



Wprowadzenie teoretyczne

Doświadczenie „CO₂ W ATMOSFERZE”

Dwutlenek węgla jest gazem śladowym atmosfery, którego stężenie jest niewielkie w porównaniu do głównych składników powietrza, a mimo to odgrywa kluczową rolę w bilansie energetycznym Ziemi. Skład suchego powietrza atmosferycznego przedstawia się w przybliżeniu następująco:

- azot N₂ – około 78,08%
- tlen O₂ – około 20,95%
- argon Ar – około 0,93%
- dwutlenek węgla CO₂ – około 0,042% (≈ 420 ppm, stan na połowę lat 20. XXI w.)
- pozostałe gazy śladowe (Ne, He, CH₄, Kr, H₂, N₂O i inne) – łącznie poniżej 0,01%

Stężenia gazów śladowych wygodnie jest wyrażać w jednostkach ppm (parts per million – części na milion) lub ppb (parts per billion – części na miliard):

$$1 \text{ ppm} = 10^{-6} = 0,0001\% \quad 1 \text{ ppb} = 10^{-9} = 0,001 \text{ ppm}$$

Przykładowo stężenie 420 ppm CO₂ oznacza, że na milion cząsteczek powietrza przypada 420 cząsteczek CO₂, co odpowiada 0,042% objętości. Ponieważ tlen stanowi około 20,95% powietrza, a CO₂ około 0,042%, cząsteczek O₂ jest w atmosferze około 500 razy więcej niż cząsteczek CO₂.

Zmienność stężenia CO₂ w atmosferze – trend długoterminowy

Systematyczne **pomiary stężenia CO₂** w atmosferze prowadzone są nieprzerwanie od 1958 roku na obserwatorium Mauna Loa na Hawajach (program zapoczątkowany przez Charlesa Keelinga). Wyznaczony na tej podstawie wykres, znany jako krzywa Keelinga, pokazuje wzrost średniego stężenia CO₂ z poziomu około 315 ppm w 1958 roku do wartości przekraczającej obecnie 420 ppm. Szacuje się, że w epoce przedprzemysłowej (przed rokiem 1750) stężenie CO₂ utrzymywało się na poziomie około 280 ppm i było względnie stabilne w skali tysięcy lat. Obecne tempo wzrostu wynosi około 2–3 ppm rocznie i ma tendencję rosnącą.

Na tle długoterminowego trendu wzrostowego widoczna jest wyraźna **zmienność sezonowa**, wynikająca z rocznego cyklu wegetacyjnego roślinności lądowej, skoncentrowanej głównie na półkuli północnej (która ma znacznie większą powierzchnię lądów niż półkula południowa):

- wiosną i latem (okres wegetacyjny, mniej więcej maj–wrzesień) rośliny intensywnie pochłaniają CO₂ w procesie fotosyntezy, co powoduje spadek stężenia – minimum przypada zwykle na wrzesień/październik,
- jesienią i zimą fotosynteza zamiera, natomiast dalej zachodzi oddychanie roślin oraz rozkład materii organicznej, co powoduje wzrost stężenia – maksimum przypada zwykle na maj.

Amplituda tego sezonowego cyklu na Mauna Loa wynosi około 5–7 ppm.

Bezpośrednie pomiary sięgają roku 1958, jednak stężenie CO₂ sprzed tego okresu można odtworzyć z pęcherzyków powietrza uwieczonych w rdzeniach lodowych wydobywanych na Antarktydzie (np. stacje Vostok, EPICA Dome C). Analizy te pokazują, że w ciągu ostatnich 800 tysięcy lat, obejmujących kilka cykli glacialno-interglacialnych, stężenie CO₂ wahało się mniej więcej między 180 ppm (złodowacenia) a 280–300 ppm (okresy międzylodowcowe), nigdy nie przekraczając tego zakresu. Obecny poziom ponad 420 ppm jest zatem bezprecedensowy w tej skali czasowej.

