

ARTYKUŁY

TADEUSZ BARTKOWSKI

DEGLACJACJA STREFOWA DEGLACJACJĄ NORMALNĄ NA OBSZARACH NIŻOWYCH (NA WYBRANYCH PRZYKŁADACH Z POLSKI ZACHODNIEJ I PÓŁNOCNEJ)

ZARYS TREŚCI

Autor ujmuje zagadnienie deglacjacji w kategoriach bilansu czaszy lodowej, uznając deglacjację za efekt bilansu ujemnego a powstanie form strefy marginalnej za efekt bilansu równowagi. Zasadniczym procesem, kształtującym formy strefy marginalnej i formy deglacjacji to ablacja, która na obszarach niżowych działa nie w postaci bardzo wąskiego pasa na samym czole lądolodu, ale w postaci dość szerokiej strefy, powodując strefowe cienienie brzegu lądolodu. W wyniku tego na niżu deglacjacja przebiega nie frontalnie, ale strefowo.

Dla poparcia tej tezy autor analizuje ukształtowanie stref marginalnych w Wielkopolsce i na Pomorzu na kilku wybranych przykładach, wykazując że w czasie powstawania stref marginalnych na przedpolu lądolodu zawsze zalegały wielkie powierzchnie lodu pasywnego lub martwego. Wynika z tego, że deglacjacja przebiegała tutaj strefowo, a ponieważ w ten sposób można interpretować wszystkie strefy marginalne ostatniego zlodowacenia w Polsce autor wnosi, że deglacjacja strefowa jest deglacjacją normalną obszarów niżowych.

I

Panujące dotychczas powszechnie wyobrażenie o deglacjacji obszarów niżowych opiera się na analogii recesji lądolodu plejstocenijskiego z recesją lodowców współczesnych. Ta analogia ma rzekomo podstawę w zasadzie aktualizmu geologicznego. Jest to podstawa rzekoma, gdyż zasada aktualizmu geologicznego implikuje wprawdzie stałość praw przyrody, ale nie gwarantuje stałości warunków, w jakich te prawa przyrody mogły się aktualizować. A. E. M. Nairn (1965) nawet, utrzymując ważność zasady aktualizmu geologicznego, uzupełnia ją jednak drugą zasadą — „jedyności” („uniqueness”!) — głoszącą, iż żadne środowisko (rozumiane w najszerszym sensie), nie powtarza się dokładnie w historii geologicznej („no environment . . . in geological history is ever exactly duplicated”). Jest to jednak interpretacja wiodąca na manowce, gdyż z samego założenia jest sprzeczna z zasadą aktualizmu, która opiera się przeciwnie na powtarzalności pewnych procesów znanych z teraźniejszości w przeszłości geologicznej ziemi. Interpretacja Nairna może być rozu-

miana jedynie w ten sposób, że pewne warunki, w których pewne prawa przyrody (niezmienne!) mogą się aktualizować, już się nigdy nie powtarzają (na tym polega ewolucja w świecie biologicznym!), a natomiast inne powtarzają się cyklicznie (z drobnymi, nieistotnymi zmianami!) i to właśnie jest podstawą zasady aktualizmu.

W chwili obecnej nie znamy lądolodu, który by kończył się na lądzie na obszarze niżowym, jak to było w czasie zlodowaceń plejstoceni- skich na ogromnych obszarach niżów Eurazji i Ameryki Północnej. Współczesne lądolody polarne bowiem prawie całym swym- frontem albo kończą się w morzu, albo bardzo blisko wybrzeża przy czym w tym wypadku mają do pokonania bądź przybrzeżne łańcuchy gór- skie, bądź uchodzą do morza dolinami fiordów tak, że języki lodowe „zachowują się” jak lodowce górskie. Lodowce górskie natomiast, dzięki wielkiej bliskości obszaru alimentacji do strefy ablacji reagują szybko na wszelkie, nawet drobne, wahnięcia klimatyczne, a ponadto ulegają wpływom lokalnym łoża lodowcowego (np. zróżnicowaniu nasłonecznie- nia ścian doliny, progom w dnie doliny itd.) tak, że gdy jedne lodowce wykazują transgresję, inne mogą wykazywać regresję (oscylują!) lub postój w miejscu. Z lodowcami górskimi bowiem wiąże się (i od nich pochodzi!) pojęcie recesji frontalnej — wycofywania się lodowca wyraź- nym czołem, spod którego ukazuje się uwolnione od lodu podłoże (z powodu intensywnego odpływu wód roztopowych w obniżającej się konsekwentnie dolinie!).

Tego wyobrażenia o deglacjacji nie można jednak przenosić na re- cesję plejstoceni- skich lodowców kontynentalnych — plejstoceni- skich czasz lodowych. Tutaj obszar ablacji na brzegu lądolodu dzieliła od obszaru alimentacji — od centrum zlodowacenia (rozpływu lodu) — odległość wielu setek a nawet tysięcy km tak, że brzeg lądolodu mógł reagować na impulsy z tego centra z opóźnieniem rzędu również setek lub kilku tysięcy lat. Na brzegu lądolodu kończącego się na niżu nie było żadnych znacznych wpływów lokalnych łoża lodowcowego lub przedpoła (bo jest to niż i odpływ wód roztopowych nie jest ułatwiony istnieniem spadku doliny od czoła lodowca w dół doliny!).

Z powyższego więc powodu odmiennie przedstawia się na obydwu powyższych rodzajach lodowca działanie wspólnego im obydwu czyn- nika — ablacji. Ponieważ ablacja działa powierzchniowo (według H. W. Ahlmann (1948) tylko 1% ubytku masy lodu przypada na czoło lodowca) dlatego tylko przy lodowcach górskich istnieje szansa, że re- cesja lodowca wyrazi się powstaniem czoła (stromej ściany) lodowca i że to czoło (ściana) „cofnie się”. Jest to spowodowane tą okolicznością, że lodowiec górski, z powodu znacznego spadku swego podłoża skalnego na krótkiej przestrzeni schodzi ze znacznej wysokości (gdzie dokonuje się jego alimentacja) do niskich położzeń, w których intensywność abla- cji bywa najczęściej tym większa, im niżej schodzi on w dolne, ciep-

lejsze partie doliny. Natomiast na brzegu lądolodu kończącego się na niżu recesja czoła lądolodu jako widomego śladu ablacji nie jest „przyspieszona” różnicowaniem wysokościowym podłoża tego czoła czy brzegu lądolodu, gdyż jest ono nieznaczne w stosunku do całej masy lodu na brzegu lądolodu (ponieważ, jak już wyżej zaznaczono, ten brzeg przypada na niż, gdzie panują małe różnice wysokości!). Widomy ślad działalności ablacji przejawia się tutaj tylko w strefowym cieniieniu całego brzegu lądolodu, a nie w wytworzeniu się stromej ściany lądolodu — jego czoła. Jak wykazują obserwacje na lądolodach polarnych, strome ściany występują na brzegu lądolodu uchodzącego do morza (oceanu) jako wynik odłamywania się gór lodowych lub tam, gdzie jest ułatwiony odpływ wód roztopowych i — eo ipso — ułatwiony transport materiału wymywanego z lodu, o co trudno było na niżu gdzie zresztą panował spadek terenu przeciwny spadkowi powierzchni lądolodu.

W niektórych tylko wypadkach, gdy różnicowanie rzeźby podłoża lądolodu na niżu dochodziło do wielkich rozmiarów (w kopalnych dolinach podłoża) ablacja przejawiała się zamiast w postaci strefy w nie strefowym, ale arealnym cieniieniu brzegu lądolodu. Wtedy powstawały wielkie „płaty” lodu pasywnego czy martwego o kształtach i rozmiarach, uzależnionych bezpośrednio rzeźbą podłoża. Rzecz oczywista następowało to w ostatniej, końcowej fazie działania ablacji, kiedy lód stawał się tak cienki, że wpływy lokalne a więc przede wszystkim wpływy rzeźby podłoża w stosunku do masy lodu mogły się silnie zaznaczyć. Tak więc w tym wypadku deglacjacja strefowa mogła przechodzić w tzw. deglacjację arealną. Szczególnym tego przypadkiem była deglacjacja tych partii przedpola, w których dochodził on do łańcucha górskiego. Wtedy w doliny, rozcinające te góry, wciskały się języki lodowcowe, które jednak nie schodziły w dół doliny jak w lodowcach górskich, ale przeciwnie, przez nabrzmiwanie lodowców dolinnych powierzchnia lodowców podnosiła się coraz wyżej. W wyniku tego czoła języków lodowcowych dostawały się w coraz surowsze warunki klimatyczne, które utrudniały topnienie lodu i sprzyjały długiemu trwaniu go na miejscu jako odosobnione (przez rozdolinienie) masy lodu. Taki przykład deglacjacji opisany został przez A. Jahna dla Sudetów (1963).

Jest oczywiste, że deglacjacja zależy i od innych jeszcze czynników, jak np. od łatwości odpływu wód roztopowych i transportowanych przez nie materiałów morenowych, o czym już wspomniano, a dalej od ilości materiału morenowego niesionego przez lądolód (por. R. F. Flint 1947), ale za główny jej czynnik należy uznać jednak ablację, która stanowi jeden z dwóch członów równania bilansowego lądolodu: dopływ lodu (przychód) i zanik lodu — rozchód (ablacja). Jeżeli więc będziemy ujmować zagadnienie deglacjacji w kategoriach bilansu czaszy lodowej to przyjmowanie wykształcenia się brzegu lądolodu nie w postaci stro-

mej ściany, czyli czoła, lecz w postaci pasa (strefy) jest jedynie możliwą formą jego „zachowania się” w czasie postoju, czyli w czasie gdy panuje bilans równowagi. Przecież w czasie postoju lądolodu istnieje „walka” między ablacją a napływem mas lodowych a ponieważ ablacja na niżu, jak wykazano uprzednio, musi działać strefowo (w lodowcach górskich także, ale tutaj dochodzą do głosu „ruchy” czoła lodowca!) dlatego wyrazem postoju lądolodu musi być pas (strefa), a nie linia (czoło, front). Gdy zwycięży napływ mas lodowych strefa ablacji zwęża się lub zanika (wtedy brzeg lądolodu wykazuje wielką stromość!), lecz z tej fazy naporu, poza formami tzw. moren wyciśnięcia (które powstają, zdaniem autora, w strefie brzeżnej lądolodu ale pod lodem, a nie na zewnątrz niego! por. T. Bartkowski 1968b) nie zachowują się żadne ślady działalności lądolodu. To, co do czasów obecnych pozostaje, to formy z faz postoju lub recesji, a wszystkie te formy powstają przy mniej lub więcej wyraźnym udziale lodu pasywnego (ablacja) lub martwego (końcowa faza ablacji).

Gdy panuje bilans równowagi nie ma wtedy jeszcze deglacjacji, gdyż nie ma zaniku powierzchni pokrytej lodem (właściwy sens pojęcia deglacjacja) i tylko istnieje stały ubytek masy lodowej, nie pozwalający na rozszerzanie się lądolodu — na glację. Dopiero zaistnienie bilansu ujemnego czasy lodowej prowadzi do deglacjacji. Wtedy w następstwie bardzo silnej ablacji, następuje zamarcie lodu na przestrzeni całej strefy działania tej ablacji a strefa bilansu równowagi „przeskakuje!” drogą pewnego „paroksyzmu” na nową pozycję, położoną już bliżej centrum zlodowacenia.

II

Taki pogląd na deglacjację nie jest niczym nowym — jest powszechnie przyjętym (por. np. R. Galon 1957 i 1967 a także K. Bülow 1927!). K. Bülow (op. cit. str. 282 — wolny przekład) pisze: „tak więc nie mielibyśmy w Niemczech północnych żadnego ciągłego czy rytmicznego wycofywania się brzegu lodu, ale postępujące krok za krokiem odrywanie się (Abspaltung) martwych stref brzeżnych, których obecność utrudniała odtransportowywanie materiału morenowego i tak, między innymi, przyczyniła się do nagromadzenia ciągów moren czołowych”. Jak więc widać, odrywanie się martwych stref brzeżnych K. Bülowa nie jest niczym innym jak właśnie ową deglacjacją strefową. R. Galon natomiast przyjmuje (1956, 1957, 1961, 1964, 1967), że obok takiej strefowej deglacjacji występuje również i deglacjacja arealna, ale jak widać z publikowanych przez niego map przebiegu moren czołowych, uznawanych (R. Galon 1967 st. 125) za najbardziej typową (czyli normalną — uwaga autora!) formę marginalną (morena akumulacyjna-recesyjna — lub spiętrzona tj. oscylacyjna!), przyjmuje on istnienie licznych oscylacji czoła lądolodu rozumianych w ten sposób, że lądolód, pozostawiwszy

w pewnym momencie tzw. morenę czołową lub sandr, cofnął się na pewną, bliżej nie określoną odległość, a następnie posunął się ponownie naprzód, spiętrzając pozostawione przez siebie uprzednio utwory. Tak więc w koncepcji R. Galona (1967) normalna recesja lądolodu nie odbywała się drogą stałego zamierania coraz to nowych wewnętrznych partii lądolodu (lodu żywego), ale drogą ustawicznej zmiany faz naporu, postoju i recesji — drogą ustawicznego powtarzania się tych faz.

