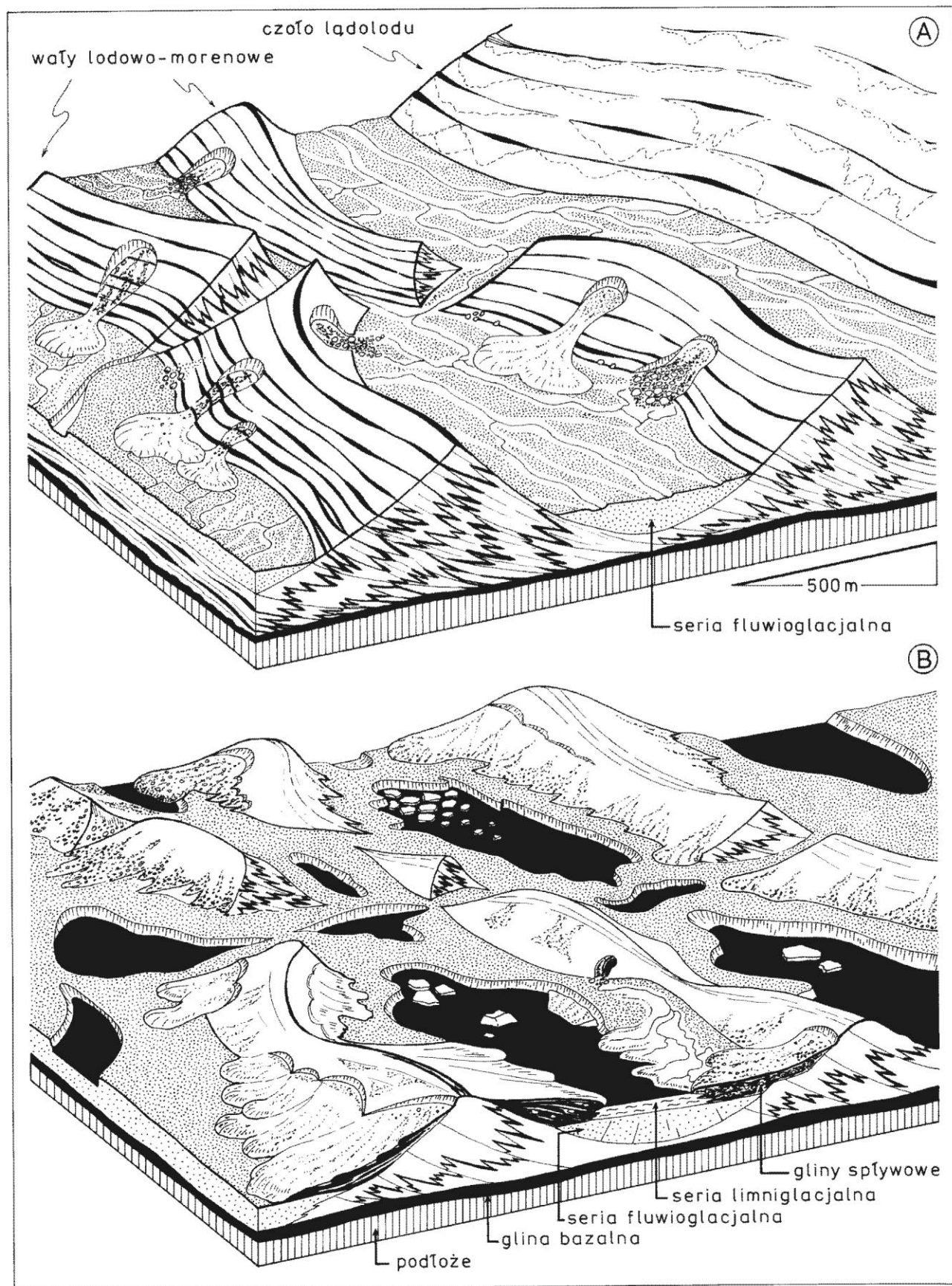
kające długie okresy sedimentacji fluwioglacjalnej. Zapełnianie obniżień między wałami lodowo-morenowymi odbywało się, przynajmniej częściowo, poprzez stopniową akumulację stożków. Niektóre z nich stanowią jednak formy samodzielne, ukształtowane w czasie krótkich postojów czoła lądolodu w trakcie regionalnej recesji. Budowę geologiczną wybranych form tego typu zaprezentowano na fotografiach i blokdiagramach syntetycznych, pokazujących główne cechy strukturalne i najbardziej istotne układy litofacyjne, oddające ogólną architekturę osadów.

Formy marginalne wewnętrznej części lobu Sławy Śląskiej (ryc. 1 – punkt 9, Spokojna) stają się coraz drobniejsze i przechodzą w kierunku północnym w odosobnione wzgórza, układające się w łuki naśladujące swoim przebiegiem wcześniej opisaną lobową krawędź sandru oraz współkształtne z nią ciągi form po wałach lodowo-morenowych. Na obszarze położonym na północ od Sławy Śląskiej rozpoznano budowę geologiczną trzech stożków, usytuowanych w pobliżu miejscowości Potrzebowo, Siekówko i Spokojna (ryc. 1, 11, 12, 13). W trakcie wycieczki tereno-



Ryc. 9. Zachodnia część łobu Sławy Śląskiej. Rozmieszczenie pagórków, wałów i zagłębień bezodpływowych oraz ich orientacja w stosunku do krawędzi sedimentacyjnej sandru (Kasprzak 2003)

1 – pagórki i wały, 2 – zagłębienia bezodpływowe, 3 – obniżenie terenu w rejonie Sławy Śląskiej, 4 – jeziora, 5 – krawędzie terenowe, A.B. – zespoły form szczegółowo omawiane w tekście, J.J. – Jez. Jeziorne, J.D.T. – Jez. Duże Tarnawskie, J.M.T. – Jez. Małe Tarnawskie, J.M.D. – Jez. Młyńskie Duże, J.M.M. – Jez. Młyńskie Małe, J.P. – Jez. Pluszne. Na diagramie przedstawiono orientację dłuższych osi wałów i wydłużonych zagłębień bezodpływowych w stosunku do orientacji krawędzi łobu Sławy Śląskiej wyznaczonej przez krawędź sandru



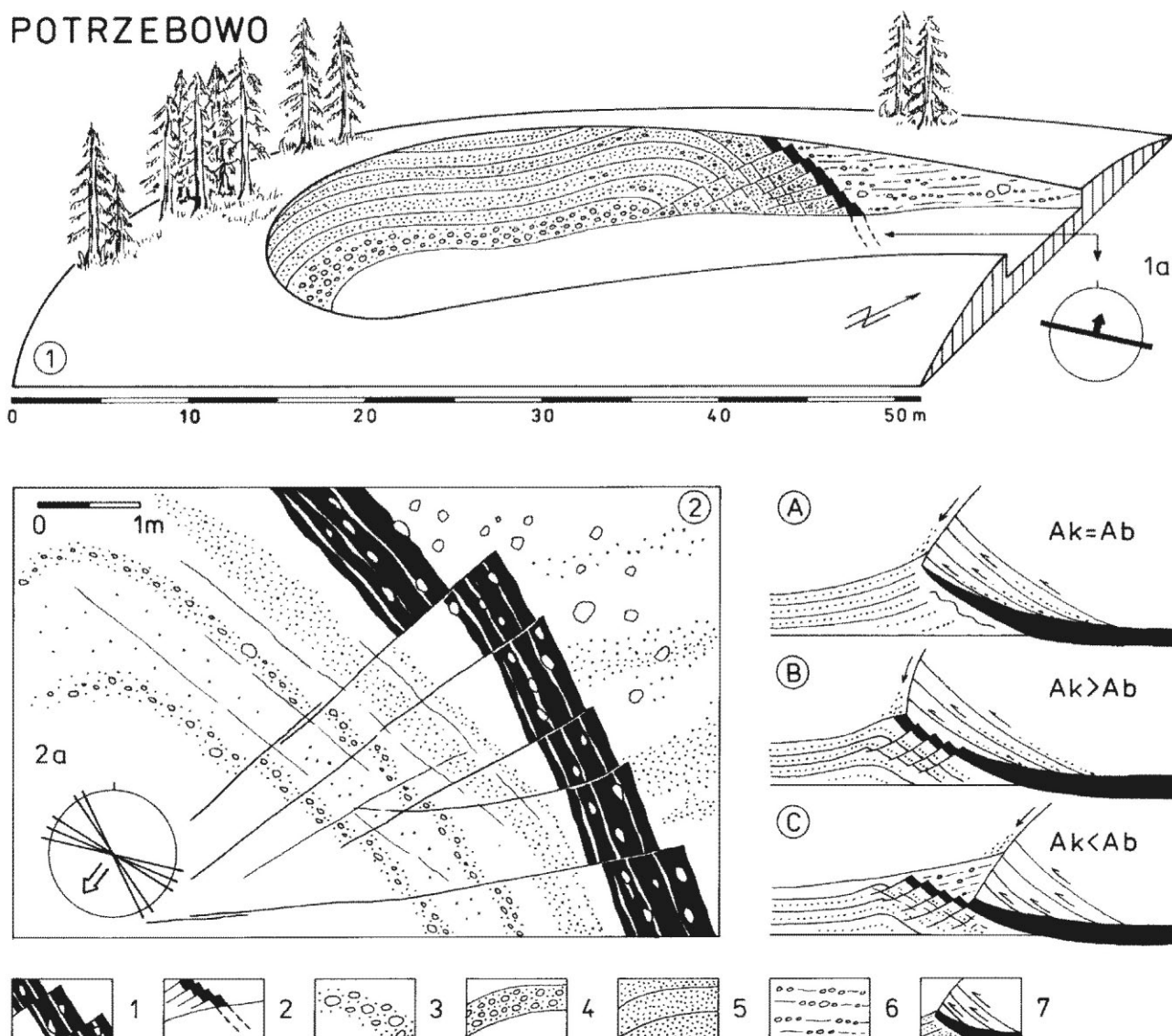
Ryc. 10. Kształtowanie rzeźby i osadów w warunkach wytapiania się ukierunkowanych wałów lodowo-morenowych wyodrębnianych z czoła lądolodu w trakcie powolnej recesji frontalnej (Kasprzak 2003)

wej zaprezentowany zostanie stożek napływowy w Spokojnej.

Porównanie lineacji morfologicznej z lokalizacją stanowisk w Potrzebowie, Siekówku i Spokojnej, wskazuje na istnienie wyraźnego związku tych form z kolejnymi fazami recesji lądolodu (ryc. 14). Wyraźnie widoczne są dwie prawidłowości. Pierwsza pokazuje, że zaprezentowane stożki terminoglacjalne znajdują się w strefie marginalnej jednego, recesyjnego łobu glacialnego. Druga prawidłowość dotyczy relacji między formami a deformacjami znalezionymi w stanowiskach Potrzebowo i Siekówko. W obydwu przypadkach biegi wyruszonych z pierwotnego położenia glin układają się zgodnie z lokalnym przebiegiem osi morfologicznych. W odniesieniu do Po-

trzebowo jest to układ równoleżnikowy, a do – Siekówka kierunek północno-wschód-południowo-zachód. Szczególnie cenne jest to ostatnie stanowisko. Wychodnia gliny bazalnej znaleziona w podłożu odsłonięcia, na dystansie wielu metrów, jest zgodna w swoim przebiegu z osią morfologiczną formy i trudno uznać taką zbieżność za przypadkową. Cała jej warstwa zapada w kierunku północno-zachodnim i w ten sposób tworzy klasyczny układ gliny subglacialnej wynoszonej do wyższej pozycji w strefie krawędziowej czoła lodowego.

