

University of New Mexico UNM Digital Repository

Educational Materials on Latin American Energy

Latin American Energy Policy, Regulation and
Dialogue

11-1-2012

Module 2: Greenhouse Gas Effect - Project: Training educators for the development of educational activities on climate change

Miguel Fernández F.

Iris Guzmán O.

Tania Vázquez V.

Ana María Michel V.

Gladys Rojas P.

See next page for additional authors

Follow this and additional works at: https://digitalrepository.unm.edu/la_energy_education

Recommended Citation

Fernández F, Miguel; Iris Guzmán O.; Tania Vázquez V.; Ana María Michel V.; Gladys Rojas P.; Noelia Cerruto T.; Juan Carlos Parra B.; and Marcelo Torrez S.. "Module 2: Greenhouse Gas Effect - Project: Training educators for the development of educational activities on climate change." (2012). https://digitalrepository.unm.edu/la_energy_education/14

This Learning Object is brought to you for free and open access by the Latin American Energy Policy, Regulation and Dialogue at UNM Digital Repository. It has been accepted for inclusion in Educational Materials on Latin American Energy by an authorized administrator of UNM Digital Repository. For more information, please contact disc@unm.edu.

Authors

Miguel Fernández F, Iris Guzmán O, Tania Vázquez V, Ana María Michel V, Gladys Rojas P, Noelia Cerruto T, Juan Carlos Parra B, and Marcelo Torrez S.



REPÚBLICA DE BOLIVIA

MINISTERIO DE PLANIFICACIÓN TERRITORIAL Y MEDIO AMBIENTE
Viceministerio de Planificación Territorial y Medio Ambiente
PROGRAMA NACIONAL DE CAMBIOS CLIMÁTICOS

MODULO 2

Efecto Invernadero

PROYECTO:
FORMACIÓN A FORMADORES
PARA EL DESARROLLO DE ACCIONES EDUCATIVAS
EN CAMBIO CLIMÁTICO



Programa Nacional
de Cambios Climáticos



Embajada del
Reino de los Países Bajos



ENERGÉTICA
ENERGÍA PARA EL DESARROLLO

GESTIÓN 2006

Reconocimientos:

El proyecto “Formación a formadores para el desarrollo de acciones educativa en Cambio Climático”, ha sido realizado gracias al apoyo de la Embajada del Reino de los Países Bajos.

En el diseño, elaboración y complementación de éstos módulos han participado el siguiente equipo de profesionales de ENERGETICA:

- *Ing. MSc. Miguel Fernández F. Coordinador General*
- *Ing. Iris Guzmán O. Especialista en Medio Ambiente*
- *Lic. Tania Vázquez V. Especialista en Capacitación y Diseño de Talleres*
- *Lic. Ana María Michel V. Facilitadora de Talleres y Desarrollo de Material Didáctico para Guías*
- *Lic. Gladys Rojas P. Facilitadora de Talleres y Relacionamento Institucional con Unidades Educativas*
- *Ing. Noelia Cerruto T. Apoyo en temas de Medio Ambiente*
- *Arq. Juan Carlos Parra B. Diagramación y Diseño Gráfico*
- *Ing. Marcelo Torrez S. Soporte Informático – Diseño Multimedia*

Adicionalmente se ha contado con la revisión, sugerencias y comentarios del equipo de profesionales del Programa Nacional de Cambios Climáticos:

- *Ing. MSc. Oscar Paz Rada Coordinador General*
- *Ing. Ivy Beltrán Area de Proyectos*
- *Ing. MSc. Freddy Tejada Area de Proyectos*
- *Dra. Marilyn Aparicio Consultora en Salud*

Cochabamba, Noviembre de 2006

Efecto Invernadero

Índice

1. Introducción	1
2. Concepto de efecto invernadero	2
3. Fases del efecto invernadero natural	3
4. Gases de efecto invernadero GEI	4
4.1. Vapor de agua	4
4.2. Dióxido de carbono (CO ₂)	4
4.3. Metano (CH ₄)	5
4.4. Ozono (O ₃)	5
4.5. Óxidos de nitrógeno (NO _x)	6
4.6. GEI secundarios	6
5. Interacción natural con el medio ambiente	7
5.1. Ciclos biogeoquímicos sedimentarios	7
5.2. Ciclos biogeoquímicos gaseosos	9
5.3. Ciclo hidrológico	12
5.3.1. Distribución global del agua	18
5.3.2. Balance de energía	18
5.3.3. Efectos químicos del ciclo hidrológico	19
6. Fuentes y sumideros de Gases de Efecto Invernadero (GEI) y aerosoles	19
6.1. Concepto de Fuentes y Sumideros	19
6.2. Forzamiento radiativo positivo	21
6.3. Forzamiento radiativo negativo	22
6.4. Forzamiento radiativo natural	23
6.5. La influencia humana en la composición atmosférica	23
6.5.1. Gases de Efecto Invernadero (GEI)	23
6.5.2. Aerosoles	24
6.5.3. El forzamiento radiativo en el siglo XXI	24
Bibliografía	25
Glosario	26

Módulo II

Efecto Invernadero

1. Introducción

El movimiento del aire y el mar interactúan con la superficie del planeta gracias a la energía del Sol.

