

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 84

JÓZEF SKOCZEK

WPŁYW PODŁOŻA ATMOSFERY
NA PRZEBIEG DOBOWY BILANSU
CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1970

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN*

2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny, profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90+7 map, zł 16,50
5. Kielczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie Polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkeł L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą i Trzcianą. 1957, s. 152+7 map+20 ilustr., zł 36,—
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
17. Uhorczak F., Polska przeglądowa mapa użytkowania ziemi 1:1 000 000. A. Część tekstowa. B. Część kartograficzna. 1969, s. 35+9 map, zł 60,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156+19 wkładek, zł 49,—
20. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160+2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75+6 map, zł 25,—
22. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79+3 tabl., zł 20,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187+mapy, zł 48,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162+4 mapy, zł 35,—

* Do nr 50 podano tylko prace, które są jeszcze do nabycia w Ośrodku Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych PAN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 84

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 84

ЮЗЕФ СКОЧЕК

ВЛИЯНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА СУТОЧНЫЙ ХОД
ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ДЕЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 84

JOZEF SKOCZEK

EFFECT OF UNDERLYING SURFACE OF ATMOSPHERE UPON
DIURNAL COURSE OF HEAT BALANCE OF ACTIVE SURFACE

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 84

JÓZEF SKOCZEK

WPŁYW PODŁOŻA ATMOSFERY
NA PRZEBIEG DOBOWY BILANSU
CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1970

Komitet redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Praca doktorska wykonana pod kierunkiem
prof. dr JANUSZA PASZYŃSKIEGO

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
Oddział w Łodzi 1970

Wydanie I. Nakład 700+90 egz. Ark. wyd. 6,75. Ark. druk. 6,00.
+ 1 wkl. Papier druk sat. kl. III, 80 g. Oddano do składania
w marcu 1970 r. Podpisano do druku w październiku 1970 r. Druk
ukończono w listopadzie 1970 r. Zam. nr 311-70. H-5. Cena zł 21,—

Pabianickie Zakłady Graficzne
Pabianice, ul. P. Ślargo 43

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Uwagi wstępne, cel pracy	7
Lokalizacja badań terenowych, miejscowe warunki środowiska przyrodniczego	10
Ogólna charakterystyka pogody w okresie badań terenowych	16
Metoda badań terenowych, aparatura pomiarowa	18
Metoda opracowania materiałów obserwacyjnych	22
Wyznaczenie wielkości bilansu promieniowania (R)	23
Wyznaczenie wielkości wymiany ciepła z podłożem (B)	24
Wyznaczenie wielkości turbulencyjnego strumienia ciepła i wilgoci (P i E)	26
Przebieg dobowy poszczególnych składowych bilansu cieplnego powierzchni czynnej na dnie i zboczu doliny	31
Przebieg dobowy bilansu promieniowania (R) na dnie i zboczu doliny	32
Wpływ wielkości i rodzaju zachmurzenia nieba na bilans promieniowania	36
Przebieg dobowy wymiany ciepła z podłożem (B) na dnie i na zboczu doliny	51
Stosunek wielkości wymiany ciepła z podłożem do wielkości bilansu promieniowania	54
Wpływ występowania opadu atmosferycznego na wielkość wymiany ciepła z podłożem	57
Rozkład czasowy i przestrzenny wymiany ciepła z podłożem	61
Przebieg dobowy turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci ($P + E$) między powierzchnią czynną i atmosferą na dnie i zboczu doliny	67
Związek występujący pomiędzy bilansem promieniowania a wymianą turbulencyjną ciepła i wilgoci w przypowierzchniowej warstwie atmosfery na dnie i zboczu doliny	72
Wymiana turbulencyjna ciepła i wilgoci między atmosferą i jej podłożem podczas pogody bezchmurnej i pochmurnej	78
Wpływ podłoża atmosfery na strukturę bilansu cieplnego powierzchni czynnej	82
Podział bilansu cieplnego powierzchni czynnej na typy strukturalne	82
Struktura bilansu cieplnego powierzchni czynnej na dnie i zboczu doliny w przebiegu dobowym	87
Ogólne warunki atmosferyczne a struktura bilansu cieplnego powierzchni czynnej	88
Wnioski końcowe	90
Literatura	92
Резюме	96
Summary	96

UWAGI WSTĘPNE, CEL PRACY

Ogólne zadania, jakie stawia dziś życie przed geografią, wymagają zmiany jej dawnych metod opisowo-poznawczych na metody wypracowane przez nauki ścisłe (matematykę, fizykę, chemię). Pogląd taki panuje wśród geografów całego świata. Konieczność stosowania nowych metod odnosi się w jednakowym stopniu do wszystkich dyscyplin geografii. Zgodnie z tą ogólną tendencją również klimatologia w coraz większym stopniu — w miarę rozwoju nauki i techniki — posługuje się metodami nauk ścisłych, a w pierwszym rzędzie — z uwagi na przedmiot swoich badań — metodami geofizycznymi.

Jedną z metod geofizycznych, które mają zastosowanie w badaniach klimatologicznych, jest metoda bilansu cieplnego. Dzięki jej użyciu można w sposób ścisły i obiektywny poznać środowisko przyrodnicze i dynamikę jego zmian, co w konsekwencji umożliwi przekształcić to środowisko w sposób właściwy i skuteczny, a także przystosować je do wymagań gospodarki społecznej.

Zagadnienie takiej gospodarki sprowadza się do zmiany jednego lub praktycznie — do zmiany całego zespołu elementów środowiska przyrodniczego, pozostających ze sobą w ścisłym związku przyczynowym.

Elementy przyrodnicze środowiska kształtują się pod wpływem procesu wymiany materii i procesu wymiany energii. Ich przejawem jest wymiana ciepła i wilgoci, wyrażająca się, między innymi, klimatem danego środowiska.

Mając powyższe stwierdzenie na uwadze przyjmujemy, że główną przyczyną występowania zróżnicowanych warunków klimatycznych są różnice w strukturze wymiany energii, spowodowane niejednorodnością podłoża atmosfery. Poznanie oddziaływania tego podłoża na strukturę bilansu cieplnego powierzchni czynnej jest celem tej pracy.

Na możliwości osiągnięcia powyższego celu przez zastosowanie w badaniach klimatologicznych metody bilansu cieplnego wskazują prace A. A. Grigoriewa, 1958 [27], C. W. Thornthwaite'a, 1957, 1958 [71, 72], M. I. Budyki, 1947 [11], Ł. A. Czubukowa, 1962 [15], R. O. Slaytera i I. M. McIlroy'a, 1961 [68], A. I. Budagowskiego, 1962 [10], J. P. Gierasimowa, A. A. Grigoriewa, F. F. Dawitaji, U. A. A wsiuka, S. W. Kalessnika, M. I. Budyki, 1963 [25] i wielu innych.

Już A. I. Wojejkow w swoich pracach z lat 1884 [76] i 1904 [77] wskazywał na zasadnicze znaczenie badań bilansu energii jako podstawy teoretycznej klimatologii. Tym niemniej badania te rozwijają się szczególnie szeroko dopiero

od połowy bieżącego stulecia, w związku z czym mają one niedługą historię.

W okresie 1900—1950 stosunkowo najwięcej prac poświęcono zagadnieniom budowy aparatury pomiarowej i konstrukcji wzorów obliczeniowych. Natomiast spośród niewielkiej liczby publikacji, poruszających ogólnie zagadnienia bilansu ciepła na powierzchni czynnej, należy przede wszystkim wymienić prace: A. A. Angströma, 1925 [5], A. A. Skworcowa, 1928 [66, 67], F. Falkenberga, 1932 [18], K. Büttnera, 1934 [14], A. C. Besta, 1935 [7], M. Franssila, 1936 [21], R. Geigera, 1936 [23], F. Krüglera, 1937 [36], F. Albrechta, 1940 [4], M. I. Budyki, 1947 [12], S. A. Sapożnikowej, 1948 [60]

Należy wspomnieć, że wymienieni autorzy napotykali w swych badaniach bilansu ciepła duże trudności, zarówno teoretyczne, jak praktyczne. Stąd też w ich pracach znajdujemy znaczne uproszczenia w określaniu bilansu cieplnego, jak na przykład wyznaczanie bilansu tylko dla godzin nocnych, bądź tylko w okresach pogody bezchmurnej, względnie — dla wyjątkowo suchych miejsc (pomiągając w obliczeniach straty ciepła związane z parowaniem), bądź w miejscach o stosunkowo dużej stabilizacji masy powietrza lub wreszcie w miejscach pozbawionych naturalnej szaty roślinnej.

Wraz z postępami prac dotyczących budowy przyrządów pomiarowych rozwijają się różne sposoby badań bilansu ciepła na powierzchni czynnej [9, 13, 30, 33, 38, 45, 58, 68, 73]. Polegają one na jednoczesnym stosowaniu metod pośrednich i bezpośrednich w celu wyznaczenia wielkości poszczególnych składników w równaniu bilansu energii. Opublikowane wyniki tych badań stanowią stosunkowo najliczniejszą grupę prac wśród ogólnej literatury przedmiotu.

Badania bilansu ciepła na powierzchni czynnej prowadzone są, w stosunkowo najszerszym zakresie, w Związku Radzieckim, Stanach Zjednoczonych Ameryki Północnej i w Australii.

W wyniku badań wykonywanych w Związku Radzieckim wydano tam — w roku 1955 — pierwszy w swoim rodzaju *Atlas bilansu cieplnego*, sporządzony dla całej Ziemi.

Liczne prace rosyjskie, niemieckie, angielskie i węgierskie (2, 6, 17, 20, 24, 29, 35, 44, 54, 56, 75, 78) dotyczą bilansu ciepła wyznaczonego różnymi sposobami dla różnych miejscowości, bądź też różnych stref klimatycznych na Ziemi.

Obok opracowań poruszających ogólne problemy bilansu ciepła na powierzchni czynnej [37, 38, 45], w ostatnim dwudziestoleciu ukazały się publikacje przedstawiające bilans cieplny powierzchni czynnej różnych użytków rolnych, na przykład bilans energetyczny pola pszenicy [16], pola kukurydzy [53], pola ziemniaków [22, 43], pola buraków [74] i innych upraw [57, 69, 70].

Istnieją również prace przytaczające wyniki sporadycznych pomiarów bilansu cieplnego, wykonywanych na obszarach porośniętych lasem, na polanach śródleśnych, na obszarach bagiennych, lodowcowych, pustynnych, wysokogórskich, na powierzchni wód stojących, oceanów itp., jak również prace dotyczące okresowych zmian bilansu ciepła na powierzchni czynnej pod wpływem naturalnej czy też sztucznej zmiany jej własności fizycznych

Na tle powyżej omówionego przeglądu badań bilansu ciepła na powierzchni czynnej polski dorobek w tym zakresie jest nader skromny. W okresie do drugiej wojny światowej ukazały się zaledwie dwie prace: pierwsza, anonimowa A. F. [1], pochodząca z roku 1902, dotyczyła teoretycznych zagadnień związanych z procesami energetycznymi przebiegającymi w przypowierzchniowej warstwie atmosfery, druga zaś praca, W. Górczyńskiego, 1915 [26], była podsumowaniem współczesnego autorowi stanu badań nad obrotem ciepła w gruncie, wodzie i atmosferze.

Na stosunkowo szerszą skalę badania bilansu ciepłego powierzchni czynnej w Polsce zaczęły się rozwijać dopiero po 1950 r. W wyniku tych prac ukazało się drukiem kilka pozycji dotyczących ogólnych rozważań związanych z pomiarami bilansu ciepła [39—42, 52]. Opublikowano również, nieliczne jak do tej pory, rezultaty eksperymentalnych pomiarów wymiany energii na powierzchni czynnej [19—49]. Wyniki tych badań wiążą proces wymiany ciepła z zagadnieniami mikroklimatu i klimatu lokalnego

W uzupełnieniu krótkiego przeglądu publikacji związanych z badaniami bilansu energii na powierzchni czynnej w Polsce należy wspomnieć o pewnych pracach poświęconych poszczególnym składowym w równaniu bilansu ciepła. Prace te zasługują na wzmiankę z tej przyczyny, że stanowią one różne próby metodyczne wyznaczenia poszukiwanych składowych bilansu i określenia wielkości ich błędu. Poza tym, w oparciu o te opracowania został wykonany i opublikowany przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii PAN *Atlas bilansu promieniowania w Polsce* [51]. Te drobne prace przyczynkarskie służyły również przy sporządzeniu podziału Polski na regiony klimatyczne [49], z punktu widzenia struktury bilansu energii. Podział ten jest pierwszą w Polsce próbą tak ujętej regionalizacji klimatu.

Niniejsza praca stanowi kontynuację badań bilansu ciepłego różnych typów powierzchni czynnej, prowadzonych przez Zakład Klimatologii Instytutu Geografii PAN. Opiera się ona na wynikach pomiarów ekspedycyjnych, prowadzonych w okolicy Stacji Badawczej IG PAN w Wojcieszowie. Pomiary te wykonywano w okresie od 4 do 26 VIII 1963 r. na dwóch zróżnicowanych pod względem fizycznogeograficznym powierzchniach naturalnych (stanowiskach pomiarowych) i w okresie od 24 do 31 VIII 1964 r. w jednym punkcie pomiarowym. Ponadto w pracy wykorzystano rezultaty pomiarów rozkładu przestrzennego wymiany ciepła w podłożu atmosfery, które wykonano w sierpniu i wrześniu 1962 r.

Pod pojęciem p o w i e r z c h n i c z y n n e j (podłoża atmosfery) przyjęto w niniejszej pracy naturalną powierzchnię graniczną styku atmosfery z litosferą, zróżnicowaną pod względem orograficznym, glebowym, hydrograficznym i florystycznym. Z tego względu wyznaczenie wielkości poszczególnych składników w równaniu bilansu ciepłego wymagało danych obserwacyjnych z różnych poziomów n a d i p o d powierzchnią czynną. Wskutek tego badaniami objęto przypowierzchniową warstwę atmosfery, jak i przypowierzchniową warstwę gleby; w glebie pomiary sięgały do głębokości 0,5 m, w atmosferze — do wysokości 2,0 m.

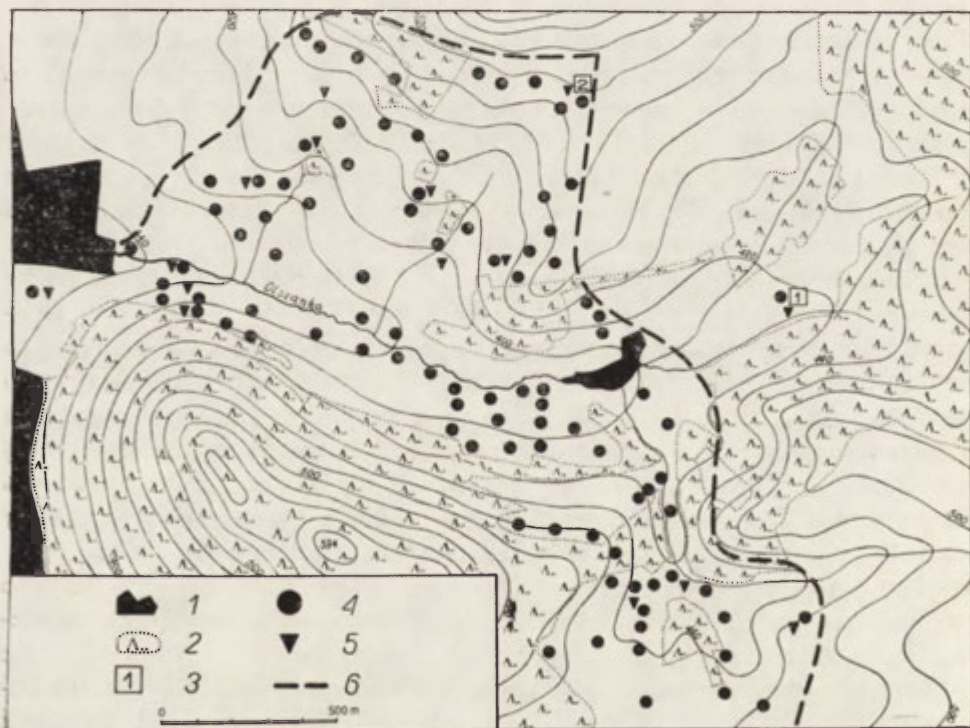
W zakończeniu tych uwag wstępnych pragnę serdecznie podziękować Panu

Profesorowi dr Januszowi Paszyńskiemu za inicjatywę podjęcia tematu oraz cenne uwagi i rady udzielane mi zarówno w okresie prac terenowych, jak też i później — w trakcie opracowywania zebranych materiałów.

LOKALIZACJA BADAŃ TERENOWYCH, MIEJSCOWE WARUNKI ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO

Badania terenowe bilansu cieplnego powierzchni czynnej zlokalizowano w okolicy Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN w Wojcieszowie Górnym, położonym w środkowej części Gór Kaczawskich w Sudetach Zachodnich. Góry te, mimo stosunkowo niewielkiej wysokości (Skopiec — 724 m n.p.m.), charakteryzują się dużym bogactwem form rzeźby terenu; są one rezultatem znacznego różnicowania odporności budującego je materiału.

Pod względem klimatycznym obszar całych Gór Kaczawskich został zaliczony przez R. Gumińskiego, 1948 [28], do dzielnicy podsudeckiej.



Ryc. 1. Szkic topograficzny terenu badań w dolinie Olszanki

1 — zabudowania, 2 — las, 3 — terenowe stacje bilansu cieplnego, 4 — odkrywki gleboznawcze, 5 — stanowiska pomiaru temperatury gleby, 6 — granica obszaru badań szczegółowych

Topographical map of region investigated in Olszanka valley

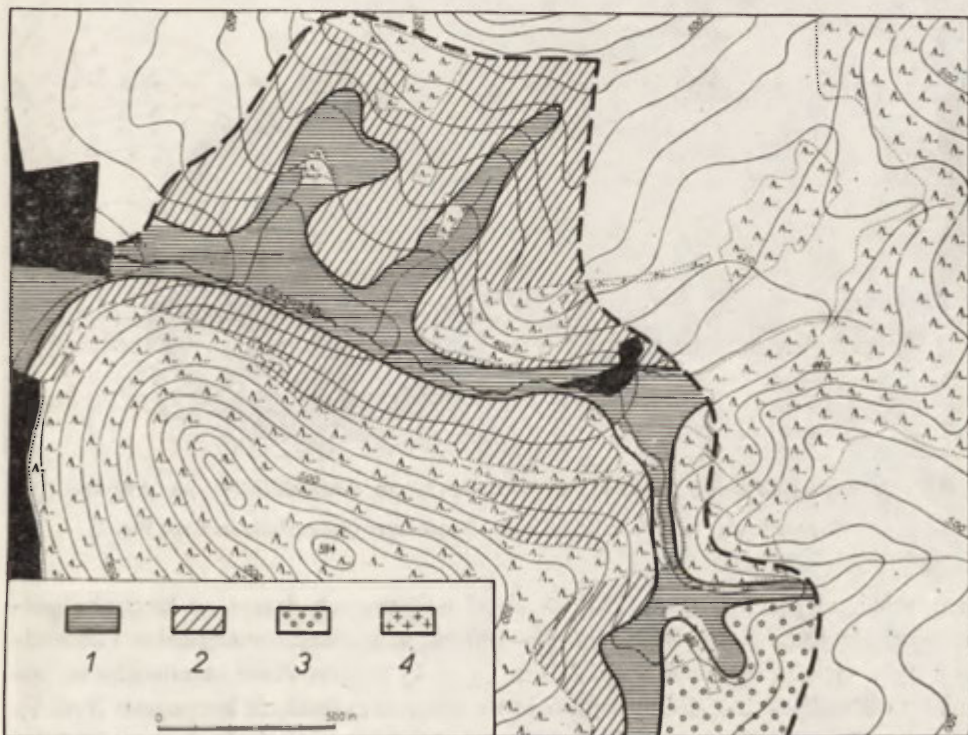
1 — settlements, 2 — forest, 3 — localities of heat balance measurements, 4 — soil-study test pits, 5 — localities of soil temperature measurements, 6 — boundary of region investigated in detail

Rzeka Kaczawa, przecinająca z południa na północ Góry Kaczawskie, jest bogato zasilana w wodę licznymi, ale małymi dopływami. Jednym z takich prawobrzeżnych dopływów jest potok Olszanka, na którego zlewni przeprowadzono badania bilansu cieplnego powierzchni czynnej (ryc. 1).

Obszar ten to niewielka dolina o przebiegu równoleżnikowym. Otaczają ją od północy, zachodu i południa wzniesienia wysokie na 600—700 m n.p.m. Natomiast wysokość dna doliny w środkowej jej części wynosi ok. 380 m n.p.m. Charakterystyczna dla doliny Olszanki jest asymetria jej zboczy; zbocza o wystawie południowej są łagodne i stosunkowo długie, natomiast zbocza eksponowane na północ są strome i krótkie.

Na stosunkowo niewielkim obszarze zlewni Olszanki występuje dość znaczne zróżnicowanie gleb. W najniższych partiach doliny zalegają gliny, mady oraz ropy zbudowane z utworów naniesionych; na zboczach znajdują się gliny stokowe z licznymi glazikami, a w niektórych miejscach występują piaski i żwiry fluwioglacjalne (ryc. 2 i 3). W najwyższych częściach omawianego obszaru spotyka się, pod cienką i rzadką warstwą darni i mchu, wychodnie skały macierzyste.

Dolina Olszanki w górnej części źródłiskowej oraz partie terenu znajdujące się



Ryc. 2. Mapa gleb doliny Olszanki, warstwa 0—10 cm

1 — gliny i mady dolinne, 2 — gliny stokowe, 3 — piaski i żwiry fluwioglacjalne, 4 — lita skała

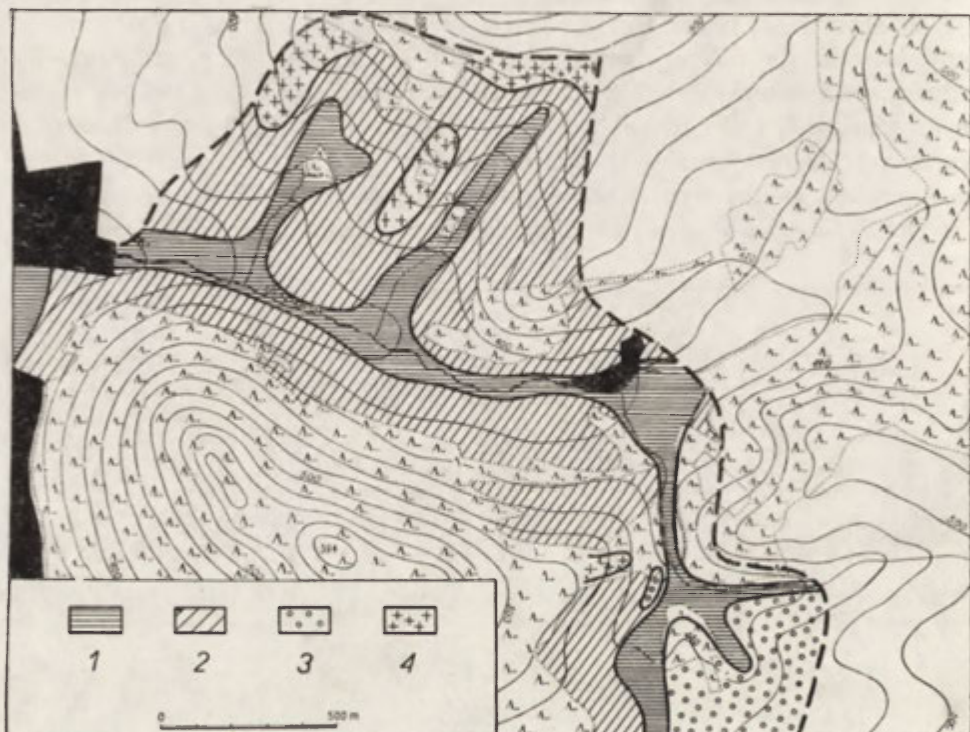
Soil map from Olszanka valley, for 0—10 cm layer

1 — loams and water-soaked alluvia, 2 — slope loams, 3 — fluvioglacial sands and gravels, 4 — bedrock

na linii wododziału są porośnięte lasem mieszanym o gęstym podszyściu; przy ujściu potoku do Kaczawy dolina jest częściowo zabudowana.

Pomiary bilansu cieplnego powierzchni czynnej przeprowadzono na dwu specjalnych stacjach terenowych (zwanych dalej stanowiskami), których lokalizację i opis przytaczamy.

St a n o w i s k o 1 znajdowało się na dnie doliny (wysokość 410 m n.p.m.). Teren opada tu nieznacznie w kierunku na zachód, przy czym kąt nachylenia wynosi $1^{\circ}30'$. Stanowisko było założone na stosunkowo rozległej polanie, dooko-



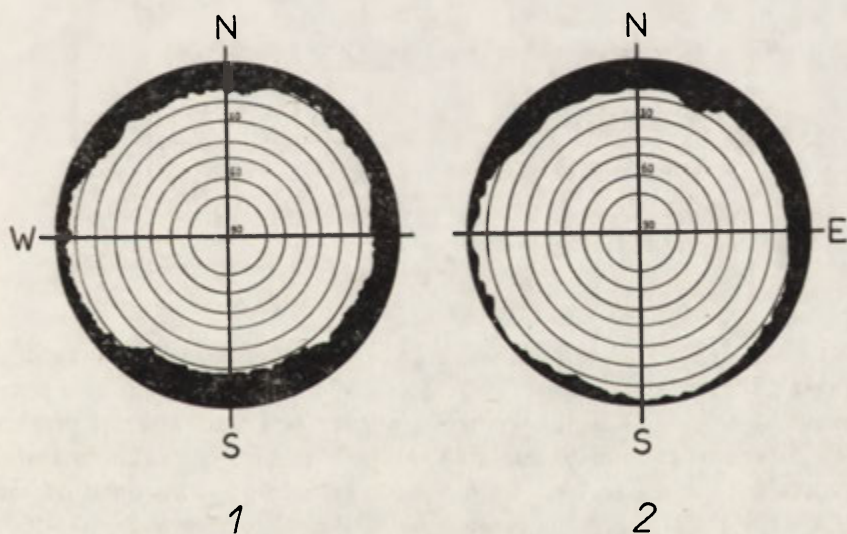
Ryc. 3. Mapa gleb doliny Olszanki, warstwa 10—50 cm (objaśnienia — jak przy ryc. 2) |
Soil map from Olszanka valley, for 10—50 cm layer (for explanations see Fig. 2)

ła porośniętej gęstym lasem. Odległość od najbliższych drzew, w kierunku północnym i południowym, wynosiła 80—100 m; w kierunku wschodnim i zachodnim była większa i stanowiła ok. 250 m (ryc. 4). Usytuowanie stanowiska na polanie położonej na dnie doliny wpłynęło na znaczne zasłonięcie horyzontu (ryc. 5). W kierunku południowo-zachodnim, południowym i południowo-wschodnim kąt zasłonięcia horyzontu dochodził do 20° , natomiast najmniejsze zakrycie horyzontu (ok. 5°) występowało na zachodzie.

Cały obszar polany od wielu lat nie był użytkowany rolniczo. Rośnie tam słaba trawa, okresowo wypasana przez bydło. Jak wykazały badania M K l u g e



Ryc. 4. Ogólny widok stanowiska pomiarowego na dnie doliny Olszanki
General view of locality in floor of Olszanka valley where measurements were made



Ryc. 5. Stopień zakrycia horyzontu na dnie doliny Olszanki (1) i na zboczu (2)
Degree of horizon shading on floor (1) and slope (2) of Olszanka valley

i B. K r a w c z y k, 1964, 1966 [31, 32], wartość albedo (w sierpniu) na całym obszarze polany wynosi średnio ok. 21,5%.

Pionowy profil gleby na dnie doliny jest słabo wykształcony. Warstwa do głębokości 10 cm to utwór pyłowy i ilasty, pod którym zalega glina ciężka pylasta. Skład mechaniczny oraz niektóre własności fizyczne tej gleby przedstawiono w tab. 1 i 2.

Tabela 1

Skład mechaniczny gleby na dnie doliny

Warstwa gleby w cm	Średnica cząstek w mm						
	1,0	1,0— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,02	0,02— 0,006	0,006— 0,002	0,002
	Szkielet	Części ziemiste w %					
0—10	3,5	17	8	32	20	12	11
10—20	7,1	17	8	24	19	19	13

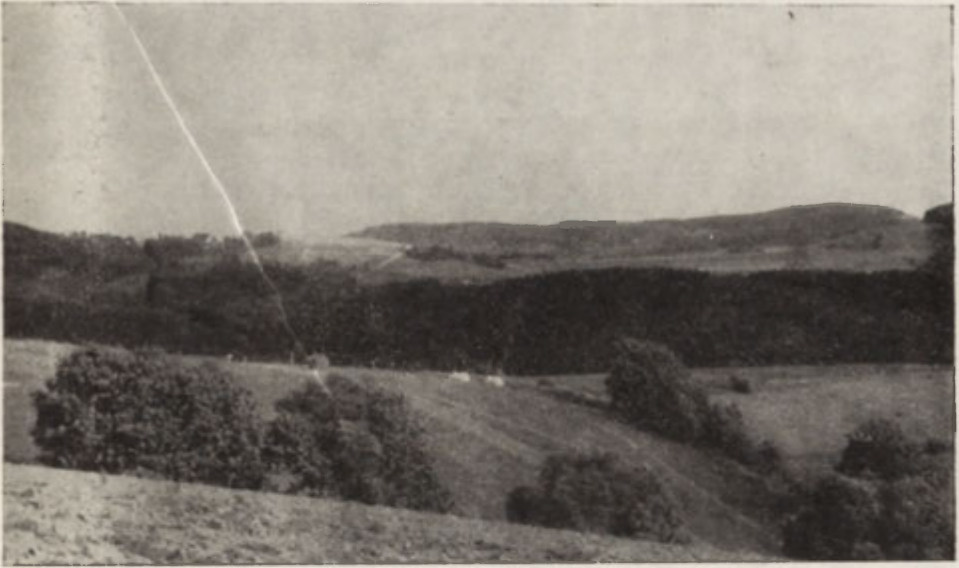
Tabela 2

Niektóre własności fizyczne gleby na dnie doliny

Warstwa gleby w cm	0—5	5—10	10—15	15—20
Ciepło właściwe suchej gleby (cal. g ⁻¹ . stop ⁻¹)	0,22		0,23	
Ciężar właściwy gleby (g. cm ⁻³)	2,68		2,69	
Ciężar objętościowy gleby (g. cm ⁻³)	1,69	1,55	1,45	1,59
Pojemność cieplna stałych części gleby (cal. cm ⁻³ . stop ⁻¹)	0,59		0,62	
Porowatość całkowita gleby (w % objętości gleby)	48	51	55	49
Zawartość części stałych gleby (w % objętości gleby)	52	49	45	51
Pojemność cieplna faktyczna części stałych gleby (cal. cm ⁻³ . stop ⁻¹)	0,31	0,29	0,28	0,32

Stano wisko 2 zlokalizowane było na południowych zboczach doliny Olszanki (465 m n.p.m.), których nachylenie w miejscu wykonywania pomiarów wynosiło 6° (ryc. 6). Różnica wysokości między obu stanowiskami przekraczała 50 m. W przeciwieństwie do punktu 1, na stacji położonej na zboczu zasłonięcie horyzontu było mniejsze (ryc. 5), nie przekraczające 5° w kierunku od zachodu i południa. Pozostała część horyzontu była zakryta do wysokości 10—15°. Stanowisko znajdowało się na terenie pozbawionym bliskiego i zwartego obszaru drzew. Najbliższy las położony był w kierunku na północ, w odległości ok. 300 m od stacji. Podobnie jak na dnie doliny, ziemia od dłuższego czasu nie była tutaj uprawiana rolniczo, stanowiąc nieużytek porośnięty słabą trawą i chwastami. Albedo terenu stanowiska pomiarowego, wyznaczone dla sierpnia (31,32), określono na ok. 23,0%.

Znajdująca się na zboczu typowa gleba górską o znikomym poziomie próchnicznym (tab. 3) zbudowana jest w warstwie powierzchniowej z gliny średniej (w profilu gleby 0—10 cm), zalegającej na kamienistej glinie ciężkiej (10—50 cm).



Ryc. 6. Ogólny widok stanowiska pomiarowego na zboczu doliny Olszanki
General view of locality on slope of Olszanka valley where measurements were made

Szkieletowa, kamienno-żwirowa frakcja w całym badanym profilu stanowi ok. 30%. Na głębokości 52 cm występuje skała macierzysta w postaci łupków krystalicznych. Wybrane parametry fizyczne gleby na zboczu przedstawiają tab. 3 i 4.

Tabela 3

Skład mechaniczny gleby na zboczu doliny

Warstwa gleby w cm	Średnica cząstek w mm						
	1,0	1,0— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,02	0,02— 0,006	0,006— 0,002	0,002
	szkielet	części ziemiste w %					
0—10	2,7	35	6	13	20	14	12
10—20	2,8	27	6	10	20	18	19

Podsumowując wszystkie uwagi dotyczące położenia stanowisk 1 i 2 można stwierdzić, że zróżnicowanie warunków lokalnych (warunków fizycznogeograficznych) podłoża atmosfery obu stanowisk wyrażało się przede wszystkim:

- 1) w odmiennym rodzaju gleby i jej własnościach fizycznych,
- 2) w odmiennym zasłonięciu horyzontu, co było następstwem położenia stanowisk na zboczu i na dnie doliny,
- 3) w niejednakowej odległości obu stanowisk od lasu,
- 4) w odmiennym kierunku i wielkości nachylenia terenu.

Niektóre własności fizyczne gleby na zboczu doliny

Warstwa gleby w cm	0—5	5—10	10—15	15—20
Ciepło właściwe suchej gleby (cal.g ⁻¹ .stop ⁻¹)	0,21		0,23	
Ciężar właściwy gleby (g.cm ⁻³)	2,68		2,70	
Ciężar objętościowy gleby (g.cm ⁻³)	1,70	1,76	1,93	1,72
Pojemność cieplna stałych części gleby (cal.cm ⁻³ .stop ⁻¹)	0,56		0,62	
Porowatość całkowita gleby (w % objętości gleby)	42	40	36	42
Zawartość części stałych gleby (w % objętości gleby)	58	60	64	58
Pojemność cieplna faktyczna części stałych gleby (cal.cm ⁻³ .stop ⁻¹)	0,32	0,34	0,40	0,36

Zróznicowanie wymienionych czynników, występujące pomiędzy obu stanowiskami, powodowało w konsekwencji zróznicowanie przebiegu procesu wymiany ciepła na powierzchni czynnej, determinując tym samym istnienie dwu odmiennych topoklimatów. Lokalizując stanowiska pomiarowe na zboczu i na dnie doliny Olszanki miano na względzie tę odmienność topoklimatu, którą niniejsza praca ma przedstawić w postaci struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA POGODY W OKRESIE BADAŃ TERENOWYCH

W okresie badań, w sierpniu roku 1963 pogoda kształtowała się pod wpływem cyrkulacji zachodniej. Duże zachmurzenie i towarzyszące mu opady przelotne wpłynęły na stosunkowo niskie wartości usłonecznienia (5—7 godz. dziennie). W okresie tym występowały silne wiatry, których prędkości dochodziły niekiedy do 17 m. sek⁻¹. Notowano dość częste, ale stosunkowo drobne opady przelotne deszczu i mżawki, których suma z całego okresu pomiarów wynosiła 50 mm. Po tych niewielkich opadach atmosferycznych wilgotność i porowatość gleby kształtowały się następująco: na dnie doliny średnia wilgotność warstwy gleby 0—20 cm stanowiła ok. 18%, a porowatość ok. 32% objętości gleby. Analogiczne wartości na zboczu wynosiły: wilgotność — ok. 9%, porowatość — ok. 31% objętości gleby. Zarówno wilgotność gleby, jak i jej porowatość ulegały w okresie badań znacznym zmianom zachodzącym z dnia na dzień. Bez zmian utrzymywał się natomiast poziom wody gruntowej; na dnie doliny występował on na niezmienniej głębokości ok. 50 cm, ale na zboczu, do głębokości 52 cm, nie stwierdzono zwierciadła wody gruntowej.

Średnie dobowe temperatury powietrza wynosiły ok. 15°; najwyższe dzienne temperatury powietrza wahały się od 20° do 25°, a temperatury minimalne spadały w czasie nocy do ok. 6°.

W okresie badań terenowych wilgotność względna powietrza w godzinach południowych wynosiła średnio ok. 65%.

Ogólne warunki pogodowe w sierpniu 1963 r. wpłynęły także na niskie wartości temperatury gruntu. W godzinach południowych wynosiły one w warstwie 0—5 cm średnio ok. 20°.

Sierpień roku 1964 był — w porównaniu z analogicznym miesiącem roku poprzedniego — dosyć chłodny. Średnia miesięczna temperatura powietrza wynosiła ok. 14°. W całym miesiącu pogoda kształtowała się pod wpływem cyrkulacji z sektora zachodniego (przewaga wiatrów o umiarkowanych prędkościach z kierunku SW), przy dużym zachmurzeniu nieba i wysokiej wilgotności powietrza. Na przełomie pierwszej i drugiej dekady sierpnia wystąpiły w południowo-zachodniej Polsce bardzo obfite deszcze, dając wysokie miesięczne sumy opadów (Wojcieszów — 227 mm). Po tych ulewach nastąpiło wezbranie rzek o charakterze powodziowym; objęło ono również Kaczawę i obszar jej zlewni. W okresie od 8 do 15 sierpnia stan wody w górskiej części dorzecza Kaczawy układał się w średniej strefie stanów wysokich. Podczas drugiej i trzeciej dekady sierpnia utrzymywał się wysoki stan wód gruntowych, wpływający na bardzo dużą wilgotność gleby. Natomiast jej temperatura była stosunkowo niska; średnia miesięczna temperatura warstwy gleby 0—5 cm wynosiła ok. 15°.

Zawartość wody i powietrza w glebie w okresie badań w sierpniu 1964 r. wynosiła na dnie doliny: wilgotność — ok. 34%, porowatość — ok. 16% objętości gleby.

