

Andrzej Misiołek

ORCID: 0000-0002-8352-3717

*Wyższa Szkoła Zarządzania Ochroną Pracy w Katowicach
Kolegium Nauk Technicznych
40-007 Katowice, ul. Bankowa 8*

ODDZIAŁYWANIE PROMIENIOWANIA ELEKTROMAGNETYCZNEGO Z GAZAMI ATMOSFERYCZNYMI. EFEKTY ENERGETYCZNE

**Interaction of electromagnetic radiation with atmospheric gases.
Energy effects**

Streszczenie

W pracy przedstawiono oddziaływanie promieniowania elektromagnetycznego z atmosferą Ziemi oraz wybranymi gazami atmosferycznymi. Omówiono procesy i zjawiska odbijania, rozproszenia i absorpcji promieniowania słonecznego przez molekuly gazów zawartych w powietrzu, cząstki pyłów oraz aerozoli obecnych w atmosferze. Zaprezentowane i omówione zostały zagadnienia związane z absorpcją promieniowania termicznego Ziemi. W oparciu o przegląd literatury przedstawiono zmierzone doświadczalnie widma absorpcyjne pary wodnej, ditlenku węgla, metanu, tlenu diazotu oraz widmo IR absorpcji powietrza troposferycznego. Wskazano zakresy długości fal (liczb falowych), w których absorbują wybrane gazy oraz zakres tzw. „okna atmosferycznego”, w którym gazy atmosferyczne nie absorbują promieniowania termicznego. Przedstawiono też propozycję prowadzenia dalszych badań literaturowych i przeglądu artykułów naukowych dotyczących oceny wpływu gazów atmosferycznych na temperaturę przy powierzchni Ziemi oraz ewentualne zmiany ziemskiego klimatu z tym związane.

Słowa kluczowe: *promieniowanie słoneczne, magazynowanie energii słonecznej, gazy atmosferyczne i cieplarniane, absorpcja promieniowania termicznego*

Abstract

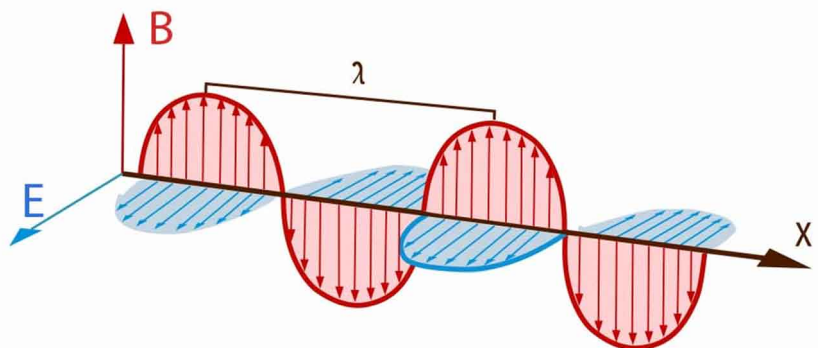
The work presents the interaction of electromagnetic radiation with the Earth's atmosphere and selected atmospheric gases. The processes and phenomena of reflection, scattering and absorption of solar radiation by gas molecules contained in the air, dust particles and aerosols present in the atmosphere are discussed. Issues related to the absorption of Earth's thermal radiation are presented and discussed. Based on a literature review, experimentally measured absorption spectra of water vapor, carbon dioxide, methane, dinitrogen oxide and the IR absorption spectrum of tropospheric air are presented. The ranges of wavelengths (wave numbers) in which selected gases absorb and the range of the so-called „atmospheric window” in which atmospheric gases do not absorb thermal radiation are shown. A proposal is also presented to conduct

further literature research and review scientific articles regarding the assessment of the impact of atmospheric gases on the temperature at the Earth's surface and possible changes in the Earth's climate related to it.

Keywords: *solar radiation, solar energy storage, atmospheric and greenhouse gases, absorption of thermal radiation*

1. Promieniowanie elektromagnetyczne, podział i właściwości

Promieniowanie elektromagnetyczne to rozchodząca się fala pól elektrycznego i magnetycznego (fala elektromagnetyczna). Składowa elektryczna fali to jej pole elektryczne (E), składowa magnetyczna to jej pole magnetyczne (B). Pola magnetyczne oraz elektryczne są nierozłączne, a każda zmiana w jednym z pól wywołuje zmiany w drugim. Fala elektromagnetyczna rozchodzi się w próżni z prędkością światła i nie potrzebuje ośrodka materialnego aby rozchodzić się w przestrzeni. Fale elektromagnetyczne, ulegają dyfrakcji, interferencji, polaryzacji, odbijają się i załamują.



Rys. 1. Fala elektromagnetyczna przedstawiona jako zmiany wektorów natężenia jej pola elektrycznego (E) i magnetycznego (B) w punktach na osi X, wzdłuż której fala się rozchodzi.

Fig. 1. An electromagnetic wave represented as variations in the vectors of its electric field intensity (E) and magnetic field intensity (B) at points along the X-axis, along which the wave propagates.

Source: [1].

Źródło: [1].

Długość fali (λ) to odległość między dwoma czółami fali a jej związek z częstotliwością (ν) i prędkością światła (c) jest następujący:

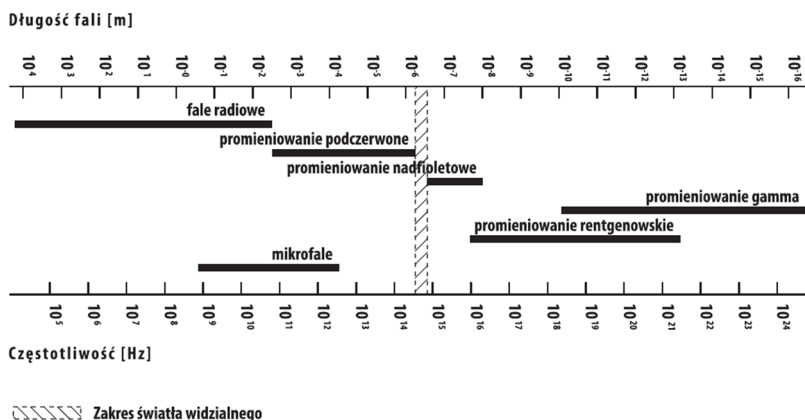
$$\lambda = \frac{c}{\nu}$$

W teorii kwantowej promieniowanie elektromagnetyczne stanowi strumień fotonów (cząstek elementarnych nieposiadających masy), których energia zależy od częstotliwości promieniowania (ν) i długości fali (λ) ($h=6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$ – stała Plancka):

$$E = h\nu = \frac{hc}{\lambda}$$

Energia fotonu jest proporcjonalna do częstotliwości i odwrotnie proporcjonalna do długości fali.

Fale elektromagnetyczne mają różną długość (różną częstotliwość) a ich zakres obejmuje wiele rzędów wielkości, od ok. 10^4 m (niskoenergetyczna część widma – promieniowanie o małej częstotliwości) do ok. 10^{-14} m (wysokoenergetyczna część widma – promieniowanie o dużej częstotliwości).