El movimiento del aire y el mar interactúan con la superficie del planeta gracias a la energía del Sol. La Tierra solamente recibe una pequeña cantidad de la energía emitida por el Sol. La luz solar no se utiliza directamente, sino en forma de calor, por lo tanto, es necesario que la atmósfera transforme la energía térmica de la radiación solar en energía mecánica del viento. La fuente de calor para la atmósfera es la superficie del suelo calentada por la luz solar que luego es emitida como radiación infrarroja hacia el espacio.

Los GEI mantienen la temperatura dentro de límites que permiten el desarrollo de la vida.

Parte de la radiación terrestre es absorbida en la atmósfera por algunos gases, los llamados gases de efecto invernadero (GEI), que actúan como un manto que impide que la radiación terrestre escape al espacio y contribuyen a mantener el calor de la Tierra. Este fenómeno natural mantiene la temperatura dentro de límites que han permitido el desarrollo de la vida como la conocemos. Entre los GEI se pueden distinguir los naturales o primarios y los artificiales o secundarios. Es decir, los que ya existían antes del desarrollo de las sociedades humanas y los que han sido fabricados por la industria humana.

El vapor de agua influye en el efecto de invernadero.

Dentro de los gases primarios, el que más influye en el efecto invernadero es el vapor de agua; pero debido a que su presencia y variaciones en la atmósfera no responden básicamente a acciones del ser humano, lo dejaremos de lado a los efectos de un análisis más detallado del problema de Calentamiento Global. Después del vapor de agua, los gases naturales que mayor incidencia ejercen sobre el efecto invernadero son, por orden decreciente: Dióxido de Carbono (CO₂) luego el Metano (CH₄) y el Ozono (O₃), seguidos por el Monóxido de Carbono (CO), los Óxidos de Nitrógeno (NO_x), entre otros.

El CO₂ y otros GEI provocan el efecto invernadero y el aumento de la temperatura global.

El aumento de la concentración de CO₂ y otros GEI, provenientes del uso de combustibles fósiles, viene provocando la intensificación del fenómeno del efecto invernadero y el consecuente aumento de la temperatura global, el derretimiento de los hielos polares y el aumento del nivel de los océanos; esto repercute sobre la variabilidad climática y el cambio climático. La alteración de ambos parámetros crea inseguridad en la habitabilidad de los ecosistemas y la supervivencia humana en el futuro.

2. Concepto de Efecto Invernadero

El efecto invernadero mantiene la temperatura del planeta.

El efecto invernadero es un fenómeno natural que permite mantener la temperatura del planeta, al retener parte de la energía proveniente del Sol.

Luego de muchos estudios se llegó a la conclusión de que la temperatura media global de la Tierra es el resultado del balance existente entre la energía de la radiación solar y el enfriamiento; debido a la energía devuelta por la superficie terrestre y la atmósfera hacia el espacio. Este intercambio de energía permite que cierta cantidad de calor sea retenida por la atmósfera.

En épocas pasadas las variaciones en la cantidad de irradiación solar y en la composición de la atmósfera dieron lugar a condiciones ambientales muy diferentes a las actuales. Así, hace 100 millones de años, cuando existían los dinosaurios, la cantidad de CO₂ era de 4 a 8 veces mayor y la temperatura media 10 ó 15 °C superior a la actual, mientras durante la última glaciación, hace 10 000 años, la temperatura media bajó a 9 ó 10 °C, en correspondencia con un contenido en CO₂ de unos 2/3 del que conocemos ahora (Inzunza, 2003).

Actualmente el proceso repetitivo, conocido como efecto invernadero natural marca la referencia de la temperatura media de la Tierra. Aproximadamente 35 °C se registran sobre la biosfera: 17 °C de temperatura media en la superficie de la tierra y -20 °C de temperatura media en la atmósfera (Inzunza, 2003). El fenómeno descrito anteriormente tiene una analogía con los invernaderos agrícolas, por lo cual lleva el nombre de efecto invernadero.

En un invernadero agrícola, el vidrio deja entrar la radiación de onda corta del Sol para calentar los objetos adentro. Todos los objetos tienen la capacidad de emitir radiación en onda larga a la cual el vidrio retiene. De este modo, el calor queda atrapado dentro del invernadero; de igual manera, los gases de efecto invernadero provocan el calentamiento de las capas bajas de la atmósfera.