Mechanizm ten można sobie przedstawić w sposób następujący:

- 1) postój lądolodu i wytworzenie się moren czołowych i sandrów,
- 2) cofnięcie się lądolodu na bliżej nie określoną odległość,
- 3) napór lądolodu i dotarcie do form powstałych uprzednio (w punkcie 1!)
- 4) ponowny postój lub natychmiastowe cofnięcie się (znowu na bliżej nie określoną odległość!)
- 5) postój lądolodu, ale tym razem już na miejscu położonym bliżej centrum lądolodu.

Analizując przedstawiony wyżej mechanizm recesji lądolodu zauważymy, że aby dokonała się recesja lądolodu nie może być w punkcie 4 ponownego postoju, gdyż wtedy nie byłoby recesji, ale musi zaistnieć natychmiastowy lub prawie natychmiastowy odwrót lądolodu — cofnięcie się jego czoła. Gdyby bowiem postój w punkcie 4 był długotrwały, powstać by musiały tzw. moreny akumulacyjne (Satzendmoränen) a poprzednio utworzone formy musiałyby być albo skryte pod płaszczem nowych utworów („przejechane”! moreny czołowe!), albo być zniszczone, ale wtedy nie ma żadnego materialnego dowodu na ich uprzednie istnienie!

Tak więc cofanie się czoła lądolodu jest pojmowane jako pewnego rodzaju „paroksyzmy”!, które przebiegają w myśl przedstawionych wyżej dwóch kontrowersyjnych poglądów dwojako:

- a) jako powtarzające się okresy postoju na pozycjach, znajdujących się coraz to bardziej w stronie proksymalnej czaszy lodowej,
- b) jako powtarzające się okresy postoju, recesji, naporu, ponownej recesji i ponownego postoju, a więc również jako odcinek czasu pomiędzy dwoma postojami, jednakże wypełniony okresem wielkiej ruchliwości czoła lądolodu.

Jest widoczne, że przyjęcie takiej „gimnastyki” czoła lądolodu opiera się w zasadzie na przedstawionym na początku niniejszych rozważań wyobrażeniu o zachowaniu się czoła współczesnych lodowców górskich. W nich inercja lodu na impulsy zarówno u czoła, jak i w strefie alimentacji jest proporcjonalna do małej masy lodu, biorącej udział w opisywanym procesie i przedstawia zupełnie inny rząd wielkości aniżeli inercja olbrzymich mas czaszy lądolodu.

Inne natomiast uzasadnienia, wysuwane przez zwolenników owej „gimnastyki” czoła lądolodu, wspomnianej wyżej, nie mogą być uznane

za przekonywające. Na przykład istnienie pokrywy gliniastej po stronie proksymalnej tzw. spiętrzonych moren czołowych bywa uważane za dowód „dotknięcia” pozostawionych przez lodowiec już uprzednio materiałów przy ich spiętrzeniu, a same spiętrzenie utworów morenowych właśnie za dowód oscylacji czoła i jego naporu. Obecność gliny morenowej po stronie proksymalnej wzgórz morenowych może być jednak zupełnie dobrze wytłumaczona kontaktem z lodem na skraju lądolodu stacjonującego, bez uciekania się do pomocy oscylacji lądolodu. Przyjęcie bowiem postoju lądolodu na tym miejscu zakłada istnienie pewnych ilości wód roztopowych, które powinny zaznaczyć się wymyciem materiału ilastego z moreny po stronie dystalnej, co rzeczywiście się obserwuje. Z chwilą zaś przyjęcia postoju lądolodu nie ma potrzeby przyjmowania jego „oscylacji”.

Z kolei, jak wykazują liczne badania, występujące w spiętrzonych utworach morenowych takie formy zaburzeń jak uskoki, mogą być wytłumaczone nie tylko jako struktury nacisku (a więc naporu), ale i jako struktury osiadania (grawitacyjne) zagrzebanego lodu, znajdującego się pod osadami, a więc wytłumaczone bez uciekania się do pomocy nacisku dynamicznego napierającego lądolodu. Inne formy zaburzeń jak np. wyciśnięcia są wprawdzie uznawane (por. G. Keller 1952) za efekt nacisku lądolodu, ale nacisku statycznego — lodu nie poruszającego się — czyli nie dowodzącego istnienia „naporu”, istnienia „oscylacji”. Przechylenia warstw np. utworów fluwiogłacyjnych w stronę proksymalną, uważane za dowód „pchnięcia” i „złuszkowania” sandru przez napierający lądolód, mogą być równie dobrze wytłumaczone jako odwrócenie pierwotnego dystalnego upadu warstw w wyniku stopienia się podpierającego je lodu i przechylenia się złożonych na tym lodzie utworów w kierunku proksymalnym (T. Bartkowski 1967). Nawet postaci fałdów mogą być wytłumaczone, jak to wykazał Z. Klajnert (1966) przy wyjaśnianiu genezy Wzgórz Domaniewickich, jako struktury splaywowe, grawitacyjne.

Wszystkie więc omówione krytycznie dowody na „oscylacje” czoła lądolodu są co najmniej dwuznaczne a tym samym nie są dowodami pewnymi. Jak wykazuje ponadto uważna analiza większości prac, zajmujących się recesją lądolodu, dowodem oscylacji czoła lądolodu są zaburzenia ułożenia warstw w utworach morenowych, a te zaburzenia są tłumaczone właśnie jako efekt oscylacji (błędne koło dowodzenia!). Jedynie zaburzenia ułożenia warstw, w których biorą udział utwory trzeciorzędu czy mezoiku (czyli w ogóle starszego od czwartorzędu podłoża!), mogą dowodzić istnienia naporu lądolodu, jakkolwiek nawet wtedy znajdowanie się tzw. porwaków starszego podłoża w utworach morenowych może być wytłumaczone abrazją czy egzaracją podłoża pod lodem, a nie u czoła lodu i włączeniem tych fragmentów do masy lodowej na powierzchniach ślizgowych

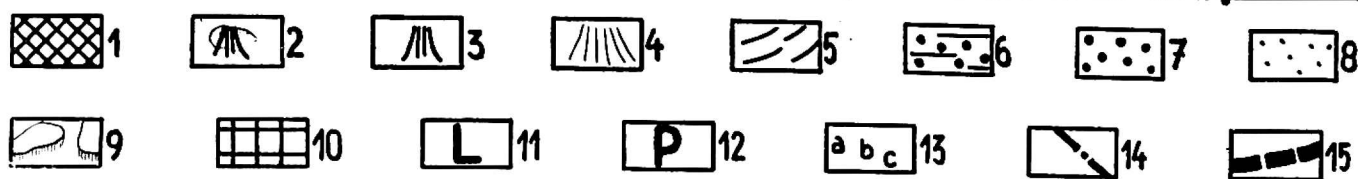
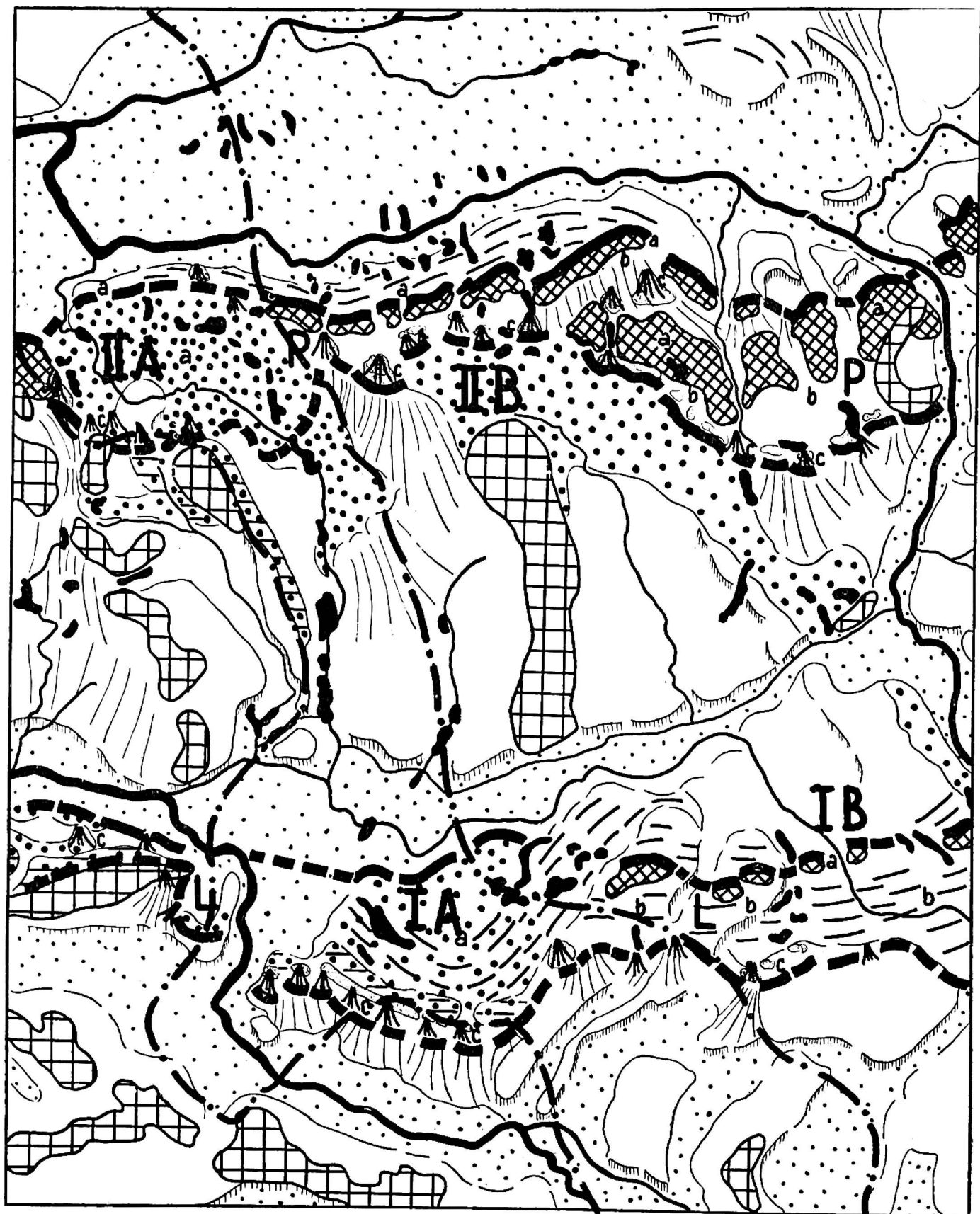
(por. G. K. Swinzow 1962 — „abrasion, plucking and incorporation of debris along stream planes”). Tylko udział wielkich mas starszego podłoża dowodzić może istnienia tzw. moren wycisnięcia (termin „moreny spiętrzone” wypływa z koncepcji „oscylacyjnej”, która jak widać, jest tylko postulatem teorii deglacjacji frontalnej, ale nie jest wcale bezspornie ugruntowana!).

Rozważania powyższe skłaniają do następującego wniosku: nie ma żadnych bezspornych materialnych dowodów na to, że lądolód wycofywał się z obszarów zlodowaconych na niżu drogą licznych „oscylacji” czoła i dlatego wolno przyjąć tezę pierwszą (a), a więc, że recesja lądolodu odbywała się „jako powtarzające się okresy postoju lądolodu na pozycjach, znajdujących się coraz to bardziej w stronie dystalnej brzegu czaszy lodowej bez licznych oscylacji”, czyli że deglacjacja strefowa jest deglacjacją normalną obszarów niżowych. Dowodzi tego uważna analiza stosunków geomorfologicznych panujących w strefach marginalnych tak typowego niżowego obszaru zasypania lodowcowego jakim jest Nizina Wielkopolska.

