

# LA ATMÓSFERA Y LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS

Russell Mejia Cayllahua



# LA ATMÓSFERA Y LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS

**LIB-IP.020**

**Russell Mejia Cayllahua**



## La atmósfera y las variables meteorológicas

Autor:

Russell Mejia Cayllahua

Primera edición digital

Publicado en Puno, noviembre de 2025

Libro electrónico disponible en:

<https://editorial.inudi.edu.pe/plus>

**ISBN:** 978-612-5130-64-8 (PDF)

Hecho el depósito legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2025-13786

**Categoría:** Texto universitario

**Editado por:**

Instituto Universitario de Innovación Ciencia y Tecnología Inudi Perú S.A.C.

Urb. Ciudad Jardín Mz. B3 Lt. 2, Puno – Perú

**RUC:** 20608044818

**Email:** [editorial@inudi.edu.pe](mailto:editorial@inudi.edu.pe) / [info@inudi.edu.pe](mailto:info@inudi.edu.pe)

**Teléfono:** +51 973668341

**Sitio web:** <https://editorial.inudi.edu.pe>

**Diseño de Portada:**

Edson Sarmiento

Publicado en Perú / Posted in Peru



*Esta obra está bajo una licencia CC BY-NC-SA 4.0  
DEED Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0  
Internacional*

**Evaluación de contenido:** No aplica.

*Los autores son moral y legalmente responsables de la información expresada en este libro, así como del respeto a los derechos de autor; por lo tanto, no comprometen en ningún sentido a la editorial.*

### CONSEJO EDITORIAL

**Administrador:** Lic. Leydi Gabriela Ramos Ramos

**Editor Jefe:** Ing. Edson Efrain Sarmiento Quispe

**Editores:**

Dra. Bethzabe Cotrado Mendoza / Dra. Manuela Daisly Casa Coila / Dr. Edgar Estanislao Mancha Pineda / Dra. Luz Wilfreda Cusi Zamata / MSc. Rebeca Alanoca Gutiérrez / Dr. Wilson Gregorio Sucari Turpo / Dra. Yolanda Lujano Ortega / Dra. Sheyla Lenna Cervantes Alagón / Dra. Dometila Mamani Jilaja / Dr. Peregrino Melinton Lopez Paz / Dra. Nina Eleonor Vizcarra Herles / Mg. Lourdes Antonieta López Cueva / Dr. Carlos Alfredo Castro Quispe / Dr. Edgar Darío Callohuanca Avalos / Dra. Diana Águeda Vargas Velásquez / M.Sc. Yésica Dominga Díaz Vilcanqui / Dra. Tania Carola Padilla Cáceres / Patty Samanta Aza Suaña.

### Declaración conflictos de interés:

Los autores de esta publicación declaran la inexistencia de conflictos de interés de cualquier índole con instituciones o asociaciones comerciales.

### Financiamiento:

Publicación autofinanciada.



**Director Ejecutivo**

Dr. Wilson Gregorio Sucari Turpo

**Director Académico**

Lic. Leydi Gabriela Ramos Ramos

**Director de Investigación**

Ing. Edson Efrain Sarmiento Quispe

**Director de Innovación y Transferencia  
Tecnológica**

Marcos German Ccari Laura

## ACERCA DEL AUTOR:

- Ingeniero Civil de la Universidad Nacional de Huancavelica - UNH.
- Maestría en Ingeniería Civil: Mención en Ingeniería de Transportes de la Universidad Peruana Los Andes - UPLA.
- Estudiante de Doctorado en Ciencias Ambientales, de la Universidad Nacional de Huancavelica - UNH.
- Estudiante de Ingeniería Ambiental en la Universidad Continental - UC Huancayo.
- Catedrático de la escuela Profesional de Ingeniería Civil - Huancavelica.
- Catedrático en la escuela Profesional de Ingeniería Ambiental y Sanitaria.
- Consultor de proyectos, experiencia profesional en instituciones públicas y privadas.

### **Consultas y sugerencias:**

russell.mejia.2018@gmail.com

russell.mejia@unh.edu.pe

# DEDICATORIA

A mi familia, fuente constante de fortaleza y apoyo incondicional.

De manera muy especial, dedico este trabajo a la memoria de mi padre, Pedro Mejía Taípe, quien desde el cielo continúa inspirándome a crecer y a seguir desarrollándome profesionalmente. Su ejemplo y amor permanecen como guía en cada paso de mi camino.

# ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA .....	4
ÍNDICE GENERAL.....	5
ÍNDICE DE TABLAS.....	8
ÍNDICE DE FIGURAS .....	9

## CAPÍTULO 1 LA ATMÓSFERA

1.1	Concepto de atmósfera .....	10
	1.1.1 Planetas con atmósfera .....	10
	1.1.2 Planetas sin atmósfera significativa .....	10
	1.1.3 Razones de la ausencia o presencia de atmósfera.....	10
1.2	Formación y evolución de la atmósfera terrestre.....	12
1.3	La meteorología y climatología .....	13
	1.3.1 Meteorología .....	13
	1.3.2 Climatología.....	13
	1.3.3 ¿Qué es un meteoro? .....	14
1.4	Composición de la atmósfera.....	17
1.5	Gases presentes en la atmósfera .....	19
	1.5.1 Gases permanentes.....	19
	1.5.2 Gases variables.....	19
	1.5.3 Tiempo de residencia .....	19
1.6	Estructura de la atmósfera .....	21
	1.6.1 Primera Capa: Troposfera .....	21
	1.6.2 Segunda Capa: Estratosfera .....	21
	1.6.3 Tercera Capa: Mesosfera.....	23
	1.6.4 Cuarta Capa: Termosfera.....	24
	1.6.5 ¿Qué es la capa de la Ionosfera? .....	24

1.6.6 Formación de partículas cargadas: Fotodisociación y fotoionización .....	25
1.6.7 Quinta Capa: Exosfera .....	27
1.6.8 La línea de Kármán .....	28

## CAPÍTULO 2

### VARIABLES METEOROLÓGICAS

2.1	Introducción .....	30
2.2	Presión Atmosférica .....	32
	2.2.1 Ecuación General para la determinación de la presión.....	33
2.3	Densidad.....	38
	2.3.1 Mezcla homogénea de gases.....	38
	2.3.2 Ecuación básica para la densidad ( $\rho$ ) en función de la altitud.....	40
2.4	Radiación .....	42
2.5	Radiación Electromagnética.....	43
	2.5.1 Espectro Electromagnético .....	43
	2.5.2 ¿Las ondas electromagnéticas tienen masa? .....	46
	2.5.3 ¿Qué es el momento o cantidad de movimiento? .....	46
	2.5.4 Medición de la radiación .....	48
2.6	Ley de la Radiación .....	51
	2.6.1 Ley de Planck .....	51
	2.6.2 Ley de Stefan-Boltzmann.....	53
2.7	Radiación solar.....	55
	2.7.1 El Sol como un cuerpo negro .....	55
	2.7.2 ¿Por qué el Sol se ve amarillo?.....	56
	2.7.3 ¿Por qué la curva que llega a la Tierra tiene “mordidas”? .....	57
	2.7.4 Constante Solar .....	58
2.8	Radiación Terrestre .....	59
	2.8.1 Insolación.....	59
	2.8.2 La ley de desplazamiento de Wien .....	60

2.9	Temperatura atmosférica .....	62
2.9.1	Cálculo de la temperatura de la tierra .....	64

### **CAPÍTULO 3**

#### **LA LUZ EN LA ATMÓSFERA**

3.1	Absorción.....	70
3.2	Dispersión (Scattering) .....	72
3.2.1	Dispersión de Rayleigh.....	72
3.2.2	Dispersión de Mie.....	74
3.3	Reflexión .....	75
3.3.1	Albedo.....	76
3.3.2	Aerosoles.....	79
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80

# ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1</b> Tipos de meteoros.....	15
<b>Tabla 2</b> Volumen, tiempo de residencia y efectos de los gases permanentes y variables ..	20
<b>Tabla 3</b> Principales variables meteorológicas.....	30
<b>Tabla 4</b> Densidad de gases Ligeros y pesados.....	40
<b>Tabla 5</b> Densidad y masa molar de gases ligeros y pesados .....	41
<b>Tabla 6</b> Longitud de onda de los espectros electromagnéticos .....	44
<b>Tabla 7</b> Características de los espectros electromagnéticos .....	45
<b>Tabla 8</b> Valores de emisividad y absorción solar de diversos materiales.....	54
<b>Tabla 9</b> Colores visibles de un cuerpo de acuerdo a su temperatura.....	62
<b>Tabla 10</b> Ecuaciones de temperatura .....	63
<b>Tabla 11</b> Valores promedio de albedo .....	78

# ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> Etapas de formación de la atmósfera.....	12
<b>Figura 2</b> Muestra de un fotometeoro.....	16
<b>Figura 3</b> Muestra de un hidrometeoro.....	16
<b>Figura 4</b> Distribución de la masa del aire.....	17
<b>Figura 5</b> Tamaño de la capa de la atmósfera vs el radio de la tierra.....	18
<b>Figura 6</b> Tamaño de la capa de la atmósfera vs el Everest.....	18
<b>Figura 7</b> Capas de la atmósfera.....	27
<b>Figura 8</b> Diagrama de la variación de la Presión en la atmósfera.....	37
<b>Figura 9</b> Variación de la densidad de los gases.....	39
<b>Figura 10</b> Esquema de una onda electromagnética.....	48
<b>Figura 11</b> Variación de la potencia emisiva vs la temperatura.....	55
<b>Figura 12</b> Espectro de la radiación solar.....	56
<b>Figura 13</b> Espectro de la radiación del sol y espectro de la radiación terrestre.....	59
<b>Figura 14</b> Valores de la energía de radiación solar y terrestre.....	60
<b>Figura 15</b> Variación de la temperatura atmosférica.....	64
<b>Figura 16</b> El modelo de Balance energético de una capa.....	68
<b>Figura 17</b> Espectro de absorción de los gases.....	70
<b>Figura 18</b> Dispersión de la luz.....	72
<b>Figura 19</b> Dispersión Rayleigh vs Mie.....	75
<b>Figura 20</b> Comportamiento del albedo.....	77
<b>Figura 21</b> Albedo terrestre.....	78

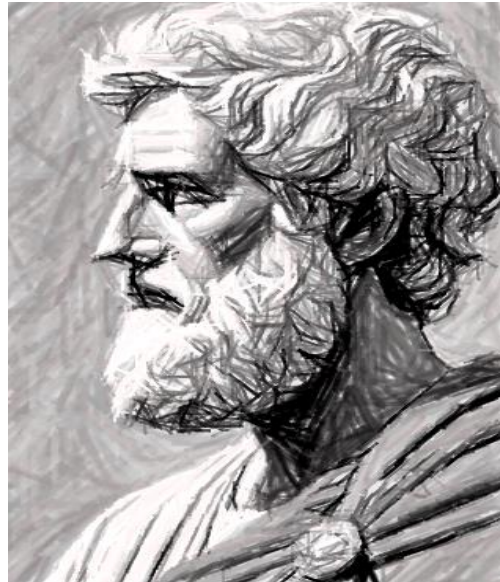
# CAPÍTULO 1

## LA ATMÓSFERA

### **Aristóteles (384-322 a.C.)**

Fue un Filósofo, científico y polímata griego, nació en la ciudad de Estagira y fue el discípulo de Platón.

Es considerado el padre de la Meteorología, en su tratado "Meteorológica" realizó una recopilación de observaciones sobre los fenómenos atmosféricos, sentando las bases para el estudio sistemático del clima. Sin embargo, las personas estaban más interesada en conocer el tiempo que iba hacer, que en entender el cómo y el por qué sucedían esos fenómenos.



### **Wladimir Peter Köppen (1846-1940)**

Fue un geógrafo, meteorólogo, climatólogo y botánico ruso de origen alemán. Realizo contribuciones fundamentales al estudio del clima y su clasificación que actualmente se viene usando mundialmente. Es considerado el padre de la Climatología.

Köppen fue pionero en el estudio sistemático del clima y utilizó globos aerostáticos para recopilar información de las capas superiores de la atmósfera. En 1924, Köppen y Alfred Wegener publicaron *Die Klimate der geologischen Vorzeit*, aportando un respaldo clave a la teoría de las eras glaciales de Milanković.



## 1.1 Concepto de atmósfera

La atmósfera es una capa compuesta por gases que este alrededor de toda la superficie de la tierra, la cual contiene principalmente de nitrógeno y oxígeno. La presencia o no de atmósfera en los planetas y satélites depende de varios factores: la gravedad que poseen, la cual dependen también del tamaño del planeta, la distancia al sol o a la estrella que la rodea y la composición de estas (Pérez, 2019).

### 1.1.1 Planetas con atmósfera

**Tierra:** Contiene una atmósfera que es rica en nitrógeno y oxígeno, y esta sustenta la vida.

**Venus:** Contiene dióxido de carbono y gases de ácido sulfúrico, las cuales son muy densos, con un efecto invernadero extremo y presión muy alta.

**Marte:** Su atmósfera es muy delgada, está compuesta especialmente de dióxido de carbono CO<sub>2</sub>, con componentes trazas de nitrógeno (N) y argón (Ar).

Los gigantes gaseosos como el planeta Júpiter y Saturno, así como los planetas Urano y Neptuno tienen atmósferas muy densas compuestas especialmente de hidrógeno (H), helio (He), y en algunos casos, metano (CH<sub>4</sub>) (O'Donoghue & Stallard, 2022).

### 1.1.2 Planetas sin atmósfera significativa

**Mercurio:** Tiene una exósfera extremadamente delgada formada por átomos arrancados de su superficie por el viento solar. Por lo que no se considera una atmósfera en el sentido tradicional.

### 1.1.3 Razones de la ausencia o presencia de atmósfera

**Gravedad:** Los planetas pequeños o con baja gravedad no pueden retener gases ligeros, ya que estos se escapan al espacio exterior.

**Proximidad al Sol:** Los planetas cercanos al Sol, como el planeta Mercurio, enfrentan intensos vientos solares que barren con sus atmósferas.

**Actividad geológica:** Los volcanes y otras fuentes internas pueden contribuir a la formación y presencia de una atmósfera.

**Magnetosfera:** Los planetas con un campo magnético pueden proteger la atmósfera de ser erosionada por el viento solar.

La Luna no tiene una atmósfera tradicional como la tierra, sino que posee una exosfera muy tenue (compuestos principalmente por Helio (He), Argón (Ar), Sodio (Na), Potasio (K), Hidrógeno (H) y Trazas de otros elementos (NASA Goddard Space Flight Center, 2024). pues estos gases se forman por el viento solar, impactos de micro meteoritos y desgasificación del interior lunar. sin embargo, estos gases son transitorios y se pierden en el espacio por la débil gravedad que posee.

## 1.2 Formación y evolución de la atmósfera terrestre

En la Figura 1, se muestra las etapas y evolución de la atmósfera.

**Figura 1**

*Etapas de formación de la atmósfera*



### **PRIMERA ATMÓSFERA**

Muy probablemente la atmósfera de la tierra estuvo compuesta de Hidrogeno y Helio. Sin embargo al estar con alta temperatura, se dispersaron al espacio



### **SEGUNDA ATMÓSFERA**

Los gases se formaron de la propia tierra, pues como la tierra estaba en formación, los volcanes elevaban la temperatura y liberaban dióxido de carbono, amoníaco y vapor de agua.



### **TERCERA ATMÓSFERA**

El dióxido de carbono se disolvió en los océanos, ahí es donde se formaron las bacterias, las cuales consumían el CO<sub>2</sub> y la energía del sol y su desecho era el oxígeno, la cual es fuente de vida actualmente en todo el planeta.

*Nota.* Información adaptada de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

## 1.3 La meteorología y climatología

### 1.3.1 Meteorología

Es la ciencia que estudia el estado de la atmósfera en un momento y lugar determinado, es decir en periodos cortos de tiempo, la cual está definido por diversas variables meteorológicas como la presión, la temperatura, la radiación solar, la precipitación, la humedad, radiación solar, velocidad del viento, etc. Así mismo se encarga del estudio del medio atmosférico, es decir de la atmósfera que está constituido por diversos gases. También estudia los fenómenos meteorológicos conocido también como Meteoro, es decir cualquier fenómeno natural y físico que se da en la atmósfera (Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología [FECYT], 2004).

Para el estudio de todo lo descrito hace uso de la física y química de la atmósfera. Proviene de dos voces griegas:

Meteoron = Meteoro o alto en el cielo  
Logos = Estudio o tratado  
Meteorología = Estudio de los fenómenos físicos naturales que tiene lugar en la atmósfera.

### 1.3.2 Climatología

La climatología es pues, la ciencia geográfica que estudia los fenómenos meteorológicos y sus variaciones a largo plazo, por lo general decenas de años.

#### Tiempo y clima:

El tiempo y el clima ocurren dentro de la atmósfera. Para caracterizar un clima, es fundamental realizar observaciones a lo largo de un periodo extendido. Según la Organización Meteorológica Mundial (2021), este lapso debe ser de al menos treinta años, aunque algunos expertos sugieren periodos más prolongados, de cien años o más, para captar adecuadamente las variaciones.

## Tiempo

Se refiere a las condiciones atmosféricas en un lugar específico y en un momento determinado, como la temperatura, la humedad, el viento, la precipitación y la nubosidad. El tiempo puede cambiar de un día a otro o incluso de una hora a otra.

### *Ejemplo:*

- *"Hoy, en Lima, el tiempo es soleado con una temperatura de 28°C, humedad del 60% y vientos de 10 km/h."*
- *"Esta tarde habrá lluvias ligeras en Cusco y una temperatura mínima de 12°C."*

## Clima

Puede ser considerado como el promedio de las condiciones atmosféricas de una determinada región durante un período relativamente prolongado, son considerados 30 años generalmente (Organización Meteorológica Mundial, 2021). Describe patrones generales en lugar de condiciones específicas.

### *Ejemplo:*

- *"El clima de Arequipa es seco y templado, con temperaturas promedio entre 10°C y 24°C durante el año."*
- *"La Amazonía tiene un clima tropical y con presencia de mucha lluvia, las cuales son abundantes durante todo el año y temperaturas cálidas que oscilan entre 25°C y 30°C."*

### 1.3.3 ¿Qué es un meteoro?

Como se explicó un meteoro es un fenómeno físico natural que se da en la atmósfera el cual no es permanente. Pues consiste en una precipitación presente en la atmósfera o una suspensión de partículas sólidas o líquidas pudiendo darse también mediante una manifestación óptica (estrellas fugaces, arcoíris, auroras polares, coronas solares o halos) u eléctrica como los rayos o relámpagos globulares (Agencia Estatal de Meteorología [AEMET], 2023). Cabe precisar que la palabra meteoro es diferente a meteorito o meteoroide, pues el meteorito es un fragmento de roca que llega a la superficie terrestre desde el espacio, la cual es diferente al concepto de meteoro en meteorología. En la Tabla 1, se muestra la clasificación de los meteoros y en la Figura 2 y 3 algunas imágenes de estas.

**Tabla 1***Tipos de meteoros*

<b>Grupo</b>	<b>Subcategoría</b>	<b>Ejemplos</b>
<b>I. Hidrometeoros</b>	a) Suspensión de partículas acuosas	Nube, niebla, neblina, niebla helada
	b) Precipitación (caída de partículas que alcanzan el suelo)	La lluvia, el chubasco, la granizada y la nieve, el hielo granulado
	c) Depósito de partículas	Helada, rocío, rocío de advección, rocío blanco, escarcha, escarcha de advección, cencellada blanca, cencellada dura.
	d) partículas que son levantadas por el viento	Las ventiscas.
	e) Otros	La Tromba
<b>II. Litometeoros</b>	a) Suspensión de partículas en la atmósfera	Calima, calima de polvo, humo
	b) Conjuntos de partículas levantadas por el viento	Ventisca de polvo o arena, tempestad de polvo o arena, remolino de polvo o arena (tolvanera)
<b>III. Fotometeoros</b>	Meteoros ópticos o los luminosos	Arco iris, los halos solares o lunares (pueden ser considerados los halos de diversos tamaños), así como el anillo de Bishop, el espejismo, el rayo verde, el centello, etc.
<b>IV. Electrometeoros</b>	Meteoros eléctricos	La tormenta, así como el relámpago, el rayo, la aurora.

*Nota.* En la Tabla se muestra los diferentes tipos de meteoros. Fuente: Adaptada de la Organización Meteorológica Mundial (2017).

## Figura 2

*Muestra de un fotometeoro*



*Nota.* Arcoíris formado en la ciudad de Huancavelica, es considerada como un fotometeoro.

