

ZADANIE G1

WYZNACZANIE BILANSU RADIACYJNEGO POWIERZCHNI PODŁOŻA

Cel ćwiczenia

Celem ćwiczenia jest wyznaczenie bilansu radiacyjnego nad różnymi typami podłoża (trawa, beton, asfalt, śnieg, itd.). Wykorzystane zostaną w tym celu dwa bilansomierze: stacjonarny i przenośny. Przyrządy te mierzą strumienie energii promieniowania elektromagnetycznego w zakresie widzialnym oraz w podczerwieni.

1. Wstęp

Bilans radiacyjny w atmosferze jest podstawową wielkością, która wpływa na zmiany temperatury powietrza. Bilans radiacyjny stanowi główny wkład do bilansu energii na powierzchni ziemi. Pozostałe elementy bilansu energii (strumień ciepła odczuwalnego oraz ciepła utajonego) są na ogół istotnie mniejsze. W dolnej atmosferze bilans radiacyjny wymusza zmiany temperatury cienkiej (kilku milimetrowej) warstwy powierzchni ziemi, która z kolei poprzez dyfuzję molekularną oraz turbulencyjną wpływa na temperaturę powietrza w dolnej troposferze. Zrozumienie bilansu radiacyjnego oraz jego ewolucji czasowej jest kluczowe z punktu widzenia procesów fizycznych zachodzących w atmosferze, które kształtują warunki pogodowe i zmiany klimatyczne. Ostatnie badania bilansu radiacyjnego całego systemu klimatycznego pokazują, że bilans planety jest dodatni i zawiera się w przedziale od 0,5 do 1,0 W/m². Oznacza to, że Ziemia pochłania więcej energii niż sama emituje w przestrzeń kosmiczną co jest zgodne z obserwowanym wzrostem temperatury powietrza w ostatnich dziesięcioleciach. Badanie bilansu radiacyjnego Ziemi stanowi dziś ogromne wyzwanie dla pomiarów satelitarnych, obserwacji prowadzonych z powierzchni ziemi ale również dla badań z wykorzystaniem modeli numerycznych, w tym modeli klimatu.

2. Wprowadzenie teoretyczne

W fizyce atmosfery rozważa się dwa rodzaje promieniowania w atmosferze. Pierwszy z nich nosi nazwę promieniowania słonecznego (krótkofalowego), zaś drugi promieniowania ziemskiego (długofalowego). W obu przypadkach promieniowanie ma jednak tę samą naturę. Jest to promieniowanie termiczne związane ze spontaniczną emisją fotonów. W pierwszym przypadku źródłem promieniowania są gorące chromosfera i fotosfera słoneczna, a w drugim stosunkowo chłodne powierzchnia ziemi i atmosfera. W fizyce atmosfery, przez promieniowanie krótkofalowe rozumiemy promieniowanie o długości fali mniejszej od 4 μm, zaś promieniowanie długofalowe to fale powyżej 4 μm długości. Bilans radiacyjny na powierzchni ziemi jest określony poprzez strumienie promieniowania:

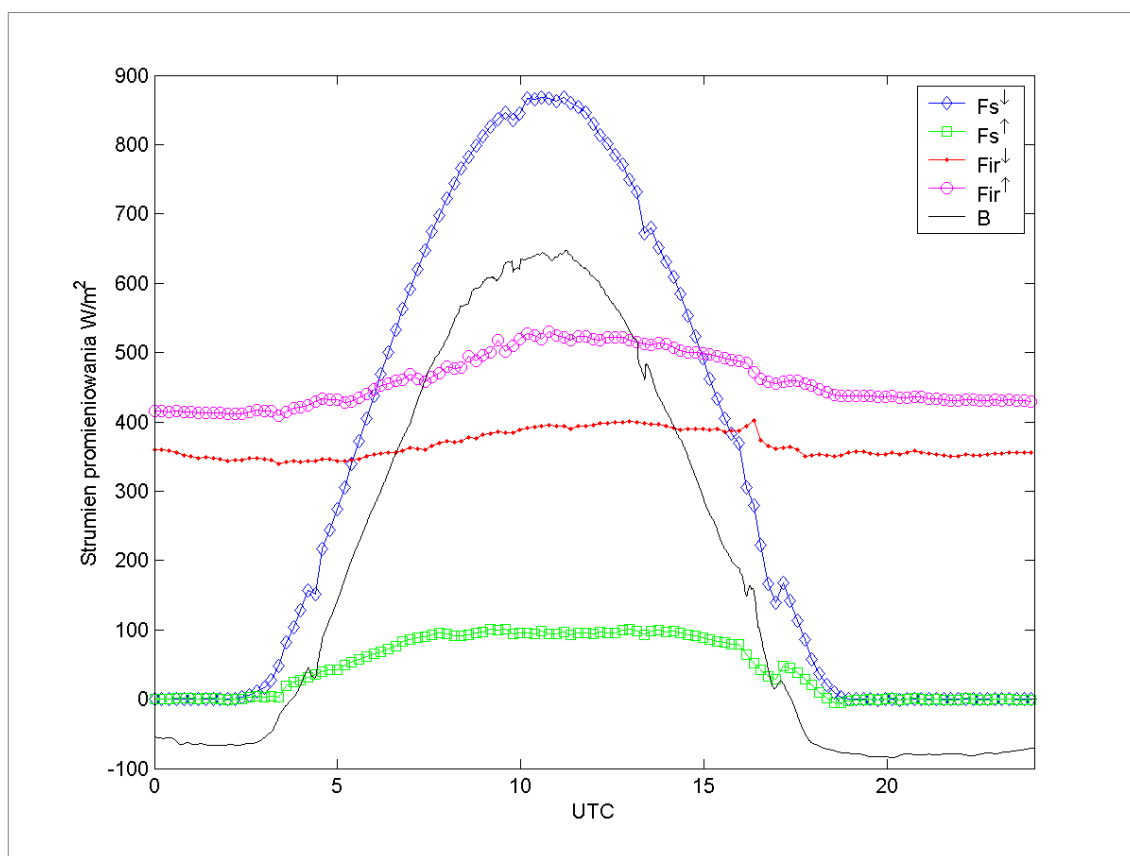
$$B = F_s^\downarrow + F_{IR}^\downarrow - F_s^\uparrow - F_{IR}^\uparrow, \quad (1)$$

gdzie F_s^\downarrow oraz F_s^\uparrow oznaczają odpowiednio natężenie promieniowania słonecznego docierającego i odbitego od powierzchni ziemi, natomiast F_{IR}^\downarrow oraz F_{IR}^\uparrow natężenie promieniowania długofalowego docierającego i emitowanego przez powierzchnię. Jednostką bilansu radiacyjnego, podobnie jak wymienionych natężeń, jest W/m². Wykorzystując pojęcie albedo $A = F_s^\uparrow / F_s^\downarrow$, bilans energii można zapisać w formie:

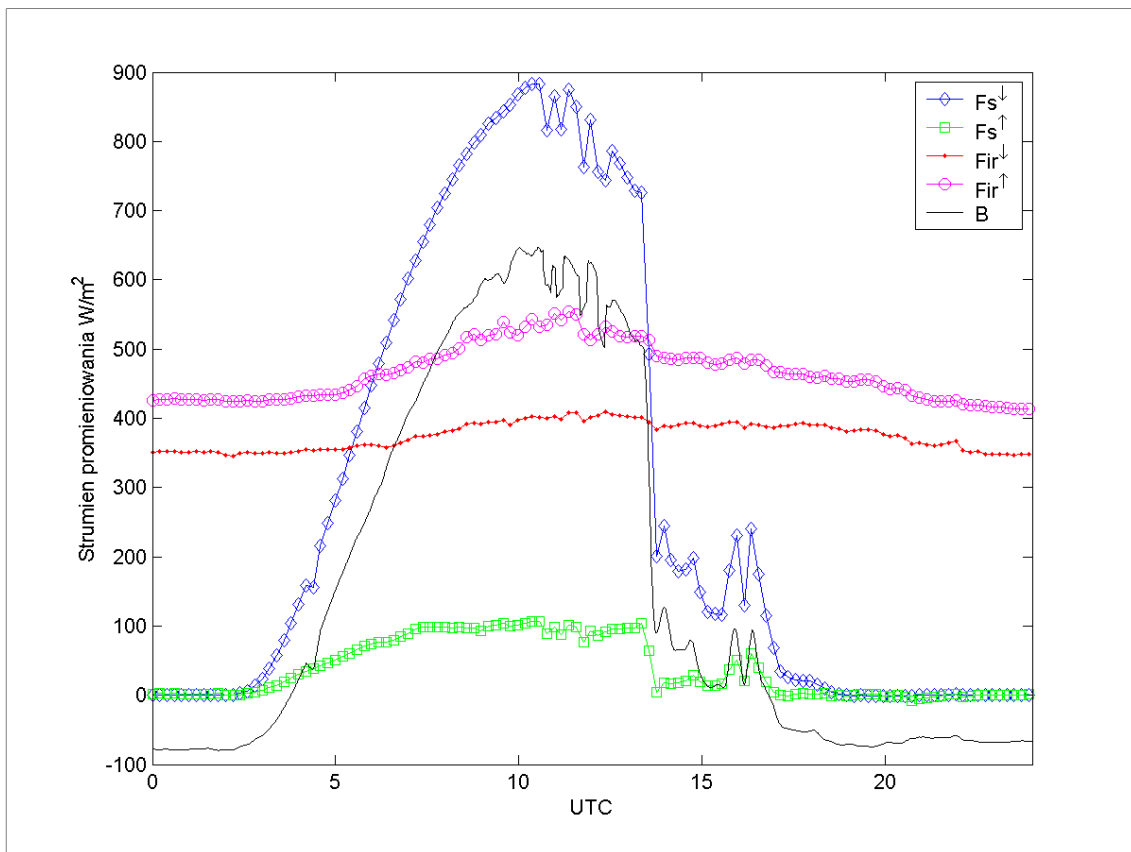
$$B = F_s^\downarrow (1 - A) + F_{IR}^\downarrow - F_{IR}^\uparrow. \quad (2)$$

Różnica pomiędzy docierającym (zwrotnym) promieniowaniem długofalowym oraz promieniowaniem emitowanym przez powierzchnię ziemi $F_{IR}^{\uparrow} - F_{IR}^{\downarrow}$ nosi nazwę promieniowania efektywnego. Jest ono w głównej mierze funkcją wysokości podstawy chmur oraz stopnia zachmurzenia.

Bilans energii powierzchni ziemi zależy od wielu parametrów fizycznych, m. in. albedo tej powierzchni, kąta elewacyjnego słońca, zachmurzenia, koncentracji różnych gazów oraz zawartości aerozoli w atmosferze. Zmienia się też znacząco w ciągu doby. W nocy, przy braku promieniowania słonecznego, bilans energii jest ujemny. W przypadku bezchmurnego nieba wynosi ok. -100 W/m^2 , zaś przy pełnym zachmurzeniu niskimi chmurami jest bliski zera. Podczas dnia, bilans jest bardziej zróżnicowany. Zimą, w naszych szerokościach geograficznych, może mieć wartości ujemne przez cały dzień, ze względu na niskie położenie słońca nad horyzontem oraz wysokie albedo powierzchni śniegu. Oznacza to, że gdyby nie transport energii w atmosferze z niższych szerokości geograficznych na skutek adwekcji (przemieszczania się) ciepłych mas powietrza, temperatura z dnia na dzień stawała by się coraz niższa. Latem bilans radiacyjny charakteryzuje się dużą amplitudą pomiędzy godzinami porannymi i wieczornymi a momentem górowania słońca. Podczas południa lokalnego może sięgać nawet $800\text{-}900 \text{ W/m}^2$. Przykładowe letnie przebiegi dobowe bilansu radiacyjnego oraz jego składowych zostały pokazane na Rys. 1. oraz 2.