III

Opis form strefy marginalnej i deglacjacji arealnej znajduje się w tytu pracach autora z tego obszaru, że nie ma potrzeby przytaczania go szczegółowo (por. T. Bartkowski 1953, 1956, 1960a, 1963, 1964a, 1965a, 1965b, 1967). Można jednak i należy przytoczyć zasadnicze wnioski ogólne, jakich dostarcza studium ich na omawianym obszarze. Te wnioski dotyczą przede wszystkim mechanizmu powstawania strefy marginalnej w czasie bilansu równowagi (zob. rys. 1 i 2). W tej strefie można wyróżnić trzy podstrefy:

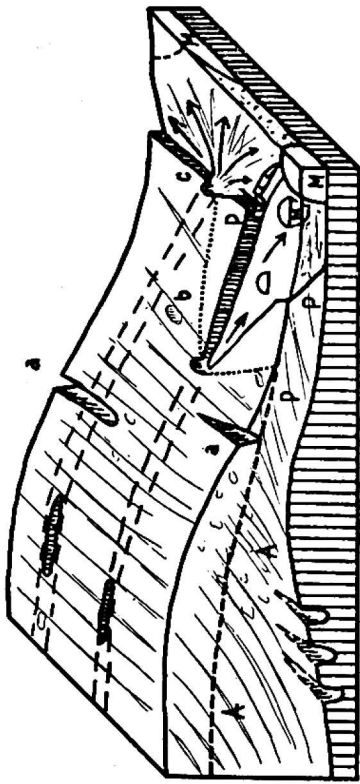
- a) najbardziej wewnętrzną, gdzie w miejscu wielkiego „uszczelinienia” lądolodu powstają liczne pagórki morenowe, całkowicie zbudowane z gliny morenowej, bądź posiadające „jądro” z fluwioglacjału, przykryte płaszczem z gliny morenowej (choć występują tu pagórki i bez takiej pokrywy!) Owo „uszczelinienie” powstało w miejsce kontaktu lodu aktywnego z pasywnym, w którym to miejscu panuje wstępujący ruch mas lodowych (por. J. F. Nye 1952), co z konieczności musiało wywołać silne spękanie wewnętrzne lodu (zwłaszcza w jego partiach spągowych). Jest to podstrefa „a”;
- b) środkową (podstrefę „b”), w której istniał, coraz to cieniejący w kierunku dystalnym w następstwie ablacji, lód pasywny, mniej spękany. W tej podstrefie wody roztopowe lądolodu, które w podstrefie poprzedniej wsiąknęły w szczeliny i jamy w lądolodzie, krążyły w partiach spągowych lądolodu jeszcze nie ujawniając się na zewnątrz, ale transportując materiał wodnolodowcowy, wymyty z lodu;
- c) zewnętrzną (w stosunku do lodu aktywnego!) — podstrefę „c” — w której wody roztopowe, obciążone materiałem wodnolodowco-



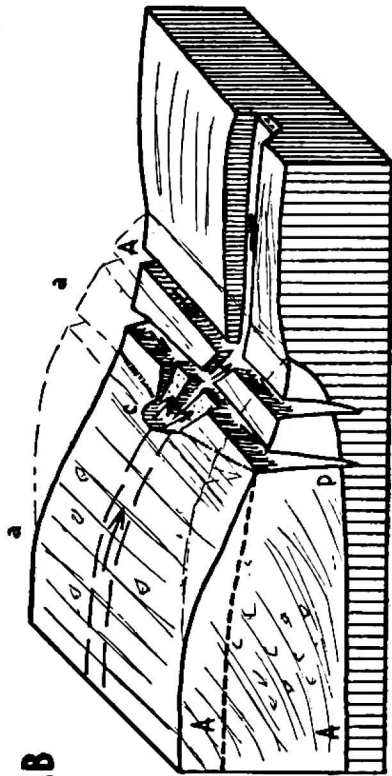
Rys. 1. Strefy marginalne stadiów leszczyńskiego i poznańskiego zlodowacenia bałtyckiego (Wisły) na obszarze Wielkopolski środkowej

1 — pagórki morenowe podstrefy „a”, 2 — początki stożków sandrowych w postaci pagórków z fluwioglacjału, 3 — miejsca intensywnego wypływu wód roztopowych — „bramy lodowcowe”, 4 — sandry, 5 — rynny marginalne strefy rozcięcia marginalnego, 6 — terasa kemowa, 7 — formy akumulacji wodnolodowcowej typu kemowego 8 — obszary akumulacji wodnolodowcowej i rzecznej wód pradolinowych, 9 — wysoczyzny morenowe, 10 — obszary starych struktur glacitektonicznych ze spiętrzonym starszym plejstocenem i trzeciorzędem (tzw. moreny czołowe wyciśnięcia), 11 — strefa marginalna stadiału leszczyńskiego (brandenburskiego), 12 — strefa marginalna stadiału poznańskiego (frankfurckiego), 13 — „a” — podstrefa kontaktu lodu aktywnego z pasywnym, „b” — podstrefa przepływu wód roztopowych lodolodu na zewnątrz lodu, „c” — podstrefa wypływu wód roztopowych lodolodu na zewnątrz lodu, 14 — zarys kopalnego Obniżenia Obry-Płoni według A. Kowalskiej (1960), 15 — granice strefy marginalnej intraglacialnej, I A, I B, II A, II B — położenie obszarów przedstawionych w diagramach na rys. 2

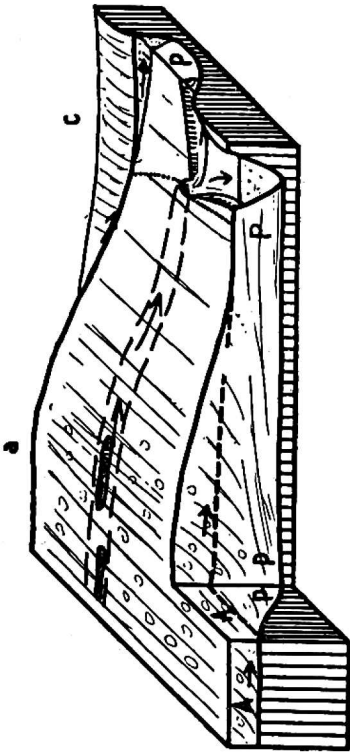
II B



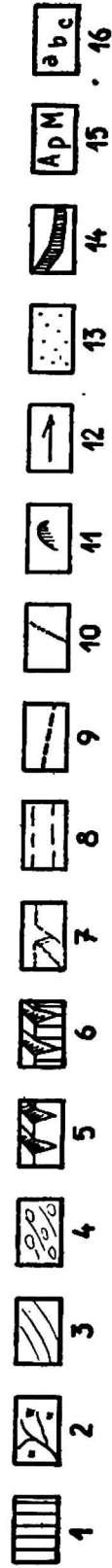
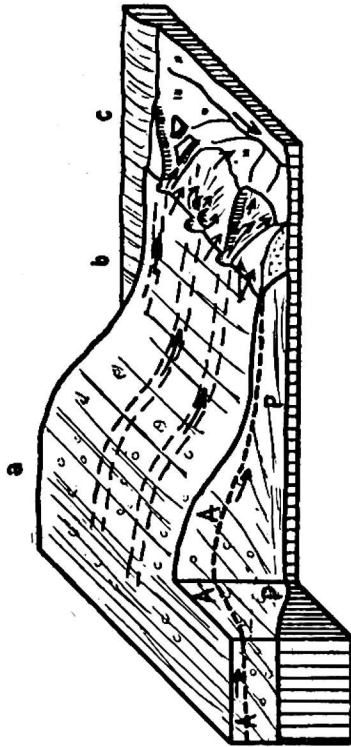
IB



II A



IA



Rys. 2. Schemat wykształcenia strefy marginalnej interglacialnej w Wielkopolsce środkowej w kopalnych depresjach (I A, II A) i na kopalnych elewacjach (I B, II B) podłoża łądolodu

1 — podłoże, 2 — obszar pradoliny, 3 — płaszczysty ślizgowe w łądolodzie, 4 — jamy (otwarte i zamknięte) w lodzie, 5 — szczeliny marginalne w lodzie, otwarte ku górze, 6 — szczeliny marginalne w lodzie sięgające aż do podłoża, 7 — szczeliny marginalne w lodzie w starszym stadium rozwoju czoła lodowca, 8 — zarys rynny (szczeliny) radialnej w lodzie, 9 — poziom wody roztopowej („inglacialnej”) w lodzie (w jamach i szczelinach w lodzie), 10 — linia wypływu wód roztopowych łądolodu na powierzchnię lodu, 11 — „brama lodowcowa” — miejsce szczególnie obfitego wypływu wód roztopowych (u wylotu szczeliny-ryny), 12 — kierunki cyrkulacji wód, 13 — utwory wodnolodowcowe (budujące terasę kemową lub sandr), 14 — krawędzie (podcięcie lodu, stożka sandrowego), 15 — A — lód aktywny, P — lód pasywny, M — lód martwy, 16 — „a” — podstrefa kontaktu lodu aktywnego z pasywnym, „b” — podstrefa przepływu wód roztopowych łądolodu wewnątrz lodu, „c” — podstrefa wypływu wód roztopowych łądolodu na zewnątrz lodu

wym, wypływały na zewnątrz lodu (pasywnego) na podobieństwo wywierzykowych wód krasowych, rozpościerając częściowo na bardzo już cienkim lodzie pasywnym a częściowo na lodzie martwym lub pomiędzy blokami lodu martwego materiał wodnolodowcowy w postaci stożków sandrowych.

Te trzy podstrefy występują jednak w różnych wariantach, zależnych od lokalnych okoliczności. Tak więc w kopalnych depresjach — w których lód pasywny leży głęboko i sięga daleko w przedpole — strefa wypływu wód roztopowych lądolodu („c”) występuje jeszcze w obrębie lodu pasywnego (rys. 2 IIA), co spowodowało usypanie pod Międzyrzeczem terasy kremowej u stóp Wału Bukowieckiego (por. T. Bartkowski 1956, 1964b), a ponadto strefa spękania („a”) zaznaczyła się wytworzeniem zamiast gliniastych pagórków wewnętrznych olbrzymiego pola pagórków kemowych (pagórków bez pokrywy gliniastej!), powstałych w wyniku spękania lodu pasywnego naciskanego tłoczącymi się na nim masami lodu aktywnego (por. F. T. Thwaites 1935). Podstrefę „b” (przepływu wód roztopowych przez mało spękany lód pasywny) reprezentują w tej części Obniżenia Obrzańskie płaskie „równiny zastoiskowe” okolic Gorzycka, Międzyrzecza i Policka (T. Bartkowski 1956).

W części strefy marginalnej stadiału leszczyńskiego ostatniego zlodowacenia, położonej w części południowej kopalnej depresji Obniżenia Obry-Płoni (por. A. Kowalska 1960) zwanej Pojezierzem Sławskim, gdzie przedpole lądolodu było wolne od lodu, został usypany „wał akumulacji wodnolodowcowej” typu marginalnego (por. rys. 2 IA), z którego wychodziły stożki sandrowe, i które z kolei „wsypywały” się do istniejącego tu obniżenia Pradoliny Głogowsko-Baruckiej (analogicznie wykształcona jest strefa marginalna w Niece Lubszy: Wał Brody-Drewitz por. T. Bartkowski 1963!). Strefa „a” natomiast jest reprezentowana przez bardzo liczne kemy, uważane dotychczas za pagórki czołowomorenowe (por. Pagórki Ciosanieckie B. Augustowskiego 1961).

Odmienny nieco inwentarz form występuje w strefach marginalnych na elewacjach podłoża. Tutaj, istnienie progu terenowego podłoża (rys. 2 II B), który w trakcie ablacji, na skutek cienienia lodu, zaznaczał się coraz bardziej utrudniając ruch lodowca, powodowało zatrzymanie się chwilowe strefy marginalnej — postój lądolodu. Tutaj wytworzyły się pagórki z jądrem z fluwioglacjału lub zupełnie gliniaste w miejscu wielkiego „uszczelinienia” wewnętrznych partii lądolodu (podstrefa „a”). Tutaj wreszcie były usypywane w strefie wypływu wód roztopowych lądolodu (w podstrefie „c”) stożki sandrowe, rozsiewające daleko na przedpole (gdzie mogły występować bloki lodu martwego!) wodnolodowcowe żwiry, piaski i mułki. Należy zauważyć, że w zależności od lokalnych warunków miejsce wypływu wód (punkt „c”) może znajdować się bądź na krańcu strefy „a”, bądź strefy „b” lub przy równo-

czesnym nawet działaniu obydwu systemów odwodnienia lodu (rys. 2 II B). W wyniku tego może się zdarzyć, że stożek sandru bardziej wglębionego (w strefę wewnętrzną) może podcinać stożek sandru bardziej wysuniętego naprzód. Może też zaistnieć taka sytuacja, że stożek sandru, usypanego przez bardziej obfite wody (np. u wylotu rynny lodowcowej) może podcinać stożek, usypany w tym samym czasie przez mniej obfite wody płynące bezpośrednio po powierzchni lodu i sypiące bezpośrednio na skraju lodu utwory wodnolodowcowe (rys. 2 I A). Niekiedy także, usypywany na lodzie stożek sandrowy może po stopnieniu lodu wykazywać podcięcia, będące rezultatem wytopienia się lodu czystego (kongelacyjnego), na którym był usypany.