## Figura 3

*Muestra de un hidrometeoro*



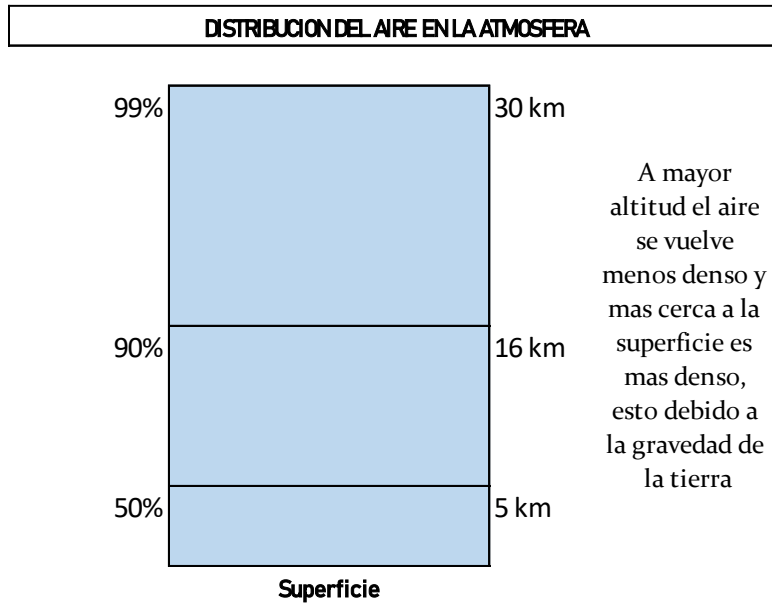
*Nota.* Neblina formada en las montañas de la ciudad de Huancavelica.

## 1.4 Composición de la atmósfera

Los gases con lo que está compuesto la atmósfera se concentra principalmente cerca de la superficie terrestre, esto debido a la gravedad que ejerce el planeta. La masa de la atmósfera es aproximadamente de  $5 \times 10^{18}$  Kg (Liu, 1999).

**Figura 4**

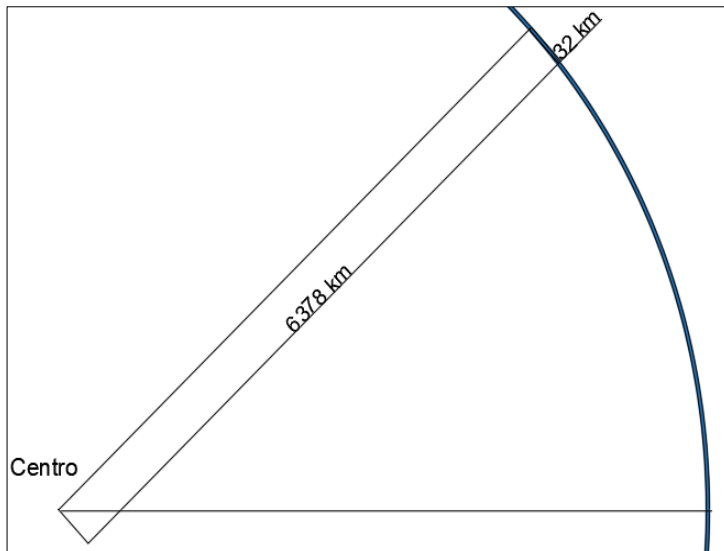
*Distribución de la masa del aire*



La tierra tiene un diámetro de 12756 km; por lo que tiene un radio de 6378 km aproximadamente. El 99% de la masa de la atmósfera principalmente se concentra en los 30 primeros kilómetros desde la superficie, por lo que resulta una capa muy delgada (Liu, 1999). En la Figura 5 y 6 se representa claramente esta distribución.

**Figura 5**

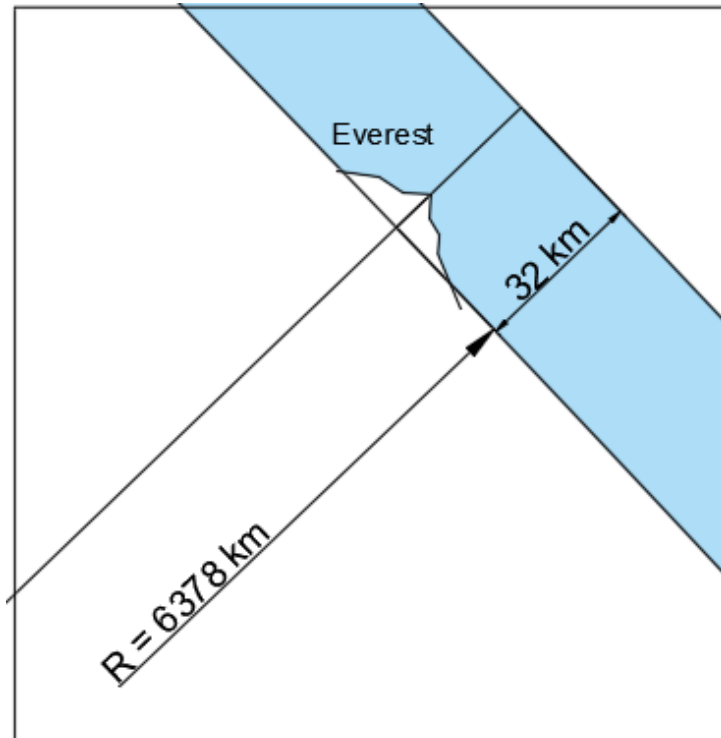
Tamaño de la capa de la atmósfera vs el radio de la tierra



*Nota.* En la figura se muestra la capa de la atmósfera donde se concentra aproximadamente el 99% de la masa de este en comparación con el radio de la tierra.

**Figura 6**

Tamaño de la capa de la atmósfera vs el Everest



## 1.5 Gases presentes en la atmósfera

### 1.5.1 Gases permanentes

Entre ellas se encuentran el nitrógeno ( $N_2$ ), oxígeno ( $O_2$ ), argón (Ar), neón (Ne), helio (He), criptón (Kr) e hidrógeno ( $H_2$ ).

Son gases que siempre están en la misma cantidad en la atmósfera, sin importar el lugar o el tiempo. Así mismo son llamados permanentes porque no se consumen ni producen fácilmente en procesos normales de la naturaleza.

El gas más abundante es el nitrógeno  $N_2$  con un 78% aproximadamente en concentración de volumen. Su abundancia se debe a que es un gas muy estable (En la atmósfera se muestra como una molécula diatómica unida por un triple enlace covalente la cual es extremadamente fuerte, este triple enlace tiene una energía de enlace aproximadamente 941 kJ/mol, la cual es muy alta, lo que dificulta su ruptura en condiciones normales de temperatura y presión) (Han et al., 2019).

### 1.5.2 Gases variables

Entre ellas se encuentran el vapor de agua ( $H_2O$ ), dióxido de carbono ( $CO_2$ ), ozono ( $O_3$ ), metano ( $CH_4$ ) y el óxido nitroso ( $N_2O$ ).

Son gases cuya cantidad puede cambiar dependiendo del lugar, el tiempo o las actividades humanas y cambian porque participan en procesos naturales (como la precipitación o la fotosíntesis) y sobre todo de actividades antropogénicas.

### 1.5.3 Tiempo de residencia

Es el tiempo en el que un gas permanece en la atmósfera antes de ser eliminado o remplazado por completo. Para el cálculo se debe tener presente los siguientes conceptos:

**Masa del gas en la atmósfera:** Esto es la cantidad total del gas presente en la atmósfera, medida en kilogramos (kg).

**Tasa de eliminación del gas:** Es la velocidad a la que el gas se elimina en la atmósfera, medida en kilogramos por año (kg/año).

La fórmula general usada en la literatura de química atmosférica para calcular el tiempo de residencia es:

$$\text{Tiempo de residencia} = \frac{\text{Masa del gas en Kg}}{\text{Tasa de eliminación en Kg/año}}$$

**Ejemplo de Aplicación:**

Se tiene una masa de dióxido de carbono de 120,000 kg, y cada año se eliminan 800 Kg, calcular el tiempo de residencia.

$$\text{Tiempo de residencia} = \frac{120,000 \text{ Kg}}{800 \text{ Kg/año}} = 150 \text{ años}$$

Por lo que el tiempo de residencia del CO<sub>2</sub> (dióxido de carbono) es alrededor de 150 años, es decir, que permanecerá en la atmósfera ese periodo antes que desaparezca por completo. En la Tabla 2 se muestra valores del tiempo de residencia.

**Tabla 2**

*Volumen, tiempo de residencia y efectos de los gases permanentes y variables*

	<b>Gases</b>	<b>Volumen %</b>	<b>Tiempo de residencia</b>	<b>Efectos</b>
<b>Permanentes</b>	Nitrógeno (N <sub>2</sub> )	78.084	Permanente	Gases inertes, no tienen la capacidad de atrapar calor - no son gases de efecto invernadero.
	Oxígeno (O <sub>2</sub> )	20.946	Permanente	
	Argón (Ar)	0.934	Permanente	
	Neón (Ne)	0.0018	Permanente	
	Helio (He)	0.0005	Permanente	
	Criptón (Kr)	0.0001	Permanente	
	Hidrogeno (H <sub>2</sub> )	0.00005	2 a 3 años	
<b>Variables</b>	Dióxido de Carbono (CO <sub>2</sub> )	0.041	Vida media compleja; una fracción permanece siglos-milenios	Retienen calor, por lo que son considerados gases de Efecto Invernadero.
	Vapor de agua (H <sub>2</sub> O)	0-4	9 días	
	Ozono (O <sub>3</sub> )	0.000004	22 días	
	Metano (O <sub>3</sub> )	0.000186	9 años	
	Óxido Nitroso (N <sub>2</sub> O)	0.000332	116 años	

*Nota.* Obtenida del IPCC (2021) y de los registros técnicos de la NOAA (2023).

## 1.6 Estructura de la atmósfera

Las capas de la atmósfera están clasificadas de acuerdo a la variación de la temperatura la cual se clasifica de acuerdo a la siguiente sigla (TEMTE: Troposfera-Estratosfera-Mesosfera-Termosfera-Exosfera)

### 1.6.1 Primera Capa: Troposfera

Se extiende desde los 0 a 6 km en las zonas polares y de 0 hasta los 18 o 20 km en las zonas intertropicales (de 0 a 12 km en promedio), siendo su espesor variable de acuerdo a su ubicación según su latitud de la tierra. El gradiente de temperatura en la troposfera disminuye  $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ , es decir, por cada 1000 metros que se asciende hay una disminución de  $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  o lo que es lo mismo decir cada 100m que se asciende hay una disminución de  $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}$ . (Zuñiga y Crespo, 2015)

#### *Sabias que:*

Cuando la temperatura aumenta a medida que se asciende en la troposfera se llama **INVERSIÓN TÉRMICA**, por lo que el aire es más frío en la superficie, por lo tanto, más denso, debido a ello, el aire no asciende fácilmente quedando atrapado y por ende retiene contaminantes como el smog.

**Un caso para analizar:** Considerando que la temperatura media en la superficie terrestre es de  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  a una altura de 12 km disminuiría  $-6.5 \times 12 = -78\text{ }^{\circ}\text{C}$ , entonces la temperatura en el límite de la troposfera sería aproximadamente  $15^{\circ}\text{C} - 78^{\circ}\text{C} = -63\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

En la troposfera se dan en su gran mayoría los fenómenos meteorológicos debido a su proximidad a la superficie terrestre, su contenido de vapor de agua, su gradiente térmico y su interacción con fuentes de energía como la radiación solar y la transferencia de calor. Estos factores la convierten en el principal escenario de los procesos climáticos que afectan la vida diaria. Además, en esta capa se concentra entre el 75 a 80% de la masa atmosférica.

### 1.6.2 Segunda Capa: Estratosfera

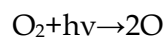
De acuerdo a su extensión de la troposfera, esta capa se extiende o inicia desde los 11 km hasta los 50 km aproximadamente sobre la superficie terrestre (Zuñiga y Crespo, 2015). En aquí la temperatura es al contrario de la troposfera, es decir, a medida que se asciende el aire aumenta de temperatura, esto debido a la presencia de la capa de ozono, pues al retener los rayos ultravioletas, pues el aire se ioniza convirtiéndose en un buen conductor de electricidad, por consiguiente, se produce energía calorífica.

## Formación de Ozono y Absorción de Radiación Ultravioleta

El proceso que regula el aumento de temperatura es el ciclo del **ozono-oxígeno**, también conocido como el **ciclo de Chapman**, que consiste en las siguientes etapas:

### a. Fotodisociación del Oxígeno Molecular

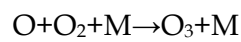
Los rayos ultravioletas de alta energía (longitud de onda menor a 240 nm) impactan moléculas de oxígeno ( $O_2$ ), dividiéndolas en dos átomos de oxígeno (O) altamente reactivos:



Aquí,  $h\nu$  representa la energía de la radiación UV.

### b. Formación de Ozono

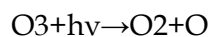
Los átomos de oxígeno reactivo (O) se combinan con las moléculas de oxígeno ( $O_2$ ) para formar ozono ( $O_3$ ):



M es una molécula neutra que estabiliza la reacción al absorber el exceso de energía (puede ser una molécula de nitrógeno,  $N_2$ , o de oxígeno,  $O_2$ , ya que estas son abundantes en la estratosfera).

### c. Absorción de Radiación por el Ozono

El ozono ( $O_3$ ) absorbe radiación UV (entre 240-310 nm), lo que provoca su descomposición en oxígeno molecular y atómico:



Este ciclo de formación y destrucción de ozono genera calor porque parte de la energía absorbida se libera en forma de calor. El tiempo de vida de una molécula de ozono en la estratosfera puede variar desde minutos (en la estratosfera superior) hasta semanas (en la estratosfera inferior).

La energía de los rayos UV es convertida en calor durante los procesos de fotodisociación y recombinación química. Esta liberación de energía calienta el aire circundante. La capa de ozono se extiende desde los 15 km hasta los 35 km aproximadamente (Langematz,

2019), también es conocido como **ozonosfera**, donde absorbe entre el 97 a 99% de la radiación ultravioleta, pero con una estructura de baja frecuencia. Los clorofluorocarbonos (CFC), presentes en aerosoles y sistemas de refrigeración, han sido identificados como los causantes principales que afectan a la capa de ozono. "Meso" significa medio.

### 1.6.3 Tercera Capa: Mesosfera

Abarca desde los 50 km hasta los 80 km respecto a la superficie terrestre. Los primeros 30 km la atmósfera contiene un 99% de la masa de la atmósfera (Freedman, 2018). La temperatura otra vez en esta capa empieza a disminuir, llegando hasta temperaturas de  $-80^{\circ}\text{C}$ .

#### **Lluvia de Meteoros:**

Los meteoros, comúnmente llamados "estrellas fugaces", son fenómenos luminosos causados por la entrada de meteoroides en la atmósfera terrestre. Estos fragmentos de cometas o asteroides viajan a velocidades de entre 11 km/s y 72 km/s, y su interacción con las diferentes capas atmosféricas determina su comportamiento (American Meteor Society).

Al atravesar la exosfera y la termosfera, donde la densidad del aire es extremadamente baja ( $<10^6$  partículas por  $\text{cm}^3$ ), los meteoroides no experimentan una fricción significativa, por lo que mantienen su velocidad y temperatura inicial, que es fría en el espacio. Sin embargo, al llegar a la mesosfera, ubicada entre 50 y 80 kilómetros sobre la superficie terrestre, la densidad de gases aumenta (aproximadamente  $10^{10}$  partículas por  $\text{cm}^3$ ), suficiente para generar una fricción intensa.

Esta fricción provoca la compresión adiabática del aire frente al meteoróide, elevando su temperatura por encima de los  $1,600^{\circ}\text{C}$ . Como resultado, el material externo del meteoróide se vaporiza, mientras que el aire circundante se ioniza, creando una estela brillante. Este brillo, que varía en color según los elementos químicos presentes (por ejemplo, sodio produce un color amarillo, magnesio blanco azulado), es lo que se observa desde la superficie como una estrella fugaz.

La mayoría de los meteoroides que producen meteoros tienen un tamaño inferior a 1 mm y masas menores a 1 gramo. Estas pequeñas partículas suelen desintegrarse por completo antes de alcanzar el suelo, debido a la intensa fricción y el calor generado en la

mesosfera. Por ello, esta capa actúa como un filtro natural que protege a la Tierra al desintegrar gran parte del material extraterrestre que entra en la atmósfera.

#### 1.6.4 Cuarta Capa: Termosfera

La termosfera es una capa superior de la atmósfera terrestre donde predominan las moléculas neutras (átomos y moléculas sin carga) y donde la temperatura (de las partículas neutras) aumenta con la altitud (Moldwin, 2008).

Se encuentra ubicado entre los 50-90km y se extiende aproximadamente hasta los 1000 km (Laštovička, 2023). En esta capa nuevamente la temperatura empieza a aumentar debido a la presencia constante de la radiación solar, donde las temperaturas pueden alcanzar los 1700 °C o más (IAU Wuppertal, s. f.).

En su composición y estado físico se caracteriza por tener alta temperatura, muy baja densidad, partículas neutras dominantes, colisiones menos frecuentes, conducción térmica reducida. La termosfera es relevante para órbitas bajas de satélites, arrastre atmosférico de satélites, variaciones de densidad neutra, y el acoplamiento de la atmósfera con el espacio exterior (Laštovička, 2023).

#### 1.6.5 ¿Qué es la capa de la Ionosfera?

A diferencia de la termosfera, la ionosfera es la región de la atmósfera donde el gas está parcialmente ionizado (es decir, hay iones y electrones libres) debido principalmente a la irradiación solar de alta energía (UV, rayos X) (Gombosi, 1998).

La ionosfera abarca una región que se **superpone parcialmente** con la termosfera: por ejemplo, se extiende aproximadamente entre 60-80 km hasta alcanzar aproximadamente los 1000 km y está compuesta de capas D (de 60 a 90km), E (de 90 km hasta 140km), F1 (de 140 a 200km), F2 (de 200 a 500km) y superior a 500km que es la ionosfera superior (Gombosi, 1998).

Esta región se caracteriza por contener partículas cargadas eléctricamente (iones y electrones libres), por tener procesos de ionización y recombinación; por tener un comportamiento plasmático (conductividad, propagación de ondas electromagnéticas) (Gombosi, 1998).

La ionosfera es clave para la propagación de ondas de radio, sistemas de navegación (GPS), transmisión de señales, y es afectada por el “clima espacial” (NASA, 2024).

### 1.6.6 Formación de partículas cargadas: Fotodisociación y fotoionización

#### **Fotodisociación:**

Este proceso ocurre cuando moléculas de gases atmosféricos, como el oxígeno (O<sub>2</sub>) y el nitrógeno (N<sub>2</sub>), absorben radiación ultravioleta (UV) o de rayos X proveniente del Sol.

La energía de esta radiación rompe los enlaces moleculares, formando átomos libres. Por ejemplo:  $O_2 + UV \rightarrow 2O$

#### **Fotoionización:**

Los átomos o moléculas resultantes pueden absorber más radiación de alta energía, liberando electrones y formando iones. Por ejemplo:  $O + UV \rightarrow O^+ + e^-$ . Este proceso genera una mezcla de iones positivos (O<sup>+</sup>, N<sup>+</sup>, NO<sup>+</sup>) y electrones libres que constituyen el plasma de la ionosfera.

***Nota:***

**¿Porque en la ionosfera no se queman los objetos a pesar de tener más de 1500 °C?**

En la ionosfera, la densidad de partículas es muy baja, especialmente en altitudes más altas. A nivel del mar, hay aproximadamente  $2.68 \times 10^{19}$  moléculas por  $\text{cm}^3$  (Jacob, 1999). En la ionosfera, la densidad esta entre  $10^4$  a  $10^6$  partículas por  $\text{cm}^3$  (Okubo y Kuwahara, 2020). Esta baja densidad implica que las partículas están muy separadas entre sí y que las colisiones entre ellas ocurren con mucha menor frecuencia.

En la superficie terrestre, las moléculas del aire están lo suficientemente cerca como para transferir rápidamente energía a través de colisiones, lo que permite que se sienta el calor directamente.

En la ionosfera, aunque las partículas tienen alta energía cinética individual (es decir, están "calientes"), esa energía no se transfiere de manera efectiva debido a las pocas colisiones. Por ello, un objeto colocado en la ionosfera no se calentaría significativamente por contacto con estas partículas.