Mechanizmy sedimentacji stożków terminoglacjalnych przedstawiono schematycznie na rycinach 11 A, B, C (Potrzebowo), 12 A, B, C, D, E (Siekówko) i 13 (Spokojna). W dwóch pierwszych przypad-



Ryc. 11. Potrzebowo. Osady i struktury stożka terminoglacjalnego (Kasprzak 2003)

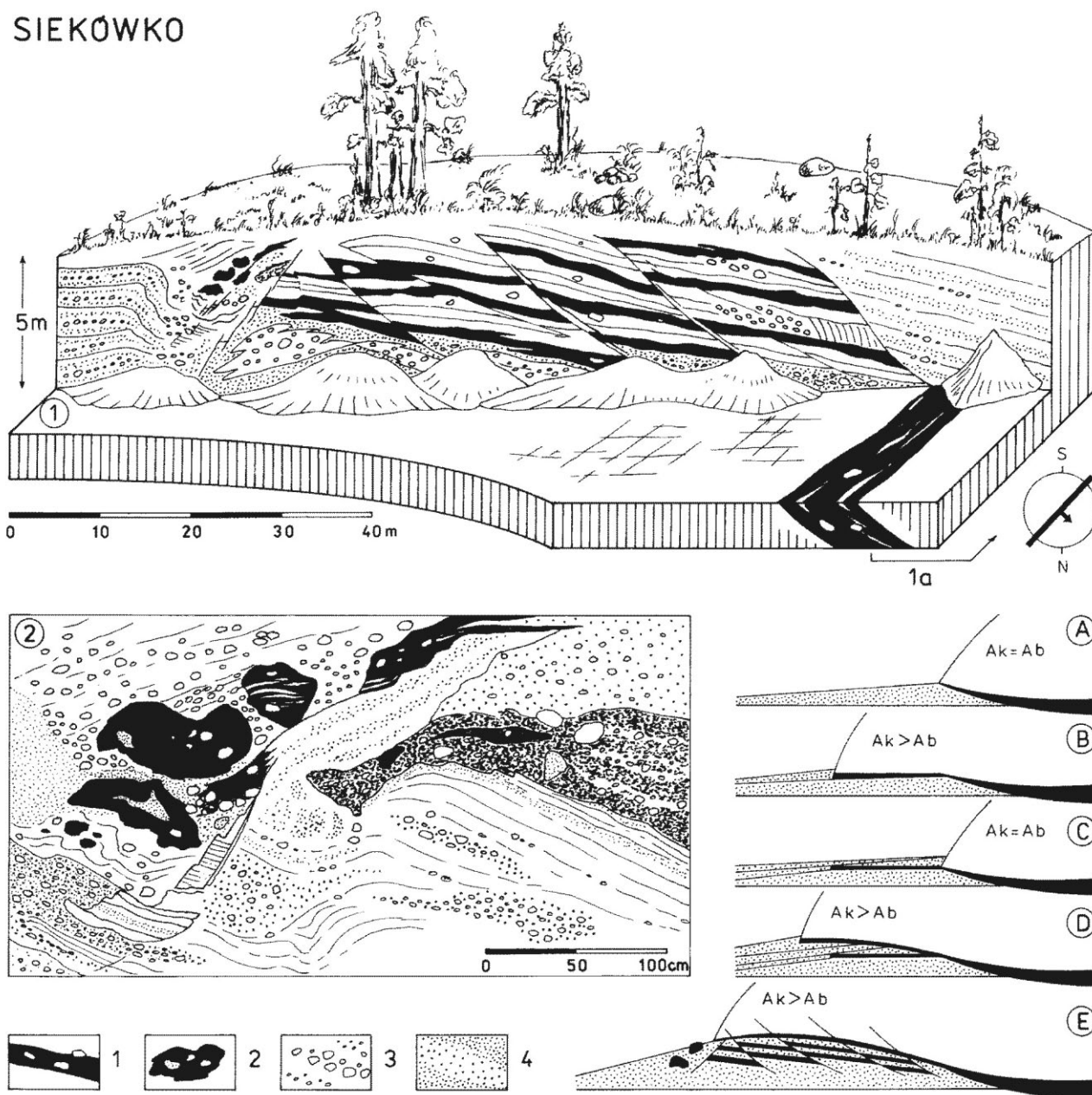
1 – relacje przestrzenne między głównymi typami osadów, 1a – diagram pokazujący bieg i kierunek nachylenia łuski gliny bazalnej, 2 – fragment odsłonięcia zawierający łuskę gliny bazalnej, 2a – diagram biegów i kierunku nachylenia uskoków. A, B, C – hipotetyczne fazy akumulacji i deformowania osadów stożka, Ak – akumulacja, Ab – ablacja. Osady i struktury: 1 – glina bazalna typu lodgement, 2 – uskoki, 3 – przewarstwienia żwirowe, 4 – zwarta warstwa żwirowa, 5 – piaski, 6 – piaski i żwiry, 7 – czoło lądolodu z zaznaczonymi płaszczyznami ślizgu i gliną bazalną

kach zdeformowane warstwy glin bazalnych rejestrują drobne ruchy czoła lądolodu, co dobrze tłumaczy ich obecność w obrębie mniej zdeformowanych warstw fluwioglacjalnych. Skala deformacji i ułożenie warstw gliniastych pozwalają przypuszczać, że mogły to być oscylacje czoła wywołane zimowymi zmianami bilansu mas lodowych, powodowanymi przez zwiększone opady śniegu. Letnie okresy ablastyczne zdominowane były akumulacją piasczysto-żwirową, która musiała być szybka i bardzo intensywna, gdyż prowadziła nie tylko do pogrzebienia glin bazalnych, ale także do fosylizacji pakietów drobnych piasków, które dostawały się do wód roztopo-

wych w stanie zmarzniętym. Procesy tego rodzaju były szczególnie efektywne w okresie wiosennym, w czasie szybkiego wzrostu tempa ablacji na przykrawędziowych fragmentach lądolodu i gwałtownego zwiększenia objętości wód roztopowych. Dla osadów ze Spokojnej, ze względu na ich odmienne, rytmiczne wykształcenie, przyjęto koncepcję sedimentacji subakwalnej w płytkim zbiorniku, usytuowanym przy krawędzi żywego lądolodu lub, co bardziej prawdopodobne, między wałami lodowo-morenowymi.

W zakresie przestrzennego wykształcenia stożków terminoglacjalnych rysuje się jeszcze jedna ważna prawidłowość (ryc. 14). Część centralna lobu

SIEKÓWKO



Ryc. 12. Siekówko. Osady i struktury stożka terminoglacjalnego (Kasprzak 2003)

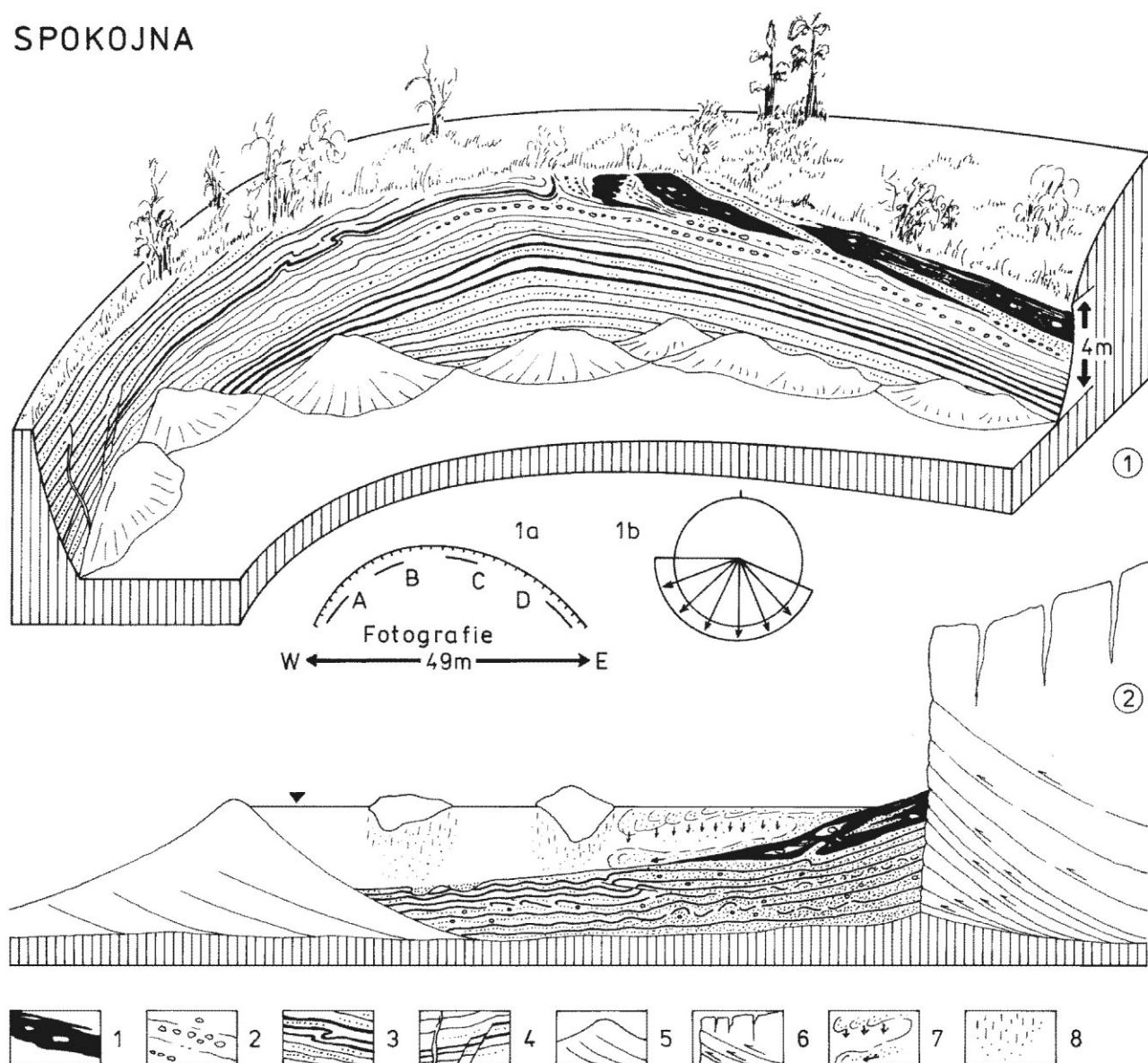
1 – relacje przestrzenne między głównymi typami osadów, 1a – diagram pokazujący bieg i kierunek nachylenia łuski gliny bazalnej, 2 – fragment odsłonięcia zawierający porwaki gliny bazalnej, A, B, C, D, E – hipotetyczne fazy akumulacji i deformowania osadów stożka, Ak – akumulacja, Ab – ablacja. Osady i struktury: 1 – glina bazalna typu lodgement, 2 – porwaki gliny bazalnej, 3 – żwiry, 4 – piaski

odstępowała szybciej, dlatego możliwe było wytwarzanie lokalnych zbiorników sedymentacyjnych typu jeziornego (Spokojna). W częściach bocznych zaznaczały się mniejsze wartości recesji lub następowały wręcz oscylacje (Potrzebowo, Siekówko). W lodowcach współczesnych obserwuje się podobny mechanizm recesji: na boczną recesję lodowca wynoszącą na przykład 50 m przypada wielokrotność takiej odległości w części czołowej. Mechanizm ten powoduje zagęszczanie linii recesyjnych na skrzydłach lodowca. Na północ od Sławy Śląskiej ciągi form marginalnych, wyznaczające lineację rzeźby, są wyraźnie zbieżne we wschodnim skrzydle lobu. W części centralnej odległości między nimi są znacznie większe.

Kompleks litofacjalny wysoczyzn morenowych

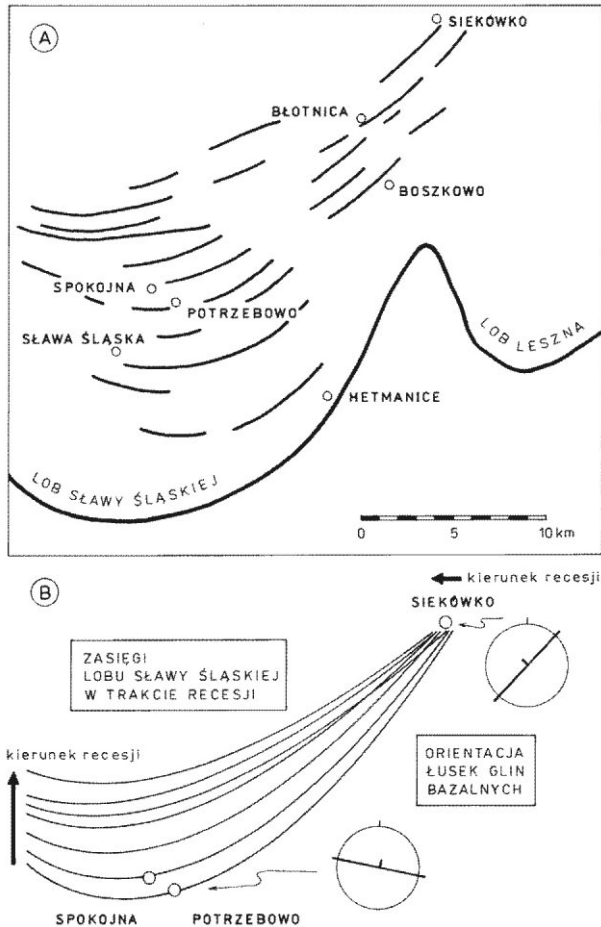
W strefach marginalnych współczesnych lodowców i na obszarach pokrytych w czwartorzędzie przez lądolody kontynentalne rozciągają się rozległe powierzchnie płaskie lub o stosunkowo niewielkich i sporadycznie występujących deniwelacjach. W polskiej terminologii geomorfologicznej formy tego rodzaju określane są terminami: równiny morenowe, równiny dennomorenowe, a najczęściej – wysoczyzny morenowe, z powodu ich wysokiego zalegania w stosunku do innych elementów rzeźby glacialnej, takich jak: sandry, szlaki sandrowe, pradoliny i dna rynien

SPOKOJNA



Ryc. 13. Spokojna. Osady i struktury stożka terminoglacjalnego (Kasprzak 2003)

1 – relacje przestrzenne między głównymi typami osadów, 1a – rozmieszczenie fotografii pokazujących osady i struktury stożka, 1b – diagram kierunków zapadania indywidualnych warstw piaszczystych i mułkowych stożka, 2 – środowisko sedymentacyjne subakwalnego stożka terminoglacjalnego. Osady i struktury: 1 – glina ablacyjna typu spływowego, 2 – żwiry, 3 – mułki, 4 – uskoki i szczeliny uskokowe, 5 – lód martwy, 6 – lód żywy z płaszczyznami ślizgu, 7 – prądy zawieszinowe i turbidytowe, 8 – materiał zrzucany z kier lodowych



Ryc. 14. Układ recesyjnych form marginalnych w wewnętrznej części lobu Sławy Śląskiej (Kasprzak 2003)
A – linie morfologiczne wałów i zespołów pagórków, B – porównanie zasięgów lobu Sławy Śląskiej w trakcie recesji z orientacją łusek glin bazalnych znalezionych w SiekóWKu i Potrzebowie

glacialnych. W literaturze anglojęzycznej najbliższymi, choć mało precyzyjnie zdefiniowanymi określeniami są: *hummocky moraine*, *till plane* oraz *morainic plateau*.

