

MAREK ANGIEL

(był pracownik Zakładu Bioenergetyki Ekologicznej
Instytutu Ekologii PAN, Dziekanów Leśny k/Warszawy)

Stacja Naukowa Instytutu Geografii UJ
Łazy k/Bochni

KSZTAŁTOWANIE SIĘ STRUMIENIA CIEPŁA W WYBRANYCH GLEBACH POŁUDNIOWO- -ZACHODNIEGO SPITSBERGENU W OKRESIE WIOSENNO - LETNIM.

Wstęp

Zagadnienie wymiany energii między atmosferą a podłożem stanowi przedmiot badań wielu dyscyplin geografii fizycznej. Wymiana ta należy do najważniejszych procesów fizycznogeograficznych choć jest poznana najbardziej szczegółowo jako główny proces klimatotwórczy. Wagę wymiany energii w szerszym - fizycznogeograficznym aspekcie podkreślali m.in.: D.L.Armand (1980), M.I.Budyko (1974), R.J.Chorley i B.A.Kennedy (1971) i inni. W niniejszej pracy wymiana energii między atmosferą a podłożem rozumiana jest jako jeden z głównych procesów, które kształtują czasową i przestrzenną strukturę środowiska i warunkują jego funkcjonowanie. Pod pojęciem funkcjonowania należy rozumieć stałość określonego ciągu zmian poszczególnych jego stanów pod wpływem zróżnicowanego dopływu energii słonecznej. Funkcjonowanie jest zatem procesem rozwojowym geosystemu i określa jego dynamikę.

Wymianę ciepła między atmosferą a jej podłożem można przedstawić w postaci bilansu cieplnego powierzchni czynnej:

$$Q = H + LE + S$$

gdzie: Q - różnicowy strumień promieniowania, H - turbulencyjny strumień ciepła jawnego, LE - turbulencyjny strumień ciepła utajonego, S - strumień ciepła w glebie.

Różnicowy strumień promieniowania (bilans radiacyjny) przekształcany jest w warstwie czynnej w energię cieplną, zużywaną na parowanie, ogrzewanie gruntu i przypowierzchniowej warstwy powietrza zgodnie z powyższym równaniem. Z równania bilansu wynika, że między poszczególnymi jego członami istnieje związek, który przy zróżnicowanych właściwościach podłoża i w odmiennych warunkach meteorologicznych może się różnie kształtować.

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki badań nad kształtowaniem się tylko jednego z członów bilansu cieplnego powierzchni czynnej a mianowicie strumienia ciepła w glebie.

Cel pracy, obszar i czas badań, stanowiska badawcze, wykorzystana aparatura.

Celem niniejszej pracy było: 1) określenie czasowego rozkładu wielkości strumienia ciepła w różnych glebach polarnych w okresie wiosenno - letnim oraz 2) określenie wpływu warunków środowiska geograficznego, a więc zarówno właściwości powierzchni czynnej, jak i warunków meteorologicznych na przebieg dzienny strumienia ciepła w tych glebach.

Prace badawcze wykonano na Spitsbergenie w zlewni rzeki Fuglebekken (Hornsund) w trakcie wyprawy polarnej Zakładu Bioenergetyki Ekologicznej IE PAN w roku 1989; były one częścią prowadzonych równolegle badań ekologicznych zmierzających do poznania intensywności procesów metabolizmu w glebach spitsbergeńskich.

Analizą objęto serię wyników pomiarów (wybranych elementów bilansu cieplnego powierzchni czynnej) przeprowadzonych w okresie: 14 maj - 15 sierpień 1989 (94 dni). Badania nad kształtowaniem się strumienia ciepła w glebie prowadzono na wybranych stanowiskach od momentu zejścia pokrywy śnieżnej. Ponieważ ablacja śniegu w zlewni przebiegała w sposób zróżnicowany, różny był czas rozpoczęcia obserwacji na każdym ze stanowisk: 14 maja - na stanowisku A, 24 czerwca - na stanowisku B i 3 czerwca - na stanowisku C.