Poziom wody gruntowej dopiero po 24 sierpnia spadł poniżej głębokości 50 cm.

Po okresie powodzi aż do ostatniej pentady sierpnia, utrzymywała się pogoda zmienna, z występującymi często burzami i opadami przelotnymi oraz dużym zachmurzeniem. Dopiero w ostatnich kilku dniach tego miesiąca nastąpiła poprawa pogody, pozwalająca na prowadzenie terenowych badań bilansu cieplnego powierzchni czynnej. W tym też czasie zanotowano dwa bezchmurne dni, jedyne w całym okresie, z którego pochodzi materiał obserwacyjny.

Na odrębną uwagę zasługują wartości pojemności cieplnej gleby na dnie doliny, stwierdzone w sierpniu 1964 r. (tab. 5). Według S.A. Sapoznikowej [61], wielkości tego rzędu są charakterystyczne dla gleb torfowych, w warunkach prawie całkowitego nasycenia ich wodą.

Tabela 5
Objętościowa pojemność cieplna gleby na dnie doliny. Wartości średnie z okresu 24—31 sierpnia 1964 r.

Warstwa gleby w cm	0—5	5—10	10—15	15—20	20—50
C_e (cal. cm ⁻³ · stop ⁻¹)	0,77	0,75	0,77	0,89	0,74

Na tak wysokie wartości C_o uzyskane w czasie badań polowych w 1964 r. wpłynęły głównie — o czym już była mowa uprzednio — duże opady atmosferyczne. Spowodowały one wysoką wilgotność gleby, która w całym badanym profilu stanowiła średnio ok. 70% porowatości całkowitej gleby.

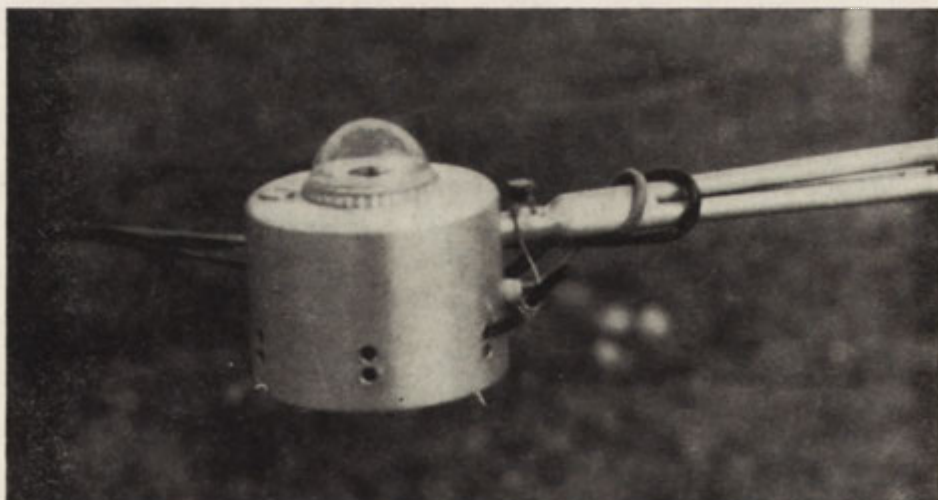
METODA BADAŃ TERENOWYCH, APARATURA POMIAROWA

Metoda badań terenowych polegała na określeniu wielkości poszczególnych składników bilansu cieplnego powierzchni czynnej, na co składały się bezpośrednio pomiary bilansu promieniowania, pomiary gradientowe wilgotności i temperatury powietrza, temperatury gleby oraz pomiary prędkości wiatru. Dodatkowo rejestrowano wielkość usłonecznienia, zachmurzenia i niektóre zjawiska meteorologiczne (rosę, mgłę, stan gruntu, czas wschodu i zachodu słońca).

W okresach od 4 do 26 VIII 1963 r. i 24—31 VIII 1964 r. obserwacje były wykonywane bez przerwy, co godzinę w ciągu doby. W każdym terminie obserwacyjnym powtarzano kilkakrotnie wszystkie pomiary według stałego schematu, aby eliminować w możliwie jak największym stopniu pewną przypadkowość wyników, nie dającą się zresztą wykluczyć przy zastosowanej metodzie pracy.

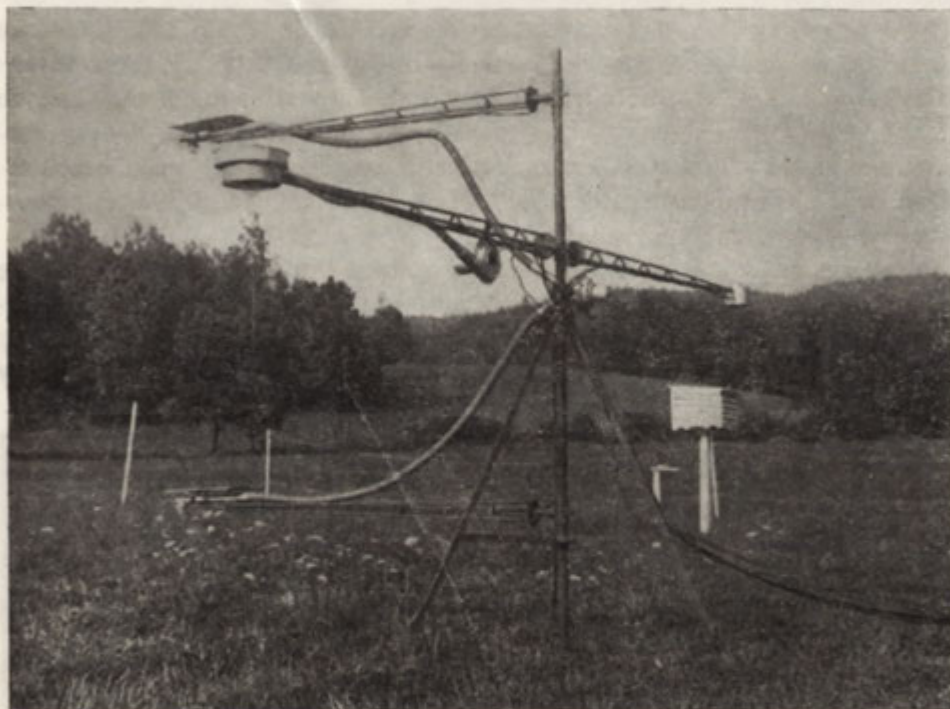
W czasie badań pobierano również próbki gleby w celu wyznaczenia jej wilgotności, a następnie — w celu określenia pojemności cieplnej gleby. Próbki te pobierano dwa razy dziennie, o godzinie 6.30 i 18.30, z odkrywek glebowych specjalnie w tym celu wykopanych.

Do pomiarów bilansu promieniowania zastosowano pyranometry zmontowane w Zakładzie Klimatologii Instytutu Geografii PAN. Jako receptory w tych pyra-



Ryc. 7. Pyranometr do pomiarów promieniowania
Pyranometer used for radiation measurements

nometrach zostały wykorzystane termoelektryczne termostosy Molla. Osadzono je w aluminiowych oprawach i zabezpieczono przed wiatrem i opadami atmosferycznymi kopułkami z lupolenu H (ryc. 7), przepuszczającymi promieniowanie w zakresie od $0,3\mu$ do 100μ (tzn. ultrafiolet, promieniowanie widzialne i podczerwień). Pyranometry te były umieszczone na maszcie, na wysokości 1,5 m nad powierzchnią gruntu (ryc. 8). Na każdej stacji znajdowały się dwa pyranometry. Jeden, skierowany receptorem ku zenitowi, pozwalał mierzyć promieniowanie padające z góry, drugi, skierowany receptorem ku powierzchni czynnej, mierzył promieniowanie przychodzące z dołu. Pyranometry były połączone



Ryc. 8. Maszt do pomiarów gradientowych temperatury powietrza i prężności pary wodnej oraz bilansu promieniowania

Pole used for measuring air temperature gradients and water vapour pressure, and radiation balance

z kompensacyjnymi układami mierniczymi, złożonymi z galwanometru zerowego, miliwoltomierza, potencjometru i źródła zasilania.

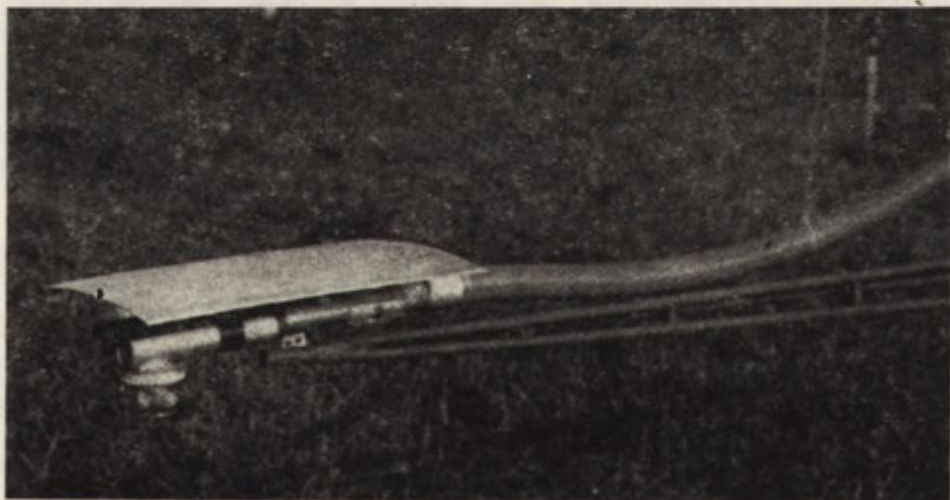
Po zakończeniu badań pyranometry zostały wywzorcowane metodą „słońce—cień” przez porównanie ich wyników z wynikami pochodzącymi z aktynometru Linke-Feussnera (firmy Kipp and Zonen), o numerze fabrycznym G-10-152. Następnie obliczono dla pyranometrów współczynniki przejścia. W braku możliwości oddzielnego wzorcowania dla długofalowego zakresu spektralnego ograniczono się w 1963 r. do jednego tylko współczynnika dla całej doby i obu zakresów. Ponieważ określone wzorcowaniem współczynniki pyranometrów nie

wykazywały wyraźnej zależności temperaturowej, przyjęto (w 1963 r.), w odniesieniu do każdego receptora, jedną wartość stałą dla całego okresu badań.

W 1964 r., stosując do pomiarów promieniowania — oprócz pyranometrów z kopułkami lupolenowymi — pyranometry nakryte kopułkami szklanymi (przeuszczalnymi dla długości fal w przedziale od $0,3\mu$ do 3μ), można było wyznaczyć oddzielnie wielkość promieniowania w obu jego zakresach. Po zakończeniu badań terenowych wszystkie pyranometry — analogicznie jak w 1963 r. — zostały wywzorcowane drogą porównania ich wskazań ze wskazaniami wspomnianego wyżej aktynometru Linke-Feussnera, przy czym współczynniki przejścia wyznaczono oddzielnie dla każdego z tych pyranometrów.

Psychrometry elektryczne używane w czasie badań w 1963 r. zostały również częściowo wykonane w Zakładzie Klimatologii Instytutu Geografii PAN. Wykorzystano do nich elektryczne termometry oporowe. Dwa takie termometry, z których jeden owinięty był batysem zwilżanym ze zbiorniczka z wodą, stanowiły psychrometr z naturalną wentylacją powietrzną. Aby uchronić termometry przed bezpośrednim działaniem promieni słonecznych zastosowano ekrany zacieniające, przesuwane na odpowiednich prowadnicach.

Nieco inaczej wyglądały psychrometry z aspiracją elektryczną używane w czasie badań w 1964 r. Jako podstawa służyły w nich — te same co i w 1963 r. — elektryczne termometry oporowe. Przez skonstruowanie wokół nich specjalnej obudowy (ryc. 9) można było wprowadzić sztuczny przepływ powietrza wzdłuż czujników

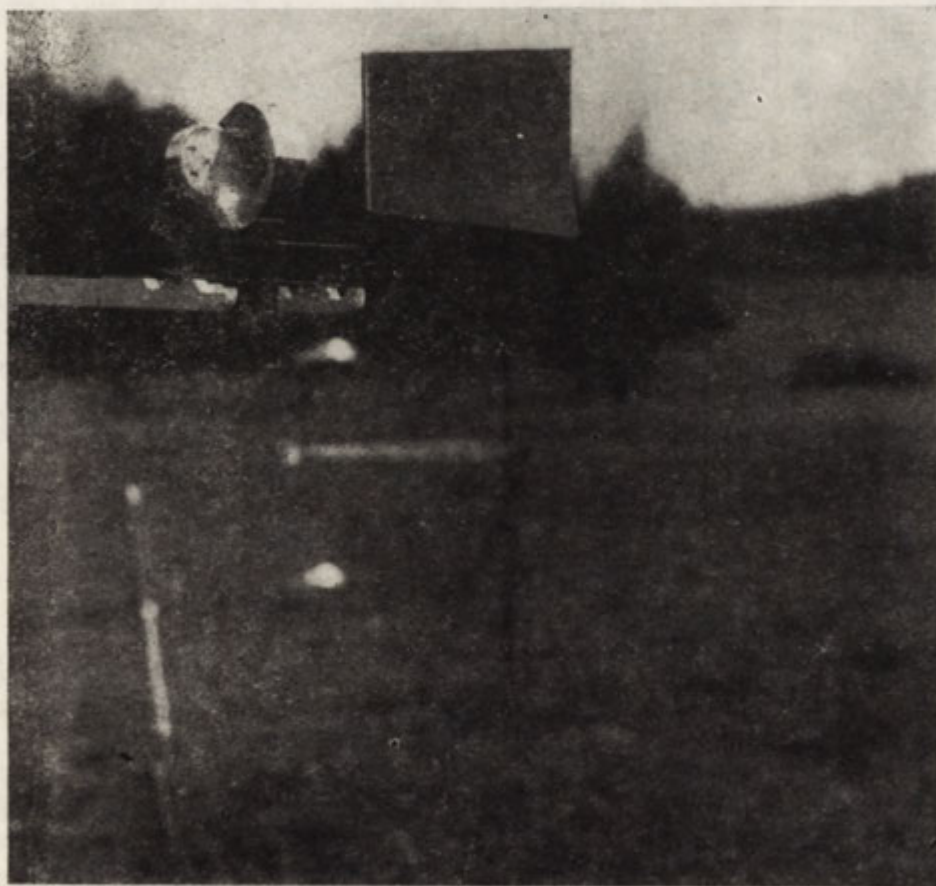


Ryc. 9. Psychrometr elektryczny ze sztuczną wentylacją
Electric psychrometer artificially aired

termometrów ze stałą prędkością, wynoszącą ok. 2 m. sek^{-1} . System wentylacji uruchomiono zdalnie, na 10 min. przed każdym pomiarem. Psychrometry te zostały również w odpowiedni sposób zabezpieczone daszkami antyradiacyjnymi, służącymi równocześnie jako ochrona przed opadem atmosferycznym.

Na obu stanowiskach znajdowały się po dwa psychrometry umieszczone na maszcie (ryc. 8); jeden znajdował się na wysokości 0,5 m nad gruntem, drugi umieszczony był nad nim na wysokości 2,0 m. Psychrometry były połączone z miernikiem, który stanowił adaptowany dla celów pomiaru temperatury równoważony mostek Wheatstone'a. Przy pomocy tego miernika wykonywano także odczyty temperatury gleby, również mierzonej elektrycznymi termometrami oporowymi.

Do pomiarów prędkości wiatru użyto anemometrów skrzydełkowych, a to z tej przyczyny, iż cechuje je duża dokładność pomiaru i stosunkowo wysoka czułość. Stwarzało to możliwości pomiaru wiatru o prędkościach mniejszych od $0,5 \text{ m} \cdot \text{sek}^{-1}$. Aby uniknąć jednak fałszywych wskazań, które powstają przy zmiennych kierunkach wiatru (jak wiadomo, anemometry skrzydełkowe służą do pomiaru jednokierunkowego ruchu powietrza w tunelu aerodynamicznym), do wiatromierzy założono stery kierunkowe (ryc. 10). Dodatkowe, proste urządzenie ele-



Ryc. 10. Anemometr skrzydełkowy ze sterem kierunkowym
Vaned anemometer with automatic wind direction rudder

ktromagnetyczne pozwalało na równoczesne uruchamianie liczników wiatromierzy. Anemometry założono na wysokości 0,5 i 2,0 m nad powierzchnią ziemi.

Należy zwrócić uwagę, że na obydwu stanowiskach znajdowała się jednakowa aparatura pomiarowa i pomocnicza.

Niezależnie od obserwacji cogodzinnych, w terminach klimatologicznych (7.56, 13.56, 21.56) wykonywano kontrolne pomiary temperatury powietrza, wilgotności, temperatury gleby i prędkości wiatru przy pomocy aparatury stosowanej powszechnie na sieci stacji meteorologicznych PIHM.

METODA OPRACOWANIA MATERIAŁÓW OBSERWACYJNYCH

Badania terenowe miały za zadanie określić wielkości liczbowe poszczególnych składowych w równaniu bilansu cieplnego. Równanie to przedstawia algebraiczną sumę ciepła, jaką powierzchnia czynna w każdym momencie otrzymuje i oddaje w postaci różnych form wymiany energii (promieniowania, przewodzenia i konwekcji). Ma ono następującą postać ogólną:

$$R + B + P + E = 0, \quad (1)$$

gdzie: R — wymiana ciepła drogą promieniowania (tak zwany bilans promieniowania),

B — wymiana ciepła drogą przewodzenia molekularnego (tak zwana wymiana ciepła z podłożem),

P — turbulencyjna wymiana z atmosferą ciepła odczuwalnego (jawnego), związanego z procesem konwekcji,

E — turbulencyjna wymiana z atmosferą ciepła utajonego, związanego z procesem parowania i kondensacji.

W rozwiniętej postaci analitycznej równanie bilansu cieplnego wygląda następująco:

$$R_B + R_D + R_A + R_O + R_Z + B + P + E = 0, \quad (2)$$

gdzie: R_B — promieniowanie słoneczne bezpośrednie,

R_D — promieniowanie słoneczne rozproszone,

R_A — promieniowanie zwrotne atmosfery,

R_O — krótkofalowe promieniowanie odbite od powierzchni czynnej,

R_Z — długofalowe promieniowanie powierzchni czynnej i odbita od niej część promieniowania zwrotnego R_A .

Z równania (2) wynika, że w obliczeniach bilansu energii na powierzchni czynnej nie uwzględniono pewnych ilości ciepła, które powierzchnia ta otrzymuje bądź też oddaje drogą opadów atmosferycznych, procesów chemicznych i biologicznych (fotosyntezy) oraz nagrzewania i ochładzania masy roślinnej. Te formy wymiany energii przyjmują zazwyczaj niewielkie wartości, w związku z czym na ogół są one pomijane w obliczeniach bilansu.

Jak już wspomniano na wstępie, bilans promieniowania został wyznaczony pomiarami bezpośrednimi. W ten sam sposób określono wymianę ciepła z podłożem B , natomiast wielkości turbulencyjnego strumienia ciepła P i E obliczono metodami pośrednimi, w oparciu o odpowiednie założenia teoretyczne i wzory empiryczne, ustalone przez różnych autorów [9, 13, 38, 58, 68, 73].

Wstępny etap opracowania materiałów polegał na określeniu — na podstawie wyników pomiarów terenowych — wielkości szeregu różnych parametrów fizycznych przypowierzchniowych warstw atmosfery i gleby (ΔT , Δe , Δu , C_o , wilgotności i porowatości gleby). Wielkości te wchodziły do wzorów obliczeniowych, przedstawionych w dalszej części pracy. Końcowy etap miał na celu wyznaczenie kierunku (względem powierzchni czynnej) i średnich chwilowych ilości energii, jaka w postaci różnych form wymiany przepływa w ciągu minuty przez 1 cm^2 powierzchni naturalnej.

Kierunek strumienia ciepła względem powierzchni czynnej oznaczają używane w niniejszym opracowaniu określenia: „wartości dodatnie” lub „wartości ujemne”. Ogólnie przyjęto, że „wartości dodatnie” oznaczają strumień ciepła skierowany ku powierzchni czynnej (z głębszych warstw gleby i z atmosfery), a „wartości ujemne” — strumień skierowany od tej powierzchni w głąb gleby i wwyż do atmosfery.

Konieczne jest też wyjaśnienie odnośnie do używanego dalej określenia: „ciepło utajone”, czy też „wielkość ciepła utajonego”. Otóż mówiąc o „wielkości ciepła utajonego” w pracy posłużono się, w braku odpowiedniejszego terminu, pewnym skrótom umownym, zastępującym zbyt opisową i przez to niewygodną formę na oznaczenie ogólnej ilości energii zużytej na wyparowanie określonej ilości wody. Skrót ten oznacza zatem i l o c z y n powstały z pomnożenia ilości faktycznie wyparowanej wody przez wielkość utajonego ciepła parowania.

Poniżej przedstawiono sposoby, jakimi posłużono się w opracowaniu, w celu wyznaczenia poszczególnych wielkości w równaniu bilansu cieplnego powierzchni czynnej.

WYZNACZENIE WIELKOŚCI BILANSU PROMIENIOWANIA (R)

Bilans promieniowania R , składający się ze strumieni promieniowania krótko- i długofalowego:

$$R = R_k + R_d,$$

został obliczony z różnicy wskazań pyranometru skierowanego receptorem ku atmosferze i pyranometru zwróconego receptorem ku powierzchni czynnej:

$$R = R \uparrow - R \downarrow.$$

Pyranometr skierowany ku zenitowi mierzył w ciągu dnia krótkofalowe pro-

mieniowanie bezpośrednie (R_B) i rozproszone (R_D) oraz długofalowe promieniowanie zwrotne atmosfery (R_A):

$$R = R_B + R_D + R_A,$$

zaś w ciągu nocy — tylko strumień R_A .

Receptor pyranometru dolnego wskazywał w ciągu dnia krótkofalowe promieniowanie odbite od powierzchni czynnej (R_O) i długofalowe promieniowanie powierzchni czynnej wraz z odbitą od niej częścią promieniowania zwrotnego (R_Z):

$$R = R_O + R_Z,$$

a w okresie nocy — tylko strumień R_Z .

Tym sposobem bilans promieniowania R dla okresu godzin dziennych określało następujące równanie:

$$R = R \uparrow - R \downarrow = (R_B + R_D + R_A) - (R_Z + R_O), \quad (3)$$

natomiast w okresie godzin nocnych równanie bilansu promieniowania przyjmowało postać:

$$R = R \uparrow - R \downarrow = R_A - R_Z. \quad (4)$$

Równania (3) i (4) były podstawą dla wyznaczenia średnich wartości chwilowych bilansu promieniowania R .

WYZNACZENIE WIELKOŚCI WYMIANY CIEPŁA Z PODŁOŻEM (B)

Obliczenie wielkości wymiany ciepła z podłożem oparto o jedną z metod pośrednich, uwzględniającą wielkość zmian objętościowej pojemności cieplnej gleby i przyrostu jej temperatury w jednostce czasu:

$$\overline{B} = \frac{1}{\tau} \cdot \int_{z=0}^{z=z} \cdot C_p \cdot \overline{\Delta T} \cdot dz, \quad (5)$$

gdzie: C — ciepło właściwe gleby,

ρ — ciężar właściwy gleby,

ΔT — średni z okresu czasu τ przyrost temperatury gleby T w warstwie z , przy czym $\Delta T = T(z, t_2) - T(z, t_1)$.

Przy pomocy wzoru (5) wyznaczono średnie dla godzinowych interwałów czasowych wielkości strumienia ciepła w glebie B , zakładając, że cała wymiana

ciepła odbywa się wyłącznie w kierunku pionowym, tzn. poprzez górną powierzchnię gleby.

Wchodzący w skład równania (5) współczynnik objętościowej pojemności cieplnej gleby C_ρ wyznaczono jako średnią ważoną wartość pojemności cieplnej wszystkich składowych części gleby, to znaczy wody (W), powietrza (V) i części stałych (S):

$$C_\rho = C_{\rho W} + C_{\rho V} + C_{\rho S}. \quad (6)$$

Wyszczególnione wyżej fizyczne parametry gleby wyznaczono na Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN w Wojcieszowie, przy czym wilgotność gleby określono metodą suszarkową.

Wartości średniego przyrostu temperatury gleby $\overline{\Delta T}$ określono z prostej zależności:

$$\overline{\Delta T} = \frac{T_{h_0}(t_1, t_2) + T_{h_1}(t_1, t_2)}{2}, \quad (7)$$

gdzie: h_0 i h_1 — głębokość pomiaru temperatury gleby,
 t_1 i t_2 — terminy pomiaru temperatury gleby.

Podczas prac polowych wykonywanych w 1963 r. pomiary temperatury i wilgotności gleby prowadzono tylko w warstwie do głębokości 20 cm. Na podstawie zebranego materiału można więc było określić wielkość wymiany ciepła z podłożem w powierzchniowej, dwudziestocentymetrowej warstwie gleby. Wiadome jednak było, na podstawie wyników badań zorganizowanych w dolinie Olszanki w latach 1961—1962 [62, 64, 65], że wyraźne dobowe zmiany temperatury gleby na tym obszarze sięgają zwykle, w okresie lata, do poziomu ok. 50 cm, w związku z czym obliczenia wymiany ciepła z podłożem powinny obejmować pięćdziesięciocentymetrową warstwę gleby. Przeprowadzono je w ten sposób, że w oparciu o pomierzone w 1964 r. temperaturę i wilgotność gleby w profilu 0—50 cm, wyznaczono procentowy udział wymiany ciepła w warstwie 20—50 cm w stosunku do wymiany ciepła w warstwie 0—20 cm. Na tej podstawie określono następnie średnie wartości poprawek, jakie należało wprowadzić do wielkości strumienia B wyliczonych dla sierpnia 1963 r. Poprawki te obliczono oddzielnie dla każdej godziny doby.

Ostatecznie wielkość wymiany ciepła z podłożem B , dla okresu pomiarów w sierpniu 1964 r. obliczono w oparciu o równanie (5) i (7), które w postaci analitycznej wygląda następująco:

$$\begin{aligned} \overline{B}(t) = \frac{1}{t} \cdot & \left[\left(C_{\rho 0-5} \cdot z_{0-5} \cdot \frac{\overline{\Delta T}_0 + \overline{\Delta T}_5}{2} \right) + \left(C_{\rho 5-10} \cdot z_{5-10} \cdot \frac{\overline{\Delta T}_5 + \overline{\Delta T}_{10}}{2} \right) + \right. \\ & + \left(C_{\rho 10-15} \cdot z_{10-15} \cdot \frac{\overline{\Delta T}_{10} + \overline{\Delta T}_{15}}{2} \right) + \left(C_{\rho 15-20} \cdot z_{15-20} \cdot \frac{\overline{\Delta T}_{15} + \overline{\Delta T}_{20}}{2} \right) + \\ & \left. + \left(C_{\rho 20-50} \cdot z_{20-50} \cdot \frac{\overline{\Delta T}_{20} + \overline{\Delta T}_{50}}{2} \right) \right]. \quad (8) \end{aligned}$$

Wyznaczenie wielkości strumienia ciepła B dla okresu pomiarów w 1963 r. również oparto na przedstawionej powyżej zależności, z tą jednakże różnicą, że ostatni człon w prawej części równania (8) zastąpiono odpowiednią poprawką.

WYZNACZENIE WIELKOŚCI TURBULENCYJNEGO STRUMIENIA CIEPŁA I WILGOCI (P i E)

Określenie ilości energii przenoszonej między powierzchnią czynną a atmosferą drogą wymiany turbulencyjnej nie jest rzeczą łatwą z uwagi na jednoczesne oddziaływanie takich czynników, jak energia cieplna powierzchni czynnej i atmosfery, zdolność sorpcyjna powietrza względem pary wodnej, ilość wody na efektywnie parującej powierzchni czynnej, gradient prędkości pionowej i poziomej powietrza, gęstość powietrza nad powierzchnią czynną i pojemność cieplna powietrza.

Bezpośrednie wyznaczenie turbulencyjnego strumienia ciepła P na przykład przy pomocy metody k o r e l a c y j n e j wymaga pomiaru chwilowych odchyżeń (pulsacji) pionowych prędkości wiatru i temperatury powietrza na określonej wysokości od wartości średnich. Pomiaru takie, wykonywane przy pomocy przyrządów o małej bezwładności, w warunkach terenowych są bardzo trudne do przeprowadzenia i w praktyce metoda bezpośrednich pomiarów turbulencyjnego strumienia ciepła nie znajduje szerszego zastosowania [52].

Aby więc wyznaczyć wielkość liczbową tej składowej bilansu cieplnego powierzchni czynnej, sięgnięto w niniejszej pracy do metod pośrednich: metody bilansu cieplnego — tzw. m e t o d y B o w e n a [9] i metody wywodzącej się z teorii dyfuzji turbulencyjnej — tzw. m e t o d y g r a d i e n t o w e j [73].

Pierwotnym zamierzeniem niniejszego opracowania było określenie wielkości P i E obiema wymienionymi metodami oraz porównanie między sobą uzyskanych rezultatów. W trakcie wstępnych obliczeń strumieni P i E metodą gradientową i metodą bilansu cieplnego okazało się, że obie metody dały różne wyniki, przy czym metoda gradientowa, w zależności od sposobu wyznaczenia współczynnika wymiany turbulencyjnej (K) dawała bardzo zróżnicowane wartości. Ilustracją tego są dane zawarte w tab. 6.

Tabela 6

Wartości strumieni P i E ($\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$) obliczone różnymi sposobami (objaśnienie patrz w tekście). Przykłady z kilku różnych terminów obserwacyjnych w sierpniu 1963 r.

Data (godzina)	Metoda gradientowa				Metoda Bowena	
	P_1	E_1	P_2	E_2	P_3	E_3
5 sierpnia (13.00)	+0,005	+0,005	+0,024	+0,044	-0,172	-0,319
7 sierpnia (14.00)	+0,085	-4,504	+1,150	-61,072	+0,006	-0,325
17 sierpnia (24.00)	+0,004	+0,010	+0,109	+0,304	+0,002	+0,006
20 sierpnia (20.00)	+0,079	0,000	+0,398	0,000	-0,016	0,000

Cytowane w powyższej tabeli wartości strumieni P_1 , P_2 i E_1 , E_2 wyznaczono przy pomocy wyprowadzonych przez M. P. T i m o f i e j e w a 1951 [73] wzorów empirycznych:

$$P = C_p \cdot \rho \cdot K_T \cdot \frac{\delta T}{\delta z} \quad (9)$$

$$E = C \cdot \rho \cdot K_e \cdot \frac{\delta e}{\delta z} \quad (10)$$

gdzie: C — ciepło właściwe powietrza przy stałym ciśnieniu p ,
 ρ — gęstość powietrza,
 T — temperatura powietrza,
 e — prężność pary wodnej,
 K_T i K_e — współczynniki turbulencyjnego przenoszenia ciepła i wilgoci, zwane także współczynnikami wymiany turbulencyjnej.

Występujące we wzorach (9) i (10) pionowe gradienty temperatury powietrza i wilgotności $\left(\frac{\delta T}{\delta z} \text{ i } \frac{\delta e}{\delta z}\right)$ zastąpiono skończonymi przyrostami tych wielkości (ΔT i Δe); równocześnie założono, że współczynniki wymiany turbulencyjnej ciepła (K_T) i wilgoci (K_e) są sobie równe ($K_T = K_e = K$).

Jak wiadomo, współczynniki te mogą być wyznaczane różnie; według N. P. R u s i n a, 1954 [59]:

$$K_{Ru} = 0,104 \cdot \Delta u \cdot \left(1 + 1,38 \frac{\Delta T}{\Delta u^2}\right) \quad (11)$$

natomiast M. P. T i m o f i e j e w, 1951 [73], podaje zależność:

$$K_{Ti} = \frac{0,16 u_1}{\ln \frac{z_1}{z_{oo}}} \cdot \left(1 + 7,5 \frac{\Delta T}{u_1^2}\right) \quad (12)$$

gdzie: Δu — różnica prędkości wiatru między poziomem 0,5 i 2,0 m,
 u_1 — średnia prędkość wiatru w warstwie 0,5—2,0 m, liczbowe znaczenie wskaźnika szorstkości podłoża przyjęto za równe $z_{oo} = 2$ (dla trawy o wysokości ok. 15 cm), co odpowiada ilorazowi $\frac{1}{\ln \frac{1}{z_{oo}}} = 0,26$.

W pracy użyto obu sposobów obliczenia wielkości liczbowej współczynników wymiany turbulencyjnej K . Wskutek tego otrzymano dwie pary poszukiwanych wartości: P_1 i E_1 — gdzie znajduje się K_{Ru} , oraz P_2 i E_2 — gdzie wprowadzono K_{Ti} .

Wartości liczbowe dla strumieni P_3 i E_3 otrzymano metodą Bowena:

$$P = \frac{R + B}{1 + 1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}}, \quad (13)$$

$$E = \frac{R + B}{1 + 0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}}. \quad (14)$$

Z rezultatów obliczeń porównawczych P_1, P_2, P_3, E_1, E_2 i E_3 , przedstawionych w tab. 6, wynika, że stosując różne wzory w celu wyznaczenia ilości ciepła P i E otrzymuje się w efekcie ogromne różnice w bezwzględnych wielkościach tych strumieni.

Wyniki obliczeń wartości P_1, P_2 i E_1, E_2 budzą pewne wątpliwości. I tak na przykład w dniu 7 VIII 1963 r. o godzinie 14.00 różnica w wartościach bezwzględnych tych strumieni była tak duża, iż — nie bacząc na wielkość P_3 obliczoną metodą Bowena — obydwaj wyniki wydają się mało prawdopodobne.

Wątpliwe wydaje się też, aby w dniu 5 VIII 1963 r. ok. godziny 13.00 (przy zachmurzeniu $N = 80\%$, prędkości wiatru $u = 0,9$ m.sek⁻¹, temperaturze powietrza $T_{2,0} = 22,4^\circ$, temperaturze powierzchni gleby $T_0 = 27,6^\circ$, bilansie promieniowania $R = -0,23$ cal.cm⁻².min⁻¹) mogła wystąpić kondensacja pary wodnej, co wynikałoby ze znaków znajdujących się przy wartościach strumieni E_1 i E_2 .

Niewątpliwie główną przyczyną uzyskania tak różnych wyników dla strumieni P i E tkwi w zbyt małej precyzji pomiarów prędkości wiatru, na podstawie których wyznaczono współczynnik wymiany turbulencyjnej K . Stosując ten współczynnik w metodzie gradientowej otrzymywano stale, dla wszystkich terminów obserwacyjnych, znaczny błąd, który ponadto nie był — jak wykazały obliczenia — jednakowy w przebiegu dobowym. Fakt ten wskazywał na konieczność zastosowania w niniejszej pracy metody bilansu cieplnego, jako jedyne go sposobu określenia wielkości turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci między powierzchnią czynną a atmosferą.

Jednakże wykonując obliczenia metodą Bowena stwierdzono, że w większości przypadków, szczególnie na dnie doliny, wyznaczenie składowych P i E w oparciu o tę metodę również dawało wyniki budzące zastrzeżenia.

W związku z otrzymanymi rezultatami należy zaznaczyć, iż niektórzy autorzy [52, 55, 68] są zdania, że metoda bilansu cieplnego też jest zawodna. Jej uniwersalność, wynikająca z ogólnych założeń, przekreślają bowiem pewne warunki graniczne. Zacytujmy dla przykładu [55], że metoda ta zawodzi, gdy $(R - B) < 0,10$ cal.cm⁻².min⁻¹ oraz gdy przy różnoimiennych znakach ΔT i Δe nie jest, między innymi, spełniony warunek:

$$a) \left(0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e} \right) < 1 \quad \text{i} \quad \left(1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T} \right) > 1, \quad \text{gdy} \quad \Delta T < 0 \quad \text{i} \quad \Delta e > 0,$$

$$b) \left(0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}\right) > 1 \text{ i } \left(1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}\right) < 1, \text{ gdy } \Delta T > 0 \text{ i } \Delta e < 0,$$

to znaczy na przykład przy $E \rightarrow \infty$, gdy $\gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} \rightarrow -1$.

Sytuacja taka zachodzi w przypadku nieznacznie różniących się między sobą bezwzględnych wielkości strumieni P i E , lecz skierowanych przeciwnie — w tym samym czasie — w stosunku do powierzchni czynnej.

Jak się okazało, dla większości wszystkich nocnych terminów obserwacyjnych nie był zachowany warunek $(R-B) > 0,10 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$, w związku z czym, w myśl wskazań cytowanych wyżej autorów, nie można było dla tego okresu stosować metody Bowena (tab. 7), jako sposobu wyznaczenia strumieni P i E .