El calor que sienten los seres vivos normalmente en la Tierra se transfiere mediante tres mecanismos:

**Conducción:** Directamente se considera como la transferencia de energía entre partículas en contacto.

**Convección:** Movimiento de fluidos (líquidos o gases) que transportan energía.

**Radiación:** Transferencia de energía a través de ondas electromagnéticas.

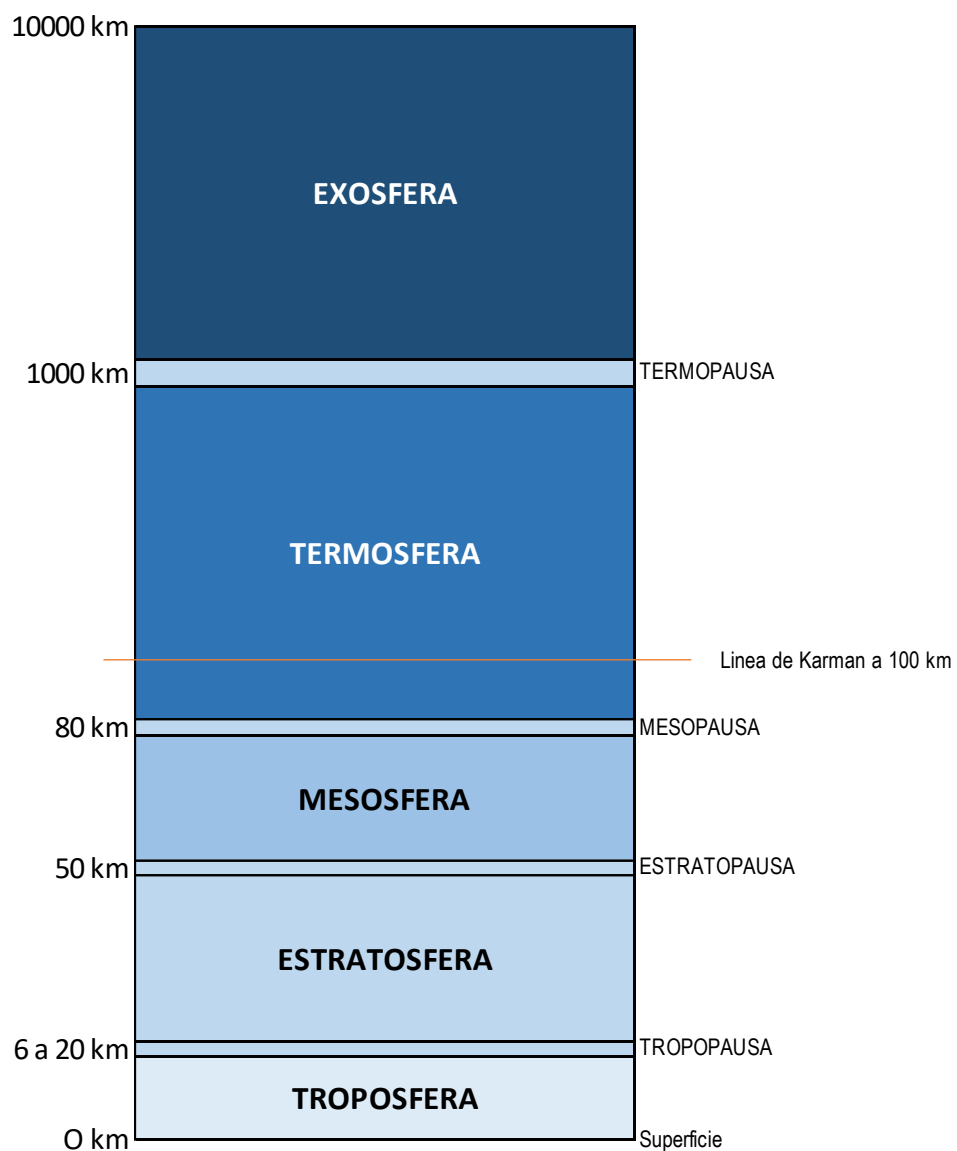
En la ionosfera, la temperatura del electrón es elevada en miles de kelvin; sin embargo, la densidad es muy baja, por lo que, el calor no se transfiere de manera eficiente (Pignalberi et al., 2021).

### 1.6.7 Quinta Capa: Exosfera

Se extiende desde los 500 u 1000 km hasta los 10000km sobre la superficie del planeta (IAU Wuppertal, s.f.). Su composición es principalmente de hidrogeno y helios similares a los de la luna explicadas anteriormente por poseer una baja atracción gravitatoria y muchas de estas partículas escapan de la tierra. En la Figura 7 se muestra un esquema de las capas de la atmósfera.

**Figura 7**

*Capas de la atmósfera*



*Nota.* Se muestra los rangos de altitudes de las capas de la atmósfera y la transición de una capa a la otra. Fuente: Elaboración propia.

### 1.6.8 La línea de Kármán

Es un límite simbólico que marca la separación entre la atmósfera terrestre y el espacio exterior, ubicado a una altitud de aproximadamente 100 kilómetros sobre el nivel del mar. Este concepto fue introducido por el ingeniero y físico Theodore Von Kármán en la década de 1950, quien determinó que, a esta altura, la densidad de la atmósfera es tan baja que las aeronaves necesitarían alcanzar velocidades orbitales para mantenerse en vuelo, lo que las haría incapaces de utilizar alas para obtener sustentación, esto es crucial tanto para el diseño de aeronaves como para el lanzamiento de satélites y naves espaciales. Algunos científicos, como el astrofísico Jonathan C. McDowell (2018), argumentan que debería situarse a **80 kilómetros**, basándose en estudios sobre la altitud a la que los satélites operan.

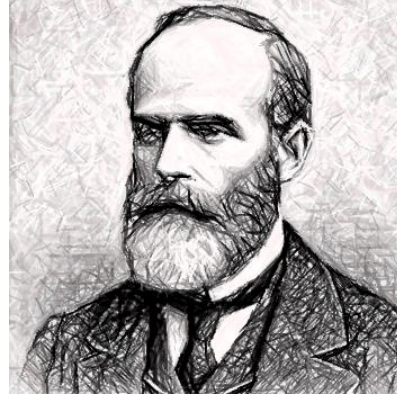
# CAPÍTULO 2

## VARIABLES METEOROLÓGICAS

**Josef Stefan (1835-1893) y Ludwing Boltzmann (1844-1906)**

Josef Stefan: En 1879 formuló experimentalmente la ley que lleva su nombre, el cual plantea que, para un cuerpo negro, la potencia que emite es directamente proporcional a la potencia elevada a la cuarta, pero de su temperatura absoluta. Este hallazgo fue crucial para el desarrollo de la termodinámica y la teoría de radiación.

Ludwing Boltzmann: derivó teóricamente la ley de Stefan-Boltzmann a partir de principios estadísticos y mecánicos, consolidando así su importancia en la física moderna. La colaboración entre Stefan-Boltzmann ha sido fundamental para entender el balance energético de la Tierra y cómo los cuerpos emiten calor.



### IPCC

Es el llamado Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático, cuya función principal es analizar las causas, impactos y soluciones del cambio climático.

### OMM

Es la Organización Meteorológica Mundial, cuya misión es facilitar la colaboración entre los servicios meteorológicos de las naciones.

## 2.1 Introducción

El aire, siendo una mezcla de gases y considerado un fluido, posee propiedades físicas que están regidas por las leyes de la termodinámica. Estas propiedades se analizan a través de variables como la presión y la temperatura, utilizando la ley general de los gases ideales. Por su parte, la atmósfera presenta diversas variables meteorológicas que deben ser medidas con instrumentos específicos, y es fundamental conocer las unidades de medida empleadas en dichas mediciones. A continuación, en la Tabla 3, se detallan las principales variables meteorológicas.

**Tabla 3**

Principales variables meteorológicas

N°	Variables meteorológicas	Instrumento de medición	Unidades de medida	¿Qué mide?
1	Temperatura del aire	Termómetro meteorológico	°C (Celsius), °F (Fahrenheit), K (Kelvin)	El nivel de calor o de frío de la atmósfera.
2	Humedad relativa	Higrómetro	% (Porcentaje)	Cantidad de vapor de agua que está en el aire en relación con el máximo posible.
3	Presión atmosférica	Barómetro	hPa (hectopascascales), atm (atmósferas), mmHg	Fuerza ejercida por el peso del aire sobre la superficie terrestre.
4	Velocidad del viento	Anemómetro	m/s, km/h, nudos	Rapidez con la que el aire se mueve.
5	Dirección del viento	Veleta	Grados (°), Puntos cardinales	Orientación desde donde sopla el viento.
6	Radiación solar	Piranómetro	W/m <sup>2</sup> (vatios por metro cuadrado)	Intensidad de la radiación solar recibida.
7	Precipitación	Pluviómetro	mm (milímetros)	Cantidad de agua caída la cual puede estar en sus diversos estados.
8	Evaporación	Evaporímetro	mm (milímetros)	Cantidad de agua que pasa al estado gaseoso.

9	Nubosidad	Nefobasímetro / Observación visual	Octas (octavos)	Proporción del cielo cubierto por nubes.
10	Altura de la base de las nubes	Ceilómetro	Metros (m), pies (ft)	Altura a la que se encuentra la base de las nubes.
11	Visibilidad	Visibilímetro / Observación	Kilómetros (km), millas (mi)	Distancia máxima a la que se pueden ver objetos con claridad.
12	Punto de rocío	Psicrómetro	°C (Celsius), °F (Fahrenheit)	Es la temperatura donde el aire se enfría para que el vapor de agua se condense.
13	Índice UV	Sensor UV	Índice (escala de 1 a 11+)	Nivel de radiación ultravioleta en la superficie terrestre.
14	Concentración de ozono	Ozono-sensor	ppb (partes por billón), ppm (partes por millón)	Cantidad de ozono en el aire.
15	Contaminantes del aire	Analizador de gases	µg/m <sup>3</sup> (microgramos por metro cúbico)	Cantidad de partículas o gases contaminantes en el aire.
16	Temperatura máxima y mínima	Termógrafo	°C (Celsius), °F (Fahrenheit)	Valores extremos de temperatura en un periodo.
17	Radiación infrarroja	Pirgeómetro	W/m <sup>2</sup> (vatios por metro cuadrado)	Energía infrarroja emitida por la atmósfera.
18	Nivel de precipitación sólida	Nivómetro	cm (centímetros), m (metros)	Espesor de nieve o granizo acumulado.
19	Frecuencia de tormentas	Radar meteorológico	Cantidad de eventos	Número de tormentas en un periodo.
20	Turbulencia atmosférica	Lidar (Laser Radar)	Escala cualitativa / cuantitativa	Intensidad y movimientos caóticos en el flujo de aire.

*Nota.* Adaptado de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

## 2.2 Presión Atmosférica

La presión atmosférica se considera al peso del aire (de una columna de aire), desde un nivel determinado hasta su parte superior (Sliško, 2021). La presión atmosférica disminuye a mayor altitud. Sin embargo, esta disminución no es lineal, donde se observa mayores valores de presión en la parte baja de la atmósfera, en la troposfera su disminución es de 1 mm Hg por cada 11 metros.

Es importante saber que no todos los puntos de igual nivel o altitud tiene la misma presión.

### Ejemplo de la variación de la Presión Atmosférica

Imagina que se está en dos lugares diferentes a la misma altitud, por ejemplo, a 1,000 metros sobre el nivel del mar.

*Ciudad A: Día Soleado y Seco*

*En la ciudad A, es un día soleado y seco. La temperatura es alta y la humedad relativa es baja. En este caso, el aire es más pesado porque contiene menos vapor de agua. La presión atmosférica en este lugar podría ser, por ejemplo, de 900 hPa (hectopascasles).*

*Ciudad B: Día Nublado y Húmedo*

*Ahora, en la ciudad B, está nublado y hay alta humedad. La temperatura es similar a la ciudad A, pero el aire está saturado de vapor de agua. Debido a que el aire húmedo es menos denso que el aire seco, la presión atmosférica aquí podría ser de solo 870 hPa.*

### Determinación de la masa total de la atmósfera en el planeta:

Para determinar la masa total de la atmósfera se usará las siguientes fórmulas de la física para el peso y de masa:

$$W = P \cdot A$$

$$W = m \cdot g$$

Donde: W=peso, P=presión, A=área de la superficie, m=masa y g=aceleración de la gravedad

Ahora sabiendo que el área de la superficie terrestre es aproximadamente de  $5.1 \times 10^{14} \text{m}^2$ , la presión atmosférica promedio es de ciento un mil trescientos veinticinco 101,325 Pa (o  $\text{N}/\text{m}^2$ ) al nivel del mar y la aceleración de la gravedad es aproximadamente de  $9.81 \text{ m}/\text{s}^2$  se tiene el siguiente calculo:

$$m \cdot g = P \cdot A$$

$$m = \frac{101,325 \text{ N/m}^2 \times 5.1 \times 10^{14} \text{ m}^2}{9.81 \text{ m/s}^2}$$

sabiendo que, en el SI,  $1 \text{ N} = 1 \text{ kg}\cdot\text{m/s}^2$

$$m = 5.27 \times 10^{18} \text{ kg}$$

sí 1 Tonelada es 1000 kg y 1 billón es  $10^{12}$  entonces:

$$m = 5.27 \times 10^{15} \text{ Toneladas}$$

$$m = 5270 \text{ billones de toneladas}$$

Por lo que la masa aproximada de la atmósfera es de **5270 billones de toneladas**

### 2.2.1 Ecuación General para la determinación de la presión

La ecuación barométrica o ecuación de la atmósfera isoterma, y su desarrollo se atribuye a los trabajos de Pierre Simón Laplace (1749–1827) y Joseph Louis Gay Lussac (1778–1850).

$$P(h) = P_0 \cdot e^{\frac{-g \cdot M \cdot h}{R \cdot T}}$$

Donde:

- $P(h)$ : Presión a la altitud  $h$  (Pa o hPa).
- $P_0$ : Presión al nivel del mar (101,325 Pa o 1013.25hPa).
- $g$ : Aceleración debido a la gravedad (9.80665m/s<sup>2</sup>).
- $M$ : Masa molar promedio del aire (0.0289644 kg/mol).
- $h$ : Altitud (m).
- $R$ : Constante universal de los gases (8.31432 J/mol.K).
- $T$ : Temperatura absoluta en Kelvin (K).

En la **troposfera**, donde la temperatura varía linealmente con la altitud, la presión se calcula mediante una fórmula derivada de la formula general barométrica:

$$P(h) = P_0 \cdot \left(1 - \frac{L \cdot h}{T_0}\right)^{\frac{g \cdot M}{R \cdot T}}$$

Donde:

- L: Gradiente térmico (-0.0065 K/m en la troposfera).
- T0: Temperatura al nivel del mar (288.15 K).

Este modelo es más preciso para altitudes menores a 11 km.

**Ejemplo:** Se calculará la presión atmosférica a nivel del mar es decir a 0m.s.n.m

$$P(h) = 1013.25 \left( 1 - \frac{(-0.0065) \cdot 0}{288.15} \right)^{\frac{9.80665 \cdot 0.0289644}{8.31432 \cdot (-0.0065)}}$$
$$P(h) = 1013.25 \text{ hPa}$$

*Interpretación: este resultado es coincidente con la presión atmosférica al nivel y se afirma que  $P=P_0$ .*

**Ejemplo:** Se calculará la presión atmosférica para la ciudad de Huancavelica, ubicada en la cordillera de los andes a 3650 m.s.n.m.

$$P(h) = 1013.25 \left( 1 - \frac{(-0.0065) \cdot 3650}{288.15} \right)^{\frac{9.80665 \cdot 0.0289644}{8.31432 \cdot (-0.0065)}}$$
$$P(h) = 668.52 \text{ hPa}$$

*Interpretación: la presión disminuye hasta en un 34% a esta altitud, por lo que se demuestra que a mayor altitud, disminuye la presión, puesto que la columna de aire o el peso que esta sobre encima de esta va disminuyendo.*

**Ejemplo:** Se calculará la presión atmosférica para una altitud de 20,000 m de altitud, es decir ubicado en la estratosfera.

En este caso, para altitudes superiores a 11,000 m hasta los 25000 m, se utiliza un modelo basado en una temperatura constante (216.65 K) en la estratósfera baja. La fórmula adecuada es la usada por U.S. Standard Atmosphere (1976):

$$P(h) = P_{11} \cdot e^{\frac{-g \cdot M \cdot (h-11000)}{R \cdot T_s}}$$

Datos necesarios:

- P11: Presión a 11,000 m (previamente calculada con la fórmula de la troposfera).
- h=20,000 m: Altitud deseada.

- $T_s=216.65$  K: Temperatura constante en la estratósfera.
- Otros valores permanecen iguales.

Entonces primero a 11,000 m con la fórmula de la troposfera:

$$P(h) = 1013.25 \cdot \left(1 - \frac{(-0.0065) \cdot 11,000}{288.15}\right)^{\frac{9.80665 \cdot 0.0289644}{8.31432 \cdot (-0.0065)}}$$

$$P(h) = 316.07 \text{ hPa}$$

Ahora se usará la fórmula para la estratosfera:

$$P(h) = 316.07 \cdot e^{\frac{-9.80665 \cdot 0.0289644 \cdot (20000 - 11000)}{8.31432 \cdot 216.65}}$$

$$P(h) = 76.45 \text{ hPa}$$

*Interpretación: se observa a esta altura y en esta capa la presión disminuye 13 veces respecto a la presión al nivel del mar. Aunque la fracción de oxígeno atmosférico permanece constante en aproximadamente 21%, la presión parcial del oxígeno depende directamente de la presión total del aire. A una presión atmosférica de 76.45 hPa en la estratosfera, la presión parcial de  $O_2$  es  $0.21 \times 76.45 = 16.05$  hPa, mientras que a nivel del mar alcanza aproximadamente 212.78 hPa. Esto significa que, aunque el porcentaje de oxígeno no cambia, la cantidad efectiva de oxígeno disponible para la respiración representa solo cerca del 7.5% de la existente en la superficie terrestre. Tal presión parcial es insuficiente para mantener el intercambio gaseoso adecuado en los alvéolos pulmonares, por lo que la respiración sin presurización o suministro adicional de oxígeno resultaría inviable en estas condiciones.*

**Ejemplo:** Se calculará la presión atmosférica para una altitud de 47,000 m de altitud, es decir ubicado en la **estratosfera alta**.

Alta estratósfera (25,000 m a 50,000 m):

La temperatura aumenta linealmente con la altitud:

$$T(h) = 216.65 + a \cdot (h - 25,000)$$

Donde  $a=0.003$  K/m es el gradiente térmico en esta capa.

La presión se calcula integrando las variaciones de temperatura con altitud, mediante la fórmula derivada de la fórmula general barométrica:

$$P(h) = P_{25} \cdot \left(\frac{T(h)}{T_{25}}\right)^{\frac{g \cdot M}{R \cdot a}}$$

Temperatura en 25,000 m (T<sub>25</sub>): La temperatura es constante en la baja estratósfera:

$$T_{25} = T_s = 216.65 \text{ K}$$

Temperatura a 47,000 m (T<sub>47</sub>): En la alta estratósfera, la temperatura varía linealmente:

$$T(47,000) = 216.65 + 0.003 \cdot (47,000 - 25,000) = 282.65 \text{ K}$$

Entonces se calcula la presión atmosférica:

$$P(h) = P_{25} \cdot \left( \frac{T(h)}{T_{25}} \right)^{\frac{g \cdot M}{R \cdot a}}$$

Calculando con la fórmula de la baja estratosfera se tiene  $P(25000) = 34.75 \text{ hPa}$

$$P(h) = 34.75 \cdot \left( \frac{282.65}{216.65} \right)^{\frac{9.80665 \cdot 0.0289644}{8.31432 \cdot 0.003}}$$

$$P(h) = 1.68 \text{ hPa}$$

*Interpretación: se observa a esta altura y en esta capa la presión disminuye a 0.16% respecto a la presión al nivel del mar. insuficiente para cualquier intercambio respiratorio. Además estás muy por debajo del Armstrong limit, por lo que ebullismo y daños por descompresión son inevitables sin protección. En la práctica: vida humana imposible sin traje presurizado o cabina presurizada.*

#### ¿Qué es el Armstrong limit?

El límite de Armstrong es la altitud en la que la presión atmosférica es tan baja que el punto de ebullición del agua coincide con la temperatura normal del cuerpo humano (37 °C) (Misachi, 2017).

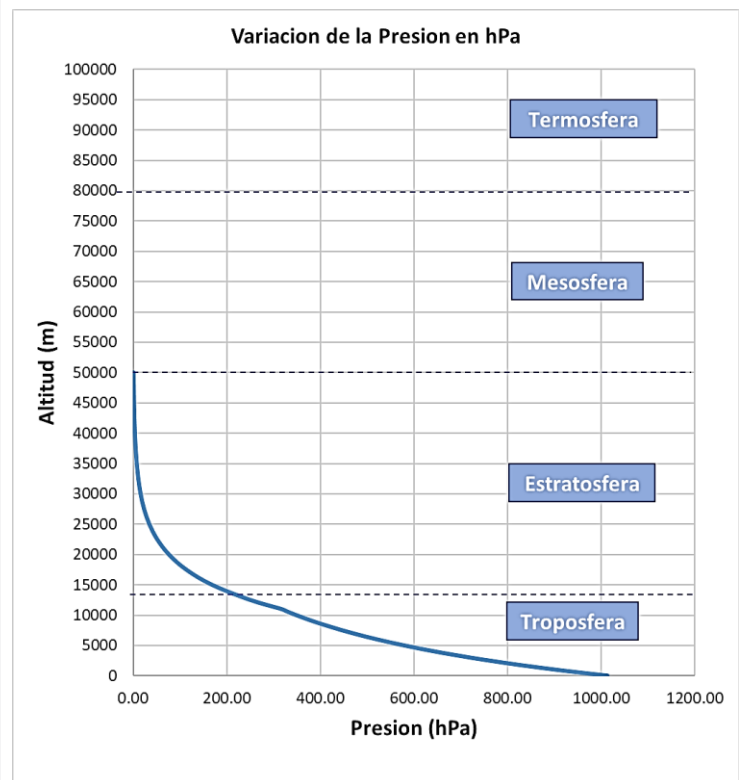
Bajo esa presión, los líquidos expuestos del cuerpo (saliva, lágrimas, la película húmeda de los alvéolos pulmonares) pueden comenzar a hervir sin necesidad de que aumente la temperatura, cuyo valor es aproximadamente 47 mmHg (**63 hPa**) (Syscom3, 2012).

De acuerdo a todas estas ecuaciones de presión se tabularon los valores a lo alto de la atmósfera y se graficó posteriormente para poder visualizar su variabilidad como se muestra en la Figura 8.