Na Nizinie Wielkopolskiej w zasięgu ostatniego zlodowacenia, a więc na obszarze młodoglacjalnym, który stosunkowo słabo został zmieniony przez procesy denudacyjne, wysoczyzny morenowe stanowią podstawowy element rzeźby. Zwarte płyty wysoczyznowe rozciągają się na powierzchniach od kilku do kilkudziesięciu km². Istotną przeszkodą utrudniającą dokładne rozpoznanie przestrzennego wykształcenia osadów glacialnych oraz relacji ilościowych między poszczególnymi ich typami jest brak odsłonięć dogodnych do badań sedimentologicznych. W konsekwencji interpretacje genezy wysoczyzn są bardzo ogólne, co rzutuje na dokładność rekonstrukcji dynamiki lądolodu.

Wysoczyzny morenowe zawierają zapis sedimentacji glacialnej najmniej przeobrażony procesami erozyjnymi i przez to stanowią potencjalne źródło informacji najpełniej opisujących transgresję i recesję lądolodu. Analiza rzeźby wysoczyzn pozwala ziden-

tyfikować krótkotrwale postoje czoła lądolodu, a tym samym uzupełnić obraz recesji lądolodu w skali regionalnej, który odczytywany jedynie na podstawie przebiegu głównych ciągów form marginalnych jest nazbyt ogólny i nie oddaje dynamiki strumieni lodowych.

Strefy kontaktu glin bazalnych z osadami podłoża, najbardziej czytelne na płaskich wysoczyznach morenowych, mogą dostarczyć wiarygodnych obserwacji, które umożliwią jakościową ocenę reżimu termicznego, panującego w strefie subglacialnej wewnętrznej części lądolodu. Reżim termiczny ma bowiem podstawowe znaczenie dla rekonstrukcji mechanizmu ruchu strumieni lodowych. Osady i formy badane w stanowiskach usytuowanych w strefach marginalnych mają w tym względzie ograniczone znaczenie, gdyż informują jedynie o warunkach termicznych w czołowych fragmentach strumieni lodowych, które są z reguły odmienne od tych, jakie panują w częściach wewnętrznych.

Badania wysoczyzn morenowych mają długą tradycję, ale dopiero od lat 70. datuje się wyraźny przyrost szczegółowych opracowań sedimentologicznych, zmierzających do rozpoznania genezy pagórków stanowiących integralne elementy wysoczyzn (Boulton 1972, Eyles 1983, Möller 1987, Benn 1992, Attig, Clayton 1993, Johnson i in. 1995). W zakresie interpretacji genetycznej wypracowano szereg podejść badawczych, które mieszczą się w dwóch głównych modelach interpretacji rzeźby i budowy geologicznej wysoczyzn.

Według pierwszego, starszego modelu, przyjmuje się, że pagórki na wysoczyznach były formowane supraglacjalnie w lodzie stagnującym. Główną przyczyną redystrybucji materiału mineralnego, wytapianego z płaszczyzn ślizgu i warstw lodowo-morenowych, było grawitacyjne spływanie do obniżen, stopniowo wytwarzanych i kształtowanych w trakcie zaniku lodu martwego. Pagórki uzyskiwały swój ostateczny kształt w wyniku inwersji rzeźby spowodowanej wytapianiem się trzonów lodowych. Model taki zaproponował już w roku 1915 Tanner (Johnson i in. 1995), natomiast jego najbardziej rozbudowana, a przede wszystkim poparta szczegółowymi badaniami sedimentologicznymi wersja, została opracowana przez Boultona (1967, 1972). Autor ten wprowadził istotną zmianę jakościową w proponowanej koncepcji, polegającą na wykazaniu związku przyczynowego pomiędzy rozmieszczeniem pagórków na wysoczyznach a układem płaszczyzn ślizgu w lodzie martwym, odziedziczonym po fazie aktywnego płynięcia lodowca. W opinii Boultona (1972), ogólny układ form pochodzenia ablacyjnego może naśladować rozmieszczenie przechowanych w lodzie płaszczyzn ślizgu (ang. *controlled topography*) lub nie mieć z nimi wyraźnego i bezpośredniego związku (ang. *uncontrolled topography*). Podstawową przyczyną wykształcenia się określonego układu pagórków jest

tensyjny lub kompresyjny charakter ruchu strumienia lodowego, który decyduje o mniej lub bardziej regularnym rozmieszczeniu płaszczyzn ślizgu. Zbliżone w swojej wymowie genetycznej modele opracowano zarówno dla lądolodu laurentyjskiego (Clayton 1967, Clayton, Moran 1974, Paul 1983, Attig, Clayton 1993), jak i skandynawskiego (Marcussen 1973, Möller 1987, Benn 1992, Andersson 1998).

W drugim modelu, za pierwszoplanowy czynnik rzeźbotwórczy w kształtowaniu wysoczyzn morenowych, decydujący także o architekturze i relacjach przestrzennych między osadami, uznaje się aktywną stopę lądolodu. Autorzy modeli regionalnych najczęściej przyjmują jako wiodący jeden z procesów elementarnych, zaobserwowanych w strefach bazalnych współczesnych lodowców. Może nim być na przykład:

1. wyciskanie materiału subglacialnego do bazalnych krewas (Hoppe 1952, Stalker 1960),
2. depozycja płytowa gliny bazalnej typu *lodgement* (Menzies 1982),
3. diapiryzm osadów subglacialnych (Zelcs 1993) oraz
4. dynamiczne deformowanie gliny bazalnej (Aario 1977a, b).

Wysoczyzny morenowe na obszarze Niziny Wielkopolskiej od dawna budziły zainteresowanie badawcze. Wykonano szereg opracowań geomorfologicznych, w których zaprezentowano opisy i interpretacje osadów w wybranych stanowiskach (Kozarski 1962, Karczewski 1963, Bartkowski 1967, Stankowski 1968, Kasprzak 1988).

W zakresie interpretacji genetycznej już w latach 1960., dzięki badaniom Bartkowskiego (1964, 1967, 1969) utrwalał się pogląd, według którego równinne lub pagórkowate wysoczyzny powstały w trakcie arealnego zanikania lądolodu vistuliańskiego. W konsekwencji przyznania koncepcji martwego lodu podstawowego znaczenia morfotwórczego autor ten wyznaczył i opisał pionowy zasięg poziomów wysoczyznowych, odzwierciedlających wielkoobszarowy zanik płyt lodu martwego lub pasywnego w kolejnych coraz niższych pozycjach. Koncepcja ta została wypracowana głównie na podstawach morfologicznych, a przede wszystkim na: (1) obecności dużej ilości zagłębień bezodpływowych o charakterze wytopiskowym oraz (2) braku porządku w rzeźbie wysoczyzn.

Przedstawiona skrótkowo problematyka badań wysoczyzn wskazuje na istnienie znacznych rozbieżności w poglądach na ich genezę z jednej strony, z drugiej zaś – uzasadnia potrzebę prowadzenia dalszych badań. W związku z tym podjęto próbę dokładnego rozpoznania i zbilansowania osadów na wybranych wysoczyznach oraz ustalenia ich relacji do rzeźby. Obserwacje geomorfologiczne i geologiczne prezentowane będą w trakcie wycieczki terenowej w okolicach Włoszakowic, Kaszczora, Nietążkowa, Ry-

bojedzka oraz Rudy (ryc. 1). Podstawowy profil litostratygraficzny oraz najdokładniejsze badania lineamentów wykonano na wysoczyźnie koło Kaszczora (ryc. 15, 16, 17, 18, 19).

W wysoczyznach na terenie Wielkopolski można wyróżnić w budowie geologicznej trzy podstawowe elementy mające odmienną historię depozycyjną.

Pierwszy, najstarszy, związany jest z okresem transgresji i obejmuje osady akumulowane przed czołem transgredującego lądolodu. Najczęściej są one reprezentowane przez piaski i żwiry fluwioglacjalne z zaznaczoną tendencją do wzrostu grubości ziarna w stropowych partiach (Kaszczer–Mochy), co należy wiązać ze wzrostem energetyczności procesów sedymentacyjnych, wywołanym zbliżaniem się czoła lądolodu.

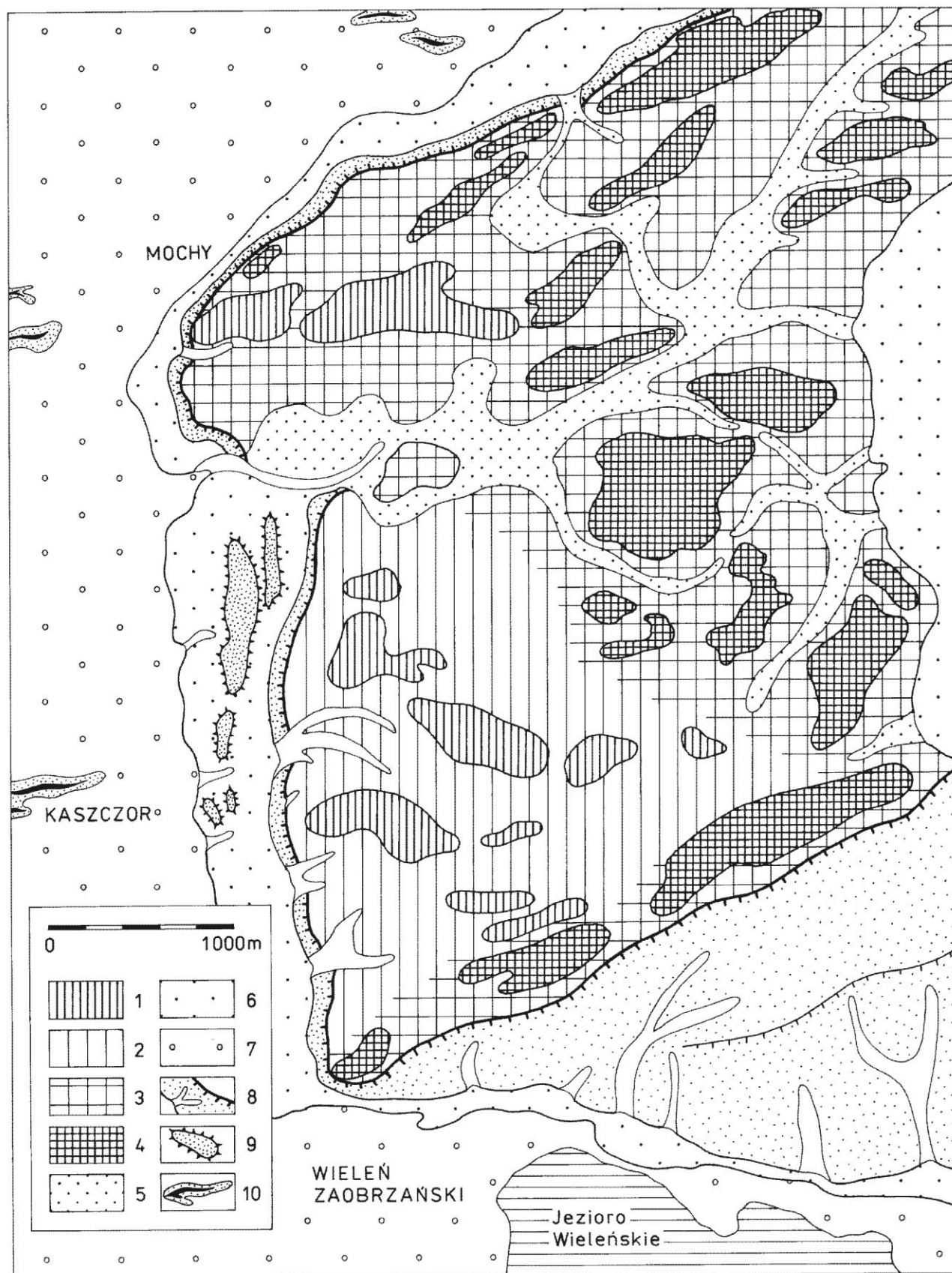
W przypadkach transgresji przerywanej postojami przed czołem lądolodu zachodziły procesy sedymentacji zbliżone do tych obserwowanych w czasie recesji.

