

O ISTOCIE GLACITEKTONIKI

(Artykuł dyskusyjny)

UKD 551.333.2:551.4:551.791

Jednym z najpopularniejszych pojęć w geomorfologii i geologii plejstocenu jest pojęcie glacitektoniki, a jednak (może właśnie dlatego) nie jest ono jasno zdefiniowane. Przekonują nas o tym następujące przykłady, wzięte tylko z polskiej literatury naukowej (przy rezygnacji z obfitej literatury obcojęzycznej poświęconej temu przedmiotowi).

Definicja glacitektoniki, podana w Małym Słowniku Geologicznym, (31) określa ją jako „sfałdowanie miękkich plastycznych osadów pod wpływem posuwającego się lodowca”. Podobnie brzmi definicja Encyklopedii Powszechnej PWN. Są to „drobne pofałdowania i uskoki, występujące w powierzchniowych warstwach osadów (zwłaszcza luźnych), rozprzestrzenionych na obszarach zasięgu zlodowaceń. Wywołane są naciskiem nasuwającego się lodowca”. Tyle definicje encyklopedyczne.

W polskiej literaturze naukowej jedyną definicję glacitektoniki znajdujemy u B. Krygowskiego (26, 27), który tym mianem oznacza: „wszystkie procesy zaburzające podłoże, a wywołane naciskiem nasuwającego się lodolodu”. Inne zaburzenia, mianowicie takie, jak związane z procesami wytopiskowymi, kompakcyjnymi, suffozyjnymi, splywem (plynięciem) grawitacyjnym, nie mogą być podciągane pod miano glacitektoniki. Zarysowują się więc dwie główne grupy zaburzeń w utworach plejstoceniowych: 1) właściwych zaburzeń glacitektonicznych i 2) zaburzeń innych, nie glacitektonicznych. Autor ten wyróżnia trzy typy glacitektonicznych struktur: fałdy, łuski, wyciśnięcia. W procesie zaburzeniowym przyjmuje on współdziałanie zarówno czoła posuwającego się lodolodu, jak i ukształtowanie przedpola oraz scementowanie wierzchnich partii podłoża wieczną zmarzłocią. Istnienie zmarzłoci ma tłumaczyć ogromne rozpowszechnienie struktur łuskowych, a zniszczenie zmarzłoci przez transgredujący lodowiec ma odsłaniać (według tegoż autora) powstałe pod zmarzłocią struktury fałdowe.

U R. Galona nie znajdujemy wprawdzie wyraźnej definicji glacitektoniki, ale autor ten, pisząc (15) o

rzeźbie podczwartorzędowej Polski północnej wspomina o „licznych strukturach glacitektonicznych i nowych, wyerodowanych przez lodowiec, formach”, o „ciągłym przegiębianiu przez erozję lodowcową dna Bałtyku i głębokich dolin uchodzących do Bałtyku od południa”, o licznych krach i porwakach utworów kredowych i trzeciorzędowych, występujących w czwartorzędzie obrzeżenia Zatoki Gdańskiej oraz dna delty Wisły. Zatem w ujęciu tegoż autora lodolód skandynawski działał bardzo silnie, erodując na podłożu szczególnie w dniu niecki Bałtyku oraz na jej brzegach, a także na przekraczanym przez siebie Wale Pomorsko-Kujawskim. Przy innej okazji (16) autor ten tłumaczy brak w strefie marginalnej stadiału pomorskiego wyraźnego poziomu gliny morenowej intensywną egzarcją lodolodu, która go zniszczyła (prawdopodobnie), a pisząc o bardzo licznych (aż 26) morenach oscylacyjnych z czasu recesji lodolodu między Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką a morenami czołowymi stadiału pomorskiego przypisuje im charakter moren czołowych spiętrzonych, jakkolwiek spiętrzeniu uległy tu prawie wyłącznie twory czwartorzędowe. W interpretacji więc tego autora glacitektonika, to przejaw: bądź egzarcji przez lodolód (kry i porwaki starszego od czwartorzędu podłoża), bądź spiętrzenia wskutek nacisku (przede wszystkim bocznego) materiałów morenowych, spowodowanego przez oscylację wycofującego się lodolodu.

E. Ciuk (9) podobnie jak poprzedni autorzy, przypisuje zaburzenia utworów trzecio- i czwartorzędowych Polski lodolodowi, posuwającemu się po nierównym terenie. Każda zaporą na drodze lodowca powodowała spiętrzenia i zaburzenia zarówno utworów budujących przedpole, jak i znajdujących się w strefie czołowej lodolodu. Mamy tu więc znane już uprzednio elementy definicji — posuwający się lodolód i nacisk statyczny oraz dynamiczny na podłoże przedpola i partii brzeżnej lodolodu.

J. Zwierzycki (46) natomiast, oceniając nisko się zaburzającą samego lodolodu, przyjmuje, że do lo-

dowca przymarznąć musiała część stropowa podłoża i została odkłuta od niezmarzniętych, głębiej leżących warstw. Zwiększony przez przymarznięcie części podłoża nacisk lodowca powodował według niego zaburzenia.

Z kolei J. Dylík (10) wyróżniając dwa typy struktur glaciektonicznych: łuski i fałdy, tłumaczy powstanie tych struktur w czwartorzędzie okolic Łodzi w sposób następujący: łuski jako efekt zaburzenia usztywnionego wieczną marzłocią podłoża powstały w wyniku oscylacyjnego naporu lodolodu na przedpole, natomiast fałdy, które powstać mogły, zdaniem jego, tylko w podłożu niezmarzniętym, powstały przy współdziałaniu szczelin w lodzie lub na brzegach ogromnych bloków lodu martwego w fazie rozpadu lodolodu.

Wreszcie ostatnio J. Łyczewska (30) podjęła temat genezy dotychczas tak oznaczanych zaburzeń glaciektonicznych w Polsce środkowej i zachodniej, tłumacząc je jako: 1) spływy i osuwiska grawitacyjne na nierównościach podłoża podtrzęsiorzędowego, 2) powierzchniowe ruchy masowe i 3) kompaktację utworów neogeńskich, struktury obciążeniowe. Jeżeli w pierwszych dwóch przypadkach nie uznaje ona wpływu lodolodu, to w trzecim przypisuje właśnie jemu główną rolę w różnorodnych zniekształceniach warstw neogeńskich — „od plastycznego wyciskania, tworzenia fałdów, do pogniecenia bezładnego, sprasowania, złupkowania, potrzebaskania uskokami itp. Uzależnione to było od wielu czynników, a przede wszystkim od wielkości obciążenia, składu litologicznego warstw oraz od ukształtowania podłoża... „masa lodolodu (pisze dalej autorka) stanowi najważniejszy czynnik deformujący ułożenie warstw niżej leżących, nie zaś czoło lodolodu”.

