

Stanowisko 2 – Wygonin

GENEZA I PERYGLACJALNA TRANSFORMACJA SEDYMENTACYJNEJ KRAWĘDZI KONTAKTU LODOWEGO

Mirosław BŁASZKIEWICZ¹, Marek DEGÓRSKI², Adam KRUPA³

¹ Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

² Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa

³ Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Położenie i morfologia formy

Jedną z charakterystycznych form strefy marginalnej fazy pomorskiej koło Starej Kiszewy jest sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego, stanowiąca proksymalną część wysokiego poziomu sandrowego. Przebiega ona w przybliżeniu wzdłuż linii jezior Wygonin i Chwarzno oraz dalej w kierunku wschodnim do miejscowości Okoninki (fig. 4). Wysokości bezwzględne w strefie korzeniowej sandru dochodzą do 155 m n.p.m. i stopniowo obniżają się w kierunku południowym. Jest to najwyższa powierzchnia odpływu proglacjalnego w tym rejonie (Błaszkievicz, 1998). Od strony północnej sąsiaduje z dwoma dużymi obniżeniami: niecką wytopiskową jeziora Krąg oraz zagłębieniem typu depresji końcowej na wschód od Starej Kiszewy, które są połączone ze sobą rynną marginalną. Powierzchnia wysokiego sandru jest oddzielona od wymienionych form krawędzią o wysokościach względnych dochodzących do 15 m. Krawędź ta jest bardzo wyraźnie zarysowana w rejonie jeziora Wygonin (stanowisko 2, fig. 5). W innych miejscach, szczególnie na kontakcie wysokiego poziomu sandrowego z fragmentami obniżonej powierzchni sandrowej, ma ona raczej charakter niewielkiej strefy przejściowej, z licznymi załomami i spłaszczeniami niż formy liniowej (fig. 4).

Morfologia proksymalnej części sandru jest niezwykle urozmaicona. Występuje tutaj szereg obniżzeń wytopiskowych i rynnowych, z których wyróżnia się duża rynna jeziora Wygonin. Dopiero na południe od tego jeziora powierzchnia wysokiego sandru jest bardziej zwarta i wyrównana, z wyraźnie zaznaczającym się spadkiem w kierunku południowo-zachodnim. Od strony zachodniej i południowej wysoki poziom sandrowy jest obcięty krawędzią erozyjną o wysokości 5–7 m, poniżej której występuje poziom sandru Wdy, związany z odpływem proglacjalnym od okolic Kościerzyny (fig. 4).

Profile otworów odwierconych w proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego wskazują, że w jego budowie dominują utwory piaszczysto-żwirowo-głazowe o miąższościach dochodzących do 10 m (fig. 5). Jednocześnie w profilach otworów wiertniczych usytuowanych na liniach przekrojów przebiegających od sedymentacyjnej krawędzi kontaktu lodowego w kierunku południowym obserwuje się systematyczny spadek udziału frakcji żwirowo-głazowych.

Interpretacja paleogeograficzna

Analiza budowy geologicznej oraz sytuacji geomorfologicznej wskazuje, że korzeniową część wysokiego poziomu sandrowego można określić jako sedymentacyjną krawędź kontaktu lodowego. Podobne krawędzie opisano m.in. z obszaru środkowej Wielkopolski (Kasprzak, Kozarski, 1984) oraz Pojezierza Dobrzyńsko-Chełmińskiego (Wysota, 1992). Akumulacja strefy krawędziowej wysokiego poziomu sandrowego zachodziła w warunkach stosunkowo długiego i stabilnego postępu lodu. Depozycja odbywała się głównie przy udziale wód supraglacjalnych, na co wskazuje występowanie w niektórych fragmentach zaplecza krawędzi wysokiego poziomu sandrowego po-