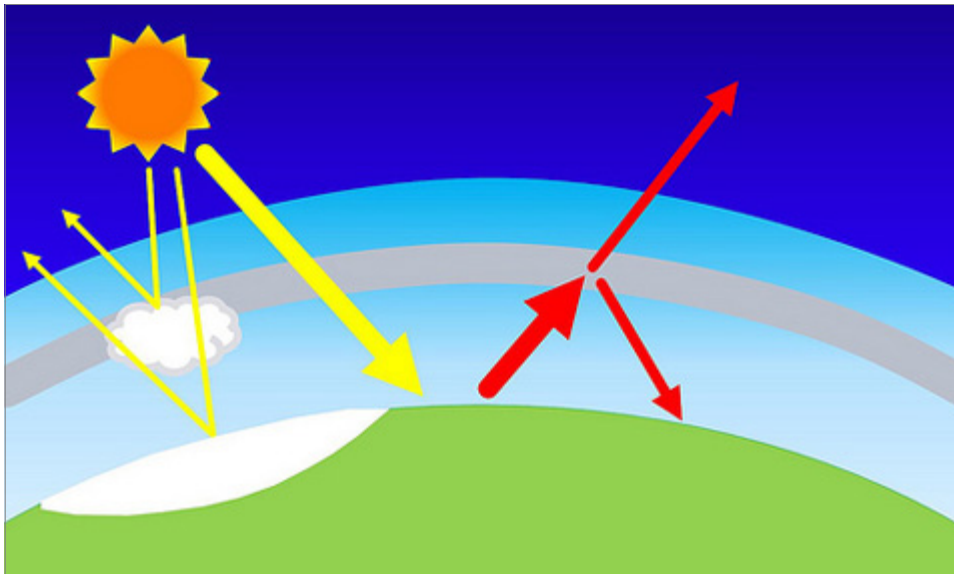
Rys. 1. Przykładowy przebieg dobowy bilansu radiacyjnego oraz jego składowych obserwowany podczas bezchmurnego dnia (5 lipca 2012 roku, stacja badawcza SolarAOT w Strzyżowie).



Rys. 2. Przykładowy przebieg dobowy bilansu radiacyjnego oraz jego składowych obserwowany podczas 3 lipca 2012 roku w stacji badawcza SolarAOT w Strzyżowie. Po godzinie 13 UTC widoczny jest nagły spadek strumienia promieniowania słonecznego i w efekcie bilansu radiacyjnego o ok. 400 W/m^2 związany ze wzrostem zachmurzenia.

Bilans radiacyjny jest ściśle związany z pojęciem efektu cieplarnianego, który przedstawiono schematycznie na Rys. 3. Gazy cieplarniane (np. para wodna, dwutlenek węgla, metan) są przezroczyste dla promieniowania słonecznego, więc prawie cały jego strumień dociera do powierzchni ziemi i ogrzewa ją. Ziemia emituje następnie promieniowanie długofalowe, które jest silnie pochłaniane przez gazy. Gdyby w atmosferze nie było gazów cieplarnianych promieniowanie długofalowe emitowane przez powierzchnię ziemi swobodnie opuszczałoby atmosferę. Jednak ze względu na gazy cieplarniane znaczna część tego promieniowania jest pochłaniana, co ogrzewa atmosferę i powoduje że i ona sama zaczyna emitować promieniowanie długofalowe w kierunku powierzchni ziemi oraz przestrzeni kosmicznej. Mniejsze natężenie promieniowania emitowanego przez atmosferę wynika z niższej temperatury atmosfery w stosunku do temperatury powierzchni ziemi (zgodnie z prawem Stefana-Boltzmana natężenie strumienia wynosi $F = \sigma T^4$, gdzie $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}$). W rezultacie do powierzchni ziemi dociera dodatkowy strumień promieniowania, co ogrzewa powierzchnię planety. Gazy cieplarniane działają jak izolacja, zatrzymując część energii w systemie klimatycznym.

Efekt cieplarniany jest zjawiskiem naturalnym, jednak w ostatnich dziesięcioleciach obserwujemy jego wzmocnienie wywołane działalnością człowieka. Odpowiadają za to głównie antropogeniczne emisje dwutlenku węgla ze spalania paliw kopalnych, które doprowadziły do wzrostu koncentracji CO_2 w powietrzu z ok. 320 ppm do ponad 400 ppm w ciągu ostatnich 50 lat.