W odróżnieniu od strefy marginalnej, położonej po wewnętrznej stronie zasięgu ostatniego zlodowacenia (tutaj strefy marginalnej stadiału poznańskiego — patrz rys. 1 i 2 II B!) strefa marginalna, utworzona na brzegu zewnętrznym tego zlodowacenia (strefa marginalna stadiału leszczyńskiego — patrz rys. 1 i 2 II A) wykazuje słabe wykształcenie strefy lodu martwego. Obserwuje się tutaj słabe rozwinięcie podstref „a” i „c” i bardzo silne, można powiedzieć olbrzymie, rozwinięcie podstrefy „b” — podstrefy lodu pasywnego. Jest to strefa przepływu i krążenia wód roztopowych, które rozcinały podłoże (rynnę marginalne — por. T. Bartkowski 1960b, 1963) i transportowały materiał wodnolodowcowy akumulowany w podstrefie „c”. Jest to strefa „rozcięcia marginalnego”, bardzo pospolitego w strefie marginalnej (por. T. Bartkowski 1963, 1964a, 1965).

Oczywiście przytoczone wyżej przykłady nie dotyczą w zasadzie strefy deglacjacji — strefy bilansu ujemnego — ale strefy marginalnej — strefy bilansu równowagi a jednak analiza ich dowodzi, że na przedpolu podstrefy „c” zalegały wielkie obszary lodu pasywnego lub martwego. Opis form strefy deglacjacji — zarówno form akumulacji wodnolodowcowej (sandry, kemy), jak i bezpośredniej akumulacji lodowca (tzw. morena denną) — znaleźć można w innych pracach, np. dla omawianego obszaru w pracy autora z r. 1968, Dejowej (1968) i W. Stankowskiego (1968) i w nich znajdzie czytelnik dalszą o nich informację. Na tym miejscu autor przeprowadził jedynie dyskusję w zakresie problemu, czy czoło lądolodu w trakcie jego recesji tworzyło wyraźną, stromą ścianę (front — stąd deglacjacja frontalna, czołowa) czy też opadało na zewnątrz łagodnie strefą lodu pasywnego, co posiada zasadnicze znaczenie dla zagadnienia deglacjacji. Wydaje się że, zdaniem autora, odpowiedź jest jasna a mianowicie, że na omawianym obszarze należy przyjąć występowanie ostatniej alternatywy.

IV

Przykłady deglacjacji strefowej znane są także z innych jeszcze terenów zlodowaconych. Z obszaru Polski północnej można np. inter-

pretować wykształcenie strefy marginalnej stadiału pomorskiego w kategoriach deglacji strefowej. Jako przykład niech posłuży wycinek tej strefy, zawarty między Szczecinkiem a Polanowem (rys. 3). Obszar ten był wprawdzie przedmiotem szczegółowego zdjęcia geologicznego dokonanego przez K. Keilhacka (1893, 1896) ale zdjęcie to nie zawierało interpretacji morfogenetycznej, która została dokonana później przez tegoż autora (K. Keilhack 1901), oraz w syntetycznym ujęciu przez P. Woldstedta (1935). Na szczególną uwagę zasługuje interpretacja strefy marginalnej przez tego ostatniego. Wyróżnia on tutaj:

- a) strefę pagórkowatej moreny dennej (kuppige Grundmoräne),
- b) strefę moren końcowych (Endmoränen) i
- c) strefę zajmującą przedpole — strefę sandrów.

Zgadza się to z woldstedtowskim pojęciem „Eisrandlage” — „linia brzegu lodowca” (P. Woldstedt 1929) — w którym to pojęciu zawarty jest albo kompleks wszystkich tych trzech składników (strefa pagórków, moren czołowych i sandrów), lub w ich braku choćby jeden z nich. P. Woldstedt jednak nie pokusił się o dokładniejsze opracowanie morfogenezy strefy marginalnej — utrzymującej się, jak wykazują zresztą późniejsze jego prace, w kręgu wyobrażeń o recesji frontalnej. Załączony szkic zawiera interpretację morfogenetyczną autora opartą o wzmiankowane wyżej zdjęcie K. Keilhacka i uzupełnioną badaniami własnymi.

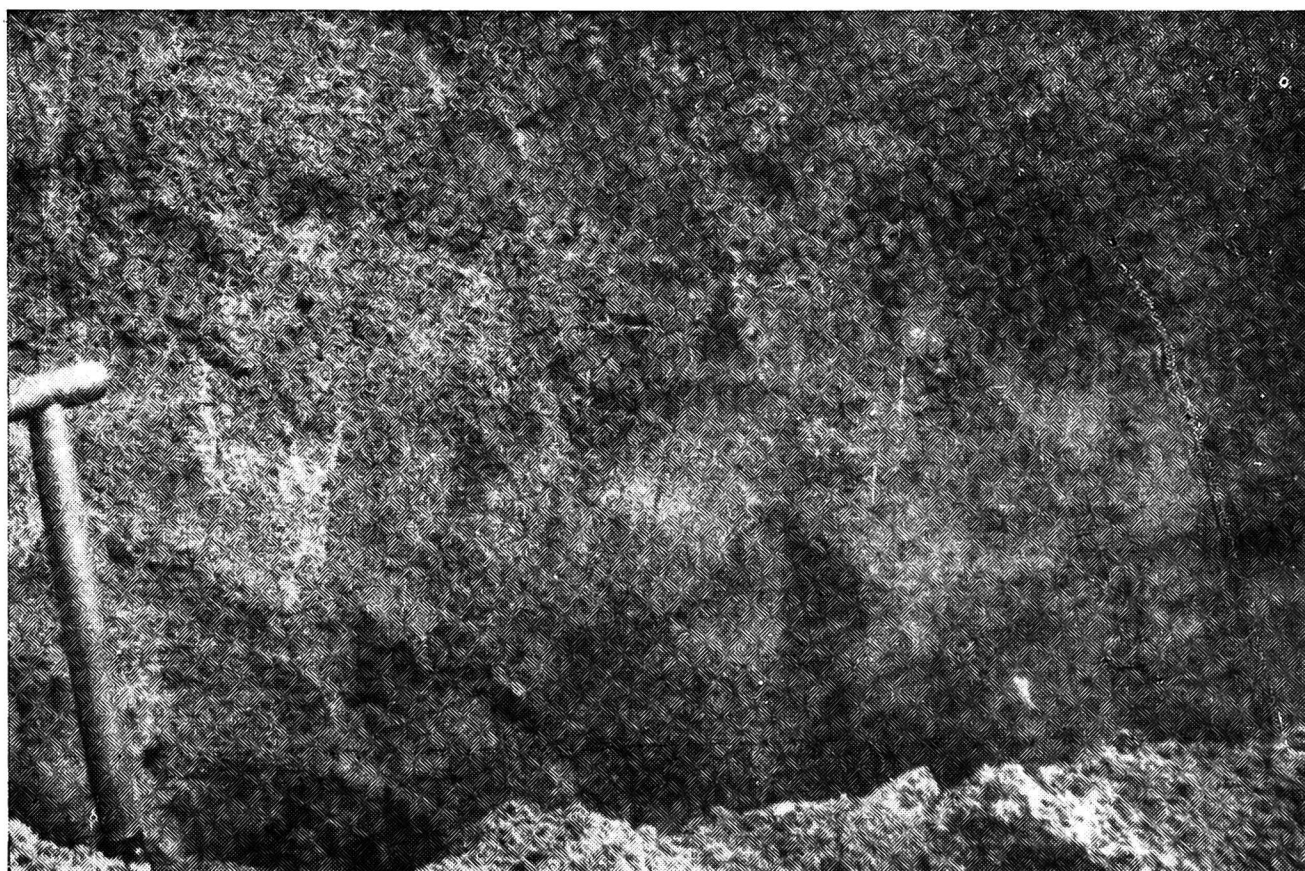
Jak widać, zaplecze strefy marginalnej tworzy tutaj wysoko wyniesiona wysoczyzna morenowa, która dwoma stopniami wznosi się z poziomu 130—140 na 160—180 m n.p.m. Ta mocno falista, wyścielona gliną morenową, powierzchnia wysoczyznowa rozcięta jest dwoma systemami dolin:

- a) dolinami rynnowymi należącymi do systemu rynien skierowanych prostopadle do leżącej na południu strefy marginalnej i zajętej bądź przez zatorfione zagłębienia bezodpływowe lub jeziora rynnowe, bądź przez głęboko wcięte rzeki „skłonu dobałtyckiego” Pobrzeża Wschodniopomorskiego (tutaj rzekę Grabowę!) z systemem wodnolodowcowych poziomów terasowych. Te ostatnie potężne formy należy uważać za doliny kopalne, zakonserwowane przez lód martwy;
- b) równoleżnikowo zorientowaną szeroką i głęboką doliną systemu marginalnego, tworzącą tu polanowski odcinek tzw. Pradoliny Pomorskiej.

Sama strefa marginalna znajduje się na wysoko wzniesionym (na 180—200 m n.p.m.) poziomie wysoczyznowym. Strefa wewnętrzna (strefa „a”) jest reprezentowana przez wysoce charakterystyczny krajobraz niezliczonych drobnych pagórków gliniastych (wysoczyzna morenowa pagórkowata — „kuppige Grundmoräne” — fot. 1 i 8) porozdzielanych zagłębieniami bezodpływowymi wypełnionymi torfami lub zajętej



Fot. 1. Pagórki morenowe w okolicy folwarku Nowy Dwór, u SW krańca Jeziora Bobięcińskiego, przy drodze z Sępolna Wielkiego do Gologóry, na N od brzeżnych wałów akumulacji wodnolodowcowej. Zwraca uwagę wielkie bogactwo narzutniaków. Warstwy powierzchniowe buduje morena ablacyjna (por. fot. 6 i 7) pod pokrywą piaszczystą lub pozbawiona pokrywy

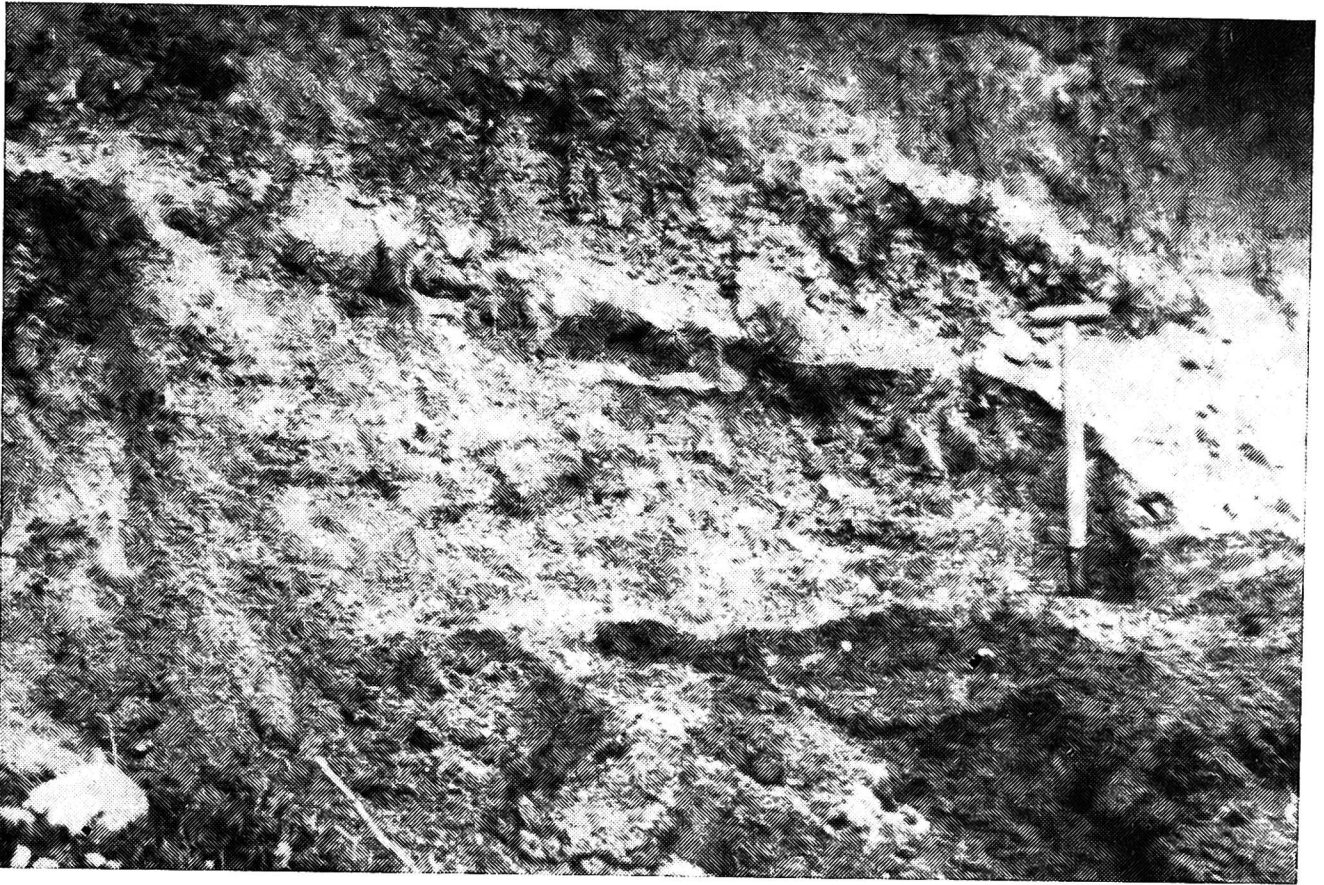


Fot. 2. Piaski i żwiry w fazie sedymentacji płaskiej, budujące „ozopodobną formę szczelinową marginalną” na N od Sępolna Wielkiego (kulminacja 207 m n.p.m.)