Analiza semantyczna terminu „glaciektonika” pozwala na wyróżnienie w nim dwóch części składowych — dwóch członów, z których każdy jest terminem z dziedziny nauk geologicznych. Człon „glaci” oznacza najpierw lód, a potem lodowiec czy lodolód. Człon „tektonika” oznacza według definicji geologów (np. M. Książkiewicza — 29): „ułożenie warstw skalnych w skorupie Ziemi” lub inaczej budowę (architekturę!) litosfery; w sensie szerszym nie tylko samą budowę, ale i ruchy skorupy ziemskiej oraz inne czynniki, których dziełem jest ta budowa, a dalej, nie tylko same zjawiska (budowa i procesy), ale i samą naukę, badaniu tych zjawisk poświęconą.

W tym kontekście termin glaciektonika oznaczać może: bądź budowę skorupy ziemskiej związaną z obecnością i działaniem lodu (lodowca, lodolodu), bądź procesy kształtujące tę budowę, bądź wreszcie naukę tym zagadnieniom poświęconą. Jak jednak widać zakres tych znaczeń jest za szeroki, gdyż odnosić się może przy pierwszym znaczeniu członu „glaci” — „lód” również do zjawisk peryglacialnych w sensie np. wpływu lodu gruntowego na strukturę utworów przypowierzchniowych obszaru zajętego przez wieczną marzłość i skutków wytapiania się lodu gruntowego (degradacji wiecznej marzłości!), co wyraża się w zaburzeniach ułożenia tych warstw i w swoistej morfologii obszarów wiecznej marzłości.

Tak więc wydaje się, że człon pierwszy terminu glaciektonika „glaci” nie może oznaczać jakiegokolwiek lodu w ogóle, gdyż w tym przypadku dotyczyłby i lodu gruntowego, a tylko lodu lodowcowego.

W przypadku ograniczenia się do znaczenia: „działania lodolodu, czyli procesów związanych z samym pobytem lodowca czy lodolodu w ogóle” powstają jednak nowe powikłania w ustaleniu zakresu stosowania diskutowanego pojęcia.

Według bowiem poglądów niektórych badaczy niemieckich, w Niemczech pn. zachodnich (18, 20) w plejstocenie zaobserwowano ożywienie aktywności wysadów solnych, czyli tzw. tektoniki solnej (halotektoniki) przypisywane obciążeniu tego obszaru pokrywą lodową lodolodu skandynawskiego. Powstały więc pewne zaburzenia układu utworów czwartorzędowych jak również pewne specyficzne formy powierzchni (zapadliska lub elewacje), które ściśle podpadałyby pod

pojęcie glaciektoniki, gdyż zostały wywołane „naciskiem lodolodu skandynawskiego na podłoże” (jakkolwiek skutki tego procesu sięgnęły bardzo głęboko, wielokrotnie głębiej niż przyjmujemy się do powszechnie dla glaciektoniki z wyjątkiem ruchów tzw. glaciostatycznych — por. M. Sauramo — 38, R. F. Flint — 13, W. R. Farrand, R. T. Gajda — 12). Nie można jednak tych procesów zaliczać do procesów glaciektonicznych, gdyż wpływ lodolodu był tu pośredni, lodolód działał swym ciężarem na plastyczną sól permską w wielkiej głębokości za biernym pośrednictwem warstw nadkładu, nie wchodząc w bezpośredni kontakt z zaburzonym podłożem. Jeżeli więc przedstawiony wyżej przypadek nie uznamy za przykład glaciektoniki musimy się zgodzić, iż za „differentia specifica” glaciektoniki powinno być uznane „zaburzenie warstw wywołane bezpośrednim kontaktem lodowca czy lodolodu z zaburzonymi utworami”.

Definicja taka jest jednak jeszcze za obszerna, gdyż efekt kontaktu lodu czy lodowca z zaburzonymi warstwami przejawiać się może w bardzo różny sposób:

1) jako struktury i formy powierzchni wywołane swobodnym spływem materiału morenowego po lodzie w jego strefie marginalnej lub i po za nią. Przykładem takich struktur i form, to tzw. morena ablacyjna, której grawitacyjny spływ po nierównościach topniejącego lodolodu miał wytworzyć płaskie równiny moreny dennej na Niżu Rosyjskim (2) lub której grawitacyjny spływ i przemieszczenie się u czoła lodowców szpicerbergeńskich doprowadzić może do powstania specyficznej rzeźby strefy marginalnej (40, 21).

2) jako struktury i formy powierzchni powstałe z „kontaktem z lodem” (por. R. F. Flint — 3: „ice contacts”), gdzie występują przechylenia warstw, uskoki, nawet fałdowania, wywołane wytopieniem się lodu (przede wszystkim martwego), o który wspierały się utwory akumulacji wodnolodowcowej i lodowcowej, składane bądź na brzegu masy lodowej, bądź w szczelinach i jamach na powierzchni lub w głębi lodu. Wytworzone w ten sposób formy powierzchni znane są jako kemy, ozy, moreny lodu martwego, wały i tarasy kemowe oraz inne formy wypukłe (formy wklęsłe, takie jak „kotły” czy „oczka” lodowcowe, rynn lodowcowe i inne depresje należy wiązać raczej z lodem „inglacialnym”, lodem „czystym”, „zimowym”, a nie z „lodem martwym” — lodem lodowcowym!).

Formy te i struktury powstały jednak nie z naciskiem lodu lodowcowego pod wpływem siły działającej z góry, lecz wskutek procesów wytapiania się lodu — procesu działającego od spodu i z boku, ale w sposób przeciwny od pierwszego rodzaju nacisku lodolodu. Wprawdzie i w trakcie wytapiania się lodu martwego może dochodzić do lokalnych nacisków lodu z boku czy z góry na materiał wodnolodowcowy, leżący niżej, jednak są to procesy związane wyłącznie z naciskiem statycznym, a nie dynamicznym, który związany jest z ruchem lodowca (takie naciski powstają np. przy zapadnięciu się stropu tunelu czy jamy w lodzie martwym!).