Lokalizację stanowisk na tle geomorfologii dolnej części zlewni Fuglebekken oraz na tle zbiorowisk roślinnych tego obszaru przedstawiono na ryc.1. Stanowiska usytuowano w obrębie niskich, podniesionych teras morskich (5-12 m n.p.m.), na powierzchniach o małym nachyleniu (2-4 stopnie). Ze względu na jednakowe położenie stanowisk w stosunku do grzbietu górskiego oraz niewielką odległość między punktami pomiarowymi, badane fragmenty powierzchni otrzymywały jednakowe ilości energii cieplnej pochodzącej z całkowitego promieniowania słonecznego. Stanowiska badawcze różnicowała: odmienna litologia (związana z genezą form), różna szata roślinna oraz odmienny rodzaj gospodarki wodnej każdego z obiektów. Stanowisko pierwsze (A) usytuowano na pozbawionej roślinności kriogenicznej glebie glejowej (utwór poligonalny, wnętrze krateru mułowego), stanowisko drugie (B) na glebie torfowo - glejowej (mżarnik budowany przez mech *Calliergon stramineum* o miąższości 5 cm na glebie glejowej), stanowisko trzecie (C) na glebie inicjalnej luźnej pokrytej czterocentymetrową warstwą roślinności (*Sphaerophorus globosus*, *Salix polaris*). Profile tych gleb (do głębokości 20 cm) oraz skład granulometryczny materiału pobranego z różnych głębokości zobrazowano na ryc.2.

Wartości elementów meteorologicznych niezbędnych do obliczenia strumienia ciepła bądź też same strumienie były mierzone automatycznie co 60 sekund przez cały okres obserwacji. Do pomiarów strumienia ciepła w glebie wykorzystano czujniki natężenia strumienia ciepła MGS-3 (w zestawie z przekonstruowanymi miernikami HFM-1A1); całkowite promieniowanie słoneczne i promieniowanie odbite mierzono za pomocą solarymetrów MW-81 i albedometrów MW-91. Do rejestracji elektrycznych przebiegów wolnozmiennych otrzymywanych z czujników, wykorzystano zestawy rejestracji analogowych "LOGGER" gdzie wartość każdej próbki przekształcana była na postać cyfrową i wpisywana na kompaktową kasetę magnetyczną. Dzięki możliwości współpracy "LOGGERA" z komputerem klasy IBM PC, wyniki były wprowadzane do pamięci komputera. Stąd, przy zastosowaniu autorskich programów (twórcą programów był mgr Tomasz Jarząbek) dokonywano obliczeń wstępnych: korekty wyników zgodnie z charakterystykami fizycznymi urządzeń pomiarowych, przeliczenia na jednostki fizyczne oraz obliczeń średnich: 10-minutowych i godzinnych.

Czasowy rozkład wielkości strumienia ciepła w wybranych glebach.

Wymiana ciepła między powierzchnią czynną a gruntem zależy przede wszystkim od właściwości termiczno-wilgotnościowych gruntu oraz od wysokości i gęstości szaty roślinnej. Podstawowymi czynnikami wpływającymi na wielkość strumienia ciepła w gruncie są zmiany temperatury gruntu w przestrzeni (gradient pionowy T/z) i w czasie (T/t) oraz przewodnictwo cieplne i pojemność cieplna gruntu. Na zmienność tych elementów największy wpływ ma wilgotność gruntu, ta z kolei w dużym stopniu zależy od opadu. Deszcz obniża również temperaturę podłoża, a parująca woda powoduje dodatkowe straty energii z powierzchni czynnej. Obecność szaty roślinnej

wpływa także na wielkość strumienia ciepła w glebie - im wyższa i bardziej zwarta roślinność, tym mniejszy jest dopływ promieniowania słonecznego do gruntu i słabsze jego ogrzewanie.

Te generalne zasady opisujące wpływ poszczególnych czynników na wielkość strumienia ciepła w gruncie były kluczem, według którego wytypowano do obserwacji różniące się między sobą powierzchnie glebowo-roślinne. Zebrane w trakcie badań wyniki umożliwiają szacowanie wpływu opadu oraz wysokości i gęstości szaty roślinnej na wielkość strumienia ciepła w gruncie.

Problem kształtowania się strumienia ciepła w glebach polarnych jest rzadko podejmowany przez polskich badaczy. Na Spitsbergenie prace na ten temat prowadzili Głowicki (1985) i mieszany zespół polsko-czeski (Brazdil i in., 1989). Głowicki analizując wyniki rocznych pomiarów strumienia ciepła na jednym stanowisku badawczym w Hornsundzie stwierdził dużą zmienność dobowych wartości S w ciągu całego roku oraz, że intensywna akumulacja ciepła w gruncie wystąpiła tylko w lipcu. Autorzy wyprawy polsko-czeskiej omawiając badania bilansu cieplnego powierzchni czynnej wału morenowego i utworu poligonalnego na przedpolu lodowca Werenskiolda scharakteryzowali rozkład i wielkość strumienia ciepła w tych gruntach. Stwierdzili, że w przeważającej części badanego okresu sumy dobowe strumienia S były dodatnie; sumy dobowe strumienia S w utworze poligonalnym przewyższały sumy strumienia ciepła w utworach morenowych.