Figura 8

Diagrama de la variación de la Presión en la atmósfera

Altitud (m)	Presion (hPa)
0	1013.25
500	955.25
1000	901.15
1500	850.67
2000	803.51
2500	759.43
3000	718.20
3500	679.61
4000	643.46
4500	609.58
5000	577.80
5500	547.97
6000	519.96
6500	493.63
7000	468.88
7500	445.59
8000	423.66
8500	403.01
9000	383.54
9500	365.18
10000	347.86
10500	331.51
11000	316.07
12500	249.47
15000	168.19
17500	113.40
20000	76.45
22500	51.54
25000	34.75
27500	23.59
30000	16.21
32500	11.28
35000	7.94
37500	5.64
40000	4.05
42500	2.94
45000	2.15
47500	1.58
50000	1.18



Nota. Se observa la variación de la presión en las diversas capas de la atmósfera las cuales fueron tabulados con los valores de las fórmulas planteadas.

## 2.3 Densidad

Respecto a la densidad del aire se afirma que es directamente proporcional a la presión y a su vez es inversamente proporcional a la temperatura.

De igual manera a mayor altura menor es la densidad y también se produce un cambio en su composición, debido a que los gases que lo componen tienen densidades distintas. Los gases más ligeros, como el helio y el vapor de agua, tienden a concentrarse más en las capas superiores de la atmósfera, ya que son menos densos. En cambio, los gases más pesados, como el nitrógeno y el oxígeno, se encuentran en mayor proporción cerca de la superficie terrestre, donde la presión es más alta (Prasad, s.f.)

A partir de los 100km - 110km de altitud, la densidad del aire es extremadamente baja (Katsuda et al., 2023) . Aunque a altitudes menores los gases se estratifican según su densidad (los más pesados cerca de la superficie y los más ligeros más arriba), en la termosfera, este fenómeno de estratificación casi no ocurre los gases están muy dispersos debido a la baja presión y temperatura. Sin embargo, *los fenómenos de mezcla son más intensos en esta región*. Estos fenómenos de mezcla se deben al movimiento rápido de las partículas de gas debido a la alta energía que poseen a estas altitudes (debido a la radiación solar intensa). Las partículas se mueven a gran velocidad, lo que provoca que los gases se mezclen y se distribuyan de manera uniforme, sin permitir que se estratifiquen en función de sus densidades.

Dato: las partículas suspendidas no afectan mucho la densidad del aire, tienen una gran influencia en los procesos que afectan la visibilidad (como las nieblas) y en el ciclo del agua, como la lluvia y la nieve.

### 2.3.1 Mezcla homogénea de gases

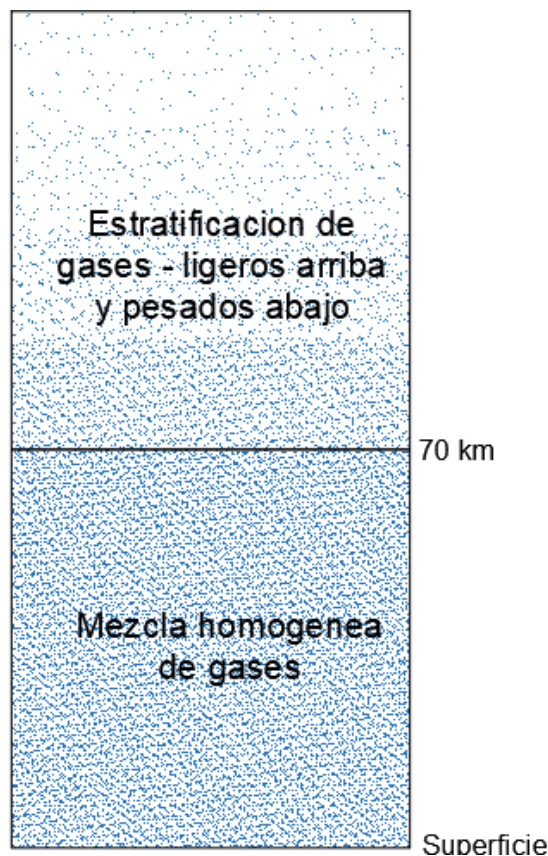
**A menos de 70 km de altitud aproximadamente:** En las capas bajas de la atmósfera (hasta aproximadamente los 70 km, que corresponde a la *mesosfera* y la parte baja de la *termosfera*), la atmósfera está lo suficientemente densa como para que los gases se mezclen eficazmente. A pesar de que los gases tienen diferentes densidades (como el nitrógeno y el oxígeno siendo más pesados que el helio o el vapor de agua), los movimientos turbulentos y la mezcla continua de las corrientes de aire hacen que los gases se distribuyan de manera relativamente homogénea. En esta capa, la influencia de la gravedad aún no es tan fuerte como para generar una separación clara entre los gases pesados y los ligeros, por lo que se

puede considerar que la mezcla es homogénea (ósea los gases están completamente mezclados de manera uniforme, sin que se formen capas o estratos diferenciados)

**Más arriba de 70 km de altitud aproximadamente:** En las capas más altas de la atmósfera, como la *termosfera* (que empieza alrededor de los 80 km de altitud), los gases más ligeros, como el helio y el hidrógeno, se concentran más. La presión del aire es tan baja que la mezcla ya no se mantiene homogénea de la misma manera que en altitudes más bajas. Los gases ligeros tienden a ascender, mientras que los gases más pesados, como el nitrógeno y el oxígeno, quedan más abajo debido a la gravedad. En estas altitudes más elevadas, los fenómenos de mezcla (debido a la alta energía de las partículas y la radiación solar) no son suficientes para evitar que los gases más ligeros se separen de los más pesados. Esta variabilidad se esquematiza en la Figura 9 y las densidades de los diversos gases en la Tabla 4.

### Figura 9

*Variacion de la densidad de los gases*



**Tabla 4***Densidad de gases Ligeros y pesados*

Clasificación	Tipo de Gas	Densidad (kg/m <sup>3</sup> ) a 0°C y 1 atm
<b>Ligeros</b>	Hidrógeno (H <sub>2</sub> )	0.0899
	Helio (He)	0.1785
	Neón (Ne)	0.9002
	Vapor de agua (H <sub>2</sub> O)	0.804
	Metano (CH <sub>4</sub> )	0.717
<b>Pesados</b>	Oxígeno (O <sub>2</sub> )	1.429
	Nitrógeno (N <sub>2</sub> )	1.25
	Argón (Ar)	1.784
	Dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> )	1.977
	Ozono (O <sub>3</sub> )	2.144
	Xenón (Xe)	5.897
	Kriptón (Kr)	3.749

*Nota.* Datos obtenidos de Engineering ToolBox.

### 2.3.2 Ecuación básica para la densidad ( $\rho$ ) en función de la altitud

La variación de la densidad del aire con la altura se puede calcular utilizando la *ecuación de la atmósfera estándar* de la *International Standard Atmosphere (ISA)*, que describe cómo cambian diversos parámetros de la atmósfera, incluida la densidad, con la altitud.

La densidad del aire puede calcularse a partir de la siguiente fórmula, que asume que el aire se comporta como un gas ideal:

$$\rho(h) = \frac{P(h) \cdot M}{R \cdot T(h)}$$

donde:

- $\rho(h)$  es la densidad del aire a la altura  $h$ .
- $P(h)$  es la presión del aire a la altura  $h$ .
- $R$  es la constante de los gases ideales para el aire, que es 8.314 J/(mol · K)
- $T(h)$  es la temperatura del aire a la altura  $h$  (en kelvins).

- h es la altitud en metros.

**Ejemplo:** calcule la densidad del aire a nivel del mar, bajo condiciones estándar (15°C y 1 atm de presión), se puede calcular utilizando la fórmula de densidad del aire:

Se tiene los siguientes datos:

$P=101325\text{Pa}$  (presión atmosférica a nivel del mar),

$R=287.05\text{ J/Kg.K}$  (constante de los gases ideales para el aire),

$T=288.15\text{ K}$  temperatura estándar a nivel del mar, 15°C).

Aplicando la ecuación anterior se tiene:

$$\rho(h) = \frac{101325}{287.05 \times 288.15} = 1.227 \text{ Kg/m}^3$$

Los valores de masa molar y densidad de diversos gases de la atmósfera se aprecian en la Tabla 5.

**Tabla 5**

*Densidad y masa molar de gases ligeros y pesados*

Clasificación	Tipo de Gas	Masa Molar (kg/mol)	Densidad (kg/m <sup>3</sup> ) a 15°C y 1 atm
<b>Ligeros</b>	Hidrógeno (H <sub>2</sub> )	0.002016	0.084
	Helio (He)	0.004003	0.166
	Neón (Ne)	0.020183	0.839
	Vapor de agua (H <sub>2</sub> O)	0.018015	0.029 (aprox.)
	Metano (CH <sub>4</sub> )	0.016042	0.668
<b>Pesados</b>	Nitrógeno (N <sub>2</sub> )	0.028014	1.165
	Oxígeno (O <sub>2</sub> )	0.031998	1.331
	Argón (Ar)	0.039948	1.662
	Dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> )	0.044009	1.833
	Ozono (O <sub>3</sub> )	0.047998	1.995
	Kriptón (Kr)	0.083798	3.475
	Xenón (Xe)	0.131293	5.449

*Nota.* Los datos fueron tomados de Engineering ToolBox

## 2.4 Radiación

Para entender en que consiste la radiación solar, primero se debe conocer en que consiste la radiación.

Según Khan et al. (2021), La radiación consiste en la emisión, propagación y transmisión de energía mediante ondas electromagnéticas o partículas que se desplazan a través del espacio o de un medio material. Se distinguen diversos tipos de radiación, siendo la principal clasificación la radiación electromagnética y la radiación de partículas que se detallan a continuación:

### **Radiación Electromagnética:**

Por ejemplo, las ondas de radio, microondas, infrarrojos, luz visible, ultravioleta, rayos X y radiación gamma. Puede ser ionizante (rayos X, gamma, UV de alta energía) o no ionizante (luz visible, ondas de radio).

### **Radiación de Partículas:**

Incluye partículas alfa, beta, neutrones y protones. Generalmente es ionizante debido a su capacidad para desplazar electrones de los átomos.

### **Radiación Acústica:**

Incluye sonido y ultrasonidos, que dependen de un medio físico para propagarse.

### **Radiación Gravitacional:**

Se refiere a las ondas gravitacionales, que son perturbaciones en la curvatura del espacio-tiempo.

### **Radiación Ionizante**

Es la radiación que posee tanta energía, que arranca los electrones presentes en los átomos y en este proceso crea los iones. Esto significa que puede alterar la estructura atómica de los materiales y los seres vivos. Por ejemplo, los rayos gamma, rayos X, partículas alfa, beta y neutrones.

#### *Sabias que:*

La radioactividad es un proceso que genera radiación, pero no es lo mismo que la radiación en sí. La radiación es una forma de energía que se propaga a través del espacio, mientras que la radioactividad es el proceso natural mediante el cual estos núcleos inestables se desintegran para alcanzar la estabilidad. Durante este proceso, el núcleo emite radiación para liberar exceso de energía y alcanzar un estado más estable. Esta radiación puede ser en forma de partículas alfa, beta o rayos gamma.

Efectos: Puede dañar el ADN y causar mutaciones genéticas, lo que aumenta el riesgo de adquirir el cáncer y otros problemas de para la salud (Daino et al., 2025). Sin embargo, también se utiliza en medicina para tratar el cáncer (radioterapia) y en aplicaciones industriales como la esterilización.

Fuentes: Naturales (rayos cósmicos, radón) y artificiales (reactores nucleares, aceleradores de partículas).

### **Radiación No Ionizante**

Es una forma de radiación que no posee suficiente energía para arrancar electrones de los átomos. En su lugar, puede hacer vibrar o rotar las moléculas, generando calor.

*Por ejemplo, las ondas de radio, microondas, luz visible, infrarrojos y ultravioleta de baja energía.*

Efectos: Generalmente no es dañina para la salud, aunque exposiciones prolongadas a ciertas fuentes pueden causar efectos como el calentamiento de tejidos (por ejemplo, en hornos de microondas).

Fuentes: Naturales (luz solar) y artificiales (teléfonos móviles, hornos de microondas).

## **2.5 Radiación Electromagnética**

En meteorología se estudiará particularmente la radiación electromagnética, es decir la propagación de la energía en el espacio que es en forma de ondas, se estudiará en particular la energía producida por la radiación solar, para ello se debe comprender primero el concepto del espectro electromagnético:

### **2.5.1 Espectro Electromagnético**

Su concepto se puede entender de manera sencilla que es la clasificación de las ondas electromagnéticas de acuerdo con su frecuencia, energía o longitud de onda. Estas ondas están compuestas por campos eléctricos y magnéticos, las cuales oscilan y se propagan por el espacio y abarcan una amplia gama de valores.

**Frecuencia:** Número de oscilaciones por segundo, medida en hercios (Hz).

**Energía:** Relacionada directamente con la frecuencia, ya que, a mayor frecuencia, mayor energía, generalmente se mide en voltios (V)

**Longitud de onda:** es la distancia de cresta a cresta de las ondas, generalmente se mide en metros.

Las ondas poseen una estructura que tiene un campo eléctrico y magnético que son perpendiculares entre sí. Estas ondas contienen fotones o cuantos de energía (las partículas elementales de la energía), por lo que se propaga a la velocidad de la luz ( $C=300,000 \text{ Km/s}$ ). la ecuación que relaciona la velocidad de la luz ( $C$ ) con la longitud de onda ( $\lambda$ ) y frecuencia ( $\nu$ ) es:

$$c = \lambda \nu$$

Esto significa que la velocidad de la luz es igual al producto de la longitud de onda y la frecuencia de la onda.

La energía de un fotón ( $E$ ) está relacionada con su frecuencia ( $\nu$ ) mediante la ecuación de Planck:

$$E = h \nu$$

Donde  $h$  es la constante de Planck ( $6.626 \times 10^{-34} \text{ Js}$ ). Esto significa que a mayor frecuencia de la onda ( $\nu$ ), mayor será la energía del fotón.

En los cuadros 7 y 8 se muestran los diversos espectros y sus características.

La longitud de onda en metros y en micrómetros se puede observar en la Tabla 6, mientras que la frecuencia y la energía de estas ondas se aprecia en la Tabla 7.

**Tabla 6**

*Longitud de onda de los espectros electromagnéticos*

Región del espectro	Longitud de onda (m)	Longitud de onda ( $\mu\text{m}$ )
Rayos Gamma	$< 1 \times 10^{-12} \text{ m}$	$< 0.001 \mu\text{m}$
Rayos X	$1 \times 10^{-12} \text{ m} - 1 \times 10^{-8} \text{ m}$	$0.001 \mu\text{m} - 0.01 \mu\text{m}$
Ultravioleta (UV)	$1 \times 10^{-8} \text{ m} - 4 \times 10^{-7} \text{ m}$	$0.01 \mu\text{m} - 0.40 \mu\text{m}$
Espectro Visible	$4 \times 10^{-7} \text{ m} - 1 \times 10^{-3} \text{ m}$	$0.40 \mu\text{m} - 1000 \mu\text{m}$
Infrarrojo	$7 \times 10^{-7} \text{ m} - 1.4 \times 10^{-6} \text{ m}$	$0.70 \mu\text{m} - 1.4 \mu\text{m}$
Microondas	$1 \times 10^{-3} \text{ m} - 1 \times 10^{-1} \text{ m}$	$1000 \mu\text{m} - 100,000 \mu\text{m}$
Ondas de Radio	$> 1 \times 10^{-1} \text{ m}$	$> 100,000 \mu\text{m}$

*Nota.* Los datos se tomaron y adaptaron de NASA (2013)

**Tabla 7***Características de los espectros electromagnéticos*

Región del Espectro	Longitud de Onda ( $\mu\text{m}$ )	Frecuencia (Hz)	Energía (eV)	Origen	Usos
<b>Rayos Gamma</b>	$< 1 \times 10^{-5} \mu\text{m}$	$> 3 \times 10^{19}$	$> 124800$	Procesos nucleares, agujeros negros	Radioterapia, esterilización
<b>Rayos X</b>	$1 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-2} \mu\text{m}$	$3 \times 10^{16} \text{ a } 3 \times 10^{19}$	$124.8 - 124800$	Átomos excitados, colisión de electrones	Radiografías, cristalografía, de seguridad aeroportuaria
<b>Ultravioleta (UV)</b>	$0.01 \mu\text{m} - 0.40 \mu\text{m}$	$7.5 \times 10^{14} \text{ a } 3 \times 10^{16}$	$3.12 - 124.8$	Emisión solar, lámparas UV	Desinfección, bronceado, análisis biológico
<b>Espectro Visible</b>	$0.40 \mu\text{m} - 0.70 \mu\text{m}$	$4 \times 10^{14} \text{ a } 7.5 \times 10^{14}$	$1.87 - 3.12$	Luz visible, Sol, lámparas	Visión humana, iluminación, cámaras
<b>Infrarrojo (IR)</b>	$0.70 \mu\text{m} - 1000 \mu\text{m}$	$3 \times 10^{11} \text{ a } 4 \times 10^{14}$	$1.25 \times 10^{-3} - 1.87$	Calor radiante, cuerpos calientes, estrellas	Sensores térmicos, terapia médica, astronomía
<b>Microondas</b>	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^5 \mu\text{m}$	$3 \times 10^9 \text{ a } 3 \times 10^{11}$	$1.25 \times 10^{-5} - 1.25 \times 10^{-3}$	Oscilaciones electromagnéticas, satélites	Telecomunicaciones, radar, hornos microondas
<b>Ondas de Radio</b>	$> 1 \times 10^5$	$< 3 \times 10^9$	$< 1.25 \times 10^{-5}$	Antenas, radiación cósmica	Radiodifusión, televisión, comunicaciones móviles

*Nota.* Los datos se tomaron y adaptaron de NASA (2013)

La equivalencia entre electronvoltios (eV) y joules (J) es la siguiente:

$$1 \text{ eV} = 1.602 \times 10^{-19} \text{ J}$$

Esto significa que un electronvoltio es la cantidad de energía ganada o perdida por un electrón cuando se mueve a través de una diferencia de potencial de 1 voltio.

En la Figura 10, se muestra la onda electromagnética.

### 2.5.2 ¿Las ondas electromagnéticas tienen masa?

Las ondas electromagnéticas, al estar compuestas de fotones, no tienen masa, (no tienen masa en reposo). Sin embargo, tienen energía y momento, lo que les permite interactuar con la materia y viajar a la velocidad de la luz ( $c$ ) en el vacío (NASA Science, s.f.).

La masa en reposo de un fotón es exactamente 0. Esto se debe a que los fotones son partículas fundamentales del campo electromagnético y no pueden estar en reposo; siempre se mueven a la velocidad de la luz.

Según la teoría de la relatividad general de Einstein, los fotones son afectados por campos gravitacionales (como se observa en el efecto de lente gravitacional), no porque tengan masa, sino porque la energía y el momento del fotón contribuyen al curvado del espacio-tiempo.

### 2.5.3 ¿Qué es el momento o cantidad de movimiento?

El momento (o cantidad de movimiento) es una propiedad fundamental que describe la capacidad de un objeto que está en movimiento para transmitir fuerza o influir en otros objetos cuando interactúa con ellos. En el caso de partículas con masa, el momento está dado por la fórmula clásica:

$$p = m \cdot v$$

Donde:

- $p$  es el momento,
- $m$  es la masa del objeto,
- $v$  es su velocidad.

Sin embargo, los fotones no tienen masa en reposo. Por eso, su momento no puede calcularse con esta fórmula. Aunque no tienen masa, poseen energía y frecuencia, lo que les otorga un momento calculable según la mecánica cuántica y la relatividad.

La energía de un fotón está relacionada con su frecuencia ( $\nu$ ) y longitud de onda ( $\lambda$ ) por la ecuación:

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

Donde:

$h$  es la constante de Planck  $6.63 \times 10^{-34}$  J s

$\nu$  es la frecuencia de la onda,

$c$  es la velocidad de la luz  $3 \times 10^8$  m/s

El momento de un fotón ( $p$ ) se calcula como:

$$p = \frac{E}{c}$$

Al sustituir  $E=hc/\lambda$ , se obtiene:

$$p = \frac{h}{\lambda}$$

Por lo que el momento de un fotón depende únicamente de su longitud de onda o de su frecuencia.