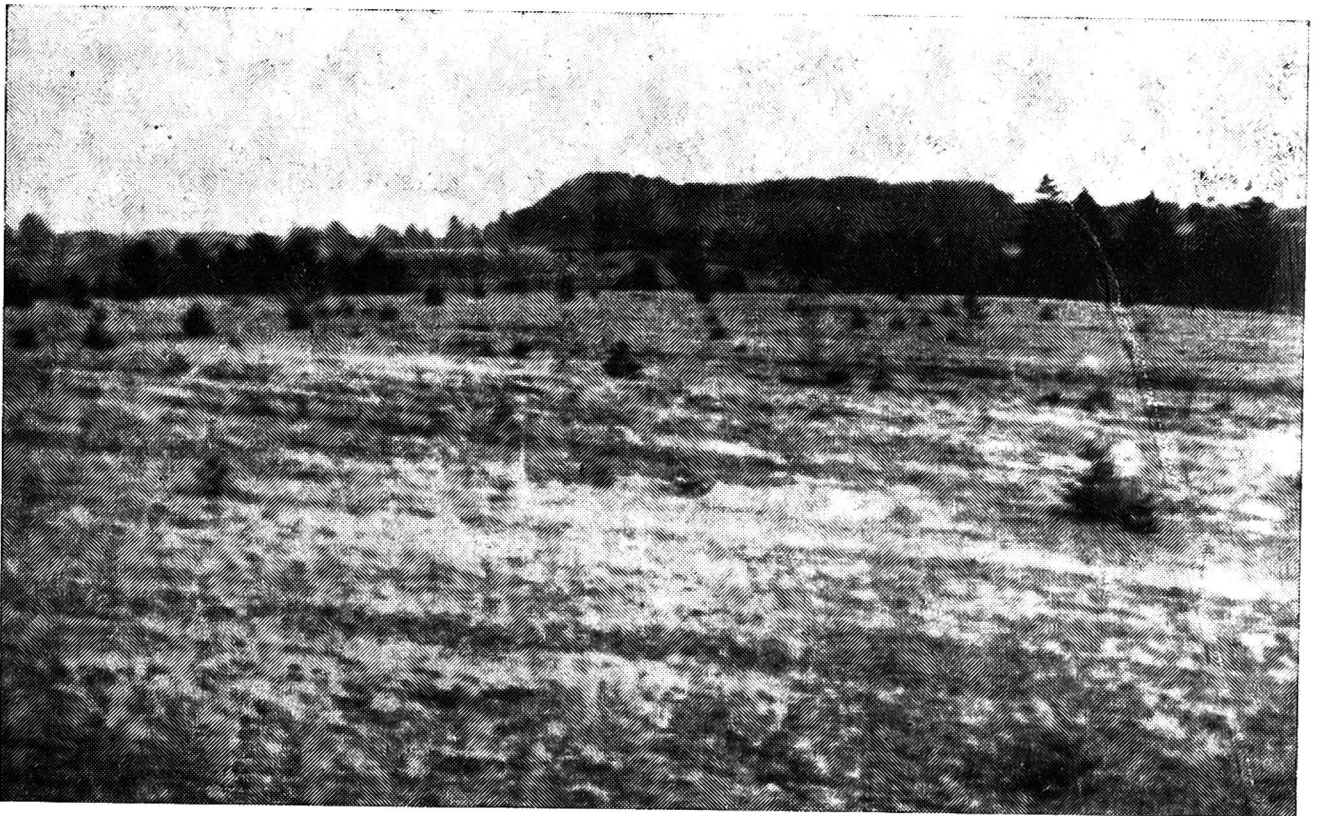
przez „oczka”. W tym krajobrazie są „zatopione” wielkie jeziora rynnowe (Kamień, Bobięcińskie), które, jak widać z ich sytuacji geograficznej, znajdują się w przedłużeniu ku południowi dolin systemu „prostopadłego”, „wychodzących” z północy, z zaplecza, na poziom „moreny dennej pagórkowatej” (Jezioro Bobięcińskie w przedłużeniu „rynny — doliny” górnego biegu Grabowy, a jezioro Kamień — innej krótkiej rynny, łączącej się z poprzednią w „dolinie polanowskiej”). Zwraca uwagę, iż od zachodu przecina strefę pagórkowatą szeroka i głęboka, z wodnolodowcowymi poziomami terasowymi, „rynna-dolina” rzeki Radwy, kończąca się na samym południowym brzegu strefy pagórkowatej.

Tutaj, na tym brzegu, występuje od razu strefa wypływu wód roztopowych lądolodu (strefa „c”), zaznaczająca się jako system ozopodobnych „form szczelinowych” marginalnych, stowarzyszonych z jeziorami rynnowymi systemu marginalnego (jeziora Wietrzno, Przyradz, Piekielko, Pniewo, Poborowskie, Kiełpino i inne). Wspomniane formy „ozopodobne” zbudowane są z piaszczysto-żwirowych warstwowych utworów wodnolodowcowych (fot. 2, 3). Te formy stanowią wraz z systemem przecinających strefę pagórkowatą rynien „prostopadłych” elementy jednego wspólnego systemu hydrograficznego — systemu odwodnienia brzegu lądolodu: rynny prostopadłe stanowiły drogi dowozu materiału wodnolodowcowego za pośrednictwem wód roztopowych. Tutaj, u wylotu potężnej „rynny-doliny” rzeki Radwy, występuje wyraźnie „załamanie” linii początku strefy sandrowej — tu właśnie wody cyrkulujące w tej silnej arterii lodowcowej usypały ogromne powierzchnie piaszczyste, spośród których „wyzierają” zatopione w piaskach sandrowych dawne rynny lodowcowe, nierzadko krzyżujące się, tworząc charakterystyczny krajobraz wytopiskowy z rynnami (i jeziorami rynnowymi) i licznymi zagłębieniami bezodpływowymi. Szczególnie charakterystyczne jest występowanie tutaj wielkich rozległych zbiorników wodnych (jeziora Wierzchowo, Wielimie) lub odpowiadających im genetycznie rozległych, obecnie zatorfionych bagien (Malechowskie Błota — bagna okolicy Kazimierza). Są one dowodem, iż tutaj zalegały wielkie płyty lodu martwego, zagrzebane pod sypanymi na nich utworami sandrowymi. Dowodem na istnienie tu lodu martwego są także formy ozowe, wysterczające ponad płaską (stosunkowo!) powierzchnię sandru jak np. na E od Sępólna Wielkiego (tuż za obrębem mapki! — fot. 4) lub na SE od jeziora Wierzchowo.

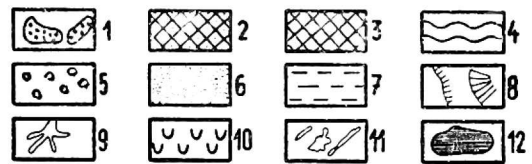
Fakty te dowodzą, że na przedpolu strefy marginalnej istnieje tu obszerna dziedzina deglacji strefowej (a nawet arealnej!). Rzecz jasna, że bloki lodu martwego dostosowały się do istniejących na przedpolu strefy marginalnej zagłębień podłoża, w których opierały się skutecznie roztopiającej działalności wód, niosących materiały wodnolodowcowe. Niektóre z nich mogły stanowić jakieś dawniejsze tzw. depresje końcowe — np. jezioro Wielimie. Na tę okoliczność wskazuje fakt,



Fot. 3. Piaski i żwiry z poziomami głazów, budujące „ozopodobną formę szczelinową, systemu radialnego, krzyżującą się z taką samą formą systemu marginalnego u wylotu doliny Radwy, na NW od Sępolna Wielkiego, tuż przy drodze Sępolno Wielkie—Drzewiany



Fot. 4. Pokryty lasem wał ozowy pod miejscowością Kołtki, na E od Sępolna Wielkiego, wznoszący się ponad niżej położoną powierzchnią sandru

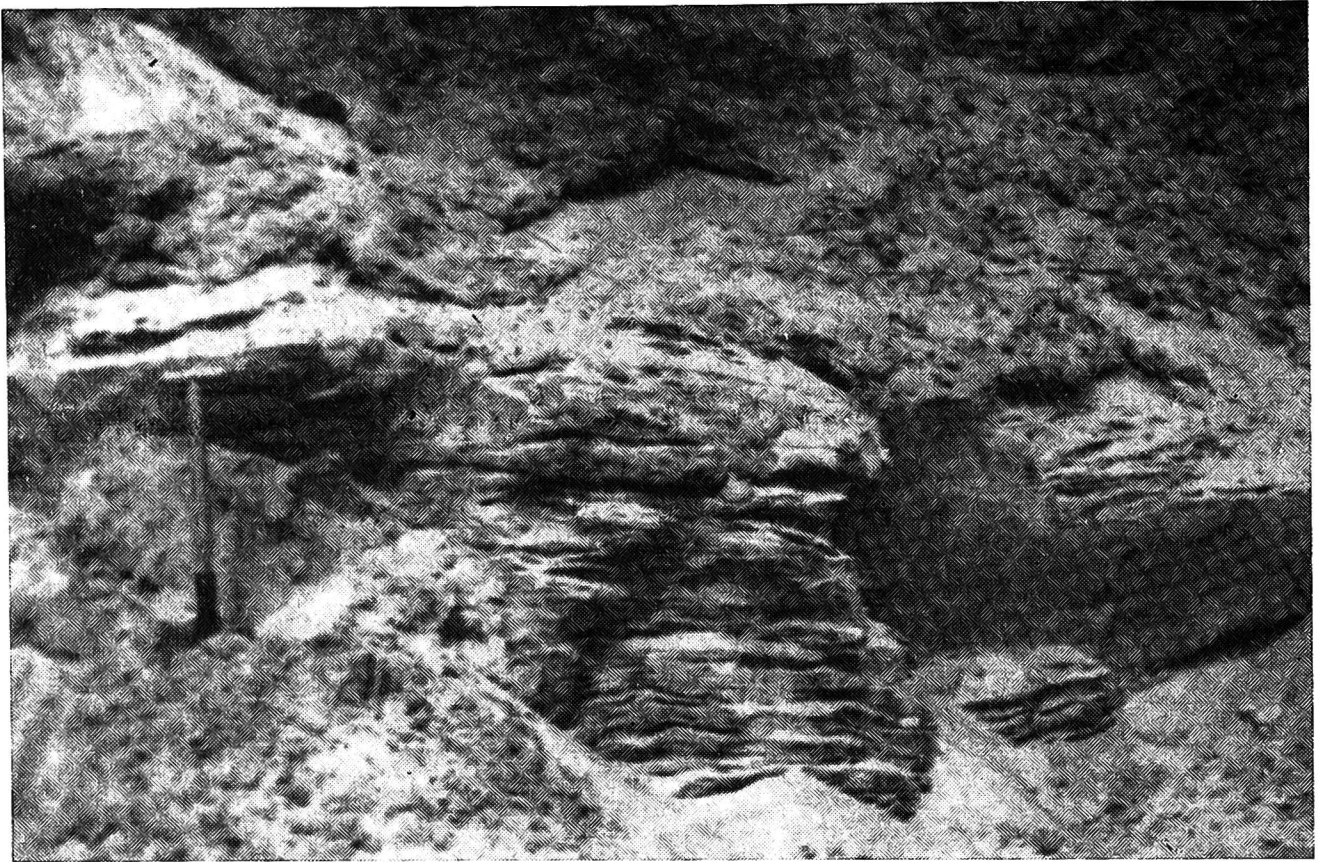


Rys. 3. Strefa marginalna stadiału pomorskiego ostatniego zlodowacenia zawarta między Szczecinkiem a Polanowem
 1 — „ozopodobne” formy akumulacji wodnolodowcowej w szczelinach lodowych typu marginalnego i radialnego (typu ozów właściwych oraz typu kemowego), 2 — strefa pagórków morenowych z pokrywą wodnolodowcową, 3 — strefa pagórków morenowych bez pokrywy wodnolodowcowej, 4 — wysoczyzna morenowa falista, 5 — sandr, 6 — piaski, wyściełające dno i poziomy terasowe w „Pradolinie Pomorskiej” i innych dolinach zaplecza strefy marginalnej, 7 — utwory zastoiskowe, 8 — załomy, krawędzie, 9 — krótkie dolinki, rozcinające wysoczyznę morenową, 10 — zagłębienia, przeważnie bezodpływowe, typu „wytopisk”, 11 — zagłębienia wypełnione torfami (zajęte przez torfowiska, podmokłe łąki), 12 — jeziora, „a” — strefa pagórków morenowych powstałych w miejscu kontaktu lodu aktywnego z pasywnym, „a”+„b” — strefa pagórków morenowych z pokrywą z utworów wodnolodowcowych, powstałych w miejscu „nałożenia się” strefy przepływu wód roztopowych lądolodu podstrefy „b” na podstrefę „a”, „c” — podstrefa wypływu wód roztopowych lądolodu na powierzchnię lodu — strefa form szczelinowych marginalnych uważanych dawniej za noreny czołowe stadialne, X₁, X₂, X₃, X₆, X₈ — miejsca przedstawione na fotografiach (wraz z numerami fotografii)

że jezioro to znajduje się w przedłużeniu ku SE głębokiej doliny rzeki Parsęty, rozcinającej również dalej na zachodzie strefę pagórkowatą i tworzącą tutaj osobny mały quasi-lob — „Lob Parsęty”. Ponadto na południowym obrzeżeniu niecki jeziora Wielimie występuje duży „płat” pagórkowatej wysoczyzny morenowej, reprezentującej więc jakąś wcześniejszą fazę zamierania lądolodu.