3) jako struktury i formy powierzchni związane z naciskiem statycznym lodu na podłoże, wyrażające się w strukturach „diapropodobnych” (mury gliniaste, ozy i kemy z wyciśniętym jądrem) itp. — 22, 8, 19, 33, 42, 43). Tu nacisk jest wyłącznie statyczny (Statische Drucktexturen G. Kellera — 23). Obserwowane niekiedy, np. w ozach uskoki, tłumaczone jako efekty nacisku dynamicznego (dynamische Drucktexturen G. Kellera) jak to czyni np. K. Rotnicki (35) nie mogą być jednak przypisane ruchowi lodowca, gdyż występują lokalnie, w niektórych tylko odcinkach badanych form jak np. w ozle bukowsko-mosińskim, gdy w innych partiach tych form zaburzeń takich nie ma zupełnie. Są to zwyczajne struktury nacisku statycznego, zwłaszcza gdy występują w partiach powierzchniowych badanych form, choć mogą być także tłumaczone jako struktury kompakcyjne, a także tzw. grawitacyjne jak to czyni np. Z. Klajnert (24) przy wyjaśnianiu genezy Wału Domaniewic-

kiego. Struktury diapiropodobne — wyciągnięcia (jak wykazują nowsze badania) są dość często spotykane i to nie tylko w ozach i kemach, ale i pod pokrywą moreny dennej (por. E. Rutkowski — 36).

4) jako struktury i formy powierzchni związane z glaciektoniką, zwaną właściwą, wyrażające się w fałdach, łuskach, porwakach oraz łrach i występujące bądź w tzw. morenach czołowych spiętrzonych czy „morenach czołowych wyciągnięcia”, bądź jako kopalne struktury glaciektoniczne — również w fałdach, łuskach i jako łry oraz porwaki. Dla tych struktur i form przyjmuje się powstanie ich wskutek nacisku i od góry (statycznego) i z boku (dynamicznego) masy lodowej w ruchu.

Oczywiście pierwsze dwa typy kontaktu z lodem należy od razu wyłączyć z dalszych rozważań, jakkolwiek dzięki tym procesom mogą powstać formy i struktury do złudzenia przypominające formy i struktury wymienione w punktach 3 i 4. Np. spływ przesyconego wodą materiału morenowego po powierzchni lodu może doprowadzić bądź do nasunięcia pakietów tego materiału na materiał np. wodnolodowcowy, zagrzebany w głębi lodu, bądź do grawitacyjnego spływu do jam i szczelin w lodzie, wypełnionych również materiałem wodnolodowcowym (pokrywa gruzowa lub gliniasta na kemach czy pagórkach lodu martwego (por. T. Bartkowski — 6!). Analogiczne procesy znane są z tektoniki obszarów górskich jako tzw. struktury kolapsyjne lub diwertykulacja (por. M. Lugeon — 29), a także jako tzw. Reliefüberschiebung O. Ampferera (1), noszące ogólną nazwę tzw. tektoniki spływowej (por. także J. Łyczewska — 30!). Powstałe w ten sposób nasunięcia warstw mogą być bez przeszkód uznane za łuski czy fałdy pochodzenia czysto glaciektonicznego.

Podobnie wytapianie się lodu spod mniej lub bardziej grubej serii utworów wodnolodowcowych może doprowadzić do:

- a) przechylenia i często „postawienia na głowie” warstw utworów wodnolodowcowych (w ozach, a zwłaszcza w kemach), a przede wszystkim w partiach proksymalnych stożków zandrowych (13, 32, 34, 7, 41).
- b) wytworzenie się uskoków, spotykanych powszechnie w ozach, kemach, utworach zastoiskowych złożonych na lodzie, morenach lodu martwego (5, 6, 7, 32, 24).
- c) sfałdowania osiadających mas utworów wodnolodowcowych, zwłaszcza utworów plastycznych, np. mułków lub ilów w pozycji „wymuszonej”, na podobieństwo podobnych procesów tzw. fałdowania ramowego tektoniki saksońskiej w Niemczech (39). W fałdowaniu ramowym bowiem na brzegach zapadających się lub w ogóle przesuujących się względem siebie w pionie i poziomie skib kaiduba warwycyjskiego pod wpływem alpejskich ruchów górotwórczych warstwy mezo i kenozoiczne leżące nad nimi uległy bądź pionowemu „postawieniu”, bądź wielkopromiennemu sfałdowaniu, połączone z potrząskiem (Bruchfaltung), lub (rzadziej) rzeczywistemu sfałdowaniu, szczególnie gdy w podłożu znajdowały się utwory plastyczne, zwłaszcza sól permska.

Wszystkie te formy przypominają więc do złudzenia rzeczywiste fałdy lub uskoki, powstałe z naporu lodolodu (ponieważ może tu wystąpić nacisk boczny), tak że bardzo trudno jest odróżnić je od form wyliczonych w punktach 3 i 4. Te ostatnie jednak wyróżniają się jedną wspólną cechą: występowaniem nacisków statycznych lodolodu i jedną cechą różnicującą: naciskiem dynamicznym lodolodu.

Z powodu wspólności cechy występowania nacisku statycznego oba przypadki mogłyby pretendować do miana glaciektoniki. Tak też pojmują to J. Dylik (10) tłumacząc powstanie struktur fałdowych w utworach czwartorzędowych okolic Łodzi w szczelinach w lodzie i na brzegach ogromnych bloków lodu martwego, a więc lodu nie poruszającego się już i nazywając to tektoniką lodowcową, czyli glaciektoniką.

Czy jest to słuszne? Oczywiście na podstawie ele-

mentów dotychczas sformułowanych definicji glaciektoniki obie tezy mogą odnosić się do glaciektoniki (punkty 3 i 4), gdyby za wspomnianą „differentia specifica” glaciektoniki przyjął fakt istnienia nacisku dynamicznego lodolodu na zaburzone podłoże, stajemy zatem wobec nowych trudności, wynikających z nieustalonych jeszcze zupełnie poglądów na sam mechanizm powstawania zaburzeń glaciektonicznych w tzw. morenach czołowych spiętrzonych czy wyciągnięcia.