Rys. 2. Widmo promieniowania elektromagnetycznego

Fig. 2. Electromagnetic radiation spectrum

Źródło: Opracowanie własne na podstawie [2].

Source: Own elaboration based on [2].

Wyróżnia się kilka rodzajów fal elektromagnetycznych, które dzieli się według zakresów ich długości.

Tabela 1. Rodzaje fal elektromagnetycznych

Table 1. Types of electromagnetic waves

Rodzaj promieniowania	Długość fali λ	Częstotliwość ν [Hz]	Energia fotonu [J]	Źródło
fale radiowe	$> 0,3 \text{ m}$	$< 10^9$	$< 6,6 \cdot 10^{-25}$	wyładowania atmosferyczne, gwiazdy, zorze polarne, generatory LC
mikrofale	$1 \text{ mm} - 30 \text{ cm}$	$10^9 - 3 \cdot 10^{11}$	$6,6 \cdot 10^{-25} - 2 \cdot 10^{-22}$	kosmiczne mikrofale promieniowanie tła, masery, radary
Podczerwień IR	$780 \text{ nm} - 1 \text{ mm}$	$3 \cdot 10^{11} - 3,8 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{-22} - 2,5 \cdot 10^{-19}$	wszystkie ciała o temperaturze powyżej 0 K, np. Słońce
światło widzialne VIS	$380 \text{ nm} - 780 \text{ nm}$	$3,8 \cdot 10^{14} - 7,9 \cdot 10^{14}$	$2,5 \cdot 10^{-19} - 5,2 \cdot 10^{-19}$	Słońce, żarówka, dioda
ultrafiolet UV	$10 \text{ nm} - 380 \text{ nm}$	$7,9 \cdot 10^{14} - 3 \cdot 10^{16}$	$5,2 \cdot 10^{-19} - 2 \cdot 10^{-17}$	Słońce, lampa kwarcowa
promieniowanie rentgenowskie X	$5 \text{ pm} - 10 \text{ nm}$	$3 \cdot 10^{16} - 6 \cdot 10^{19}$	$2 \cdot 10^{-17} - 2 \cdot 10^{-14}$	lampa rentgenowska, akcelerator
promieniowanie gamma γ	$< 120 \text{ pm}$	$> 2,5 \cdot 10^{18}$	$> 2 \cdot 10^{-14}$	izotopy promieniotwórcze, akcelerator

Promieniowanie ultrafioletowe dzieli się umownie na cztery zakresy zależne od długości fali λ .

Tabela 2. Zakresy promieniowania ultrafioletowego

Table 2. Ranges of ultraviolet radiation

Promieniowanie ultrafioletowe (UV) – długości fal: $10 \text{ nm} < \lambda < 380 \text{ nm}$			
ultrafiolet próżniowy $10 \text{ nm} < \lambda < 200 \text{ nm}$	daleki ultrafiolet UV-C $200 \text{ nm} < \lambda < 280 \text{ nm}$	średni ultrafiolet UV-B $280 \text{ nm} < \lambda < 320 \text{ nm}$	bliski ultrafiolet UV-A $320 \text{ nm} < \lambda < 380 \text{ nm}$

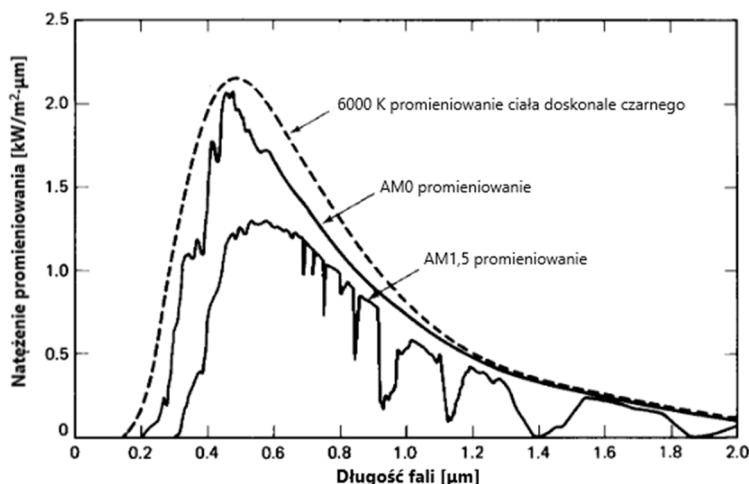
Słońce jest źródłem fal elektromagnetycznych oraz cząstek elementarnych (promieniowanie korpuskularne), które docierają do Ziemi. Strumień tych fal i cząstek nazywamy promieniowaniem słonecznym. Promieniowanie to docierając do Ziemi natrafia na magnetosferę, która w kierunku Słońca jest oddalona od centrum Ziemi o ok. 70000 km. Chroni ona Ziemię przed „wiatrem słonecznym”, czyli wysokoenergetycznym promieniowaniem korpuskularnym, a także przed promieniowaniem elektromagnetycznym, w pełnym zakresie, od radiowego, przez podczerwone, widzialne, ultrafioletowe, rentgenowskie i gamma. W stratosferze na wysokości 15-35 km występuje warstwa ozonosfe-

ry pochłaniająca promieniowanie ultrafioletowe w zakresie 210–320 nm. Daje to niemal cały zakres promieniowania UV-C i UV-B, które jest szkodliwe dla organizmów żywych. Oddziaływanie magnetosfery i ozonosfery z promieniowaniem słonecznym, polegające na niedopuszczeniu do powierzchni Ziemi tej części promieniowania słonecznego, która stanowi śmiertelne zagrożenie dla organizmów żywych, umożliwia istnienie życia na Ziemi. Elektromagnetyczne promieniowanie słoneczne docierające do powierzchni Ziemi jest emitowane w postaci szerokiego ciągłego pasma obejmującego zakres bliskiego nadfioletu, zakres widzialny i część zakresu podczerwieni.

Głównym źródłem energii, z której korzysta Ziemia i wszystkie pozostałe planety Układu Słonecznego jest energia emitowana przez Słońce. Temperatura na powierzchni Słońca wynosi około 5800 K, co sprawia, że promieniowanie słoneczne jest emitowane (zgodnie z rozkładem Plancka i równaniem Stefana-Boltzmanna) jako ciągle pasmo promieniowania elektromagnetycznego w zakresie od bliskiego nadfioletu do podczerwieni a maksimum emitowanej energii przypada na długość fali promieniowania λ około 500 nm ($1\text{nm}=10^{-9}\text{m}$) (zielony zakres widma światła widzialnego). Duża część promieniowania słonecznego jest w zakresie promieniowania widzialnego, o długościach fal $380 < \lambda < 780\text{ nm}$, część leży w zakresie nadfioletu – UV ($\lambda < 380\text{ nm}$) oraz w obszarze podczerwieni – IR ($\lambda > 770\text{ nm}$). Widmo promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi obejmuje zakres od bliskiego nadfioletu do podczerwieni a procentowy udział energetyczny poszczególnych obszarów widma jest następujący: ultrafiolet ok. 8%, zakres widzialny ok. 48% i podczerwień ok. 44%.