Tabela 7

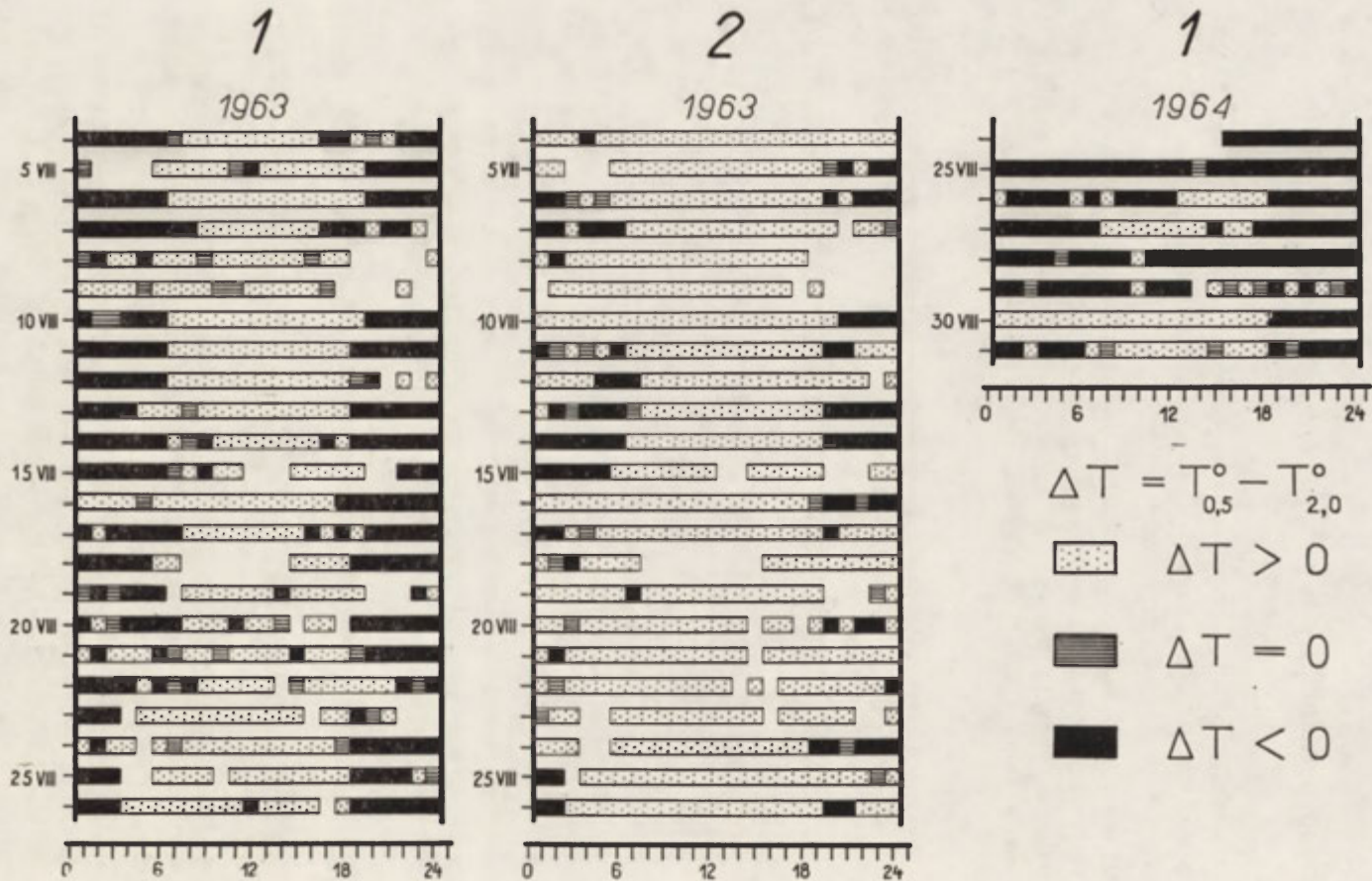
Występowanie prawdopodobnych (znak „plus”) i błędnych (znak „minus”) wartości strumieni P i E , wyznaczonych metodą Bowena. Przykład z dnia 6 VIII 1963 r.

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Dno doliny	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+
Zbocze doliny	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+	+
Godzina	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Dno doliny	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Zbocze doliny	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—

Jednakże poza powyższymi zdarzały się i takie sytuacje, kiedy różnica $(R - B)$ spełniała warunki stosowalności metody, a mimo to wyznaczone liczbowe wartości P i E były mało prawdopodobne. Wyniki te wskazywały na jeszcze inne, niż wspomniane wyżej, źródła możliwych błędów.

Nie wdając się tutaj w obszerną dyskusję powyższego zagadnienia wskażemy, że jedną z wielu możliwych przyczyn dających błędne wyniki wartości P i E są niewątpliwie mało dokładnie wyznaczone wartości ΔT i Δe . Można to uzasadnić następująco.

Po pierwsze, w godzinach nocnych górna powierzchnia niskiej inwersji termicznej, utrzymująca się na przykład na wysokości pomiędzy 0,5 a 2,0 m, w ogóle mogła być nie ujęta pomiarami temperatury i wilgotności powietrza, jakie wykonywano na tych dwóch poziomach. W przypadku występowania takiej inwersji pomiary gradientowe nie oddawały więc faktycznych warunków fizycznych panujących w przypowierzchniowej warstwie atmosfery, przez co i wielkość turbulencyjnego strumienia ciepła mogła być wyznaczona fałszywie. Jak zaś wykazały wcześniejsze badania przeprowadzone w okolicach Wojcieszowa [63],



Ryc. 11. Rozkład dobowy pionowej różnicy temperatury powietrza ΔT na dnie doliny (1) i na zboczu (2)
 Diurnal distribution of vertical air temperature changes ΔT on valley floor (1) and valley slope (2)

właśnie tego typu inwersje niskie są tam, w okresie lata, zjawiskiem bardzo częstym (ryc. 11).

Po wtóre, dokładność używanych w czasie badań termometrów (maksymalny błąd wskazań $\sigma \leq 0,3^\circ$) mógł być przyczyną zbyt małej precyzji pomiaru, zarówno temperatury jak i prężności pary wodnej. Wyznaczenie tej ostatniej, szczególnie w sytuacji gdy $\Delta e < 0$, jest praktycznie zamierzeniem bardzo trudnym. Niezależnie od powyższej przyczyny mógł także mieć miejsce błąd w wyznaczeniu wartości prężności pary wodnej e , (dla okresu badań w 1963 r.), wynikający ze sposobu obliczenia tej wielkości jako funkcji temperatury, ciśnienia i prędkości wiatru. Suma błęd pomiaru wszystkich tych poszczególnych elementów niewątpliwie zmniejszyła stopień dokładności obliczeń strumieni energii P i E .

Z uwagi na powyższe okoliczności można przypuszczać, iż razem były one przyczyną powodującą błąd z n a k u, który określał k i e r u n e k strumieni ciepła i wilgoci względem powierzchni czynnej.

Uwzględniając wszystkie poruszone w tym rozdziale zagadnienia, postanowiono traktować turbulencyjną wymianę ciepła P i wilgoci E jako jedną składową w równaniu bilansu ciepła ($P + E$).

Ostateczna więc postać wzoru, według którego wyznaczono sumarycznie ujmowaną wielkość ($P + E$), jest następująca:

$$(P + E) = -(R + B). \quad (15)$$

PRZEBIEG DOBOWY POSZCZEGÓLNYCH SKŁADOWYCH BILANSU CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ NA DNIE I ZBOCZU DOLINY

W tej części pracy zostaną przedstawione wyniki badań w postaci dobowych przebiegów bilansu promieniowania R , wymiany ciepła z podłożem B i wymiany turbulencyjnej ciepła i wilgoci ($P + E$) między powierzchnią czynną a przylegającą do niej warstwą atmosfery.

Dobowe przebiegi wszystkich składowych bilansu cieplnego opierają się na wynikach pomiarów pochodzących z 24 codziennych terminów obserwacji i przykładowo ilustrują je ryc. 12—22, 26, 27, 41—46 i 49. Na diagramach znajdujących się na dole rycin przedstawiono strukturę bilansu ciepła na powierzchni czynnej. Miejsca niezakreskowane na diagramach oznaczają brak danych liczbowych na skutek występowania opadu atmosferycznego.

Aby możliwie najszerzej przeanalizować oddziaływanie podłoża na kształtowanie się bilansu cieplnego, przebiegi dobowe poszczególnych jego składowych zostaną omówione oddzielnie, na przykładzie obrazu przedstawiającego wartości średnie za okres od 4 do 26 VIII 1963 r. Analiza wartości średnich może budzić pewne zastrzeżenia. Usprawiedliwiają ją mniej więcej jednakowe warunki me-

teorologiczne, zaistniałe podczas całego okresu wykonywania pomiarów. Ponadto tak ujęta analiza pozwoliła na określenie pewnych osobliwości przebiegu dobowego bilansu ciepła na powierzchni czynnej, osobliwości, które w poszczególnych dniach albo nie przejawiały się wcale, albo występowały w terminach przypadkowych.

Obraz przebiegu wartości średnich zostanie jednocześnie uzupełniony przykładami ilustrowanymi przez pewne charakterystyczne układy strumieni R , B i $(P+E)$, występujące w poszczególnych dniach w okresie badań w latach 1963 i 1964.

PRZEBIEG DOBOWY BILANSU PROMIENIOWANIA (R) NA DNIE I NA ZBOCZU DOLINY

Średnie godzinowe wartości bilansu promieniowania z okresu pomiarów w 1963 r. wykazują — na obu stanowiskach — pewne różnice między odpowiadającymi sobie wielkościami (tab. 8, ryc. 12).

Tabela 8

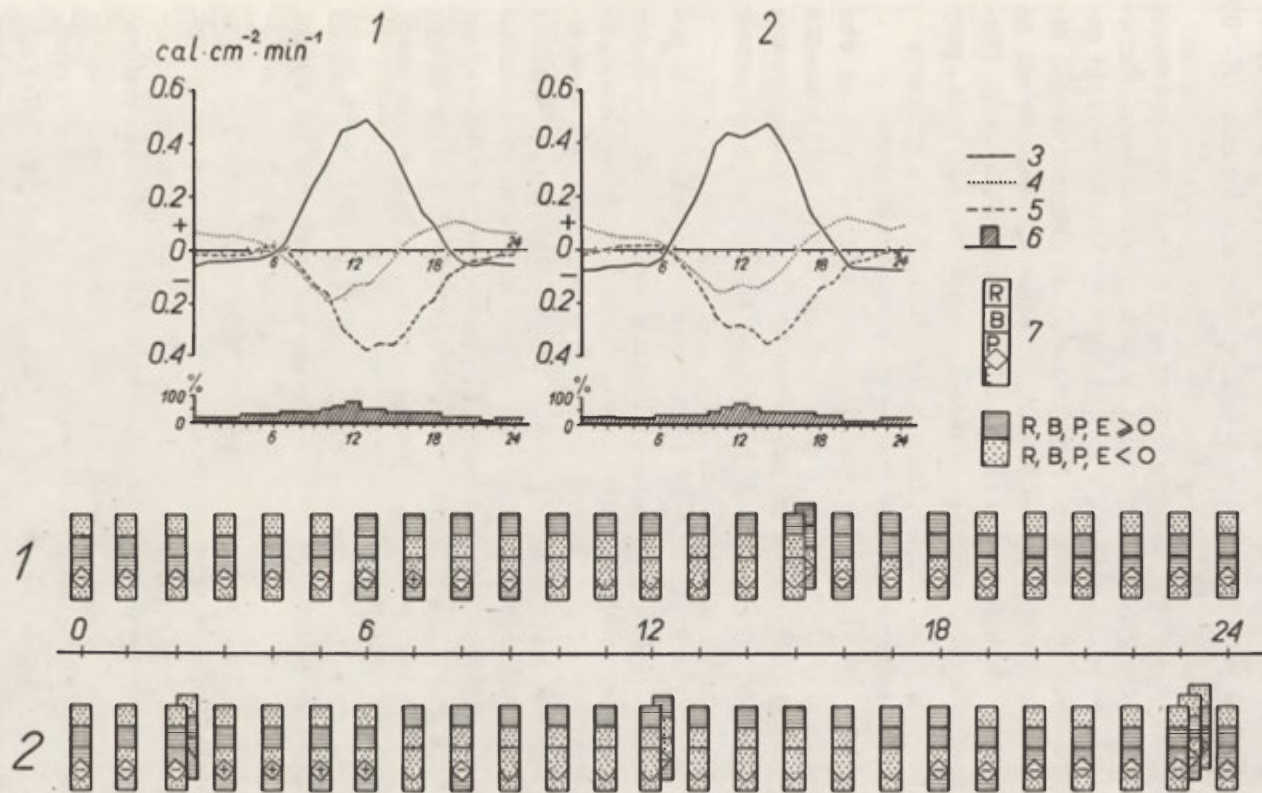
Bilans promieniowania R ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) na dnie i zboczu doliny. Wartości średnie godzinowe z okresu 4—26 VIII 1963 r.

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
Dno doliny	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03	-0,03	-0,01	0,03	0,14
Zbocze doliny	-0,07	-0,06	-0,06	-0,06	-0,06	-0,02	0,04	0,14
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
Dno doliny	0,26	0,34	0,46	0,47	0,49	0,43	0,37	0,27
Zbocze doliny	0,25	0,40	0,44	0,42	0,44	0,48	0,40	0,29
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
Dno doliny	0,15	0,10	0,01	-0,04	-0,06	-0,05	-0,05	-0,06
Zbocze doliny	0,15	0,07	0,01	-0,06	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07

Różnice te wyraziły się przede wszystkim:

- w bezwzględnych wielkościach bilansu promieniowania,
- w kształcie krzywej jego przebiegu dobowego,
- w terminach, w których występowały ekstremalne wartości dobowe,
- w długości okresu z dodatnim i ujemnym bilansem promieniowania,
- w terminach przejścia bilansu promieniowania przez punkt zerowy.

Z ryc. 12 wynika, że kształt krzywej przebiegu dobowego bilansu promieniowania na dnie doliny był prawie symetryczny. Po szybkim przedpołudniowym przyroście wartości bilansu promieniowania jego najwyższe dzienne wielkości ($+0,50 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) notowano około godziny 13.00, po czym następował równie szybki spadek, aż do momentu wystąpienia najniższych wartości



Ryc. 12. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2). Wartości średnie z okresu 4—26 VIII 1963 r.; 3 — bilans promieniowania R , 4 — wymiana ciepła z podłożem B , 5 — turbulencyjna wymiana ciepła i wilgoci $P+E$, 6 — zachmurzenie, 7 — struktura bilansu

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2). Given are mean values for period from Aug. 4 to 26, 1963; 3 — radiation balance R , 4 — heat exchange with underlying surface B , 5 — turbulent exchange of heat and humidity $P+E$, 6 — cloud, 7 — structure of balance

ujemnych ($-0,06 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$), co miało miejsce około godziny 21.00 i 24.00.

Poranne przejście bilansu promieniowania przez zero następowało około godziny 6.00 czasu lokalnego, a wieczorne — w parę minut po godzinie 19.00. Tym samym długość okresu z dodatnim bilansem promieniowania ($R > 0$) wynosiła ok. 13 godz.

Na zboczu doliny krzywa dobowego przebiegu bilansu promieniowania miała kształt asymetryczny, z dwoma wyraźnie zaznaczonymi maksimumami. Pierwsze występowało około godziny 11.00, a drugie, znacznie większe — około godziny 14.00 ($+0,48 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$). Najniższa dobowo ujemna wartość bilansu promieniowania ($-0,07 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$), nieznacznie większa niż na dnie doliny, również była notowana w okresie od godziny 21.00 do 24.00. Długość okresu z dodatnim bilansem promieniowania wynosiła ok. $12\frac{1}{2}$ godz., przy czym poranne przejście przez zero wypadło około godziny 6.30, a wieczorne — identycznie jak na stanowisku pierwszym — tuż po godzinie 19.00.

Analizując szczegółowo przebieg dobowy bilansu promieniowania na obu stanowiskach należy zwrócić uwagę, że w godzinach od 7.00 do 9.00 bilans ten nie wykazywał praktycznie żadnych różnic, mimo że wartości promieniowania dochodzącego z góry ($R \downarrow$) i z dołu ($R \uparrow$) kształtowały się nieco odmiennie (tab. 9).

Na zboczu doliny promieniowanie krótko- i długofalowe dochodzące do powierzchni czynnej z góry ($R \downarrow$), zarówno jak i promieniowanie krótko- i długofalowe skierowane od powierzchni czynnej do góry ($R \uparrow$) było w swych wartościach bezwzględnych wyższe niż na dnie doliny. Przyczyna tego była następująca. Mniejsze zasłonięcie horyzontu na zboczu wpływało na wyższe wartości promieniowania dochodzącego z góry, jednak większe nachylenie powierzchni czynnej zbocza, jak i jej wyższa temperatura (T_0) powodowały z kolei większe albedo i większe straty ciepła przez wypromieniowywanie. W efekcie takiego oddziaływania podłoża wielkość bilansu promieniowania na obu stanowiskach mogła się kształtować podobnie.

W następnym okresie, to znaczy w godzinach od 11.00 do 13.00, wartości bilansu promieniowania na dnie doliny były większe niż na zboczu. Jak wynika z tab. 9, bezwzględne wartości $R \downarrow$ i $R \uparrow$ były większe na zboczu niż analogiczne wartości na dnie doliny, ale różnice między promieniowaniem padającym z góry a promieniowaniem przychodzącym od powierzchni czynnej były jednak mniejsze na stanowisku znajdującym się na zboczu. Taki układ bilansu promieniowania mógł powstać z tej przyczyny, że na zboczu, dzięki wysokiej temperaturze podłoża i stosunkowo znacznemu albedo, przy dużym dopływie promieniowania z góry zachodziło jednocześnie wysokie promieniowanie powierzchni czynnej, jak też silne odbijanie przez nią promieniowania krótkofalowego. Na dnie doliny niższe wartości promieniowania z góry były uwarunkowane przede wszystkim większym niż na zboczu zasłonięciem horyzontu. Natomiast względnie małe wartości promieniowania skierowanego od powierzchni czynnej dna doliny ku górze były spowodowane niższymi niż na zboczu: temperaturą podłoża i jego

Tabela 9

Natężenie promieniowania R ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) oraz temperatura powierzchni gleby T_0 ($^{\circ}\text{C}$) na dnie i zboczu doliny. Wartości średnie godzinowe z okresu 4—26 VIII 1963 r.

Godzina		1	2	3	4	5	6	7	8
Dno doliny	$R \downarrow$	-0,05	-0,05	-0,05	-0,04	-0,04	-0,01	0,05	0,18
	$R \uparrow$	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,02	0,04
	T_0	14,1	13,8	13,6	13,5	13,4	13,6	14,3	16,4
Zbocze doliny	$R \downarrow$	-0,09	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07	-0,04	0,07	0,20
	$R \uparrow$	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,03	0,06
	T_0	14,7	14,5	14,3	14,2	14,1	14,1	14,6	17,0
Godzina		9	10	11	12	13	14	15	16
Dno doliny	$R \downarrow$	0,30	0,44	0,57	0,55	0,59	0,54	0,48	0,37
	$R \uparrow$	0,04	0,10	0,11	0,08	0,10	0,11	0,11	0,10
	T_0	17,9	20,5	23,8	24,8	25,7	26,8	26,8	25,5
Zbocze doliny	$R \downarrow$	0,32	0,51	0,61	0,59	0,61	0,66	0,55	0,40
	$R \uparrow$	0,07	0,11	0,17	0,17	0,17	0,18	0,15	0,11
	T_0	19,0	21,8	24,6	25,8	26,2	27,1	27,4	26,4
Godzina		17	18	19	20	21	22	23	24
Dno doliny	$R \downarrow$	0,19	0,13	0,02	-0,06	-0,07	-0,06	-0,06	-0,07
	$R \uparrow$	0,04	0,03	0,01	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
	T_0	23,2	21,3	19,4	17,6	16,5	15,5	15,1	14,5
Zbocze doliny	$R \downarrow$	0,22	0,11	0,02	-0,08	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09
	$R \uparrow$	0,07	0,04	0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
	T_0	23,4	22,1	20,0	18,0	16,7	16,1	15,7	15,2

albedem. Dlatego też różnice pomiędzy promieniowaniem z góry i z dołu mogły być większe na dnie doliny, w związku z czym i bilans promieniowania na tym stanowisku przyjmował w godzinach południowych wartości wyższe niż to stwierdzono na zboczu.

Należy zwrócić uwagę, że zmniejszenie się bilansu promieniowania około godziny 12.00 (ryc. 12), szczególnie wyraźnie zaznaczające się na zboczu, było związane z przejściowym wzrostem zachmurzenia typu konwekcyjnego, które spowodowało mniejszy dopływ do powierzchni czynnej promieniowania krótkofalowego.

Wobec braku oddzielnych pomiarów promieniowania krótko- i długofalowego w 1963 r. można jedynie przypuszczać, że wcześniejsze występowanie maksimum dziennego bilansu promieniowania (tab. 8) na dnie doliny, w stosunku do stacji na zboczu, wynikało najprawdopodobniej z odmiennego przebiegu dobowego długofalowego promieniowania powierzchni czynnej i krótkofalowego promieniowania odbitego. Było więc ono uwarunkowane odmienną specyfiką powierzchni czynnej obu stanowisk, określającą głównie — w tym przypadku — wielkość strumienia R .

Około godziny 19.00 obie krzywe dobowego przebiegu bilansu promieniowania przechodziły przez wartość zerową, po czym, aż do godziny ok. 6.00 rano, ujemny bilans promieniowania był mniejszy na dnie doliny (ryc. 12). Można przypuszczać, że wyższe wartości bilansu promieniowania stwierdzone na zboczu w okresie nocy wynikały z tej przyczyny, iż stanowisko to wykazywało większe wypromieniowywanie z powierzchni czynnej, wskutek stosunkowo małego zakrycia horyzontu i wyższej niż na dnie doliny temperatury podłoża atmosfery. Wynikające z tego tytułu większe straty ciepła z powierzchni czynnej na zboczu powodowały tym samym stosunkowo większe bezwzględne wartości bilansu promieniowania. Wydaje się, że z tych samych powodów poranne przejście bilansu promieniowania przez wartość zerową następowało około pół godziny wcześniej na dnie doliny niż na zboczu, jakkolwiek słońce pojawiało się w dolinie o ponad 30 min. później niż na stanowisku górnym.

Wpływ wielkości i rodzaju zachmurzenia nieba na bilans promieniowania

Bilans promieniowania uzależniony jest w znacznym stopniu od zachmurzenia nieba, w związku z czym zagadnieniu temu należy poświęcić nieco uwagi.

Przedstawiony poprzednio średni przebieg dobowy bilansu promieniowania na obu stanowiskach był charakterystyczny dla pogody o zmiennym, lecz zawsze wysokim stopniu zachmurzenia, które występowało niezmiennie w całym okresie badań. Pomimo iż obydwa punkty znajdowały się w stosunkowo niewielkiej odległości od siebie (ok. 800 m) i zachmurzenie ogólne nad nimi kształtowało się podobnie, tym niemniej gęstość optyczna chmur, ich ruch i aktualne położenie względem punktów pomiarowych, w połączeniu z różnym stopniem,

Tabela 10
Bilans promieniowania R ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) oraz stopień pokrycia nieba przez chmury N (%) i rodzaj chmur w dniu 12 VIII 1963 r. w godzinach 10.00 — 16.00

Godzina		10	11	12	13	14	15	16
Dno doliny	$R \downarrow$	0,23	1,00	0,27	0,49	0,40	0,30	0,44
	$R \uparrow$	-0,03	-0,22	-0,07	-0,11	-0,06	-0,06	-0,14
	R	0,20	0,78	0,20	0,38	0,34	0,24	0,30
	N	90	70	80	80	90	100	100
		Ci, Cu	Ci, Ac As	Ci, Ac	Ci, Ac Cu	Ci, Ac Cu	Ac, Sc	Ac, Sc
Zbocze doliny	$R \downarrow$	0,28	0,73	0,48	0,58	0,99	0,35	0,35
	$R \uparrow$	-0,06	-0,22	-0,12	-0,22	-0,25	-0,11	-0,07
	R	0,22	0,51	0,36	0,36	0,74	0,24	0,28
	N	90	90	80	90	70	100	100
		Ci, Ac	Ci, Ac Cu	Ci, Ac	Ci, Ac Cu	Ci, Ac Sc	Ac, Sc	Ac, Sc

zasłonięcia horyzontu, niekiedy zupełnie inaczej warunkowały wartości bilansu promieniowania na dnie i zboczu doliny. Przykład na powyższe stwierdzenie znajdujemy dnia 12 VIII 1963 r. (tab. 10).

W cytowanym dniu dodatni bilans promieniowania osiągnął na obu stanowiskach podobne maksymalne wartości dobowe, lecz przypadające w różnych terminach. Uwzględniając wpływ ekspozycji i wyniesienia obu stanowisk na formowanie się bilansu promieniowania można łatwo zauważyć, że w powyższym przypadku czynnikiem decydującym o wielkości radiacji było różne na obu stanowiskach zachmurzenie, a szczególnie — różna gęstość optyczna chmur.

Niemniej wymownym przykładem ilustrującym omawiane zagadnienie mogą być również dane dotyczące promieniowania i zachmurzenia, zanotowane w godzinach południowych dnia 10 VIII 1963 r. (tab. 11).

Tabela 11

Bilans promieniowania R ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) oraz stopień pokrycia nieba przez chmury N (%) i rodzaj chmur w godzinach 10.00 — 14.00 w dniu 10 VIII 1963 r.

Godzina		10	11	12	13	14
Dno doliny	$R \downarrow$	0,34	1,01	1,29	1,34	0,40
	$R \uparrow$	-0,04	-0,24	-0,30	-0,20	-0,09
	R	0,30	0,77	0,99	1,14	0,31
	N	100	50	80	100	90
	Sc		Cu	Ac, Cu	Ac	Ac, Sc
Zbocze doliny	$R \downarrow$	0,21	0,70	0,16	0,21	0,62
	$R \uparrow$	-0,10	-0,28	-0,07	-0,06	-0,29
	R	0,11	0,42	0,09	0,15	0,33
	N	100	60	80	80	80
	Sc, Cu		Cu	Ci, Ac	As, Ac	Ac, Cu
			Cu	Cu		

Powyższe uwagi ogólne, dotyczące wpływu zachmurzenia na bilans promieniowania, uzupełniają wyniki badań z 1964 r., kiedy to wykonywano oddzielne pomiary radiacji w zakresie krótko- i długofalowym. Przykład ilustrujący oddziaływanie zachmurzenia na kształtowanie się bilansu promieniowania znajdujemy dnia 24 VIII 1964 r. (tab. 12, ryc. 13).

W ciągu trzech kolejnych terminów obserwacyjnych, od godziny 12.00 do 14.00, kierunek zmian wszystkich składowych bilansu promieniowania — poza promieniowaniem zwrotnym atmosfery R_A — był jednakowy, to znaczy, że pomiędzy obserwacjami o godzinie 12.00 i 14.00 zanotowano jednoczesny spadek natężenia strumieni R_Q , R_O i R_Z . Natomiast w ciągu tego trzygodzinnego okresu czasu zachmurzenie, a wraz z nim promieniowanie zwrotne atmosfery R_A stopniowo wzrastały, przy czym zmienił się nieznacznie rodzaj chmur, gdyż o godzinie 13.00 wystąpił w niewielkiej ilości *Cu humilis*.

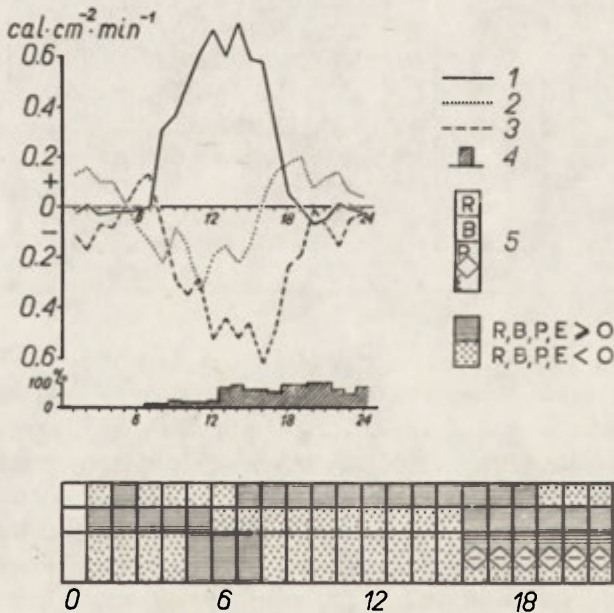
Tabela 12

Zależność wielkości poszczególnych składowych bilansu promieniowania ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) od wielkości i rodzaju zachmurzenia nieba.

Przykład z dnia 24 VIII 1964 r.

Godzina	12	13	14
Promieniowanie całkowite R_Q	1,09	0,88	1,12
Promieniowanie odbite R_O	-0,18	-0,15	-0,18
Promieniowanie atmosfery R_A	0,46	0,50	0,51
Promieniowanie podłoża R_Z	-0,66	-0,64	-0,71
Bilans promieniowania R	0,71	0,59	0,74
Wielkość i rodzaj zachmurzenia nieba	30 Ci, Cs	80 Ci,Cs 20 Cu	90 Ci, Cs

Biorąc pod uwagę fakt, iż w okresie godzin dziennych w dniu 24 VIII 1964 r. nie zanotowano żadnych większych zmian ogólnych warunków pogody, przedstawione wyżej wahania bilansu promieniowania można tłumaczyć tylko zmianami zachmurzenia. Wystąpienie o godzinie 13.00 chmur *Cu humilis* zmniejszyło przede wszystkim promieniowanie całkowite R_Q , odbite R_O i promieniowanie powierzchni czynnej R_Z ; w godzinę później strumienie te osiągnęły wyższe war-



Ryc. 13. Bilans ciepły powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny w dniu 24 VIII 1964 r.

1 — bilans promieniowania R , 2 — wymiana ciepła z podłożem B , 3 — turbulencyjna wymiana ciepła i wilgoci $P + E$, 4 — zachmurzenie, 5 — struktura bilansu

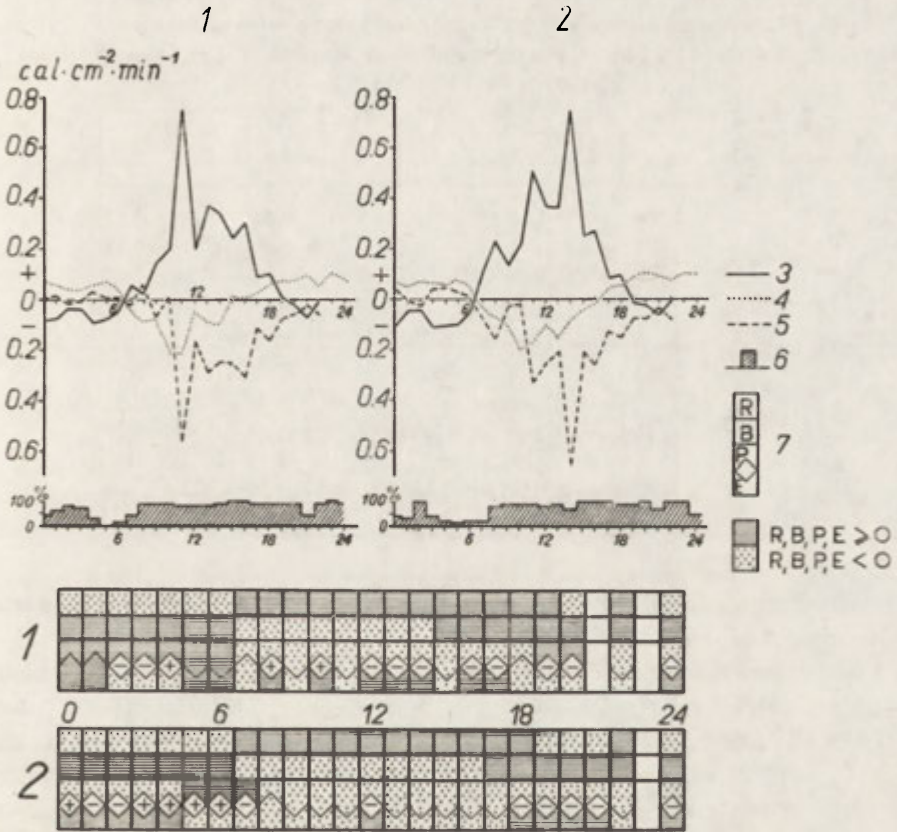
Heat balance of active surface and its structure on valley floor on Aug. 24, 1964

1 — radiation balance R , 2 — heat exchange with underlying surface B , 3 — turbulent exchange of heat and humidity $P + E$, 4 — cloud, 5 — structure of balance

tości (pomimo większego — względem godziny 13.00 — stopnia pokrycia nieba przez chmury), a to głównie na skutek ich mniejszej gęstości optycznej.

Ogólnie biorąc, w okresie godzin nocnych przebieg bilansu promieniowania charakteryzował się większą niż w ciągu dnia stabilnością; niemniej zmiany zachmurzenia w sposób wyraźny decydowały o wielkości strumienia ciepła traconego przez powierzchnię czynną.

Przykładem kształtowania się wielkości bilansu promieniowania w nocy, w zależności od zachmurzenia, może być okres 11/12 VIII 1963 r. (ryc. 14). Od północy do około godziny 5.00 przejściowy wzrost zachmurzenia spowodował zmniej-



Ryc. 14. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 12 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 12, 1963 (for explanations see Fig. 12)

szenie się bezwzględnych wartości bilansu promieniowania, zanotowane jednocześnie na obu stanowiskach (tab. 13). W przypadku tym obecność powłoki chmur zmniejszyła straty energii na skutek mniejszego promieniowania powierzchni czynnej.

Z analizy przebiegów nocnych wartości radiacji wyraźnie wynika, że największe różnice pomiędzy bilansem promieniowania na dnie i na zboczu doliny występowały przy pogodzie o zachmurzeniu średnim (ok. 50%), lecz zmieniającym się z godziny na godzinę. Ilustrują to wyraźnie ryc. 14—17.

Sytuacje te są zrozumiałe jeśli się weźmie pod uwagę, że w jednakowym czasie wielkość zachmurzenia nieba — szczególnie ku zenitowi nad stanowiskiem pomiarowym — mogła być różna, nawet w przypadku niezbyt odległych od siebie punktów pomiarowych. To różne ilościowo i jakościowo zachmurzenie mo-

Tabela 13

Bilans promieniowania R ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) oraz stopień zachmurzenia nieba N (%) i rodzaj chmur w godzinach nocnych na dnie i zboczu doliny w dniu 11/12 VIII 1963 r.

Godzina		23	24	1	2	3	4	5
Dno doliny	$R \downarrow$	-0,04	-0,11	-0,10	-0,04	-0,05	-0,11	-0,11
	$R \uparrow$	-0,01	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03
	R	-0,03	-0,08	-0,08	-0,03	-0,04	-0,09	-0,08
	N	90	40	60	100	70	30	0
		Ac, Cu	Ac, Cu	Ac, Sc	Ac, Cu	Ac, Cu	Ac, Cu	—
Zbocze doliny	$R \downarrow$	-0,05	-0,12	-0,07	-0,04	-0,12	-0,11	-0,12
	$R \uparrow$	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	-0,01	-0,01	-0,02
	R	-0,04	-0,11	-0,05	-0,04	-0,11	-0,10	-0,10
	N	80	40	30	100	40	20	10
		Ci, Ac Cu	Ci, Cu	Ci, Cu	Ac, Cu	Ci, Cu	Ci, Cu	Ci, Cu

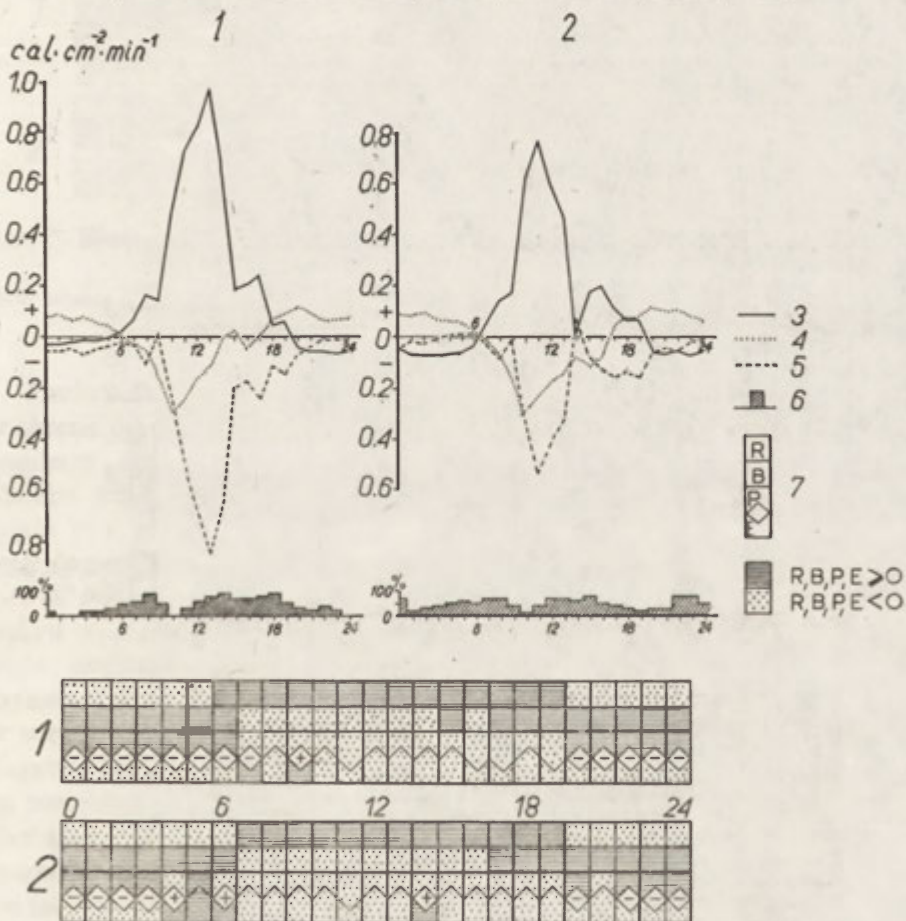
dulowało bezpośrednio wielkość strumieni R_A i R_Z , a pośrednio — wartość bilansu promieniowania R .

Najmniejsze różnice w nocnych wartościach bilansu promieniowania pomiędzy dnem doliny a jej południowym zboczem występowały w okresie pełnego pokrycia nieba przez chmury, zarówno piętra niskiego, jak i średniego oraz mgły (ryc. 18—21). Wielkość radiacji na przykład, zmierzona w przypadku występowania gęstej mgły w nocy 8,9 VIII 1963 r. (ryc. 18), była niemal identyczna na obu stanowiskach, co nasuwałoby uwagę, że przy tego rodzaju warunkach zachmurzenia i przy występującej tendencji do wyrównywania temperatury powierzchni gleby wpływ podłoża atmosfery na bilans promieniowania był praktycznie zupełnie niwelowany (tab. 14).

Odmienne wyglądał natomiast przebieg bilansu promieniowania w czasie godzin nocnych przy bezchmurnym niebie. Zanotowane różnice wielkości radiacji pomiędzy stanowiskiem na dnie doliny i na zboczu były naturalnie wyraźniejsze niż przy pełnym zachmurzeniu, lecz mniejsze niż przy zachmurzeniu umiarkowanym, co potwierdzają obserwacje z dnia 3/4 VIII 1963 r. (tab. 15, ryc. 22).