Drugim, a zarazem najważniejszym elementem budowy geologicznej wysoczyzn są gliny bazalne, które we wszystkich zbadanych przypadkach, poza wysoczyzną koło Włoszakowic (ryc. 1 – punkt 6), tworzyły zwarty pokład o dużej homogeniczności. Pokłady glin bazalnych różnią się przede wszystkim miąższością. Zróżnicowanie miąższości glin, w zależności od położenia w stosunku do krawędzi lądolodu, pozwala doszukiwać się przyczyn takiego stanu w termodynamice stopy lądolodu oraz odległości od krawędzi czoła lądolodu.

Wysoczyzny kształtowane w wewnętrznych częściach lądolodu stanowiły obszary tranzytowe. Strefa subglacialna była tam cieplejsza, co powodowało znaczące ograniczenie ilości cykli regelacyjnych w stopie lądolodu. Warunki takie nie sprzyjały poborowi materiału z podłoża, faworyzowały natomiast wytwarzanie warstwy deformacyjnej umożliwiającej szybki ruch lodu. Koncepcja warstwy deformacyjnej (ang. *deformable bed*) zaproponowana pod koniec lat 70. przez Boultona i Jonesa (1979), intensywnie rozbudowywana w kolejnych latach (Alley i in. 1987, Boulton, Hindmarsh 1987), stanowi najbardziej istotny element nowych koncepcji ruchu lądolodów czwartorzędowych.

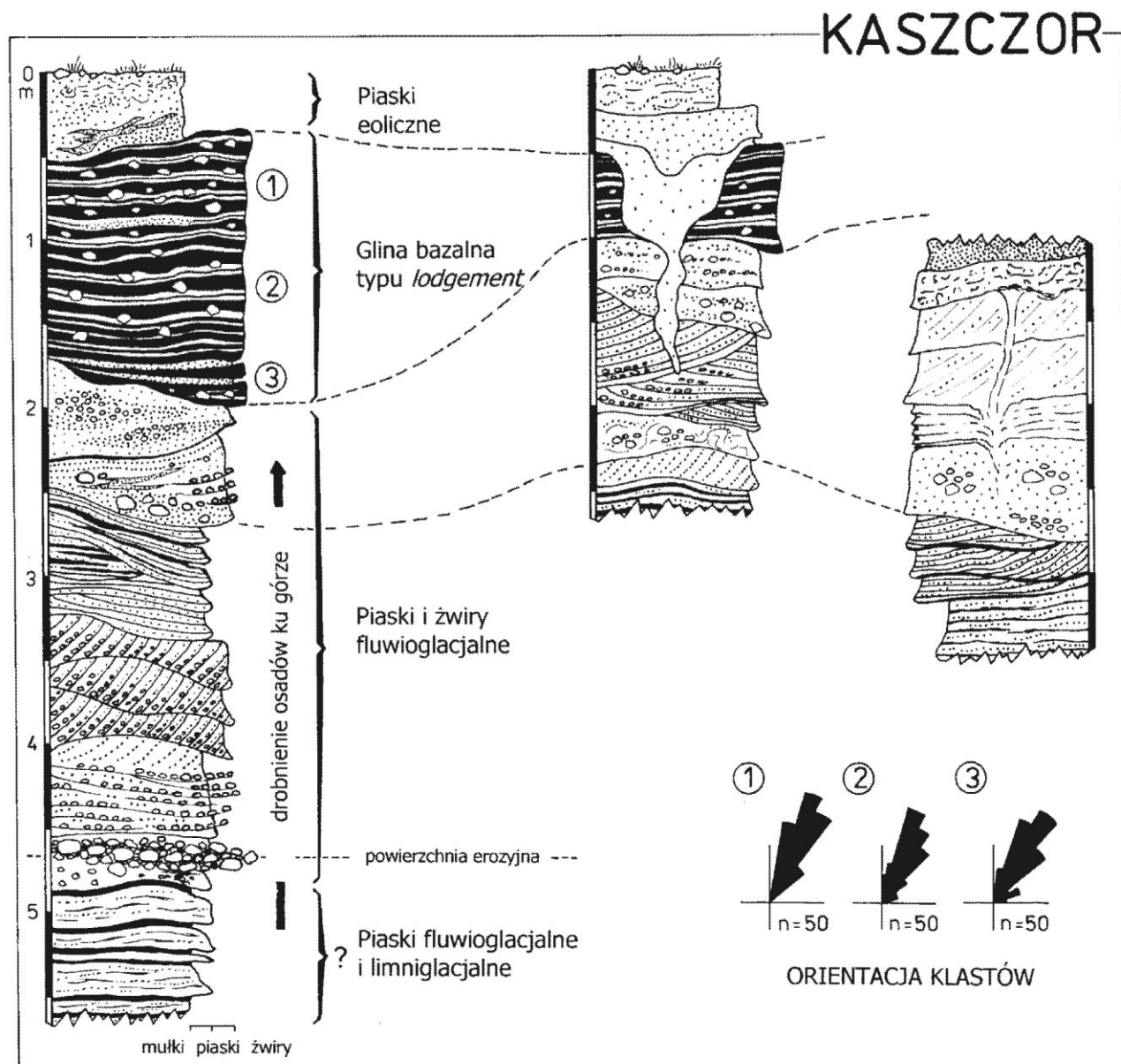
Trzecim, najmłodszym elementem w budowie geologicznej wysoczyzn są osady ablacyjne i fluwioglacjalne, zakumulowane w czasie recesji lądolodu, a więc na etapie odsłaniania powierzchni wcześniej osadzonych glin bazalnych. Sposób koncentracji osadów z tego okresu zależał od mechanizmów sedymentacji charakterystycznych dla recesji. W związku z tym różnorodność geologiczna i morfologiczna może być bardzo duża.

W zależności od efektywności depozycyjnej lądolodu w czasie transgresji i recesji oraz ilości spowolnień i postojów czoła w tych okresach można wskazać przynajmniej na kilka możliwych układów osady glin



Ryc. 15. Mapa geomorfologiczna wysoczyzny morenowej Kaszczor-Mochy (Kasprzak 2003)

1 – pagórki stanowiące wypukłości pokładu gliny bazalnej, 2 – glina bazalna o płaskiej powierzchni, 3 – glina bazalna o falistej powierzchni, 4 – wały zbudowane z osadów fluwioglacjalnych, 5 – strefa krawędziowa z deluwiami stokowymi, 6 – poziom odpływu wód roztopowych, wyższy, 7 – poziom odpływu wód roztopowych, niższy, 8 – krawędź wysoczyzny morenowej i rozcięcia erozyjno-denudacyjne, 9 – ostańce wysoczyznowe, 10 – wydmy



Ryc. 16. Kaszczor. Litostratygrafia osadów i interpretacja genetyczna zespołów litofacjalnych (Kasprzak 2003)

bazalnych – osady ablacyjne oraz kilka wariantów lineamentów na powierzchni wysoczyzn (ryc. 20, 21).

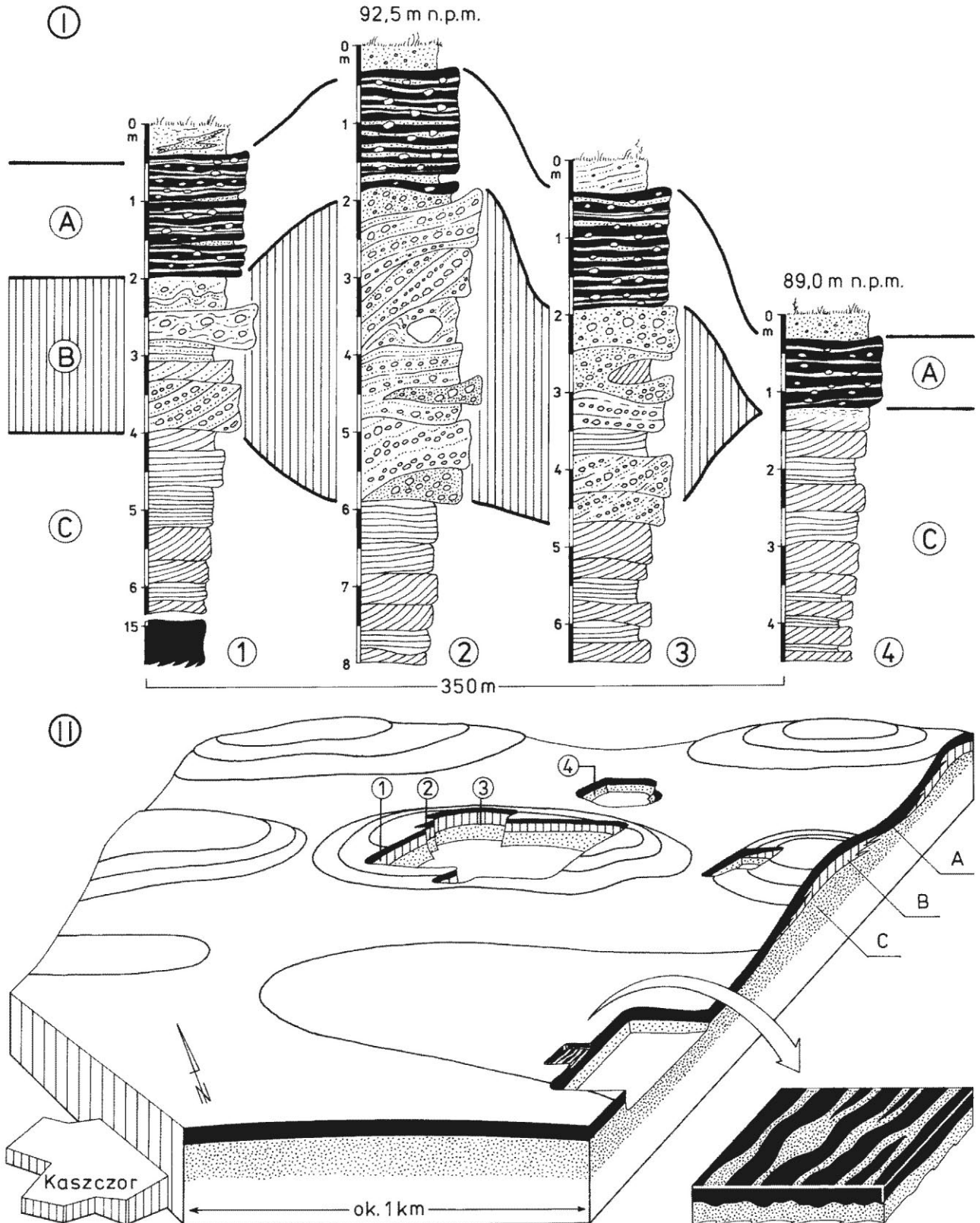
Wnioski: Deglacjacja frontalna versus arealna a efektywność depozycyjna

Ogólny model sedymentacji w warunkach stałego tempa recesji, przerywanego rytmicznie powtarzającymi się okresami stacjonowania czoła, prowadzącymi do wytwarzania wałów lodowo-morenowych, zaprezentowano na blokdiagramie (ryc. 10). Wytwarzana w ten sposób rzeźba ma wyraźną lineację morfologiczną i geologiczną równoległą do czoła wycofującego się lądolodu.

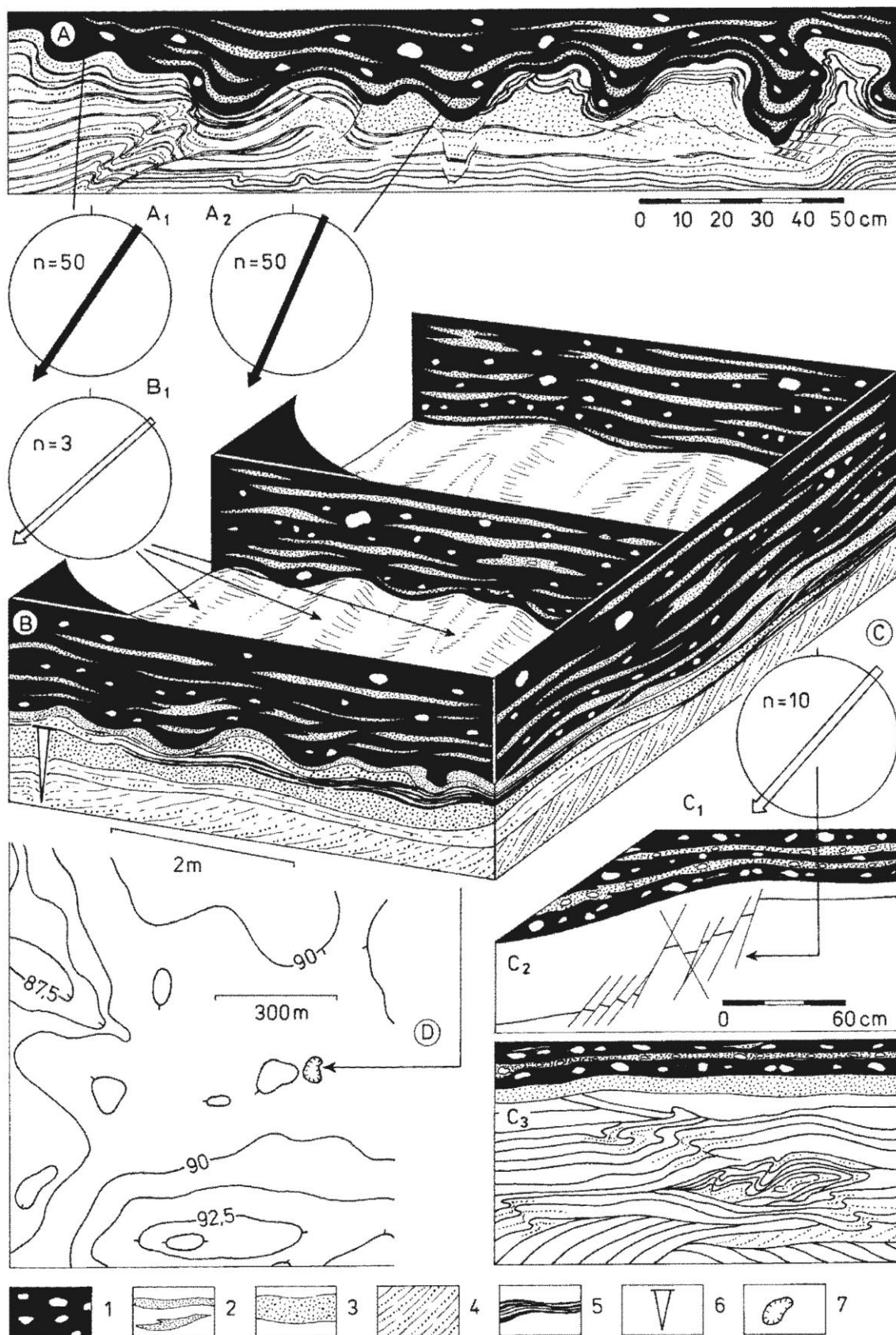
Wszelkie odstępstwa od modelu „idealnego” prowadzą do różnego rodzaju odmiennej koncentracji