W okresie poprzedzającym wiosenną ablację, pokrywa śnieżna zalegająca na powierzchni gruntu stanowi skuteczną warstwę izolacyjną - gleba w tym czasie nie otrzymuje ani też nie traci ciepła. Dobowy przebieg krzywej wielkości strumienia ciepła w tym okresie jest zbliżony do prostej i oscyluje w pobliżu wartości $0.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. W okolicach Hornsundu, ablacja pokrywy śnieżnej na niskich, nie zlodowaconych terasach morskich trwa od połowy maja do trzeciej dekady czerwca. Różny jest zatem czas, w którym na poszczególnych płatach powierzchni zlewni zanika pokrywa śnieżna.

Gwałtowny dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni gleby i szybkie jej ogrzewanie następuje z chwilą zejścia pokrywy śnieżnej (i to niezależnie czy nastąpiło to w maju czy w czerwcu). W tym czasie strumień ciepła w glebie jest w ciągu całej doby dodatni. Wtedy też notuje się najwyższe średnie dobowe wartości strumienia ciepła w glebie. Zjawisko to trwa 3 - 5 dni i jest obserwowane we wszystkich glebach, niezależnie od tego czy są one pokryte roślinnością czy też nie. Dobowy rytm strumienia ciepła ustala się z chwilą gdy średnia dobowa temperatura gruntu na głębokości 5 cm osiągnie wartość średniej dobowej temperatury powietrza. Jego kształt i amplituda są różne dla różnych gleb. Rozpoczyna się wówczas okres, w którym wielkość strumienia ciepła w glebie jest kształtowana głównie przez różnicowy strumień promieniowania. Okres ten trwa do czasu pojawienia się jesiennej pokrywy śnieżnej.

Tak więc czasem, w którym można porównywać sposób kształtowania się strumienia ciepła w różnych środowiskach glebowo-roślinnych, jest okres od momentu, gdy wierzchnia pięciocentymetrowa warstwa gleby osiągnie równowagę termiczną z otaczającym je powietrzem atmosferycznym.

Najwyższe średnie dobowe wartości wymiany ciepła z podłożem w badanym okresie notowano: w maju, w całkowicie pozbawionym roślinności kraterze mułowym (kriogeniczna gleba glejowa) oraz w czerwcu, w glebie torfowo-mułowej (2 dni po zejściu pokrywy śnieżnej). Maksymalne średnie dobowe wartości strumienia ciepła osiągnęły wówczas $51.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (gleba glejowa) i $54.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (gleba torfowo-glejowa). Najniższe średnie dobowe wartości strumienia cie-

pła zanotowano natomiast w czerwcu w glebie inicjalnej luźnej ($-11.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) i w kriogenicznej glebie glejowej ($-8.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) (ryc.3). W okresie 24 czerwiec - 15 sierpień (a więc w okresie, w którym można porównywać sposób kształtowania się strumienia S w różnych glebach) średnie miesięczne wartości wymiany ciepła z podłożem wynosiły:

($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	czerwiec	lipiec	sierpień
A. Kriogeniczna gleba glejowa	18.4	12.8	16.6
B. Gleba torfowo-glejowa	15.2	8.7	8.9
C. Gleba inicjalna luźna	16.1	8.5	7.7

W okresie wiosny i lata we wszystkich badanych glebach występowała intensywna akumulacja ciepła, która trwała przez cały okres badań (ryc.3). Wykładanie profilu glebowego i ujemną wartość strumienia S w glebie glejowej i inicjalnej luźnej spowodowane były wyjątkowo niesprzyjającymi warunkami meteorologicznymi (przede wszystkim bardzo silnymi wiatrami [$>15\text{m/s}$], przy całkowitym, całodobowym pokryciu nieba chmurami niskimi). Zanotowano tylko trzy dni, w czasie których średnia dobowa wielkość strumienia ciepła w obu glebach była ujemna (w przypadku gleby torfowo-glejowej takich dni nie obserwowano).