Tabela 14
 Bilans promieniowania R ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) i temperatura powierzchni
 gleby T_0 w nocy 8/9 VIII 1963 r. podczas występowania mgły

Godzina		1	2	3	4	5	6	7
Zachmurzenie w %		100	100	100	100	100	100	50
Dno doliny	$R \downarrow$	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,01
	$R \uparrow$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	R	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,01
	T_0	17,2	16,3	16,0	15,9	15,8	15,8	16,4
Zbocze doliny	$R \downarrow$	—	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	0,13
	$R \uparrow$	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
	R	—	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	0,08
	T_0	15,0	15,4	15,5	15,4	15,5	15,6	16,1

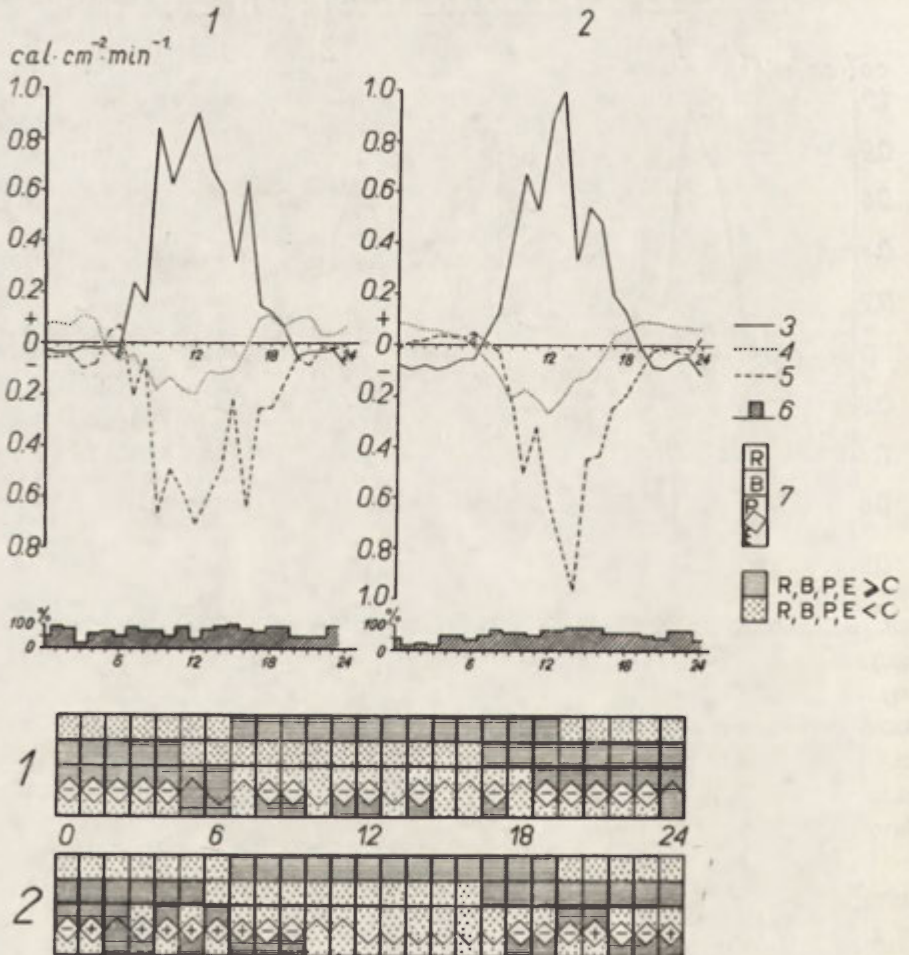


Ryc. 15. Bilans ciepły powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 6 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 6, 1963 (for explanations see Fig. 12)

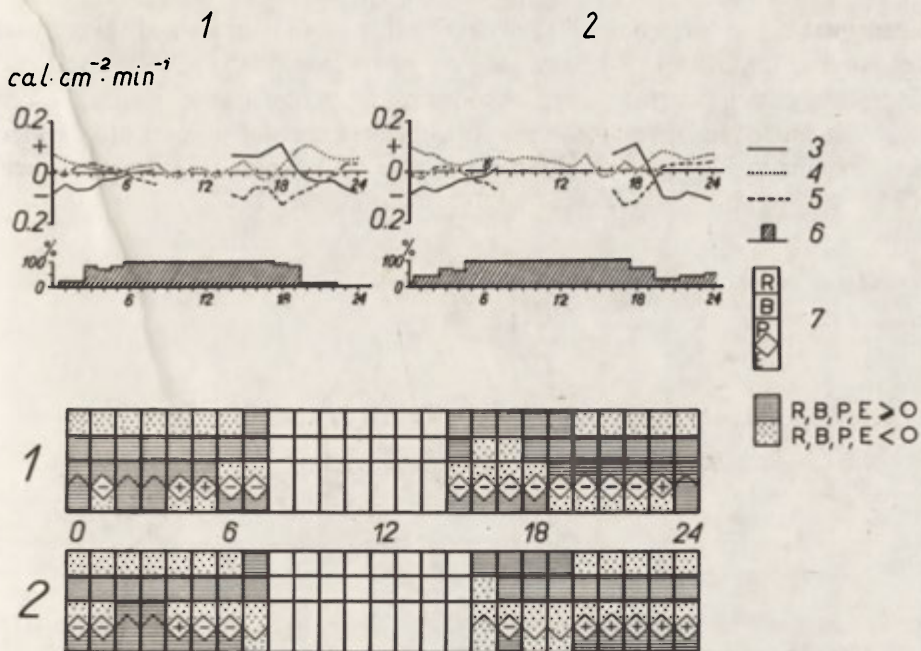
Bilans promieniowania R ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) podczas nocy bezchmurnej 3/4 sierpnia 1963 r.

Godzina		21	22	23	24	1	2	3	4	5
Dno doliny	$R \downarrow$	-0,10	-0,08	-0,07	-0,09	-0,09	-0,09	-0,09	-0,10	-0,09
	$R \uparrow$	-0,03	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	-0,02
	R	-0,07	-0,06	-0,05	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07	-0,07
	T_0	21,4	18,8	18,2	17,5	17,0	16,8	16,5	16,1	16,2
Zbocze doliny	$R \downarrow$	—	—	-0,12	-0,12	-0,12	-0,12	-0,12	-0,11	-0,10
	$R \uparrow$	—	—	-0,03	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01
	R	—	—	-0,09	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,09	-0,09
	T_0	20,0	19,5	19,1	18,9	18,6	18,4	18,3	18,1	18,9



Ryc. 16. Bilans ciepłny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 11 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 11, 1963 (for explanations see Fig. 12)



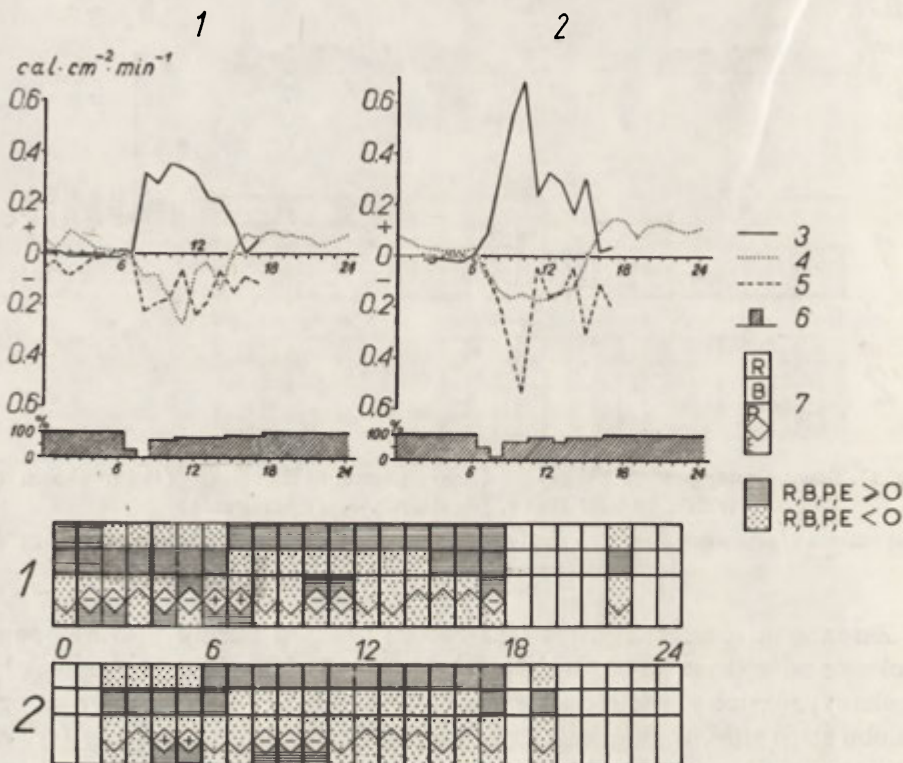
Ryc. 17. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 18 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 18, 1963 (for explanations see Fig. 12)

Zarówno na dnie doliny, jak i na zboczu przebieg bilansu promieniowania w okresie od godziny 23.00 (3 sierpnia) do około godziny 5.00 (4 sierpnia) był regularny; różnice w wartościach promieniowania z góry i z dołu były na ogół dla obu stacji stałe, w związku z czym krzywe, oznaczające na wykresie (ryc.22) bilans promieniowania, przebiegały na tych stanowiskach mniej więcej równolegle do siebie.

Na nocne wartości bilansu promieniowania podczas pogody bezchmurnej wpływ wywierał przede wszystkim stopień zakrycia horyzontu, który był warunkiem natężenia promieniowania dochodzącego z góry (R_A) do powierzchni czynnej. Jak wykazują dane zawarte w tab. 15, zasłonięcie horyzontu odgrywało w nocnej strukturze bilansu radiacji większą rolę niż temperatura podłoża, określająca z kolei wielkość strumienia skierowanego ku górze (R_Z). Fakt ten można stwierdzić porównując — pomiędzy obu stanowiskami — temperatury powierzchni gleby (T_O) i natężenie strumienia R_Z . Wartości tego ostatniego były identyczne na dnie doliny i na zboczu, pomimo wyraźnych różnic zaznaczających się między temperaturą powierzchni gleby obu stanowisk. Omawiany przypadek stanowi interesujący szczegół, którego występowanie należy tłumaczyć nie tylko samą temperaturą powierzchni gleby, ale również ogólnymi warunkami panującymi w przypowierzchniowej warstwie atmosfery (pionową stratyfikacją termiczną i wilgotnościową powietrza). Przyczyny opisywanego zjawiska można

dopatrywać się w występowaniu na dnie doliny stosunkowo silnej, przygruntowej inwersji termicznej. Być może, że jej górna powierzchnia, jeśli znajdowała się poniżej poziomu pyranometru zwróconego ku podłożu (tzn. poniżej 1,5 m), stanowiła intensywniejsze źródło emisji ciepła niż chłodniejsza od niej powierzchnia czynna samego podłoża. Promieniowanie pochodzące z górnej powierzchni



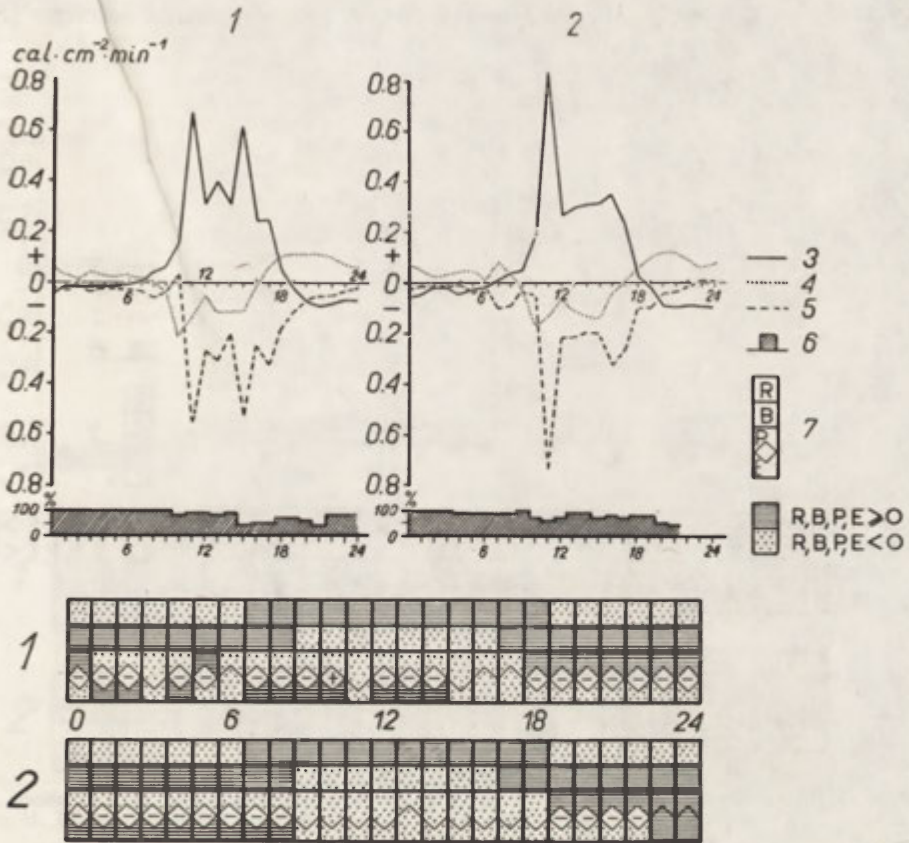
Ryc. 18. Bilans ciepłny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 9 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 9, 1963 (for explanations see Fig. 12)

inwersji mogło zatem niwelować różnicę w natężeniu strumienia energii $R \uparrow$ pomiędzy zboczem i dnem doliny.

Niezależnie od opisanych wyżej przyczyn kształtujących bilans promieniowania w czasie pogodnej nocy, bilans ten mógł zależeć także od zapylenia powietrza. Zapylenie to, spowodowane przez wojcieszowskie zakłady przemysłu wapienniczego, mogło — przy pewnych sprzyjających kierunkach wiatru — w stosunkowo znacznym stopniu modyfikować przede wszystkim wielkość promieniowania zwrotnego atmosfery ($R_{A,}$) szczególnie na wyniesionym i mało osłoniętym stanowisku na zboczu, w pobliżu źródła zapylenia. Jak bowiem wykazały pomiary promieniowania długofalowego, wykonane podczas bezchmurnych nocy na terenie Wojcieszowa przez M. W. Kraujalis, 1963 [34], wielkość na-

teżenia promieniowania zwrotnego atmosfery (R_A) nawet w krótkich przedziałach czasu ulega znacznym wahaniom. Promieniowanie to może być łatwo zakłócone przez obecność w atmosferze dymu lub pyłu oraz przez występowanie w miejscu obserwacji cienkiej, niewidocznej warstwy chmur wysokich.



Ryc. 19. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 16 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

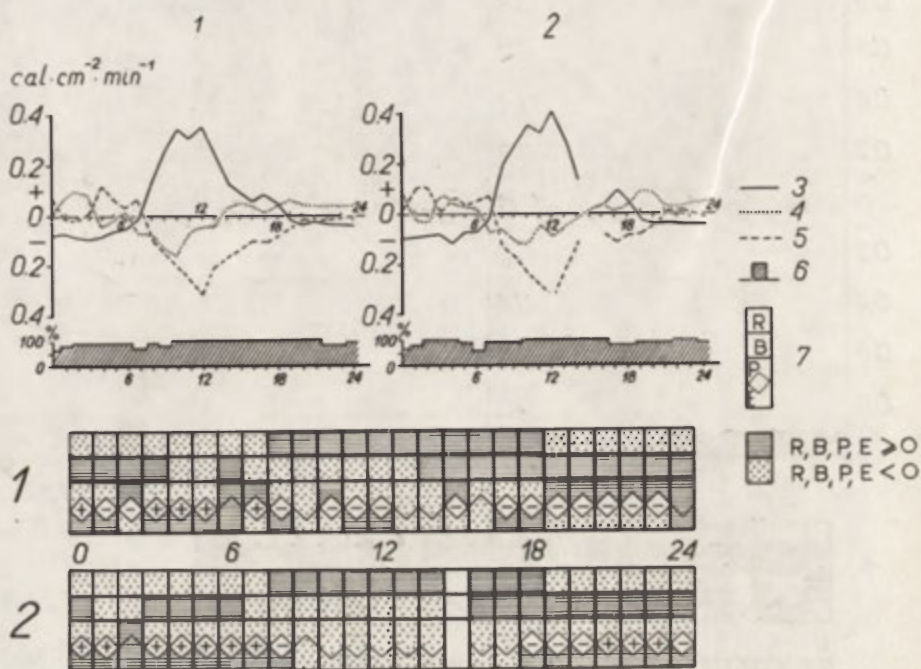
Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 16, 1963 (for explanations see Fig. 12)

Jak już wspomniano wyżej, w 1964 r. prowadzono odrębne pomiary poszczególnych strumieni promieniowania składających się na bilans radiacji. Poniżej przedstawiono ich przebieg dobowy na dnie doliny, występujący w warunkach całkowitego braku zachmurzenia nieba (27 i 28 sierpnia) oraz podczas doby całkowicie pochmurnej (25 sierpnia).

Podczas pogody bezchmurnej (ryc. 23) maksymalne dobowe wartości strumieni R_Q , R_O , R_Z oraz R przypadły zgodnie w jednym terminie, o godzinie 13.00, a więc z około godzinnym opóźnieniem (przesunięciem fazy)

w stosunku do południa czasu lokalnego, natomiast prawie dokładnie w połowie długości okresu trwającego od terminu rzeczywistego wschodu słońca do momentu jego rzeczywistego zachodu.

Kształty wszystkich krzywych, ilustrujących przebiegi dobowe strumieni R_O , R_O , R_Z oraz R , były bardzo symetryczne, szczególnie w dniu 28 sierpnia, co świadczy o niewątpliwiej zależności wielkości promieniowania odbitego (R_O),



Ryc. 20. Bilans ciepły powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 21 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

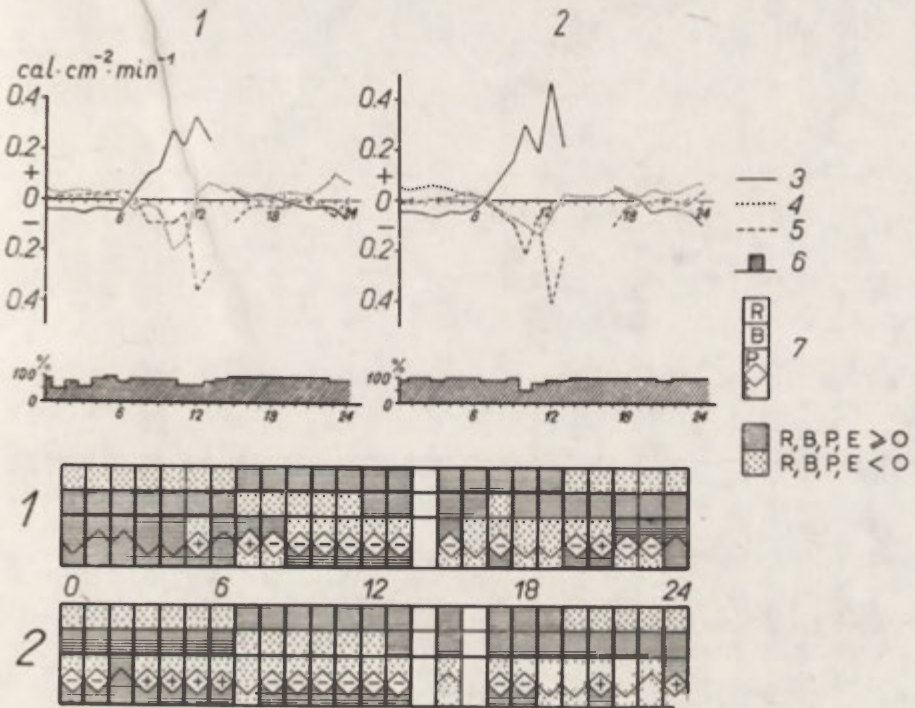
Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 21 1963 (for explanations see Fig. 12)

promieniowania powierzchni czynnej (R_Z) i wreszcie samego bilansu promieniowania (R) od wielkości promieniowania całkowitego (R_Q).

Należy zwrócić uwagę, że do momentu porannego oświetlenia pyranometrów przez słońce (około godziny 7.15), jak i po jego rzeczywistym zachodzie (około godziny 18.40), przedstawione na ryc. 23 wartości promieniowania całkowitego (R_Q) były w rzeczywistości wielkością promieniowania rozproszonego (R_D). Promieniowanie to przewyższało prawie pięciokrotnie wielkość promieniowania odbitego (R_O), w wyniku czego powierzchnia czynna uzyskiwała stosunkowo znaczne ilości ciepła poprzez strumień energii promienistej R_D .

Stosunek wartości promieniowania odbitego (R_O) do promieniowania całkowitego (R_Q) w godzinach południowych (11.00 — 14.00) wynosił ok. 16%,

podczas gdy w terminach rannych i przedwieczornych albedo było nieco większe i stanowiło ok. 20%. Różnica ta spowodowana była przede wszystkim zmieniającą się w ciągu dnia wysokością słońca nad horyzontem, a po wtóre — mogła być spowodowana obfitą rosą, występującą aż do późnych godzin rannych, która zwiększała zdolność odbijania promieniowania krótkofalowego (R_O) przez powierzchnię czynną.

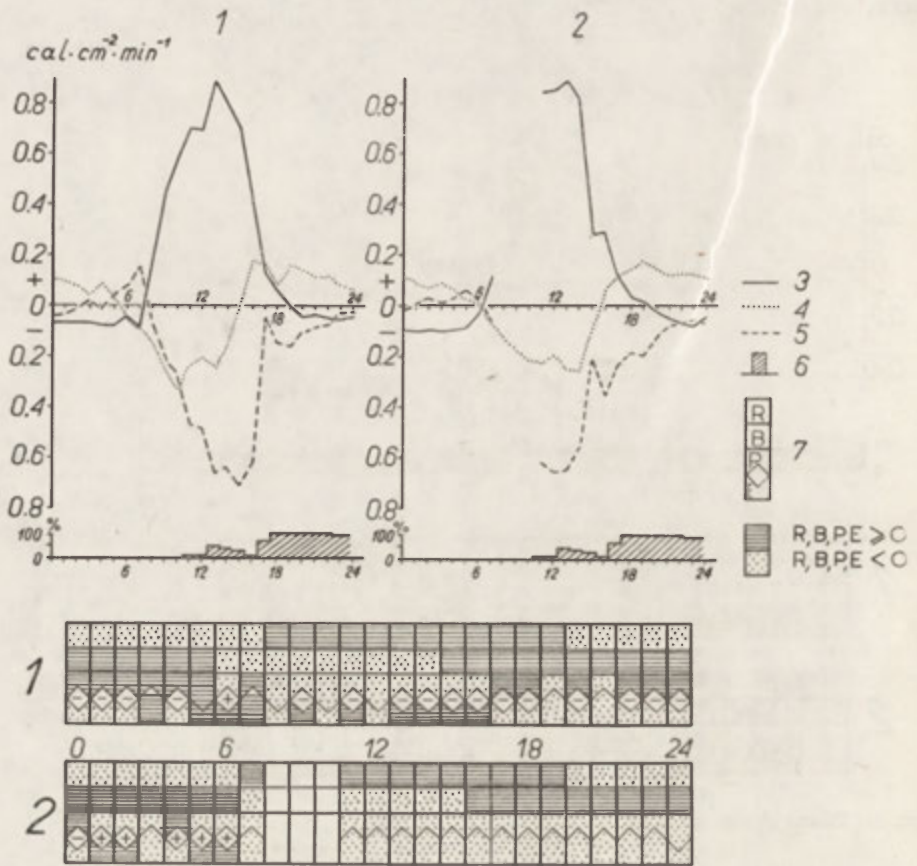


Ryc. 21. Bilans ciepły powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 22 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 22 1963 (for explanations see Fig. 12)

Długofalowe promieniowanie zwrotne atmosfery (R_A) w warunkach pogody bezchmurnej charakteryzowało się — tak w ciągu dnia, jak i w okresie nocy — stosunkowo wysokimi wartościami i wraz z wpływem czasu ulegało niewielkim zmianom, jednak z wyraźnie zaznaczonym maksimum dobowym. Było ono opóźnione względem terminu występowania najwyższej dobowej wartości promieniowania całkowitego (R_O). Opóźnienie to wynosiło, w obu omawianych dniach bezchmurnych, tę samą jednostkę czasu — ok. 4 godz. Występowanie maksimum dobowego promieniowania zwrotnego atmosfery (R_A) w dniu bezchmurnym około godziny 17.00 odzwierciedlało zmiany temperatury powietrza w dolnych warstwach troposfery, wynikające na skutek stopniowego nagrzewania się od podłoża jej warstw najniższych.

Przebieg dobowy długofalowego promieniowania powierzchni czynnej (R_z) przedstawia natomiast zmiany temperatury tej powierzchni, przy czym wysoka temperatura podłoża wywołała stosunkowo wysokie wartości strumienia R_z . Wskutek tego największe straty energii z powierzchni czynnej, zachodzące w wy-



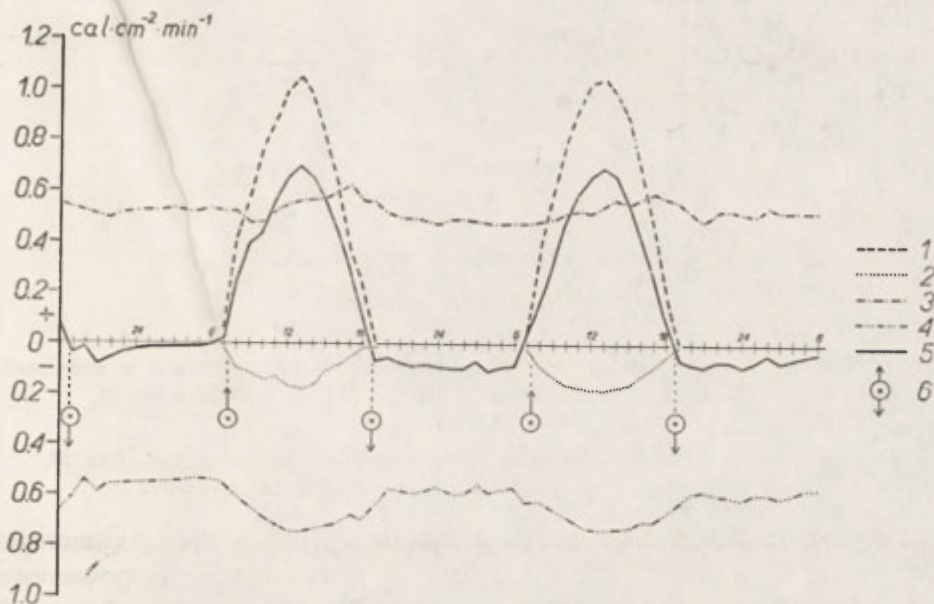
Ryc. 22. Bilans ciepły powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 4 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 4, 1963 (for explanations see Fig. 12)

niku promieniowania długofalowego podłoża, miały miejsce w dniu bezchmurnym około godziny 13.00, kiedy to występowały najwyższe dobowe temperatury powierzchni gleby.

Na podstawie nakreślonego powyżej obrazu bilansu promieniowania stwierdzono, że charakterystyczna była dla niego — w okresie pogody bezchmurnej — stosunkowo duża symetria przebiegu dobowego poszczególnych strumieni energii promieniowania. Symetria ta zaznaczyła się szczególnie wyraźnie w okresie godzin południowych. Najwyższe dodatnie wartości bilansu promieniowania

notowano około godziny 13.00 ($0,70 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$), największe ujemne ($-0,10 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) — w kilku różnych terminach w ciągu nocy. Okres z dodatnim bilansem promieniowania trwał ok. 12 godz., rozpoczynając się rano po godzinie 6.00. Na ogólny charakter i wielkość bilansu promieniowania główny



Ryc. 23. Przebieg dobowy poszczególnych składników bilansu promieniowania w dniu pogodnym (27 i 28 VIII 1964 r.) na dnie doliny.

1 — promieniowanie całkowite R_Q , 2 — promieniowanie odbite R_O , 3 — promieniowanie atmosfery R_A , 4 — promieniowanie ziemi R_Z , 5 — bilans promieniowania R , 6 — termin wschodu i zachodu słońca

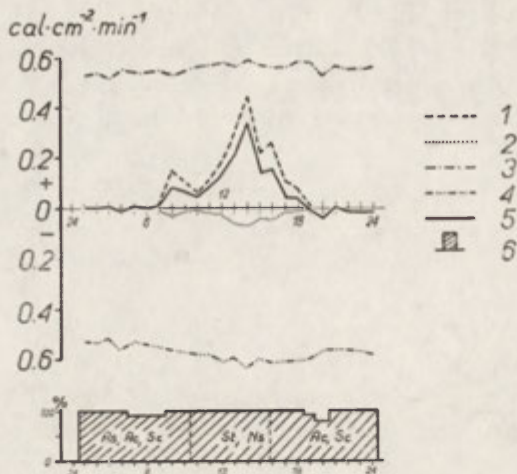
Diurnal course of particular constituents of radiation balance on a fair-weather day (Aug. 27 and 28, 1964) on valley floor

1 — total radiation R_Q , 2 — reflected radiation R_O , 3 — atmospheric radiation R_A , 4 — earth radiation R_Z , 5 — radiation balance R , 6 — time of sunrise and sunset

wpływ wywierało promieniowanie całkowite (R_Q) i promieniowanie zwrotne atmosfery (R_A), a więc strumień promieniowania dochodzącego do powierzchni czynnej z góry ($R \downarrow$).

W dniu pochmurnym (ryc. 24) przebieg wielkości poszczególnych składników bilansu promieniowania kształtował się odmiennie niż to stwierdzono podczas pogody bezchmurnej. Przede wszystkim zwraca uwagę fakt braku symetrii w przebiegu dobowym wszystkich strumieni R_Q , R_A , R_O i R_Z .

Przedstawione na rycinie 24 promieniowanie całkowite (R_Q) było — biorąc praktycznie — w dniu pochmurnym wartością promieniowania rozproszonego (R_D), którego maksimum dobowe przypadło około godziny 14.00. Wtórne wartości maksymalne strumienia R_Q , przypadające o godzinie 8.00 i 16.00, zostały uwarunkowane przede wszystkim rodzajem chmur (grubością pokrywy chmur) w momencie obserwacji.



Ryc. 24. Przebieg dobowy poszczególnych składników bilansu promieniowania w dniu pochmurnym (25 VIII 1964 r.) na dnie doliny (objaśnienia: 1—5 — jak przy ryc. 23, 6 — zachmurzenie)

Diurnal course of particular constituents of radiation balance on cloudy day (Aug. 25, 1964) on valley floor (for explanations 1—5 see Fig. 23), 6 — cloud

Również wielkość krótkofalowego strumienia R_O była w dniu pochmurnym równoznaczna z wielkością strumienia odbitego promieniowania rozproszonego. Albedo w zakresie krótkofalowym wahało się od ok. 20% w godzinach rannych do ok. 14% w okresie maksymalnego dobowego natężenia strumienia R_Q , a więc praktycznie nie różniło się wcale od wartości albedo stwierdzonych w dniu bezchmurnym.

Jednocześnie z terminem najwyższej dobowej wartości R_Q notowano wystąpienie maksimum dobowego promieniowania powierzchni czynnej (R_Z). W wartościach bezwzględnych strumień R_Z był mniejszy w dniu pochmurnym niż w warunkach pogody bezchmurnej, co oczywiście pozostawało w związku z mniejszą amplitudą dobową temperatury powierzchni gleby. Na marginesie należy zaznaczyć, że przebieg dzienny tej ostatniej wykazywał stosunkowo większy związek z promieniowaniem całkowitym (R_Q), równoznacznym w warunkach pełnego zachmurzenia z promieniowaniem rozproszonym (R_D) niż z przebiegiem dobowym temperatury powietrza. Ilustruje to tab. 16.

Natężenie promieniowania powierzchni czynnej (R_Z) i promieniowania zwrotnego atmosfery (R_A) było w dniu pochmurnym wysokie, przy czym odpowiadające sobie w poszczególnych terminach ich wartości bezwzględne prawie się między sobą nie różniły.

Promieniowanie zwrotne atmosfery (R_A) w dniu pochmurnym było tego samego rzędu wielkości, co i analogiczne promieniowanie notowane podczas pogody bezchmurnej. Nie wykazywało ono jednak takiego wyraźnego przebiegu dobowego, jaki przejawiał się w warunkach nieba bezchmurnego. Tym niemniej, odzwierciedlało ono ogólną tendencję wzrostu temperatury powietrza dolnych

Tabela 16

Przebieg dobowy promieniowania całkowitego R_Q i promieniowania zwrotnego atmosfery R_A ($\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$), temperatury powierzchni gleby T_0 oraz temperatury powietrza $T_{2,0}$ i $T_{5,0}$ na dnie doliny podczas pogody pochmurnej w dniu 25 VIII 1964 r.

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
R_Q	—	—	—	—	—	—	0,02	0,14
R_A	0,53	0,53	0,51	0,54	0,54	0,54	0,54	0,53
$T_{2,0}$	10,0	11,3	14,4	12,6	11,6	11,6	12,4	13,4
$T_{5,0}$	9,8	10,6	14,2	12,2	11,2	11,4	12,3	13,3
T_0	12,1	12,5	12,9	12,9	12,6	12,7	13,8	15,2
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
R_Q	0,10	0,06	0,11	0,19	0,30	0,45	0,21	0,26
R_A	0,55	0,56	0,57	0,58	0,57	0,58	0,57	0,56
$T_{2,0}$	15,0	15,3	16,4	17,0	17,3	18,0	18,0	18,4
$T_{5,0}$	14,8	14,8	16,0	16,7	17,1	18,0	17,6	18,1
T_0	15,5	15,2	15,5	16,3	17,6	19,7	18,1	18,5
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
R_Q	0,11	0,08	0,02	—	—	—	—	—
R_A	0,56	0,58	0,58	0,52	0,56	0,55	0,55	0,56
$T_{2,0}$	18,6	18,3	17,1	15,5	15,6	15,4	14,9	14,8
$T_{5,0}$	18,0	17,6	16,6	15,0	15,3	15,0	14,8	14,7
T_0	17,5	17,7	16,7	15,1	15,3	15,1	15,1	14,9

warstw troposfery, którą to tendencję stwierdzono również w wartościach temperatury mierzonych w przypowierzchniowej warstwie atmosfery (tab. 16).

Można zatem stwierdzić ogólnie, że przebieg dobowy bilansu promieniowania w warunkach pogody pochmurnej przede wszystkim uzależniony był od wielkości promieniowania całkowitego (R_Q), a mówiąc ściślej — od wielkości promieniowania rozproszonego (R_D), którego natężenie było, między innymi, określone rodzajem chmur i ich gęstością optyczną. Krzywa przebiegu dobowego bilansu promieniowania miała kształt asymetryczny, a interesującą właściwością tego przebiegu był fakt dłuższego niż w dniu pogodnym — o ok. 1 godz. — okresu z dodatnimi wartościami bilansu radiacji R .

PRZEBIEG DOBOWY WYMIANY CIEPŁA Z PODŁOŻEM (B) NA DNIE I ZBOCZU DOLINY

W przeciwieństwie do bilansu promieniowania przeciętny bieg dobowy wymiany ciepła pomiędzy powierzchnią czynną a warstwami głębszymi gleby na obu stanowiskach wykazywał wyraźniejsze zróżnicowanie.

Od około godziny 21.00 (ryc.12) wielkość wymiany ciepła z podłożem, przez cały okres nocy aż do chwili porannego przejścia przez zero, była nieco większa na zboczu doliny niż na jej dnie. Oznacza to, że powierzchnia czynna zbocza

zyskiwała w tym okresie, drogą przewodnictwa molekularnego z głębszych warstw gleby, nieco większe ilości ciepła, niż to stwierdzono na stanowisku położonym w dolinie. Maksimum natężenia dopływu ciepła ($B > 0$), przypadające równocześnie dla obu stacji około godziny 20.00, wynosiło na obu stanowiskach ok. $0,11 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ (tab. 17).

Poranne przejście wielkości B przez wartość zerową, oznaczające zmianę kierunku strumienia ciepła względem powierzchni czynnej, następowało na dnie doliny około godziny 6.00 i około godziny 6.30 na zboczu. Na obu stanowiskach terminy te pokrywały się z terminami zmiany znaku bilansu promieniowania.

W godzinach od 7.00 do ok. 11.00 większe natężenie wymiany energii w glebie występowało na dnie doliny. Jest to wynik o tyle istotny, iż wskazuje on, że czynnikiem decydującym o wielkości wymiany ciepła na zboczu i w dolinie nie jest — jakby to należało oczekiwać — ekspozycja punktów pomiarowych. Gdyby tak było istotnie, to w tym przypadku wielkość strumienia B na obydwóch stanowiskach powinna układać się odwrotnie (w okresie godzin 7.00 — 11.00), niż to wynika z ryc. 12. Stwierdzenie powyższego faktu wskazuje wyraźnie, że lokalne własności fizyczne podłoża w pewnych warunkach przewyższają rolę rzeźby terenu w procesie wymiany ciepła z glebą.

Tabela 17

Wymiana ciepła z podłożem B ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) na dnie i zboczu doliny. Wartości średnie godzinowe z okresu 4—26 VIII 1963 r.

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
Dno doliny	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,01	-0,04	-0,08
Zbocze doliny	0,07	0,06	0,05	0,05	0,04	0,02	-0,02	-0,06
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
Dno doliny	-0,12	-0,18	-0,17	-0,13	-0,12	-0,08	-0,02	0,04
Zbocze doliny	-0,10	-0,15	-0,15	-0,14	-0,14	-0,12	-0,08	-0,02
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
Dno doliny	0,08	0,08	0,10	0,11	0,10	0,08	0,07	0,07
Zbocze doliny	0,04	0,07	0,10	0,11	0,11	0,10	0,08	0,09

Maksymalne dzienne wartości natężenia wymiany ciepła z podłożem występowały jednocześnie na obydwóch stanowiskach około godziny 10.00, wynosząc średnio ok. $-0,18 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ na dnie doliny i ok. $-0,15 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ na zboczu.