Efekt cieplarniany polega na tym, że niektóre gazy atmosferyczne są przezroczyste dla promieniowania słonecznego (głównie w zakresie widzialnym), natomiast silnie pochłaniają i emitują promieniowanie podczerwone, wypromieniowywane przez ogrzaną powierzchnię Ziemi. Część tego promieniowania jest zwracana z powrotem ku powierzchni, co podnosi temperaturę przy powierzchni Ziemi w porównaniu do sytuacji bez atmosfery (efekt ten odpowiada za różnicę rzędu 33°C). Poza CO₂, do najważniejszych gazów cieplarnianych należą:

- para wodna H₂O – stężenie silnie zmienne (od poniżej 0,01% do kilku %), największy udział w naturalnym efekcie cieplarnianym

- metan CH₄ – około 1900 ppb, krótszy czas życia w atmosferze, ale znacznie silniejszy efekt cieplarniany w przeliczeniu na jedną cząsteczkę
- podtlenek azotu N₂O – około 335 ppb
- gazy fluorowane (freony/HFC/PFC/SF₆) – stężenia rzędu ppt, ale bardzo duży potencjał tworzenia efektu cieplarnianego

Powyższe porównania mają charakter jakościowy – w praktyce siłę oddziaływania danego gazu cieplarnianego wyraża się liczbowo poprzez **wymuszenie radiacyjne** (ang. radiative forcing), czyli zmianę bilansu energetycznego Ziemi (w W/m²) wywołaną wzrostem stężenia danego gazu. Dla CO₂ zależność ta ma w dobrym przybliżeniu charakter logarytmiczny (a nie liniowy), co wynika z faktu, że główne pasmo absorpcji w podczerwieni jest już częściowo nasycone przy obecnych stężeniach:

$$\Delta F = 5,35 \cdot \ln\left(\frac{C}{C_0}\right) \left[\frac{W}{m^2} \right], \quad (1)$$

gdzie C₀ to stężenie odniesienia (np. przedprzemysłowe 280 ppm), a C – stężenie aktualne.

Dla wzrostu z 280 ppm do 420 ppm otrzymujemy $\Delta F \approx 5,35 \cdot \ln(420/280) \approx 2,2 \text{ W/m}^2$, co stanowi największy pojedynczy wkład antropogeniczny do bilansu energetycznego Ziemi spośród wszystkich gazów cieplarnianych. Logarytmiczny charakter tej zależności oznacza, że każde kolejne podwojenie stężenia CO₂ daje w przybliżeniu taki sam przyrost wymuszenia radiacyjnego (około 3,7 W/m² na podwojenie).

Aby porównywać różne gazy cieplarniane ze sobą, stosuje się wskaźnik **GWP – Global Warming Potential**, określający, ile razy silniejszy efekt cieplarniany – w horyzoncie zwykle 100 lat – wywołuje 1 kg danego gazu w porównaniu do 1 kg CO₂ (dla którego GWP = 1 z definicji):

- metan CH₄: GWP₁₀₀ ≈ 27–30 (choć w horyzoncie 20-letnim wartość ta jest znacznie wyższa, rzędu 80, ze względu na krótki czas życia CH₄ w atmosferze)
- podtlenek azotu N₂O: GWP₁₀₀ ≈ 273
- niektóre gazy fluorowane (np. SF₆): GWP₁₀₀ rzędu kilkunastu–dwudziestu tysięcy

Dzięki GWP emisje różnych gazów można sprowadzić do wspólnej jednostki – ekwiwalentu CO₂, używanej m.in. przy wyznaczaniu śladu węglowego.