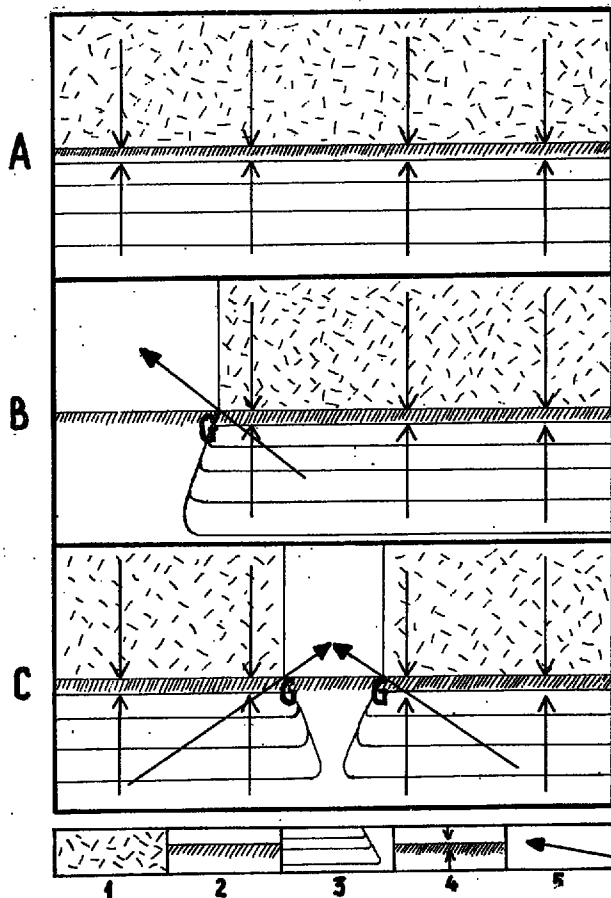
Powszechnie przyjęty pogląd w tej dziedzinie brzmi: lodolód w czasie swej transgresji, napotykać jakąkolwiek przeszkodę terenową spiętrzał u swego czoła materiały podłoża w postaci fałdów lub łusek, zazwyczaj obalonych w kierunku domniemanego ruchu lodowca. Teza ta zawiera jednak szereg punktów spornych. Oto zdaniem niektórych badaczy (14, 23, 25) głównym warunkiem zaistnienia spiętrzeń podłoża jest nie tyle istnienie przeszkody terenowej, ile występowanie w podłożu plastycznego poziomu, ułatwiającego odkłucie i wyciągnięcie spiętrzanego materiału przy czym decydującą rolę odgrywa tu kąt tarcia wewnętrznego utworów, podlegających naporowi.

Niejasna jest też sprawa miejsca powstania zaburzeń glaciektonicznych. Zdaniem K. Grippa (17) spiętrzenie materiału podłoża następowało przed czołem lodolodu na podobieństwo fal powstających przed dziobem płynącego okrętu. Wydaje się to wątpliwe dlatego, iż w takim razie podłoże lodolodu na jego przedpolu, które, jako leżące przed lodowcem powinno być scementowane wieczną marzłocią, musiałyby sprawić opór fałdowaniu. Ponadto wały spiętrzonej moreny czołowej powinny być największe po stronie proksymalnej, a najmniejsze po stronie dystalnej strefy czołowomorenowej, zgodnie z wygasaniem siły naporu lodolodu w coraz to większej odległości od czoła lodolodu. Przytoczona jednakże przez Grippa fotografia wałów moreny czołowej spiętrzonej ze Szpicbergenu wykazuje co innego — wszystkie wały są równej wysokości, a odstepy między wałami są regularne (na podobieństwo Łuku Mużakowskiego nad Nysą Łużycką!). W końcu gdyby na przedpolu tego lodowca panowała marzłota, nie powinny powstać formy wałowe, czyli fałdowe, lecz raczej formy łusek.

Wreszcie obalenie fałdów w kierunku dystalnym, tłumaczone jako efekt działania nacisku bocznego, czyli dynamicznego (lodolodu w ruchu) i jako dowód istnienia tego nacisku może znaleźć inne wyjaśnienie. Oto przy rozkładzie sił nacisku lodu i oporu podłoża przy lodzie stojącym w miejscu (ryc. 1A) nie zaistnieje żadne zaburzenie podłoża wówczas, gdy nacisk będzie rozłożony równomiernie na całe podłoże (a podłoże będzie stawiało równomierny opór, co jest możliwe przy poziomym, niezaburzonym ułożeniu warstw). Gdy jednak lodolód kończy się ścianą pionową (ryc. 1B) wtedy, oczywiście, w tym to miejscu powstają największe gradienty napięcia (G na ryc. 1B i C), a gdy te napięcia przekroczą wartości wytrzymałości podłoża na ściskanie następuje rozerwanie spoiwości podłoża, przy czym do głosu dochodzi tu kąt tarcia wewnętrznego (zależny od różnych czynników, m.in. od przesylenia wodą, składu mechanicznego, występowania naprzemian warstw „ślizgowych” i warstw „sztywnych”). Czynnikiem tarcia wewnętrznego wpływa zasadniczo na wielkość kąta, pod którym następuje w podłożu przesunięcia deformowanych warstw — przesunięcie skierowane zawsze w kierunku dystalnym, tzn. w którym nie ma oporu lub jest on mniejszy (rola gradientu).

Jak więc widzimy już sama obecność różnicy napięć przy statycznym tylko nacisku może spowodować „pchnięcie” wyruszonych mas podłoża w kierunku dystalnym (a więc na zewnątrz lodowca) bądź też w kierunku jamy czy szczeliny w spągowej partii lodolodu (ryc. 1C) jak to występuje np. przy kemach z „wyciągniętym jądrem”. Oczywiście, że:

- a) scementowanie podłoża nie przykrytego lodem przez wieczną marzłotą może tak zwiększyć opór podłoża, iż przy odpowiednio dużej miąższości marzłoci mogą nie powstać jakiegokolwiek zaburze-



Ryc. 1. Układ nacisków lodolodu nie poruszającego się na podłożu w różnych warunkach: A — przy jednolitej pokrywie lodowej, B — na brzegu pokrywy lodowej, C — w przypadku istnienia w lodzie szczeliny otwartej ku dolowi.

1 — lód, 2 — powierzchnia podłoża, 3 — linie równych nacisków na podłożu, 4 — wektory nacisku lodu i oporu podłoża, 5 — kierunek wypychania podłoża. G — miejsce występowania bardzo wielkich gradientów nacisku lodolodu.

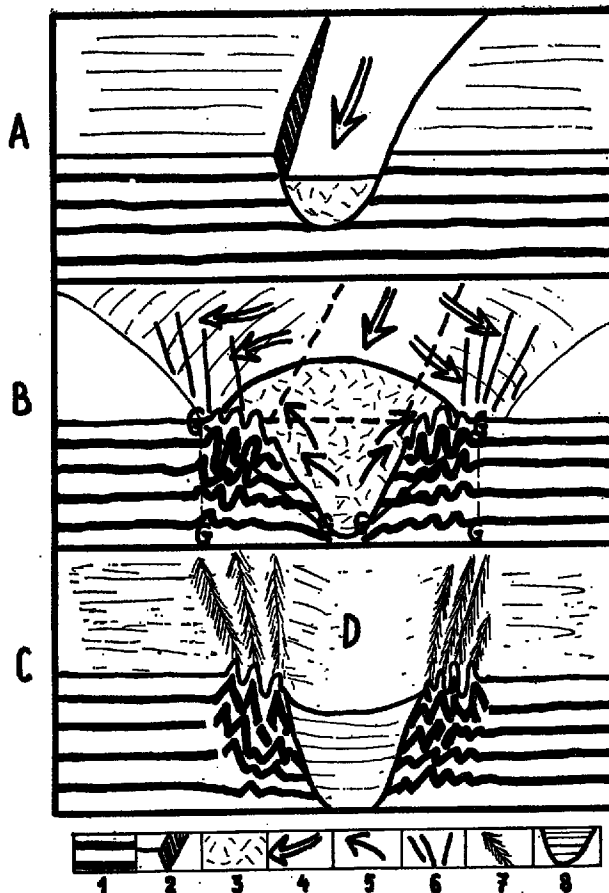
Fig. 1. Scheme of pressure of non-moving continental ice against the substratum, in various directions:

A — in the case of uniform ice sheet, B — at the margin of ice sheet, C — in the case of a fissure open towards the bottom of the ice sheet 1 — ice, 2 — substratum top, 3 — lines of equal pressures against the substratum, 4 — vectors of ice pressure and of substratum resistance, 5 — direction of substratum squeezing. G — occurrence site of very high gradients of continental ice pressure

nia tegoż podłoża (analogia do posadowienia budynku „na płycie”).
b) do siły statycznej nacisku pionowego lodolodu może się dołączyć siła dynamiczna lodolodu w ruchu, działająca również w kierunku dystalnym, jednak siła ta, będąca funkcją masy lodu i ukształtowania podłoża (oporu podłoża) nie może nigdy przekraczać wielkości siły nacisku statycznego, jest bowiem tylko jego częścią i to raczej niewielką (zwłaszcza na niżu).

Tak więc odpadają podstawy do wnioskowania z przechylenia zaburzonych warstw podłoża w kierunku dystalnym o jakimś decydującym wpływie ruchu lodowca na powstawanie samych zaburzeń. Wręcz przeciwnie, istnieją przesłanki, wskazujące na to, że zaburzenia powstawały nie przed czołem lodowca, lecz nieco głębiej w lodolodzie — wprawdzie już w jego strefie marginalnej. Przemawiają za tym następujące argumenty i punkty kontrowersji:

1) nie jest znany dokładnie kształt czoła transgredującego lodolodu. Panujące powszechnie wyobrażenia o wysokiej ścianie lodolodu, która by miała wy-



Ryc. 2. Spiętrzenie glacitektoniczne podłoża przez łob dolinny.

A — język lodowcowy wchodzi do doliny, B — lód łobu dolinnego, nabrzmiewając „wychodzi” ze środka doliny na jej zbocze oraz na wierzchołki, C — stan po zniknięciu lodowca, D — depresja, miejsce egzaracji założone „na planie” kopalnej doliny i niezupełnie wypełnione utworami lodowcowymi, G — zwiększenie gradientu nacisku lodolodu na podłożu wskutek stawiania przez podłożo oporu naciskowi lodolodu na zbczu doliny.

1 — układ warstwowy podłoża, 2 — zbocze doliny, 3 — lód, 4 — kierunek ruchu lodu, 5 — kierunek wędrowki lodu ze środka doliny na zewnątrz, 6 — osie fałdów powstających pod lodem, 7 wały fałdów na powierzchni, po zniknięciu lodowca, 8 — wypełnienie dna doliny kopalnej osadami lodowcowymi.

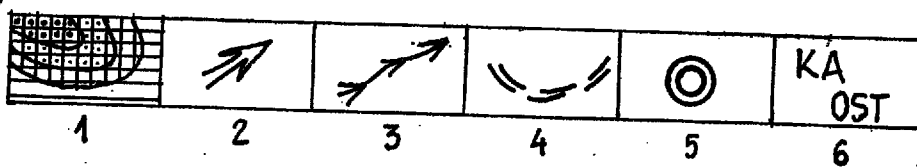
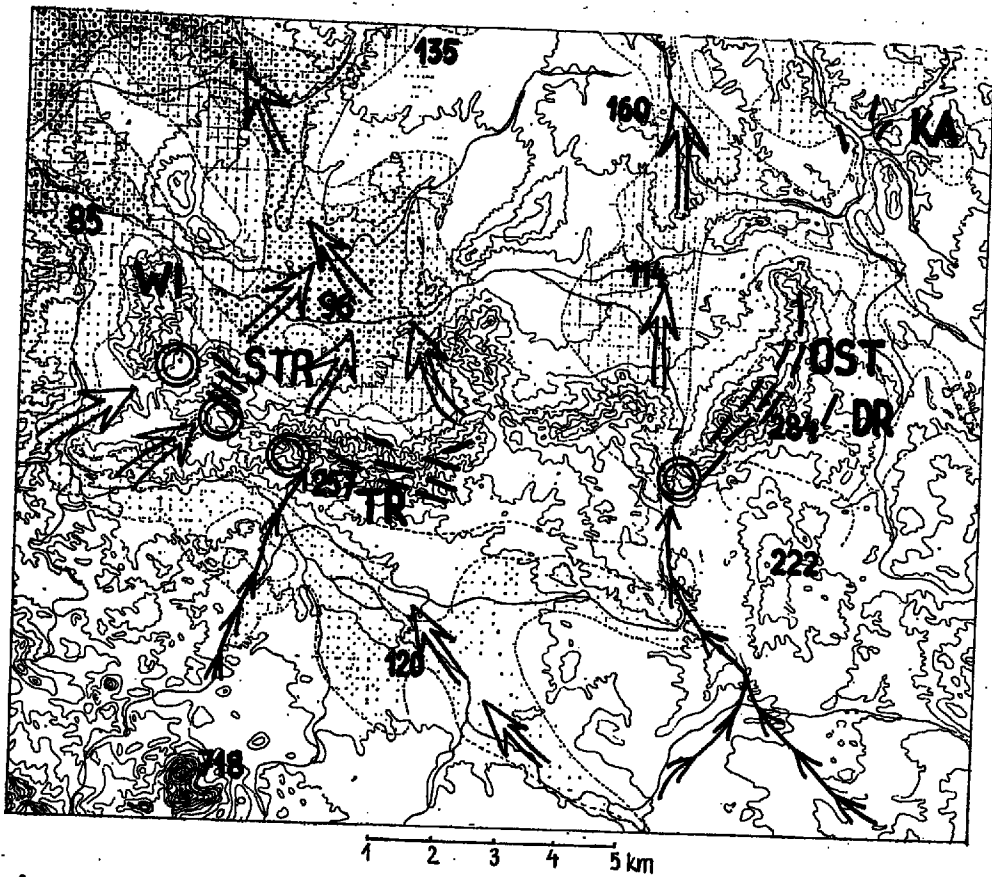
Fig. 2. Glacitectonical upheaval of substratum by valley lobe.