W stosunku do terminów występowania najwyższych dziennych wartości bilansu promieniowania, maksimum wartości B na dnie doliny notowano ok. 3 godz. wcześniej, a na zboczu — o 4 godz. Występowanie najwyższych dziennych wielkości wymiany ciepła z podłożem w godzinach przedpołudniowych związane było z dużym pionowym gradientem temperatury gleby. Wynikał on z silniejszego i szybszego nagrzewania się jej warstwy powierzchniowej w stosunku do warstw

leżących głębiej, do których dzienny dopływ ciepła, związany przede wszystkim z dodatnim bilansem radiacyjnym, docierał z pewnym opóźnieniem.

Od godziny ok. 11.30, gdy na obu stanowiskach występowało jednakowe natężenie wymiany ciepła z podłożem, aż do chwili wieczornego przejścia B przez zero, większe ilości ciepła przepływały przez powierzchnię czynną zbocza doliny. Uwarunkowane to było przede wszystkim większym kątem padania promieni słonecznych, nagrzewających silniej glebę stanowiska na zboczu.

Dużą różnicę między punktami pomiarowymi zanotowano w południowych terminach zmiany kierunku przepływu strumienia ciepła w podłożu. Na dnie doliny już około godziny 15.30 zanikał strumień ciepła skierowany od powierzchni w głąb gleby; jego natężenie spadało do zera, a następnie rozpoczynał się okres dopływu ciepła z głębszych warstw gleby ku powierzchni czynnej, trwający aż do porannego przejścia B przez wartość zerową. Na stanowisku górnym dopiero około godziny 16.30 natężenie wymiany ciepła z podłożem spadało do zera, po czym zmieniał się kierunek przepływu energii. Występowanie tak różnych terminów było uwarunkowane głównie dosłoneczną ekspozycją podłoża, stopniem nachylenia terenu i — o czym będzie dalej — wysokością względną stanowiska pomiarowego.

Popołudniowy spadek do zera natężenia wymiany ciepła z podłożem występował na dnie doliny wcześniej o blisko 4 godz., a na zboczu — prawie o 3 godz., w stosunku do wieczornej zmiany znaku bilansu promieniowania.

Od momentów zmiany znaków strumienia B w godzinach popołudniowych warstwa gleby na dnie doliny, wskutek jej większej przewodności cieplnej, traciła większą ilość energii skierowanej ku powierzchni czynnej, niż to zanotowano na stacji położonej na zboczu.

W wyniku wykazanych wyżej różnic w terminach przechodzenia krzywej ilustrującej natężenie wymiany ciepła z podłożem przez zero (ryc. 12), średnia długość okresu, w którym strumień ciepła był skierowany od powierzchni czynnej w głąb gleby ($B < 0$) wynosiła dla stanowiska dolnego ok. $9\frac{1}{2}$ godz., zaś dla stanowiska górnego — ok. 10 godz.

Absolutnie największe ilości energii pochłoniętej przez glebę, stwierdzone w okresie badań w sierpniu 1963 r., przedstawia tab. 18.

Tabela 18
Absolutne ujemne wartości wymiany ciepła z podłożem B ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$)
i temperatury powierzchni gleby T_0 w okresie 4-26 VIII 1963 r.

Stanowisko	$E < 0$	Dzień	T_0 maks	Dzień
Dno doliny	0,34	26 VIII	35,9	26 VIII
Zbocze doliny	0,38	17 VIII	37,2	17 VIII

Tabela ta wykazuje, że najwyższe wartości strumienia $B < 0$ nie wystąpiły jednocześnie na obu stanowiskach pomiarowych (jak pamiętamy, podobną sy-

tuację stwierdzono odnośnie do wartości skrajnych $R > 0$). Nie obserwowano ich jednak w okresach o największym dodatnim bilansie promieniowania, ale w dniach, w których zanotowano absolutnie najwyższe temperatury powierzchni gleby (T_0). Sytuacja taka zaistniała 17 i 26 VIII 1963 r., podczas pogody o zachmurzeniu umiarkowanym ($N = 50\%$), przy występowaniu cienkiej powłoki chmur wysokich (C_i, C_s, C_c). W omawianym przypadku nie bez znaczenia był kilkudniowy okres bezdeszczowy, który poprzedził dni o skrajnie najwyższych wartościach strumienia $B < 0$. Brak opadów przyczynił się do stosunkowo małych strat ciepła na parowanie z powierzchni czynnej, dzięki czemu większa ilość energii mogła bezpośrednio brać udział w procesie wymiany ciepła z glebą. Istotny jest również fakt, że w godzinach nocnych i rannych w omawianych dniach na obu stanowiskach wystąpiła bardzo słaba rosa, której wyparowanie z powierzchni czynnej wymagało mniejszej, niż zwykle, ilości energii cieplnej. Uzyskany tym sposobem jej „nadmiar” był częściowo pochłonięty przez podłoże, dając w efekcie wysokie wartości strumienia $B < 0$.

Bezwzględna skrajna wartość wymiany ciepła z podłożem $B < 0$, większa na zboczu niż na dnie doliny, wyniknęła zarówno z przyczyny dużego pionowego gradientu temperatury gleby stanowiska górnego i jej małej wilgotności, jak i z przyczyny stosunkowo wysokiego współczynnika przewodnictwa temperaturowego. Jak wykazały bowiem badania T.A. O g n i e w e j 1955 [45], współczynnik ten może być wysoki nawet w przypadku niewielkiej zawartości wody w glebie.

Stosunek wielkości wymiany ciepła z podłożem do wielkości bilansu promieniowania

Stwierdzony dla obu stanowisk niejednakowy przebieg dobowy wymiany ciepła z podłożem i bilansu promieniowania musiał wpłynąć na zróżnicowanie wzajemnego stosunku wielkości B i R (tab. 19).

Tabela 19

Stosunek bezwzględnych wartości $\frac{B}{R}$ (w %) w przebiegu dobowym. Wartości średnie z okresu 4–26 VIII 1963 r.

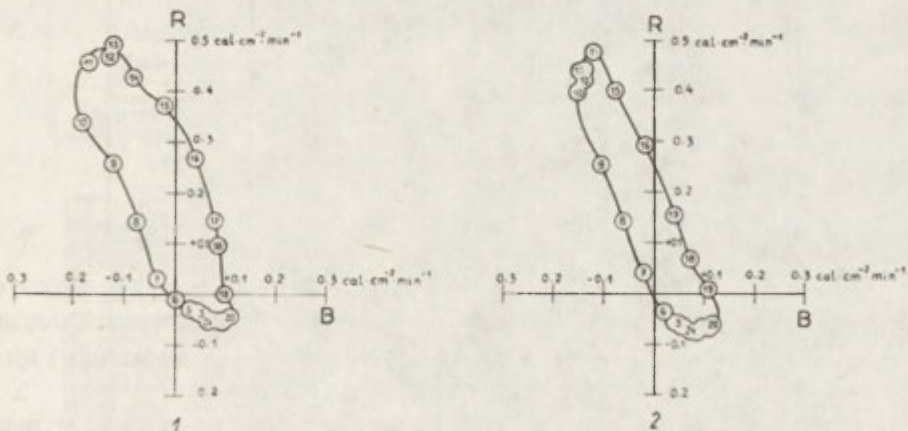
Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
Dno doliny	150	125	125	133	100	100	133	57
Zbocze doliny	100	100	83	83	75	67	50	43
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
Dno doliny	46	53	37	28	24	19	5	15
Zbocze doliny	40	38	34	33	32	25	20	7
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
Dno doliny	53	80	n	275	167	160	140	117
Zbocze doliny	27	100	n	183	157	143	114	129

Tabela 19 wskazuje, że stosunek $\frac{B}{R}$ miał wyraźny przebieg dobowy i wyrażał się większymi wartościami na dnie doliny niż na jej zboczach. Przyczyną tego było różne — na obu stanowiskach — zużycie energii w procesie turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci, które, jak z powyższego wynika, były większe na zboczach, w stosunku do wartości bilansu promieniowania zmierzonego w tym punkcie. Związanie stosunkowo znacznej ilości energii promieniowania dopływającego do powierzchni czynnej, w procesie turbulencyjnej wymiany ciepła, prowadziło w konsekwencji do mniejszej wymiany tego ciepła z podłożem.

Im bardziej wzrastała — w miarę upływu czasu — konwekcja i straty ciepła na parowanie, tym bardziej zmniejszała się wartość stosunku $\frac{B}{R}$, która swoje minimum dobowe (ok. 6%) osiągała we wczesnych godzinach popołudniowych (między godziną 15.00 — 16.00).

Rozpatrywany stosunek $\frac{B}{R}$ stawał się nieoznaczony w momencie wieczornej zmiany znaku bilansu promieniowania, wskutek niejednoczesnej zmiany ujemnych wartości B i dodatnich wartości R . Występujące w tym czasie, stosunkowo znaczne jeszcze, straty energii związane z turbulencyjną wymianą ciepła i wilgoci były kompensowane w całości przez energię dopływającą do powierzchni czynnej z głębszych warstw gleby.

W nocy, po zaniknięciu względnie intensywnej konwekcji i parowania, a także wskutek występowania niewielkich wartości bilansu promieniowania, stosunek $\frac{B}{R}$ był wysoki i stanowił średnio ok. 140% dla dna doliny i 120% dla zbocza. W tym przypadku różnica między obu tymi wartościami wynikała nie tyle z odmiennej na obu stanowiskach wielkości wymiany ciepła z podłożem, ile z różnej wielkości bilansu promieniowania (tab. 8).



Ryc. 25. Zależność bilansu promieniowania R i wymiany ciepła z podłożem B na dnie doliny (1) i na zboczach (2). Wartości średnie godzinowe z okresu 4—26 VIII 1963 r.

Interdependence of radiation balance R upon heat exchange with underlying surface B on valley floor (1) and valley slope (2). Given are mean hourly values for the period from Aug. 4 to 26, 1963

Wartość stosunku $\frac{B}{R}$ w nocy wskazuje na doniosłe znaczenie — w nocnej strukturze bilansu energii — strumienia ciepła przewodzonego molekularnie. Jak bowiem wykazały pomiary, wymiana ciepła z podłożem jest w tym okresie ważnym komponentem w równaniu bilansu cieplnego, z uwagi na to, iż często jest ona jedyną składową dodatnią tego bilansu. Ma to miejsce podczas występowania termicznej równowagi chwiejnej powietrza w przypowierzchniowej warstwie atmosfery.

Na ryc. 25 przedstawiono zależność bilansu promieniowania i wymiany ciepła z podłożem, opartą na średnich godzinowych wartościach R i B . Połączone linią ciągłą punkty odpowiadających sobie wartości R i B dla poszczególnych terminów obserwacyjnych układają się na tym wykresie w krzywe o postaciach zbliżonych do elipsy. Asymetria obu figur oddaje asymetrię przebiegu dobowego wymiany ciepła z podłożem; była ona większa na dnie doliny niż na zboczu. Z wykresu tego można odczytać, że każdej wartości bilansu promieniowania odpowiadały dwie różne wartości wymiany ciepła z podłożem, przy czym rozpiętość między tymi wartościami była również większa na dnie doliny niż na zboczu.

Na podstawie ryc. 25 można wnioskować, że pomiędzy bilansem promieniowania i wymianą ciepła z podłożem istnieje zależność prostoliniowa, którą charakteryzują równania regresji R i B i wyznaczone dla nich współczynniki korelacji. Przedstawiono je w tab. 20, przyjmując za zmienną niezależną x wartości bilansu promieniowania. Równania regresji R i B oraz współczynniki korelacji wyznaczono oddzielnie dla okresów z dodatnimi i ujemnymi wartościami bilansu radiacji.

Tabela 20

Ocena zależności wymiany ciepłej z podłożem od bilansu promieniowania, obliczona na podstawie wartości średnich godzinowych z okresu 4—26 VIII 1963 r.

Stanowisko	R	Równanie regresji	Współczynnik korelacji
Dno doliny	$R > 0$	$y = -0,29 \times + 0,02$	-0,52
	$R < 0$	$y = -0,36 \times - 0,01$	-0,56
Zbocze doliny	$R > 0$	$y = -0,44 \times + 0,06$	-0,87
	$R < 0$	$y = -1,77 \times - 0,04$	-0,72

Okazało się, że otrzymane współczynniki korelacji były znacznie wyższe dla stanowiska na zboczu niż na dnie doliny, przy czym na obu stanowiskach stosunek między współczynnikami korelacji dla badanych przedziałów dodatnich i ujemnych wartości bilansu promieniowania układał się odmiennie.

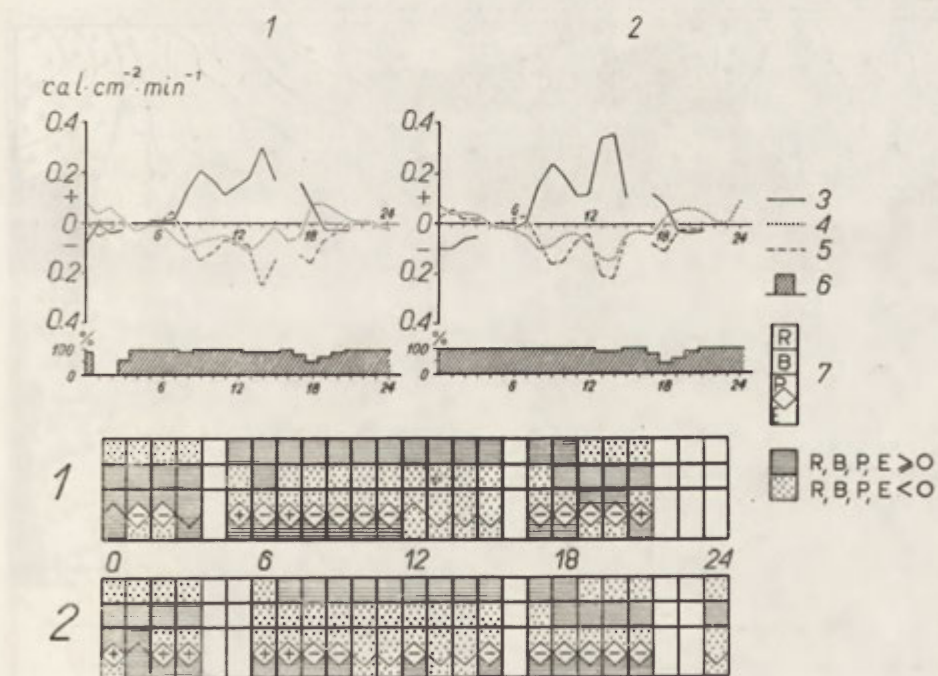
Uzyskane wyniki obliczeń wskazują, że na zboczu doliny wielkość wymiany ciepła z podłożem była bardziej bezpośrednio związana z wielkością bilansu promieniowania, niż to miało miejsce na dnie doliny. Tutaj, oprócz radiacji, duże znaczenie i wpływ miały inne jeszcze czynniki lokalne, dzięki czemu proces wymiany energii z podłożem mógł przebiegać inaczej niż na zboczu.

Rezultaty pomiarów wskazują także, że zróżnicowanie w dobowym przebiegu stosunku $\frac{B}{R}$ na obu stanowiskach wynikało głównie z przyczyny przesunięcia fazy wymiany ciepła z podłożem na dnie doliny, względem analogicznej fazy stwierdzonej na zboczu.

Wpływ występowania opadu atmosferycznego na wielkość wymiany ciepła z podłożem

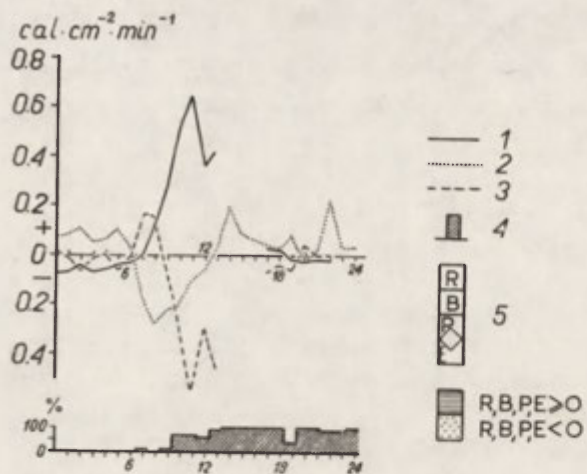
Oprócz widocznego wyraźnego wpływu zachmurzenia nieba, oddziaływającego pośrednio — poprzez bilans promieniowania — na wymianę ciepła z podłożem, można było stwierdzić także zależność wielkości natężenia strumienia B od występowania opadu atmosferycznego.

W powyższym zagadnieniu nie chodzi o scharakteryzowanie wpływu ilości spadłej wody (opadu) na wielkość wymiany ciepła z podłożem, gdyż nie prowadzono w tym celu odpowiednich pomiarów. Natomiast rozpatrywany jest tutaj sam fakt wystąpienia na powierzchni czynnej wody atmosferycznej, której część pochłonięta przez głębsze warstwy gleby warunkowała w odpowiednim stopniu wymianę energii drogą przewodzenia molekularnego.



Ryc. 26. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 23 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 23, 1963 (for explanations see Fig. 12)

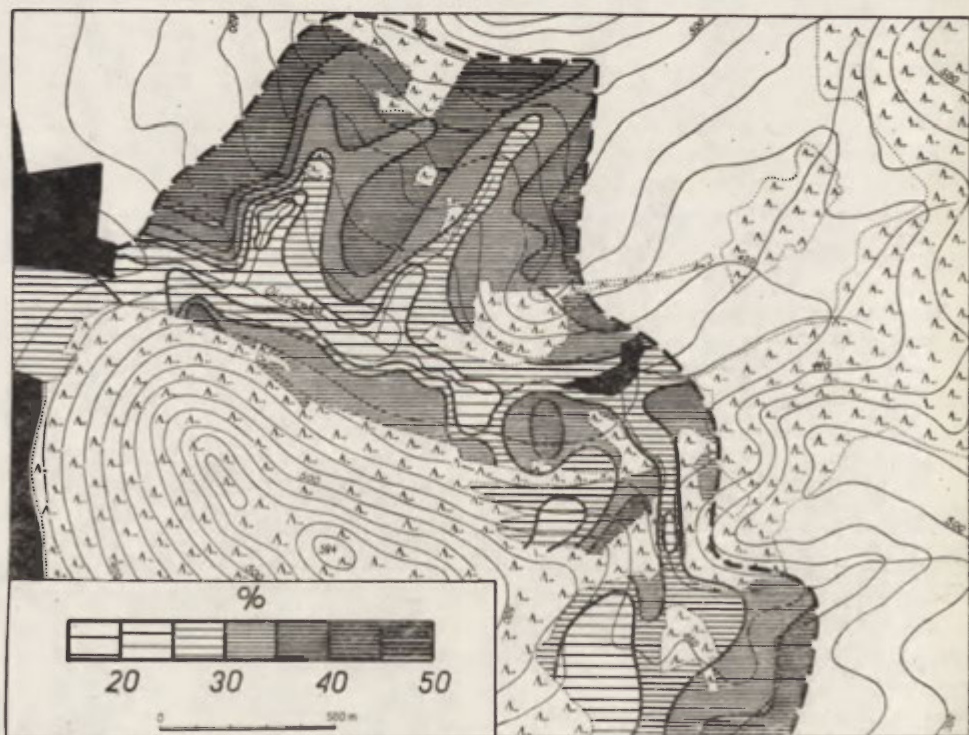
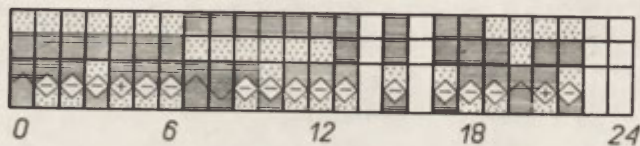


Ryc. 27. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny w dniu 29 VIII 1964 r.

(objaśnienia — jak przy ryc. 13)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor on Aug. 29, 1964

(for explanations see Fig. 13)



Ryc. 28. Mapa zawartości powietrza w glebie, w procentach jej objętości. Warstwa gleby 0—10 cm
Map illustrating air content in soil, given in percent values of soil volume; soil layer 0 to 10 cm

Należy zaznaczyć, że w przeważającej ilości wszystkich zanotowanych przypadków występowania opadu atmosferycznego nie stwierdzono widocznych zmian w procesie wymiany ciepła z podłożem. Sytuacja taka istniała wtedy, gdy na powierzchnię czynną spadała względnie niewielka ilość wody, nie zmieniając w sposób zasadniczy właściwości cieplnych wierzchnich warstw gleby.

Tym niemniej, w pewnych przypadkach opad deszczu zaważył wyraźnie na wielkości wymiany ciepła z podłożem, co ilustrują ryc. 17, 26 i 27.

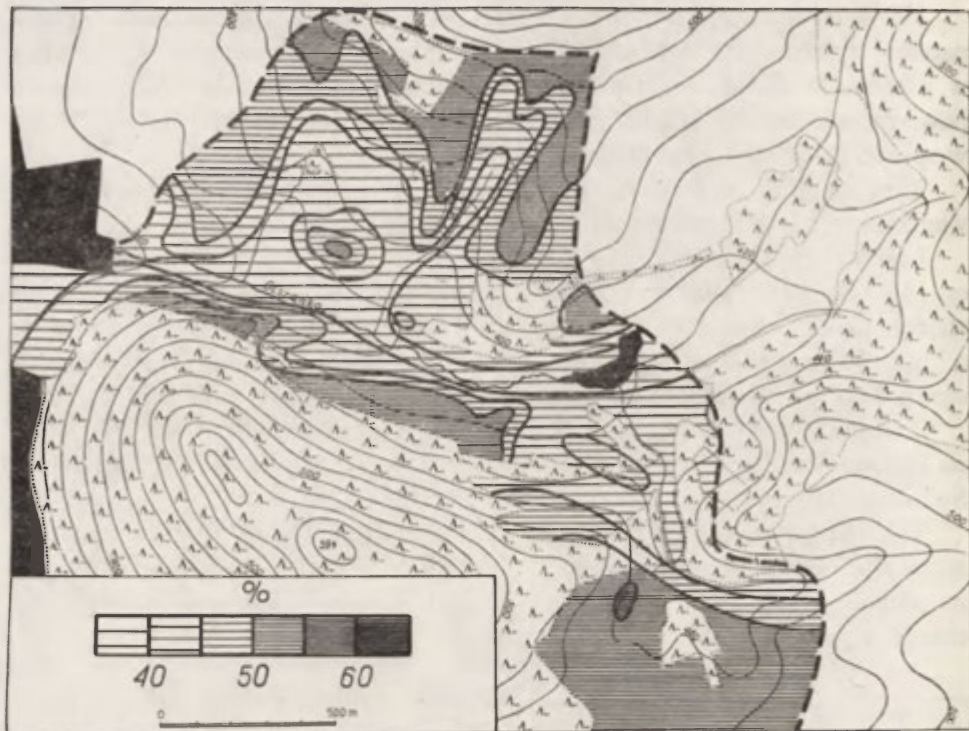
I tak na przykład, w dniu 23 VIII 1963 r. (ryc. 26), zanotowany w godzinach od 15.00 do 17.00 silny opad przelotny zwiększył ilość energii cieplnej, przedstawianej się od powierzchni do głębszych warstw gleby, opóźniając jednocześnie o blisko 90 min. moment wieczornej zmiany kierunku strumienia ciepła *B* w stosunku do terminu średniego, wyznaczonego dla całego okresu badań.

Z drugiej strony, w pewnych przypadkach opad może oddziaływać odwrotnie na kształtowanie się wymiany ciepła z podłożem, niż to powyżej przedstawiono. Świadczą o tym przykłady z dnia 18 VIII 1963 r. (ryc. 17) i 29 VIII 1964 r. (ryc. 27).

Tak więc w dniu 29 VIII 1964 r., już przed godziną 13.00 strumień ciepła został skierowany z warstw głębszych gleby ku powierzchni czynnej, z chwilą gdy na podłoże spadła woda atmosferyczna; około godziny 14.00 wielkość wymiany energii z podłożem wynosiła $+ 0,20 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$.



Ryc. 29. Mapa zawartości powietrza w glebie, w procentach jej objętości. Warstwa gleby 10—50 cm
Map illustrating air content in soil, given in percent values of soil volume; soil layer 10 to 50 cm

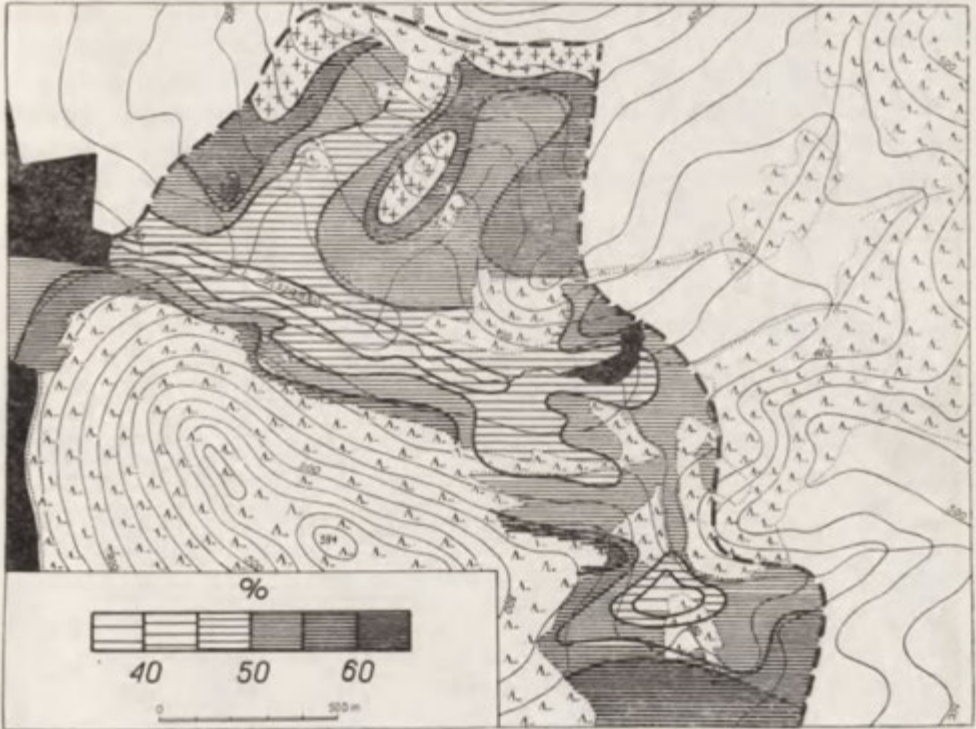


Ryc. 30. Mapa zawartości części stałych w glebie, w procentach jej objętości. Warstwa gleby 0—10 cm

Map illustrating content of solid parts in soil, given in percent values of soil volume; soil layer 0 to 10 cm

Można sądzić, że sytuacja powyższa była wynikiem różnicy temperatury opadu atmosferycznego i temperatury samego podłoża atmosfery. Spadająca na stosunkowo cieplejsze podłoże chłodna woda atmosferyczna mogła obniżyć jego temperaturę, a po wtóre, woda ta względnie szybko parując mogła powodować dodatkowo znaczne straty energii z powierzchni czynnej. W wyniku tego na powierzchni gleby mogły występować niższe temperatury, niż to obserwowano w jej warstwach głębszych; stąd też strumień energii cieplnej mógł płynąć ku górze, kompensując straty ciepła powstałe na powierzchni czynnej.

Szczególnie interesujący był przebieg dobowy wymiany energii z podłożem, przedstawiony na ryc. 17. W okresie godzin dziennych dnia 18 VIII 1963 r., podczas występowania opadu deszczu ciągłego, strumień ciepła w podłożu, na obu stanowiskach, był cały czas — z nielicznymi wyjątkami — skierowany z głębszych warstw gleby ku jej powierzchni. W omawianym dniu przez teren Polski południowo-zachodniej przechodził chłodny front atmosferyczny; ogólna pogoda charakteryzowała się niskimi temperaturami powietrza, podczas gdy stosunkowo wysoka była temperatura podłoża, nagrzanego jeszcze w poprzednim okresie. Już sam fakt występowania takiego układu temperatury powietrza i podłoża stał się przyczyną kierunku przenikania ciepła z głębszych warstw gleby ku jej po-



Ryc. 31. Mapa zawartości części stałych w glebie, w procentach jej objętości. Warstwa gleby 10—50 cm

Map illustrating content of solid parts in soil, given in percent values of soil volume; soil layer 10 to 50 cm

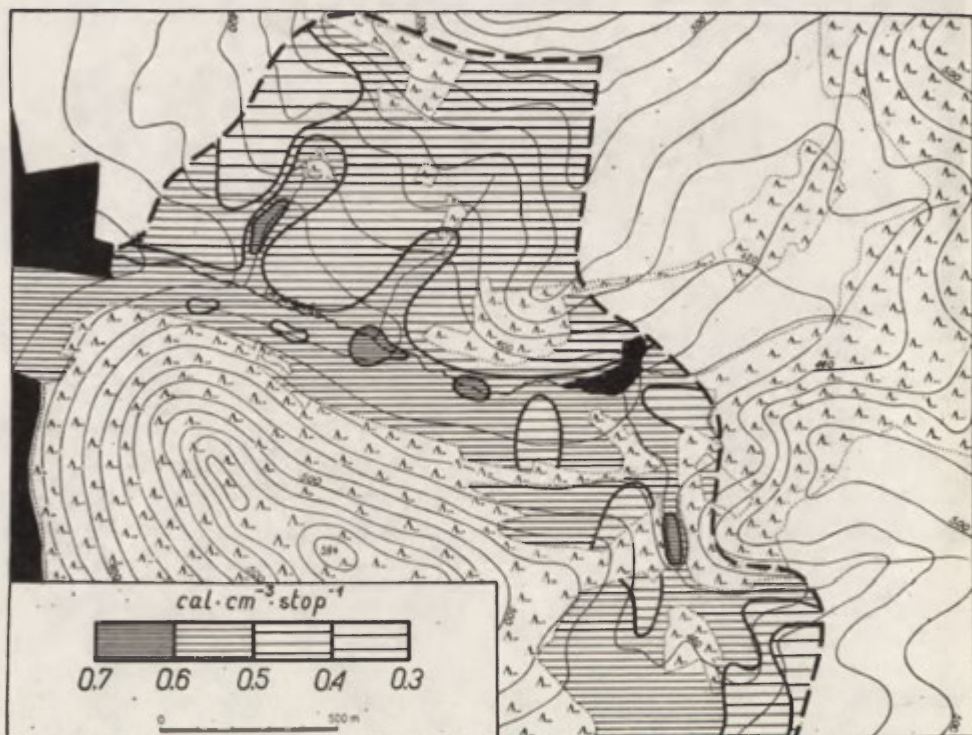
wierzchni. Towarzyszący temu układowi temperatur chwilowo względnie duży stopień wilgotności gleby (na skutek opadu), wpływał na wysokie wartości liczbowe współczynników przewodnictwa cieplnego i temperaturowego gleby, a co za tym następuje — na stosunkowo znaczną utratę energii z podłoża.

Powyższe uwagi wskazują, że wielkość i charakter wymiany cieplnej z podłożem jest co najmniej w takim samym stopniu uzależniona od rodzaju tego podłoża, jak i od ogólnych warunków pogodowych, a wśród nich — od występowania opadu atmosferycznego.

Rozkład czasowy i przestrzenny wymiany ciepła z podłożem

Z rozważań, jakie przedstawiono w poprzednich rozdziałach wynika, że obydwie składowe bilansu cieplnego, a mianowicie bilans promieniowania i wymiana cieplna z gruntem, są w znacznym stopniu zależne od działania na nie lokalnych warunków fizycznych powierzchni czynnej. W związku z tym, uzyskany

na przykład obraz bilansu promieniowania tylko dla dwóch różnych typów podłoża atmosfery charakteryzuje warunki radiacyjne całego urozmaiconego topograficznie obszaru doliny Olszanki — zaledwie w dużym przybliżeniu. Możliwość występowania w dolinie Olszanki dowolnie dużej różnorodności typów podłoża atmosfery stanowi przesłankę, iż na obszarze tym powinno mieć miejsce znaczne zróżnicowanie czasowe i przestrzenne wszystkich składowych bilansu cieplnego.



Ryc. 32. Mapa pojemności cieplnej gleby ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{stop}^{-1}$) w dolinie Olszanki. Warstwa gleby 0—10 cm

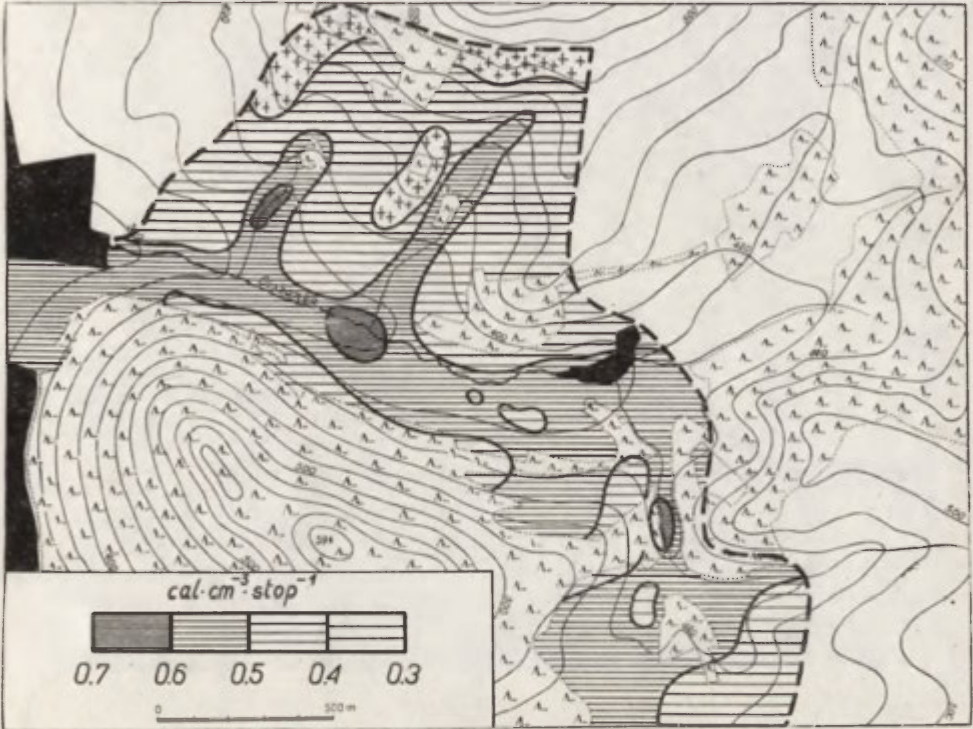
Map illustrating heat capacity of soil (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{degree}^{-1}$) in Olszanka valley; soil layer 0 to 10 cm

Aby móc ocenić to zróżnicowanie, wykonano w sierpniu i wrześniu 1962 r. — na interesującym nas obszarze, odpowiednie pomiary terenowe.

Z uwagi na metodę badań, zróżnicowanie rozkładu przestrzennego poszczególnych składowych bilansu ciepła najłatwiej było określić na przykładzie wymiany ciepła z podłożem. Wielkość tej wymiany wyznaczono przy pomocy metody pośredniej, która opiera się na znajomości pojemności cieplnej gleby i przyrostu jej temperatury w jednostce czasu. Obliczenia wykonano tylko dla jednej doby (27/28 VIII 1962 r.), ale za to dla pracujących równocześnie 13 stanowisk pomiarowych (ryc. 1); pozwoliło to w rezultacie wykonać 24 mapy przestrzennego rozkładu strumienia ciepła *B*, dla każdej godziny doby. Do powyższych obliczeń

konieczna była znajomość zawartości wody, powietrza i części stałych w glebie. Określono ją w oparciu o próbki gleby pobrane z 91 odkrywek (ryc. 1).

Aby lepiej zobrazować osobliwości rozkładu przestrzennego wymiany ciepła z podłożem, należy przedstawić kilka uwag na temat własności fizycznych gleby występującej na obszarze doliny Olszanki.



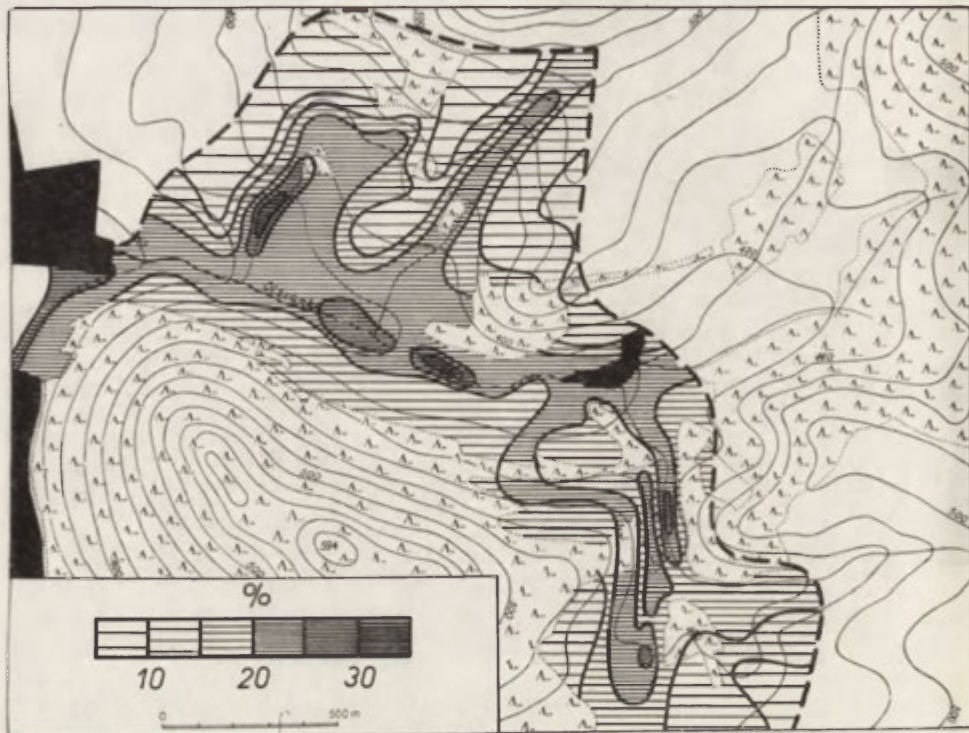
Ryc. 33. Mapa pojemności cieplnej gleby ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{stop}^{-1}$) w dolinie Olszanki. Warstwa gleby 10—50 cm

Map illustrating heat capacity of soil (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{degree}^{-1}$) in Olszanka valley; soil layer 10 to 50 cm

W wyniku przeprowadzonych badań stwierdzono zgodność wyróżnionych typów gleby z rozkładem przestrzennym jej aktualnej porowatości (ryc. 28, 29) oraz brak wyraźniejszego związku pomiędzy rodzajem materiałów powierzchniowych (ryc. 2, 3), a zawartością w nich części stałych (ryc. 30, 31). Zaobserwowano również, że pojemność cieplna gleb suchych (ryc. 32, 33), położonych w najwyższych częściach badanego terenu, zależy głównie od ciepła właściwego części stałych gleby, albowiem ciepło właściwe powietrza znajdującego się w tych glebach nie odgrywa praktycznie żadnej roli. Porównanie wszystkich map (ryc. 2, 3, 28—35) potwierdza, że dobowe wahania temperatury gleby, mniejsze w dolinie Olszanki niż na jej zboczach, występowały na skutek większej pojemności cieplnej

gleb wilgotniejszych, położonych w najniższych częściach badanego terenu (ryc. 32—35).