Dobowy rozkład wielkości strumienia ciepła w omawianych glebach przeanalizowano oddzielnie w dniach o różnych typach pogody (typy pogody wydzielono oceniając wielkość zachmurzenia przez chmury niskie, czas usłonecznienia, obecność i czas trwania opadu atmosferycznego oraz mgły). Rysunek 4 przedstawia omawiany rozkład w trzech spośród pięciu wydzielonych typów pogody: 1. dniach bezchmurnych lub pogodnych bez opadu z usłonecznieniem powyżej 12 godzin (dni takie stanowiły 6.4% ogólnej liczby dni), 2. dniach pochmurnych bez opadu i mgły z usłonecznieniem do 3 godzin (26.6% obserwowanych dni), oraz 3. dniach z opadem i mgłą, pochmurnych lub z zachmurzeniem całkowitym (17.1% dni badanych). Największe ilości ciepła otrzymuje średnio w ciągu doby kriogeniczna gleba glejowa i to niezależnie od panującej pogody. Najniższe średnie dobowe wartości strumienia ciepła obserwuje się w glebie torfowo-glejowej zarówno podczas dni słonecznych jak i w czasie dni z opadem i mgłą. W pozbawionym roślinności kraterze mułowym notuje się również największe dobowe amplitudy wahań strumienia S przy różnych typach pogody: w dni pogodne amplituda wynosi $170 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (wobec $57 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w glebie torfowo-glejowej), w dni z opadem i mgłą $58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ w glebie torfowo-glejowej). W dni deszczowe wilgotna gleba, a także nasiąknięta wilgocią warstwa roślinna nagrzewają się wolniej niż w dni słoneczne (ryc.4). Natomiast w dni słoneczne, przed południem grunt suchy nagrzewa się szybciej, ale po południu natężenie strumienia S szybko maleje. Zwiększanie się wilgotności warstwy glebowo-roślinnej, uwidacznia się przez wpływ wilgotności podłoża na zmianę natężenia strumienia ciepła w glebie. Istnieje dość silny związek między średnim dobowym strumieniem ciepła w kriogenicznej glebie glejowej a średnim dobowym strumieniem ciepła w glebie inicjalnej luźnej oraz słabszy związek między tą pierwszą glebą a glebą torfowo-glejową. Są to związki liniowe, które można zapisać w postaci następujących równań:

czerwiec: $S_c = 0.975S_a - 1.433$ $r = 0.88$

$S_b = 0.646S_a + 5.806$ $r = 0.92$

lipiec: $S_c = 0.711S_a - 0.538$ $r = 0.91$

$S_b = 0.448S_a + 2.937$ $r = 0.86$

sierpień: $S_c = 0.607S_a - 2.370$ $r = 0.93$

$S_b = 0.325S_a + 3.473$ $r = 0.88$

gdzie: S_a - kriogeniczna gleba glejowa, S_b - gleba torfowo-glejowa, S_c - gleba inicjalna luźna.