A — glacier tongue enters the valley, B — ice of valley lobe swells, “goes out” of the valley centre, and ascends its slopes and margins. C — situation after disappearance of glacier, D — depression, site of exaration developed above the fossil valley, and incompletely filled in with glacial formations, G — increase in gradient of continental ice pressure against the substratum due to the resistance of the substratum against the pressure of the continental ice on the valley slope.

1 — stratified scheme of substratum, 2 — valley slope, 3 — ice, 4 — directions of ice moving, 5 — directions of ice movements from valley centre outwards, 6 — axes of folds formed under the ice, 7 — fold ramparts on the surface, after disappearance of glacier, 8 — glacial formations filling in the fossil valley.

tworzyć zaburzenia podłoża już na przedpolu lodolodu (ryc. 1B), opierają się na obrazach tego czoła z współczesnych obszarów zlodowaconych. Wszystkie te obszary jednak znajdują się bądź:

a) w górach, a więc tam, gdzie na zachowanie się czoła lodowca decydujący wpływ wywiera pionowe zróżnicowanie intensywności ablacji na krótkiej przestrzeni i bliskości obszaru alimentacyjnego (lodowce górskie i lodowce Grenlandii oraz innych górskich krajów polarnych);



Ryc. 3. Struktury glacictektoniczne a doliny kopalne.

1 — „izobaty” podłoża podczwartorzędowego co 50 m, 2 — orientacja kopalnych dolin, 3 — domniemany bieg rzek, prawdopodobnie neogenskich, na podstawie składu petrograficznego otoczków w utworach neogenskich, 4 — orientacja osi struktur glacictektonicznych, 5 — „bramy” strukturalne w ciągach moren czołowych spiętrzonych stadiu Warty, 6 — nazwy jednostek morfologicznych lub miejscowości z udokumentowaną orientacją osi struktur glacictektonicznych: Ka — Kalisz (Z. R. Olewicz 1961), Ost — Wzgórze Ostrzeszowskie (S. Poitowicz 1961, K. Rotnicki 1960), Dr — Doruchowo (T. Przybylski i K. Rotnicki 1961), Tr — Wzgórze Trzebnickie, Str — Wzgórze Strupińskie, Wi — Wzgórze Wińskie.

Fig. 3. Glacictektonic structures and fossil valleys.

1 — „isobaths” of sub-Quaternary substratum, 50 m apart, 2 — orientation of fossil valleys, 3 — supposed river course, probably of Neogene age, drawn on the basis of petrographical composition of pebbles in the Neogene formations, 4 — orientation of axes of glacictektonic structures, 5 — structural „gates” in the course of end moraines of the Warta stage, 6 — names of morphological units or localities where axes of glacictektonic structures are documented: Ka — Kalisz (Z. R. Olewicz, 1961), Ost — Wzgórze Ostrzeszowskie (S. Poitowicz 1961, K. Rotnicki 1960), Dr — Doruchowo (T. Przybylski and K. Rotnicki 1961), Tr — Wzgórze Trzebnickie, Str — Wzgórze Strupińskie, Wi — Wzgórze Wińskie.

b) w miejscu, gdzie lodowce uchodzą do morza i „ciela się”, odsłaniając wysokie ściany lodowe odłamującego się lodowca lub gdzie lodowiec jest podcinany przez wody rzek lodowcowych (np. przez strugi marginalne). Obecnie nie znamy obrazu czoła lodowca niegórskiego, a więc lodowca kontynentalnego, kończącego się na niżu — takiego, jaki istniał w czasie transgresji lądolodu skandynawskiego na Niż Europejski. Można natomiast przypuszczać, że lądolód w czasie swej wędrówki na południe walczył ciągle z ablacją, czyli że na czołe lądolodu „wędrowała” z nim stała jego strefa ablacyjna, a więc, czoło lądolodu mogło być wklęsłe.

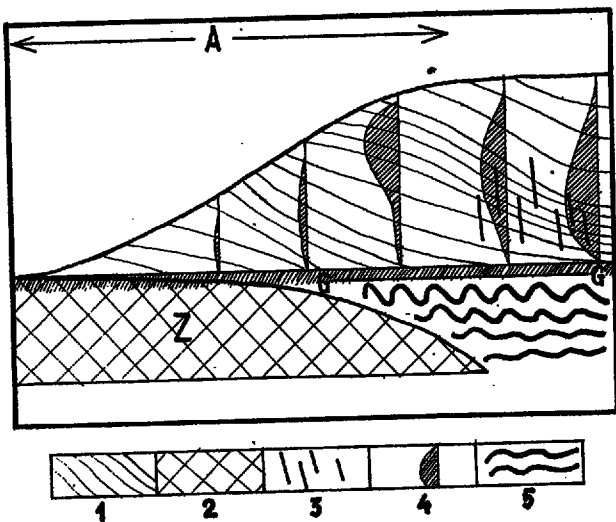
2) w przypadku istnienia wklęsłego czoła lądolodu cienka na brzegu masa lodowcowa nie mogła wywierać wielkiego nacisku na podłoże (które musiało być jeszcze w dodatku scementowane marżlodzią). Nacisk ten był duży dopiero w miejscu, gdzie kończyła się strefa ablacji, a lądolód nabrzmiewał do pełnej swej miąższości, rzędu co najmniej kilkuset metrów.

3) fakt, że nie obserwuje się wygasania wysokości fałdów w kierunku dystalnym w spiętrzonych more-

nach czołowych dowodzi, iż nie powstały one przed czołem lodowca, ale bardziej w jego głębi.

4) bardzo wiele czołowych moren spiętrzonych wykazuje kształt łuków lub podków otwartych w stronę proksymalną, co dowodzi, że powstały one jako efekt spiętrzającej działalności małych łobów lodowcowych (np. łuk gubiński, łuk fałdowy mużakowski, łuki Wzgórz Trzebnickich, Twardogórskich i Ostrzeszowskich).

5) założenie tych łuków „na planie” kopalnych dolin (26, 27, 45, 6, 7) sugeruje, iż spiętrzenia podłoża powstały wskutek wciskania się języka lodowcowego w dolinę i następnie nabrzmiewania jego w dolinie i „wychodzenia” na brzegi doliny (ryc. 2). Oczywiście, opadające ku osi kopalnej doliny zbocza stawać musiały szczególnie duży opór naciskowi statycznemu łobu lodowcowego, co wyraziło się w powstaniu fałdów glacictektonicznych, ułożonych na kształt podkowy otwartej ku miejscu, w którym lodowiec wchodził do kopalnej doliny (łuk fałdowy mużakowski, łuk gubiński, łuki wzgórz Trzebnickich, Twardogórskich, Ostrzeszowskich, Wzgórz Szczeciń-



Ryc. 4. Lokalizacja zaburzeń podłoża w strefie marginalnej lądolodu. A — strefa ablacji, Z — wieczna zmarzłość, G — gradient napięć.