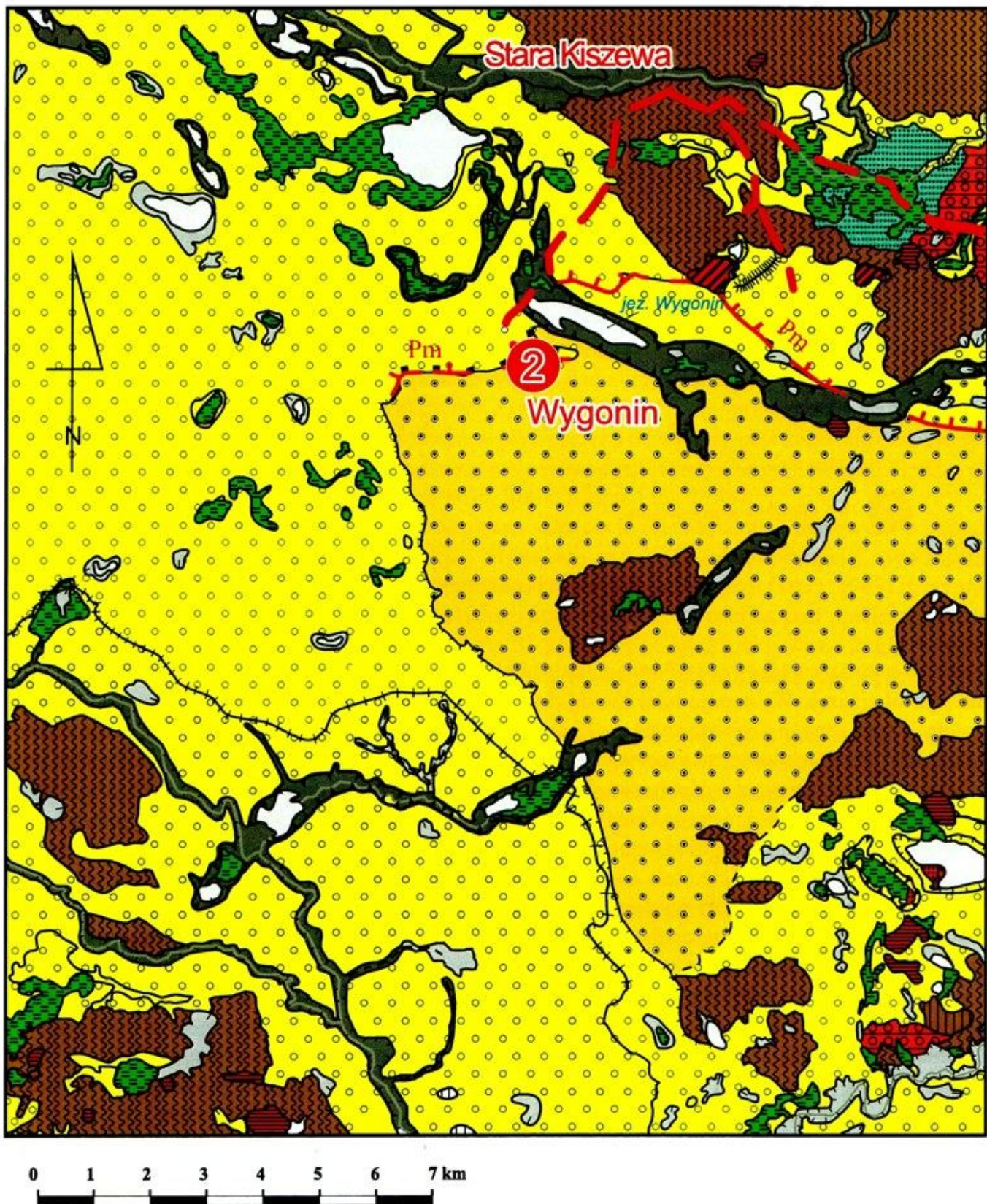


Fig. 4. Szkic geomorfologiczny w rejonie Wygonina (Błaszkiwicz, 2005b)

Objaśnienia na figurze 1 (str. 125)

wierzchni sandrowej obniżonej o około 5–20 m (np. w rejonie niecki wytopiskowej jeziora Krąg oraz na południowy zachód od niej). Jednocześnie występowanie szeregu rynien subglacjalnych związanych z sedymentacyjną krawędzią kontaktu lodowego oraz wcześniej zaprezentowanej formy ozowej sugeruje, że w początkowym okresie jej tworzenia istotną rolę odgrywał także drenaż subglacjalny,



② lokalizacja stanowiska

0 200 m

Fig. 5. Lokalizacja stanowiska 2 – Wygonin

zarówno typu N, jak i R (fig. 4). Powierzchnia obniżonego sandru wykazuje bardzo duże zróżnicowanie morfologiczne. Występuje tutaj szereg równoległych względem siebie form wałowych o wysokościach względnych dochodzących do 10 m, podkreślonych przez towarzyszące im podłużne wytopiska. Ich osie morfologiczne przebiegają z reguły wzdłuż linii NW–SE. W tym kierunku następuje też stopniowy wzrost wysokości bezwzględnych – od około 130 m n.p.m. w rejonie na wschód od jeziora Krag do 145 m n.p.m. przy kontakcie z krawędzią wysokiego poziomu sandrowego.