materiału wydzielanego na czołe lądolodu. Długie stacjonowanie czoła skutkuje skoncentrowaniem materiału fluwioglacjalnego i ablacyjnego w lobo-owych krawędziach sedymentacyjnych, natomiast bardzo szybki jego odwrót nie sprzyja takiej koncentracji i dlatego produktem geomorfologicznym jest rzeźba pozbawiona wyraźnych wzniesień i lineacji morfologicznej. Przykładami najbardziej znamienymi są płaskie wysoczyzny morenowe pokryte nikłą warstwą osadów ablacyjnych. Brak osadów z okresu recesji oznacza, bez względu na przyjęty mechanizm deglacjacji: arealny lub frontalny, skrajnie niską efektywność depozycyjną lądolodu.

Przyjmując za podstawę przedstawiony tok rozumowania, można uszeregować recesyjne formy glacialne według czasu niezbędnego do ich powstania, a tym samym uzyskać pewien rodzaj skali, pozwa-

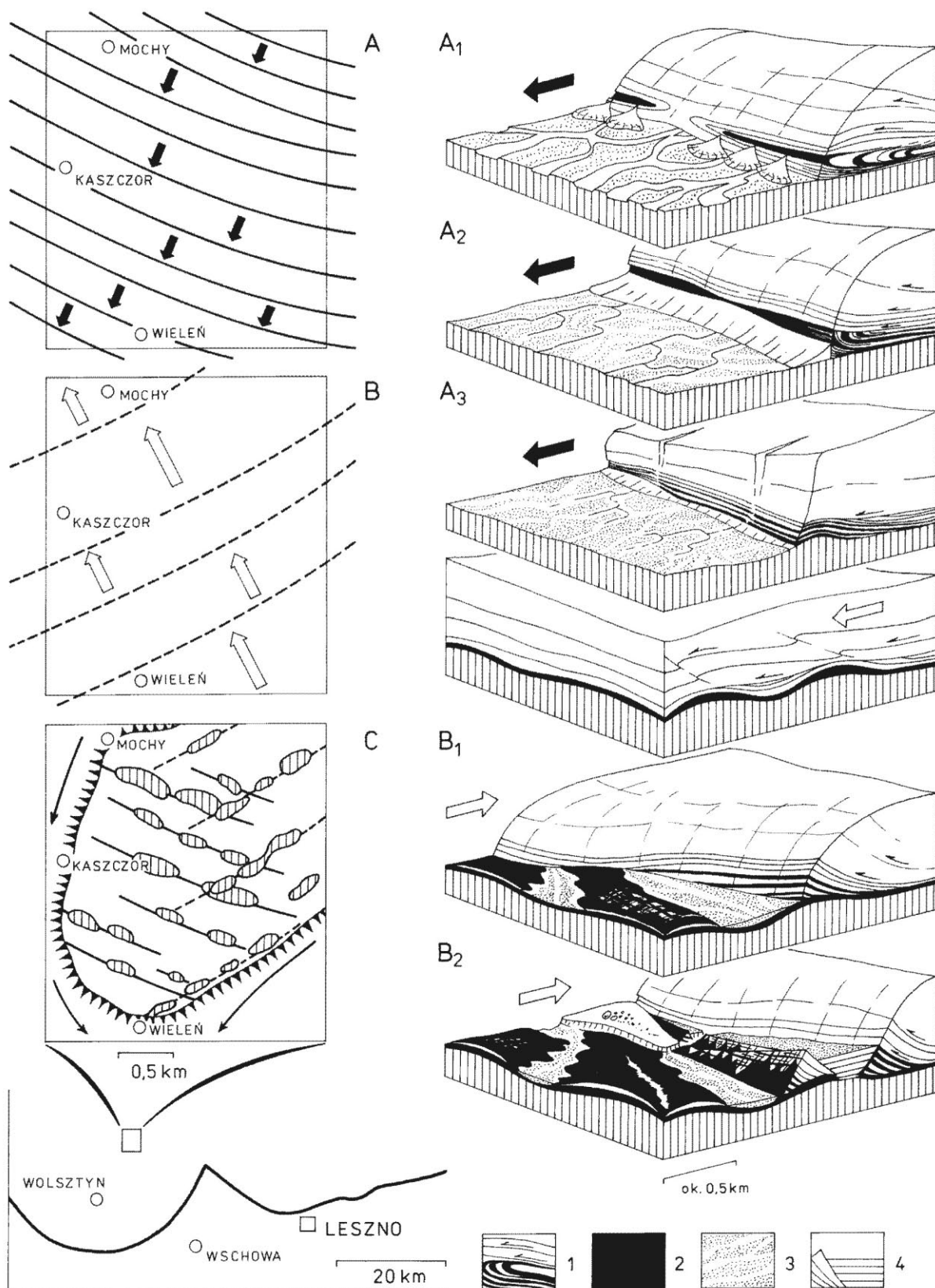


Ryc. 17. Kaszczor. I – osady i struktury przekrozonego stożka terminoglacjalnego. II – relacje przestrzenne między głównymi zespołami litofacialnymi wysoczyzny morenowej
A – glina bazalna typu *lodgement*, B – osady piaszczysto-żwirowo-kamieniste przekrozonego stożka terminoglacjalnego, C – osady piaszczysto-żwirowe sandru; 1, 2, 3, 4 – profile litostratygraficzne (Kasprzak 2003)



Ryc. 18. Kaszczor. Osady i struktury w spągu gliny bazalnej typu lodgement

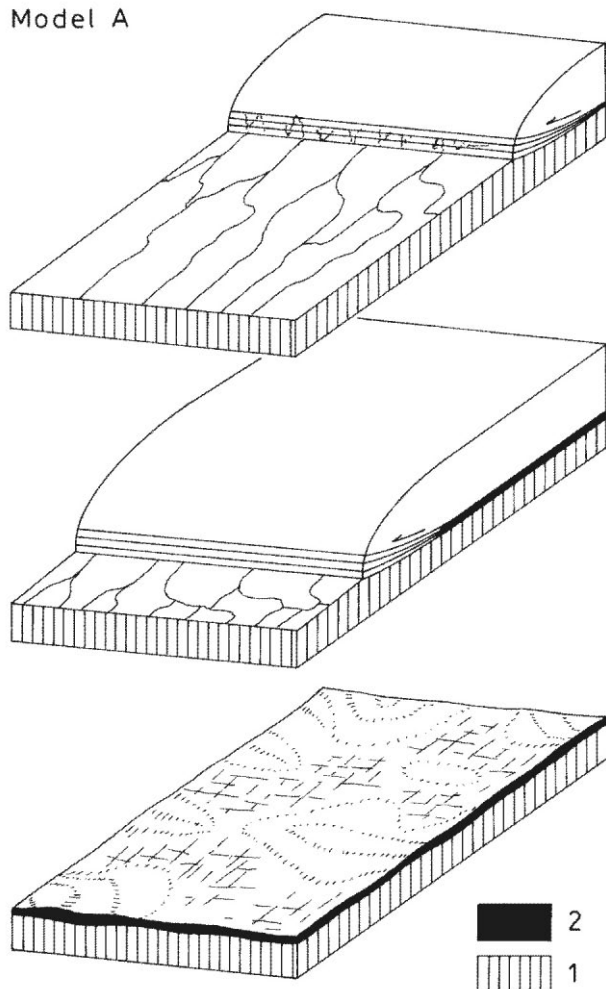
A – przekrój poprzeczny przez struktury żłobkowe, A_1 , A_2 – orientacja dłuższych osi klastów, przestrzenne wykształcenie struktur żłobkowych, B_1 – Kierunek lineacji, C – struktury deformacyjne na kontakcie z gliną bazalną, C_1 – kierunek nacisku głównego, C_2 – deformacje uskoku, C_3 – deformacje fałdowe i budiny, D – lokalizacja odsłonięcia; 1 – glina bazalna, 2 – wkładki piaszczyste w glinie bazalnej, 3 – warstwa piasku w spągu gliny bazalnej o zniszczonej, pierwotnej strukturze sedimentacyjnej, 4 – piaski i żwiry warstwowane przekątnie, 5 – laminy mułkowe i drobnopiaszczyste, 6 – syngenetyczny klin mrozowy, 7 – odsłonięcie, n – liczba pomiarów (Kasprzak 2003)



Ryc. 19. Główne etapy kształtowania rzeźby wysoczyzny Kaszczor–Mochy

A – kierunek ruchu lodu i kolejne zasięgi czoła lądolodu w czasie transgresji, A1, A2, A3 – sedimentacja terminoglacjalna i przekraczanie stożków w czasie transgresji, prowadzące do wykształcenia w stropie glin bazalnych lineacji morfologicznej o przebiegu NW–SE, B – kierunek zaniku lodu w czasie recesji i kolejne zasięgi czoła lądolodu, B1, B2 – powstawanie ciągów form po wałach lodowo-morenowych w czasie powolnej recesji frontalnej, prowadzące do wykształcenia na odsłanianej spod lądolodu wysoczyźnie lineacji morfologicznej o przebiegu SW–NE, C – porównanie lineacji morfologicznej pochodzącej z fazy transgresji z lineacją z fazy recesji lądolodu; 1 – powierzchnie ściecia i warstwy morenowe w lodzie bazalnym lądolodu, 2 – gliny morenowe, 3 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 4 – wały lodowo-morenowe (Kasprzak 2003)

Model A



Ryc. 20. Zróżnicowanie rzeźby i geometrii osadów systemu subglacjalnego w czasie transgresji lądolodu. Model A – transgresja ciągła, sedimentacja terminoglacjalna niewielka. 1 – podłoże, 2 – glina bazalna (Kasprzak 2003)

lającej na podstawach geomorfologicznych w sposób pośredni określić względne tempo recesji czoła lądolodu vistuliańskiego. W takim ujęciu kolejność, w porządku od najdłużej do najkrócej wytwarzanych, może wyglądać następująco:

1. Lobowe krawędzie sedimentacyjne (Hetmanice, Krątkowo, Ceradz Kościelny, Lewice).
2. Zespoły form po wałach lodowo-morenowych (Lgiń, Lipinki, Koszanowo-Podrzewie).
3. Pojedyncze wały lodowo-morenowe (Pniewy).
4. Ciągi stożków terminoglacjalnych (Brzeźno).
5. Pojedyncze stożki terminoglacjalne (Potrzebowo).
6. Zespoły zagłębień wytopiskowych o ciągłej pokrywie ablacyjnej, zorientowanych równoległe do czoła lądolodu (Brzeźno – zaplecze ciągu stożków, Bytyń).
7. Zespoły zagłębień wytopiskowych o nieciągłej pokrywie ablacyjnej, zorientowanych równoległe do czoła lądolodu (Brzeźno – przedpole ciągu stożków).