Elektromagnetyczne promieniowanie słoneczne docierające do powierzchni Ziemi, przechodząc przez troposferę, oddziałuje z atomami i cząsteczkami gazów, które obdarzone są określonymi właściwościami elektrycznymi i magnetycznymi. Promieniowanie to jest, w sposób dyskretny, częściowo absorbowane przez molekuly obecne w troposferze powodując przejścia spektralne między różnymi rodzajami atomowych i cząsteczkowych poziomów energetycznych. Przejścia te następują w różnych zakresach widma promieniowania elektromagnetycznego i dotyczą poziomów rotacyjnej energii cząsteczek, poziomów energii oscylacyjnej i poziomów energii elektronowej. Absorpcja promieniowania elektromagnetycznego w kolejnych zakresach energii odpowiada poziomom energii cząsteczek:

- poziomy energii rotacyjnej – zakres promieniowania mikrofalowego i dalekiej podczerwieni;
- poziomy energii oscylacyjnej – zakres promieniowania podczerwonego;
- poziomy energii elektronowej – zakres promieniowania widzialnego i ultrafioletowego.



Rys. 3. Widmo promieniowania słonecznego

Fig. 3. Solar radiation spectrum

Źródło: [3].

Source: [3].

Rysunek 3 przedstawia widma:

- widmo promieniowania ciała doskonale czarnego o temperaturze 6000 K (Słońce);
- AM0 widmo promieniowania słonecznego przed wejściem do atmosfery;
- AM1,5 widmo promieniowania słonecznego po przejściu przez atmosferę, odpowiadające kątowi $\theta = 48,2^\circ$ szerokości geograficznej.

Współczynnik AM (Air Mass) uwzględnia warunki oświetlenia powierzchni Ziemi w zależności od kąta padania promieniowania. Wyznacza się go z wzoru:

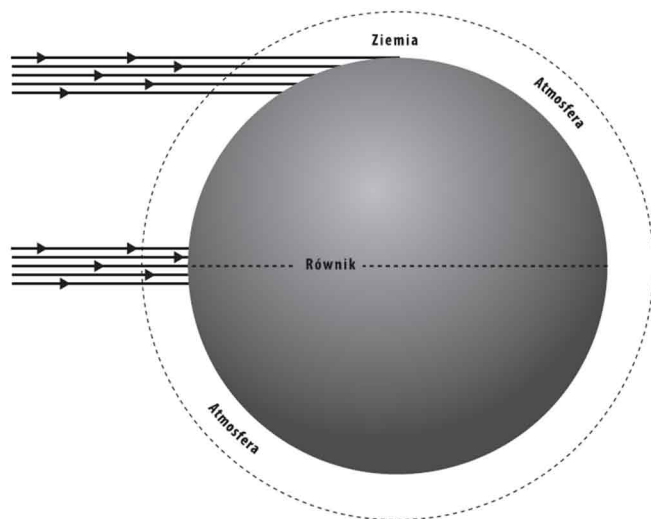
$$AM = \frac{1}{\cos \theta}$$

gdzie:

- θ oznacza kąt między położeniem Słońca a zenitem (promienie słoneczne padają na równoleżnik o szerokości geograficznej θ).

Uwzględnienie tego współczynnika jest konieczne, ponieważ promieniowanie słoneczne ulega osłabieniu, gdy przechodzi przez atmosferę ziemską. Tłumienie promieniowania słonecznego jest wynikiem zjawisk odbijania, rozproszenia i absorpcji tego promieniowania przez molekuly gazów zawartych w powietrzu, cząstki pyłów oraz aerozoli obecnych w atmosferze. Istotnym parametrem określającym natężenie promieniowania słonecznego, w warunkach bezchmurnego nieba, jest odległość, jaką światło słoneczne musi pokonać prze-

chodząc przez atmosferę. Ta odległość jest najkrótsza, gdy słońce znajduje się w zenicie, wówczas $\theta = 0^\circ$ i $AM = 1$.



Rys. 4. Dopływ promieni słonecznych do Ziemi w zależności od szerokości geograficznej

Fig. 4. The influx of sunlight to the Earth depending on latitude

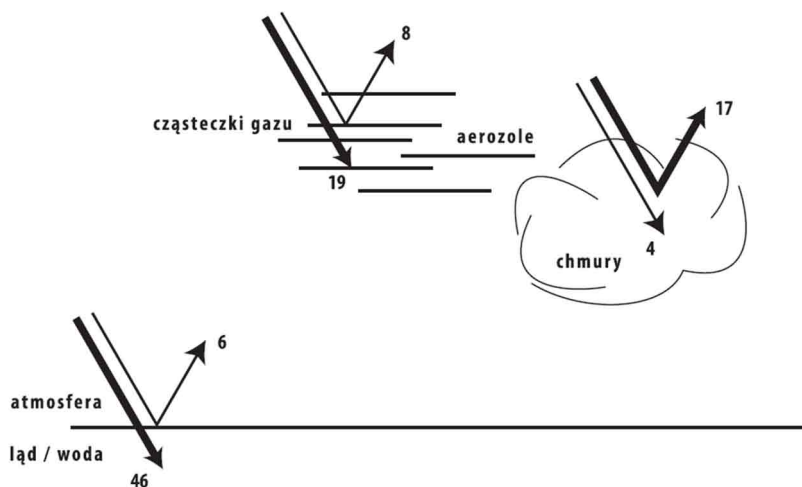
Źródło: [4].

Source: [4].

Energia promieniowania słonecznego nie dociera do powierzchni globu równomiernie. Promienie słoneczne (strumień energii słonecznej) padają prostopadle na powierzchnię Ziemi w obszarach równikowych, natomiast ukośnie na obszarach okołobiegunowych. Ten sam strumień energii na obszarach równikowych dociera do mniejszej powierzchni niż na obszarach polarnych. Do powierzchni na obszarach okołobiegunowych dociera mniej energii niż do powierzchni na obszarach równikowych. Ponadto w obszarach polarnych promienie słoneczne przechodzą dłuższą drogę przez atmosferę, gdzie są w części absorbowane, w części rozpraszane i w części odbijane [4].

Energia słoneczna przenoszona przez promieniowanie jest ilościowo określana przez strumień energii promieniowania słonecznego. Definiuje się go jako stosunek ilości energii przenoszonej przez promieniowanie do wielkości powierzchni, przez którą ta energia przepływa w jednostce czasu a jednostką fizyczną jest $[W/m^2]$. Wartość średniego strumienia (stała słoneczna) energii Słońca docierającego do atmosfery ziemskiej wynosi $1368 W/m^2$. Powierzchnia Ziemi absorbuje jednak tylko część tej energii, ponieważ część jej jest pochłaniana w atmosferze. Do powierzchni Ziemi dociera strumień o mocy około $940 W/m^2$. Pozostała część strumienia energii jest odbijana i przenoszona do przestrzeni kosmicznej. Rysunek 5 przedstawia zależności ilościowe strumienia

energii słonecznej docierającej do Ziemi, jej absorpcji lub odbicia przez składniki środowiska (100 jednostek odpowiada całkowitemu strumieniowi docierającego promieniowania słonecznego).