Rys.3. Wizualizacja efektu cieplarnianego. Szara warstwa- gazy cieplarniane, jasno niebieska - atmosfera, żółte strzałki - promieniowanie słoneczne (krótkofalowe), czerwone strzałki - promieniowanie ziemskie (długofalowe).¹

3. Aparatura pomiarowa

Ćwiczenie należy wykonać przy użyciu dwóch bilansomierzy: stacjonarnego oraz przenośnego. Stacjonarny bilansomierz CNR4 jest zainstalowany na platformie pomiarowej Laboratorium Transferu Radiacyjnego na dachu budynku dydaktycznego Wydziału Fizyki. Przyrząd jest wyposażony w cztery czujniki służące do pomiaru:

- natężenia strumienia promieniowania krótkofalowego docierającego z góry (promieniowania słonecznego docierającego bezpośrednio od Słońca oraz rozproszonego w atmosferze),
- natężenia strumienia promieniowania krótkofalowego docierającego z dołu (odbitego od powierzchni gruntu),
- natężenia strumienia promieniowania długofalowego docierającego z góry (promieniowanie termiczne atmosfery, które odpowiada za efekt cieplarniany),
- natężenia strumienia promieniowania długofalowego emitowanego przez powierzchnię.

Sensorami promieniowania słonecznego są pyranometry, składające się ze stosu poczernionych i przykrytych szklaną kopułką termopar. Natężenie promieniowania słonecznego jest w tym przypadku proporcjonalne do napięcia elektrycznego na stosie termopar U_s :

$$F_s = U_s / C_s, \quad (4)$$

gdzie C_s jest stałą kalibracyjną. Czujnikami promieniowania długofalowego są pyrgeometry, również wyposażone w termopary. Jednak znajdują się one pod filtrem, który nie przepuszcza promieniowania słonecznego. Napięcie na termoparach jest proporcjonalne do różnicy pomiędzy natężeniem promieniowania długofalowego docierającego oraz emitowanego przez czujnik pyrgeometru. Pyrgeometry posiadają ponadto czujnik temperatury (termometr oporowy z drutem platynowym Pt100), który pozwala określić emisję promieniowania długofalowego zgodnie z prawem Stefana-Boltzmann. Zakładając, że czujniki pyrgeometru zachowują się jak ciało doskonale czarne, możemy określić natężenie promieniowania docierającego do przyrządu zgodnie ze wzorem:

1. Źródło: <http://www.sopockainicjatywa.org>

$$F_{IR} = U_{IR} / C_{IR} + \sigma T^4, \quad (5)$$

gdzie U_{IR} jest napięciem na termoparach, C_{IR} stałą kalibracyjną przyrządu, σ to stała Stefana-Boltzmana równa $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}$, zaś T temperatura czujnika [K]. Zbierane dane zapisywane są automatycznie z rozdzielczością czasową ok. 40 s. Wyniki obserwacji dostępne są na stronie internetowej Aerozolowej Sieci Badawczej PolandAOD (www.polandaod.pl).



Rys. 4. Bilansomierz CNR4.

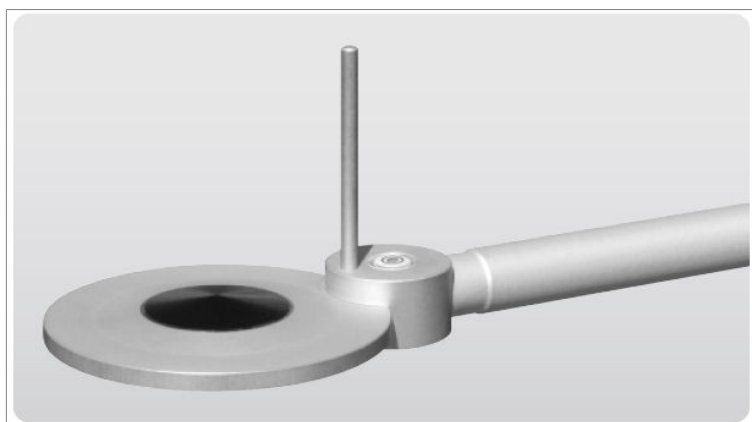
Zakres spektralny pyranometrów	0,3 – 2,8 μm
Zakres spektralny pyrgeometrów	4,5 – 42 μm
Zakres napięcia wyjściowego	-10 do 15 mV
Dokładność pyranometrów	20 W/m^2
Dokładność pyrgeometrów	10 W/m^2
Stała czasowa	< 18 s
Stała kalibracyjna górnego pyranometru	11,97 $\mu\text{V/W/m}^2$
Stała kalibracyjna dolnego pyranometru	12,85 $\mu\text{V/W/m}^2$
Stała kalibracyjna górnego pyrgeometru	6,84 $\mu\text{V/W/m}^2$
Stała kalibracyjna dolnego pyrgeometru	6,90 $\mu\text{V/W/m}^2$

Tabela 1. Parametry bilansomierza CNR 4.