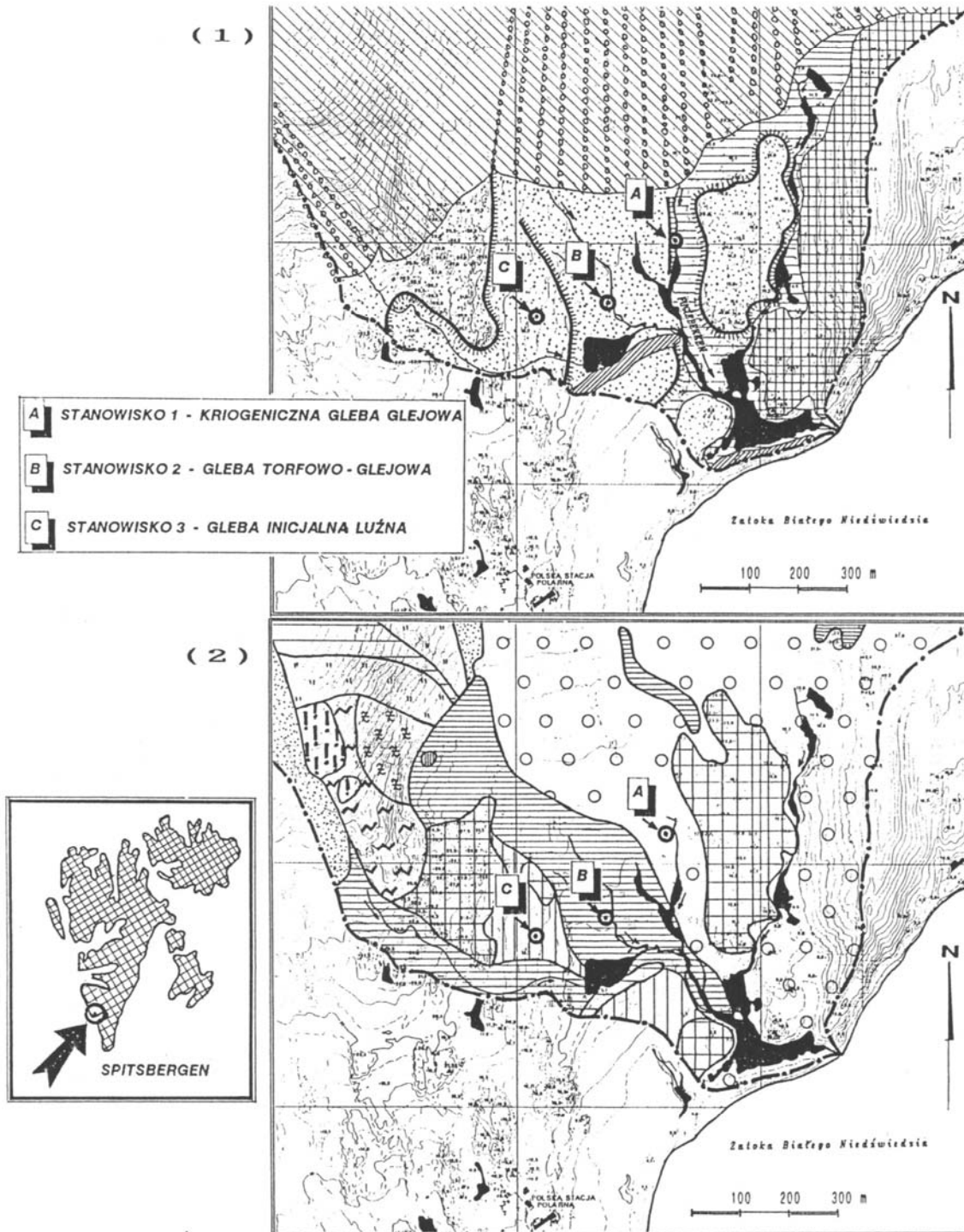
Podsumowanie

1. W okresie wiosny i lata najwyższe godzinne, dobowe i miesięczne wartości wymiany ciepła z podłożem notowano w pozbawionej roślinności kriogenicznej glebie glejowej.
2. Gleba torfowo-glejowa otrzymała w czerwcu 87.1%, lipcu 67.9%, w sierpniu 53.5% ciepła, jakie dotarło w tym czasie do kriogenicznej gleby glejowej, gleba inicjalna luźna natomiast otrzymała w czerwcu 87.5%, lipcu 66.9% a w sierpniu 46.4% tej ilości ciepła.
3. Ilość ciepła jaka dotarła do gleby torfowo-glejowej w ciągu bezchmurnej lub pogodnej doby wynosiła 40.6%, a do gleby inicjalnej luźnej 58.3% ilości ciepła, jaką otrzymywała kriogeniczna gleba glejowa. Podczas deszczowych, mglistych dni wielkości te były wyższe, analogicznie - 61.9% i 64.3%.