Rys. 5. Przepływy energii słonecznej docierającej do Ziemi i odbitej z Ziemi w kosmos

Fig. 5. Solar energy flows reaching the Earth and reflected from the Earth into space

Źródło: Opracowanie własne na podstawie [5].

Source: Own elaboration based on [5].

Z całego strumienia promieniowania słonecznego część ulega odbiciu i „ucieka” do przestrzeni kosmicznej nie biorąc udziału w bilansie energetycznym Ziemi. Jak wynika z rys. 5. 6% strumienia energii odbija się od powierzchni globu, 8% jest odbijana przez cząstki aerozoli zawierających pyły, sól morską rozpylaną przez oceany, dymy oraz popioły a 17% odbijane jest przez chmury. Część strumienia energii słonecznej ogrzewającej Ziemię wynosi zatem 69% i jest podzielona następująco: chmury absorbują 4% strumienia energii, 19% ulega absorpcji przez cząstki aerozoli, obecne w powietrzu oraz substancje gazowe, np. ozon a 46% jest absorbowane przez wodę i lądy. Wyrażając stosunek ilości promieniowania odbitego we wszystkich kierunkach do całkowitej ilości promieniowania padającego na daną powierzchnię określamy tzw. albedo Ziemi, które wynosi 31% (0,31) [5].

Magazynowanie energii słonecznej, która jest absorbowana przez ziemski glob, odbywa się na kilka sposobów. Energia ta ogrzewa powierzchnię lądów i wody oceanów (wysokie ciepło molowe wody), jest spożytkowywana na zmiany stanu skupienia wody (wysokie ciepła topnienia oraz parowania wody) oraz wykorzystywana jako źródło wzrostu biomasy (fotosynteza). Jest to możliwe ze względu na energię promieniowania, która dociera do powierzchni skorupy ziemskiej (stosunkowo wysokoenergetyczne promieniowanie UV i widzialne). Nie jest to oczywiście proces stacjonarny, polegający tylko na magazynowaniu energii (gdy-

by tak było temperatura Ziemi rosła by w sposób ciągły), ale energia ta, wcześniej lub później, w takiej samej ilości, zostaje wyemitowana w przestrzeń kosmiczną (co zapewnia planecie stabilność energetyczną). Część promieniowania emitowanego z powierzchni planety jest, na pewien czas, zatrzymywana przez atmosferę (szczególnie troposferę) nie pozwalając na gwałtowne wychładzanie się Ziemi nocą. Energia promieniowania emitowana przez Ziemię w przestrzeń kosmiczną leży całkowicie w zakresie promieniowania zwanego średnią podczerwienią ($4\text{ }\mu\text{m} < \lambda < 28\text{ }\mu\text{m}$). Promieniowanie to jest niewidzialne, jest to bowiem promieniowanie cieplne odpowiadające temperaturze około 17°C , czyli średniej temperaturze powierzchni Ziemi. Pomiędzy procesami absorpcji promieniowania słonecznego i emisji promieniowania podczerwonego Ziemi ustala się złożony stan równowagi, zapewniający naszej planecie stabilność cieplną. Ziemia pochłania promieniowanie Słońca o temperaturze 5800 K a emituje promieniowanie o temperaturze ok. 290 K (17°C), przetwarza energię promieniowania z jednej długości fali na inną [5,6]. Promieniowanie elektromagnetyczne emitowane przez Ziemię w przestrzeń kosmiczną leży w zakresie średniej podczerwieni.

Tabela 3. Zakresy promieniowania podczerwonego

Table 3. Ranges of infrared radiation

Promieniowanie podczerwone (IR) długości fal: $0,8\mu\text{m} < \lambda < 1000\mu\text{m}$ (lub liczba falowa: $12500\text{ cm}^{-1} > \bar{\nu} > 10\text{ cm}^{-1}$)		
bliska podczerwień NIR $0,8\text{ }\mu\text{m} < \lambda < 2,5\text{ }\mu\text{m}$ $12500\text{ cm}^{-1} > \bar{\nu} > 4000\text{ cm}^{-1}$	średnia (właściwa) podczerwień MIR $2,5\text{ }\mu\text{m} < \lambda < 25\text{ }\mu\text{m}$ $4000\text{ cm}^{-1} > \bar{\nu} > 400\text{ cm}^{-1}$	daleka podczerwień FIR $25\text{ }\mu\text{m} < \lambda < 1000\text{ }\mu\text{m}$ $400\text{ cm}^{-1} > \bar{\nu} > 10\text{ cm}^{-1}$

W analizach widm w podczerwieni (rotacyjnych i oscylacyjnych) często zamiast długości fali λ podaje się liczbę falową oznaczaną symbolem $\bar{\nu}$. Liczba falowa jest liczbą fal, które zmieszczą się w 1 cm drogi promieniowania, a jej jednostką jest cm^{-1} . Liczba falowa jest odwrotnością długości fali i jest proporcjonalna do częstotliwości i energii promieniowania.

$$\bar{\nu} = \frac{1}{\lambda}$$

Ciała, których temperatura jest większa od 0 K emitują promieniowanie elektromagnetyczne zwane promieniowaniem cieplnym. Ciała o temperaturach zbliżonych do temperatury pokojowej emitują najwięcej promieniowania w zakresie średniej podczerwieni (MIR) dlatego promieniowanie podczerwone jest nazywane promieniowaniem termicznym. Ciała o temperaturze wyższej emitują promieniowanie o większej energii i mniejszej długości fali, co sprawia, że zaczynają świecić, emitując promieniowanie z zakresu widzialnego.

W obszarze MIR, absorpcji promieniowania odpowiadają przejścia (drgania) oscylacyjno – rotacyjne cząsteczek. Rotacja związana jest z ruchem całej cząsteczki, natomiast oscylacja w obrębie cząsteczki wiąże się z ruchem atomów

połączonych wiązaniami chemicznymi. Energia oscylacyjna jest skwantowana, a wartości energii potrzebnej do przejść między poziomami oscylacyjnymi leżą w zakresie podczerwieni. Badanie drgań oscylacyjnych cząsteczek dokonuje się za pomocą spektroskopii oscylacyjnej zwanej spektroskopią w podczerwieni (IR).

Energia oscylacyjna jest kwantowana, a poziomy energii oscylacyjnej można wyznaczyć rozwiązując równanie Schrödingera. Jego rozwiązanie pokazuje, że dopuszczalne energie oscylacyjne są opisane wzorem:

$$E_{\text{oscylacyjna}} = E_V = \left(V + \frac{1}{2} \right) h\nu$$

gdzie:

V – oscylacyjna liczba kwantowa,
 ν – częstotliwość promieniowania,
 h – stała Plancka

Oscylacyjna liczba kwantowa może przyjmować wartości $V = 0, 1, 2, 3, \dots$

Aby nastąpiła absorpcja promieniowania w oscylatorze molekularnym energia fotonów promieniowania musi pasować do różnicy energii poziomów energetycznych:

$$\Delta E = h\nu$$

Widma oscylacyjne cząsteczek podlegają regułom wyboru, które decydują czy przejście między określonymi dwoma poziomami energetycznymi jest dozwolone, czy wzbronione. Dla spektroskopii w podczerwieni ogólna i szczegółowa reguła wyboru przedstawiają się następująco:

- drgania molekularne muszą powodować zmianę momentu dipolowego;
- $\Delta V = \pm 1$ ($\Delta V = +1$ – absorpcja promieniowania, a $\Delta V = -1$ – emisja promieniowania).