Tak więc na omawianym obszarze nie wszystkie części składowe typowej strefy marginalnej wewnętrznej (intraglacjalnej) występują, gdyż brak jest tutaj wyraźnej morfologicznie strefy „b” — strefy przepływu wód roztopowych w niższych partiach lodu zanim wypłynęły one na zewnątrz. Uważna analiza stosunków geologiczno-morfologicznych omawianego obszaru wskazuje jednak na oryginalne, lokalne wykształcenie strefy „b”. Oto na południowej rubieży pagórków panują powszechnie piaszczyste utwory wodnolodowcowe — cały „krajobraz pagórkowaty” jest wykształcony, zamiast w glinie morenowej jak dalej na północy, w utworach wodnolodowcowych, choć glina zalega pod tą pokrywą najczęściej jako tzw. morena ablacyjna (por. fot. 6 i 7). Szczególną postacią akumulacji wodnolodowcowej są pagórki typu kemowego, tkwiące wśród pagórków z pokrywą piaszczystą. Interpretacja tych stosunków geomorfologicznych jest następująca: Oto akumulacja materiału wodnolodowcowego nastąpiła jeszcze w strefie wielkiego uszczelinienia, wywołanego kontaktem lodu aktywnego z pasywnym (lub raczej już martwym — dowodem bloki lodu w nieckach jezior Wierzchowo, Wielimie i innych!). Z powodu istnienia tu lodu pasywnego lub martwego po stronie zewnętrznej strefy uszczelinienia i utrudnionego z tej przyczyny dopływu wód roztopowych wytworzył się tu system szczelin marginalnych, którymi krążyły te wody, szukając dogodnego ujścia i usypując marginalne, „ozopodobne”, formy szczelinowe. W następstwie owego utrudnionego odpływu wód nastąpiło tak wielkie przepełnienie szczelin materiałem wodnolodowcowym, że po stopnieniu lodu pozostał po nich „piaszczysty krajobraz pagórkowaty” (podstrefa „a + b”).

Z analizy stosunków geomorfologicznych omawianego obszaru wypływa inny jeszcze, bardzo ważny wniosek. Oto strefa pagórków (podstrefa „a”) nie wykazuje żadnego ukierunkowania pagórków wzdłuż jakichś linii recesyjnych, które tutaj wyróżnia R. Galon (1961, 1967) w liczbie 3—5 lub w postaci wyraźnie „językowego” ciągu w małym „lobie” (rzeki Studnicy) w okolicy Miastka lub wzdłuż doliny Radwy (na obszarze mapki). Wyróżniane nad doliną Radwy, na jej wschodnim obrzeżeniu, równoległy do niej (NNW-SSE) ciąg pagórków (między Gołogórami a Sępólnem Wielkim) to ozopodobna forma akumulacji wodnolodowcowej „szczelinowej” (patrz mapka) podobnie jak położone na zachodnim skraju obszaru miasta Miastko, na wysoczyznowym już brzegu doliny Studnicy pagórki (nawet nie uszeregowane w jakiś ciąg rów-



Fot. 5. Budowa jednego z pagórków morenowych, położonych na brzegu doliny Studnicy, na zachodnim skraju obszaru Miastka. Widoczne piaski (różnoziarniste, przeważnie drobnoziarniste), przewarstwione mułkami i z wkładkami żwirów. Ułożenie warstw poziome

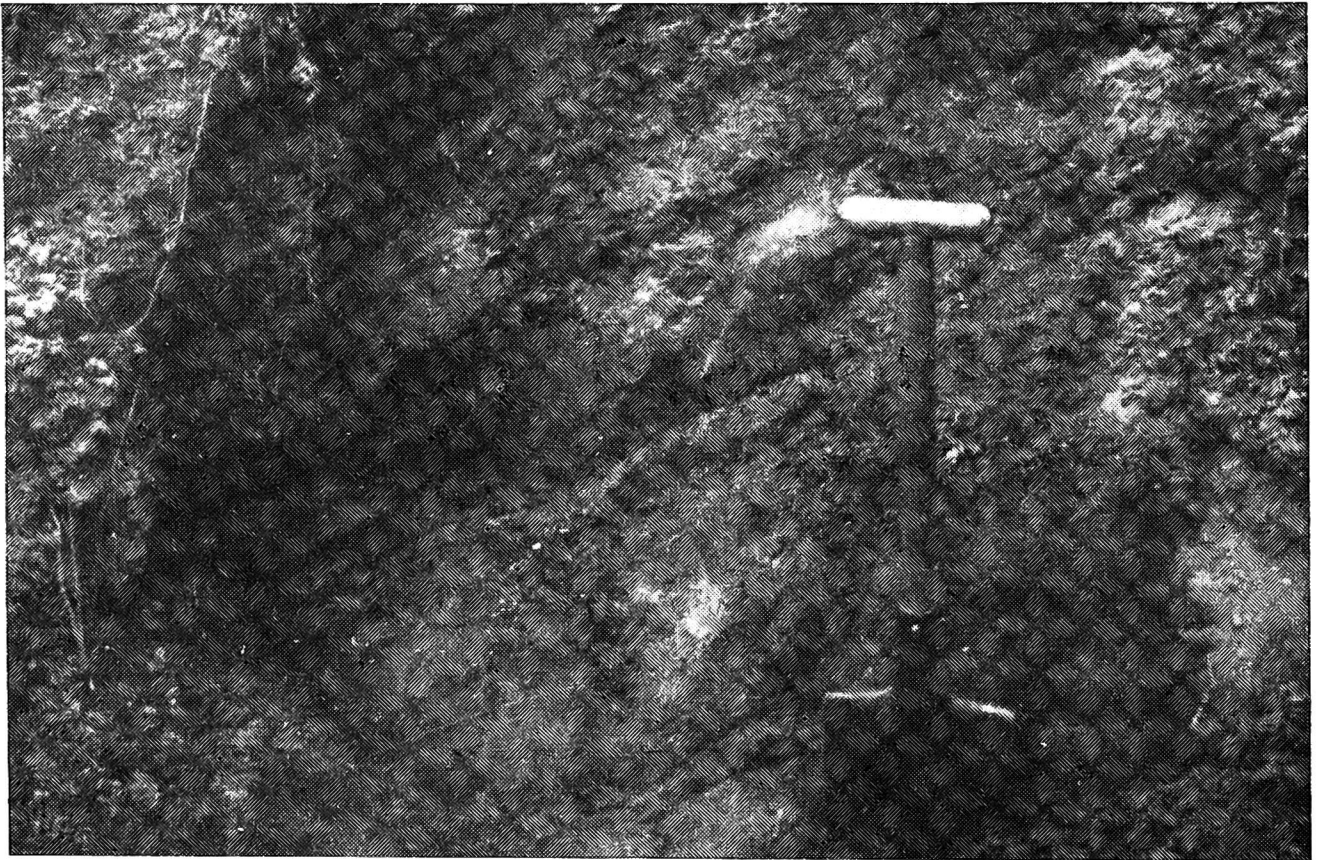


Fot. 6. Morena ablacyjna, budująca zbocze jednego z pagórków morenowych na N od „ozopodobnych form szczelinowych marginalnych” przy drodze z Sępólna Wielkiego do Drzewian. Zwraca uwagę naprzemianległe występowanie smug gliny piaszczystej i piasku ilastego lub piasku

noległy do brzegu doliny! — patrz fot. 5) Sam zaś obszar pagórkowaty podstrefy „a” cechuje bezładne rozmieszczenie na przemian pagórków (zbudowanych z moreny „ablacyjnej” w warstwach przypowierzchniowych lub pod pokrywą piaszczystą podstrefy „a+b” — patrz fot. 6, 7) i zagłębień bezodpływowych, nierzadko wypełnionych wodą!). Jest to niesłychanie charakterystyczny krajobraz jakoby „morza pagórków”, w którym przy najlepszej nawet woli, nie można się dopatrzeć jakichkolwiek ciągów morenowych recesyjnych, jak to sugeruje szkic R. Galona.

Jest oczywiste, iż taka interpretacja strefy marginalnej stadiału pomorskiego w tej okolicy winna być uznana tylko za postulat tezy „oscylacyjnej” recesji lądolodu (według której istnienie osobnych ciągów morenowych na brzegach małych lobów dowodzić ma aktywności czoła lądolodu w czasie recesji), a nie za obraz rzeczywistych stosunków geomorfologicznych. Zdaniem autora liczne tutaj występujące domniemane loby dolinne (np. doliny Chocieli, Radwy, Grabowy, Studnicy, Wieprzy, Kamienicy, Bytowy i innych w swych partiach źródłowych) reprezentują formy „przetrwale” z czasu przed nasunięciem się lądolodu, którego recesja wytworzyła strefę marginalną stadiału pomorskiego. Te „kopalne” formy wklęsłe, wypełnione lodem, zostały przez niego zakonserwowane i w wyniku tego reprezentują szerokie formy dolinne, w których pagórkowaty krajobraz „schodzi” po łagodnie opadających ku osi doliny zboczach dość głęboko w same doliny, co można dowodnie obserwować na odcinkach tych dolin, przypadających w zasięgu strefy pagórkowej. Są to formy niejako „reprodukowane” w pagórkowej pokrywie, która buduje wierzchnie partie podstrefy „a”. Konstruowanie z pagórków (występujących bezładnie) leżących na brzegach tych form dolinnych jakichś lobowych moren recesyjnych uznać należy za postępowanie nie liczące się z rzeczywistością.

Jako zasadniczy wniosek z powyższych rozważań można wysnuć tezę, że ponieważ strefa marginalna jest tutaj bardzo szeroką (na kilkadziesiąt km) więc nie jest linią, a są dowody na zaleganie wielkich mas lodowych na jej przedpolu i dlatego deglacjacja strefowa nie jest, jak sądzi R. Galon (1967) tylko wyjątkowym sposobem deglacjacji, przywiązany do lokalnych warunków. Autor ten pisze, że „niewątpliwie deglacjacja przyjmowała różne formy zależnie od lokalnych warunków geomorfologicznych i położenia danego obszaru w stosunku do głównych osi glacji, przy czym lokalnie jeden z omawianych typów form marginalnych może przeważać” (op. cit. str. 130). Właśnie stwierdzenie istnienia deglacjacji strefowej także w zapleczu (w stronie proksymalnej Wału Pomorsko-Kujawskiego — na omawianym odcinku stadiału pomorskiego) każe wnosić, że nie jest ona zjawiskiem lokalnym, ale właśnie regułą (taką też interpretację podaje P. Woldstedt na swojej mapie (1935) dla całego przebiegu stadiału pomorskiego).