Przenośny bilansomierz NRLite2 składa się tylko z dwóch czujników termoelektrycznych połączonych różnicowo. Napięcie wyjściowe U jest bezpośrednio proporcjonalne do bilansu radiacyjnego B :

$$B = U / C, \quad (6)$$

gdzie C jest stałą kalibracyjną. Właściwy pomiar bilansu radiacyjnego wymaga poziomego ustawienia przyrządu przy pomocy statywu i poziomicy.



Rys. 5. Przenośny bilansomierz NRLite2.

Zakres spektralny	0,2 -100 μm
Zakres napięcia wyjściowego	-15 do 15 mV
Niepewność pomiaru napięcia	0,02 mV
Stała czasowa	< 20 s
Stała kalibracyjna (sn 134744)	(12,8 \pm 0,5) $\mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$
Stała kalibracyjna (sn 134745)	(13,8 \pm 0,5) $\mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$

Tabela 2. Parametry techniczne bilansomierza NRlite2.

4. Wykonanie ćwiczenia

Przy użyciu przenośnego bilansomierza należy zmierzyć bilans radiacyjny nad różnymi typami powierzchni ziemi występującymi blisko budynku dydaktycznego Wydziału Fizyki (np. trawa, beton, asfalt, śnieg) oraz wewnątrz budynku. Bilansomierz powinien być zamocowany na statywie w pozycji horyzontalnej. Nie wolno zasłaniać czujnika przyrządu podczas pomiaru, najlepiej stanąć po jego północnej stronie w odległości kilku metrów. Przy użyciu przetwornika napięcia połączonego z tabletem można odczytać napięcie elektryczne na wyjściu bilansomierza. Po jakiegokolwiek zmianie pozycji bilansomierza, trzeba poczekać na ustabilizowanie się wartości napięcia (zob. wartość stałej czasowej przyrządu). Warto zanotować czas wykonania pomiaru, aktualny stopień zachmurzenia oraz piętro występowania chmur (niskie, średnie lub wysokie).

Wyniki pomiarów z całej doby (pełne 24 h) wykonanych przez bilansomierz stacjonarny należy pobrać ze strony <http://www.igf.fuw.edu.pl/~kmark/stacja/pracownia/>. Znajdują się tam również, dla porównania, dane z pomiarów wykonanych w bezchmurny letni dzień.

5. Analiza wyników pomiarów

Korzystając z podanych wartości stałych kalibracyjnych, wyznacz wartości bilansu radiacyjnego dla różnych rodzajów podłoża. Pamiętaj o podaniu niepewności. Wyniki przedyskutuj w zależności od rodzaju podłoża, zachmurzenia, pory dnia i kąta elewacyjnego słońca (można skorzystać z jednego z kalkulatorów internetowych, np. <http://pveducation.org/pvcdrom/2-properties-sunlight/sun-position-calculator>) oraz innych czynników.

Przeprowadź analizę zmian czasowych bilansu radiacyjnego oraz czterech składowych strumieni promieniowania w ciągu całej doby, w czasie której zostało wykonane ćwiczenie. Porównaj sytuację z przypadkiem letniego bezchmurnego dnia. Przedstaw odpowiednie dane na wykresie, uwzględniając niepewność rysowanych wielkości.

6. Pytania na rozmowę wstępną

- promieniowanie ciała doskonale czarnego, prawo Stefana-Boltzmann
- pojęcie bilansu radiacyjnego, strumienie promieniowania w atmosferze
- czynniki wpływające na bilans radiacyjny powierzchni, zmiany bilansu w ciągu doby
- efekt cieplarniany

7. Literatura uzupełniająca

- [1] G. W. Petty, *A First Course in Atmospheric Radiation*
- [2] Raporty IPCC, <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1>
- [3] Specyfikacje bilansomierzy, <https://www.campbellsci.com/>