**Ejemplo:** calcule la energía y el momento de un fotón cuya longitud de onda es de 500 nm.

Primero se calcula la energía:

$$E = \frac{hc}{\lambda} = \frac{(6.626 \times 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}) * (3 * 10^8 \text{ m/s})}{500 * 10^{-9} \text{ m}} = 3.98 * 10^{-19} \text{ J}$$

Ahora se calcula el momento:

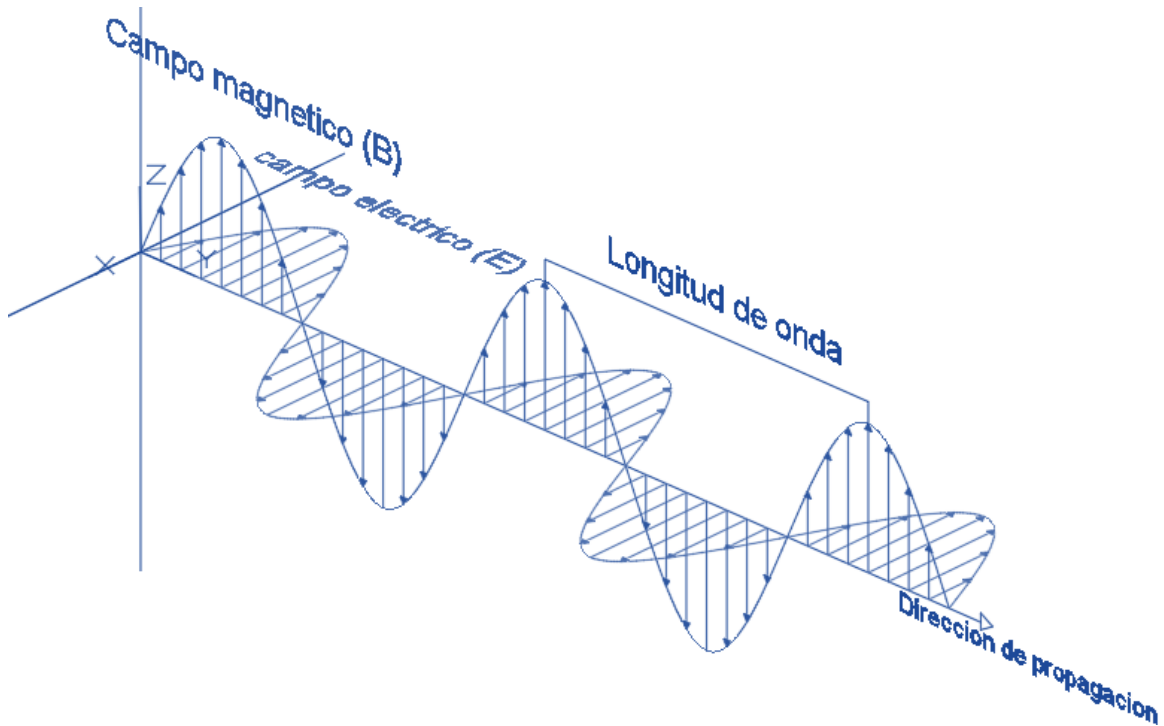
$$p = \frac{E}{c} = \frac{3.98 * 10^{-19} \text{ J}}{3 * 10^8 \text{ m/s}}$$

$$1 \text{ J} = \text{kg} \cdot \text{m}^2/\text{s}^2$$

$$p = \frac{E}{c} = \frac{3.98 * 10^{-19} \text{ kg} \cdot \text{m}^2/\text{s}^2}{3 * 10^8 \text{ m/s}} = 1.33 * 10^{-27} \text{ kg} \cdot \text{m/s}$$

**Figura 10**

*Esquema de una onda electromagnética*



#### 2.5.4 Medición de la radiación

Todo cuerpo que posee cierto grado de temperatura (excepto cuerpos que tengan el cero absoluto), emiten cierto grado de radiación electromagnética (Schroeder, 2000), siendo preciso medirlos y cuyas unidades de medida se detallan a continuación:

**Potencia (W):** Es la cantidad total de energía la cual se emite, o se transferida o es absorbida (en forma de ondas electromagnéticas) por un cuerpo en todas las direcciones por unidad de tiempo.

$$P = \frac{E}{t}$$

Donde:

- P es la potencia en Watts o también denominado vatios (W).
- E es la energía en Joules (J).
- t es el tiempo en segundos (s).

Por lo que un Watts equivale a un Joule sobre segundo  $W=J/s$

**Intensidad Luminosa (W/m<sup>2</sup>):** Llamada también flujo de la potencia, la cual es la potencia por unidad de área. La intensidad luminosa se clasifica en dos tipos:

**Radiancia o emitancia:**

Se refiere al flujo de potencia de radiación *emitida por una superficie*. Es una propiedad de la fuente emisora (la superficie que emite radiación). La unidad es  $W/m^2$ .

Ejemplo: Un horno caliente emite radiación térmica (infrarroja). La cantidad de energía radiante que emite por metro cuadrado de su superficie es su emitancia.

**Irradiancia:**

Es el flujo de potencia de radiación que incide (la que llega o impacta) sobre una superficie. Es una propiedad de la superficie receptora (donde llega la radiación). La unidad también es  $W/m^2$ .

Ejemplo: un panel solar colocado bajo el sol. Los rayos solares "inciden" sobre la superficie del panel porque están chocando contra él y entregándole energía. La cantidad de esa energía que el panel recibe por metro cuadrado se llama irradiancia.

**Coefficiente de absorción ( $a_\lambda$ ):**

es un parámetro que mide la proporción de energía incidente de la radiación electromagnética que un cuerpo absorbe al interactuar con ella. Su valor se expresa como un número adimensional entre 0 y 1, o como un porcentaje (entre 0% y 100%).

El coeficiente de absorción se define como:

$$a_\lambda = \frac{P_{\text{absorbida}}}{P_{\text{incidente}}}$$

donde:

- $P_{\text{absorbida}}$  = Potencia de la radiación absorbida en w.
- $P_{\text{incidente}}$  = Potencia de la radiación incidente en w.

Si  $a_\lambda = 0$ : El cuerpo no absorbe ninguna radiación, toda la energía incidente se refleja o transmite.

Si  $a_\lambda = 1$ : El cuerpo se considera que absorbe el 100% de la radiación incidente y además que no transmite ni tampoco refleja absolutamente nada (cuerpo perfectamente absorbente, como un **cuerpo negro ideal**).

Si  $0 < a_\lambda < 1$ : El cuerpo absorbe una fracción de la energía incidente, mientras que el resto es reflejado o transmitido.

### **El Radiómetro:**

Es un instrumento meteorológico que mide el nivel de radiación. Para ver cómo influye este nivel o intensidad de radiación se puede utilizar el radiómetro de Crookes el cual es mecánico; sin embargo, ahora existen dispositivos electrónicos.

Mide la cantidad total de radiación que incide sobre una superficie en una banda ancha o un rango de longitudes de onda (sin distinguir entre las longitudes de onda específicas). Cuya unidad de medida es  $W/m^2$ .

*Por Ejemplo:* Un radiómetro solar mide la energía total que llega del sol en todo el espectro, sin distinguir si proviene del ultravioleta, visible o infrarrojo.

### **El espectrorradiómetro:**

Mide el flujo de radiación en un rango determinado de longitudes de onda ( $\lambda$  y  $\lambda+d\lambda$ ); es decir, cómo varía la intensidad de la radiación en diferentes longitudes de onda del espectro electromagnético. Este intervalo se llama banda espectral. Separa la radiación en sus componentes espectrales (como un prisma o una rejilla de difracción) y mide la intensidad en cada longitud de onda específica. Su unidad de medida es  $W/m^2/\mu m$  y se puede clasificar en:

#### **Emitancia espectral o monocromática ( $E_\lambda$ )**

Es cuando el radiómetro mide la energía emitida por una superficie. Cuya unidad de medida es  $W/m^2/\mu m$  (o cualquier unidad que mida la longitud de onda por ejemplo nm).

*Ejemplo:* La radiación emitida por una superficie dentro del espectro infrarrojo es registrada mediante un radiómetro, el cual determina la cantidad de energía irradiada correspondiente a esa banda espectral.

#### **Irradiancia espectral o monocromática ( $R_\lambda$ )**

Es cuando el radiómetro mide la energía incidente sobre una superficie. Cuya unidad es  $W/m^2/\mu m$ .

*Por Ejemplo:* Si el radiómetro se coloca bajo el sol y se filtra para medir la radiación en el espectro visible, se obtiene la cantidad de energía que llega en esa banda.

La luz solar tiene diferentes niveles de energía en el ultravioleta, visible e infrarrojo. El uso de  $W/m^2/\mu m$ , permite medir esa variación de manera precisa.

*Por Ejemplo:* Al realizar la medición de la radiación solar mediante un espectrorradiómetro, se obtiene un valor de  $E\lambda = 3 W/m^2/\mu m$ . Este resultado indica que, en una superficie de un metro cuadrado, la energía radiante incidente por segundo dentro de un intervalo espectral de un micrómetro de longitud de onda alcanza una intensidad de tres vatios. En otras palabras, expresa la distribución espectral de la irradiancia solar, es decir, la cantidad de energía emitida por el Sol que llega a la superficie terrestre por unidad de área, por unidad de tiempo y por unidad de longitud de onda.

Si se integra  $E\lambda$  a lo largo de un rango de longitudes de onda (por ejemplo, de 400nm a 700nm), se obtendrá la irradiancia total en  $W/m^2$ .

## 2.6 Ley de la Radiación

Para entender la radiación térmica es preciso conocer las siguientes leyes:

### 2.6.1 Ley de Planck

Formulada en 1900 por el físico alemán y fundador de la teoría cuántica Max Planck. Formulo el modelo del cuerpo negro (puede ser un cuerpo opaco o no reflectante), el cual consiste en la existencia de un cuerpo ideal, el cual se absorbe el 100% de la energía electromagnética que llegan a este cuerpo sin importar la frecuencia o el ángulo con que se emita, la energía liberada por un cuerpo negro se conoce como radiación de cuerpo negro. Esta radiación posee un espectro e intensidad característicos que varían únicamente según la temperatura del cuerpo, reflejando cómo el calor se manifiesta en forma de luz y energía.

#### Intensidad de la radiación (Radiancia o emitancia espectral)

La radiancia espectral emitida por un cuerpo negro que tiene una temperatura ( $T$ ) y frecuencia ( $\nu$ ), viene dada por la ley de Planck:

$$E\lambda(T, \lambda) = \frac{2\pi h C^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1}$$

Donde:

- $E\lambda(T, \lambda)$ : Intensidad espectral de la radiación (energía emitida por unidad de área, longitud de onda, tiempo y ángulo sólido).

- h: Constante de Planck ( $6.626 \times 10^{-34}$  J·s).
- c: Velocidad de la luz en el vacío ( $3.00 \times 10^8$  m/s).
- $\lambda$ : Longitud de onda de la radiación.
- k: Constante de Boltzmann ( $1.381 \times 10^{-23}$  J/K).
- T: Temperatura absoluta del cuerpo emisor (en Kelvin).

La ecuación de Planck nos da la potencia espectral radiada por unidad de área y por unidad de intervalo de longitud de onda. Nos dice cuánta energía emite el cuerpo negro en un intervalo infinitamente pequeño de longitud de onda  $d\lambda$ , donde  $d\lambda$  es el diferencial de longitud de onda (pequeño intervalo en el espectro electromagnético).

Unidades de medida:

- h (Constante de Planck):  $\text{J} \cdot \text{s} = \text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
- c (Velocidad de la luz): m/s
- k (Constante de Boltzmann):  $\text{J}/\text{K} = \text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$
- $\lambda$  (Longitud de onda): m
- T (Temperatura absoluta): K

$$E\lambda(T, \lambda) = \frac{\text{J} \cdot \text{s} \cdot \left(\frac{\text{m}}{\text{s}}\right)^2}{\text{m}^5} = \frac{\text{J}}{\text{s} \cdot \text{m}^3}$$

Se conoce que  $1\text{J} = 1 \text{ W} \cdot \text{s}$

$$E\lambda(T, \lambda) = \text{W} \cdot \text{m}^{-3} \text{ (unidad de medida)}$$

$\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$  expresa la potencia radiada por unidad de volumen espectral, es decir, la energía por segundo que emite un cuerpo negro en un intervalo infinitesimal de longitud de onda, es decir, indica la potencia distribuida en el espectro (cuánta energía radiante se emite en un pequeño intervalo de longitudes de onda). Ahora  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{m}^{-1}$  es la forma más intuitiva, indicando la potencia emitida por metro cuadrado de superficie del cuerpo negro y por metro de longitud de onda. Es útil para analizar cómo se reparte la energía en el espectro y calcular la radiación en intervalos específicos de longitud de onda.

### ***Construcción de la gráfica emitancia espectral de un cuerpo negro***

Como se sabe, la emitancia espectral se refiere a cómo un cuerpo negro emite energía térmica en función de la longitud de onda y a la temperatura. Por ejemplo:

- A temperaturas más altas (6000 K), como el Sol: La emisión máxima se encuentra en el rango visible, haciendo que el objeto aparezca de color blanco-amarillo (LeBlanc, 2010).
- Aún más caliente (12000 K o más): La emisión máxima se encuentra en el rango ultravioleta (LeBlanc, 2010).

## 2.6.2 Ley de Stefan-Boltzmann

Formulada empíricamente por Josef Stefan en 1879 y fundamentada teóricamente por Ludwig Boltzmann en 1884 dentro del campo de la termodinámica, esta relación es conocida como la ley de Stefan-Boltzmann. Dicha ley establece que un cuerpo negro emite radiación térmica cuya intensidad es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta. Cabe considerar que la ley es muy precisa para cuerpos negros (ideales), la cual aproxima muy bien al comportamiento de los cuerpos grises.

La ecuación de la potencia emisiva para cuerpos negros ideales es:

$$E = \sigma * T^4$$

Donde:

- E= Potencia emisiva (W/m<sup>2</sup>)
- T= Temperatura efectiva o absoluta de la superficie (K)
- $\sigma$  = constante de Boltzmann (5.67\*10<sup>-8</sup> W/(m<sup>2</sup>k<sup>4</sup>))

La ecuación de la potencia emisiva para cuerpos reales depende de un factor de emisividad (lo que queda claramente demostrado que la potencia emisiva real es menor que la del cuerpo negro ideal pues este último es un límite máximo para los cuerpos reales), siendo planteada de la siguiente manera:

$$E = \epsilon * \sigma * T^4$$

Donde  $\epsilon$  = emisividad (valores en el rango  $0 \leq \epsilon \leq 1$ ), se considera que a la misma temperatura se cumple la relación entre la superficie emitida real y la superficie emitida por el cuerpo negro.

En la Tabla 9, se muestra los valores de emisividad ( $\epsilon$ ) y de absorción solar ( $a_s$ ) y en la Figura 11, se muestra la variación de la potencia emisiva de un cuerpo negro de acuerdo a la temperatura donde se observa una variabilidad hemisférica por estar elevada a la cuarta potencia de la temperatura. También se observa que la potencia emisiva es cero a 0 grados

kelvin o -273 grados Celsius, pues ese es considerado el cero absoluto, por lo que un cuerpo no emite ningún tipo de energía o potencia emisiva. En la Tabla 8 se muestra Valores de emisividad y absorción solar de diversos materiales.

**Tabla 8**

*Valores de emisividad y absorción solar de diversos materiales*

Superficie	as	ε
Aluminio	Pulido	0.09
	Anodizado	-
Cobre	Pulido	0.023 a 0.052
Asfalto	-	0.93
Ladrillo rojo	-	0.93
Mármol blanco	-	0.95
Nieve	-	0.96 a 0.98

*Nota.* Tomada de Engineering ToolBox.

**Ejemplo:** calcular la potencia emisiva de un cuerpo negro cuya temperatura de su superficie es de 288 K (15 °C) y de un cuerpo real cuya emisividad es de 0.88 (concreto) y tiene la misma temperatura superficial del cuerpo negro.

Primero se halla la potencia emisiva del cuerpo negro:

$$E = \sigma * T^4$$

$$E = 5.67 * 10^{-8} \frac{W}{m^2k^4} * (288k)^4$$

$$E = 390.08 \frac{W}{m^2}$$

Ahora se hallará la potencia emisiva del concreto a la misma temperatura:

$$E = \varepsilon * \sigma * T^4$$

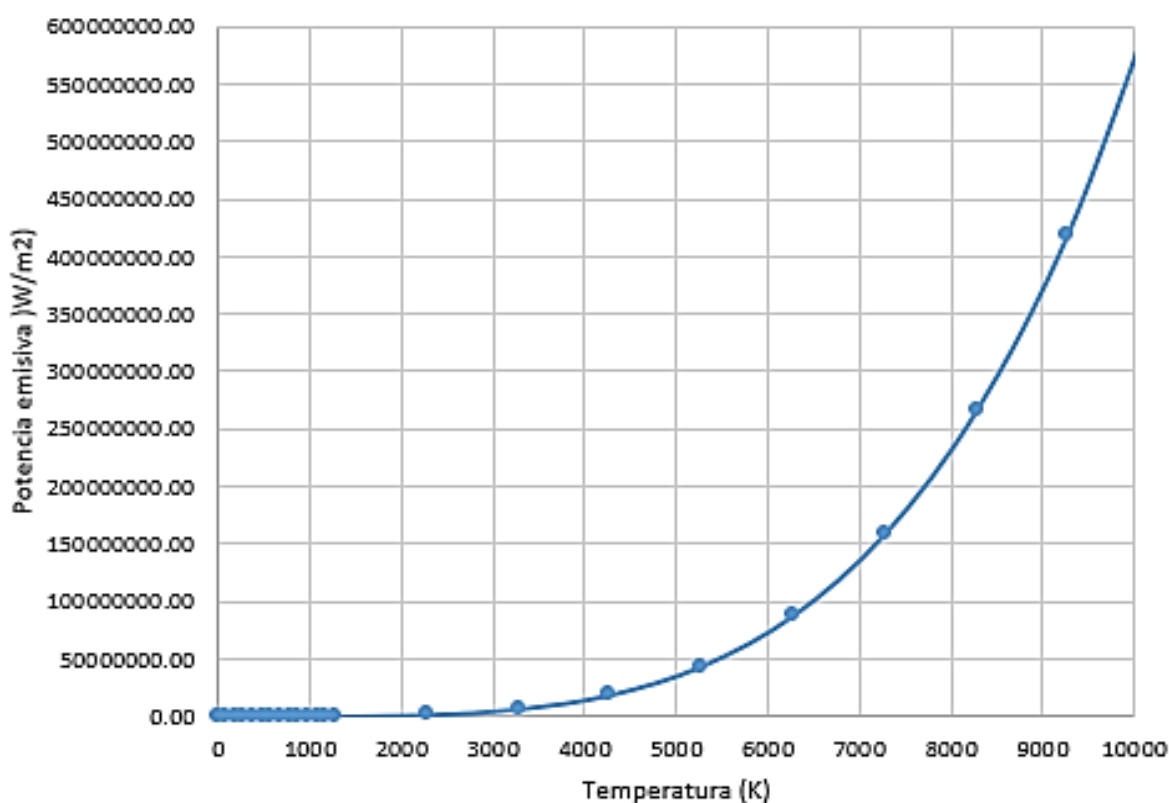
$$E = 5.67 * 10^{-8} \frac{W}{m^2k^4} * (288k)^4$$

$$E = 343.26 \frac{W}{m^2}$$

Como se observa el cuerpo negro representa el límite máximo de potencia emisiva que los cuerpos reales pueden alcanzar a una determinada temperatura (alcanzar la potencia emisiva del cuerpo negro es algo ideal).

**Figura 11**

*Variación de la potencia emisiva vs la temperatura*



*Nota.* La curva representa la variabilidad de la potencia emisiva de acuerdo a su temperatura de un cuerpo negro.

## 2.7 Radiación solar

### 2.7.1 El Sol como un cuerpo negro

La radiación del cuerpo negro es un modelo físico que explica cómo emiten energía los objetos dependiendo de su temperatura.

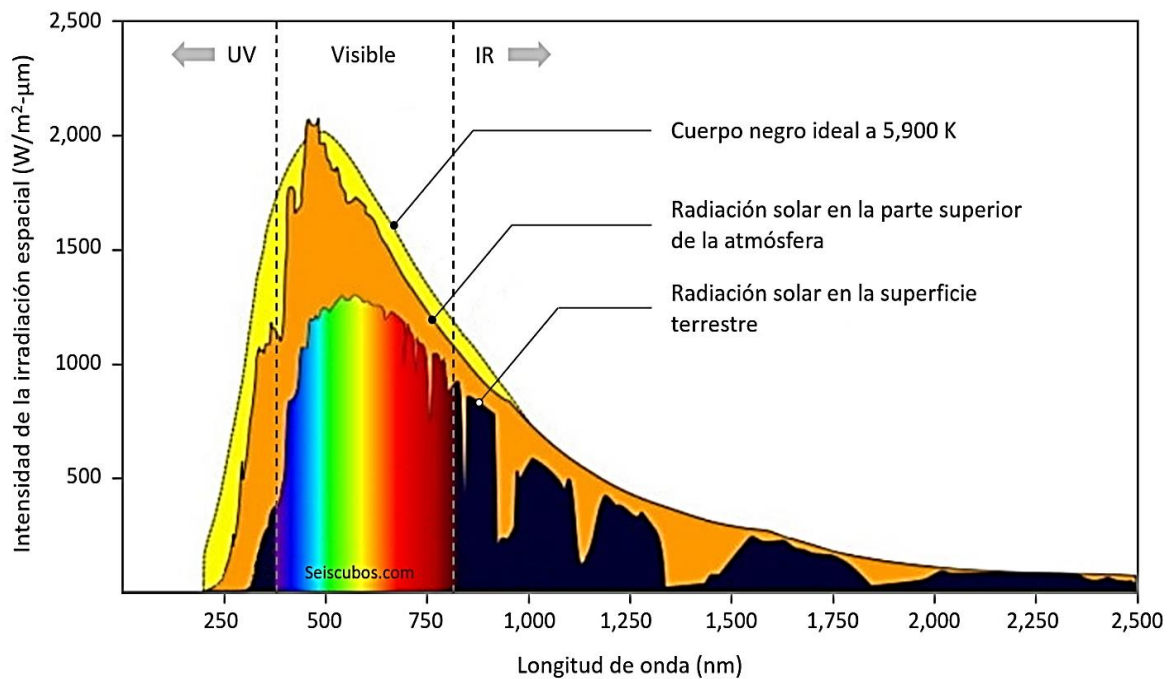
Un cuerpo negro ideal es la que absorbe el 100% de la energía que recibe y a su vez también se considera que emite la máxima cantidad que sea posible de energía para una temperatura dada (Duffie & Beckman, 2013). *El Sol se comporta como si fuera un cuerpo negro que tiene una temperatura de aproximadamente 5 900 K (unos 5 627 °C).*

## 2.7.2 ¿Por qué el Sol se ve amarillo?

- El pico de emisión está alrededor de 500–550 nm (verde-amarillo), pero la luz que nos llega es mezcla de todos los colores visibles, en el espacio se percibiría blanca.
- La atmósfera dispersa más la luz azul (Rayleigh). Al remover/atenuar algo del azul, la mezcla que llega al ojo directo tiene un tinte más cálido, por eso se percibe el Sol como amarillo-blanco (y más rojo en amaneceres/atardeceres, cuando atraviesa más atmósfera). El espectro de radiación solar se aprecia en la Figura 12.