Naturalny obieg węgla w przyrodzie (oddychanie, fotosynteza, wymiana z oceanem) jest w przybliżeniu zbilansowany. Dodatkowa **emisja CO₂ pochodzenia antropogenicznego** zaburza tę równowagę i pochodzi głównie z:

- spalania paliw kopalnych (węgiel, ropa, gaz ziemny) w energetyce, przemyśle i transporcie,
- produkcji cementu (rozkład wapienia CaCO₃),
- wylesiania i zmiany sposobu użytkowania gruntów.

Naturalnymi procesami usuwania nadmiaru CO₂ z atmosfery są przede wszystkim: pochłanianie przez oceany (rozpuszczanie CO₂ w wodzie, z towarzyszącym zakwaszeniem oceanu), fotosynteza i wzrost biomasy roślinnej oraz długotrwałe, powolne procesy wietrzenia skał krzemianowych.

Ślad węglowy to łączna ilość gazów cieplarnianych (wyrażana zwykle w ekwiwalencie CO₂) emitowanych bezpośrednio lub pośrednio w związku z działalnością danej osoby, produktu, organizacji lub kraju. Można go ograniczać m.in. przez zmniejszenie zużycia energii, przejście na źródła odnawialne, ograniczenie transportu indywidualnego, zmianę diety oraz redukcję ilości odpadów. W skali globalnej głównym narzędziem koordynacji działań jest Ramowa Konwencja Narodów Zjednoczonych w sprawie Zmian Klimatu (UNFCCC) oraz porozumienia takie jak Porozumienie Paryskie z 2015 roku, wyznaczające cele ograniczenia globalnego ocieplenia.

Detektory CO₂ wykorzystują najczęściej technikę NDIR (ang. Non-Dispersive InfraRed – niedyspersyjna spektroskopia w podczerwieni). Zasada działania jest bezpośrednio związana z opisanym wyżej efektem cieplarnianym: cząsteczki CO₂ silnie pochłaniają promieniowanie podczerwone w wąskim paśmie wokół długości fali 4,26 μm. Czujnik zawiera miniaturowe źródło promieniowania IR, komorę pomiarową, przez którą przepływa badane powietrze, oraz detektor IR wyposażony w filtr optyczny przepuszczający wyłącznie to konkretne pasmo. Im więcej cząsteczek CO₂ znajduje się w komorze, tym silniej pochłaniane jest promieniowanie (zgodnie z prawem Beera–Lamberta), a tym mniejsza intensywność IR dociera do detektora. Wynik porównuje się z kanałem odniesienia (referencyjną długością fali, która nie jest pochłaniana przez CO₂), co pozwala skompensować wahania intensywności źródła i wyznaczyć stężenie CO₂ niezależnie od nich.

Czas potrzebny na wymieszanie powietrza w komorze pomiarowej i ustalenie równowagi optycznej jest właśnie przyczyną, dla której wskazania detektora stabilizują się dopiero po pewnym czasie od włączenia – zjawisko to należy uwzględnić w trakcie pomiarów (patrz krok 2 poniżej).

„CO₂ W ATMOSFERZE”

Pytania do przygotowania:

1. Podaj stężenia podstawowych gazów w atmosferze.
2. Co to jest *ppm* oraz *ppb*?
3. Jeśli stężenie CO₂ wynosi 420 ppm, ile to procent?
4. Ile razy więcej jest cząsteczek tlenu O₂ w atmosferze od cząsteczek CO₂?
5. Jakie stężenie CO₂ w atmosferze występuje obecnie i jak się ono zmieniało w ostatnich dziesięcioleciach?
6. Jak działalność człowieka wpływa na sezonową zmienność stężenia CO₂? W których miesiącach stężenie CO₂ rośnie, a w których maleje?
7. Co to jest efekt cieplarniany i jak gazy cieplarniane go powodują?
8. Jakie inne gazy cieplarniane poza CO₂ mają wpływ na klimat? Podaj ich przybliżone stężenia w atmosferze.
9. Jakie są główne źródła emisji CO₂ do atmosfery?
10. Jakie procesy naturalne powodują pochłanianie CO₂ z atmosfery?
11. Jakie działania globalne mają na celu ograniczenie emisji CO₂ do atmosfery?
12. Czym jest ślad węglowy i jak można go zmniejszyć?