1 — powierzchnie ślizgowe w lądolodzie, 2 — wieczna zmarzłość, 3 — szczeliny w lodowcu, 4 — rozkład prędkości warstw lodowcowych w profilu pionowym, 5 — sfaldowanie podłoża.

Fig. 4. Location of substratum disturbances in the marginal zone of the continental ice. A — zone of ablation, Z — permafrost, G — gradient of tensions.

1 — gliding planes in continental ice, 2 — permafrost, 3 — fissures in glacier, 4 — distribution of velocities of glacier layers in vertical section, 5 — folding of substratum.

skich, Żarskich, liczne mniejsze łuki Wzgórz Dalkowskich itd.). Niedobór masy podłoża w osi kopalnej doliny zaznacza się jako strukturalne „bramy”, czyli przerwy w łukach, jakie spotykamy np. w łuku fałdowym mużakowskim pod Białą wodą na Łużykach (przełom Nysy Łużyckiej pod Mużakowem jest pochodzenia erozyjnego), we Wzgórzach Dalkowskich pod Nowym Miasteczkiem (dolina Pra-Bobru), we Wzgórzach Trzebnickich dwie bramy: między Wzgórzami Wińskimi a Strupińskimi i między tymi ostatnimi a właściwymi Wzgórzami Trzebnickimi pod Obornikami Śląskimi (dolina Pra-Kaczawy i Pra-Bystrzycy) i wreszcie Brama Sycowska między Wzgórzami Twardogórskimi a Ostrzeszowskimi (ryc. 3).

6) znane powszechnie przykłady spiętrzenia materiału podłoża przed czołem lodowców współczesnych odnoszą się do lodowców górskich, przy czym są one znikomo małe w porównaniu z ogromnym zasięgiem w głąb lądolodu (100—200 m). Te spiętrzenia mają charakter czysto poziomego przesuwania na powierzchni przedpola lodowca napotkanych na drodze moren akumulacyjnych, a także rumoszu skalnego, drzew itp.

Jak z powyższych rozważań wynika istnieją bardzo poważne argumenty przemawiające za tym, iż zaburzenia glacictektoniczne, wywołane przez lądolód, musiały powstać już pod lodem. Miejsce spiętrzenia podłoża musiało spełniać następujące warunki:

- a) musiało to być miejsce, gdzie wieczna zmarzłość uległa już degradacji pod pokrywą lodową (według Warenskjolda, 44, potrzebna jest do tego miąższość lądolodu ponad 400 m), gdyż wówczas jedynie mogły powstawać struktury fałdowe;
- b) nacisk lądolodu musiał być tak duży, że powodował zaburzenia sięgające np. w Wale Zielonogórskim do 110 m według W. Friesa (14) lub 130—140 m według T. Bartkowskiego (4), 150—200 m w Niemczech zachodnich i Holandii (M. Rutten — 37);
- c) w tym miejscu musiały istnieć różnice w nacisku wywieranym przez lądolód na podłoża tak wielkie, że przewyższyły wytrzymałość utworów pod-

łoża na ściskanie i doprowadziły do powstania zaburzeń ułożenia tych utworów.

Takim miejscem w strefie marginalnej transgredującego lądolodu jest strefa, w której kończy się działanie ablacji, a lądolód osiąga swoją pełną miąższość. W tym to miejscu powstają spękania lądolodu wywołane tą okolicznością, iż ścieniony ablacją brzeg lądolodu, poruszający się przez to wolniej od lądolodu po stronie proksymalnej działał jako przeszkoda w stosunku do napierających od tyłu mas lodowych. Masy te, aby pokonać stawiającą im opór masę lodową (strefa ablacji), przesuwały się z dolnych partii lądolodu ku górze (ryc. 4), ulegając przy tym spękaniu. Powstałe w ten sposób szczeliny, otwarte miejscami dwukrotnie ku dołowi, ku podłożu, mogły stanowić miejsce wciskania się plastycznego, wypieranego podłoża w lądolód. Tu bowiem musiało dochodzić do powstawania gradientów napięć, co było wystarczającą przyczyną dla powstawania zaburzeń (fałdów, a także i łusek).

Z powyższych rozważań wynika istnienie przesłanek do twierdzenia, iż spiętrzone moreny czołowe zawdzięczają swoje powstanie przede wszystkim sile nacisku statycznego masy lodowej. Przy takim nacisku wpływy komponenty poziomej (dynamicznej lądolodu) wyraźnie stoi na drugim miejscu, wobec tego należy się zgodzić z tym, że zaburzenia glacictektoniczne powstają pod lądolodem w jego strefie marginalnej, a nie przed lądolodem, po jego stronie zewnętrznej. I nic nie stoi na przeszkodzie, aby uznać, że „glacictektonika”, to zaburzenia struktury podłoża wywołane naciskiem statycznym lądolodu na podłoża, przy bezpośrednim kontakcie lądolodu z zaburzonymi materiałami, czyli że formy kontaktu z lodem wymienione w punktach 3 i 4 w pełni zasługują na miano glacictektoniki.

LITERATURA

1. Ampferer O. — Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. Jb. Geol. Bundesanst., Wien 1928.
2. Asejew A. A. — Die geomorphologische Zonalität des alten Eisgebietes der Russischen Ebene. Report of the VI-th Intern. Congr. on Quatern. INQUA, Warsaw, vol. III 1961, Łódź 1963.
3. Bartkowski T. — Budowa geologiczna a morfologia środkowego odcinka Waju Zielonogórskiego. Bad. fizjogr. nad Polską zach., t. V, Poznań 1959.
4. Bartkowski T. — Niektóre problemy geomorfologiczne, hydrograficzne, i hydrogeologiczne dorzecza Złotej Łączy (Wysoczyzna Zielonogórska). Zesz. nauk. UAM, Geografia, z. 3, Poznań 1960.
5. Bartkowski T. — O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Cz. II, Bad. fizjogr. nad Polską zach. t. XIII, Poznań 1964.
6. Bartkowski T. — O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Ibidem cz. III, Poznań 1965.
7. Bartkowski T. — O wieku zaburzeń glacictektonicznych na obszarze środkowej części dorzecza Odry. Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk za I i II kwartał 1965, Poznań 1965.
8. Bramer H. — Bemerkungen zum Problem der Aufpressungsosser. Geologie, Jhrg. X, Berlin 1961.
9. Ciuk E. — O zjawiskach glacictektonicznych w utworach plejstoceńskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Z badań czwartorzędu, t. VI, Warszawa 1955.
10. Dylak J. — Quelques problèmes du pergélisol en Pléistocène supérieur. Bull. de la Soc. d. Sci. et d. Lettres de Łódź, vol. XII, nr 7, Łódź 1961.
11. Encyklopedia powszechna PWN, 1964, t. IV, str. 247.
12. Farrand W. R., Gajda R. T. — Isobases on the Marine Limit in North America, Report of the VI-th Intern. Congr. on Quatern. INQUA, Warsaw 1961, vol. I, Łódź 1965.
13. Flint R. F. — Glacial Geology and Pleistocene Epoch. New York 1947, 1957.
14. Fries W. — Tertiär und Deluvium im Grünberger Höhenrücken. Jb. Halleschen Verbandes f. d. Erforschung d. mitteldeutschen Bodenschätze u. ihre Verwertung, Bd. XII, Neue Folge, Halle 1933.
15. Galon R. — Guide-Book of Excursion „From the Baltic to the Tatras”. Part I, North Poland, INQUA VI-th Congress, Warsaw 1961, Łódź 1961.
16. Galon R. — On the Geomorphology of Northern Poland. Geogr. Pol., nr 1, Warsaw 1964.
17. Gripp K. — Endmoränen, Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, Amsterdam 1938, t. II, sect. II a, Leiden 1938.