Fot. 7. Morena ablacyjna w obszarze pagórków morenowych na NNW od Miłocic, na S od kulminacji 238 m n.p.m. (Szybskie Góry). Zauważ naprzemianległe występowanie smug glinastych, piasków ilastych i żwirów



Fot. 8. Pagórki morenowe podstrefy „a” w okolicy Żydowa. Zwraca uwagę wypełnienie wodą zagłębień

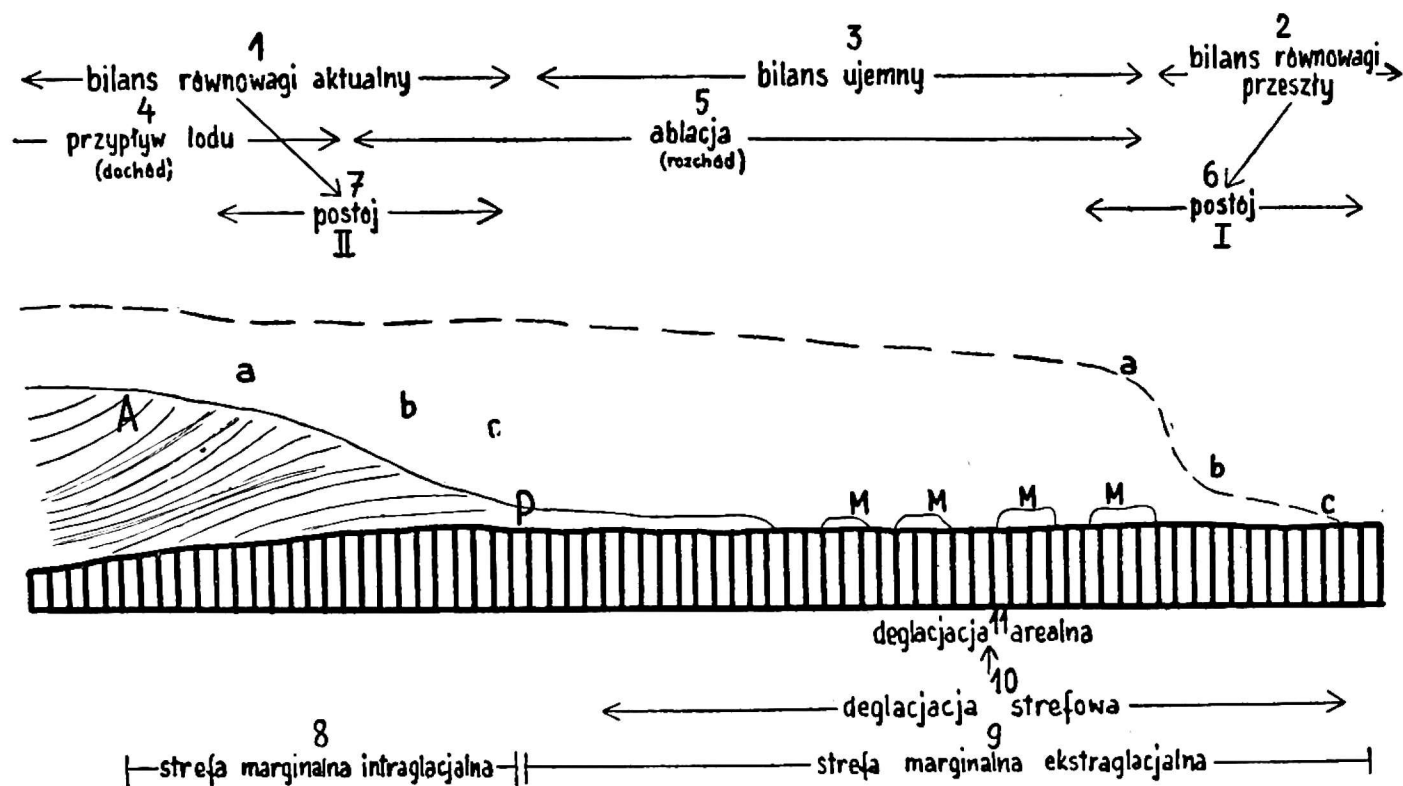
V

Nie ma potrzeby mnożenia przykładów które by mogły wykazać, że deglacjacja strefowa występuje powszechnie na obszarze niżowym. Aby podsumować poprzednie rozważania i dojść do ostatecznej konkluzji, należy zdać sobie jeszcze sprawę z zasadniczego aspektu koncepcji deglacjacji strefowej. Opiera się on na fakcie, że koncepcja strefy marginalnej jest rozpatrywana w terminach hydrodynamiki brzegu lądolodu (brzeg — marge — strefa marginalna!) i bilansu czaszy lodowej. To podejście pozwala na studiowanie w sposób kompleksowy morfogenezy strefy marginalnej oraz deglacjacji — najważniejszych elementów geomorfologii glacialnej.

Załączony schemat graficzny (ryc. 4) przedstawia próbę takiego kompleksowego podejścia. Jak widać w momencie bilansu równowagi nie ma, jak już uprzednio powiedziano, recesji. W tych okolicznościach wytwarza się potrójna w zasadzie strefa marginalna intraglacialna wraz z modyfikacjami, które wynikają z warunków lokalnych odwodnienia brzegu lądolodu. W tym momencie morfogeneza tej strefy jest uwarunkowana przede wszystkim przez hydrodynamikę brzegu lądolodu. Natomiast ustalenie się bilansu ujemnego czaszy lodowej wiedzie do zamarcia drogą „paroksyzmu” całej, mniej lub więcej szerokiej strefy, w której zwyciężyła ablacja (morfogeneza uwarunkowana przede wszystkim istnieniem bilansu ujemnego czaszy lodowej), a której następnym i końcowym etapem jest przeobrażenie deglacjacji strefowej w deglacjację arealną (morfogeneza uwarunkowana hydrodynamiką lodu martwego i wpływem podłoża lodowcowego!).

Z punktu widzenia hydrodynamiki brzegu lądolodu można traktować strefę marginalną jako złożoną z dwóch stref częściowych: strefy marginalnej intraglacialnej, która obejmuje podstrefę kontaktu lodu aktywnego z lodem pasywnym („a”), podstrefę lodu pasywnego („b”) i podstrefę wypływu wód roztopowych aż do punktu „c” (wypływu na zewnątrz — bardziej ściśle na powierzchnię lodu pasywnego — podstrefa „c”) i strefy marginalnej ekstraglacialnej, która obejmuje sobą obszerny obszar gdzie panuje morfogeneza przy współdziałaniu resztek lodu pasywnego, lodu martwego oraz obszar rozcięcia (erozji) przedpola przez wody roztopowe lądolodu (obszar sandrowy). Linia rozgraniczającą jest tutaj linia, łącząca miejsca wypływu wód roztopowych, które krążyły w jamach i szczelinach we wnętrzu lodu, na zewnątrz.

Z punktu widzenia bilansu czaszy lodowej obszar zasięgu ablacji jest większy od obszaru zasięgu bilansu ujemnego, gdyż obejmuje także strefę lodu pasywnego podczas postoju brzegu lądolodu — gdy panuje bilans równowagi. Jest oczywiste, że z chwilą gdy lądolód zaczął się zachowywać jako lodowiec górski — to jest gdy zaczął szybko reagować zarówno na impulsy pochodzące ze strefy alimentacji, jak



Rys. 4. Schemat funkcjonowania strefy marginalnej w aspekcie deglacji strefowej

i ze strefy ablacji (wpływ podłoża) — deglacja strefowa coraz bardziej nabierała charakteru deglacji frontalnej — wtedy mogły powstawać rzeczywiste moreny czołowe. Był to jednak obszar nie niżowy a obszar dystalny skłonu wyżyn czy gór, na którym powstała i utrzymała się pierwsza (inicjalna!) i ostatnia (reliktowa — przed zniknięciem!) górską czy wyżynną pokrywa lodowcowa. Przytaczana jako przykład lodowca kontynentalnego przeszłości czapa lodowa Vatna Jökull nie może być jednak uznana za taką zarówno z powodu oceanicznego klimatu Islandii, wpływającego na „długowieczność” tego lodowca jak i ze względu na specyficzne cechy wulkanizmu Islandii (por. tutaj A. Kosiba 1938), wyraźnie wpływającego na ruchy czoła lodowca.

Instytut Geograficzny

Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu

Zakład Geografii Fizycznej Stosowanej

L I T E R A T U R A

- A h l m a n n H. W., 1948: Glaciological Research on the North Atlantic Coast. Royal Geogr. Sc. Research Series nr 1, London.
- A u g u s t o w s k i B., 1961: Zarys geomorfologii Międzyrzecza Odrzańsko-Obrzańskiego. Prace Kom. Geogr.-Geolog. P.T.P.N., t. III, z. 2, Poznań.
- B a r t k o w s k i T., 1953: The Role of the Buried Dead Ice in the Formation of the Postglacial Landscape of Central Great Poland. Bulletin de la Soc. des Amis des Sciences et de Lettres de Poznań, vol. III, fasc. 2, Serie B, livr. XII, ss. 123—151, Poznań.
- 1956: Z zagadnień geomorfologicznych okolicy Międzyrzecza, Bad. Fizj. nad Polską Zach., t. 3, Poznań.

- 1957: Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. Zeszyty Naukowe UAM Geografia, nr 1, Poznań.
 - 1960a: Niektóre problemy geomorfologiczne, hydrograficzne i hydrogeologiczne dorzecza Złotej Łączy (Wysoczyzna Zielonogórska). Zeszyty Naukowe UAM Geografia, nr 3, Poznań.
 - 1960b: Główne rysy fizjografii Wysoczyzny Leszczyńskiej między Śremem, Leszmem i Gostyniem. Bad. Fizj. nad Polską Zach. t. 6, Poznań.
 - 1963: O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej, cz. I. Badania Fizjograf. nad Polską Zach. t. XI, ss. 7—50, Poznań.
 - 1964 a: O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Cz. II, Bad. Fizj. nad Polską Zach. t. 13, Poznań.
 - 1964 b: Morfogeneza Wału Bukowieckiego (Ziemia Międzyrzecka). Prace Kom. Geogr.-Geolog. P.T.P.N., t. 4, z. 3, Poznań.
 - 1965 a: O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Cz. III, Bad. Fizj. nad Polską Zach. t. 15, Poznań.
 - 1965 b: Areal Deglaciation in the Wielkopolska Lowland. Geographia Polonica, nr 6, ss. 65—74, Warszawa.
 - 1967: O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej, Prace Kom. Geogr.-Geolog. P.T.P.N., t. 7, z. 1, Poznań.
 - 1968 a: Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. Bad. Fizj. nad Polską Zach. t. 21, Poznań.
 - 1968 b: O istocie glacitektoniki. Przegl. Geolog. 1968, z. 10, Warszawa.
- Bülow K., 1927: Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland, Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesell. Bd. 79, Monatsberichte nr. 314, ss. 273—283, Berlin.
- Deja W., 1968: Formy szczelinowe akumulacji wodnolodowcowej na obrzeżeniu Łęgów Obrzańskich, Bad. Fizj. nad Polską Zach. t. 21, Poznań.
- Flint R. F., 1947 (V wyd. 1955), Glacial Geology and the Pleistocene Epoch, New York.
- Galon R., 1956: The Problem of the Last Glaciation in Poland. Przegl. Geogr., vol. Supplement, Warszawa.
- 1957: On the Morphology of the Marginal Deposits of the Scandinavian Inlandice, V-th INQUA Congress Madrid—Barcelona, Résumés des Communications.
 - 1961: General Quaternary Problems of Northern Poland, VI-th INQUA Congress Warszawa 1961, Guide Book of Excursion "From The Baltic to the Tartas" part I, Northern Poland, ss. 9—53, Łódź.
 - 1964: On the Geomorphology of Northern Poland, Geographia Polonica, nr 1, ss. 23—39, Warszawa.
 - 1967: Czwartorzęd Polski północnej, w: R. Galon i J. Dylik. Czwartorzęd Polski, ss. 106—166, Warszawa.
- Jahn A., 1963: Deglaciation of the Sudetes. Report of the VI-th International Congress on Quaternary Warszawa 1961, vol. III, s. 117—122, Łódź.
- Keller G., 1952: Beitrag zur Frage Oser und Kames, Eiszeit. und Gegenwart, Bd. 2, Öhringen.
- Keilhack K., 1893: Geologische Karte von Preussen 1:25 000, arkusze Kasimirschof, Gr. Carzenburg, Neustettin, Berlin.
- 1896: Geologische Karte von Preussen 1:25 000, arkusze Pollnow i Sydow, Berlin.

- 1901: Geologisch-morphologische Übersichtskarte von Pommern in 1:500 000, Berlin.
- Klajnert Z., 1966: Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowoeuropejskiego. *Acta Geogr. Lodziensia*, nr 23, Łódź.
- Kosiba A., 1938: Kilka zagadnień z morfotektoniki i glaciologii Islandii. *Czasopismo Geograficzne*, t. XVI, z. 4, ss. 257—306, Lwów.
- Kowalska A., 1960: Paleomorfologia powierzchni podplejstoczeńskiej niżowej części dorzecza Odry. Instytut Geograficzny PAN, *Prace Geogr.*, nr 21, Warszawa.
- Nairn A. E. M., 1965: Uniformitarianism and Environment, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. I, nr 1, ss. 5—11.
- Nye J. F., 1952: The Mechanics of Glacier Flow, *Journal of Glaciology*, nr. 2.
- Stankowski W., 1968: Geneza Wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych i litologiczno-sedymentologicznych. *Prace Kom. Geogr.-Geolog. P.T.P.N.*, t. VIII, z. 2, Poznań.
- Swinzow G. K., 1962: Investigation on Shear Zones in the Ice Sheet Margin-Thule Area. Greenland, *Jevurnal of Glaciology*, vol. 4, nr. 32.
- Thwaites F. T., 1935: *Outline of Glacial Geology*, Ann Arbor.
- Woldstedt P., 1929: *Das Eiszeitalter*, Stuttgart.
- 1935: Geologisch-Morphologische Karte des norddeutschen Vereisungsgebietes, Berlin.