Cząsteczki o budowie dipolowej, to takie w których nierównomiernie rozmieszczone są ładunki elektryczne i można w nich wyróżnić bieguny dodatni (+) i ujemny (−). Miara wielkości dipola jest moment dipolowy μ równy iloczynowi ładunku cząstkowego (q) i odległości między ładunkami (r). Moment dipolowy jest wielkością wektorową a wektor skierowany jest od ładunku dodatniego do ujemnego.

$$\vec{\mu} = q \cdot r$$

Cząsteczki o niezerowym momencie dipolowym ($\mu \neq 0$) to cząsteczki polarne.

Tylko zmiana momentu dipolowego cząsteczki podczas oscylacji wywoła powstanie piku w widmie IR. Przejścia oscylacyjne mogą odbywać się tylko między sąsiednimi poziomami oscylacji ($\Delta V = \pm 1$).

Cząsteczki dwuatomowe muszą mieć zatem stały, niezerowy moment dipolowy aby ich drgania były aktywne w podczerwieni, np. HF, HCl, CO. Dlatego cząsteczki homojądrowe H_2 , N_2 , O_2 , których momenty dipolowe $\mu = 0$, nie absorbują promieniowania w zakresie podczerwieni i nie dają widm IR.

W przypadku cząsteczek wieloatomowych posiadających wiązania kowalencyjne spolaryzowane, kształt cząsteczki decyduje o tym, czy cząsteczka jest polarna, np. H_2O (cząsteczka nieliniowa, $\mu \neq 0$) czy też jest niepolarna, np. CO_2 (cząsteczka liniowa, $\mu = 0$).

2. Atmosfera ziemska, skład i właściwości

Biorąc jako kryterium skład chemiczny atmosfery ziemskiej, można ją podzielić na dwie części: homosferę i heterosferę. Homosfera sięga do wysokości 90 km n.p.m., zawiera 99,9% masy całej atmosfery oraz charakteryzuje się jednorodnością składu chemicznego. Pamiętać należy, że w homosferze, wraz ze zwiększaniem się wysokości spada wartość ciśnienia, a co za tym idzie, ilość każdego gazu maleje. Średnia masa molowa powietrza w tej warstwie, w suchej atmosferze, wynosi $M_{sr.} = 28,96$ g/mol [5].

Tabela 4. Średni skład niezanieczyszczonego suchego powietrza troposferycznego

Table 4. Average composition of uncontaminated dry tropospheric air

Składnik	Stężenie [% obj.]	Zawartość [ppm]*	Czas życia [lata]
Azot (N_2)	78,084	780 840	10^6
Tlen (O_2)	20,946	209 460	$5 \cdot 10^3$
Argon (Ar)	0,934	9 340	
Ditlenek węgla (CO_2)	0,0378	378	15
Neon (Ne)		18,2	
Hel (He)		5,2	
Metan (CH_4)		1,3-1,8	7
Krypton (Kr)		1,14	
Wodór (H_2)		0,53	10
Ksenon (Xe)		0,086	
Tlenek diazotu (N_2O)		0,31	20
Ozon (O_3)		0,02-1	0,27

**ppm – części na milion*

Źródło: Opracowanie własne na podstawie [4,7].

Source: Own elaboration based on [4,7].

Część gazów wchodzących w skład troposfery (warstwa atmosfery o średniej wysokości 10 km od powierzchni Ziemi) ulega przemianom chemicznym, fotochemicznym i biochemicznym, zanikając i wytwarzając się w sposób ciągły, co zapewnia ich stabilną zawartość w atmosferze. Zatrzymanie procesów wytwarzania tych gazów doprowadziłoby, po pewnym czasie, do ich całkowitego zużycia. Czas ten nazywany jest czasem życia.

Należy pamiętać, że jednym z głównych składników atmosfery, przy powierzchni Ziemi, jest para wodna, której stężenie jest zmienne w zakresie od 0,1 do 4% obj. Maleje na ogół od równika ku biegunom i zależy od pory roku. Zawartość pary wodnej w atmosferze zależy od temperatury.

Troposfera oprócz składników gazowych zawiera też zmienne ilości cząstek niegazowych, np. chmury jako najważniejszy atmosferyczny aerozol. W dolnych warstwach troposfery nad oceanami unoszą się aerozole morskiej soli zawierające sód, magnez, chlorki, siarczany. Nad lądami w troposferze unosi się pył pochodzący z gleby, pyłki kwiatowe, dym oraz lotne związki organiczne.

Heterosfera rozciąga się na wysokości od 90 do 9600 km od powierzchni Ziemi, zawiera 0,01% całkowitej masy atmosfery a panujące tam ciśnienie jest skrajnie niskie. Skład chemiczny heterosfery oraz średnia masa molowa jej składników ulegają zmianie wraz z wysokością, np. na wysokości 640 km średnia masa molowa składników powietrza wynosi $M_{\text{śr}} = 16,8 \text{ g/mol}$. Heterosfera jest filtrem chroniącym Ziemię przed wysokoenergetycznym promieniowaniem ultrafioletowym, które przedostając się do powierzchni planety jonizowałoby powietrze, niszcząc życie [4,5].

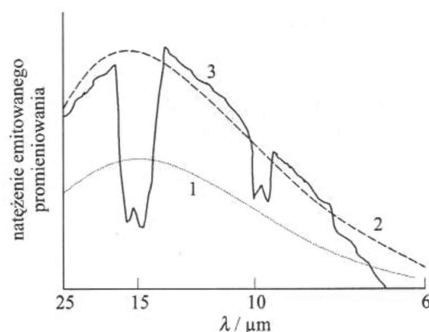
3. Oddziaływanie głównych składników troposfery z promieniowaniem elektromagnetycznym

Oddziaływanie promieniowania słonecznego z atmosferą ziemską zostało omówione w pierwszej części artykułu. W tej części omówione zostanie oddziaływanie promieniowania elektromagnetycznego emitowanego przez powierzchnię Ziemi z głównymi składnikami troposfery.