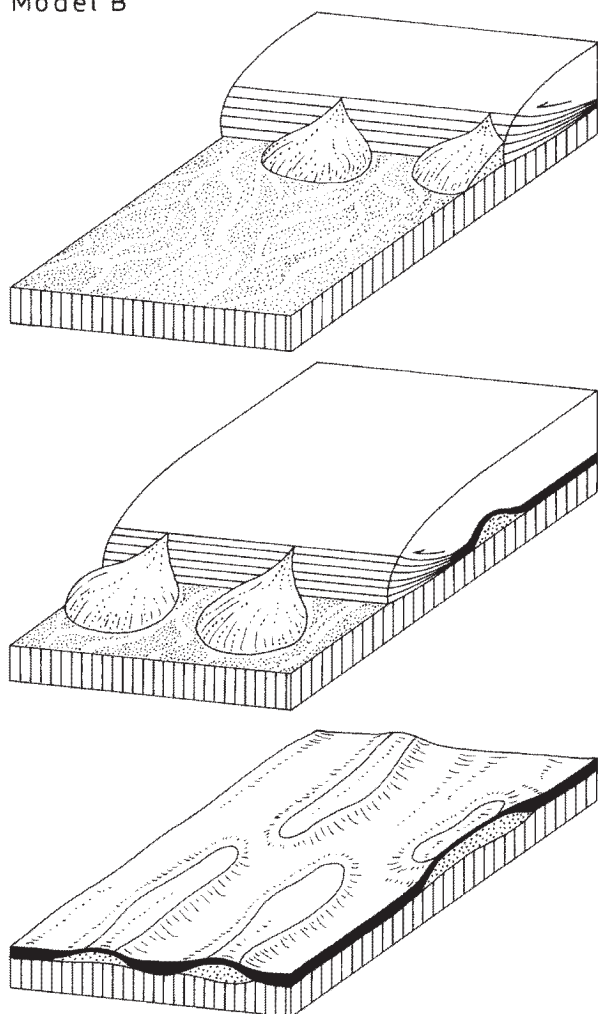
8. Zespoły zagłębień wytopiskowych o ciągłej pokrywie ablacyjnej, w których brak dominującego kierunku orientacji (Włoszakowice).
9. Zespoły zagłębień wytopiskowych o nieciągłej pokrywie ablacyjnej, w których brak dominującego kierunku orientacji (Pniewy).
10. Zagłębienia wytopiskowe stanowiące element rzeźby powierzchni pokładu gliny bazalnej, na której brak pokrywy ablacyjnej lub jej miąższość jest znikoma (Pysząca).
11. Powierzchnie całkowicie płaskie, bez pokrywy ablacyjnej lub o znikomej miąższości (Nowa Wieś, Przysieka Stara, Wydorowo).

Lobowe krawędzie sedimentacyjne stanowią zapis długich okresów stacjonowania czoła lądolodu, ponieważ sandry, które początkują, mają największą objętość ze wszystkich form glacialnych. Piaski i żwir, z których zbudowane są sandry, stanowią tylko część materiału morenowego pierwotnie zawartego w lodzie. Oznacza to, że do uzyskania określonej ilości piasków i żwirów niezbędne było wytopienie znacznie większej objętości lodu niż do uzyskania takiej samej objętości glin ablacyjnych, które są zbliżone w zakresie uziarnienia do materiału morenowego transportowanego w lodzie.

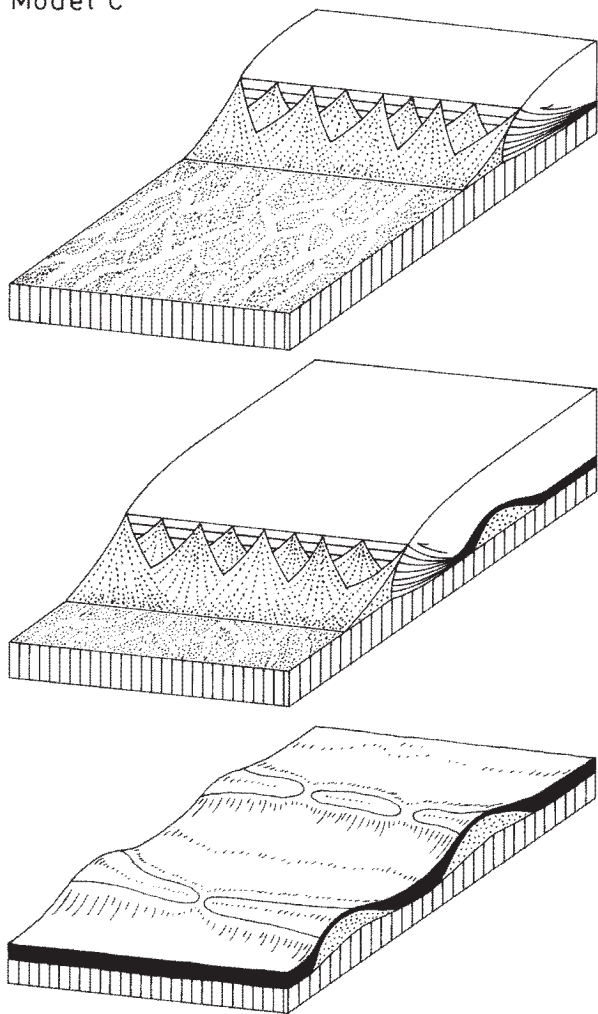
Na prezentowanym zestawieniu syntetycznym form glacialnych (ryc. 22) wyróżniono dwa podstawowe rodzaje form recesji frontальной: 1. przerywanej postojami oraz 2. zachodzącej w sposób ciągły. Pierwszy jej typ, tj. recesja przerywana postojami, jest odczytywany na podstawie obecności różnego rodzaju formy kształtowanych w środowisku sedimentacyjnym wałów lodowo-morenowych wymagających uprzedniej konserwacji trzonów lodowych. Ta zaś może zachodzić tylko w warunkach odpowiednio dużej dostawy materiału ablacyjnego i jego koncentracji w strefach marginalnych lądolodu. Warunki tego rodzaju mogą wystąpić albo w czasie postoju czoła lądolodu, albo w wyniku gwałtownego zwiększenia dostawy materiału do krawędzi. Istotne dla różnicowania omawianej kategorii form jest określenie ilości lodu martwego, który uczestniczył w ich formowaniu. Kompleksy form po wałach lodowo-morenowych wymagały częstych i relatywnie długich postojów czoła lądolodu. Formy nawiązujące do pojedynczych wałów lodowo-morenowych mogły powstawać w czasie postojów krótszych. Stożki terminoglacjalne, które nie zawierają śladów udziału w procesie morfogenezy większych ilości lodu martwego, formowane były w czasie postojów najkrótszych.

W kontekście proponowanego związku między okresem postoju czoła lądolodu a rodzajem wytwarzanych form nęcąca jest próba oszacowania czasu trwania tych postojów. Na podstawie przeprowadzonych do tej pory badań trudno zająć w tej kwestii wystarczająco udokumentowane stanowisko. Jest to raczej cel przyszłych badań, możliwy do osiągnięcia po rozpoznaniu wszystkich, recesyjnych i transgresywnych

Model B



Model C



Ryc. 21. Zróżnicowanie rzeźby i geometrii osadów systemu subglacialnego w czasie transgresji lądolodu. Modele B i C. Transgresja przerywana postojami, w czasie których zachodziła sedimentacja terminoglacjalna (Kasprzak 2003)
1 – podłoże, 2 – glina bazalna, 3 – osady stożków terminoglacjalnych

nych form glacialnych w wybranych transektach południkowych odpowiednio wydатовanych. Obecnie można jedynie przypuszczać, biorąc pod uwagę stosunkowo krótki okres kształtowania rzeźby glacialnej na Nizinie Wielkopolskiej, że sandry i związane z nimi krawędzie sedimentacyjne reprezentują okresy postoju czoła lądolodu vistuliańskiego mierzone w setkach lat. Formy kształtowane przy udziale wałów lodowo-morenowych mogą reprezentować okresy nie dłuższe jak stuletnie, natomiast stożki terminoglacjalne kilkudziesięcioletnie.

W drugim z wyróżnionych typów recesji frontальной, tj. recesji ciągłej, nieprzerywanej postojami, nie było warunków do konserwacji większych mas lodu. Osadami mogły być przykrywane jedynie pojedyncze płyty lodowe, których śladami we współczesnej morfologii wysoczyzn morenowych płaskich i falistych są zagłębienia bezodpływowe. Podstawą róż-

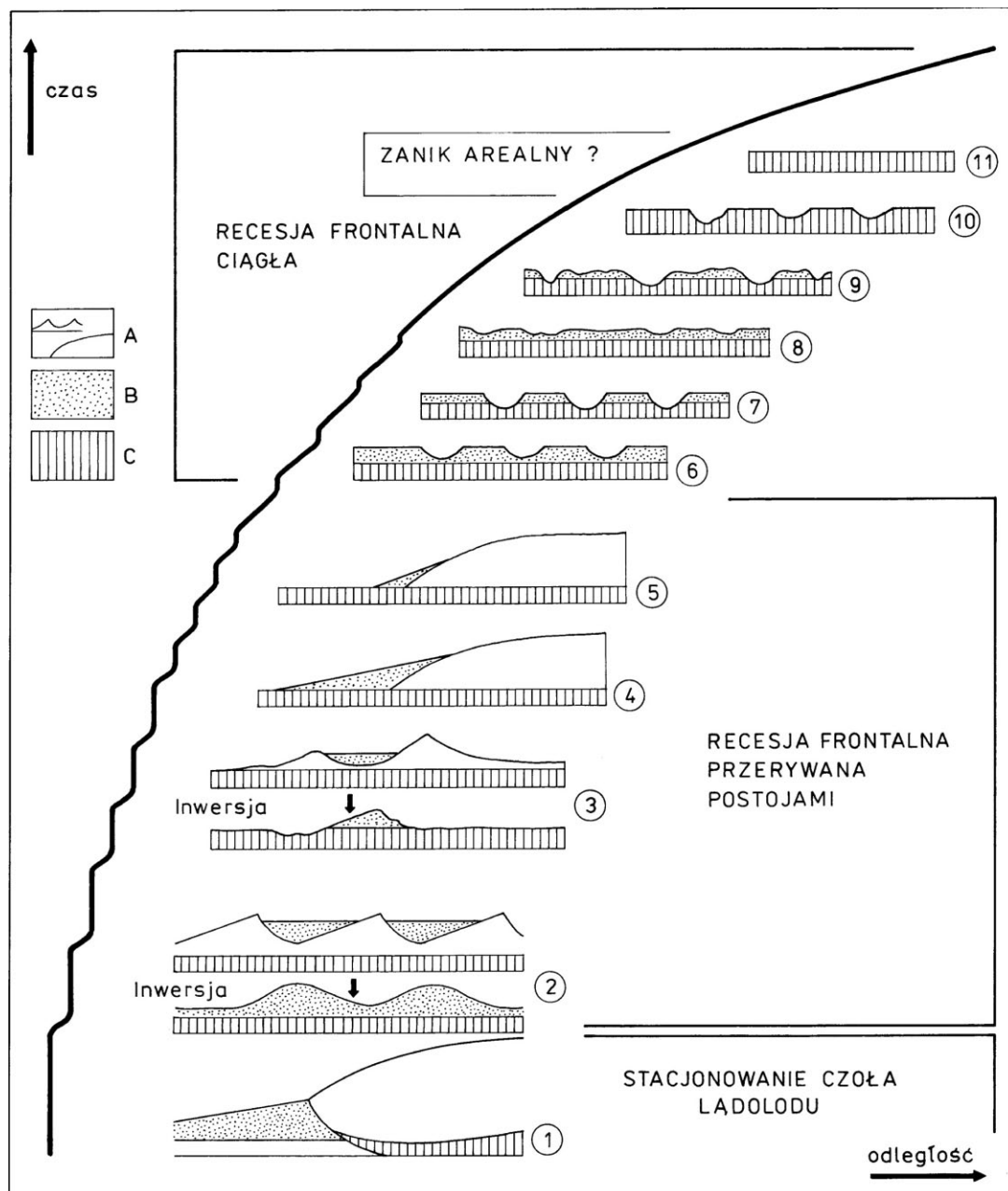
nicowania zespołów zagłębień wytopiskowych przedstawionych schematycznie na rycinie 22 są: orientacja dłuższych osi, odzwierciedlająca stopień uporządkowania oraz ich stosunek do osadów ablacyjnych i/lub glin bazalnych. Recesja frontальная ciągła mogła zachodzić wolno lub szybko. W pierwszym przypadku efektywność depozycyjna była wyższa, przez co zagłębienia bezodpływowe stanowią element serii ablacyjnej pochodzącej z recesji. W drugim przypadku w czasie szybkiej recesji frontальной nie było warunków do osadzania miększych serii ablacyjnych i konserwowane mogły być jedynie najniższe fragmenty lodu bazalnego. Zagłębienia wytopiskowe znaczące jego obecność stanowią element pokładu glin bazalnych.

Najbardziej intrygującym przypadkiem form kształtowanych w czasie recesji są obszary płaskich wysoczyzn morenowych, zbudowanych na dużych

fragmentach z glin bazalnych, a więc zawierające jedynie elementy pochodzące z transgresji. Budowa geologiczna tego rodzaju oznacza, że efektywność depozycyjna strumieni lodowych w okresie recesji była minimalna lub zerowa. Możliwe są dwie interpretacje tak niskiej efektywności depozycyjnej. Według pierwszej, preferowanej przez autorów, recesja frontalna zachodziła bardzo szybko. Na czołe lądolodu nie dochodziło do wydzielania osadów ablacyjnych. Według drugiej, lądolód tracił zdolność do ruchu na znacznych obszarach i jednocześnie zawierał materiał morenowy jedynie w strefie dennej, tj. w lodzie bazalnym. Wariant ten odpowiada zanikowi

typu arealnego. Słabą stroną takiej interpretacji jest brak na zbadanych wysoczyznach osadów typu *melt-out*, których należałoby oczekiwać w przypadku wytapiania lodu pasywnego.