Wskazówki do wykonania pomiarów

1. Pobierz detektor CO₂ od pracownika technicznego.
2. Włącz detektor w pomieszczeniu i zmierz czas po którym wskazane stężenie stabilizuje się (przestaje rosnać).
3. Pamiętając o czasie stabilizacji wskazań detektora, dokonaj pomiaru C_{zewn} , trzymając detektor za oknem.
4. Włącz w przeglądarce stronę internetową <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/monthly.html>
5. Porównaj wskazanie detektora wystawionego za oknem z wskazaniami średniego stężenia CO₂ z poprzedniego dnia (zakładka Last Month).
6. Pobierz miesięcznie uśrednione stężenie CO₂ zmierzone na Mauna Loa na Hawajach https://gml.noaa.gov/webdata/ccgg/trends/co2/co2_mm_mlo.txt
7. Z pliku wybierz dane dla miesiąca swoich urodzin (np. styczeń) i wypisz średnie stężenie CO₂ dla tego miesiąca w każdym roku, począwszy od roku urodzenia aż do chwili obecnej.
8. Wklej wybrane dane do arkusza kalkulacyjnego, przypisując każdemu pomiarowi numer kolejnych urodzin B (ang. birth) (B = 0 dla roku urodzenia, B = 1 rok później, itd.).
9. Dla wybranych danych przy pomocy regresji, funkcją liniową oraz funkcją kwadratową, określ funkcje zmiany stężenia CO₂ w kolejnych latach.
10. Korzystając z tej funkcji oszacuj przyszłe średnie stężenie CO₂ w atmosferze w latach, w których będziesz obchodził swoje 40, 60 i 80 urodziny.

„CO₂ W ATMOSFERZE”

1. Pomiar własny i porównanie z bazą NOAA (<https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/monthly.html>)

Wielkość	Wartość
Zmierzone stężenie CO ₂ za oknem, C_{zewn} [ppm]	
Data i godzina pomiaru	
„Recent Daily Average” (NOAA, ostatni dzień) C_{NOAA} [ppm]	
Różnica $C_{zewn} - C_{NOAA}$ [ppm]	

2. Dane historyczne dla miesiąca urodzenia

Urodziłem się w miesiącu

Średnie miesięczne stężenie C_{ma} (monthly average) CO₂ dla roku i miesiąca urodzenia oraz dla miesięcy kolejnych moich urodzin:

Urodziny B	Rok	Stężenie CO ₂ C_{ma} [ppm]	Urodziny B	Rok	Stężenie CO ₂ [ppm]
0			10		
1			11		
2			12		
3			13		
4			14		
5			15		
6			16		
7			17		
8			18		
9			19		

3. Regresja liniowa, kwadratowa i przewidywanie

Zakładając liniową zmienność koncentracji w kolejnych latach urodzin B , funkcja $C_{ma}(B)$ przyjmuje postać:

$$C_{ma}(B) = \cdot B +$$

Zakładając kwadratową zmienność koncentracji w kolejnych latach urodzin B , funkcja $C_{ma}(B)$ przyjmuje postać:

$$C_{ma}(B) = \cdot B^2 + \cdot B +$$

Przewidywane stężenie CO ₂ w trakcie moich urodzin	Wartość [ppm]	
	Predykcja liniowa	Predykcja kwadratowa
C_{ma} (40 urodziny)		
C_{ma} (60 urodziny)		
C_{ma} (80 urodziny)		

4. Wnioski

Odnies się do: zgodności własnego pomiaru z wartością referencyjną NOAA, obserwowanego tempa wzrostu stężenia CO₂ w okresie objętym danymi, oraz wiarygodności ekstrapolacji liniowej i kwadratowej.