Promieniowanie emitowane przez powierzchnię Ziemi, to promieniowanie podczerwone z zakresu „termicznego” o długości fali od ok. $3 \mu\text{m}$ do ok. $40 \mu\text{m}$ ($3300 \text{ cm}^{-1} - 250 \text{ cm}^{-1}$). Promieniowanie to jest emitowane w przestrzeń kosmiczną, ale jego część jest absorbowana przez składniki atmosfery i nie ucieka natychmiast do przestrzeni kosmicznej, jest czasowo zatrzymywana przy powierzchni Ziemi. Dzięki temu efektowi średnia temperatura powierzchni Ziemi wynosi $+17^\circ\text{C}$. Przy założeniu, że całe promieniowanie emitowane przez Ziemię uciekło by natychmiast w przestrzeń kosmiczną średnia temperatura powierzchni Ziemi wynosiła by -19°C . Ta różnica temperatur ($\Delta T = 36^\circ$) związana jest z występowaniem „efektu cieplarnianego”, czyli absorpcji części promieniowania „termicznego” przy powierzchni Ziemi przez składniki troposfery. Efekt cieplarniany jest miarą stopnia, w jakim ta absorpcja zatrzymuje ciepło przy powierzchni Ziemi [5].

Absorpcja części promieniowania „termicznego IR” widoczna jest na widmie promieniowania emitowanego przez Ziemię (rys. 6). Na rysunku krzywe 1 i 2 przedstawiają teoretyczne widma promieniowania ciała doskonale czarnego dla temperatur, odpowiednio 240 K i 280 K, a krzywa 3 pokazuje rzeczywiste widmo emisyjne Ziemi w zakresie $6 \mu\text{m} - 25 \mu\text{m}$ ($1670 \text{ cm}^{-1} - 400 \text{ cm}^{-1}$). Na rzeczywistym widmie emisyjnym Ziemi widać, że promieniowanie ziemskie ulega osłabieniu (jest absorbowane) w zakresach $13 \mu\text{m} - 17 \mu\text{m}$ ($770 \text{ cm}^{-1} - 590 \text{ cm}^{-1}$),

$9\text{ }\mu\text{m} - 10\text{ }\mu\text{m}$ ($1100\text{ cm}^{-1} - 1000\text{ cm}^{-1}$) i poniżej $8\text{ }\mu\text{m}$ ($> 1250\text{ cm}^{-1}$). Za absorpcję tę odpowiedzialne są substancje chemiczne obecne w atmosferze.



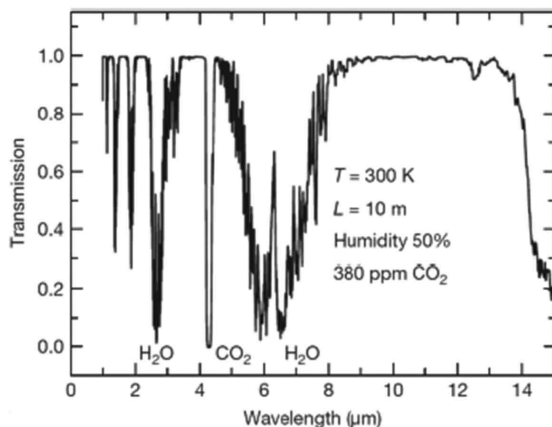
Rys. 6. Widmo emisyjne Ziemi

Fig. 6. Earth's emission spectrum

Źródło: [5].

Source: [5].

Rys. 7. obrazuje widmo transmisyjne atmosfery ziemskiej w zakresie $1\text{ }\mu\text{m} - 15\text{ }\mu\text{m}$ ($10000\text{ cm}^{-1} - 670\text{ cm}^{-1}$). Widmo to pokazuje, że w atmosferze ziemskiej występuje wiele substancji absorbujących promieniowanie podczerwone a ich widma niekiedy nakładają się na siebie. W zakresie $7,7\text{ }\mu\text{m} - 13\text{ }\mu\text{m}$ ($1300\text{ cm}^{-1} - 770\text{ cm}^{-1}$) substancje występujące w atmosferze praktycznie nie absorbują promieniowania i zakres ten nazywany jest „oknem atmosferycznym”.



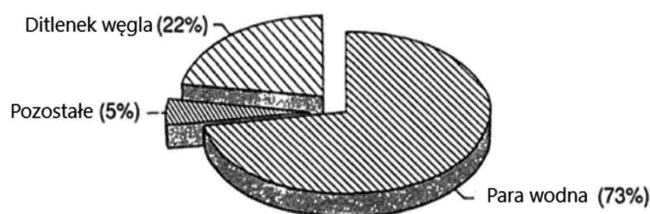
Rys. 7. Widmo transmisyjne atmosfery

Fig. 7. Atmospheric transmission spectrum

Źródło: [8].

Source: [8].

Poddamy analizie wpływ głównych substancji obecnych w atmosferze, które absorbują promieniowanie termiczne Ziemi. Główne składniki atmosfery azot N_2 , tlen O_2 i argon Ar nie absorbują promieniowania podczerwonego, podobnie wodór H_2 oraz pozostałe gazy szlachetne neon Ne, hel He. Składniki atmosfery, które absorbują promieniowanie podczerwone to para wodna H_2O , ditlenek węgla CO_2 , metan CH_4 , tlenek diazotu N_2O , fluorowcopochodne węglowodorów CFC oraz aerozole. Głównymi gazami atmosferycznymi absorbującymi promieniowanie podczerwone są para wodna i ditlenek węgla, odpowiadają one za ok. 95% efektu cieplarnianego Ziemi.



Rys. 8. Udział ziemskich gazów atmosferycznych w efekcie cieplarnianym

Fig. 8. The contribution of Earth's atmospheric gases to the greenhouse effect

Źródło: [9].

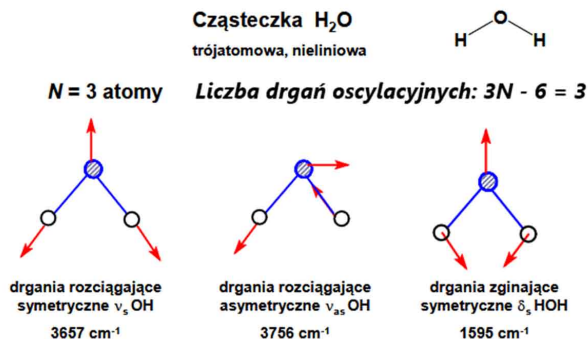
Source: [9].

Wartości udziału gazów atmosfery ziemskiej w efekcie cieplarnianym ustalono w oparciu o typowe średnie globalne stężenia tych gazów. Rzeczywisty względny udział tych gazów różni się znacznie od przedstawionego w zależności od miejsca na świecie. Głównym powodem tych różnic jest duża zmienność zawartości pary wodnej w atmosferze [9].

Para wodna $H_2O_{(g)}$

Para wodna jest najważniejszym gazem cieplarnianym Ziemi. Stężenie pary wodnej jest zmienne w czasie i przestrzeni ale średnie globalne stężenie wynosi ok. 1%.

Cząsteczka wody jest trójatomową molekułą nieliniową posiadającą niezerowy moment dipolowy $\mu = 1,85$ D. Posiada ona trzy stopnie swobody oscylacyjnej, czyli wykonuje trzy rodzaje drgań normalnych zmieniających moment dipolowy, czyli drgań aktywnych w podczerwieni, rys. 9.