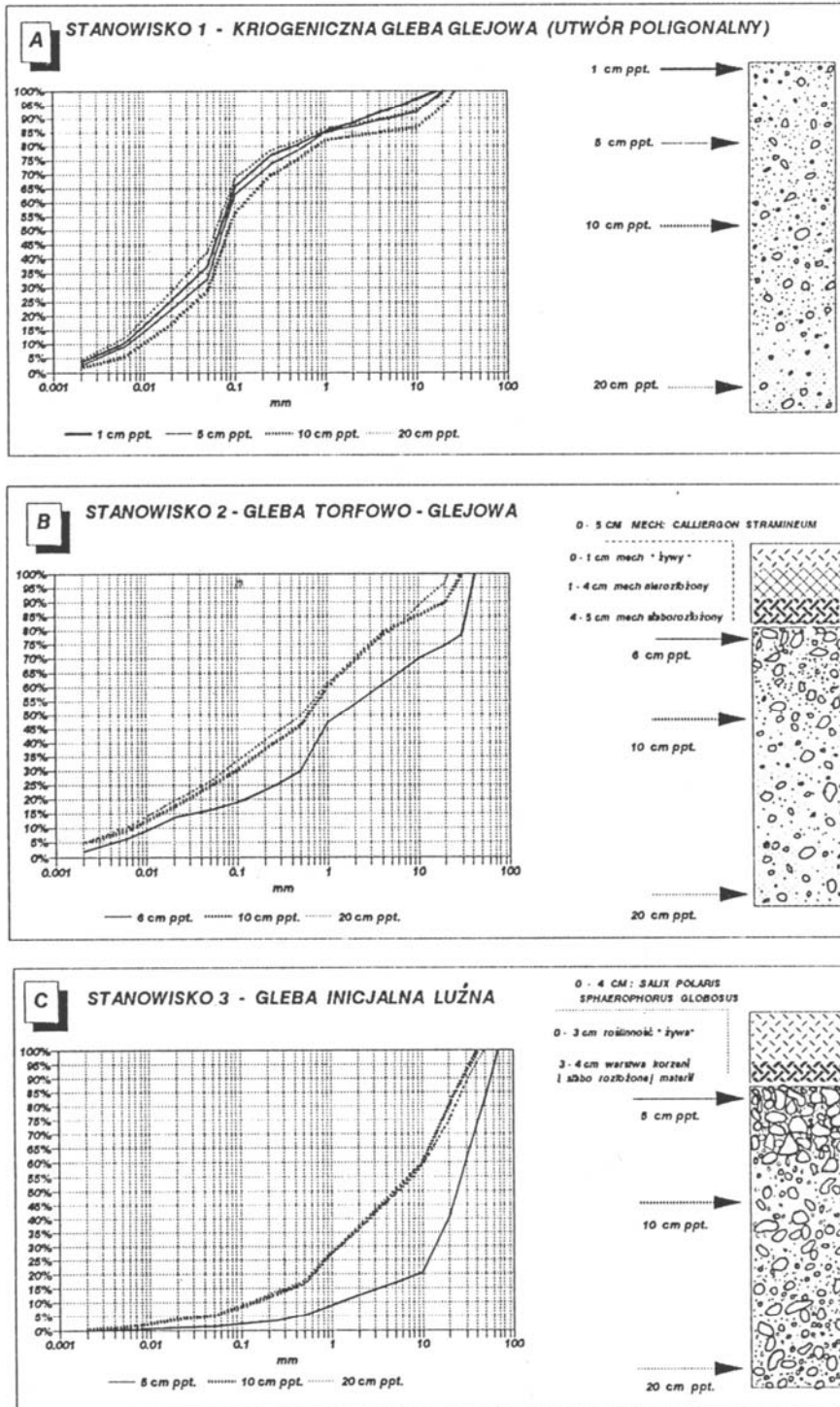
Praca została wykonana w IE PAN w ramach CPBP 03.03.

Literatura

1. Armand D.L. 1980 - Nauka o krajobrazie - PWN Warszawa.
2. Budyko M.I. 1965 - Tiejłowej bałans ziemnoj powierzchni - Izd. Nauka, Moskwa.
3. Budyko M.I. 1974 - Climate and life - Moskwa.
4. Brazdil R., Piasecki J., Prosek P., Szczepankiewicz-Szmyrka A. 1989 - Temperature conditions and energy balance of the active surface of a moraine and a maritime terrace in the Werenskiöld area (Spitsbergen) - Acta Univ. Wratisl. 1069, Results of Investigations of Polish Scientific Spitsbergen Expeditions
5. Chorley J.R., Kennedy B.A. 1971 - Physical geography - a system approach - London. vol.VII, Wrocław.
6. Głowicki B. 1985 - Heat exchange in the subsurface soil layer in the Hornsund area (Spitsbergen) - Pol. Polar Res. vol.6, nr 3, PWN Warszawa.
7. Grodzińska K., Godzik B. 1985 - Zbiorowiska roślinne pld. Spitsbergenu na przykładzie zlewni Fuglebekken - raport etapowy problemu MR-I-29, maszynopis IE PAN.
8. Grzybowski J. 1986 - Mapa wymiany energii między atmosferą a podłożem jako podstawa analizy funkcjonowania środowiska geograficznego - Przeg. Geogr. t.LVIII, z.1-2, PWN Warszawa.
9. Grzybowski J., Itier B. 1984 - Związki między składnikami bilansu cieplnego powierzchni czynnej - Przegł. Geofiz. r.29, z.1, PWN Warszawa.
10. Karczewski A. i in. 1984 - Mapa geomorfologiczna Hornsundu (Spitsbergen) - Uniwersytet Śląski Katowice.
11. Skoczek J. 1970 - Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej - Prace Geogr. nr 84 PWN Warszawa.