W budowie wewnętrznej obniżonego sandru dominują poziomo i przekątnie warstwowane utwory piaszczyste z niewielkim udziałem żwirów, a lokalnie także mułków (Błaszkiwicz, 1998). Elementem charakterystycznym jest występowanie szeregu postsedymentacyjnych uskoków normalnych o dużych wartościach zrzutu, dochodzących do 1 m. Pomiary upadu lamin w przekątnych warstwowaniach tabularnych wskazują na przepływ wód fluwioglacjalnych w sektorze południowo-wschodnim, czyli zgodnym z przebiegiem osi morfologicznych form wałowych. Osady piaszczyste na obniżonej powierzchni sandrowej często są pokryte ablacyjnymi utworami spływowymi. Powierzchnia obniżonego sandru była genetycznie związana z akumulacją wysokiego poziomu sandrowego. Dopiero wytopienie się lodu lodowcowego podpierającego wysoki poziom sandrowy oraz lodu pokrytego przez akumulację sandrową na zapleczu krawędzi spowodowało dzisiejsze hipsometryczne zróżnicowanie tych powierzchni.

Peryglacjalna transformacja wysokiego poziomu sandrowego

Powierzchnia wysokiego poziomu sandrowego nosi wyraźne ślady eolizacji z licznie występującymi i niekiedy bardzo dobrze wykształconymi eologliptolitami. Jednocześnie w obrębie stropowej partii osadów proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego koło Wygonina stwierdzono występowanie warstwy peryglacjalnej kontaktu krioiluwalnego (Błaszkiwicz, 1998). Sięga ona do znacznych głębokości, niekiedy przekraczających 1 m, i jest wzbogacona w związki żelaza oraz frakcje szkieletowe i ilasto-mułkowe (Angiel, 2003). W celu udokumentowania śladów warunków peryglacjalnych z wieloletnią zmarzliną zapisanych w profilach glebowych wykonano w rejonie stanowiska kilka odkrywek glebowych.

Analiza profilu glebowego

Odkrywka została założona w strefie krawędziowej powierzchni sandrowej, porośniętej obecnie borem sosnowym. Współczesną pokrywę glebową stanowi gleba bielicowa słabo wykształcona, która jest nałożona na starą glebę rdzawą, związaną ze środowiskiem peryglacjalnym, jakie występowało tu od czasu deglacjacji do początków holocenu. Przyjmując zgodnie z koncepcją wielu gleboznawców założenie, że inicjacja ewolucyjnego rozwoju gleb na terenach polodowcowych miała już miejsce w warunkach arktycznej tundry kriogenicznego środowiska postglacjalnego i peryglacjalnego (Kopp, 1965, 1970; Catt, 1988; Kowalkowski, 1988a, b, 2001; Blume i in., 1998; Manikowska, 1999; Degórski, 2007), można stwierdzić, że okres procesów morfogenetycznych i pedogenicznych wynosi na badanym obszarze około 15 tys. lat. Stopień przekształcenia pierwotnego materiału litologicznego wynika zatem z przestrzennego zróżnicowania bezwzględnego wieku deglacjacji, który wpłynął między innymi na przebieg i czas trwania procesów peryglacjalnych, a szczególnie wietrzenia kriogenicznego w warunkach wieloletniej zmarzliny. Zjawiska kriogeniczne sprzyjały powstawaniu profilowych sekwencji przekształceń (perstrukcji), wpływających na właściwości substratu glebowego, na co zwracano uwagę w wielu regionach środkowej i północnej Europy (Kopp, 1965, 1970; Kowalkowski, 1984, 1988, 1995, 2001; Degórski, 1990, 2007; Blume i in., 1998).

Badany profil glebowy ma dobrze ukształtowaną sekwencję przekształceń mrozowych o poligenetycznym charakterze, z cechami agradacji i degradacji peryglacjalno-holocenijskiej, tworzących wyraźnie zaznaczone strefy perstrukcji (Kopp, 1969). Przyjmując za Koppem (1965, 1969) stratygrafię peryglacjalnych przekształceń w profilu należy stwierdzić, że w profilu pod powierzchniową strefą deluwii holocenijskich (α , miąższość około 10–15 cm), występuje pokrywowa strefa peryglacjalna (δ , około 80 cm), a następnie strefa przejściowa (ϵ , około 30 cm), która leży bezpośrednio na niezmiennym podłożu (η) (fig. 6).