W kontekście proponowanego modelu sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej pojawia się pytanie o miejsce w nim deglacjacji typu arealnego. Do wystąpienia deglacjacji tego typu niezbędna jest utrata przez część strumienia lodowego zdolności do ruchu na przykład w wyniku osłabienia lub zaniku alimentacji. Jeżeli w stan stagnacji przejdzie strumień lodowy, który jest w fazie tensji, np. po krótkotrwałej szarży (*surge*), to nie należy



Ryc. 22. Klasyfikacja form glacigenicznych wytwarzanych w strefie marginalnej lądolodu w zależności od tempa recesji i efektywności depozycyjnej. Krzywa przedstawia względne tempo recesji rozumiane jako relacja pomiędzy zmianami położenia czoła lądolodu do czasu, w którym te zmiany następują
A – wały lodowo-morenowe i czoło lądolodu, B – osady supraglacialnego systemu sedymentacyjnego, C – osady subglacialnego systemu sedymentacyjnego (Kasprzak 2003)

oczekiwać po jego wytopieniu mięjszych serii ablacyjnych i bogatej rzeźby. Całkowicie odmienne efekty sedimentacyjne i morfologiczne wystąpią, gdy stagnacji ulegnie strumień lodowy będący w fazie kompresji. Strumienie tego rodzaju są bogate w materiał morenowy, który występuje wysoko w profilach lodowych. Okoliczności te powodują, że warunki do konserwacji lodu martwego są nieporównywalnie lepsze niż to ma miejsce w zamierających strumieniach tensyjnych.

Przykładem obszaru ukształtowanego w wyniku arealnego zamierania lodu po fazie kompresji są okolice Włoszakowic. Cechą wyróżniającą są grube serie ablacyjne pokrywające serie glacitektoniczne. Podobny pogląd sformułował Terpiłowski (2001, s. 86), który stwierdził na podstawie badań Wysoczyzny Siedleckiej, że etap zaniku arealnego został poprzedzony kompresyjnym płynięciem lodu w fazie zrównoważonego bilansu mas lodowych.

Warto zwrócić uwagę, że powstające w czasie deglacjacji arealnej kemy stanowią formy diagnostyczne środowiska lodu martwego jedynie w sensie sedimentologicznym i morfologicznym. Z punktu widzenia paleoglacjologicznego ich obecność dowodzi spływu kompresyjnego lodu, a więc wskazuje pośrednio na wysoką aktywność lądolodu w zakresie pobierania i transportu osadów. Wniosek ten jest zbliżony do stwierdzenia Boultona i in. (1985), który serie ablacyjne o dużej miąższości interpretuje jako efekt kompresji strumieni lodowych.

Odniesienie form glacialnych do czasu niezbędnego do ich utworzenia pozwala uzyskać pewien rodzaj skali, umożliwiającej na podstawach geomorfologicznych i w sposób pośredni określenie względnego tempa regresji czoła lądolodu wistuliankiego. Podstawowy problem interpretacyjny, występujący przy konstruowaniu diagramu tempa transgresji i regresji dla określonego obszaru, polega na tym, że układ osadów i rzeźba są wynikiem nałożenia jednego z modeli regresji na model transgresji z większym lub mniejszym, a często nieznanym udziałem czynnika lokalnego.

Literatura

- Aario R., 1976. Morainic landforms in Finland, their forms, composition and origin with reference to their classification and terminology. The Symp. Till Sweden, 76: 1–10.
- Aario R., 1977a. Classification and terminology of morainic landforms in Finland. Boreas, 6: 87–100.
- Aario R., 1977b. Associations of flutings, drumlins, hummocks and transverse ridges. GeoJournal, 1, 6: 65–72.
- Alley R.B., 1988. Glacial deposits as (lack of) evidence for deforming beds. SEPM 2, Columbus.
- Alley R.B., 1991. Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets? Journal of Glaciology, 37: 67–76.
- Alley R.B., Blankenship D.D., Bentley C.R., Rooney S.T., 1986. Deformation of till beneath Ice Stream B, West Antarctica. Nature, 322: 57–59.
- Alley R.B., Blankenship D.D., Bentley C.R., Rooney S.T., 1987. Till beneath Ice Stream B. 3. Till deformation: evidence and implications. Journal of Geophysical Research, 92 (B9): 8921–8929.
- Andersson G., 1998. Genesis of hummocky moraine in the Bolmen area, southwestern Sweden. Boreas, 27: 55–67.
- Andrews J.T., 1980. Progress in relative sea level and ice sheet reconstructions, Baffin Island, N.W.T., for the last 125,000 years. W: N.A. Mörner (red.), Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. John Wiley, New York, s. 175–200.
- Andrews J.T., 1982. On the reconstruction of the Pleistocene ice sheets: a review. Quaternary Science Reviews, 1: 1–30.
- Andrews J.T., Mahaffy M.A., 1976. Growth rates of the Laurentide Ice Sheet and sea level lowering (with emphasis on the 115,000 BP sea low). Quaternary Research, 6: 167–183.
- Assmann P., Dammer B., 1916. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Gr. Gay, 1:25 000. Kgl. Preuss Geol., Landesanst.
- Attig J.W., Clayton L., 1993. Stratigraphy and origin of an area of hummocky glacial topography, northern Wisconsin, USA. Quaternary International, 18: 61–67.
- Bartkowski T., 1962. Próba kartograficznego ujęcia geomorfologii okolic Buka, Szamotuł i Skoków. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol., 3: 1–50.
- Bartkowski T., 1963. Deglacjacja arealna – zasadniczy typ deglacjacji na obszarach niżowych. Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol., 70: 338–347.
- Bartkowski T., 1964. O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (cz. II). Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 13: 7–76.
- Bartkowski T., 1967. O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol., 7: 1–260.
- Bartkowski T., 1968. Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 21: 7–77.
- Bartkowski T., 1969. Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych, na wybranych przykładach z Polski Zachodniej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 23A: 7–34.
- Bartkowski T., 1972. Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej (na wy-

- branych przykładach z Pojezierzy Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 25A: 7–60.
- Bartkowski T., 1973. Obszar kemowy między Mielnem a Sarbinowem w zapleczu koszalińskiej strefy marginalnej a zagadnienie deglacjacji lodu martwego na Pobrzeżu Wschodniopomorskim. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 26A: 7–20.
- Beget J.E., 1986. Modelling the influence of till rheology on the flow and profile of the Lake Michigan Lobe, southern Laurentide Ice Sheet, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 32: 235–241.
- Benn D.I., 1992. The genesis and significance of 'hummocky moraine': evidence from the Isle of Skye, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 11: 781–799.
- Bennett M.R., Boulton G.S., 1993a. A reinterpretation of Scottish „hummocky moraine” and its significance for the deglaciation of the Scottish Highlands during the Younger Dryas or Loch Lomond Stadial. *Geological Magazine*, 130: 301–318.
- Bennett M.R., Boulton G.S., 1993b. The deglaciation of the Younger Dryas or Loch Lomond Stadial ice-field in the Northern Highlands, Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 8: 133–145.
- Bennett M.R., Hambrey M.J., Huddart D., Glasser N.F., 1998. Glacial thrusting and moraine-mound formation in Svalbard and Britain: the example of Coire a'Cheud-chnoic (Valley of Hundred Hills), Torridon Scotland. *Quaternary Proceedings*, 6: 17–34.
- Berendt G., Keilhack K., Schröder H., Wahnschaffe F., 1898. Neuere Forschungen auf dem Gebiet der Glacialgeologie in Norddeutschland, erläutert an einigen Beispielen, III Aufschüttungsformen des Inlandeises. H.S. a) Endmoränen, Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 18: 88–103.
- Berthelsen A., 1973. Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala, New Ser.*, 5: 21–29.
- Berthelsen A., 1979. Contrasting views on the Weichselian glaciation and deglaciation of Denmark. *Boreas*, 8: 125–132.
- Birchfield G.E., Weertman J., Lunde M.T., 1981. A paleoclimate model of Northern Hemisphere ice sheets. *Quaternary Research*, 15: 126–142.
- Boulton G.S., 1967. The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sørbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen glaciers. *Journal of Glaciology*, 6: 717–736.
- Boulton G.S., 1972. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journal of the Geological Society*, 128: 361–393.
- Boulton G.S., 1986. Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology*, 33: 677–698.
- Boulton G.S., 1996. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*, 42: 43–62.
- Boulton G.S., Hindmarsh R.C.A., 1987. Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9): 9059–9082.
- Boulton G.S., Jones A.S., 1979. Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology*, 24: 29–43.
- Boulton G.S., Jones A.S., Clayton K.M., Kenning M.J., 1977. A British ice sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain. W: F.W. Shotton (red.), *British Quaternary Studies*. Clarendon Press, Oxford, s. 231–246.
- Boulton G.S., Smith G.D., Jones A.S., Newsome J., 1985. Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. *Journal of the Geological Society*, 142: 447–474.
- Brazier V., Kirkbride M.P., Gordon J.E., 1998. Active ice-sheet deglaciation and ice-dammed lakes in the northern Cairngorn Mountains, Scotland. *Boreas*, 27: 297–310.
- Budd W.F., Smith I.N., 1981. The growth and retreat of the ice sheets in response to orbital radiation changes. W: *Sea Level, Ice and Climatic Change*. International Association of Hydrological Sciences, 131: 369–409.
- Clark P.U., 1992. Surface form of the southern Laurentide Ice Sheet and its implications to ice-sheet dynamics. *Bulletin of the Geological Society of America*, 104: 595–605.
- Clark P.U., 1994. Unstable behaviour of the Laurentide ice sheet over deforming sediment and its implications for climate change. *Quaternary Research* 41: 19–25.
- Clark P.U., Hansel A.K., 1989. Clast ploughing, lodgement and glacier sliding over a soft glacier bed. *Boreas*, 18: 201–207.
- Clark P.U., Lillie R.J., 1989. Estimates of subglacial sediment strength, southern Laurentide ice sheet. *Eos*, 70: 1084.
- Clarke T.S., Echelmeyer K., 1996. Seismic-reflection evidence for a deep subglacial beneath Jakobs-havns Isbræ, West Greenland. *Journal of Glaciology*, 42: 219–232.
- Clayton L., 1967. Stagnant-glacier features of the Missouri Coteau in North Dakota. W: L. Clauton, T.F. Freers (red.), *Glacial Geology of the Missouri Coteau and Adjacent Areas*. North Dakota Geological Survey, Miscellaneous Series, 30: 25–46.
- Clayton L., Attig J.W., Mickelson D.M., 1987. Evidence against deformable bed material as the cause of southern Laurentide ice streams and surges. *INQUA*, s. 145.
- Clayton L., Moran S.R., 1974. A glacial process-form model. W: D. Coates (red.), *Glacial Geomorpho-*