**Figura 12**

*Espectro de la radiación solar*



*Nota.* Obtenido de Seiscubos.com

El gráfico se lee de la siguiente manera: al medir la radiación solar a 500 nm o 0,5 μm (color verde) y observar un valor de 800 W/m<sup>2</sup>/μm, lo cual significa que por cada micrómetro de longitud de onda en torno al color verde llegan 800 vatios de energía por cada metro cuadrado.

## Interpretación del espectro solar, cuerpo negro y espectro terrestre:

- Área naranja (arriba): representa la radiación solar fuera de la atmósfera (espectro “crudo”, sin filtro). Es la energía por longitud de onda que sale del Sol y llega al espacio cerca de la Tierra.
- Área colores (abajo): representa la radiación que llega al nivel del mar, después de atravesar la atmósfera. Es menor que la amarilla porque la atmósfera absorbe y dispersa parte de la luz.
- Área Amarilla (curva negra o gris): la curva de un cuerpo negro a la temperatura superficial del Sol ( $\approx 5\,900\text{ K}$ ). Es una curva teórica que muestra cómo emitiría un objeto perfectamente ideal según su temperatura.
- La atmósfera de la Tierra contiene gases (como el ozono, vapor de agua, dióxido de carbono, el oxígeno, etc.) las cuales, en la trayectoria de los rayos del sol, absorben ciertas longitudes de onda. Al pasar la luz por la atmósfera, esas longitudes concretas quedan reducidas (en la gráfica aparecen como caídas o huecos en la curva que llega a la superficie).
- Pico del espectro: alrededor de 500–550 nm (verde-amarillo).
- Fracciones típicas (aprox.) de la energía total en superficie:
  - UV ( $< 400\text{ nm}$ ):  $\sim 5\text{--}8\%$
  - Visible (400–700 nm):  $\sim 40\text{--}45\%$  (la luz que se ve)
  - Infrarrojo cercano ( $>700\text{ nm}$ ):  $\sim 45\text{--}55\%$  (mucho energía térmica)
- Constante solar fuera de atmósfera:  $\sim 1361\text{ W/m}^2$ .
- Estándar en superficie (AM1.5):  $1000\text{ W/m}^2$ .

### 2.7.3 ¿Por qué la curva que llega a la Tierra tiene “mordidas”?

- Ozono ( $\text{O}_3$ ): absorbe fuertemente en el ultravioleta ( $\lambda \lesssim 350\text{ nm}$ ). Protege la vida en la Tierra bloqueando la UV dañina.
- Oxígeno ( $\text{O}_2$ ): tiene bandas de absorción estrechas, por ejemplo, una visible cerca de 760 nm.
- Vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ): produce varias bandas de absorción sobre todo en el infrarrojo; las más notables están alrededor de 940 nm, 1130 nm, 1400 nm, 1900 nm y 2700 nm. En la gráfica ves grandes caídas en esas zonas.

- Dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>): absorbe en bandas alrededor de 1400-1600 nm, 2000-2100 nm y tiene bandas fuertes más hacia el infrarrojo medio.

#### 2.7.4 Constante Solar

La constante solar se calcula aplicando la **Ley de Stefan-Boltzmann**, que dice:

$$E = \sigma T^4$$

Donde:

- $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$  (constante de Stefan-Boltzmann)
- $T = 5776 \text{ K}$  (temperatura efectiva de la superficie del Sol)

De esta manera se calcula la energía que emite **cada metro cuadrado del Sol**. Luego, para saber **cuánto llega a la Tierra**, se considera:

La energía se reparte en una esfera con radio igual a la distancia Tierra al Sol ( $1.496 \times 10^{11} \text{ m}$ ).

La fórmula completa es:

$$S = \sigma T^4 \left( \frac{R_S}{R_{TS}} \right)^2$$

Donde:

- $R_S = 6.96 \times 10^8 \text{ m}$  (radio del Sol)
- $R_{TS} = 1.496 \times 10^{11} \text{ m}$  (distancia Sol a la Tierra)

Sustituyendo los valores:

$$S = (5.67 \times 10^{-8})(5776)^4 \left( \frac{6.96 \times 10^8}{1.496 \times 10^{11}} \right)^2 = 1361 \text{ W/m}^2$$

## 2.8 Radiación Terrestre

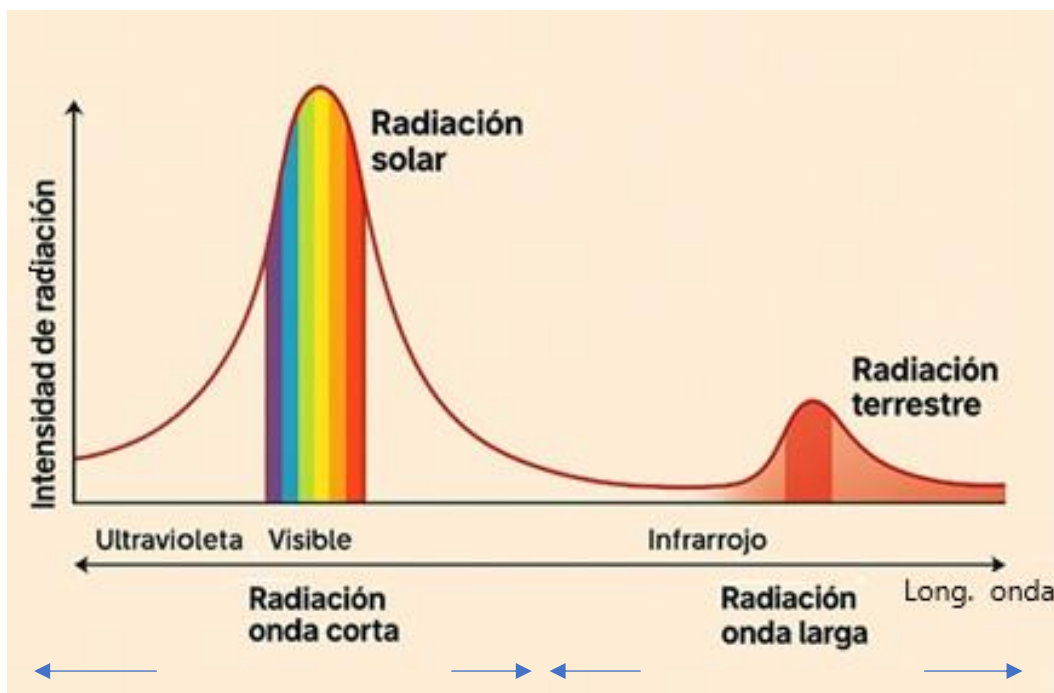
### 2.8.1 Insolación

La **insolación** (también llamada irradiación solar, exposición solar, insolación solar) es la energía del sol que viene mediante la radiación electromagnética, que llega a una superficie terrestre durante un cierto intervalo de tiempo (por ejemplo, un día, un mes, un año) (Duffie & Beckman, 2013).

La superficie de la tierra al absorber la radiación solar y por ende aumenta de temperatura, por lo que la tierra también emite radiación. La comparación del espectro que emite el sol y la tierra se aprecia en la Figura 13 y 14.

**Figura 13**

*Espectro de la radiación del sol y espectro de la radiación terrestre*

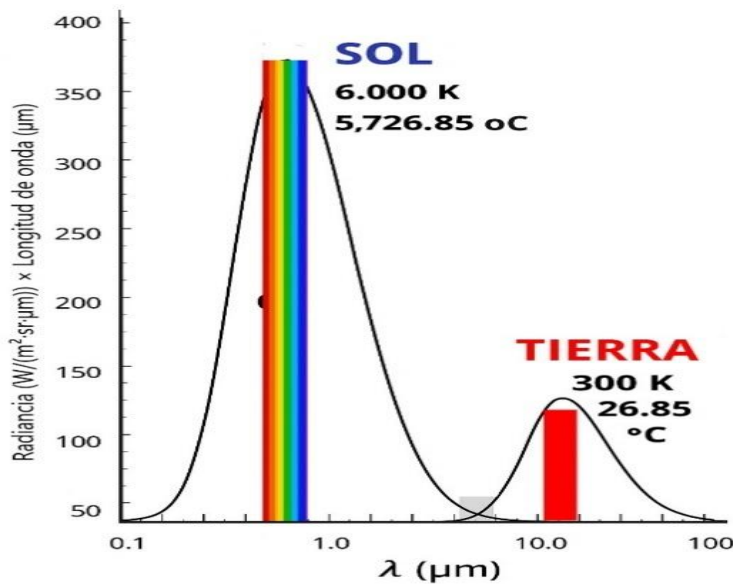


*Nota.* Adaptación del texto académico de Meteorología descriptiva y aplicaciones en Chile (Inzunza, 2006)

Las ondas de radiación terrestre tienen longitud de onda más grandes que las ondas de radiación solar.

**Figura 14**

Valores de la energía de radiación solar y terrestre



Nota. Adaptado de MeteoGlosario Visual de AEMET

### ¿Qué significa un pico de 6000K para el Sol?

Cuando se dice que el Sol tiene un “pico de 6000 K”, se hace referencia a su temperatura efectiva, es decir, la temperatura que tendría un cuerpo negro capaz de emitir la misma cantidad de energía por unidad de área que la superficie solar. Al considerar al Sol como un cuerpo negro con una temperatura aproximada de 5 778 K, la ley de desplazamiento de Wien indica que su máxima emisión ocurre cerca de los 500 nanómetros (0.5 μm), dentro del rango de la luz visible. En otras palabras, esta temperatura representa tanto la energía total que irradia el Sol como la longitud de onda donde su emisión es más intensa, lo que explica el color visible de su luz. (Fontenla et al., 1999).

### 2.8.2 La ley de desplazamiento de Wien

La fórmula es la siguiente:

$$\lambda_{\max} = \frac{b}{T}$$

donde:

- $\lambda_{\max}$  = longitud de onda en la que la emisión es máxima
- T = temperatura absoluta (en kelvin)
- $b = 2.898 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{K}$  (constante de Wien)

Resolviendo la ecuación se tiene:

$$\lambda_{\max} = \frac{2.89810^{-3}\text{mk}}{6000\text{k}} = 480 \text{ nm} = 0.48 \mu\text{m} \text{ Aprox. } 0.5 \mu\text{m}$$

Está dentro del rango de luz visible (azul-verde).

Por eso gran parte de cómo llega la radiación solar a la tierra, llega de manera visible y también en infrarrojas cortas, etc.

### ¿Qué significa un pico de 300K para la Tierra?

La Tierra, por su parte, es muchísimo más fría que el Sol. Una temperatura típica de la superficie terrestre (o del sistema Tierra-atmósfera) está alrededor de 250-300 K ( -20 °C a 27 °C, en promedio).

Cuando se aplica la ley de Wien para T=300 K, se obtiene:

$$\lambda_{\max} = \frac{2.89810^{-3}\text{mk}}{300\text{k}} = 9.66 \mu\text{m} \text{ Aprox. } 10 \mu\text{m}$$

Es decir, el pico de emisión está en longitudes de onda del orden de 10 micrómetros, que corresponden al infrarrojo medio / infrarrojo térmico.

Por lo que, la Tierra emite predominantemente en el infrarrojo, no en luz visible.

### ¿Cuándo es visible o no el color que emiten los objetos a una determinada temperatura?

La respuesta a esta pregunta fue respondida por John William Draper en 1847, con el denominado **punto de Draper**, que es una temperatura aproximada (798 K o 525 °C) por encima de la cual la mayoría de los sólidos empiezan a emitir luz visible perceptible por el ojo humano.

A continuación, en la Tabla 9, se muestra a ciertos objetos y a una determinada temperatura que colores pueden ser visibles:

**Tabla 9***Colores visibles de un cuerpo de acuerdo a su temperatura*

Temperatura (K)	Objeto típico	Color visible predominante (o visibilidad)
<800 K	Metales apenas calientes, exteriores	Emisión visible muy tenue, principalmente en rojo profundo o rojizo oscuro; difícil de ver en ambientes iluminados
800 K - 1000K	Cercano al "punto de Draper"	Se comienza a ver un rojo tenue bajo buenas condiciones (oscuridad, contraste). Emisión visible aún baja
1 000 - 1 500 K	Filamentos calentados, metales al rojo	Rojo vivo o rojo anaranjado, con emisión visible más clara.
1 500 - 2 500 K	Metales más calientes, llamas intensas	Amarillento rojizo, mayor componente visible en longitudes medias
2 500 - 4 000 K	Filamentos de bombillas, llamas muy calientes	Blanco cálido, mezclas de colores visibles
5 000 - 6 500 K	Superficie del Sol (5 800 K)	Blanco-amarillento o blanco (la luz solar se ve blanca con tinte cálido)
7 000 - 10 000 K	Estrellas tipo A / estrellas calientes	Blanco frío o blanco azulado (la emisión visible tiende hacia colores más azules)

*Nota.* Adaptado de Nave (2017)

Por lo que se concluye que la tierra emite 300K aproximadamente, por lo que emite ondas en infrarrojo, pero aún no son visibles a esta temperatura.

## 2.9 Temperatura atmosférica

Las capas que componen la atmósfera de la tierra se dividen de acuerdo a la variación de esta variable meteorológica como se explicó anteriormente. Se debe entender que a diferencia de la presión la temperatura varía linealmente, por lo que se usa ecuaciones de una recta que depende de una gradiente, en este caso gradiente de temperatura. A continuación, se detalla ecuaciones usadas para la determinación de la temperatura en sus diversas capas, las cuales están basadas en el **modelo estándar atmosférico internacional (ISA)**, como se aprecia en la Tabla 10.

**Tabla 10***Ecuaciones de temperatura*

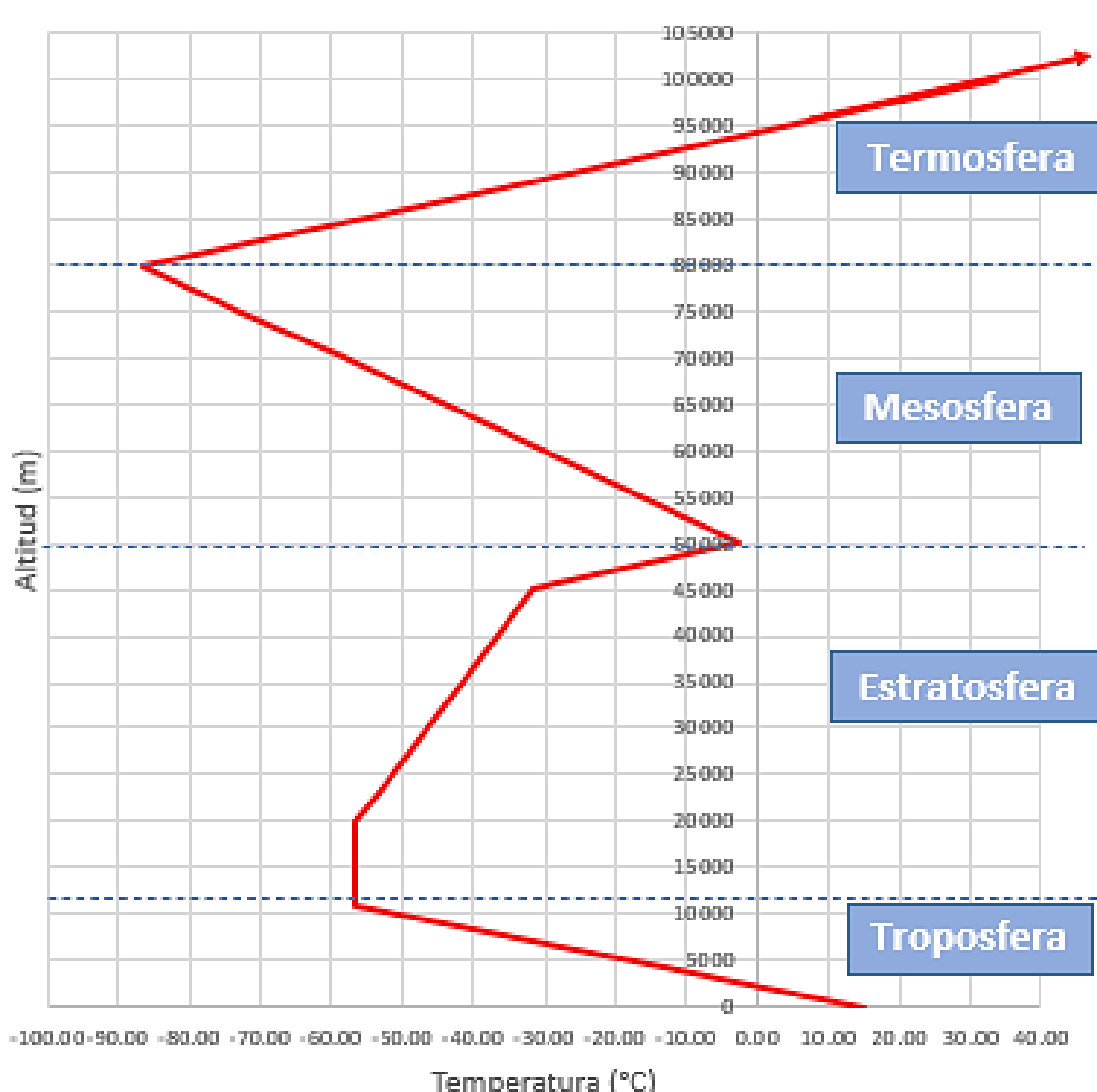
Capa Atmosférica	Rango de Altitud (km)	Fórmula de Temperatura (°C)	Descripción
<b>Troposfera</b>	0 - 11	$T(h)=T_0-L \cdot h$	La temperatura disminuye linealmente con la altitud.
		$T_0 =288.15K, L= 0.0065 \text{ K/m}$	h en metros
<b>Estratosfera</b>	11 - 20.	$T(h)=T_{11}=216.65K$	La temperatura es constante en esta subcapa (isoterma).
	20 - 50	$T(h)=T_{20}+a \cdot (h-20000)$	La temperatura aumenta linealmente con la altitud.
		$T_{20} =216.65K, a= 0.001 \text{ K/m}$	
<b>Mesosfera</b>	50 - 80	$T(h)=T_{50}-b \cdot (h-50000)$	La temperatura disminuye rápidamente con la altitud.
		$T_{50} =282.65K, b= 0.0028 \text{ K/m}$	
<b>Termosfera</b>	80 en adelante	$T(h)=T_{80}+c \cdot (h-80000)$	En este caso, también la temperatura aumenta debido a la radiación.

*Nota.* Estas ecuaciones están planteadas de acuerdo al modelo del ISA

$T_{80}$  depende de la actividad solar,  $c$  es un gradiente variable (Aproximadamente 0.002K/m a 0.01 K/m, dependiendo de las condiciones solares.

Figura 15

Variación de la temperatura atmosférica



Nota. Elaboración propia en base a los cálculos y ecuaciones aplicadas en cada capa de la atmósfera

En la Figura 15, se tabuló los valores de acuerdo a las ecuaciones dadas y se construyó el gráfico, donde se puede ver la variabilidad.

### 2.9.1 Cálculo de la temperatura de la tierra

Primero se diferenciará la temperatura para diferentes casos:

- $T_{\text{surf}}$ : temperatura de la **superficie** terrestre (K).
- $T_e$  o  $T_{\text{atm}}$ : temperatura de la **capa atmosférica** del modelo (K). En el modelo de una sola capa esta  $T_e$  representa la temperatura media de la capa que absorbe/reemite IR.

—  $T_0$ : **temperatura efectiva radiativa sin atmósfera** (K). Es un valor que se calcula solo a partir de la constante solar  $S$  y el albedo  $\alpha$ .

**a. Temperatura efectiva sin atmósfera  $T_0$  (255 K / -18 °C)**

Si la Tierra no tuviera atmósfera, su temperatura en equilibrio radiativo (aceptando el albedo de 0,3 y constante solar de 1361 W/m<sup>2</sup>) sería alrededor de **255 K (-18 °C)**.

En equilibrio radiativo la **potencia absorbida** por el planeta (Se considera que la energía solar que ingresa a la superficie de la tierra llega solo la cuarta parte de la constante solar y de esta el 30% se refleja al espacio por su albedo, esa sería la cantidad de energía absorbida por la tierra) es igual a la **emitida** ( $\sigma T^4$ , de acuerdo a la ecuación de Boltzmann). Igualando se obtiene:

$$\frac{S(1 - \alpha)}{4} = \sigma T_0^4$$

**Demostración:**

Constante solar:  $S=1361 \text{ W/ m}^2$

Albedo:  $\alpha=0.30$

Constante de Stefan-Boltzmann:  $\sigma=5.670374419 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

$$\frac{(1361 \text{ W/ m}^2)(1 - 0.3)}{4} = (5.670374419 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4})(T^4)$$

Despejando T:  $T_0 = 255 \text{ K (-18 °C)}$

Este valor coincide con el “punto de equilibrio” de emisión del planeta observado desde el espacio. Es decir, sin atmósfera la Tierra estaría en torno a -18 °C, muy lejos de los 15 °C.