Interesującą właściwość podłoża stanowił w dolinie Olszanki brak zależności między zawartością wody w glebie a ekspozycją dosłoneczną zboczy doliny, co wyraźniej przejawiało się w warstwie gleby 0—10 cm (ryc. 34) niż na jej głębszych

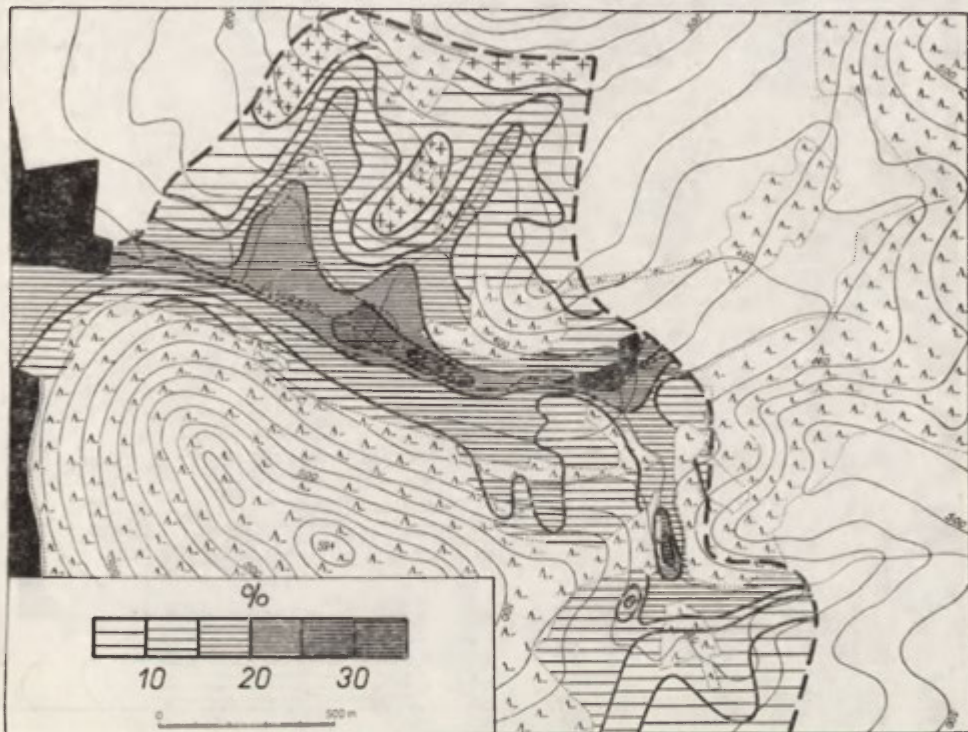


Ryc. 34. Mapa zawartości wilgoci w glebie, w procentach jej objętości. Warstwa gleby 0—10 cm
Map illustrating humidity content in soil, given in percent values of soil volume; soil layer 0 to 10 cm

poziomach (ryc. 35). Poza tym, z obu rycin wynika, że rozkład przestrzenny wilgotności gleby zależał nie tylko od pionowego ukształtowania terenu. Na zawartość wody w glebie oddziaływały właściwości budowy poszczególnych poziomów glebowych, nie wyłączając skały macierzystej.

Na tle przedstawionych powyżej niektórych własności fizycznych gleby interesująco wyglądał — na całym obszarze objętym pomiarami szczegółowy mi — przebieg dobowy wymiany cieplnej z podłożem. Przykładowo, wielkość i charakter tej wymiany, dla kilku wybranych okresów doby, przedstawiają ryc. 36—40. Z załączonych ilustracji wynika wyraźna s t r e f o w o ś ć rozkładu przestrzennego wymiany ciepła z podłożem, która jest związana z ukształtowaniem pionowym terenu i uwarunkowana rodzajem gleby.

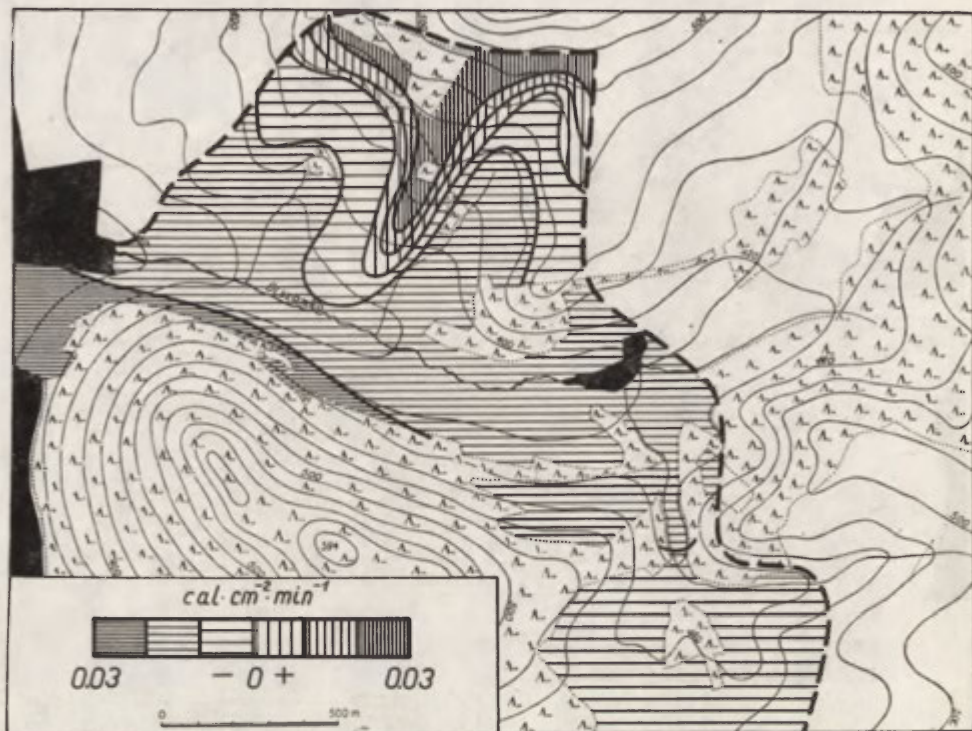
Najważniejsze cechy tej strefowości przejawily się: w terminach, w których— na różnych stanowiskach w dolinie Olszanki — wymiana ciepła z podłożem zmieniała kierunek z dodatniego na ujemny (lub odwrotnie) oraz w terminach występowania najwyższych dodatnich i ujemnych wartości dobowych wymiany energii.



Ryc. 35. Mapa zawartości wilgoci w glebie, w procentach jej objętości. Warstwa gleby 10—50 cm
Map illustrating humidity content in soil, given in percent values of soil volume; soil layer 10 to 50 cm

Stwierdzono na przykład, że w chwili, w której w najwyższych partiach zboczy zaczynało się już wydzielanie ciepła z głębszych warstw gleby ku jej powierzchni, jednocześnie na dnie doliny występowała największa dobowa absorpcja energii cieplnej przez głębsze warstwy gleby, związana ze stosunkowo wysokimi stratami ciepła z powierzchni czynnej, na skutek parowania i konwekcji (ryc. 36). Szczegółem godnym odnotowania jest fakt, że największe straty ciepła z powierzchni gleby, w okresach godzin od 3.00 do ok. 6.00, zachodziły nie na samym dnie doliny, ani też w najwyższych partiach zboczy, ale na ich odcinkach środkowych (ryc. 37). Dopiero na krótko przed poranną zmianą kierunku przepływu energii w podłożu, największe wydzielanie ciepła z głębszych warstw gleby ku powierzchni czynnej notowano wzdłuż potoku Olszanki.

Przedstawione wyżej uwagi nie zawsze pozostają w zgodzie z uwagami dotyczącymi przebiegu dobowego wymiany ciepłej z podłożem, cmówionymi w poprzednich rozdziałach. Wynikające z badań w latach 1962, 1963 i 1964 różnice dotyczące przebiegu tej wymiany wskazują, że zależnie od rodzaju podłoża atmo-



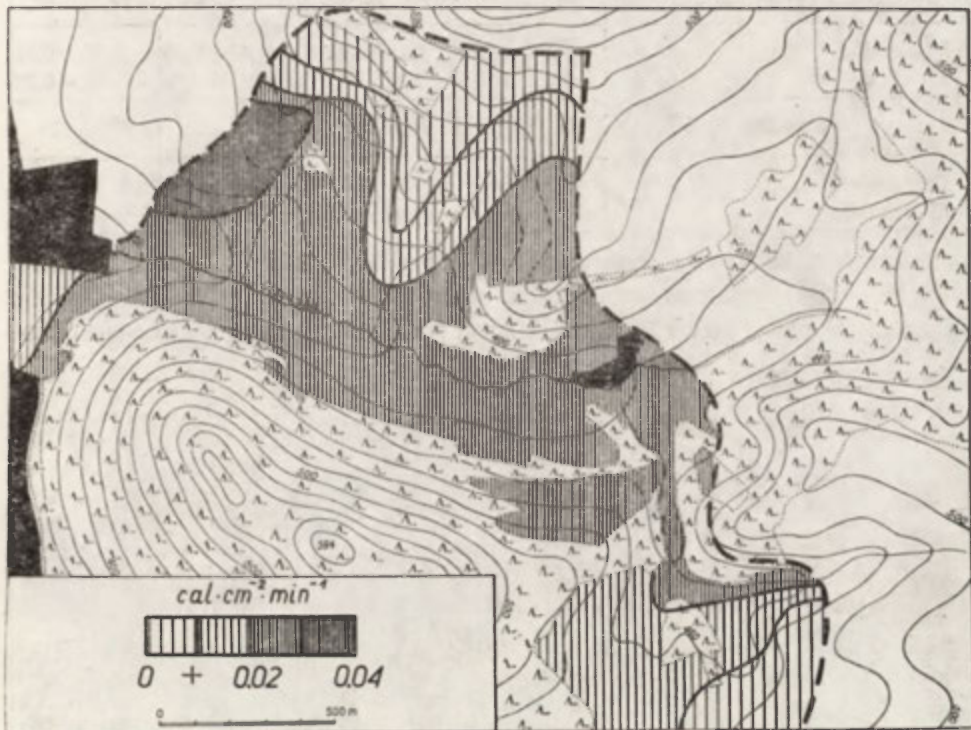
Ryc. 36. Rozkład przestrzenny wymiany ciepła z podłożem ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) w godzinach popołudniowych 15.00–16.00, w dniu 28 VIII 1962 r.

Spatial distribution of heat exchange with underlying surface, (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) in afternoon hours (15.00–16.00) on Aug. 28, 1962

sfery i ogólnych warunków pogodowych wymiana energii, drogą przewodzenia molekularnego, może się kształtować w różny sposób. Powyższe stwierdzenie jest zarazem podstawą wnioskowania, że w podobnie zróżnicowany sposób mogą się układać obrazy przestrzennego rozkładu bilansu promieniowania oraz turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci.

PRZEBIEG DOBOWY TURBULENCYJNEJ WYMIANY CIEPŁA I WILGOCI ($P+E$)
MIĘDZY POWIERZCHNIĄ CZYNNĄ I ATMOSFERĄ NA DNIIE I ZBOCZU DOLINY

Z ryc. 12 i tab. 21 wynika, że w przebiegu dobowym składowej bilansu $P + E$ przewagę miały wartości ujemne ($P+E < 0$), co oznacza straty ciepła z powierzchni czynnej.



Ryc. 37. Rozkład przestrzenny wymiany ciepła z podłożem ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) w godzinach wczesnorannych 5.00—6.00, w dniu 28 VIII 1962 r.

Spatial distribution of heat exchange with underlying surface (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) in early-morning hours (5.00—6.00) on Aug. 28, 1962

Okres strat ciepła zużytego na parowanie i konwekcję rozpoczął się na zboczu doliny około godziny 6.00, a na jej dnie — około godziny 7.00.

Zarówno w godzinach przedpołudniowych, jak i po południu zaznaczyła się pewna nierównomierność przyrostu strat ciepła związanych z wymianą turbulencyjną (około godziny 10.00, 12.00—14.00 i 17.00). Można to tłumaczyć wpływem zmiennego zachmurzenia nieba (tab. 22), które okresowo zmniejszając lub zwiększając bilans promieniowania jednocześnie w odpowiednim stopniu formowało straty energii na parowanie i konwekcję termiczną.

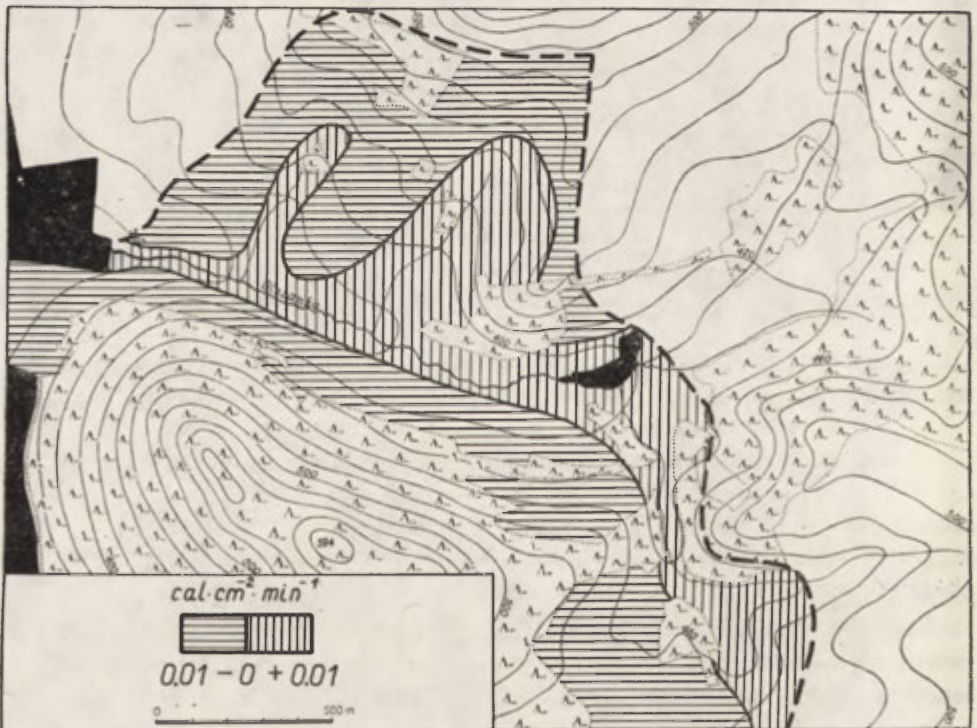
Należy jednak zaznaczyć, że bez oddzielnego określenia wielkości ciepła zużytego na parowanie i kondensację oraz oddzielnego wyznaczenia ilości ciepła

Tabela 21

Turbulencyjna wymiana ciepła i wilgoci $P+E$ ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) między atmosferą a jej podłożem na dnie doliny i na zboczu. Wartości średnie godzinowe z okresu 4–26 VIII 1963 r.

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
Dno doliny	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,01	-0,06
Zbocze doliny	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	-0,02	-0,08
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
Dno doliny	-0,14	-0,16	-0,29	-0,34	-0,37	-0,35	-0,35	-0,31
Zbocze doliny	-0,15	-0,25	-0,29	-0,28	-0,30	-0,36	-0,32	-0,27
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
Dno doliny	-0,23	-0,18	-0,11	-0,07	-0,04	-0,03	-0,02	-0,01
Zbocze doliny	-0,19	-0,14	-0,11	-0,05	-0,04	-0,03	-0,01	-0,02

związanego z konwekcją termiczną trudno wyjaśnić, który z tych czynników odgrywał większą rolę w sumarycznie traktowanej składowej $P + E$. Ogólnie wiadomo, że nawet niewielki wzrost bilansu promieniowania wpływa na stosunko-



Ryc. 38. Rozkład przestrzenny wymiany ciepła z podłożem ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) w godzinach rannych 7.00–8.00, w dniu 28 VIII 1962 r.

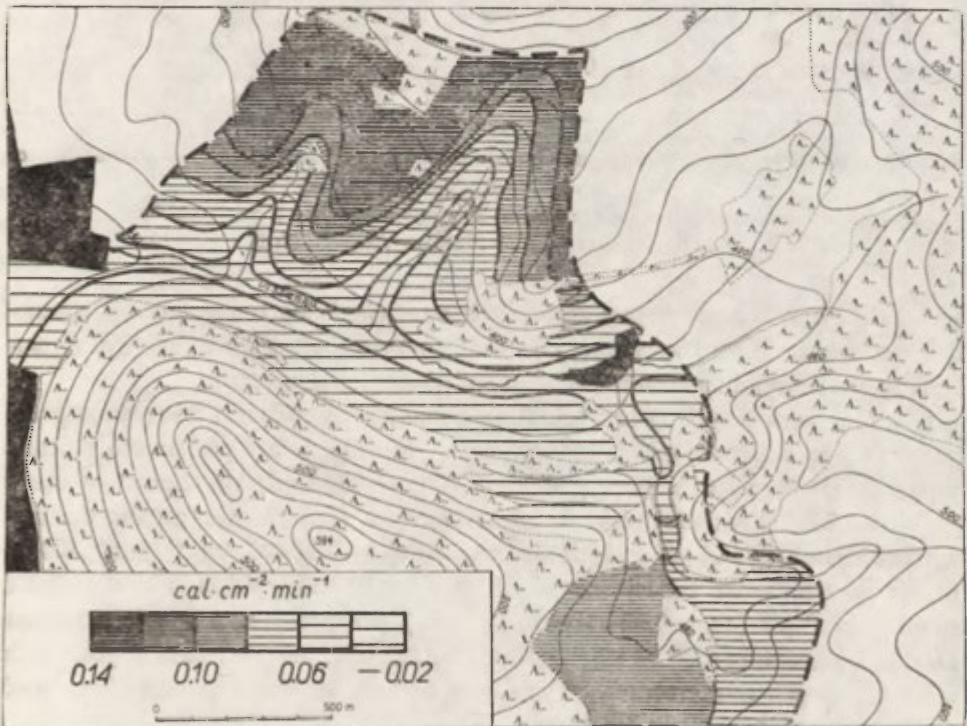
Spatial distribution of heat exchange with underlying surface (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) in morning hours (7.00–8.00) on Aug. 28, 1962

Tabela 22

Przykład zależności bilansu promieniowania R i strumienia ciepła $P+E$ ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) oraz zachmurzenia nieba N (%), różnicy prężności pary wodnej Δe (mb) i temperatury powietrza ΔT ($^{\circ}\text{C}$) na zboczu doliny. Wartości średnie godzinowe z okresu 4–26 VIII 1963 r.

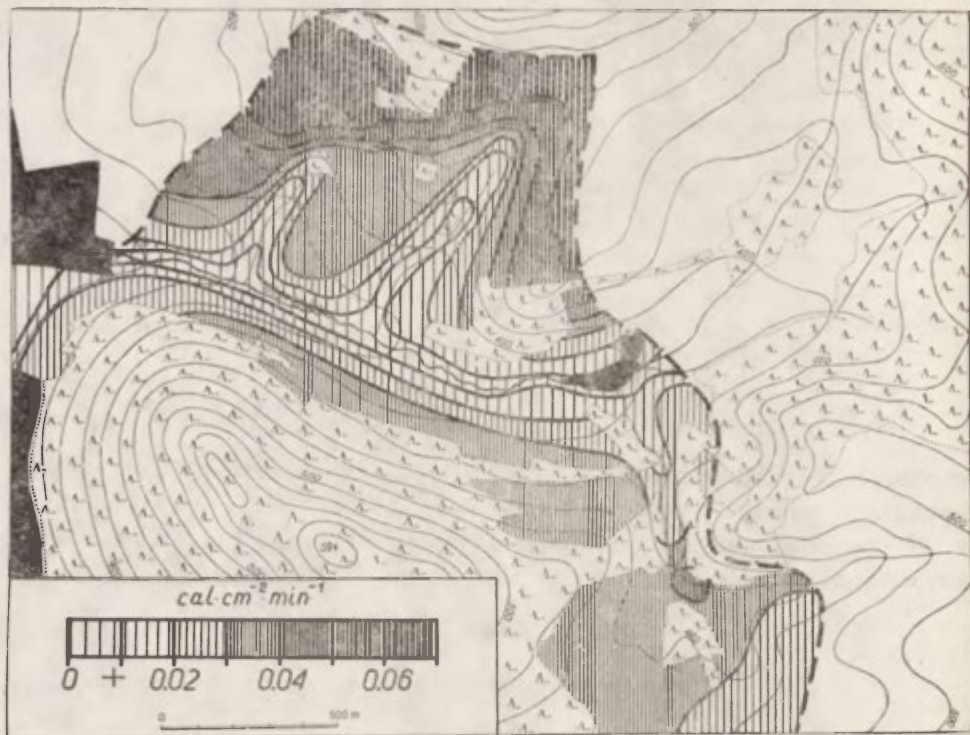
Godzina	10	11	12	13	14	15
R	0,40	0,44	0,42	0,44	0,48	0,40
$P+E$	-0,25	-0,29	-0,28	-0,30	-0,36	-0,32
N	70	72	80	78	77	75
ΔT	1,1	1,2	1,3	1,2	1,3	1,2
Δe	0,8	1,1	0,7	1,6	0,4	1,4

wo znaczne zwiększenie parowania, w przypadku, gdy powierzchnia parująca jest dostatecznie wilgotna. Biorąc pod uwagę powyższe oraz fakt, że w okresie badań w 1963 r. wilgotność gleby na obu stanowiskach była raczej niewielka, można przypuszczać, iż opisywana powyżej nieregularność natężenia strumienia $P+E$



Ryc. 39. Rozkład przestrzenny wymiany ciepła z podłożem ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) w godzinach południowych 13.00–14.00, w dniu 28 VIII 1962 r.

Spatial distribution of heat exchange with underlying surface (in $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) in noon hours (13.00–14.00) on Aug. 28, 1962



Ryc. 40. Rozkład przestrzenny wymiany ciepła z podłożem ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) w godzinach nocnych 22.00—23.00, w dniu 28 VIII 1962 r.

Spatial distribution of heat exchange with underlying surface (in $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) in night hours (22.00—23.00) on Aug. 28, 1962

wynikała nie tyle z przyczyny zmiennych strat ciepła na parowanie, ile spowodowana była zmienną konwekcją; jej nierównomierne natężenie mogło być wywoływane chwilowymi spadkami temperatury powierzchni czynnej.

Okres maksymalnych dobowych strat ciepła na parowanie i konwekcję przypadła na obu stanowiskach niejednocześnie. Na dnie doliny maksimum dzienne występowało przeciętnie około godziny 13.00, podczas gdy na zboczu — około godziny 14.00. Tym niemniej, dla obu stanowisk średnia maksymalna dzienna wielkość strumienia $P+E$ wynosiła jednakowo ok. $-0,35 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$. Kilka razy mniejsza od tej wartości była średnia maksymalna nocna wielkość strumienia $P+E$ (ok. $+0,02 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$), przypadająca o godzinie 5.00 na zboczu i o godzinie 6.00 na stanowisku dolnym. Jak z tego wynika, w godzinach wczesnorannych powierzchnia czynna otrzymywała stosunkowo największą ilość ciepła przeniesionego turbulencyjnie.

Straty ciepła na parowanie i konwekcję na obu stanowiskach systematycznie zmniejszały się od godzin popołudniowych ku wieczorowi, ale zmiana znaku strumienia $P+E$ z ujemnego na dodatni następowała dopiero w okresie nocy. W tym przypadku stwierdzono dość istotne różnice między górnym i dolnym

punktem pomiarowym. Zmiana kierunku strumienia $P+E$ na zboczu doliny była obserwowana przeciętnie około godziny 1.30, natomiast na jej dnie — dopiero około godziny 4.30. Naturalnie, wskutek znacznej różnicy między obu stanowiskami w terminach nocnego przejścia strumienia $P+E$ przez zero, wystąpiły względnie duże dysproporcje w długości okresów $P+E>0$ i $P+E<0$. Przeciętna długość okresu z dodatnimi wartościami wymiany turbulencyjnej ciepła utajonego i odczuwalnego wynosiła dla stanowiska położonego na dnie doliny tylko $2^{1/2}$ godz., natomiast z wartościami ujemnymi — ok. $21^{1/2}$ godz. Analogiczne wartości liczbowe dla stanowiska górnego wynosiły: dla $P+E>0$ ok. $4^{1/2}$ godz. i dla $P+E<0$ — ok. $19^{1/2}$ godz. Jeśli więc ocenia się nocne straty ciepła poprzez wymianę turbulencyjną, to stanowisko na zboczu znajdowało się w warunkach znacznie korzystniejszych.

Z ryc. 12 wynika dość wyraźne przesunięcie obu krzywych ilustrujących średni dobowy przebieg strumienia $P+E$, zarówno względem siebie, jak i względem południa czasu lokalnego.

W stosunku do godziny 12.00 obie krzywe przebiegu dobowego $P+E$ były przesunięte ku godzinom popołudniowym, co świadczy o tym, że większe przenoszenie ciepła drogą wymiany turbulencyjnej miało miejsce na początku drugiej połowy doby. Z kolei jednogodzinne przesunięcie fazy (opóźnienie w czasie) krzywej $P+E$ na stanowisku górnym względem krzywej ilustrującej strumień $P+E$ na dnie doliny wyrażało różnicę, jaka miała miejsce w lokalnych przebiegach dobowych wymiany turbulencyjnej na obu stanowiskach. Przed południem, zarówno duży kąt nachylenia stanowiska na zboczu, jak i stosunkowo mały stopień uwilgotnienia podłoża, warunkowały szybkie nagrzewanie się powierzchni czynnej, a duża różnica między jej temperaturą i temperaturą powietrza (tab. 23) powodowała szybki oraz intensywny rozwój konwekcji. W wyniku tego na stanowisku górnym straty ciepła mogły być większe, niż na dnie doliny.

Tabela 23

Pionowa stratyfikacja termiczna w przypowierzchniowej warstwie atmosfery w godzinach przedpołudniowych. Wartości średnie godzinowe z okresu 4—26 VIII 1963 r.

Godzina		6	7	8	9	10	11
Dno doliny	$T_{2,0}$	12,8	13,3	15,4	16,6	17,8	19,1
	$T_{0,5}$	12,4	13,2	15,3	16,6	17,7	19,1
	T_0	12,2	13,0	15,6	17,6	19,6	21,9
Zbocze doliny	$T_{2,0}$	13,6	14,1	15,5	16,5	17,8	18,8
	$T_{0,5}$	13,8	14,5	16,1	17,4	18,9	20,0
	T_0	14,1	14,6	17,0	19,0	21,8	24,6

W przeciwieństwie do zbocza, wilgotne podłoże wzdłuż potoku Olszanki nagrzewało się powoli, a inwersja temperatury, utrzymująca się w warstwie powietrza 0,5—2,0 m aż do późnych godzin rannych (tab. 23), utrudniała powstawa-

nie konwekcji; stąd też na dnie doliny występowały mniejsze niż na zboczu straty energetyczne.

W godzinach popołudniowych natomiast, bezwzględna wielkość wymiany turbulencyjnej $P+E$ była wyższa na stanowisku dolnym niż na zboczu. Układ taki wynikał głównie ze stosunkowo znacznego parowania z powierzchni czynnej dna doliny — czynnika, który w tym okresie decydował o sumarycznej ilości energii $P+E$, oddawanej atmosferze poprzez wymianę turbulencyjną. Jest rzeczą interesującą, iż tak traktowany w obliczeniach bilansu cieplnego strumień $P+E$ był większy na dnie doliny, pomimo niższej na tym stanowisku temperatury powierzchni czynnej oraz mniejszej pionowej różnicy temperatury w przypowierzchniowej warstwie powietrza. Fakt ten, wobec braku oddzielnych wielkości składowych P i E , świadczy dobitnie o roli parowania, w ogólnym procesie wymiany turbulencyjnej, jaką ono odgrywało na dnie doliny.

Związek występujący pomiędzy bilansem promieniowania a wymianą turbulencyjną ciepła i wilgoci w przypowierzchniowej warstwie atmosfery na dnie i zboczu doliny

Poranne przejście strumienia $P+E$ przez wartość zerową, w porównaniu ze zmianą znaku bilansu promieniowania, było obserwowane na stanowisku dolnym z opóźnieniem około godzinnym (ryc. 12). Na zboczu doliny miała miejsce sytuacja odwrotna: zmiana znaku $P+E$ następowała o kilkanaście minut wcześniej niż zmiana znaku bilansu promieniowania.

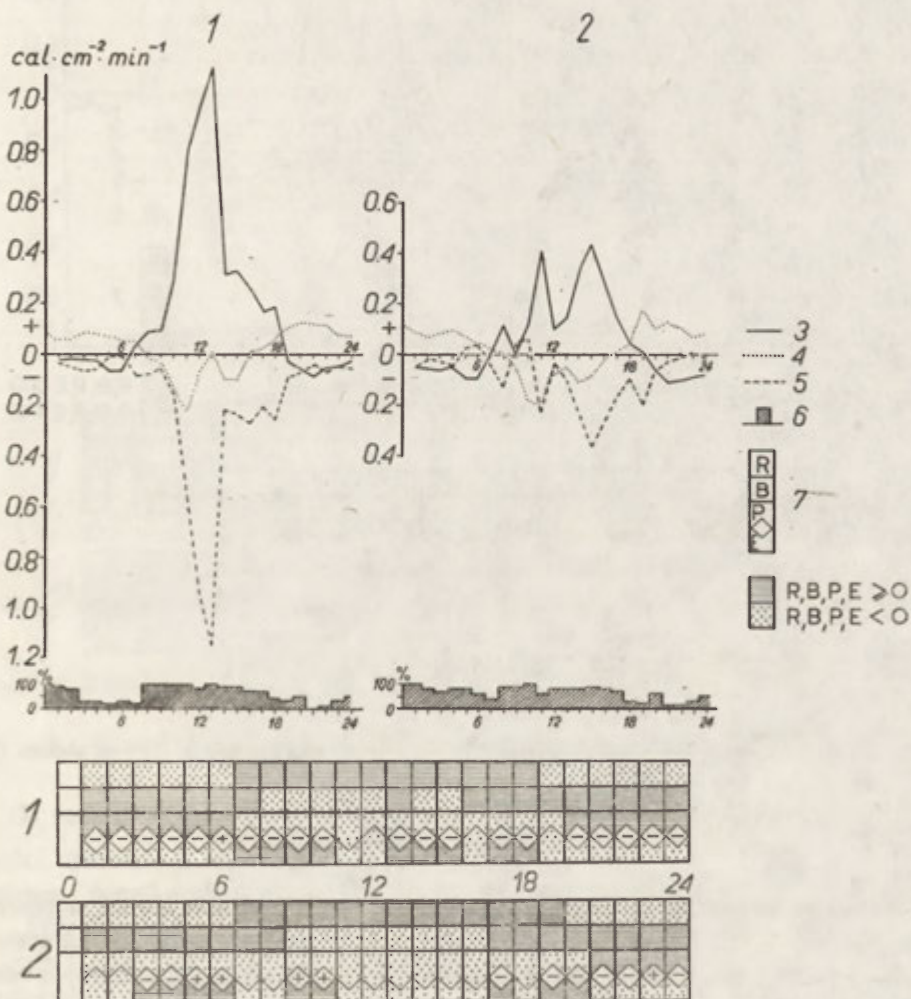
Powyższe zróżnicowanie czasowe staje się zrozumiałe, gdy się weźmie pod uwagę stosunkowo częste inwersje termiczne występujące na dnie doliny, które opóźniały rozpoczęcie procesu konwekcji rankiem. Nim na stanowisku dolnym stan stałej równowagi atmosferycznej został zachwiany i zastąpiony nadadiabatywną stratyfikacją termiczną, upływał zwykle pewien okres czasu, w którym bilans promieniowania przyjmował wartości dodatnie. Podczas badań terenowych okazało się, że długość tego okresu wynosiła średnio ok. 60 min.

Na zboczu doliny natomiast inwersje termiczne zdarzały się stosunkowo rzadko (ryc. 11). Na skutek tego dodatnia, podczas nocy, wartość strumienia $P+E$ musiała być spowodowana energią wydzielającą się podczas kondensacji pary wodnej oraz musiała być wywołana znacznym poziomym ruchem powietrza, który przerosił ciepło i zaburzał stabilność termiczną przypowierzchniowej warstwy atmosfery. Kondensacja pary wodnej trwała tak długo, jak długo utrzymywał się ujemny, pionowy gradient prężności pary wodnej w najniższej warstwie powietrza. Gradient ten zmieniał znak na dodatni dopiero na krótko przed zmianą znaku bilansu promieniowania, co też i wyjaśnia przyczynę przedstawionej wyżej sytuacji.

Nocna zmiana kierunku przepływu strumienia $P+E$, w porównaniu z terminem wieczornego przejścia bilansu promieniowania przez zero, była opóźniona na dnie doliny średnio o blisko $9\frac{1}{2}$ godz., a na zboczu — ok. $6\frac{1}{2}$ godz.

Oczywiste, że tak duże odstępny czasowe nie pozostają już w żadnym związku, a nocna zmiana znaków strumienia $P+E$ z ujemnych na dodatnie była uwarunkowana innym niż w ciągu dnia stosunkiem bilansu radiacyjnego do wymiany ciepłej w podłożu.

Z wyników badań otrzymanych przez B.A. Ajzensztata i M.W. Zujewę, 1952 [3], oraz przez S.A. Sapożnikową, 1948 [60], wynika, że o ile zmiany znaków bilansu promieniowania i wymiany ciepłej z podłożem w różnych strefach geograficznych przypadają na terminy wschodu i zachodu słońca, to zmiany znaków strumieni P i E mogą zachodzić w różnych okresach

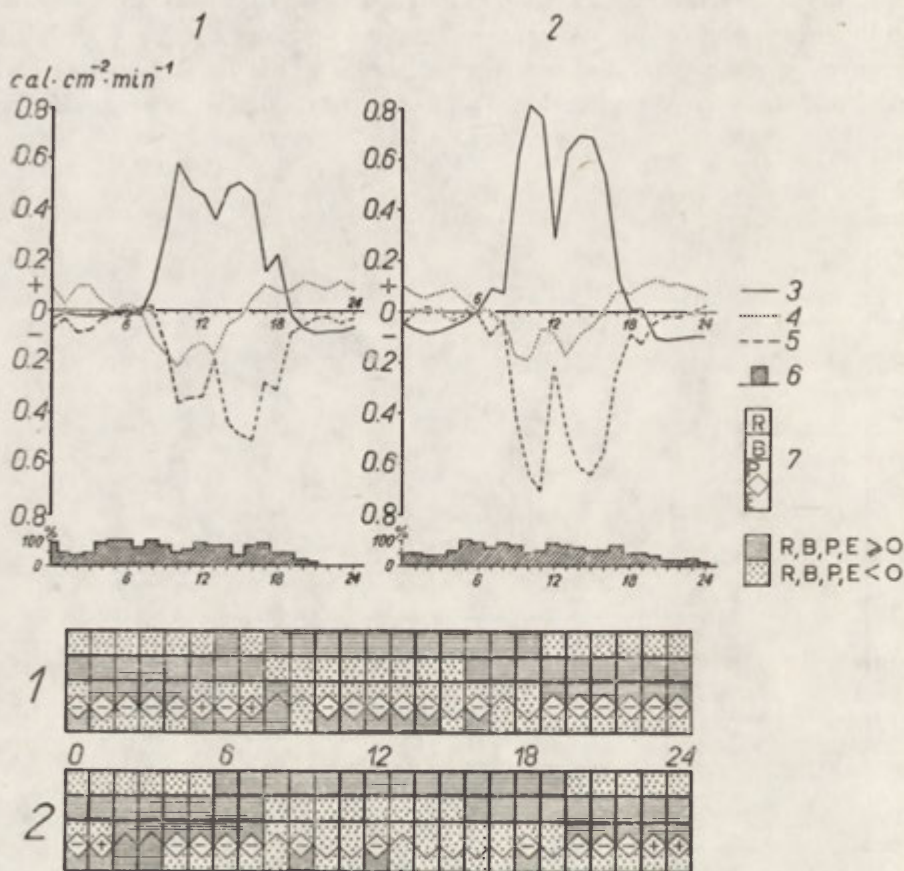


Ryc. 41. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 10 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 10, 1963 (for explanations see Fig. 12)

doby, pod wpływem lokalnych warunków podłoża atmosfery. Wyniki te potwierdzałyby słuszność uzyskanych przez nas rezultatów.