18. Gripp K. — Inlandeis und Salzaufstieg (in Holstein). Geol. Rdsch. Bd. 40, Stuttgart 1952.
19. Hoppe G. — Hummocky Moraine Region with Special Reference to the Interior of Norrbotten. Geografiska Annaler, V, 34, H. 1-2, 1952.
20. Illies H. — Pleistozäne Salzstockbewegungen in Norddeutschland und ihre regionale Anordnung. Geol. Rdsch., Bd. 43, Stuttgart 1955.
21. Jewtuchowicz S. — Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Śródkappu, Łódź. Tow. Nauk. Wyd. III, nr 79, Acta Geogr. Lodz., nr 11, Łódź 1962.
22. Keller G. — Beitrag zur Frage der Oser und Kames, Eiszeitalter und Gegenwart. Bd. 2, Öhringen 1952.
23. Keller G. — Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. Ibidem, Bd. 4/5, Öhringen 1954.
24. Klajnert Z. — Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. Łódź. Tow. Nauk. Wyd. III, nr 91, Acta Geogr. Lodz., nr 23, Łódź 1966.
25. Kozarski S. — O genezie chodzieskiej moreny czolowej. Bad. fizjogr. nad Polską zach., t. V, Poznań 1959.
26. Krygowski B. — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacictonicznych niżowej części Polski Zachodniej. Ibidem t. IX, Poznań 1962.
27. Krygowski B. — Rola glacictoniki w rozwoju niżowej rzeźby Polski Zachodniej. Czas. Geogr., t. XXXIII, Wrocław 1962.
28. Książkiewicz M. — Geologia dynamiczna. Wyd. 2, Warszawa 1959.
29. Lugeon M. — Une hypothèse sur l'origine du Jura. Société Vaudoise des Sciences Naturelles, Bull. 61, 1941.
30. Łyczewska J. — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. Roczn. P.T.Geol., t. XXXIV, z. 1/2, Kraków 1964.
31. Niemczynow G., Burchart J. — Mały Słownik Geologiczny. Warszawa 1963.
32. Niewiarowski W. — Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi. Prz. geogr., t. XXXIII, 1961, z. 3.
33. Niewiarowski W. — Formy marginalne z wycisnietym jądrem z okolicy Jaworzna koło Wąbrzeźna. Zesz. Nauk. Uniw. M. Kopernika w Toruniu. Nauki Mat.-Przyr. z. 10, Geografia (II), Toruń 1964.
34. Okołowicz W. — Disparition des reliquats de la glace-facteur du développement de la morphologie post-glaciaire en Pologne du Nord. Report of the VI-th Intern. Congr. on Quatern. INQUA, Warsaw 1961, vol. III, Łódź 1963.
35. Rotnicki K. — Oz Bukowsko-Mosiński. Pr. Kom. Geogr. Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. II, z. 2, Poznań 1960.
36. Rućkowski E. — Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur. Prz. geol. 1959, nr 1.
37. Rutten M. G. — Ice-Pushed Ridges, Permafrost and Drainage. Amer. Jour. of Sci., vol. 258, April 1960.
38. Sauramo M. — The Quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. Géol. de Finlande, nr 86, 1929.
39. Stille H. — Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik. Abh. der Preuss. Geolog. Landesants, Bd. 95, Berlin 1923/25.
40. Szuprzyński J. — Rzeźba strefy marginalnej i typu deglacjacji lodowców południowego Spitzbergenu. Inst. Geogr. PAN, Pr. geogr. nr 39, Warszawa 1963.
41. Szuprzyński J. — Eskers and Kames in the Spitzbergen Area. Geographia Polonica, nr 6, Warsaw 1965.
42. Todtmann E. M. — Am östlichen Rand des Bruarjökull-Nordrand des Vatnajökull (Island). Neues Jb. f. d. Geol., Paläont. und Miner. nr 7/8, 1957.
43. Todtmann E. M. — Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). Universität Hamburg, Abh. aus dem Gebiet der Auslandskunde, Bd. 65, Reihe Naturwiss. Bd. 19, Hamburg 1960.
44. Warenauskjold W. — The Extent of Frozen Ground under the Sea Bottom and Glacier Beds. Jour. of Glaciology, vol. 2, 1953.
45. Viete G. — Probleme der dynamischen Geologie des Quartärs in Nord und Mitteldeutschland. Pr. Inst. geol., INQUA, t. XXXIV, Czwartorzęd Europy śr. i wsch., cz. II, Warszawa 1961.
46. Wierzycki J. — Geologia złoża węgla brunatnego. Węgiel brun. w zach. Polsce, Katowice 1949.

РЕЗЮМЕ

Статья имеет полемический характер и касается одного из самых распространенных понятий в геоморфологии и геологии плейстоцена — понятия гляциотектоники. Как в зарубежной, так и отечественной научной литературе это понятие не получило четкой формулировки. Автор приводит несколько определений, встречающихся в публикациях, и считает, что „гляциотектоника” выражает нарушения в строении основания, вызванные статическим нажимом ледника на основание при непосредственном контакте ледника с нарушенным материалом.

SUMMARY

This is an article discussing the problem of one of the most popular notion in geomorphology and Pleistocene geology, i.e. the notion of glaciectonics. Both in foreign and home scientific literature this notion has not so far been clearly defined. The present author discusses several Polish and foreign definitions and comes to a conclusion that "glaciectonics" means some disturbances in substratum structure, caused by static pressure of continental ice against the substratum, under conditions of a direct contact of the continental ice with the materials disturbed.