**b. Modelo de una capa ideal: atmósfera transparente al Sol pero opaca al IR ( $\epsilon=1$ )**

Este es un modelo de capa única simplificado que absorbe y reemite toda la radiación infrarroja incidente sobre ella (Kump et al., 2014).

En este ideal la capa absorbe *toda* la IR que sale de la superficie y reemite como cuerpo negro: mitad hacia el espacio y mitad hacia la superficie. Eso obliga a que, en equilibrio,

la superficie tenga que emitir el **doblo** de potencia que en el caso sin atmósfera (porque además de recibir  $S(1-\alpha)/4$ , recibe la mitad de la emisión de la atmósfera).

### Emisividad ( $\epsilon$ ):

Se define como la fracción de la potencia que emitiría un cuerpo negro ( $\epsilon = 1$ ) a la misma temperatura que un cuerpo real emite. En consecuencia,  $\epsilon$  toma valores entre 0 (no emite radiación térmica) y 1 (comportamiento como cuerpo negro) (Paschotta, n.d). En fórmulas: la potencia radiada por la atmósfera (por unidad de área, en todas direcciones) se aproxima por  $\epsilon\sigma T^4$

$\epsilon=0$  corresponde a **ningún efecto invernadero**, mientras que  $\epsilon=1$  corresponde a un absorbente IR perfecto, es decir, un **efecto invernadero perfecto**. El efecto invernadero real está, por supuesto, en algún punto intermedio, es decir,  $0<\epsilon<1$ .

Una capa atmosférica delgada, al comportarse como cuerpo negro (o emisividad =1 en este modelo ideal), **emite radiación térmica de forma isotrópica**: la misma energía hacia arriba (hacia el espacio) y hacia abajo (hacia la superficie).

Emisión hacia arriba =  $\sigma T_{\text{atm}}^4$ .

Emisión hacia abajo =  $\sigma T_{\text{atm}}^4$ .

Por eso la emisión total (suma de las dos direcciones):

$$\sigma T_{\text{atm}}^4 + \sigma T_{\text{atm}}^4 = 2\sigma T_{\text{atm}}^4$$

Esa suma de dos direcciones no altera la conservación de energía: parte sale al espacio y otra gran parte regresa a la superficie de la tierra. La **atmósfera** absorbe **toda** la radiación emitida por la superficie: esa entrada es  $\sigma T_{\text{surf}}^4$ .

La atmósfera absorbe el 100% de la radiación emitida por la superficie: esa entrada es  $\sigma T_{\text{surf}}^4$ . Por lo que se cumple:

energía absorbida por la atmósfera = energía total reemitida por la atmósfera

$$\sigma T_{\text{surf}}^4 = 2\sigma T_{\text{atm}}^4$$

simplificando se aplica la fórmula:

$$T_{\text{surf}} = 2^{1/4} T_{\text{atm}}$$

De aquí sigue  $T_{\text{atm}}=T_0$ . Es decir, para  $\epsilon=1$  ( $\epsilon=1$  significa que la atmósfera absorbe toda la radiación infrarroja procedente de la superficie (es opaca al IR). Esa energía es absorbida por la atmósfera y luego reemitida como radiación térmica, la mitad hacia el espacio y la mitad hacia la superficie), la temperatura de la capa coincide con la temperatura radiativa sin atmósfera. Pudiéndose escribir de la siguiente manera:

$$T_{\text{surf}} = 2^{1/4}T_0$$

Resolviendo:

$$T_{\text{surf}} = 2^{1/4}(255\text{k}) = 303.25\text{k}(30.1^\circ\text{C})$$

c. Modelo realista con emisividad parcial  $\epsilon$  ( $0 < \epsilon < 1$ )

La fórmula del modelo de una sola capa con emisividad  $\epsilon$  es:

$$T_{\text{surf}} \left( \frac{S(1 - \alpha)}{4\sigma \left(1 - \frac{\epsilon}{2}\right)} \right)^{\frac{1}{4}}$$

**Origen del término  $1-\epsilon/2$ :** la atmósfera emite hacia arriba y hacia abajo en proporción a su emisividad; al combinar los balances energéticos de la superficie y la capa aparece ese factor que reduce (o aumenta) la eficacia con que la energía escapa al espacio.

Si se toma  $\epsilon=0.77$ :

$$T_{\text{surf}} = \left( \frac{(1361((1 - 0.30))}{4(5.670374419 \times 10^{-8}) \left(1 - \frac{0.77}{2}\right)} \right)^{\frac{1}{4}} = 288.15\text{K} = 15^\circ\text{C}$$

Esta temperatura es la temperatura real, considerando la temperatura promedio en la superficie del planeta. En la práctica  $\epsilon$  es intermedio; valores efectivos del orden de 0.7–0.8 explican por qué la Tierra está de 30 a 33 °C más caliente que si no tuviera gases invernadero. El modelo general se visualiza en la Figura I6.

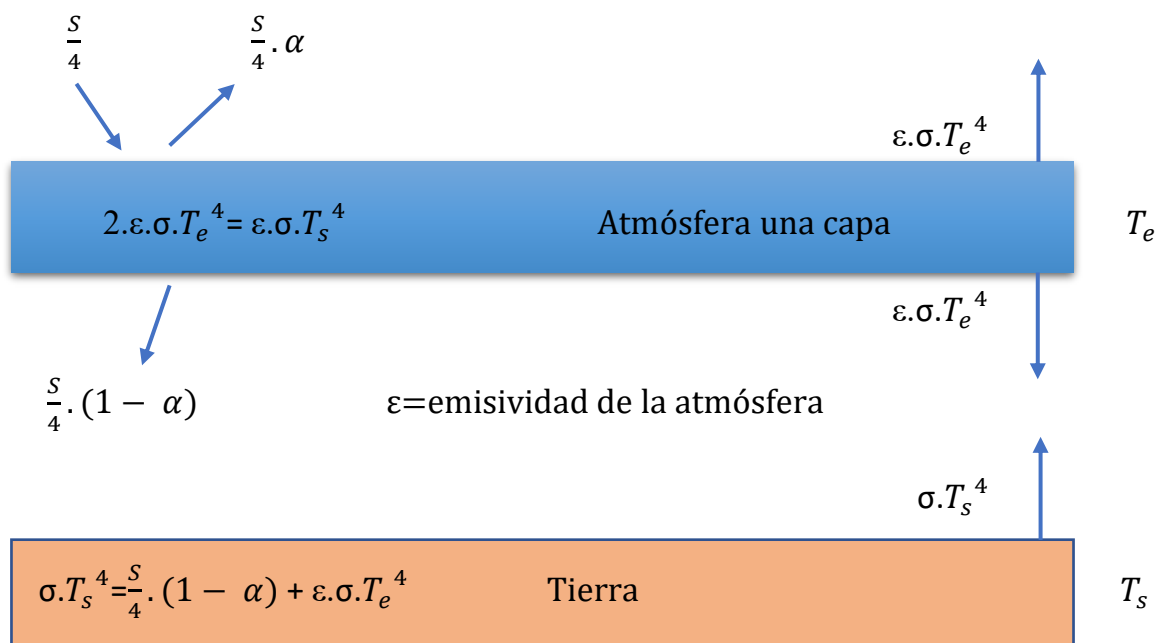
**Qué controla  $\epsilon$  en la atmósfera real**

→ Vapor de agua: es el mayor contribuyente a la absorción IR en muchas longitudes de onda por lo que aumenta  $\epsilon$ .

- CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O: absorben en bandas específicas; al aumentar su concentración aumentan la opacidad en esas bandas y, por consiguiente, la emisividad efectiva en IR.
- Nubes: las nubes, sobre todo las bajas y medias, tienen emisividad cerca de 1 en el IR térmico — por eso las nubes incrementan mucho la retro-radiación.
- Temperatura vertical y mezcla: la colocación vertical del vapor y CO<sub>2</sub> importa porque la emisión y absorción dependen de la temperatura y la presión de las capas.

**Figura I6**

*El modelo de Balance energético de una capa*



*Nota.* Adaptado de Kump, Kasting y Crane, "Earth System"

# CAPÍTULO 3

## LA LUZ EN LA ATMÓSFERA

### **John William Strutt (Lord Rayleigh: 1842-1919)**

Fue un físico y catedrático universitario, nacido en Reino Unido (Gran Bretaña), estudio en la universidad de Cambridge en Reino Unido, así mismo fue Premio nobel de física en 1904.

Rayleigh estudio la dispersión de las ondas de la radiación electromagnéticas, las cuales al chocar con los gases de la atmósfera se dispersan diferentes longitudes de onda, es por ello el color azul o rojizo del cielo.



### **Gustav Adolf Feodor Wilhelm Ludwig Mie (1868-1957)**

Nació en Alemania, obtuvo la habilitación en física teórica y fue profesor de física en la Universität Greifswald.

La dispersión de Mie es relevante para comprender cómo partículas en suspensión (por ejemplo, aerosoles, gotas de agua, sedimentos finos) interactúan con la radiación, algo que puede relacionarse con la turbidez del agua, la radiación solar incidente, análisis de partículas o visibilidad.

### 3.1 Absorción

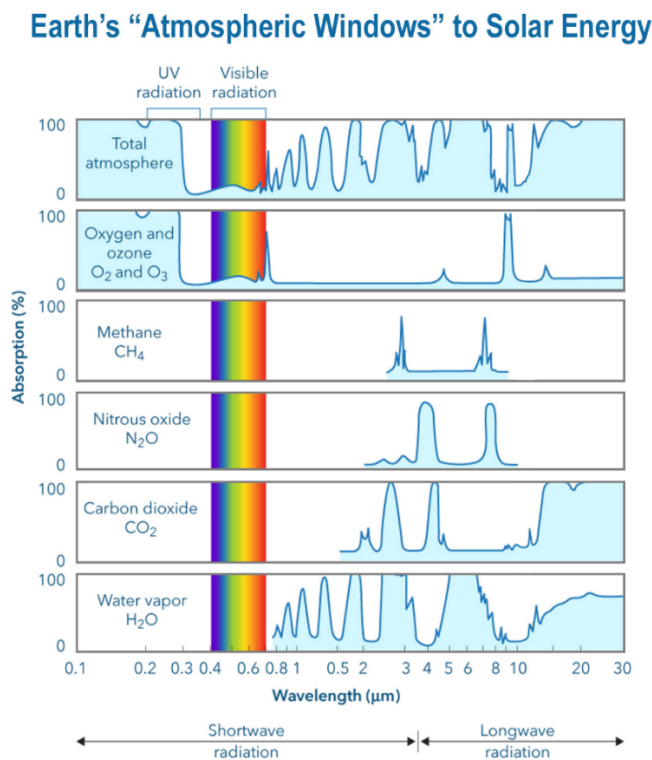
Cuando la radiación solar cruza la atmósfera, cierta cantidad de energía queda atrapada por la molécula de los gases. Sin embargo, para ciertas longitudes de onda estas sí la atraviesa (llamadas ventanas espectrales o atmosféricas) (Ledesma, 2011). La luz visible (aprox. 0.4 a 0.7 micrómetros de longitud de onda) atraviesa casi totalmente la atmósfera.

Bandas de absorción (o simplemente “bandas”): son intervalos donde ciertos gases atmosféricos (como vapor de agua, dióxido de carbono, ozono, etc.) absorben gran parte de la radiación solar. Las ventanas se pueden apreciar en la Figura 17.

- El ozono absorbe en la **banda ultravioleta**.
- El vapor de agua y el CO<sub>2</sub> absorben en **bandas del infrarrojo**.
- N<sub>2</sub>, se sabe que es el gas que más abunda de la atmósfera, y en este caso se considera que es en un gran porcentaje transparente a la radiación proveniente del sol.

Figura 17

*Espectro de absorción de los gases*



Nota. Fuente: NASA PACE-Section III: Light & Atmosphere

- El eje horizontal es la longitud de onda ( $\lambda$ ), en micrómetros ( $\mu\text{m}$ ).
- El eje vertical representa el coeficiente de absorción, es decir, qué tan fuertemente la atmósfera (o un gas particular) absorbe a esa longitud de onda.
- El vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) tiene muchas bandas de absorción en el infrarrojo, borrando la transmisión en muchos rangos.
- $\text{CO}_2$  absorbe en bandas particulares en el infrarrojo.
- $\text{O}_3$  (ozono) absorbe en el ultravioleta principalmente.

### ¿Cómo absorbe la molécula?

Una molécula es capaz de absorber un fotón; es decir, una partícula de luz, únicamente cuando la energía de dicho fotón coincide de manera exacta con la diferencia de energía existente entre dos de sus estados cuánticos permitidos de esa molécula. Si no coincide, el fotón no puede promover la transición.

- La energía que posee un fotón se calcula con la fórmula  $E=h\nu$ , en la que  $h$  corresponde a la constante de Planck y  $\nu$  a la frecuencia de la radiación. Además, dicha frecuencia se encuentra relacionada con la longitud de onda  $\lambda$  mediante la expresión  $\nu=c/\lambda$ .
- Por lo tanto, hay longitudes de onda específicas cuyas energías coinciden con ciertos saltos energéticos moleculares. Esas longitudes de onda son las que se absorben.

### Importancia práctica:

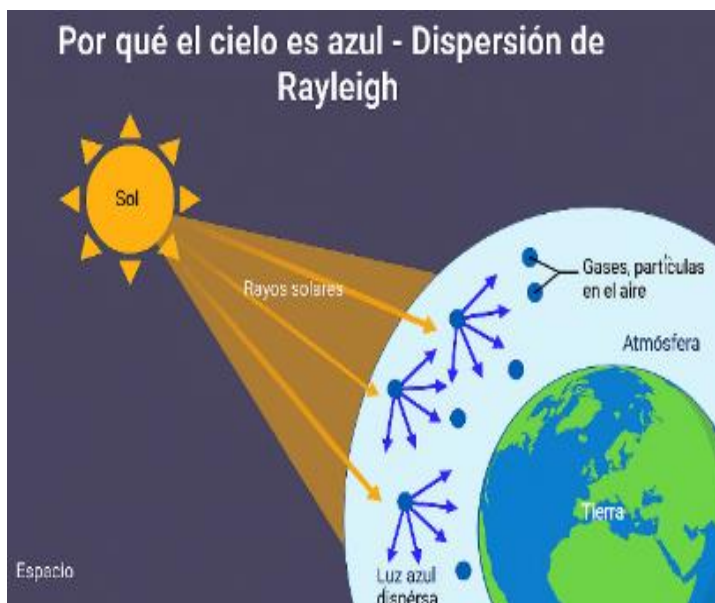
- En teledetección (sensores satelitales), las mediciones se hacen en ventanas donde la atmósfera no bloquea mucho la luz.
- En astronomía infrarroja terrestre, los observatorios buscan ubicaciones secas y altas para evitar que el vapor de agua cierre las ventanas infrarrojas.
- En el balance energético de la Tierra: la radiación del Sol entra por ventanas visibles, la Tierra emite infrarrojo que sale parcialmente por la ventana infrarroja (esto está vinculado al efecto invernadero).

## 3.2 Dispersión (Scattering)

La dispersión es el fenómeno por el cual **la luz cambia de dirección** (es desviada) al interactuar con esas moléculas o partículas, **sin que cambie su energía** (es decir, la longitud de onda permanece la misma) (He et al., 2001). Cuando un haz de luz viaja en un medio (como el aire), no siempre avanza en línea recta sin impedimentos, puede encontrarse con moléculas, partículas pequeñas o irregularidades en el medio, donde una parte sigue su camino y otra parte es desviada hacia diferentes ángulos, como se aprecia en la Figura 18.

**Figura 18**

*Dispersión de la luz*



*Nota.* Adaptado de Kosmologi Indonesia - Medium

Hay dos dispersiones que se consideraran: la dispersión de Rayleigh y la dispersión de Mie.

### 3.2.1 Dispersión de Rayleigh

La dispersión de Rayleigh es una forma específica de dispersión que se da cuando las moléculas (o partículas) que desvían la luz **son mucho más pequeñas** que la longitud de onda de la radiación del sol (Antelo, 2013). Por lo que, las longitudes de onda más cortas (colores “azules”) son dispersadas mucho más que las más largas (rojos).

**Ley de dispersión de Rayleigh:**

$$I = \frac{K}{\lambda^4}$$

Donde:

- $\lambda$  es la longitud de onda (m, nm,  $\mu\text{m}$ ).
- $I$  es la intensidad dispersada ( $\text{W}/\text{m}^2$  o unidad proporcional).
- $k$  es una constante que depende del medio, densidad, tipo de moléculas, etc.

### Aplicación:

Se supondrá dos longitudes de onda:

- $\lambda_1=0,5 \mu\text{m}$  (500 nm, luz visible verde)
- $\lambda_2=1,0 \mu\text{m}$  (1000 nm, luz infrarroja cercana)

Ahora se compara las intensidades dispersadas  $I_1$  y  $I_2$  correspondientes (para las mismas condiciones de medio, mismas moléculas, misma cantidad de luz incidente).

Según la ley:

$$\frac{I_1}{I_2} = \frac{\frac{1}{\lambda_1^4}}{\frac{1}{\lambda_2^4}} = \frac{\lambda_2^4}{\lambda_1^4}$$

Ahora,  $\lambda_2=2\cdot\lambda_1$  , entonces:

$$\frac{I_1}{I_2} = \frac{(2\lambda_1)^4}{\lambda_1^4} = 16$$

Eso significa que la luz con  $\lambda_1$  (500 nm) se dispersa **16 veces más** que la luz con  $\lambda_2$  (1000 nm), bajo las mismas condiciones.

**El cielo se ve azul** porque la luz solar se dispersa al chocar con las moléculas del aire, y el color azul se dispersa más que los demás.

### ¿Por qué el cielo se ve rojo, naranja y amarillo en los amaneceres y atardeceres?

Al pasar la luz a través de la atmósfera, las moléculas de los gases que la componen, como el nitrógeno y el oxígeno, provocan una dispersión más intensa de las ondas de menor longitud, correspondientes a los tonos azul y violeta, en comparación con las de mayor longitud, como el rojo y el naranja. En condiciones normales del mediodía, aunque parte

de la luz azul se dispersa hacia los seres humanos desde muchas direcciones, aún llega suficiente luz directa para que el Sol tenga tonos más claros y el cielo alrededor se vea azul.

### ¿Qué cambia al amanecer o atardecer?:

Cuando el Sol se encuentra cerca del horizonte, su luz recorre una mayor distancia dentro de la atmósfera terrestre, lo que intensifica la dispersión de las ondas más cortas, como las de color azul y violeta, las cuales se desvían del campo visual. En contraste, las ondas más largas como las rojas, naranjas y amarillas, se dispersan en menor medida y alcanzan los ojos humanos con mayor fuerza, dando lugar a los característicos tonos cálidos que se observan durante el amanecer y el atardecer.

### 3.2.2 Dispersión de Mie

Cuando las partículas o gotas tienen tamaño del **mismo orden o más grandes** que la longitud de onda de la radiación solar (por ejemplo, gotas de agua, polvo, aerosoles grandes), la aproximación de Rayleigh ya no aplica. En ese caso entra en juego la **dispersión de Mie** o teoría de Mie.