Porównanie krzywych dobowego przebiegu strumienia $P+E$ z krzywymi strumieni R na obu stanowiskach (ryc. 12) wykazuje dużą współzależność tych



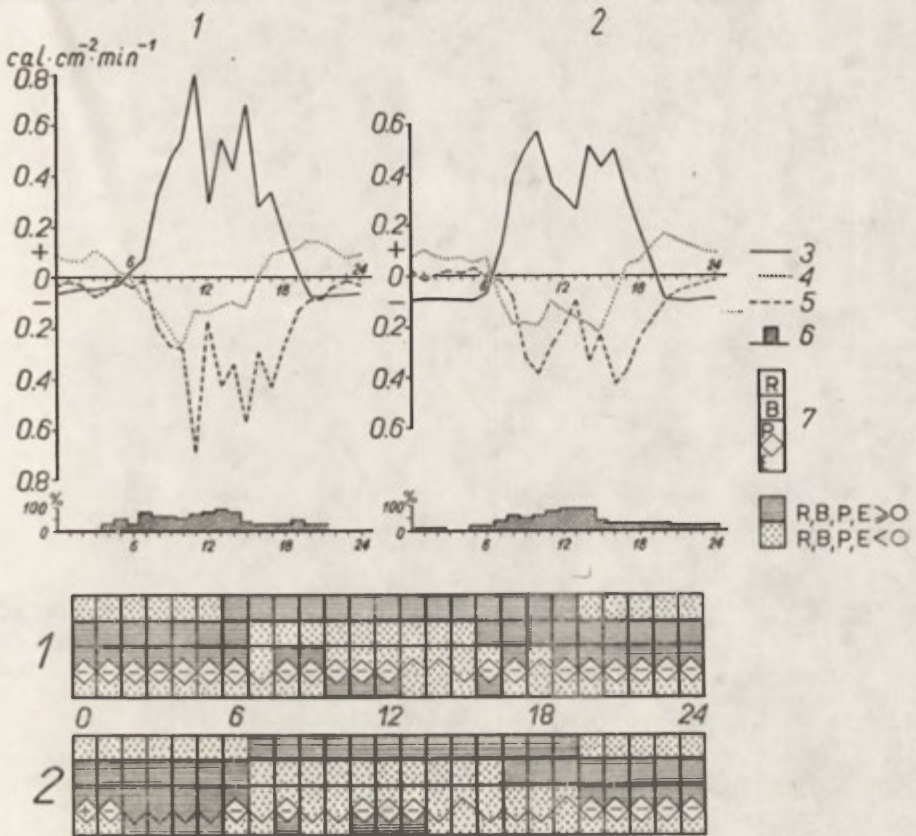
Ryc. 42. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 13 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 13, 1963 (for explanations see Fig. 12)

wielkości na stanowisku górnym, szczególnie wyraźnie zaznaczającą się w pierwszej połowie doby. Tak wysokiej zależności nie stwierdzono natomiast na stanowisku usytuowanym na dnie doliny Olszanki. Uzyskany obraz świadczyłby o tym, że na zboczu eksponowanym na południe główną rolę w kształtowaniu się wielkości strumienia $P+E$, w okresie od godziny 6.30 do około godziny 16.00, odgrywał bilans promieniowania. W punkcie dolnym, prócz oczywistego wpływu czynnika radiacji, na wielkość strumienia $P+E$ w widocznym stopniu oddziaływały jeszcze lokalne warunki fizyczne podłoża, wyrażone w nieco odmien-

nej — niż na zboczu — postaci wymiany ciepła pomiędzy powierzchnią czynną a warstwami głębszymi gleby.

Razem z malejącym bilansem promieniowania również na stanowisku na zboczu zwiększała się różnica w omawianej współzależności R i $P+E$, a o wiel-



Ryc. 43. Bilans ciepły powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 14 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

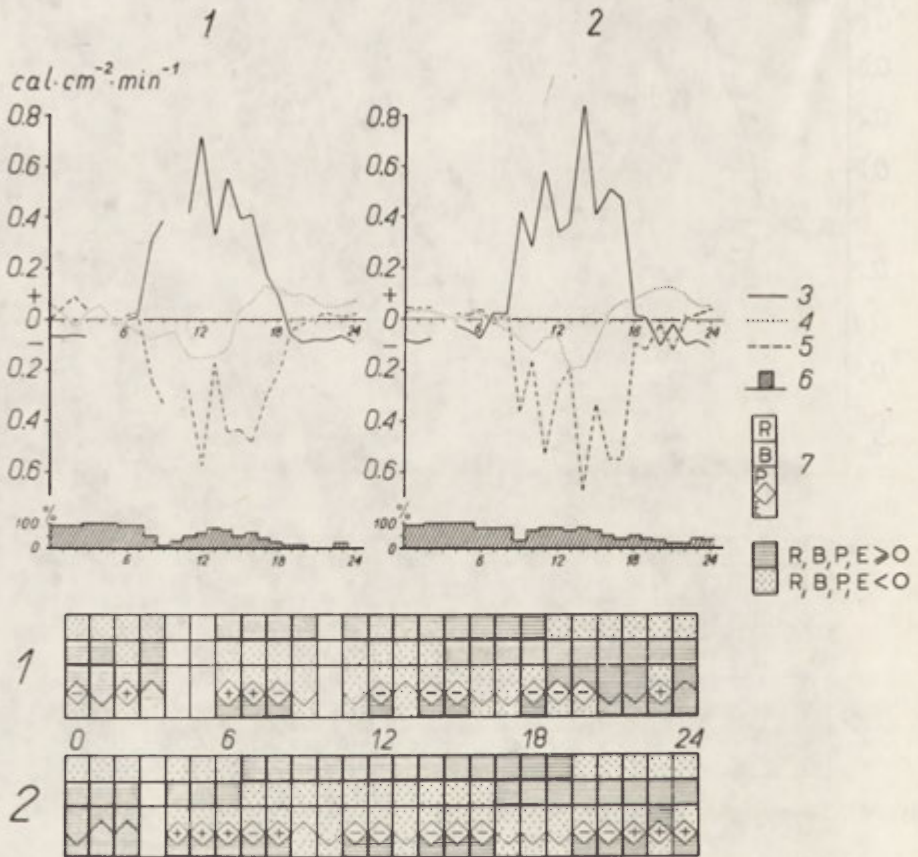
Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 14, 1963 (for explanations see Fig.12)

kości turbulencyjnej wymiany energii między podłożem i atmosferą w głównej mierze decydował strumień ciepła B .

Przedstawiony powyżej średni dobowy przebieg wymiany turbulencyjnej ciepła i wilgoci oraz bilansu promieniowania nie oddaje — co jest rzeczą zrozumiałą — różnych wariantów zależności R i $P+E$, obserwowanych w poszczególnych dniach podczas badań terenowych. Nie ulega jednak wątpliwości, że okresowe zmiany natężenia strumienia $P+E$, szczególnie wyraźnie zaznaczające się na rycinach 41—45, były przede wszystkim odzwierciedleniem wahań bilansu promieniowania. Tym niemniej, współzależność wahań R i $P+E$ jest

procesem złożonym, który zależnie od własności fizycznych podłoża i warunków pogody może się różnie kształtować.

W pewnych, nielicznych okolicznościach stwierdzono na przykład, że chwili lowym spadkiem R nie zawsze towarzyszył w tym samym czasie analogiczny spadek $P+E$; w stosunku do okresowej zmiany natężenia bilansu promieniowania

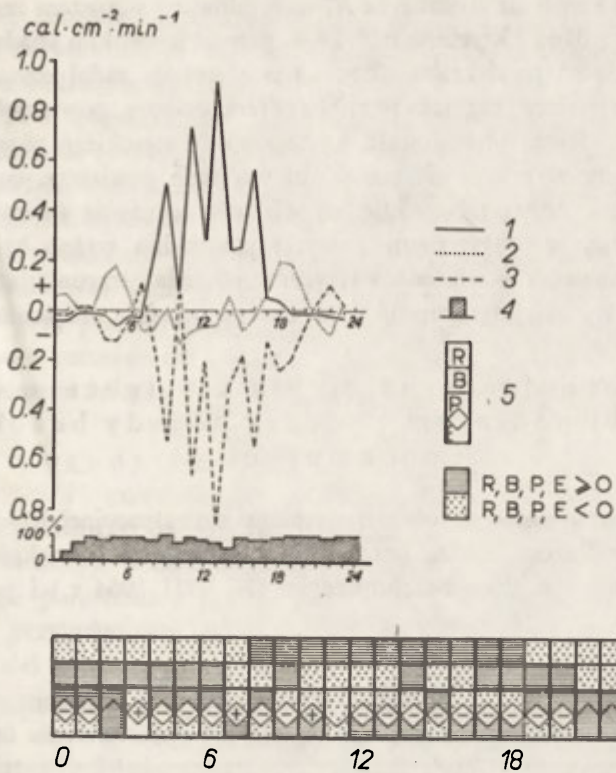


Ryc. 44. Bilans ciepły powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny (1) i na zboczu (2) w dniu 25 VIII 1963 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 12)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor (1) and valley slope (2) on Aug. 25, 1963 (for explanations see Fig. 12)

zmiana natężenia wymiany turbulencyjnej zachodziła z pewnym opóźnieniem. Sytuacje, o których mowa, zanotowano na dnie doliny w dniu 4 VIII 1963 r. (ryc. 22) i 31 VIII 1964 r. (ryc. 45), a na zboczu — 13 VIII 1963 r. (ryc. 42).

Przypadki te, rozpatrywane na tle ogólnych warunków atmosferycznych, pozwoliły stwierdzić, że w okresie występowania — w czasie dni pogodnych — wysokich wartości bilansu promieniowania, szybko wzrastała temperatura powierzchni czynnej i temperatura powietrza. Jeżeli w tym okresie nastąpiła



Ryc. 45. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny w dniu 31 VIII 1964 r.
(objaśnienia — jak przy ryc. 13)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor on Aug. 31, 1964 (for explanations see Fig. 13)

Tabela 24

Przykład współzależności zmian okresowych strumieni R i $P + E$ ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$), zachmurzenia nieba N (%) oraz temperatury powierzchni gleby T_0 i powietrza $T_{2,0}$ i $T_{0,5}$ ($^{\circ}\text{C}$) na zboczu w dniu 13 VIII 1963 r.

Godzina	9	10	11	12	13
R	0,58	0,82	0,77	0,29	0,63
$P + E$	-0,41	-0,63	-0,69	-0,21	-0,46
$T_{2,0}$	18,2	19,4	17,8	17,6	19,9
$T_{0,5}$	18,8	20,4	20,0	18,2	20,8
T_0	19,0	22,9	23,6	20,0	24,9
N	80	50	60	90	80

chwilowa zmiana natężenia strumienia R , spowodowana wzrostem zachmurzenia, to — jak wykazują dane zawarte w tab. 24 — przede wszystkim spadała temperatura powietrza. Sama powierzchnia czynna pozostawała nadal stosunkowo bardzo ciepła. Wzrastająca różnica pomiędzy temperaturą powierzchni czynnej a temperaturą powietrza powodowała występowanie wysokiego pionowego gradientu temperatury w przypowierzchniowej warstwie powietrza, co też zwiększało konwekcję, a zatem i bezwzględną wielkość natężenia strumienia $P+E$.

Jak się wydaje, w opisywanym powyżej przypadku ważne były — oprócz bilansu promieniowania — własności fizyczne podłoża, warunkujące utrzymanie stosunkowo wysokiej temperatury, w okresie spadku natężenia radiacji.

Wymiana turbulencyjna ciepła i wilgoci między atmosferą i jej podłożem podczas pogody bezchmurnej i pochmurnej

Jako uzupełnienie ogólnego obrazu wymiany turbulencyjnej $P+E$ pomiędzy atmosferą a jej podłożem można potraktować analizę dwóch konkretnych przypadków tej wymiany w dniu bezchmurnym (28 VIII 1964 r.) i pochmurnym (25 VIII 1964 r.).

Tabela 25

Przebieg dobowy strumienia ciepła P i wilgoci E ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$) na dnie doliny podczas pogody pochmurnej (25 sierpnia) i bezchmurnej (28 sierpnia) w roku 1964

25 VIII	Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
	P	0,04	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,02	0,01
	E	-0,08	0,00	0,02	-0,08	-0,06	0,02	0,12	0,02
	Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
	P	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
	E	-0,09	-0,08	-0,08	-0,03	-0,06	-0,26	-0,15	-0,16
28 VIII	Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
	P	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
	E	-0,07	-0,07	-0,07	-0,03	0,01	0,01	-0,02	-0,04
	Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
	P	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05
	E	0,01	0,03	0,02	0,06	0,05	0,03	-0,01	-0,08
28 VIII	Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
	P	0,09	-0,07	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04
	E	-0,19	-0,15	-0,34	-0,41	-0,51	-0,53	-0,54	-0,46
	Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
	P	0,02	0,03	0,35	0,11	0,09	0,08	0,01	0,01
	E	-0,37	-0,30	-0,49	-0,11	-0,17	-0,20	0,02	0,00

Będzie to zarazem przedstawienie wyników pewnej próby metodycznej, którą przeprowadzono ażeby scharakteryzować turbulencyjną wymianę energii na podstawie oddzielnie wyznaczonych obu strumieni P i E .

Aczkolwiek w poprzednich rozdziałach omówiono przyczyny, które uniemożliwiały określenie odrębnych wielkości obu składowych P i E dla całego okresu badań w 1963 r., tym niemniej, na podstawie wyników pomiarów wykonanych w 1964 r. można było przeprowadzić odpowiednie operacje rachunkowe, zmierzające do wyznaczenia poszukiwanych wielkości. W tym celu posłużono się metodą *Bowena*, 1926 [9], i metodą *Kazańskiego* oraz *Monina*, 1956 [30], przy pomocy których określono wielkość konwekcji (P). Ilość ciepła związaną z parowaniem i kondensacją (E) obliczono natomiast jako niewiadomą z równania bilansu cieplnego. Otrzymane wartości liczbowe przedstawia tab. 25.

Podczas pogody bezchmurnej zwracają uwagę niewielkie dodatnie wartości P , powstałe pod wpływem występowania inwersji termicznej. Inwersyjny stan przy powierzchniowej warstwy atmosfery (zjawisko na ogół normalne dla nocy), w okresie godzin dziennych mógł wynikać ze stosunkowo intensywnego parowania z powierzchni czynnej. Parowanie to, obniżając temperaturę w przygruntowej warstwie powietrza, mogło utrzymywać tę warstwę w stanie stałej równowagi termicznej. Jak wskazuje tab. 26, ujemne wartości ΔT zmalały nieco w okresie południowym, jednakże nie w tym stopniu, by mogła rozwinąć się konwekcja. Ponieważ zaś w omawianym dniu średnia dobowa prędkość wiatru (z 24 obserwacji) wynosiła ok. $1,6 \text{ m} \cdot \text{sek}^{-1}$, należy zatem uznać — jako szczególną cechę wymiany turbulencyjnej — przewagę czynnika dynamicznego nad czynnikiem termicznym.

Przebieg dobowy wielkości E w warunkach pogody bezchmurnej był stosunkowo regularny. Po okresie nocnej kondensacji pary wodnej ($E > 0$) podczas dnia występowały dość wysokie straty ciepła na parowanie, z maksimum za-

Tabela 26

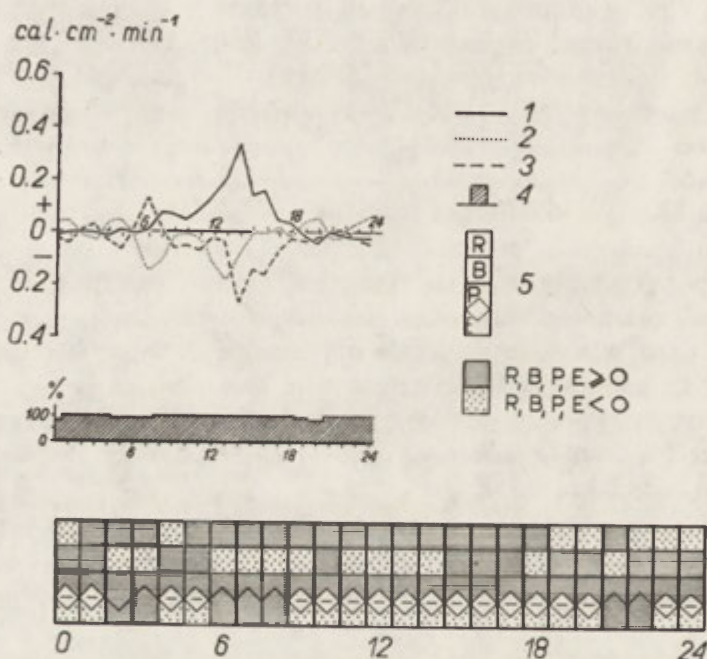
Przebieg dobowy pionowych różnic temperatury powietrza ΔT ($^{\circ}\text{C}$) i prężności pary wodnej Δe (mb) na dnie doliny podczas pogody bezchmurnej w dniu 28 VIII 1964 r.

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
ΔT	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3	0,0	-0,5	-0,4	-0,9
Δe	-1,2	-1,3	-1,2	-1,2	-1,2	-1,2	-1,1	0,9
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
ΔT	-0,6	0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2
Δe	0,3	0,3	0,5	1,3	0,1	1,1	0,7	1,6
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
ΔT	-0,2	-0,3	-1,2	-0,7	-1,3	-1,0	-0,9	-1,2
Δe	2,4	2,0	0,7	1,5	1,6	1,6	-1,2	-1,5

znaczącym się około godziny 15.00, a więc przypadającym w porze najwyższych dobowych temperatur powierzchni czynnej).

W wartościach bezwzględnych średni dobowy stosunek wielkości $\frac{P}{E}$ stanowił ok. 23%.

W warunkach pogody pochmurnej charakterystycznym przejawem procesu turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci były niewielkie straty energii na parowanie. Przebiegało ono w ciągu doby nieregularnie (tab. 25), a wystąpienie jego maksimum zależało przede wszystkim od maksimum dobowego bilansu promieniowania (ryc. 24, 46).



Ryc. 46. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny w dniu 25 sierpnia 1964 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 13)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor on Aug. 25, 1964 (for explanations see Fig. 13)

Drugą istotną, charakterystyczną cechą turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci w dniu pochmurnym były — równie jak i w warunkach bezchmurnych — ujemne wartości ΔT (tab. 27), co oznaczało dopływ ciepła do powierzchni czynnej, na skutek istnienia inwersji temperatury ($P > 0$).

Stratyfikacja ta miała jednak inną genezę niż w dniu pogodnym. Mianowicie była spowodowana adwekcją cieplej masy powietrza, co potwierdzają przebiegi dobowe temperatury i prężności pary wodnej (tab. 28).

Średni dobowy stosunek wielkości ciepła odczuwalnego (P) do ciepła utraconego (E) był mniejszy niż w dniu pogodnym i wynosił około $\frac{P}{E} = 10\%$.

Tabela 27

Przebieg dobowy pionowych różnic temperatury powietrza ΔT ($^{\circ}\text{C}$) i prężności pary wodnej Δe (mb) na dnie doliny podczas pogody pochmurnej w dniu 25 VIII 1964 r.

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
ΔT	-0,2	-0,7	-0,2	-0,4	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1
Δe	0,3	-0,1	-0,5	0,4	0,3	-0,5	-0,5	-0,3
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
ΔT	-0,2	-0,5	-0,4	-0,3	-0,2	0,0	-0,4	-0,3
Δe	0,4	0,1	0,0	0,1	0,3	0,4	0,3	0,1
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
ΔT	-0,6	-0,7	-0,5	-0,5	-0,3	-0,4	-0,1	-0,1
Δe	0,1	0,3	0,5	0,8	-0,5	-0,5	0,8	0,8

Tabela 28

Przebieg dobowy temperatury powietrza $T_{2,0}$ ($^{\circ}\text{C}$) i prężności pary wodnej $e_{2,0}$ (mb) w dniu 25 VIII 1964 r. na dnie doliny

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8
T	10,0	11,3	14,4	12,6	11,6	11,6	12,4	13,4
e	10,4	10,5	10,8	11,1	11,7	12,0	12,3	12,9
Godzina	9	10	11	12	13	14	15	16
T	15,0	15,3	16,4	17,0	17,3	18,0	18,0	18,4
e	13,2	13,6	14,4	14,8	15,1	15,6	15,9	16,0
Godzina	17	18	19	20	21	22	23	24
T	18,6	18,3	17,1	15,5	15,6	15,4	14,9	14,8
e	16,1	16,3	16,4	16,5	16,5	16,4	16,3	15,9

Wydaje się jednak, że stosunkowo wysokie wartości strumieni $P > 0$ i $E < 0$, występujące w godzinach rannych i wieczornych w obu rozpatrywanych dniach, były następstwem małej dokładności materiałów wyjściowych.

Przedstawiony powyżej obraz turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci w dniu pogodnym i pochmurnym jednak nie był typowy dla tego rodzaju pogody. Należy sądzić, że w podobnych, do wyżej przedstawionych, warunkach zachmurzenia nieba (szczególnie zaś przy braku chmur), możliwe jest występowanie innego stosunku $\frac{P}{E}$, zwłaszcza przy silnie rozwiniętej konwekcji termicznej. Dlatego uwagi zawarte w tym rozdziale, które dają obraz szczególnych przypadków turbulencyjnej wymiany energii, nie mają charakteru uogólniającego.

WPŁYW PODŁOŻA ATMOSFERY NA STRUKTURĘ BILANSU CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ

Względy praktyczne były przyczyną, że w tej części pracy zastosowano pojęcie struktury bilansu. Ponieważ oddzielna charakterystyka poszczególnych składowych bilansu, rozpatrywanych na tle warunków podłoża atmosfery, okazała się niewystarczająca, zatem celem, jaki zamierzono osiągnąć przez wykonanie podziału bilansu na pewne układy strukturalne, było przedstawienie wzajemnego stosunku oraz powiązania wszystkich form wymiany energii na powierzchni czynnej.

Należy tutaj uczynić kilka uwag ogólnych odnośnie do tego zagadnienia.

Wszystkie dotychczasowe próby podziału bilansu cieplnego na typy strukturalne, prezentowane w nielicznych pracach [4, 17, 21, 29, 71], charakteryzują się znacznym uproszczeniem problemu, który wynika głównie z powodu braku odpowiednich danych dotyczących bądź to promieniowania i przewodzenia ciepła, bądź też wymiany turbulencyjnej.

Z tego względu najczęściej spotykamy obecnie typy struktury bilansu cieplnego, wyprowadzone w większości przypadków w oparciu o bilans promieniowania; są to takie typy, jak: „typ insolacyjny” (Strahlungstyp, Einstrahlungstypus), „typ promieniowania” (nocturnal radiation type, Ausstrahlungstypus) i tym podobne.

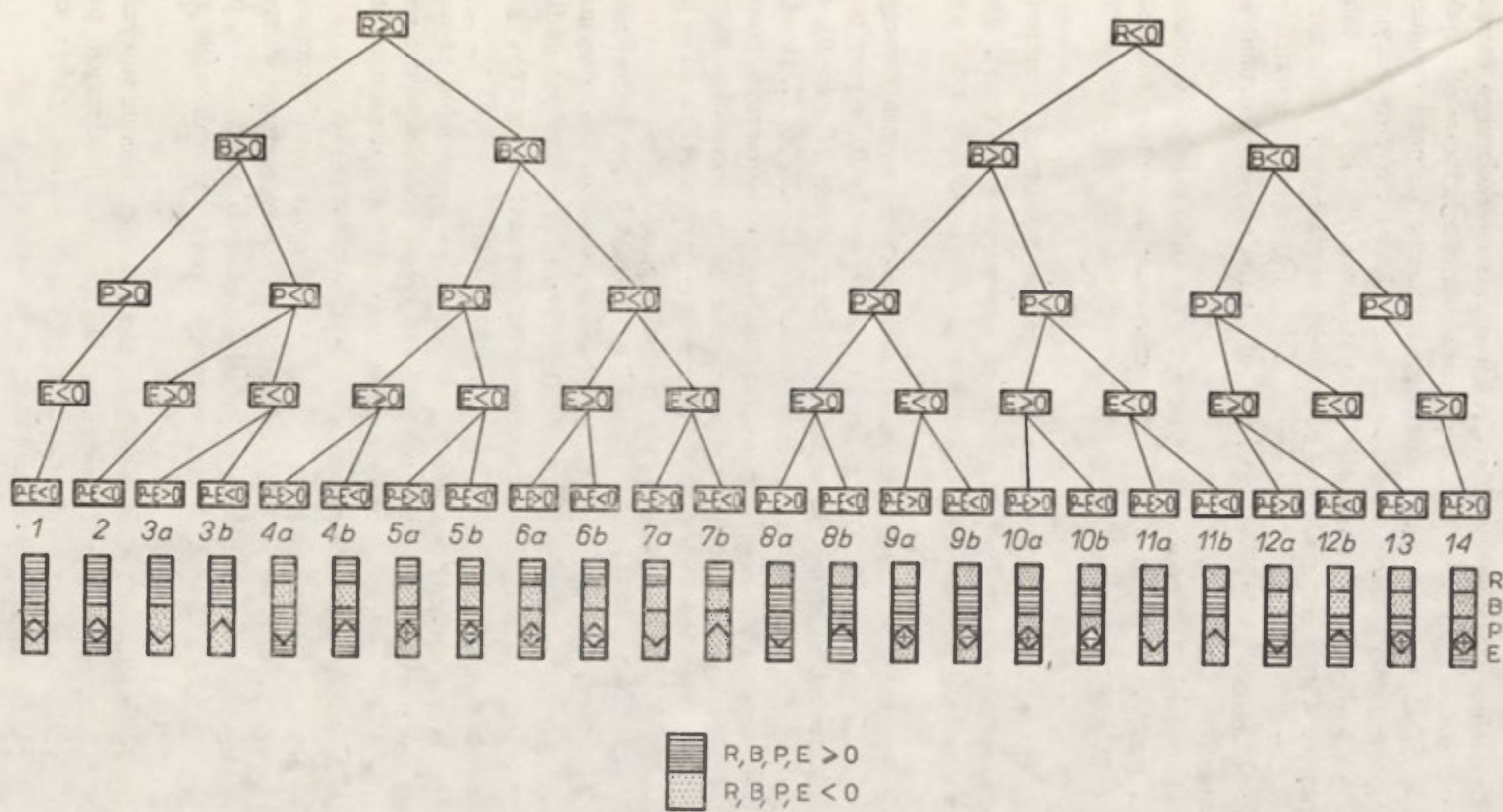
W typach tych występujące jednocześnie wszystkie strumienie energii (R , B , P , E) mogą być jednakże różnie skierowane względem powierzchni czynnej. W związku z tym stwierdzenie, że na dwóch stanowiskach, zróżnicowanych pod względem warunków fizycznych podłoża atmosfery, występuje ten sam typ, na przykład „typ insolacyjny”, nie jest stwierdzeniem jednoznacznym, gdyż uwzględnia ono tylko jeden czynnik bilansu cieplnego, mianowicie — bilans promieniowania.

W świetle powyższych uwag podział bilansu cieplnego na typy strukturalne postanowiono w niniejszej pracy wykonać w taki sposób, aby określał wszystkie możliwe rodzaje transformacji energii zachodzącej na powierzchni czynnej, z uwzględnieniem przyczyn tej transformacji i skutków z niej wynikających.

Cenną wskazówką była tutaj praca J. P a s z y ń s k i e g o, 1966 [50], który problem typologii bilansu cieplnego znacznie rozszerzył, wyprowadzając z dwu generalnych typów struktury wymiany energii, reprezentowanych przez „pogodę radiacyjną” i „pogodę turbulencyjną”, szereg grup i podtypów.

PODZIAŁ BILANSU CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ NA TYPY STRUKTURALNE

Jako kryterium podziału I stopnia (ryc. 47) przyjęto kierunek strumienia ciepła względem powierzchni czynnej, natomiast kryterium II stopnia stanowił stosunek wielkości ciepła odczuwalnego do wielkości ciepła związanego z parowaniem i kondensacją $\left(\frac{P}{E}\right)$.



Ryc. 47. Schemat struktury bilansu ciepłego powierzchni czynnej ziemi — podział na typy strukturalne
 Pattern of structure of heat balance of active earth surface — division into structural types

Określenie kierunku promieniowania i przewodzenia molekularnego energii (R i B) nie stanowiło żadnego problemu, ponieważ wartości liczbowe obu tych składowych wyznaczono oddzielnie. Natomiast wyznaczenie kierunku strumienia P i E przeprowadzono sposobem pośrednim, z uwagi na to, iż turbulencyjną wymianę ciepła i wilgoci traktowano jako jedną składową ($P + E$) w równaniu bilansu cieplnego. W tym celu posłużono się wartościami pionowych różnic temperatury powietrza (ΔT) i prężności pary wodnej (Δe), których odpowiednie znaki „plus” i „minus” były wskazówką kierunku turbulencyjnego strumienia ciepła i wilgoci.

Kryterium podziału II stopnia odnosi się tylko do turbulencyjnej wymiany energii. Ma ono służyć informacji, czy w sumarycznie ujmowanej wielkości $P + E$ dominowały straty ciepła związane z parowaniem, czy też z konwekcją termiczną.

Stosunek wielkości $\frac{P}{E}$ określano albo bezpośrednio z wartości strumienia $P + E$ (w przypadku różnych i m i e n n y c h znaków wartości ΔT i Δe), albo przy pomocy metody Bowena (gdy znaki wartości ΔT i Δe były r ó w n o i m i e n n e).

I tak na przykład, gdy jeden ze strumieni turbulencyjnej wymiany energii skierowany był ku podłożu ($E > 0$) a drugi ku atmosferze ($P < 0$), a przy tym ich suma wskazywała na straty energii z powierzchni czynnej ($P + E < 0$), to taki układ strukturalny przedstawiono na diagramach (ryc. 12—22, 26, 27, 41—47, 49) symbolem „minus”, wpisanym w kwadrat między zakropkowanym polem strumienia P i zakreskowanym polem strumienia E . W przypadku, gdyby suma energii $P + E$ była dodatnia ($P + E > 0$), wtedy między oznaczonymi — jak wyżej — polami P i E znajdowałby się symbol „plus”.

Gdy pionowe różnice temperatury powietrza i prężności pary wodnej miały znaki r ó w n o i m i e n n e (np. $\Delta T > 0$ i $\Delta e > 0$), wówczas ich wzajemny stosunek można było ustalić metodą Bowena. Przypadki te przedstawiono na diagramach przy pomocy odpowiednio skierowanych strzałek: do g ó r y, gdy w wartościach bezwzględnych $|E| > |P|$ oraz w d ó ł, gdy $|P| > |E|$.

Dokonując tym sposobem podziału bilansu ciepła na powierzchni czynnej na jednostki strukturalne, otrzymano w efekcie 14 typów podstawowych; spośród nich 10 posiada po dwa podtypy uzupełniające (ryc. 47), oznaczone literami „a” i „b”. Poniżej przedstawiono ich krótką charakterystykę.

Typ 1 — oznacza sytuację, gdy w wyniku dodatniego bilansu promieniowania oraz dopływu ciepła odczuwalnego z przygruntowej warstwy atmosfery, a także dopływu ciepła z głębszych warstw gleby, powierzchnia czynna otrzymuje energię, która jest całkowicie zużywana na parowanie.

Typ 2 — ma miejsce, gdy powierzchnia czynna otrzymuje energię w wyniku dodatniego bilansu promieniowania, procesu kondensacji pary wodnej oraz dopływu ciepła z głębszych warstw gleby; ciepło to jest zużywane całkowicie na konwekcję.

- Typ 3a — występuje, gdy ciepło dopływające z głębszych warstw gleby do powierzchni czynnej oraz energia promieniowania są rozchodowane na parowanie i konwekcję, przy czym straty ciepła związane z konwekcją przewyższają straty ciepła na parowanie.
- Typ 3b — struktura bilansu jak powyżej, przy czym straty ciepła spowodowane konwekcją są mniejsze niż straty ciepła w procesie parowania.
- Typ 4a — występuje, gdy energia dostarczana powierzchni czynnej na skutek dodatniego salda promieniowania i turbulencyjnej wymiany ciepła utajonego i odczuwalnego jest zużywana całkowicie na nagrzanie głębszych warstw gleby; w wartościach bezwzględnych dodatni strumień P przewyższa ilość ciepła wydzieloną podczas kondensacji pary wodnej.
- Typ 4b — struktura bilansu jak powyżej, przy czym zachodzi odwrotny stosunek wielkości ciepła utajonego do wielkości ciepła odczuwalnego.
- Typ 5a — określa sytuację, gdy tylko dodatni bilans promieniowania i dopływ ciepła odczuwalnego z przypowierzchniowej warstwy atmosfery do podłoża kompensują straty energii spowodowane nagrzewaniem się głębszych warstw gleby i parowaniem, przy czym dochodząca ilość ciepła odczuwalnego jest większa niż straty ciepła na parowanie.
- Typ 5b — struktura bilansu jak powyżej; zachodzi odwrotny stosunek pomiędzy wielkościami strumieni P i E niż przedstawiony w typie 5a.
- Typ 6a — ma miejsce, gdy straty ciepła wywołane nagrzewaniem się głębszych warstw gleby i konwekcją są wyrównywane przez dopływającą energię promieniowania oraz energię wyzwoloną podczas kondensacji pary wodnej; ilość tej ostatniej przewyższa straty ciepła poprzez konwekcję.
- Typ 6b — określa strukturę bilansu jaką przedstawiono powyżej, z tym, że straty ciepła wywołane konwekcją są większe niż ilość ciepła wyzwolona podczas kondensacji pary wodnej.
- Typ 7a — występuje, gdy w wyniku dodatniego bilansu promieniowania powierzchnia czynna otrzymuje energię zużywaną następnie na konwekcję, parowanie i akumulację ciepła w podłożu; straty ciepła powstałe na skutek konwekcji przewyższają straty ciepła związane z parowaniem.
- Typ 7b — struktura bilansu jak powyżej, przy czym straty ciepła spowodowane konwekcją są mniejsze niż straty ciepła na skutek parowania.
- Typ 8a — oznacza sytuację, gdy jedynie wskutek ujemnego bilansu promieniowania powierzchnia czynna traci energię dostarczaną jej w wyniku turbulencyjnej wymiany ciepła utajonego i odczuwalnego oraz z głębszych warstw gleby; dopływający strumień ciepła odczuwalnego jest większy niż ilość ciepła wydzielonego podczas kondensacji pary wodnej.

- Typ 8b — struktura bilansu jak powyżej; strumień ciepła utajonego jest większy niż strumień ciepła odczuwalnego.
- Typ 9a — ma miejsce, gdy straty ciepła na skutek ujemnego bilansu promieniowania i parowania są wyrównywane przez dopływ ciepła odczuwalnego z przypowierzchniowej warstwy atmosfery oraz z głębszych warstw gleby; strumień ciepła odczuwalnego przewyższa strumień ciepła utajonego.
- Typ 9b — struktura bilansu jak powyżej, przy czym straty ciepła spowodowane parowaniem są większe niż dopływ ciepła odczuwalnego z przypowierzchniowej warstwy atmosfery.
- Typ 10a — określa układ, w którym pozycjami rozchodowymi w bilansie cieplnym są ujemne saldo radiacji i straty ciepła związane z konwekcją; są one kompensowane energią wyzwoloną podczas kondensacji pary wodnej i energią dopływającą z głębszych warstw gleby, przy czym strumień ciepła utajonego jest większy niż straty ciepła powstałe na skutek konwekcji.
- Typ 10b — struktura bilansu jak powyżej; bezwzględna wartość strumienia P jest większa niż wartość strumienia E .
- Typ 11a — występuje wówczas, gdy jedynym źródłem dostarczającym ciepło powierzchni czynnej jest energia pochodząca z głębszych warstw gleby; straty ciepła na konwekcję przewyższają straty ciepła na parowanie.
- Typ 11b — struktura bilansu jak powyżej, przy czym straty ciepła na parowanie są większe niż straty ciepła spowodowane konwekcją.
- Typ 12a — oznacza układ strukturalny, w którym ujemne saldo promieniowania oraz akumulacja ciepła w podłożu są wyrównywane poprzez turbulencyjną wymianę ciepła utajonego i odczuwalnego; strumień ciepła odczuwalnego jest większy niż strumień ciepła utajonego.
- Typ 12b — struktura bilansu jak powyżej; stosunek wielkości strumienia P do strumienia E jest odwrotny niż w typie 12a.
- Typ 13 — ma miejsce, gdy jedynym źródłem dostarczającym energię powierzchni czynnej jest ciepło odczuwalne, które dopływa z przygruntowej warstwy atmosfery; kompensuje ono straty powstałe w wyniku ujemnego bilansu promieniowania, akumulacji ciepła w podłożu i na skutek parowania.
- Typ 14 — określa sytuację, gdy ciepło wydzielone podczas kondensacji pary wodnej jest jedynym źródłem, które wyrównuje straty energetyczne, wynikające na skutek: ujemnego bilansu promieniowania, akumulacji ciepła przez głębsze warstwy gleby i konwekcji termicznej.

Przedstawiona powyżej klasyfikacja struktury bilansu cieplnego nie jest pozbawiona — tak jak wszystkie inne sztuczne podziały — pewnego schematyzmu, jednakże pozwoliła ona na uzyskanie szeregu wniosków objaśniających osobiwości wymiany energii, które zależą od charakteru podłoża atmosfery.

Przeciętne różnice struktury bilansu ciepłego, wywołane odmiennością podłoża atmosfery na dnie doliny i jej zboczu, przedstawiają: diagram zamieszczony na ryc. 12 i 48. Diagram ilustruje typ strukturalny bilansu ciepłego, najczęściej powtarzający się w ciągu doby. W przypadku, gdy dla niektórych godzin stwierdzono jednakową powtarzalność dwóch lub więcej typów struktury, wówczas na diagramie umieszczono je równocześnie obok siebie.

Rycina 12 pozwala skonstatować dwa zjawiska: a) znaczną różnicę w strukturze bilansu ciepłego pomiędzy stanowiskiem na dnie doliny Olszanki i na jej zboczu, co znalazło wyraz w niejednakowej ilości typów struktury stwierdzonych na obu stanowiskach, oraz b) znaczną zmienność struktury w pewnych okresach doby, wynikającą przede wszystkim ze zmienności kierunków i wielkości strumieni P i E .

Szczegółowa analiza otrzymanych wyników wykazuje, że na dwadzieścia cztery terminy obserwacyjne wypadło 14 układów strukturalnych o największej powtarzalności dobowej, które występowały jednocześnie zarówno na dnie doliny, jak i na jej zboczu. Przypadały one w okresie godzin od 10.00 do 15.00 oraz od 20.00 do 24.00.