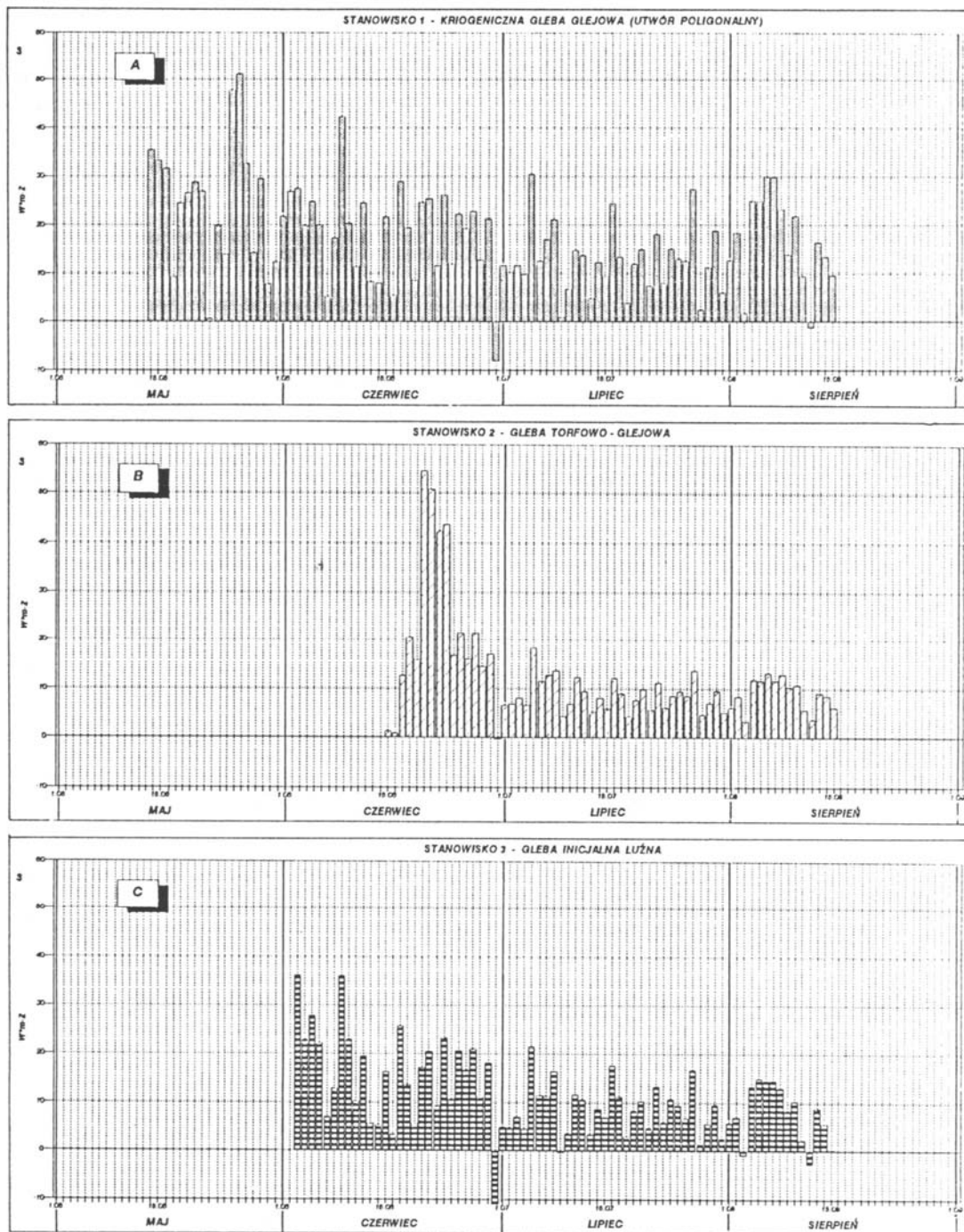


ryc. 1.
LOKALIZACJA STANOWISK BADAWCZYCH W DOLNEJ CZĘŚCI ZLEWNI FUGLEBEKKEN
(SPITSBERGEN - HORNSUND) NA TLE GEOMORFOLOGII OBSZARU (1) I
ZBIOROWISK ROŚLINNYCH (2).
[oznaczenia w załączniku].



ryc. 2.

KRZYWE UZIARNIENIA MATERIAŁU GLEBOWEGO NA TLE PROFILI GLEBOWYCH
BADANYCH STANOWISK.
SPITSBERGEN, HORNSUND, zlewnia rzeki Fuglebekken.



ryc.3.

ŚREDNIA DOBOWA WIELKOŚĆ STRUMIENIA CIEPŁA W WYBRANYCH GLEBACH POLARNYCH W OKRESIE WIOSENNO-LETNIM.