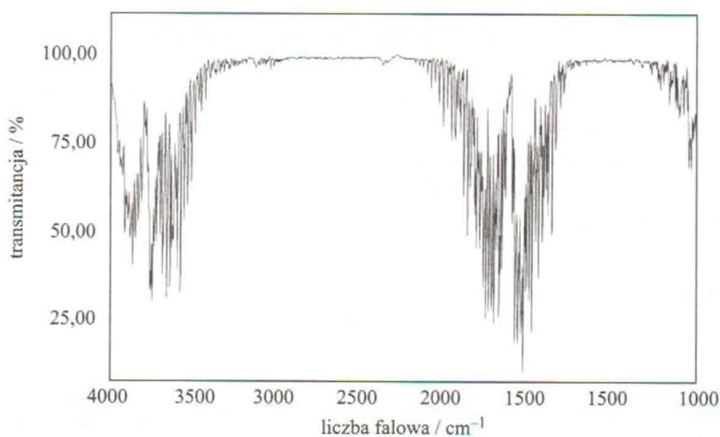
Rys. 9. Rodzaje drgań oscylacyjnych cząsteczki wody

Figure 9. Types of oscillatory vibrations of a water molecule

Źródło: [10].

Source: [10].

Rysunek 10 przedstawia absorpcyjne widmo IR wody w zakresie $2,5\text{ }\mu\text{m}$ – $10\text{ }\mu\text{m}$ (4000 cm^{-1} – 1000 cm^{-1}). Para wodna absorbuje promieniowanie podczerwone w zakresach $2,5\text{ }\mu\text{m}$ – $3\text{ }\mu\text{m}$ (4000 cm^{-1} – 3300 cm^{-1}), $5\text{ }\mu\text{m}$ – $8\text{ }\mu\text{m}$ (2000 cm^{-1} – 1250 cm^{-1}) a także w szerokim zakresie powyżej $14\text{ }\mu\text{m}$ ($< 700\text{ cm}^{-1}$). Efekt cieplarniany związany z parą wodną wynosi ok. 110 W/m^2 . [5]



Rys. 10. Widmo absorpcyjne wody w podczerwieni

Fig. 10. Infra red absorption spectrum of water

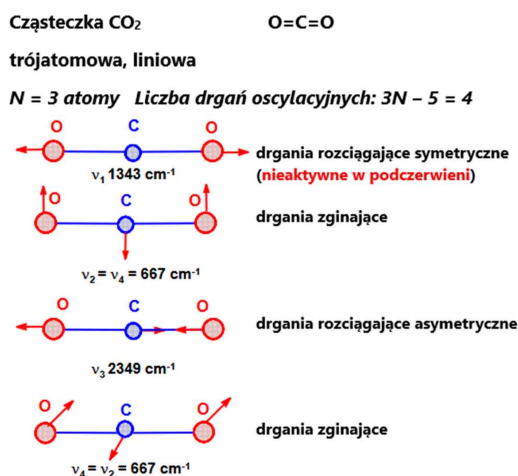
Źródło: [5].

Source: [5].

Ditlenek węgla CO₂

Ditlenek węgla jest drugim, pod względem znaczenia, gazem atmosferycznym absorbującym promieniowanie podczerwone. Jego stężenie w troposferze wynosi ok. 0,04%.

Cząsteczka ditlenku węgla jest trójatomową molekułą liniową posiadającą zerowy moment dipolowy $\mu = 0$ D. Posiada ona cztery stopnie swobody oscylacyjnej, czyli wykonuje cztery rodzaje drgań oscylacyjnych. Spośród tych czterech drgań tylko trzy zmieniają moment dipolowy, czyli są drganiami aktywnymi w podczerwieni, rys. 11.



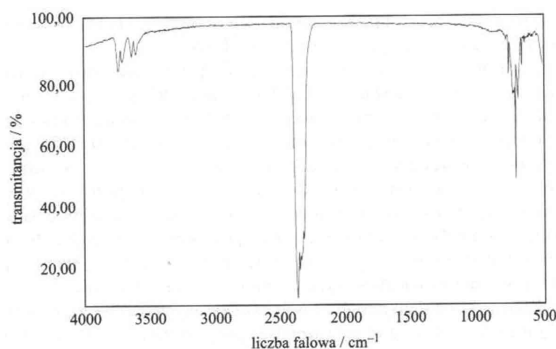
Rys. 11. Rodzaje drgań oscylacyjnych cząsteczki CO₂

Fig. 11. Types of oscillatory vibrations of the CO₂ molecule

Źródło: [10].

Source: [10].

Rysunek 12 przedstawia absorpcyjne widmo IR ditlenku węgla w zakresie $2,5 \mu\text{m} - 20 \mu\text{m}$ ($4000 \text{ cm}^{-1} - 500 \text{ cm}^{-1}$). Ditlenek węgla absorbuje promieniowanie podczerwone w zakresach $4 \mu\text{m} - 4,3 \mu\text{m}$ ($2500 \text{ cm}^{-1} - 2300 \text{ cm}^{-1}$), $15 \mu\text{m} - 16 \mu\text{m}$ ($670 \text{ cm}^{-1} - 630 \text{ cm}^{-1}$) a także w zakresie $14 \mu\text{m} - 19 \mu\text{m}$ ($710 \text{ cm}^{-1} - 530 \text{ cm}^{-1}$). Efekt cieplarniany związany z ditlenkiem węgla wynosi ok. 50 W/m^2 [5].



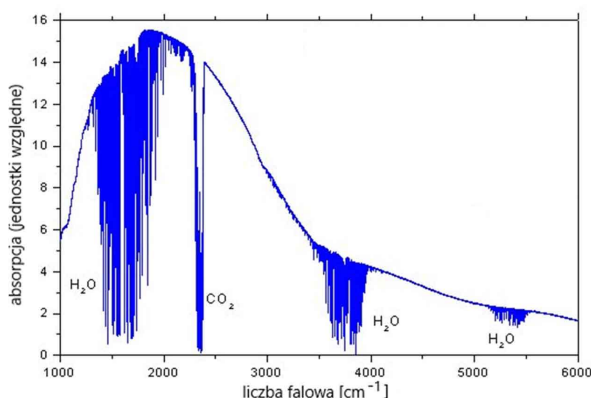
Rys. 12. Widmo absorpcyjne CO₂ w podczerwieni

Fig. 12. Infra red absorption spectrum of CO₂

Źródło: [5].

Source: [5].

Interesujące jest widmo absorpcji w podczerwieni uzyskane w powietrzu trakcie kalibracji spektrometru do badań krzemu, zakres widma 1,6 μm – 10 μm (6000 cm^{-1} – 1000 cm^{-1}), rys. 13. W widmie tym widoczne są pasma absorpcji dwóch głównych gazów cieplarnianych. Para wodna skutecznie pochłania promieniowanie podczerwone – trzy grupy linii opowiadają trzem różnym drganiom cząsteczki, a poszczególne linie w tych pasmach – wzbudzeniom obrotów cząsteczki wody. Dytlenek węgla absorbuje podczerwień tam, gdzie nie pochłania go para wodna, zmniejszając „okno atmosferyczne” w podczerwieni [11].