- logy. State University, Binghamton, New York, s. 88–119.
- Clayton L., Teller J.T., Attig J., 1985. Surging of the southwestern part of the Laurentide Ice Sheet. *Boreas*, 14: 235–241.
- Evans D.J.A., 1989. Apron entrainment at the margins of sub-polar glaciers, north-west Ellesmere Island, Canadian High Arctic. *Journal of Glaciology*, 35: 317–324.
- Evans D.J.A., Lemmen D.S., Rea B.R., 1999. Glacial landsystems of the southwest Laurentide Ice Sheet: modern Icelandic analogues. *Journal of Quaternary Science* 14: 673–691.
- Eyles N., 1983. Modern Icelandic glaciers as depositional models for ‘hummocky moraine’ in the Scottish Highlands. W: B.E. Evenson, Ch. Schlüchter, J. Rabassa (red.), *Tills and Related Deposits*. A.A. Balkema, Rotterdam, s. 47–60.
- Flint R.F., 1971. *Glacial and Quaternary geology*. John Wiley, New York.
- Genes A.N., Newman W.A., Brewer T.B., 1981. Late Wisconsin glaciation models of Northern Maine and adjacent Canada. *Quaternary Research*, 16: 48–65.
- Goldthwait R.P., 1951. Development of end moraines in east-central Baffin Island. *Journal of Geology*, 59: 567–577.
- Gordon J.E., 1979. Reconstructed Pleistocene Ice-Sheet, temperatures and glacial erosion in Northern Scotland. *Journal of Glaciology*, 22: 331–344.
- Gravenor C.P., Kupsch W.O., 1959. Ice-disintegration features in western Canada. *Journal of Geology*, 67: 48–64.
- Grosswald M.G., 1980. Late Weichselian Ice Sheet of northern Eurasia. *Quaternary Research*, 13: 1–32.
- Ham N.R., Attig J.W., 1996. Ice wastage and landscape evolution along the southern margin of the Laurentide Ice Sheet, north-central Wisconsin. *Boreas*, 25: 171–186.
- Hambrey M.J., Huddart D., Bennett M.R., Glasser N.F., 1997. Genesis of ‘hummocky moraines’ by thrusting in glacier ice: evidence from Svalbard and Britain. *Journal of the Geological Society*, 154: 623–632.
- Hart J.K., 1990. Proglacial glaciotectionic deformation and the origin of the Cromer Ridge push moraine complex, North Norfolk, England. *Boreas*, 19: 165–180.
- Hart J.K., Hindmarsh R.C.A., Boulton G.S., 1990. Styles of subglacial glaciotectionic deformation within the context of the Anglian ice-sheet. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 227–241.
- Healy T.R., 1975. Thermokarst – a mechanism of de-icing ice-cored moraines. *Boreas*, 4: 19–23.
- Hicock S.R., Dreimanis A., 1992. Deformation till in the Great Lakes region: implications for rapid flow along the south-central margin of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1565–1579.
- Hicock S.R., Kristjansson R.J., Sharpe D.R., 1989. Carbonate till as a soft bed for Pleistocene ice streams on the Canadian shield north of Lake Superior. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 2249–2254.
- Hooke R., Le B., 1970. Morphology of the ice-sheet margin near Thule, Greenland. *Journal of Glaciology*, 9: 303–324.
- Hooke R., Le B., 1973. Flow near the margin of the Barnes ice cap and the development of ice cored moraines. *Bulletin of the Geological Society of America*, 85: 3929–3948.
- Hoppe G., 1952. Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norbotten. *Geografiska Annaler*, 34: 1–72.
- Humlum O., 1994. Late Weichselian deglaciation of Denmark: some general problems. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl., 95: 19–33.
- Jewtuchowicz S., 1973. The present-day marginal zone of Skeidarajökull. *Geographia Polonica*, 26: 115–137.
- Johnson M.D., Mickelson D.M., Clayton L., Attig J.W., 1995. Composition and genesis of glacial hummocks, western Wisconsin, USA. *Boreas*, 24: 97–116.
- Johnson P.G., 1971. Ice-cored moraine formation and degradation, Donjek glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada. *Geografiska Annaler*, 53A: 198–202.
- Karczewski A., 1963. Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski zachodniej. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol.*, 4(2): 1–111.
- Karczewski A., 1971. Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol.*, 11: 1–57.
- Karczewski A., Kozarski S., Rotnicki K., 1980. Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski, arkusz Poznań, 1: 500 000. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN, Kraków.
- Kasprzak L., 1985a. Geneza zaburzeń glaciotektonicznych w spiętrzonej morenie czołowej koło Leszna. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 35A: 63–82.
- Kasprzak L., 1985b. A model of push moraine developments in the marginal zone of the Leszno Phase, West Central Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 6: 23–54.
- Kasprzak L., 1988. Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN, Dokumentacja Geograficzna*, 5–6: 1–159.

- Kasprzak L., 2003. Model sedymentacji lądolodu wistuliankiego na Nizinie Wielkopolskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984: Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Geografia*, 29: 54.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1985. Litostratygraficzne podstawy subfazy chodzieskiej ostatniego zlodowacenia w północnej Wielkopolsce (wiadomość wstępna). *Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk* za 1983, 101: 51–57.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1987. Facies analysis and depositional models of vistulian ice-marginal features in north-western Poland. W: V. Gardiner (red.), *International Geomorphology*. P. II. John Wiley and Sons, s. 693–710.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1989. Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheet positions, west-central Poland. *Quaestiones Geographicae*, Special Issue, 2: 69–81.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1992. Vistulian ice-marginal formation and ice-front dynamics in west central Poland: a concluding retrospection. W: M. Böse, L. Kasprzak, S. Kozarski (red.), *Last Ice Sheet Dynamics and Deglaciation in the North European Plain*. International Symposium, Poznań/Berlin, 4–9 May 1992, UAM Poznań, Freie Univ. Berlin, excursion-guide, s. 16–21.
- Kjær K.H., Krüger J., 2001. The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötluþjökull, Iceland. *Sedimentology*, 48: 935–952.
- Klajnert Z., 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geographica Lodziensia*, 38: 1–49.
- Klajnert Z., 1984. Analysis of kames for palaeogeographical reconstructions. *Boreas*, 13: 95–109.
- Kleman J., Borgström I., 1996. Reconstruction of palaeo-ice sheets. The use of geomorphological data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 893–909.
- Kleman J., Hätterstrand C., Borgström I., Stroeven A., 1997. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology*, 43: 283–299.
- Korn J., 1912. Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser. *Jb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.*, 33: 478–518.
- Kozarski S., 1959. O genezie chodzieskiej moreny czołowej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 5: 45–72.
- Kozarski S., 1962. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Wydział Nauk Matematyczno-Przyrodniczych, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 2: 153.
- Kozarski S., 1974. Procesy powstawania i zaniku pagórów lodowo-morenowych w strefach brzeżnych lodowców rejonu Hornsundu. *Materiały Sympozjum Spitsbergeńskiego*, Wrocław 6–7 kwietnia 1972, Uniwersytet Wrocławski, s. 25–27.
- Kozarski S., 1978. Lithologie und Genese der Endmoränen in Gebiet der skandinavischen Vereisungen. *Schriftenr. Geol. Wiss.*, 9: 179–200.
- Kozarski S., 1982. The genetic variety of ice-cores in the marginal forms of some Spitsbergen glaciers, Hornsund region. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Studia Geograficzne, Spitsbergen Expeditions*, 524 (4): 153–164.
- Kozarski S., 1986. Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych wistulianu na Niżu Polskim. *Czasopismo Geograficzne*, 52: 247–270.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (20KA-10KA BP). *Dokumentacja Geograficzna IGPAN*, 1: 1–82.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1987a. Facies analysis and depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland. W: V. Gardiner (red.), *International Geomorphology 1986*. P. II. John Wiley and Sons, s. 693–710.
- Kozarski S., Kasprzak L., Strykiewicz T., 1989. Północno-zachodnia część Wysoczyzny Gnieźnieńskiej i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka. III Zjazd Geografów Polskich (Poznań, 27–29 czerwca 1989). *Streszczenia referatów i wycieczki naukowe*, s. 42–63.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973. Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area. *Geographia Polonica*, 26: 255–311.
- Krüger J., 1983. Glacial morphology and deposits in Denmark. W: J. Ehlers (red.), *Glacial deposits in North-West Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam: 181–191.
- Krygowski B., 1947. Przeglądowa mapa geologiczna Polski, arkusz C 2, 1: 300 000. PIG, Poznań.
- Kurimo H., 1980. Depositional deglaciation forms as indicators of different glacial and glaciomarginal environments. *Boreas*, 9: 179–191.
- Kurimo H., 1982. Ice lobe formation and function during the deglaciation in Finland and adjacent Soviet Karelia. *Boreas*, 11: 59–78.
- Liszkowski J., 1987. Zonal arrangement of thermal regimes of Pleistocene ice sheets as indicated by field data from Poland. *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*. *Proceeding of the Vancouver Symposium*, August 1987, IAHS Publ., 170: 121–130.
- Marcussen I., 1973. Studies of flow till in Denmark. *Boreas*, 2: 213–231.
- Marcussen I., 1977a. Deglaciation landscapes formed during the wasting of the late Middle Weichselian ice sheet in Denmark. *Dan. Geol. Unders.*, II 110: 1–72.

- Marcussen I., 1977b. Supposed area-wasting of the Weichselian ice sheet in Denmark. *Boreas*, 6: 167–173.
- Menzies J., 1982. A till hummock (proto-drumlin) at the ice glacier bed interface. W: R. Davidson-Arnott (red.), *Research in Glacial, Glacio-fluvial, and Glacio-lacustrine Systems. Proceedings of Guelph Symposium on Geomorphology*, 6: 33–47.
- Mojski J.E., 1967. Warunki deglacji koło Białego-stoku w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Czasopismo Geograficzne*, 38: 275–290.
- Mojski J.E., 1969. Kemy jako wskaźniki deglacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w północno-zachodniej Polsce. *Folia Quaternaria*, 30: 45–57.
- Möller P., 1987. Moraine morphology, till genesis and deglaciation pattern in the Åsnen area, south-central Småland, Sweden. *LUNDQUA thesis*, Lund University, 20: 1–146.
- Moran S.R., Clayton L., Hooke R.L., Fenton M.M., Andriashek L.D., 1980. Glacier-bed landforms of the prairie region of North America. *Journal of Glaciology*, 25: 457–476.
- Nelson A.R., Mickelson D.M., 1977. Landform distribution and genesis in the Langlade and Green Bay glacial lobes, north-central Wisconsin. *Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters*, 65: 41–57.
- Niewiarowski W., 1965. Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika*, 11, *Geografia*, 4: 5–36.
- Nye J.F., 1959. A method of calculating the thickness of ice sheets. *Nature*, 169: 529–530.
- Östrem G., 1959. Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, 41A: 228–230.
- Östrem G., 1963. Comparative crystallographic studies on ice from ice-cored moraine snow banks and glaciers. *Geografiska Annaler*, 45A: 210–240.
- Östrem G., 1964. Ice-cored moraines. *Geografiska Annaler*, 46A: 282–337.
- Östrem G., Arnold W., 1970. Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta. *Geografiska Annaler*, 52A: 120–128.
- Paul M.A., 1983. The supraglacial landsystem. W: N. Eyles (red.), *Glacial Geology*, Pergamon Press. New York, s. 71–90.
- Pazdur M., Walanus A., 1979. The Konin–Maliniec site: Age assessment by radiocarbon method. *Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979, Guide-book of excursion*. Warszawa.
- Peltier W.R., 1976. Glacial isostatic adjustment. II. The inverse problem. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 46: 669–706.
- Peltier W.R., 1981. Ice age geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 9: 199–226.
- Robin G. de Q., 1964. *Glaciology*. Endeavour, 23.
- Rooney S.T., Blankenship D.D., Alley R.B., Bentley C.R., 1987. Till beneath Ice Stream B. 2. Structure and continuity. *Journal of Geophysical Research*, 92(B9): 8913–8920.
- Rooney S.T., Blankenship D.D., Alley R.B., Bentley C.R., 1988. Seismic-reflection profiling of a wide-spread till beneath Ice Stream B, West Antarctica. *Annals of Glaciology*, 11: 210.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1989. Osady górnego plenivistulianu w dolinie dolnej Prosnicy pod Macewem a wiek maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia podczas fazy leszczyńskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 40A: 5–20.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1991. Dating of the last Scandinavian ice sheet in the Polish plain. *Abstracts, INQUA XIII International Congress*, Beijing, China, s. 309.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1994. Stratigraphy, palaeogeography and dating of the North Polish Stage in the Gardno-Łeba Coastal Plain. W: K. Rotnicki (red.), *Changes of the Polish Coastal Zone*. Adam Mickiewicz University, Poznań, s. 84–88.
- Shaw J., 1977a. Till body morphology and structure related to glacier flow. *Boreas*, 6: 189–201.
- Shaw J., 1977b. Tills deposited in arid polar environments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 1239–1245.
- Shoemaker E.M., 1986. Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. *Journal of Glaciology*, 32: 20–30.
- Shoemaker E.M., 1999. Subglacial water-sheet floods, drumlins and ice-sheet lobes. *Journal of Glaciology*, 45: 201–213.
- Sissons J.B., 1967. *The Evolution of Scotland's Scenery*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Sissons J.B., 1974. The Quaternary in Scotland: a review. *Scottish Journal of Geology*, 10: 311–337.
- Sissons J.B., 1976. *The Geomorphology of the British Isles: Scotland*. Methuen, London.
- Smith A.M., 1997. Variations in basal conditions on Rutford Ice Stream, West Antarctica. *Journal of Glaciology*, 43: 245–255.
- Souchez R.A., 1971. Ice-cored moraines in southwest Ellesmere Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology*, 10: 245–254.
- Stalker A., 1960. Ice-pressed drift forms and associated deposits in Alberta. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, 57: 1–38.
- Stankowski W., 1968. Geneza wału lwówecko-rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych, litologicznych i sedymentologicznych. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol.*, 8: 1–94.
- Straszewska K., 1969. Boulder clay festoons accumulated in front of the ice sheet. *Geographia Polonica*, 17: 161–172.

- Sugden D.E., 1977. Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. *Arctic and Alpine Research*, 9: 21–47.
- Sugden D.E., 1978. Glacial erosion by the Laurentide ice-sheet. *Journal of Glaciology*, 20: 367–344.
- Szupryczyński J., 1963. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. *Prace Geograficzne, Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk*, 39.
- Szupryczyński J., Kozarski S., 1970. Relief of the marginal zone of Sidujökull (Iceland). *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol.-Geogr.*, 18.
- Terpiłowski S., 2001. Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- Ward W.H., 1952. The physics of deglaciation of central Baffin Island. *Journal of Glaciology*, 2: 9–22.
- Weidick A., 1968. Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland. *Grønlands Geol. Undersøgelse*, 165: 1–202.
- Zelcs V., 1993. Glaciotectonic landforms of divergent type glaciodepressional lowlands. University of Latvia, Riga.