Osady holocenijskie przykrywające starsze osady plejstocenijskie morfogenetycznie najprawdopodobniej są związane z procesami zmywania i akumulacji materiału pochodzenia fluwioglacjalnego strefy krawędziowej. Dodatkowo osady te noszą ślady powierzchniowego przewiania, świadczącego o zachodzących tu procesach eolicznych. Pod tą warstwą tych osadów występuje wyraźnie wykształcona przejściowa strefa peryglacjalna, która charakteryzuje się typowymi dla niej cechami:

- znaczną miąższością – około 80 cm;
- zanikiem warstwowania, związanym z sezonowymi ruchami osadu w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny (strefie regelacji);
- żółtobrunatną barwą, będącą wynikiem osadzania się otoczek próchniczno-żelazistych na powierzchniach ziaren mineralnych w środowisku peryglacjalnym;
- blisko dwukrotnym w stosunku do podłoża wzbogaceniem we frakcje pyłowe i ilaste, będącym następstwem procesów kongelifrakcji i deskwamacji;
- występowaniem licznych kamieni oraz wzbogaceniem we frakcję zwirową, typowe dla strefy czynnej wieloletniej zmarzliny.

Morfologiczne ślady wietrzenia mrozowego w analizowanym profilu są następstwem procesów kriogenicznych, które zachodziły tu przy współdziałaniu subarktycznego elementu biotycznego (tundry subarktycznej). Niektórzy gleboznawcy traktują te procesy jako pierwotny proces gleboznawczy, prowadzący do powstawania subarktycznych gleb rdzawych, z charakterystycznym poziomem Bv (Kowalkowski, 1984).

Najczęściej taka gleba podlegała dalszemu rozwojowi i nakładaniu się na nią kolejnych faz pedogenicznych, charakteryzujących się określonymi procesami glebotwórczymi, zgodnymi z warunkami klimatyczno-roślinnymi. Poligenetyczny rozwój prezentowanej gleby sprawił, że można ją zakwalifikować jako glebę rdzawą, bielicową z próchnicą typu mor. Miąższość poziomu organicznego wynosi około 14 cm. Struktura poziomu organicznego jest następująca: podpoziom surowinowy (Ol, 3 cm), butwinowy (Of, 10 cm) i epihumisowy (Oh, 0,5–1,0 cm). Część mineralna gleby obejmuje