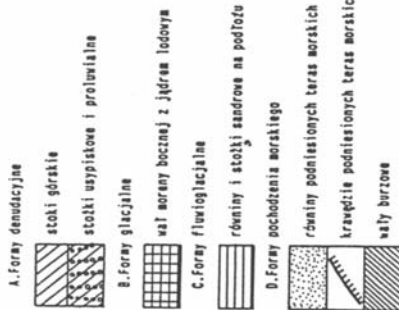
SPITSBERGEN - HORNSUND, zlewnia rzeki Fuglebekken.

(Średnie dobowe z pomiarów co 60 sekund; 14 maj-15 sierpień 1989)

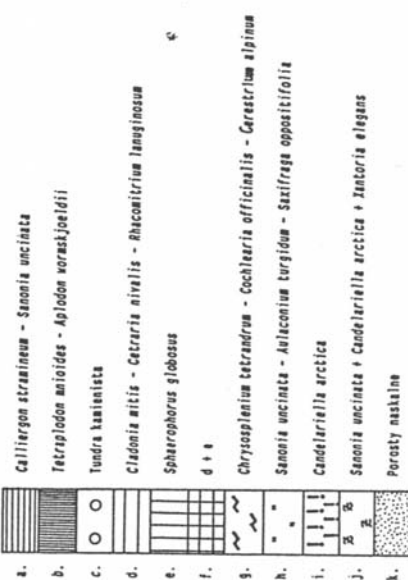
UWAGA! dodatnie wartości strumienia S = dostawa ciepła do gleby.

OPISY KRAJÓW

(1) Geomorfologia dolnej części zlewni Fuglebakken



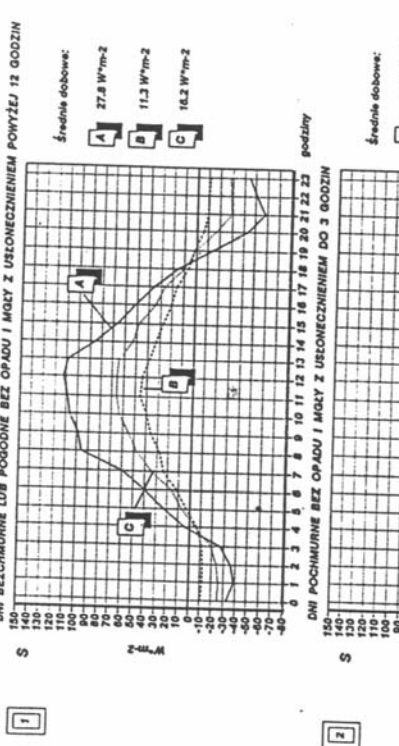
(2) Zbiorniki roślinne dolnej części zlewni Fuglebakken



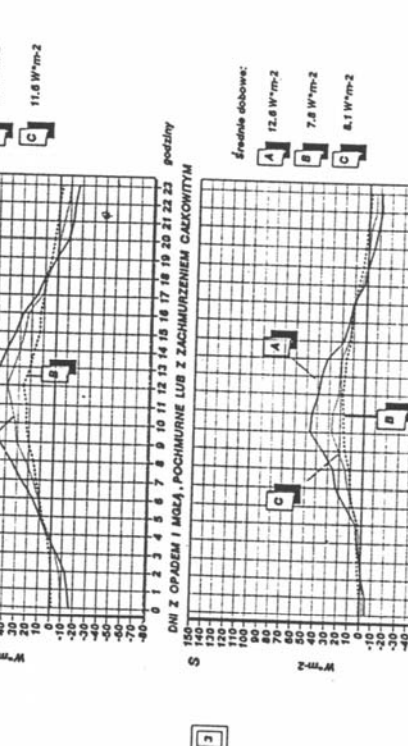
[Źródła: ad.(1) Mapa geomorfologiczna Hornsundu (Spitsbergen) Karłowicz A. i in., Uniwersytet Śląski, 1944.
ad.(2) Bródzka E., Godzik B., Zbiorniki roślinne pld.Spitsbergenu na przykładzie zlewni Fuglebakken.
raport etapowy z roku 1985 problem NR-1-23, msiżynopla iE PAN.]

OPISY KRAJÓW

(1) Geomorfologia dolnej części zlewni Fuglebakken



(2) Zbiorniki roślinne dolnej części zlewni Fuglebakken



[Źródła: ad.(1) Mapa geomorfologiczna Hornsundu (Spitsbergen) Karłowicz A. i in., Uniwersytet Śląski, 1944.
ad.(2) Bródzka E., Godzik B., Zbiorniki roślinne pld.Spitsbergenu na przykładzie zlewni Fuglebakken.
raport etapowy z roku 1985 problem NR-1-23, msiżynopla iE PAN.]