Rys. 13. Widmo IR absorpcji powietrza

Fig. 13. IR absorption spectrum of air

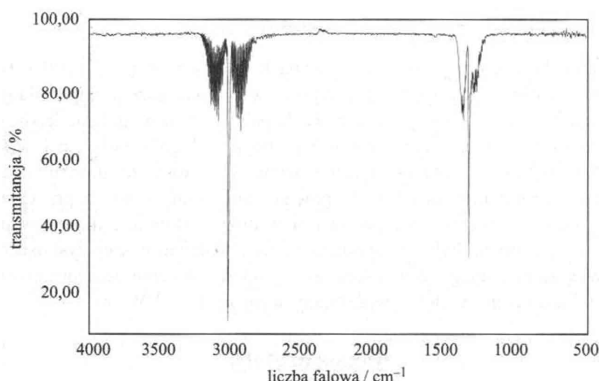
Źródło: [11].

Source: [11].

Metan CH₄

Metan jest gazem atmosferycznym absorbującym promieniowanie podczerwone. Jego stężenie w troposferze jest niewielkie i wynosi ok. 1,3 – 1,8 ppm.

Rysunek 14 przedstawia absorpcyjne widmo IR metanu w zakresie 2,5 μm – 20 μm (4000 cm^{-1} – 500 cm^{-1}). Metan absorbuje promieniowanie podczerwone w zakresach 3 μm – 3,6 μm (3300 cm^{-1} – 2800 cm^{-1}) i 7,1 μm – 8,3 μm (1400 cm^{-1} – 1200 cm^{-1}). Efekt cieplarniany związany z metanem jest szacowany na ok. $1,7\text{ W/m}^2$ [5].



Rys. 14. Widmo absorpcyjne metanu w podczerwieni

Fig. 14. Infrared absorption spectrum of methane

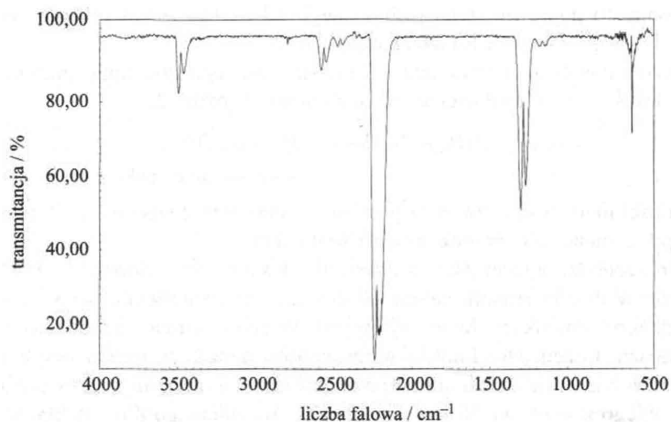
Źródło: [5].

Source: [5].

Tlenek diazotu N₂O

Tlenek diazotu jest gazem atmosferycznym absorbującym promieniowanie podczerwone. Jego stężenie w troposferze jest niewielkie i wynosi ok. 0,31 ppm.

Rysunek 15 przedstawia absorpcyjne widmo IR tlenku diazotu w zakresie 2,5 μm – 20 μm (4000 cm^{-1} – 500 cm^{-1}). Tlenek diazotu absorbuje promieniowanie podczerwone poniżej 5 μm ($>2000\text{ cm}^{-1}$) i w zakresie 7,4 μm – 8,7 μm (1350 cm^{-1} – 1150 cm^{-1}). Ten zakres absorpcji leży w obszarze „okna atmosferycznego” [5].



Rys. 15. Widmo absorpcyjne N₂O w podczerwieni

Fig. 15. Infra red absorption spectrum of N₂O

Źródło: [5].

Source: [5].

Omówione w artykule oddziaływanie gazów atmosferycznych z promieniowaniem elektromagnetycznym stanowi podstawę do dalszych badań nad wpływem tego oddziaływania na zmiany temperatury i ewentualne zmiany klimatu Ziemi. W pracy przywołano wyłącznie dane eksperymentalne pomiarów absorpcji promieniowania elektromagnetycznego przez wybrane gazy atmosferyczne. Duże rozbieżności w ocenie wpływu poszczególnych gazów atmosferycznych na zmiany temperatury przy powierzchni Ziemi, jakie występują w literaturze, skłaniają do przeprowadzenia rzetelnego przeglądu literatury w tym zakresie. Część publikowanych prac, które zostaną poddane analizie, opiera wyciągane wnioski o komputerowe modele klimatu. Inne prace koncentrują się na badaniach eksperymentalnych polegających na precyzyjnych pomiarach różnych wielkości fizycznych i w oparciu o nie weryfikacji wyników obliczeń komputerowych na kolejnych etapach ich realizacji. Ponieważ wyniki uzyskiwane w trakcie jednych i drugich badań znacznie się od siebie różnią, wydaje się zasadnym przedstawienie i omówienie ich w odrębnym artykule przeglądowym.

References

- [1] Media Nauka, Fale elektromagnetyczne (<https://www.medianauka.pl/fizyka/grafika/fala-elektromagnetyczna.jpg>)
- [2] *Fizyka. Ilustrowana encyklopedia dla wszystkich*, WNT, Warszawa 1987.
- [3] Solar Cells. Chapter 2. Solar Radiation, Open Course Ware, Delft University of Technology, (https://ocw.tudelft.nl/wp-content/uploads/Solar-Cells-R2-CH2_Solar_radiation.pdf).
- [4] Misiolek A., Kowal E., Bień J.: *Ekologia*, PWE, Warszawa 2021.

- [5] van Loon G.W., Duffy S.J.: *Chemia środowiska*, PWN, Warszawa 2007.
- [6] Siemiński M.: *Fizyka zagrożeń środowiska*, PWN, Warszawa 1994.
- [7] Naumczyk J.: *Chemia środowiska*, PWN, Warszawa 2017.
- [8] Kubicki J., Kopczyński K., Młynczak J.: *Wpływ wzrostu stężenia CO₂ w atmosferze na proces absorpcji promieniowania termicznego*, Biuletyn WAT, Vol. LXIX, Nr 3 (2020), (file:///C:/Users/U%C5%BCytkownik/Downloads/15_34_Kubicki_1647972-1.pdf).
- [9] Stephens G.L., Tjemkes S.A.: *Water Vapour and Its Role in the Earth's Greenhouse*, Aust.J. Phys., 46, 149-166 (1993), (<https://www.publish.csiro.au/PH/pdf/PH930149>).
- [10] <https://pg.edu.pl/files/chem/2021-09/Wyk%C5%82ad%207%20-%20IR.pdf>
- [11] Karwasz G., Służewski K.: *Ziemia pod pierzynką, czyli o naturalnym efekcie cieplarnianym*, FOTON, nr 121, 37-49 (2013), (https://dydaktyka.fizyka.umk.pl/Publikacje_2013/Cieplo1_2013.pdf)