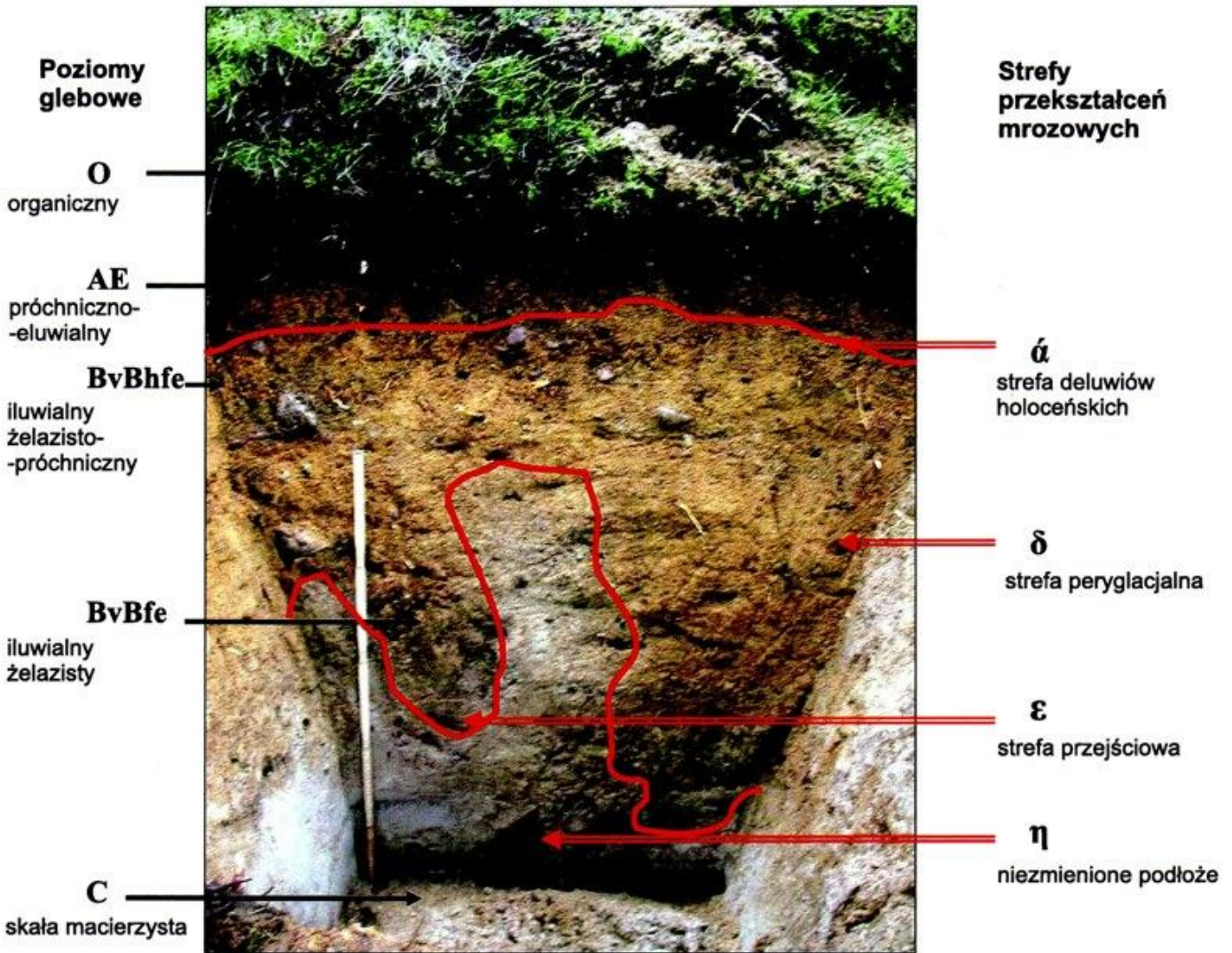


Fig. 6. Poziomy genetyczne oraz strefy przekształceń mrozowych w profilu Wygonin

następujące poziomy genetyczne: próchniczno-eluwialny (AE) o miąższości 7–10 cm, iluwialny żelazisto-próchniczny (BvBhfe) o miąższości około 18–20 cm oraz iluwialny żelazisty (BvBfe), którego miąższość wynosi około 55 cm. Poziom ten przechodzi w skałę macierzystą (C).

Podsumowanie

Na podstawie przeprowadzonych analiz można stwierdzić, że w rejonie Starej Kiszewy występuje strefa marginalna z dynamiczną równowagą czoła lądolodu. Wyrazem tego jest sedymentacyjna krawędź kontaktu lodowego wysokiego poziomu sandrowego oraz stowarzyszone z nią obniżenie egzaracyjne. Wyrazistość morfologiczna strefy marginalnej, bardzo duża miąższość osadów proksymalnej części wysokiego poziomu sandrowego świadcząca o stabilnym i długotrwałym postojem lądolodu oraz stosunek powierzchni wysokiego poziomu sandrowego do sandru Wdy sugerują, że w omawianym rejonie przebiega linia maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej. Obecnie nie można w sposób jednoznaczny rozstrzygnąć czy przed postojem lądolodu, określonym przez strefę marginalną, nastąpiła jego transgresja, czy też był to tylko postój lądolodu na tle jego ogólnej recesji. Rozstrzygnięcie tej kwestii wymagałoby przeprowadzenia przede wszystkim szczegółowych badań utworów gliniastych znajdujących się na przedpolu i zapleczu strefy marginalnej oraz określeniu relacji pomiędzy nimi. W świetle aktualnych danych z całą pewnością można wskazać tylko na aktywność lądolodu fazy pomorskiej w tym rejonie (Błaszkiwicz, 2005b).

Powierzchnia wysokiego poziomu sandrowego po jego akumulacji wystawiona była stosunkowo długo na warunki peryglacjalne, które spowodowały rozwój wieloletniej zmarzliny, prawdopodobnie o nieciągłym charakterze. Wskazują na to przede wszystkim ślady występowania warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny zapisane w profilu glebowym, a także duża liczba eogliptolitów obecnych na powierzchni wysokiego poziomu sandrowego.

Obecność wieloletniej zmarzliny w późnym glacie umożliwia także paludyfikację względnie suchych obszarów sandrowych. Na powierzchni sandrowej, w obrębie warstwy czynnej, tworzyły się wówczas połogie i płytkie jeziora peryglacjalne, w których zachodziła akumulacja, głównie mineralno-węglanowych osadów jeziornych. W ten sposób doszło do uszczelnienia, kolmatacji mis w stosunku do przepuszczalnego podłoża. Po degradacji wieloletniej zmarzliny i drastycznym obniżeniu poziomu wód gruntowych na tym terenie stały się one miejscami lokalnych podtopień, żywo reagującymi na wszelkie zmiany warunków opadowych.

Badania przebiegu początku sedymentacji jeziornej w depresji końcowej k. Starej Kiszewy oraz w okolicznych misach jeziornych (Błaszkiwicz, 2005a) pozwalają odnieść czas trwania warunków peryglacjalnych do zimnych okresów późnego glaciału. Jednocześnie można wskazać, że ostateczna degradacja wieloletniej zmarzliny na tym obszarze nastąpiła dopiero pod koniec okresu preborealnego.