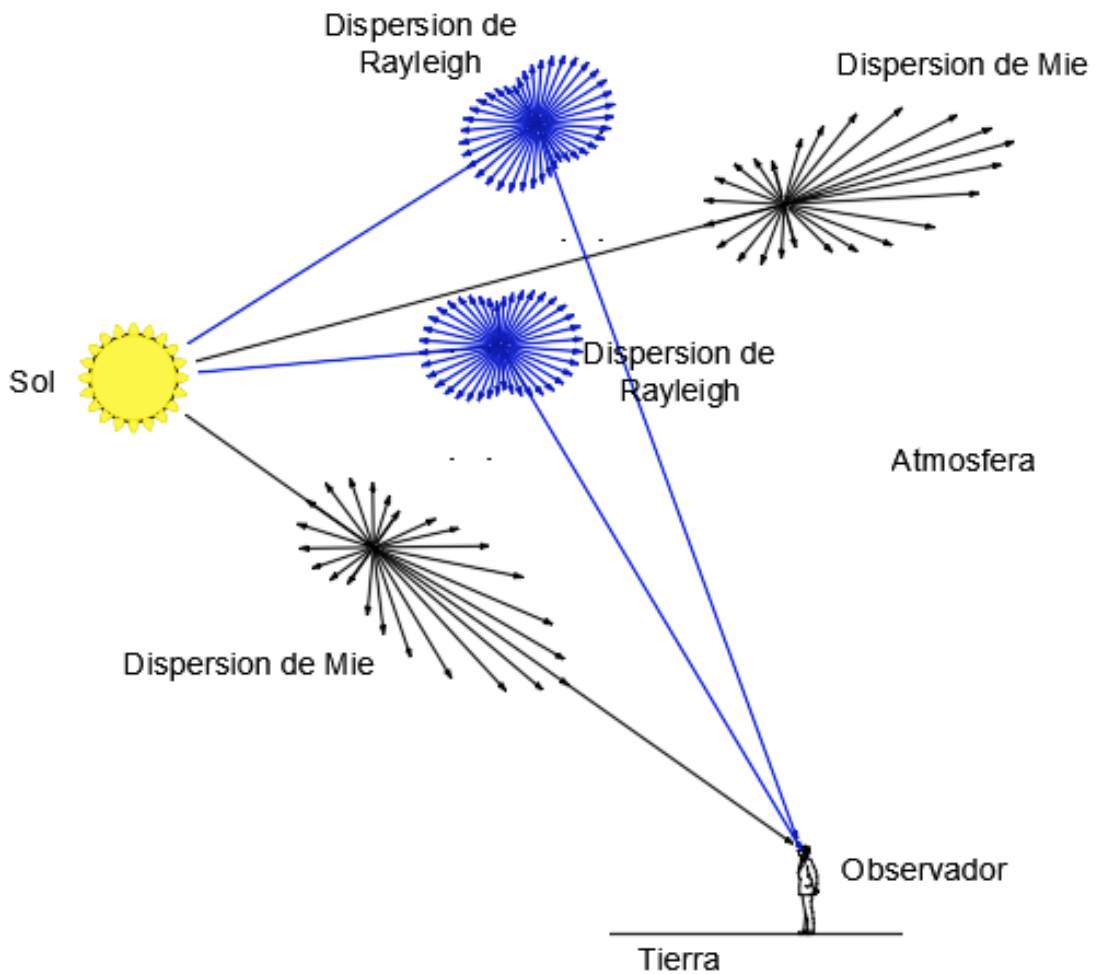
Los diferentes colores (longitudes de onda) no se dispersan con tanta diferencia como en el caso de Rayleigh. En el límite de partículas muy grandes, todos los colores pueden dispersarse de forma casi igual (“no selectiva” en cuanto a color). Por eso, cuando ves nubes, gotas de agua, o niebla, a menudo se ven blancos o grises: es porque la luz de todas las longitudes (colores) se dispersa de manera semejante.

cuando la luz incide en una gota grande, gran parte de la luz “se dobla” levemente hacia adelante (en la dirección de avance), en lugar de dispersarse en todas las direcciones igualmente.

Los dos tipos de dispersiones se aprecia gráficamente para una mejor representación en la Figura 19.

**Figura 19**

*Dispersión Rayleigh vs Mie*



*Nota.* Adaptado de Nave (2005)

### 3.3 Reflexión

**Reflexión** es el proceso por el cual una onda (para este caso la de la radiación solar) que incide sobre una superficie cambia de dirección al “rebotar”.

Hay dos formas principales de reflexión:

#### **Reflexión especular**

Es la reflexión tipo “espejo”: el ángulo con el que llega la luz (ángulo de incidencia) es el mismo que el ángulo con el que rebota (ángulo de reflexión). Por ejemplo, las superficies lisas como espejos, agua muy calma, vidrio pulido muestran este tipo de reflexión.

### Reflexión difusa (reflectancia difusa)

La luz que incide es reflejada en muchas direcciones diferentes. Esto sucede cuando la superficie es rugosa a la escala de la longitud de onda de la radiación solar.

#### 3.3.1 Albedo

Cuantifica cuánta luz incidente sobre una superficie es reflejada de forma “útil” (es decir, no absorbida). Es una medida promedio de reflectividad de esa superficie.

Se expresa como un número que varía desde 0 hasta 1 (expresado en porcentaje estaría entre 0 % y 100 %). Si el albedo es 0 entonces toda la luz incidente es absorbida (ninguna reflejada). Si el albedo es 1 entonces toda la luz incidente es reflejada (ninguna absorbida). En la Tierra, los valores de albedo varían mucho dependiendo del tipo de superficie (nieve, agua, bosques, asfalto, etc.).

$$A\% = \frac{R}{I} \times 100$$

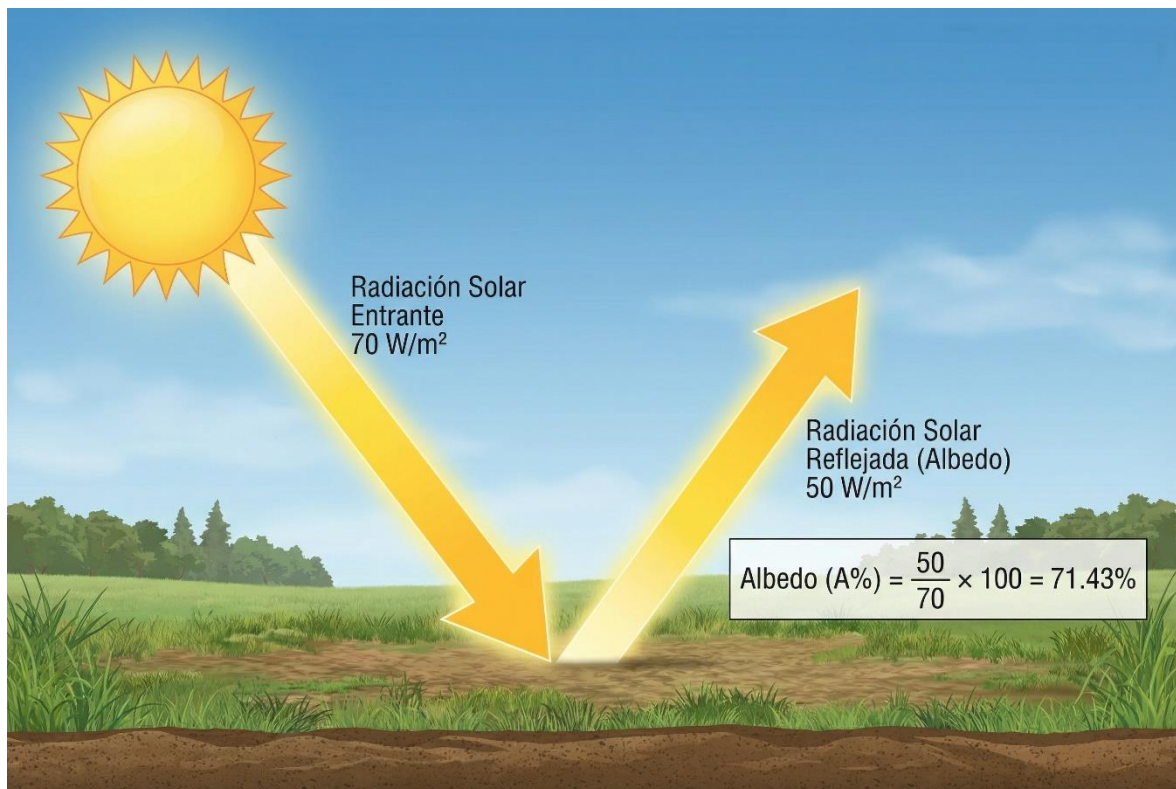
Donde:

- A%=Albedo
- R=Radiación reflejada
- I=Radiación recibida

Un ejemplo ilustrativo de este fenómeno se presenta en la Figura 20, donde se observa que una parte de la energía solar que alcanza la superficie terrestre es reflejada. El porcentaje de esta reflexión varía según las características y el tipo de superficie sobre la que incide la radiación.

## Figura 20

### Comportamiento del albedo



### Importancia del albedo en el clima

- El albedo tiene un papel clave en el balance energético de la Tierra: cuánto de la luz solar que llega es reflejada al espacio vs cuánto es absorbida y convertida en calor.
- Cuando el albedo promedio de la Tierra aumenta (más superficies claras), más radiación solar se devuelve al espacio (efecto de enfriamiento).
- Cuando el albedo disminuye (más superficies oscuras, menos hielo), más energía es absorbida (efecto de calentamiento).

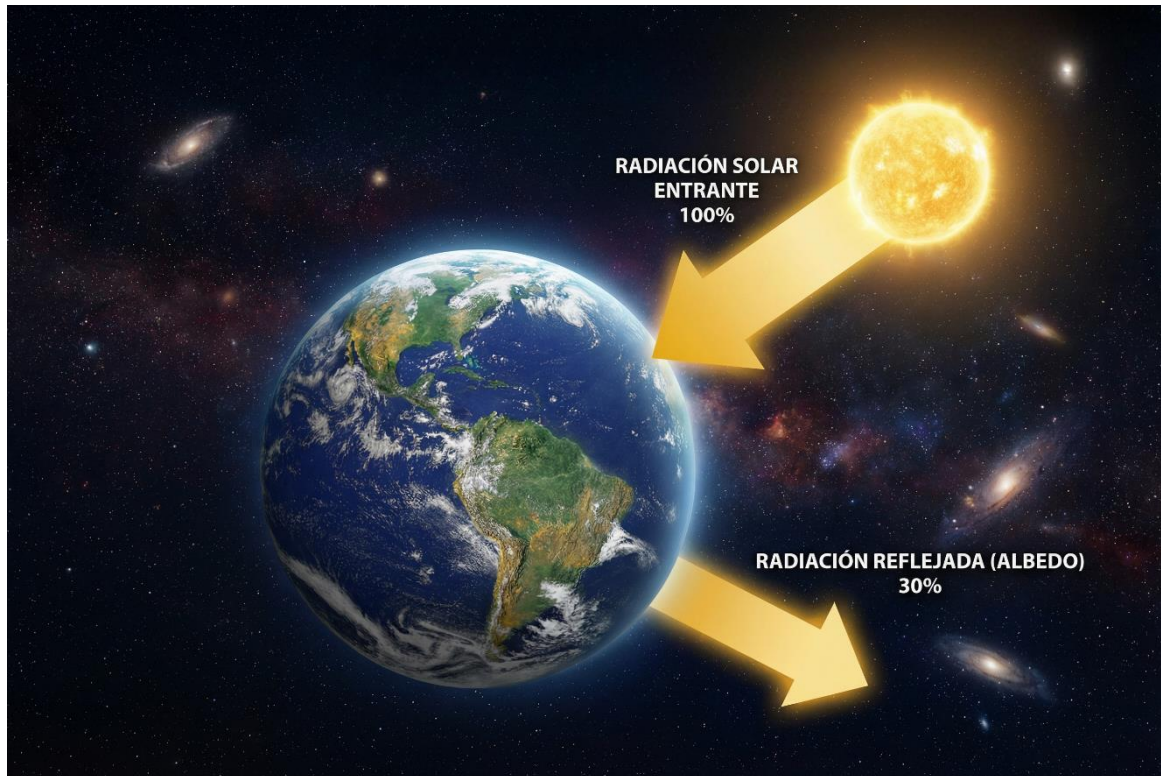
### Retroalimentación hielo-albedo

A medida que el hielo se derrite, quedan expuestas superficies más oscuras, como cuerpos de agua o suelos terrestres, lo que provoca una disminución del albedo y, en consecuencia, un incremento en la absorción de calor.

En promedio la tierra en general tiene un albedo del 30% (NASA Earth Observatory, 2014). En la Figura 21 se muestra de cómo es el albedo planetario y algunos valores en la Tabla 11.

## Figura 21

### Albedo terrestre



Nota. El albedo de la tierra es aproximadamente el 30%.

## Tabla 11

Valores promedio de albedo

Tipo de superficie	Albedo típico
Todo el planeta	0,31
Nubes cumulonimbus	0,9
Nubes estratocúmulos	0,6
Nubes cirros	0,5
Agua	0,06 - 0,1
Hielo y nieve	0,7 - 0,9
Arena	0,35
Pastizales	0,18 - 0,25
Bosque caducifolio	0,15 - 0,18
Bosque de coníferas	0,09 - 0,15
Selva tropical	0,07 - 0,15

Nota. Datos tomados de Pennsylvania State University.

### 3.3.2 Aerosoles

Los aerosoles son considerados partículas que están suspendidas en la atmósfera. Estas tienen una procedencia de origen natural (como polvo, cenizas volcánicas, sal marina o polen) o antropogénico (como partículas de combustión de vehículos o industrias, la quema de combustibles fósiles, agricultura) (Ledesma, 2011). Los aerosoles presentes en la atmósfera influyen de manera significativa en la formación de las nubes y en el albedo de la radiación solar (reflejan la luz), por lo que influyen en el clima de manera significativa.

***Formación de nubes:** definitivamente para que el vapor de agua se condense, necesita de una superficie, y aquí es donde entran los aerosoles. Estas partículas actúan como núcleos de condensación. El agua se adhiere a ellos, formando gotitas muy pequeñas de agua líquida. Las gotitas formadas sobre los aerosoles comienzan a crecer al unirse con más vapor de agua o al fusionarse con otras gotitas cercanas (unión de gotitas es la coalescencia). Cuando muchas de estas gotitas se agrupan, forman una nube visible.*

***Enfriamiento de la atmósfera:** La presencia de los aerosoles como el sulfato y el polvo ocasionan el albedo de la radiación solar que ingresa a la tierra; es decir, que reflejan la luz nuevamente al espacio, por lo que causa un enfriamiento de la atmósfera.*

# REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Agencia Estatal de Meteorología. (2023). *Los meteoros*. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. [https://repositorio.aemet.es/bitstream/20.500.11765/14995/1/Los\\_meteoros\\_desplegable.pdf](https://repositorio.aemet.es/bitstream/20.500.11765/14995/1/Los_meteoros_desplegable.pdf)

Agencia Estatal de Meteorología. (s. f.). *Los instrumentos meteorológicos*. <https://medina.aemet.es/meteoeduca/los-instrumentos-meteorologicos/>

Aguirre, I., & Carral, P. (2009). *Apuntes de meteorología y climatología para el medio ambiente*. Ediciones de la Universidad Autónoma de Madrid.

Antelo Gálvez, J. (2013). *Radiación – dispersión – refracción – absorción* [Capítulo de libro técnico]. Universidad de Málaga. <https://mapir.isa.uma.es/mapirpubsite/attachments/Antelo2013.pdf>

Daino, K., Tsuruoka, C., Ishikawa, A., Kakinuma, S., & Imaoka, T. (2025). Mutational signatures in radiation-induced cancer: A review of experimental animal and human studies. *Biology*, 14(9), 1142. <https://doi.org/10.3390/biology14091142>

Duffie, J. A., & Beckman, W. A. (2013). *Solar engineering of thermal processes* (4th ed.). John Wiley & Sons.

Fontenla, J. F., White, O. R., & Fox, P. A. (1999). Calculation of solar irradiances: I. Synthesis of the solar spectrum. *The Astrophysical Journal*, 518(1), 480–499. <https://doi.org/10.1086/307323>

Freedman, B. (2018). *The physical world*. En B. Freedman (Ed.), *Environmental science* (7th ed.). Pressbooks. <https://ecampusontario.pressbooks.pub/environmentalscience/chapter/chapter-3-the-physical-world>

Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología. (2004). *Meteorología y climatología*. FECYT.

Gombosi, T. I. (1998). *Physics of the Space Environment*. Cambridge University Press.

- Han, G. F., Li, H., Qiao, Z. A., & Zhang, D. (2019). Dissociating stable nitrogen molecules under mild conditions: Understanding the reactivity and mechanism of N<sub>2</sub> activation. *Nature Communications*, *10*, 2748. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-10729-6>
- He, Q., Fang, Z., Shoshanim, O., Brown, S. S., & Rudich, Y. (2021). Scattering and absorption cross sections of atmospheric gases in the ultraviolet-visible wavelength range (307–725 nm). *Atmospheric Chemistry and Physics*, *21*, 14927–14940. <https://doi.org/10.5194/acp-21-14927-2021>
- IAU Wuppertal. (s.f.). *Exosphere*. <https://www.iau.uni-wuppertal.de/en/home/atmosphere/exosphere>
- IAU Wuppertal. (s.f.). *The thermosphere*. Recuperado de <https://www.iau.uni-wuppertal.de/en/home/atmosphere/thermosphere/>
- Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). *Climate Change 2021: The physical science basis*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Inzunza B., J. (2006). *Meteorología descriptiva y aplicaciones en Chile*. Universidad de Concepción, Departamento de Geofísica.
- Katsuda, S., Enoto, T., Lommen, A. N., Mori, K., Motizuki, Y., Nakajima, M., Ruhl, N. C., Sato, K., Stober, G., Tashiro, M. S., Terada, Y., & Wood, K. S. (2023). Long-term density trend in the mesosphere and lower thermosphere from occultations of the Crab Nebula with X-ray astronomy satellites. *Space Physics arXiv*. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2302.05335>
- Khan, R. A., Karmaker, N., Maraz, K. M., Islam, F., Haque, M., Faruque, M. R. I., & Mollah, M. Z. I. (2021). Fundamental characteristics and application of radiation. *GSC Advanced Research and Reviews*, *7*(1), 64–72. <https://doi.org/10.30574/gscarr.2021.7.1.0043>
- Kump, L. R., Kasting, J. F., & Crane, R. G. (2014). *The earth system* (3rd ed.). Pearson Education.

- Langematz, U. (2019). Stratospheric ozone: Down and up through the Anthropocene. *ChemTexts*, 5, 8. <https://doi.org/10.1007/s40828-019-0082-7>
- Laštovička, J. (2023). Progress in investigating long-term trends in the mesosphere, thermosphere, and ionosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23(10), 5783-5800. <https://doi.org/10.5194/acp-23-5783-2023>
- LeBlanc, F. (2010). *An introduction to stellar astrophysics*. John Wiley & Sons.
- Ledesma, M. (2011). *Principios de meteorología y climatología* (1a ed.). Ediciones Paraninfo.
- Liu, L. (1999). *Mass of the atmosphere*. The Physics Factbook. <https://hypertextbook.com/facts/1999/LouiseLiu.shtml>
- McDowell, J. C. (2018). The edge of space: Revisiting the Kármán line. *Acta Astronautica*, 151, 668-677. <https://doi.org/10.1016/j.actaastro.2018.07.003>
- Misachi, J. (2017). *What is the Armstrong limit? The altitude beyond which no one can survive*. WorldAtlas. <https://www.worldatlas.com/articles/what-is-the-armstrong-limit-the-altitude-beyond-which-no-one-can-survive.html>
- Moldwin, M. (2008). *An Introduction to Space Weather*. Cambridge University Press.
- NASA Science. (s.f.). *Anatomy of an electromagnetic wave*. [https://science.nasa.gov/ems/02\\_anatomy/](https://science.nasa.gov/ems/02_anatomy/)
- NASA. (2014). *Earth Observatory*. <https://earthobservatory.nasa.gov/>
- NASA Goddard Space Flight Center. (2024). *The Moon's atmosphere*. <https://science.nasa.gov/moon/lunar-atmosphere/>
- NASA Goddard Space Flight Center. (2013, November 5). *Wavelength, frequency, and energy – regions of the electromagnetic spectrum*. NASA. <https://n9.cl/b9mb4i>
- National Oceanic and Atmospheric Administration. (2023). *CarbonTracker documentation – Global carbon cycle and atmospheric CO<sub>2</sub> analysis*. NOAA Earth System Research Laboratories.

- Nave, C. R. (2017). *Color of a blackbody radiator*. HyperPhysics, Georgia State University.
- Okubo, M., & Kuwahara, T. (2020). *Principle and design of emission control systems (Cap. 3, pp. 53–143)*. En *New technologies for emission control in marine diesel engines*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812307-2.00003-1>
- Organización Meteorológica Mundial. (2021). *Clima*. <https://wmo.int/topics/climate>
- O'Donoghue, J., & Stallard, T. (2022). What the upper atmospheres of giant planets reveal. *Remote Sensing*, 14(24), 6326. <https://doi.org/10.3390/rs14246326>
- Paschotta, R. (s.f.). *Emissivity*. RP Photonics Encyclopedia. <https://www.rp-photonics.com/emissivity.html>
- Pennsylvania State University. (s.f.). *Albedo* [Módulo del curso *Earth 103: Earth in the Future*]. <https://www.e-education.psu.edu/earth103/node/1002>
- Pérez Hoyos, S. (2019). *Atmósferas planetarias*. Marcombo.
- Pignalberi, A., Giannattasio, F., Truhlík, V., Coco, I., Pezzopane, M., Consolini, G., De Michelis, P., & Tozzi, R. (2021). On the electron temperature in the topside ionosphere as seen by Swarm satellites, incoherent scatter radars, and the International Reference Ionosphere model. *Remote Sensing*, 13(20), 4077. <https://doi.org/10.3390/rs13204077>
- Prasad, R. (s.f.). *Composition and structure of the atmosphere*. En *Environmental Structure and Function: Earth System*. EBS EPGP, INFLIBNET.
- U.S. Government Printing Office. (1976). *U.S. Standard Atmosphere, 1976*. U.S. Government Printing Office.
- Schroeder, D. V. (2000). *An introduction to thermal physics*. Addison Wesley.
- Sliško, J. (2021). The physical cause of atmospheric pressure: Weight of air. *Physics Teacher Education*, 59(6), 470–478. <https://doi.org/10.1119/10.000153019>

Syscom3. (2012). *Armstrong limit - High altitude flight* [Foro de discusión].  
<https://ww2aircraft.net/forum/threads/armstrong-limit-high-altitude-flight.31868/>

Zuñiga, I., & Crespo, E. (2021). *Meteorología y climatología* (edición actualizada digital).  
Universidad Nacional de Educación a Distancia.

Este libro se terminó de publicar en la editorial

**Instituto Universitario  
de Innovación Ciencia y Tecnología Inudi Perú**



ISBN: 978-612-5130-64-8



9 786125 130648