TADEUSZ BARTKOWSKI

ZONALER EISABBAU — EIN „NORMALER“ EISABBAU DES TIEFLANDSGEBIETES (ERLÄUTERT AN BEISPIELEN AUS WEST- UND NORD-POLEN)

Z u s a m m e n f a s s u n g

Der Rückzug des Inlandeisrandes wird als eine Art des „Paroxysmus“ begriffen, der auf zweierlei Weise aufgefasst werden kann:

- a) als die sich immer wiederholenden Perioden des Stillstandes des Inlandeises in den Lagen, die sich immer mehr in der proximalen Seite der Inlandeiskappe befinden (Ansicht des Verfassers),
- b) als die sich wiederholenden Perioden des Stillstandes, des Rückzuges, des Vordringens, des erneuten Rückzuges und des erneuten Stillstandes — also auch als ein Zeitabschnitt zwischen zwei Stillständen, aber gekennzeichnet durch eine Periode grosser Beweglichkeit des Inlandeisrandes (Ansicht von R. Galon 1967).

Es ist ersichtlich, dass die Annahme einer solchen „Gymnastik“ des Inlandeises in der Vorstellung über das Verhalten der Stirn der Gebirgsgletscher der Gegenwart fusst. In diesen Gletschern ist die Inertie des Eises im Reagieren auf die Impulse, die sowohl am Rande wie auch in der Nährzone tätig sind, recht gering. Sie ist proportionell zur relativ kleinen Masse des Gebirgsgletschers und besitzt einen ganz anderen Grössenrang als die Inertie der gewaltigen Eismassen der Inlandeiskappe. Darum muss man als „normal“ für die Tieflandsgebiete den „zonalen“ und nicht den „frontalen“ Eisabbau annehmen.

Beispiele für den „zonalen“ Eisabbau wurden vom Verfasser zuerst aus dem Gebiete des Grosspolnischen Tieflandes erkannt und beschrieben (T. Bartkowski 1965 a, 1965 b, 1967, 1968 a). Es wurden hier (siehe Abb. 1 und 2) in der marginalen Zone drei Subzonen (a, b, c) ausgeschieden, deren Entstehungsmechanismus in der

Abbildung 2 dargestellt ist (in 4 Varianten, die von lokalen Bedingungen abhängig sind).

Beispiele eines solchen Eisabbaues werden auch in anderen Tieflandsgebieten angetroffen. Der Verfasser gibt hierfür einen Ausschnitt aus der marginalen Zone des pommerschen Stadiums zwischen Szczecinek und Polanów an (siehe Kartenskizze Abb. 3). Er stellt auch hier den „dreizonalen“ Bau der marginalen Zone fest mit der Ausnahme, dass die Subzone „b“-Subzone des Durchfliessens der Auftaugewässer im Inneren des Inlandeises — so stark reduziert ist, dass die Subzone „c“-Subzone des Ausfliessens der Auftaugewässer, die mit Moränenmaterial beladen sind — gleich an der äusseren Grenze der Hügelzone — der Subzone „a“ — beginnt. Die Existenz der Subzone „b“ wird hier nur dadurch bewiesen, dass das hügelige Relief in seinen äusseren randlichen Partien der Subzone „a“ einen Mantel aus fluvioglazialen Sedimenten trägt (siehe Kartenskizze Abb. 3).

Der Verfasser stellt weiter fest, dass in der Subzone „a“ keine solche Rückzugsmoränenketten existieren, wie es in der Skizze der marginalen Zonen von R. Galon (1961, 1967) angegeben wird und dass die Flusstäler (auf der Kartenskizze das Tal der Radwa), die recht tief in die hügelige Subzone „a“ hineingreifen nicht als einzelne, recht lang aktive kleine Eisloben zu betrachten sind. Das sind die oberen Quellpartien der ehemaligen, fossilen Täler, die im „hügeligen Relief“ „reduziert“ sind.

Zum Abschluss gibt der Verfasser ein Schema der Anordnung der marginalen Zonen und Subzonen, die er im Zusammenklang mit den Bilanzzuständen der Eiskappe: des Gleichgewichts und den negativen, und mit den Typen des Eisabbaues: des zonalen und des arealen, bringt, (siehe Abb. 4).

*Geographisches Institut der
A. Mickiewicz Universität in Poznań
Abteilung der Angewandten Physischen Geographie*

UNTERSCHRIFTEN UNTER DEN ABBILDUNGEN

Abb. 1. Marginale Zonen der Leszno (Brandenburger) und Poznań (Frankfurter) Stadien der baltischen (Weichsel) Vereisung auf dem Gebiete des mittleren Grosspolen.

1-Moränenhügel der Subzone „a“, 2-Anfangspartien der Sanderkegel in der Gestalt von Hügel aus fluvioglaziären Sedimenten, 3-„glaziäre Pforten“-Stellen des intensiven Herausfliessens der Auftaugewässer des Gletschers, 4-Sander, 5-marginale Rinnen der Zone der marginalen Zerschneidung, 6-Kames-terrasse, 7-Formen der fluvioglazialen Aufschüttung vom Kames-typus, 8-Gebiete der fluvioglazialen und fluviatilen Aufschüttung der Urstromtalgewässer, 9-Moränenhochflächen, 10-Gebiete der alten glazitektonischen Strukturen, bestehend aus dislozierten altpleistozenen und tertiären Sedimenten (sog. Auspressungsfrontalmoränen), 11-marginale Zone des Leszno (Brandenburger) Stadiums, 12-marginale Zone des Poznań (Frankfurter Stadiums), 13-„a“ Subzone des Kontaktes des aktiven Eises mit dem passiven, „b“-Subzone des Durchfliessens der Auftaugewässer der Inlandeises ausserhalb des Eises, 14-Umriss der fossilen Depression Obra-Płonia nach A. Kowalska (1960), 15-Grenzen der intraglazialen marginalen Zone, I A, I B, II A, II B — Gebiete die in der Gestalt der Blockdiagramme auf der Abbildung 2 dargestellt sind.

Abb. 2. Schema der Ausbildung der intraglazialen marginalen Zone im mittleren Grosspolen in den fossilen Depressionen (I A, II A) und auf den fossilen Höhen (I B, II B,) des Untergrundes des Inlandeises

1-Untergrund des Inlandeises, 2-Gebiet des Urstromtales, 3-Scherfläche im Inlandeise, 4-Höhen im Eise (offen und geschlossen), 5-marginale Spalten im Eise offen, 6-marginale Spalten im Eise, bis zum Untergrunde des Eises reichend, 7-marginale offene Spalten im Eise in einem früheren Stadium der Ausbildung der Front des Inlandeises, 8-Umriss der „radialen“ Rinne (Spalte) im Eise, 9-Spiegel des „inglazialen“ Auftauwassers im Eise (in

Höhlen und Spalten im Eise), 10-Linie des Herausfließens der Auftaugewässer auf die Oberfläche des Eises, 11-„glaziäre Pforte“-Stelle des besonders reichlichen Herausfließens der Auftaugewässer (an der Mündung der Rinnenspalte), 12-Richtungen der Zirkulation der Gewässer, 13-fluvioglaziale Bildungen (die Kamesterrasse oder den Sander bildend), 14-Ränder (Unterschneidungen des Eises des Sanders), 15-Aktives Eis, P-passives Eis, M-Toteis, 16-„a“ Subzone des Kontaktes des aktiven Eises mit dem passiven, „b“-Subzone des Durchfließens der Auftaugewässer des Inlandeises innerhalb des Eises, „c“-Subzone des Herausfließens der Auftaugewässer des Inlandeises ausserhalb des Eises.

Abb. 3. Marginale Zone des pommerschen Stadiums der letzten Vereisung auf dem Gebiete zwischen Szczecinek und Polanów

1-„Osähnliche“ Formen der fluvioglazialen Aufschüttung in den Eisspalten vom marginalen und radialen Typus (Typus der eigentlichen Oser und Kames-typus), 2-Zone der Moränenhügel mit fluvioglazialer Decke, 3-Zone der Moränenhügel ohne fluvioglazialer Decke, 4-wellige Moränenhochfläche, 5-Sander, 6-Sande, die den Boden und die Terrassenniveaus des Pommerschen Urstromtales und anderer Täler des Hinterlandes der marginalen Zone „auskleiden“, 7-Staubckenabsätze, 8-Ränder, Kanten, 9-kurze Täler, die Moränenhochfläche zerschneidend, 10-Vertiefungen, meistens abflusslos, vom „Austautypus“ („wytopisko“), 11-Vertiefungen ausgefüllt mit Torfen, 12-Seen, „a“-Zone der Moränenhügel die an der Stelle des Kontaktes des aktiven Eises mit dem passiven entstanden sind, „a+b“-Zone der Moränenhügel mit fluvioglazialer Decke, die an der Stelle der „Überkleidung“ der Subzone „a“ durch die Subzone „b“-Subzone des Durchfließens der Auftaugewässer des Inlandeises im inneren des Eises-entstanden sind, „c“-Zone des Herausfließens der Auftaugewässer des Inlandeises aus dem Eise auf die Oberfläche des Eises-Subzone „c“ (Zone der marginalen Spaltenauffüllungsformen, die früher als Endmoränen betrachtet wurden), X_1 , X_2 , X_3 , X_6 , X_8 -Stellen die auf den Lichtbildern dargestellt sind (mit nummern der Bilder).

Abb. 4. Schema der Funktionierung der marginalen Zone, vom Standpunkt des zonalen Eisabbaues betrachtet.

1-Gleichgewichtsbilanz aktuell, 2-Gleichgewichtsbilanz in der Vergangenheit, 3-negative Bilanz, 4-Zufluss des Eises („Einkommen“), 5-Verschwinden des Eises-Ablation („Ausgabe“), 6-Stillstandslage I, 7-Stillstandslage II, 8-marginale Zone intraglazial, 9-marginale Zone extraglazial, 10-zonaler Eisabbau, 11-arealer Eisabbau

UNTERSCHRIFTEN UNTER DEN BILDERN

Bild 1. Moränenhügel in der Umgebung des Vorwerkes Nowy Dwór, am SW Ende des Bobięcino Sees, an der Strasse von Sępólno Wielkie bis Gołogóra, nördlich von marginalen Wällen der fluvioglazialen Aufschüttung. Bemerke den grossen Geschiebereichtum. Die oberflächlichen Schichten sind aus Ablationsmoräne aufgebaut (vgl. Bilder 6 und 7) die unter einer sandigen Decke oder ohne Decke lagert
Bild 2. Sande und Kiese, ausgebildet in der „flachen Sedimentationsphase“, aus welchen die „Osartige marginale spaltenausfüllungsformen“ nördlich von Sępólno Wielkie (Höhenpunkt 207 M) besteht.

Bild 3. Sande und Kiese mit den Blocklagen, die eine ähnliche Form wie im Bild 2. (aber des radialen Systems in NW von Sępólno Wielkie, dicht an der Strasse Sępólno Wielkie-Drzewiany, kreuzt, am Ausgange aus dem Tal der Radwa.

Bild 4. Ein Oswall in der Nähe von Kołtki, östlich von Sępólno Wielkie, das sich über die niedriger gelegene Sanderfläche heraushebt, mit Wald bedeckt.

Bild 5. Der innere Bau des einen Moränenhügels, der am Rande des Studnica Tales, am Rande des Stadtgebietes von Miastko, gelegen ist. Bemerke Sande (verschiedenkörnig-überwiegend feinkörnig) die mit Schluffen und auch Einlagen von Kies miteinandergeschichtet sind. Die Anordnung der Schichten ist horizontal.

Bild 6. Ablationsmoräne, die eine Böschung eines der Moränenhügel bildet, das nordlich von den „osartigen Spaltenausfüllungsformen“ an der Strasse Sępólno-Wielkie-Drzewiany liegt. Bemerke die alternierende Anordnung der Streiffen von sandigen Lehm und tonigen Sand oder Sand.

Bild 7. Ablationsmoräne in der Zone der Moränenhügel NNW von Miłocice, S vom Punkt 238 M (Szybskie Góry). Bemerke die alternierende Anordnung der lehmigen, tonig-sandigen und kiesigen Streiffen.

Bild 8. Moränenhügel der Subzone „a“ in der Gegend von Żydowo. Bemerke die Ausfüllung der Senken mit Wasser.