Powyższe podobieństwo świadczyło, że w okresie godzin południowych oraz wieczorem i na początku nocy zanikał różnicujący wpływ podłoża atmosfery na strukturę bilansu ciepłego. Wpływ ten uwidocznił się natomiast w ciągu drugiej połowy nocy, a także we wczesnych godzinach rannych, a przejawiał się on prwóżnej, na obu stanowiskach, wielkości i kierunku strumienia ciepła odczuwalnego P i utajonego E względem powierzchni czynnej. Zatem w tym okresie doby oddziaływanie podłoża atmosfery na strukturę bilansu ciepłego uwidoczniło się tylko w odniesieniu do turbulencyjnej postaci wymiany ciepła i wilgoci.

IPomiary wykazały, że o ile na dnie doliny stabilność struktury bilansu w ciągu całej doby była stosunkowo duża, to na zboczu miały miejsce nieco większe jej zmiany dokonywane się z godziny na godzinę. Zachodziły one również na skutek zmian stosunku strumienia P do strumienia E .

Jak można stwierdzić na diagramie (ryc. 12), na obu stanowiskach występowała w ciągu całej doby przewaga strat ciepła związana z konwekcją termiczną nad stratami spowodowanymi parowaniem, co mogło być wywołane małą zawartością wody w glebie. Należy sądzić że gdyby parująca powierzchnia czynna była dostatecznie wilgotna, wówczas zmieniłby się ogólny obraz stosunku wielkości strumienia P do strumienia E , na skutek czego zmieniłby się również przeciętny obraz struktury bilansu ciepłego.

Na ryc. 12 zwraca uwagę interesujący szczegół, iż kondensacja pary wodnej, zarówno na dnie doliny jak i na zboczu, rozpoczynała się w godzinach popołudniowych na ogół jeszcze przy dodatnich wartościach bilansu promieniowania. W godzinach porannych proces kondensacji pary wodnej na zboczu kończył się przeciętnie z chwilą zmiany znaku bilansu promieniowania. Na stanowisku dolnym

kondensacja trwała dłużej, z reguły aż do około godziny 9.00, co też było główną przyczyną różnic struktury bilansu dna i zbocza doliny w omawianym okresie czasu.

Niezależnie od różnego rodzaju podłoża atmosfery obu stanowisk największa różnorodność typów strukturalnych występowała w porze zmian wartości bilansu promieniowania.

Najmniejsze zróżnicowanie struktury bilansu, wyrażone najmniejszą dyferencją występujących typów, miało miejsce na obu stanowiskach w godzinach przedpołudniowych i południowych, przy czym ta największa stabilność struktury trwała na zboczu nieco dłużej niż na dnie doliny. Zarówno na stanowisku górnym jak i na dolnym okres o największych możliwościach ustabilizowanej struktury bilansu charakteryzował się występowaniem takich samych czterech lub pięciu typów (ryc. 48); pomiędzy sobą typy te różniły się głównie z uwagi na stosunek wielkości strumienia P do strumienia E .

Jest rzeczą charakterystyczną, że na zboczu trzy typy struktury bilansu cieplnego: 4a, 5a i 12a nie wystąpiły w ogóle w czasie badań terenowych w 1963 r. (ryc. 48). Należy jednak stwierdzić, iż powyższe układy, zanotowane co prawda na stanowisku dolnym, i tam zdarzały się tylko sporadycznie.

Poszczególne przypadki typów 1, 2 i 3a, występujące niekiedy na obu stanowiskach w godzinach nocnych, wynikały stąd, że do grupy dodatnich wartości bilansu promieniowania zaliczono również te przypadki, w których saldo promieniowania równało się zeru ($R \geq 0$). Sytuacja powyższa miała miejsce kilkakrotnie, szczególnie w okresach pomiędzy opadami atmosferycznymi.

OGÓLNE WARUNKI ATMOSFERYCZNE A STRUKTURA BILANSU CIEPLNEGO POWIERZCHNI CZYNNEJ

Jednym z najistotniejszych wyników, uzyskanych na podstawie przeprowadzonych badań, jest fakt, że nie stwierdzono wyraźnej zależności pomiędzy występowaniem określonych typów struktury bilansu cieplnego a pewnymi, liczbowo określonymi układami elementów meteorologicznych (typami pogody).

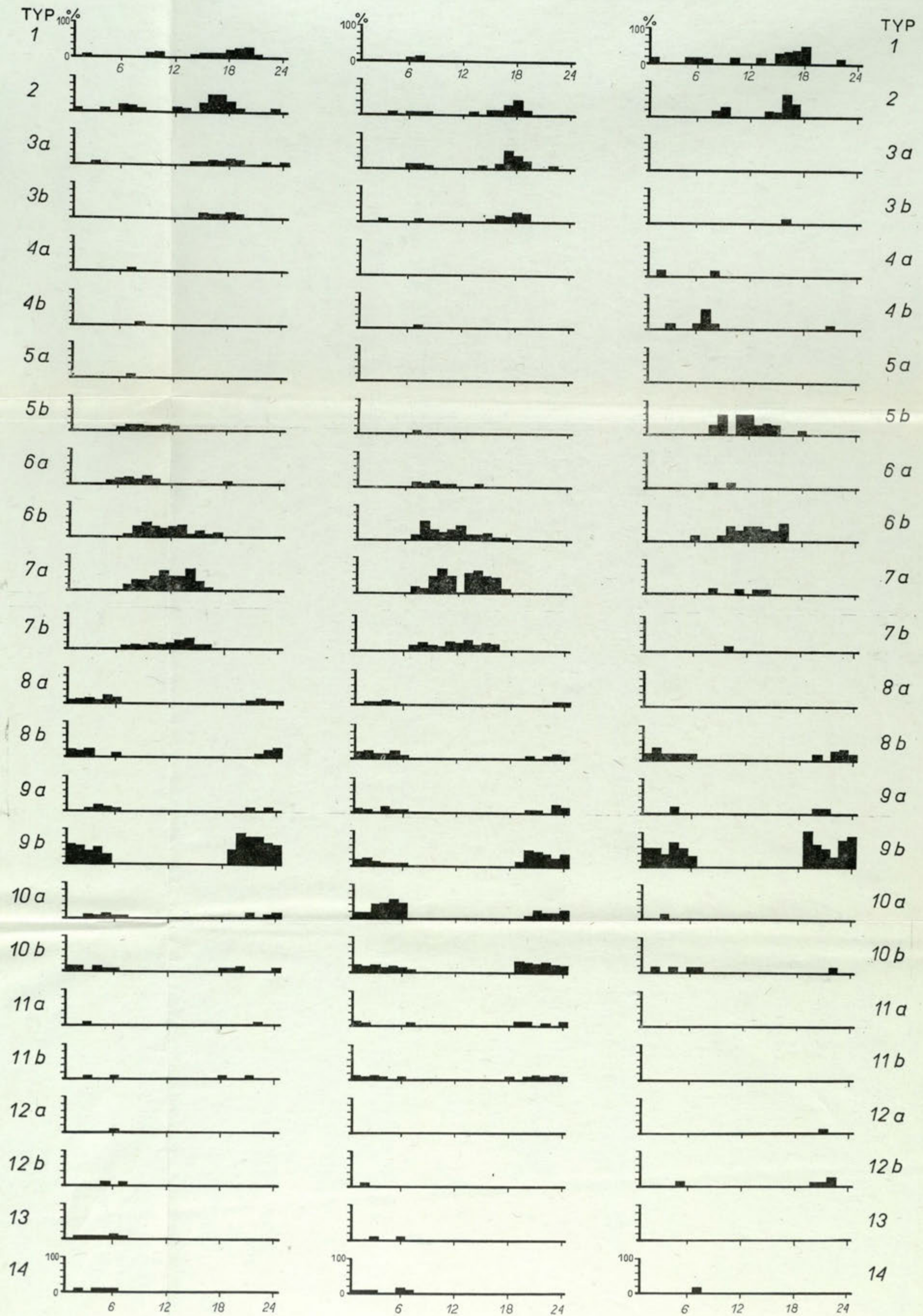
Analiza zebranych materiałów nie wykazała żadnych związków na przykład pomiędzy wielkością zachmurzenia i rodzajem chmur, temperaturą powietrza występowaniem rosy, a występowaniem pewnego, odpowiadającego tym warunkom, ściśle określonego typu struktury. Częściowo ten brak związku wynika stąd, że liczbowo określone wielkości elementów meteorologicznych nie muszą korelować z typami struktury bilansu, które uwzględniają tylko kierunek przenikania ciepła w stosunku do powierzchni czynnej, a nie uwzględniają wielkości absolutnych poszczególnych strumieni energii.

Aby powyższe zagadnienie przedstawić dokładniej, zbadano — dla stanowiska na dnie doliny — występowanie typów struktury bilansu cieplnego w czasie skrajnych warunków zachmurzenia nieba przy równocześnie różnej temperaturze i wilgotności powietrza (25 i 28 VIII 1964 r.),

1
1963

2
1963

1
1964



Ryc. 48. Średnia częstotliwość występowania poszczególnych typów strukturalnych bilansu cieplnego powierzchni czynnej na dnie doliny (1) i na zboczu (2)
Mean frequency of occurrence of particular structural types of heat balance of active surface, on valley floor (1) and valley slope (2)

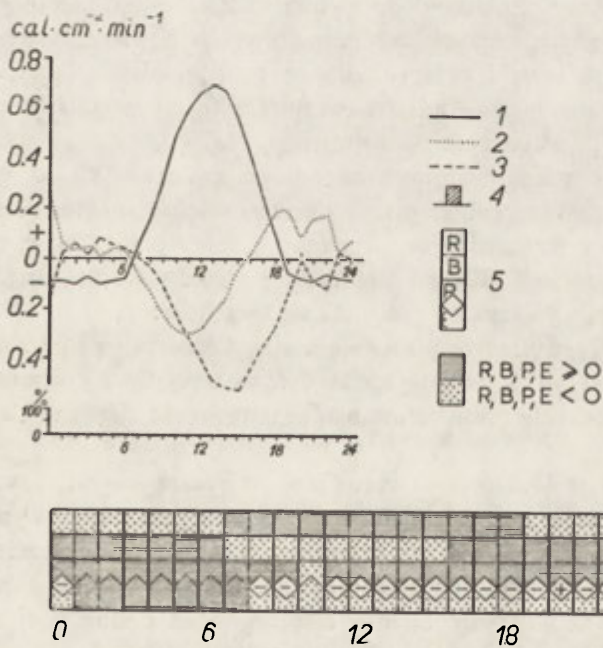
Biorąc pod uwagę tak znacznie zróżnicowane w tych dniach ogólne warunki meteorologiczne, należałoby sądzić, że występujące podczas nich typy strukturalne bilansu będą zasadniczo odmienne. Okazało się jednak, że na 24 obserwacje dobowe wypadło aż 9 przypadków, w których typy struktury były identyczne, przy czym — rzecz charakterystyczna — zgodność ta wystąpiła w ciągu dnia, pomiędzy godzinami 7.00 i 19.00 (tab. 29).

Interesującym uzupełnieniem tab. 29 są ryc. 46 i 49. Porównując na nich terminy, w których poszczególne składowe bilansu (a więc R , B , P i E) były w dniu pogodnym i pochmurnym jednakowe co do kierunku, można zauważyć, że naj-

Tabela 29

Typy struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej występujące na dnie doliny w dniu pochmurnym (25 sierpnia) i pogodnym (28 sierpnia) w roku 1964

Godzina	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
25 VIII	1	4a	4b	9b	1	4b	4b	4b	5b	1	5b	5b
28 VIII	8b	8b	8b	8b	8b	8b	4b	5b	5b	7b	5b	5b
Godzina	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
25 VIII	5b	5b	1	1	1	5b	9b	9b	4b	8b	9b	9b
28 VIII	5b	5b	5b	1	1	1	9b	9a	9b	9b	8b	8b



Ryc. 49. Bilans cieplny powierzchni czynnej i jego struktura na dnie doliny w dniu 28 sierpnia 1964 r. (objaśnienia — jak przy ryc. 13)

Heat balance of active surface and its structure on valley floor on Aug. 28, 1964 (for explanations see Fig. 13)

mniejszą zgodność wykazywał strumień ciepła utajonego E — zgodny tylko w 16 na 24 wszystkich przypadków, podczas gdy zgodność kierunku dla składowej B wynosiła 17 przypadków, dla R — 18 przypadków i dla P — 23 przypadki. Świadczyłyby to o tym, iż odmienne warunki pogodowe wpływały najmniej na kierunek turbulencyjnego strumienia ciepła odczuwalnego P , w nieco większym stopniu oddziaływały one na kierunek strumienia promieniowania energii R i wymiany ciepła z podłożem B , natomiast najwyraźniej przejawily się one w procesie parowania i kondensacji.

Można zatem stwierdzić, że często używana w klimatologii klasyfikacja „typów pogody”, wyznaczonych głównie na podstawie wielkości pewnych elementów meteorologicznych (zachmurzenia, temperatury — wiatru itp.), nie oddaje obrazu procesu wymiany energii, jaki zachodzi w przypowierzchniowej warstwie atmosfery. Wielkości elementów meteorologicznych są bowiem w dużym stopniu zjawiskiem wtórnym, efektem powstałym głównie na skutek transformacji ciepła na powierzchni czynnej ziemi pod wpływem lokalnych warunków podłoża atmosfery.

WNIOSKI KOŃCOWE

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki badań bilansu cieplnego, wykonanych na dwóch różnych stanowiskach pomiarowych (powierzchniach czynnych).

W oparciu o te wyniki przeprowadzono próbę podziału bilansu cieplnego na typy strukturalne, uwzględniające wszystkie formy wymiany energii, tzn. promieniowanie, przewodzenie i turbulencję.

Niezależnie od przedstawionych zagadnień poznawczych w pracy, starano się naświetlić pewne problemy metodyczne, między innymi możliwość wyznaczenia wielkości turbulencyjnej wymiany ciepła sposobami pośrednimi, to jest w oparciu o metodę bilansu cieplnego i metodę gradientową.

Główne wnioski wynikające z pracy tak się kształtują:

1) Wpływ podłoża atmosfery na dnie doliny Olszanki i na jej zboczu, różnicujący strukturę bilansu cieplnego, przejawiał się we wszystkich postaciach wymiany energii, a więc w bilansie promieniowania, przewodzeniu ciepła w glebie i w turbulencji.

2) Oddziaływanie lokalnych warunków fizycznogeograficznych podłoża atmosfery najwyraźniej zaznaczyło się w procesie turbulencyjnej wymiany ciepła i wilgoci, następnie w procesie wymiany energii z podłożem i wreszcie — w stopniu najmniejszym — w bilansie promieniowania. Jak stąd wynika, głównym czynnikiem różnicującym strukturę bilansu cieplnego dna doliny i jej zbocza była turbulencyjna wymiana ciepła utajonego i odczuwalnego.

3) Ogólnie rzecz biorąc, wpływ podłoża atmosfery na bilans cieplny wyraził się:

a) w różnych bezwzględnych wielkościach (dodatnich i ujemnych) poszczególnych strumieni energii,

- b) w różnym charakterze ich przebiegu dobowego,
- c) w niejednoczesnym występowaniu terminów (porannych i wieczornych) zmian kierunku przenikania ciepła względem powierzchni czynnej,
- d) w niejednakowej długości okresów czasu, w których poszczególne strumienie energii były skierowane ku powierzchni czynnej lub też przeciwnie,
- e) w występowaniu wyraźnej pionowej strefowości w rozkładzie przestrzennym poszczególnych form wymiany energii, co stwierdzono na przykładzie wymiany ciepła z podłożem.

4) Poszczególne czynniki składające się na lokalne fizycznogeograficzne warunki podłoża atmosfery nie oddziałują w jednakowym stopniu na wielkość wymiany ciepła; w pewnych okolicznościach ekspozycja terenu przewyższa rolę fizycznych własności gleby, w innych właśnie one, bądź też rodzaj szaty roślinnej, silniej oddziałują na proces wymiany energii. Ten różny stopień oddziaływania poszczególnych czynników środowiska przyrodniczego na bilans cieplny zależy na przykład od pory doby. W okresie nocy szczególnego znaczenia nabierają bowiem własności fizyczne gleby. Wynika to stąd, że w okresie tym wymiana energii poprzez przewodzenie molekularne jest najczęściej jedyną znacznieszą pozycją dodatnią w równaniu bilansu cieplnego.

5) W przebiegu dobowym najmniejszy wpływ podłoża atmosfery na strukturę bilansu cieplnego miał miejsce głównie w godzinach przedpołudniowych; największa różnorodność typów struktury, uzależniona od oddziaływania zarówno warunków lokalnych podłoża atmosfery na dnie doliny i na zboczu jak i od warunków meteorologicznych, występowała rano, w okresie rzeczywistego wschodu słońca.

Z przedstawionej w niniejszej pracy analizy struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej dna doliny i zbocza wynika, że zastosowana metoda opracowania, ilustrująca transformację energii cieplnej pod wpływem charakteru i własności fizycznych podłoża atmosfery, może być przyczynkiem do poznania procesu wymiany energii w przypowierzchniowych warstwach gleby i przylegającej do nich warstwie atmosfery. Tak ujęta charakterystyka bilansu cieplnego wyraża nie tylko wymianę energii występującą w samej atmosferze, lub w samej tylko glebie; obrazuje ona wymianę ciepła dokonyjącą się w pewnej warstwie atmosfery i litosfery, wyrażając klimat danego miejsca jako *s t a n ó w n o w a g i* pomiędzy dopływem i odpływem energii z naturalnej powierzchni ziemi.

LITERATURA

- [1] A.F., 1902. Wymiana ciepła między ziemią, wodą i atmosferą. *Wszechświat*, r. 21, n. 17, Warszawa.
- [2] Ajzensztat B.A., 1961. Niektoryje osobienności radiacyjnego i ciepłowego balansow gornoj doliny. *Mat. Konfier. po itogam MGG. (1960) i Mietieor. Izucz. Antarktidy*, Moskwa.
- [3] Ajzensztat B.A., Zujew M.W., 1952. Niektoryje czerty ciepłowego balansu pieszczanoj pustyni. *Trudy Taszk. Geofiz. Obserw.*, wyp. 6/7, Leningrad.
- [4] Albrecht F., 1940. Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. *Wiss. Abl. Reichsamt. Wetterdienst*, B. 8, n. 2, Berlin.
- [5] Angström A., 1925. On radiation and climate. *Geogr. Annaler*, s. B. 7. Stockholm.
- [6] Antal E., 1961. Energiaházartás meresek a Tihanyi-felzigeten (pomiaru bilansu cieplnego na półwyspie Tihanyi). *Időjárás*, n. 1, Budapest.
- [7] Best A.C., 1935. Transfer of heat and momentum in the lowest layers of the atmosphere. *Geophys. Memmoirs*, n. 65, London.
- [8] Bierland T.G., 1949. Radiacionnyj i ciepłowej balans powierchnosti suszi wnetropiczeskich szirok siewiernogo poluszarija. *Trudy Glawn. Geofiz. Obsierw.*, wyp. 18/80, Moskwa.
- [9] Bowen I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physic. Rev.*, n. 27.
- [10] Budagowski A.I., 1962. Naucznyje i prakticzeskije aspekty izuczenija ciepłowego i wodnego balansow sielskochoziajstwiennyh polej i lesa. *Sbor: Tiepłowej balans lesa i pola*, Izdat. AN. SSSR. Moskwa.
- [11] Budyko M.I., 1947. O wodnom i ciepłowym balansach powierchnosti suszi. *Mietieor. i Hidrolog.*, n. 5. Moskwa.
- [12] Budyko M.I., 1948. Isparienije w jestiestwiennyh usłowijach. *Gidromietieoizdat*, Leningrad.
- [13] Budyko M.I., Bierland T.G., Zubienok Ł.I., 1954. Mietodika klimatologiczeskich rasczetow sostawljajuszczich ciepłowego balansu. *Trudy Glawn. Geofiz. Obsierw.*, wyp. 48(110), Moskwa.
- [14] Büttner K., 1934. Die Wärmeübertragung durch Leitung und Konvektion. Verdunstung und Strahlung in Bioklimatologie und Meteorologie. *Abh. Preuss. Meteor. Inst.*, B. 1, H. 10, n. 5, Berlin.
- [15] Czubukow Ł.A., 1962. Sowriemiennyje osnovy teorieticzeskogo i prikladnogo ispolzowanija kompleksnoj klimatologii. *Trudy Wsiesoj. Mietieor. Sowieszcz.*, t. 4, Leningrad.
- [16] Dzierdziejewskij B.Ł., 1954. Tiepłowej balans i mikroklimat limana i suchoj stiepi Prikaspija. *Izwiad. AN SSSR*, sier. geogr. 2, Moskwa.
- [17] Dzerdzeewskii B.L., 1958. On some climatological problems and mikroclimatological studies of arid and semi-arid regions in U.S.S.R. *Climat and Microclimat.*, Proc. Canberra Symph., UNESCO, Paris.
- [18] Falckenberg G., 1932. Die nächtliche Wärmehaushalt bodennaher Luftschichten. *Meteor. Zeitschr.*, H. 49, Berlin.

- [19] Figula F., 1964. Untersuchungen über die Wasser- und Wärmebilanz des Hanges. Sonderdr. „Wissenschaftl. Zeitschr. Karl-Marx-Univ., Math. Naturwissenschaftl. Reihe, H. 4, Leipzig.
- [20] Franckenberger E., 1960. Mess-Ergebnisse und Berechnungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche. Ber. Deutsch. Wetterdienst., B. 10, n. 73, Offenbach.
- [21] Franssila M., 1936. Mikroklimatische Untersuchungen des Wärmehaushaltes. Mitt. Meteor. Zentr.-Anst., n. 20, Helsingfors.
- [22] Gagarina T.E., 1961. Tiepłowej balans kartofielnogo pola. Trudy Odiesskogo Gidromiet. Institut., wyp. 25, Moskwa.
- [23] Geiger R., 1936. Mikroklimatologische Beschreibung die Wärmeschichtung am Boden. Meteorol. Zeitschr., H. 53, Berlin.
- [24] Gerstman W., 1962. Bestimmung der Komponenten des Wärmehaushalts der Erdoberfläche im Sommer 1959 nach einer indirekten Methode in Lindenberg. Zeitschr. Meteorol., B. 16, H. 1—2, Berlin.
- [25] Gierasimow I.P., Grigoriew A.A., Dawitaja F.F., Awsiuk U.A., Kalesnik S.W., Budyk o M.I., 1963. Fizическая география в sistemiie nauk o ziemle. Wiestn. AN SSSR, n. 10, Oktiabr, Moskwa.
- [26] Gorczyński W., 1915. Stan obecny badań nad obrotem ciepła w warstwach gruntowych oraz w wodzie i atmosferze. Sprawozd. Tow. Nauk. Warszawsk., t. 8.
- [27] Grigoriew A.A., 1958. O niekotorych geograficznych zakonomiornostiach ciepłobmienna i wodoobmienna na powierzchni suszi i o putiach dolniejszego izuczenija obmienna wieszczestw i energii w geografической sriedie. Izw. AN. SSSR, sier. geogr., wyp. 3, Moskwa.
- [28] Gumiński R., 1948. Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce. Przgl. meteor. i hydrol., z. 1.
- [29] Kaiser H., 1958. Über den „Strahlungstyp“ und den „Windtyp“ des Mikroklimas. Meteorol. Rundsch., J. 11, H. 5.
- [30] Kazanski A.B., Monin A.S., 1956. Turbulentnost' w prziemnykh inwersijach. Izw. AN SSSR, sier. geofiz., n. 1, Moskwa.
- [31] Kluge M., Krawczyk B., 1964. Mapa albeda okolic Wojcieszowa Górnego. Przgl. geogr., t. 36, z. 1.
- [32] Kluge M., Krawczyk B., 1966. Zmienność albeda z roku na rok na przykładzie Wojcieszowa Górnego. Przgl. geogr., t. 38, z. 4.
- [33] Konstantinow A.R., Sakali Ł.I., 1964. Klimatoobrazujuszczaja rol sostawljajuszczich tiepłowego balansu. Trudy Ukraїnsk. Naucz. issled. Gidromiet. Institut., wyp. 41, Kijów.
- [34] Kraujalis M.W., 1963. Pomiary promieniowania długofalowego. Dokum. geogr. z. 4.
- [35] Krauz H., 1963. Der Tagesgang des Energiehaushaltes der bodennahen Luftschicht. Arch. Meteorol. Geophys. u. Bioklim., s. B, B. 12. H. 3—4, Wien.
- [36] Krügler F., 1937. Nächtlichen Wärmehaushaltsmessungen an der Oberfläche einer grassbewachsenen Ebene. Wissensch. Abhandl. Reichsamt f. Wetterdienst, B. 3, H. 10, Berlin.
- [37] Lake J.V., 1955. The nocturnal heat balance. Nature Saturd., July 2.
- [38] Lettau H.A., 1954. A study of mass, momentum and energy budget of the atmosphere. Arch. Meteor. Geophys. u. Bioklim., s. A, B. 7, Wien.
- [39] Matul K., 1960. Bilans radiacyjny i cieplny w Polsce, jego zastosowanie w gospodarce wodnej w powiązaniu z bilansem wodnym. Gosp. wod., z. 9, Warszawa.
- [40] Matul K., 1961. Bilans radiacyjno-cieplny w Polsce. Tow. Nauk. Ekspertów Budowl., z. 2, Warszawa.
- [41] Matul K., Bac S., Baranowski S., 1965. Określenie elementów bilansu cieplnego dla wyznaczania parowania terenowego. PAN, Kom. Inż. i Gosp. Wodn., Inst. Gosp. Wodn., Konf. poświęcona problemowi określania i zastosow. bilansu ciepln. w gosp. wodn., Warszawa — listopad.
- [42] Molla M., 1955. Bilans cieplny powierzchni ziemi. Teoretyczne rozważania nad bilansem cieplnym. Przgl. meteor. i hydrol., r. 8, z. 1.

- [43] M u m i n o w F.A., 1958. Radiacionnyj i ciepłowej balans kartofielnego pola. *Mietieor. i Gidroł.*, n. 8, Moskwa.
- [44] M u m i n o w F.A., 1960. Niektoryje czerty ciepłowego balansa Ałajskiej doliny w rajonie Sary-Tasza. *Miet. i Gidroł.*, n. 5. Moskwa.
- [45] O g n i e w a T.A., 1955. Niektoryje osobiennosti ciepłowego balansa diejatielnoj powierzchni. *Gidromietieoizdat*, Leningrad.
- [46] P a s z y ń s k i J., 1963. Studia nad wymianą ciepłą na Stacji Nauk. IG PAN w Wojcieszowie (przedmowa), *Dokum. geogr.*, z. 4.
- [47] P a s z y ń s k i J., 1964. Topoclimatological Investigations on Heat Balance. *Geogr. Polon.*, t. 2.
- [48] P a s z y ń s k i J., 1964. Mikroklimatische Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche. *Angew. Meteorol.*, B. 5, H. 1—2, Berlin.
- [49] P a s z y ń s k i J., 1964. Próba wydzielenia jednostek klimatycznych w Polsce na podstawie bilansu ciepłnego. *Refer. Sesji sprawozd. w 10-lecie IG PAN*, mpis. powiel., kwiecień, Warszawa.
- [50] P a s z y ń s k i J., 1966. Klimat okolic Pińczowa. *Prace geogr. IG PAN*, n. 47.
- [51] P a s z y ń s k i J., 1966. Atlas bilansu promieniowania w Polsce. *Dok. geogr.*, z. 4, Warszawa.
- [52] P a s z y ń s k i J., 1968. Bilans ciepłny powierzchni czynnej jako wskaźnik klimatologiczny. *Prace i Studia Komit. Inż. i Gosp. Wodn.*, Prace Sekcji Meliorac., Warszawa — listopad.
- [53] P a w ł o w A.W., U s t i a n k o G.P., 1965, Ciepłowej balans i radiacionnyj rieżym kukuruzy w posiwach. *Izdat. AN SSSR*, s. geogr., n. 6, Moskwa.
- [54] R a m d a s L.A., 1958. Phenomena controlling the thermal balance at the ground surface. *Climat. and Microclimat.*, *Proceed. of Canberra Symp.*, UNESCO, Paris.
- [55] R a u n i e r J.L., 1962. K metodikie opriedielenija sostawljuszczych ciepłowego balansa lesa. *Sborn: Ciepłowej balans lesa i pola*. *Izdat. AN SSSR*, Moskwa.
- [56] R o a c h W.T., 1955. Measurements of atmospheric radiation and the heat balance at the ground at Kew. May 1953—May 1954. *A paper of the Meteorol. Research. Committ.*, n. 936. London.
- [57] R o ż a n s k a j a O.D., 1964. Ciepłowej balans sielskochozjajstwiennogo pola. *Sbornik rabot po metodikie issledowanij w oblasti fiziki poczw*. Leningrad.
- [58] *Rukowodstwo po gradientnym nabludienijam i opriedieleniju sostawljuszczych ciepłowego balansa*. *Red. A.G. Brojdo*, *Gidromietieoizd*, Leningrad.
- [59] R u s i n N.P., 1954. Proizwodstwo gradientnych nabludienii i rasczet sostawljuszczych ciepłowego balansa. *Mietodiceskije ukazanija gidromietieorologiceskim stancjam.*, n. 5, Leningrad.
- [60] S a p o ż n i k o w a S.A., 1948. Ciepłowej balans diejatielnoj powierzchni w osnownych geograficeskich zonach SSSR. *Trudy Wtorogo Wsiesojuzn. Gieogr. Sjezda*, t. 2, Moskwa.
- [61] S a p o ż n i k o w a S.A., 1948. Charakteristika niekotorych osobiennostiej ciepłowego balansa pszenicznego pola primienitielno k sielskochozjajstwiennoj ocenke klimata. *Probl. Fiz. Gieogr.*, wyp. 13, Moskwa.
- [62] S k o c z e k J., 1963. Pomiary wymiany ciepłnej w gruncie. *Dokum. geogr.*, z. 4.
- [63] S k o c z e k J., 1964. Badania temperatury powietrza w warstwie przygruntowej w okolicy Wojcieszowa Górnego. *Dokum. geogr.*, z. 5.
- [64] S k o c z e k J., 1964. Badania wymiany ciepła z gruntem w Wojcieszowie Górnym. *Mpis, arch. bibl. IG PAN*, Warszawa.
- [65] S k o c z e k J., 1966. Wymiana ciepła w glebie na przykładzie badań terenowych w Wojcieszowie Górnym. *Mpis, arch. Zakł. Klimatol. IG*, Warszawa.
- [66] S k w o r c o w A.A., 1928. Ciepłowej balans poliwnych poley. *Taszkient*.
- [67] S k w o r c o w A.A., 1928. K woprosu o klimacie oazisa i pustyni i niekotoryje osobiennosti ich ciepłowego balansa. *Trudy po Sielskochozjajstwienn. Mietieor.*, wyp. 15, Leningrad.
- [68] S l a y t e r R.O., M c I l r o y I.G., 1961. *Practical microclimatology, with special reference to the water factor in soil-plant-atmosphere relationships*. Prepared and reproduced by *Commonw. Scient. and Industr. Research Organiss.*, UNESCO, Australia

- [69] S u o m i V.E., T a n n e r C.B., 1958. Evapotranspiration estimates from heat-budget measurements over a field crop. Trans. Americ. Geophys. Union, n. 39, New York.
- [70] T a n n e r C.B., 1958. Energy balance approach to Evapotranspiration from Crops, Water and Agriculture. A Symposium presented at the Washington meeting of the American Association for the Advancement of Science, December 29—30 1958, ed. Roy D. Hockensmith, Washington.
- [71] T h o r n t h w a i t e C.W., 1957. The task ahead in climatology. Presidential address at the Sec. Sess. Comiss. f. Climatol., Washington, I/1957, WMO Bulletin, VI, n. 1, Geneva.
- [72] T h o r n t h w a i t e C.W., 1958. Introduction to arid zone climatology. Climat. a. Microclimatol., Proceed. of Canberra Symph., UNESCO, Paris.
- [73] T i m o f i e j e w M.P., 1951. O mietodike opriedielenija komponent tiepłowego balansa podstilajuszczej powierzchni. Trudy Glawn. Geofiz. Obsierwat., wyp. 27 (89), Moskwa.
- [74] T o p o r o w a A.G., 1962. Niekotoryje czerty tiepłowego balansa swiekłownicznego pola. Trudy Sriednieazjaticz. Naucz.-issledow. Gidromieteorol. Inst., wyp. 12 (27), Leningrad.
- [75] T o t h K.E., 1962. Hoháztartásvizálgálatok a Balaton környékén. (Badania bilansu cieplnego w okolicach jeziora Balaton). Beszámolók az 1961-ben végzett tudományos kutatásokról, Budapest.
- [76] W o j e j k o w A.D., 1884. Klimaty ziemnego szara, w osobiennosti Rosii. Sankt Pietiersburg.
- [77] W o j e j k o w A.D., 1904. Krugooborot tiepla w oboloczkie ziemnego szara. Sborn. statiej po fiz., poswiaszczeni prof. F.F. Pietruszewskomu, Sankt Pietiersburg.
- [78] Z u j e w M.W., 1958. O tiepłom balansie oziera Kara-Kul. Sowriem. Probl. Mieteorol. Prziemn. Sloja Wozducha, Gidromieteoizd, Leningrad.
- [79] Ż u k o w a W.M., S a m a r i n a N.N., 1962. Riezultaty tiepłobałansowych nabludienij na odkrytych uczastkach. Sborn. Tiepłowej balans lesa i pola, Izdat. AN. SSSR, Moskwa.

ВЛИЯНИЕ МЕСТНЫХ УСЛОВИЙ НА СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ДЕЯТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Работа занимается взаимозависимостью между процессом теплообмена на деятельной поверхности земли и генезом топоклимата. Ее целью является попытка точно определить, в какой степени и каким образом разнородная в отношении орографии, почвы, гидрографии и растительного покрова земная поверхность влияет на величину и структуру теплового баланса. Анализ был проведен на примере суточного хода радиационного баланса, теплообмена с почвой и турбулентного обмена энергии с атмосферой — величин, измеряемых на двух разных в географическом отношении измерительных пунктах: на дне и на склоне горной долины.

На базе полученного материала была проведена проба деления теплового баланса делающей поверхности земли.

Выла обнаружена общая зависимость топоклимата дна и склона долины от характера исследуемого процесса теплообмена. Проведенные измерения доказали, что в разных условиях деятельной поверхности земли ход теплового баланса неодинаковый, что дает в результате разные топоклиматы.

INFLUENCE OF LOCAL FACTORS UPON DAILY VARIATION ON THE HEAT BALANCE ON THE ACTIVE SURFACE

Author discusses the interdependence between the process of heat exchange on the active surface and the local-scale climatic conditions (topoclimate). The purpose of this work was to determine the degree and the manner how the interface earth-atmosphere, and its features as orography, soils, hydrography and vegetation and s.o. affect the value and the structure of the heat balance on this surface. In his investigations the author used results of measurements of the daily variation of net radiation, of the heat exchange with the soil, and of the turbulent heat exchange with the atmosphere. This measurements were carried out at two points, situated under different local conditions: on the floor and on the slope of an valley.

Using the results thus obtained the author made the attempt of dividing the heat balance on the active surface into structural types; as main criterion in this classification he adopted the directions of heat fluxes in relation to the active surface.

In this way he determined, that the topoclimats of the valley floor and of the valley slope depend on the character of the process of heat exchange. His measurements revealed, that this process proceeds differently, depending on the conditions of the interface earth-atmosphere, and that this causes a differentiation in the spatial distribution of the topoclimates.

41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110+38 ilustr., z1 24,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155+55 ilustr. i map, z1 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140+anex+9ilustr.+6map, z1 48,—
51. Kostrowicki A.S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (*Macrolepidoptera*). 1965, s. 100+21 ilustr., z1 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarca (Beskid Wysocki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., z1 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136+26 ilustr., z1 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114+22 ilustr., +7 fot.+2 mapy, z1 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111+16 ilustr., +2 wkładki, z1 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115+22 ilustr., z1 28,—
57. Więckowski K., Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112+12 ilustr.+7 fot., z1 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70+11 ilustr., z1 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109+9 ilustr., z1 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116+12 ilustr.+11 fot., z1 33,—
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79+43 ilustr.+8 fot., z1 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102+42 ilustr.+19 fot., z1 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, z1 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, z1 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120+32 ilustr., z1 31,—
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza. 1968, s. 105+14 ilustr.+2 wkładki, z1 30,—
67. Szewczyk J., Włóka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113+6 ilustr., z1 30,—
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79+23 ilustr., z1 18,—
69. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez PTG w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114+4 ilustr.+1 wkładka, z1 28,—
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94+34 ilustr.+4 fot., z1 19,—
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127+15 ilustr.+35 fot.+1 wkładka, z1 34,—
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106+41 ilustr. z1 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67+16 ilustr.+6 fot.+1 wkładka, z1 24,—
74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. 1968, s. 216+12 ilustr.+11 fot., z1 67,—

75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmowe w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Galona 1969, s. 386+72 ilustr.+75 fot., zł 98,—
76. Iwanicka-Lyra F., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce. 1969, s. 114+9 ilustr.+3 wkładki, zł 28,—
77. Praca zbiorowa. Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych. 1969, s. 142+9 ilustr, zł 32,—
78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii. 1969, s. 121+33 ilustr.+1 wkładka, zł 28,—
79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. 1969, s. 131+3 ilustr. +6 fot.+6 wkładek, zł 34,—
80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wzebrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)
Nowak W.A., Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północno-środkowej części Wyżyny Małopolskiej. 1970, s. 124+77 ilustr.+12 fot.+1 wkładka, zł 30,—
81. Stola W., Próba typologii rolnictwa Poniżnia 1970, s. 143+22 ilustr.+9 fot.+7 wkładek, zł 39,—
82. Praca zbiorowa. Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa (w druku).
83. Wiśniewski E., Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz taras doliny górnej Drwęc (w druku).

V a r i a

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce.

- Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, s. 124, zł 28,—
- Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 343, zł 76,—
- Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—