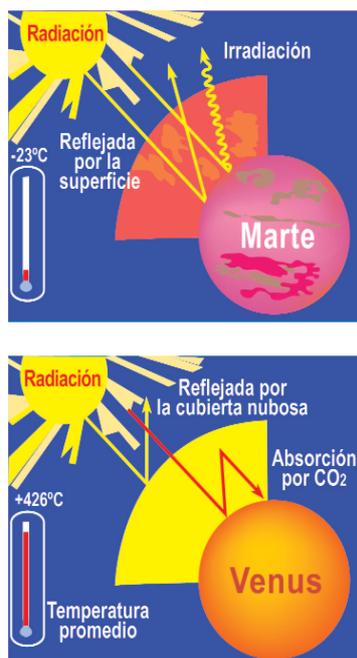
La Tierra desarrolla un efecto invernadero en el cual se propicia el desarrollo de la vida de plantas, animales y la del hombre. Pero existen casos extremos del efecto invernadero en ausencia o presencia de atmósfera. Por ejemplo, la luna sin atmósfera y casi a la misma distancia del Sol que la Tierra, tiene una temperatura media 35 °C menos que la temperatura media de la Tierra. La ausencia de una atmósfera que atrape los gases generadores del efecto invernadero natural provoca el enfriamiento de todo este cuerpo celeste.

De la misma manera, no existe vida en otros planetas como Marte y Venus, donde se dan casos extremos, produciéndose en Marte una temperatura de -23 °C, y en Venus lo contrario, alcanzando temperaturas de +426 °C (Figura 2.1).

El planeta Marte con una atmósfera libre de CO₂ ocasiona un fenómeno de congelamiento en su superficie. La radiación del sol que ingresa a este planeta es completamente devuelta al espacio mediante el reflejo de la superficie planetaria y la irradiación propia del mismo.

En cambio Venus posee un fenómeno muy contrario por el nivel de concentración de CO₂ en su atmósfera. Cierta cantidad de radiación solar logra penetrar en la atmósfera de Venus, pero ésta no se devuelve al espacio. La absorción de la radiación por el CO₂ es total de manera que la energía genera altas temperaturas den-

Figura 2.1.
Casos extremos: Marte y Venus
(PNCC, 2005)



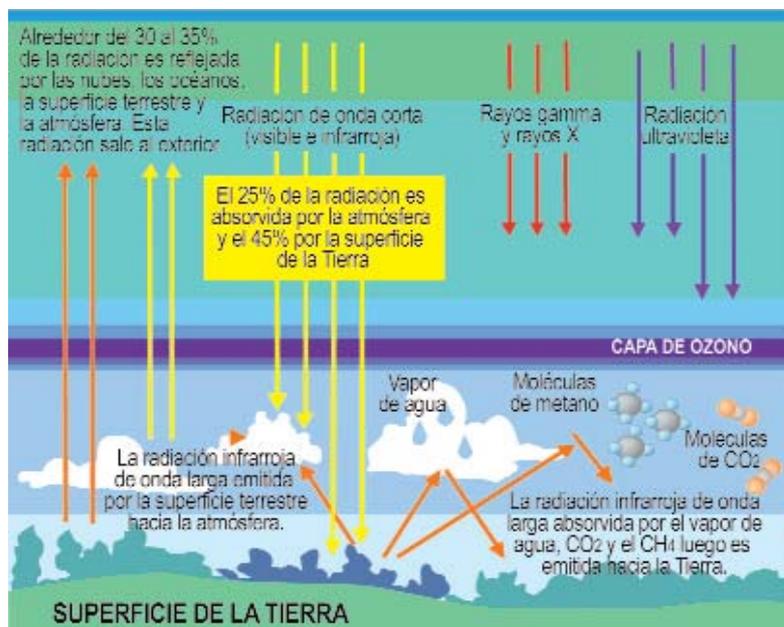
tro de este planeta. Ambos cuerpos celestes, con atmósferas diferentes a la terrestre, presentan comportamientos extremos y muy contrastados.

De esta manera se analiza la importancia del efecto invernadero y los GEI, especialmente el CO₂ que permite su acción.

3. Fases del efecto invernadero natural

El Efecto Invernadero Natural es un mecanismo con una serie de etapas que permiten el intercambio de energía en la atmósfera y la superficie terrestre. El servicio de Información sobre Cambio Climático (IACC, 2002), señala que este efecto de manera normal se presenta en 4 fases como se puede observar en la figura 2.2.

Figura 2.2. Efecto invernadero (ONI, 2006)



Cuadro 2.1. Factores regulatorios del efecto invernadero (IPCC, 2004)

Factores extraterrestres	Duración típica
Actividad solar superficial	40 a 120 años
Irradiancia Solar	100 años
Polvo entre la Tierra y el Sol	100 000 años
Ciclos de Milankovich : Precesión, Excentricidad orbital, inclinación del eje terrestre y otros	Varia continuamente
Albedo Terrestre:	
Vapores y polvos volcánicos	1 a 4 años
Cobertura de nubes	Varia continuamente
Turbidez atmosférica	Varia continuamente
Gases de invernadero Naturales	9 000 a 13 000 años
Gases de invernadero antropogénicos	250 años
Capacidad de absorción:	
Albedo de la Tierra, nieve, hielo	Largo plazo
Movimiento de placas tectónicas	Largo plazo
Corrientes oceánicas	Largo plazo

Ciclos de Milankovitch: forzamiento orbital presentado por 3 componentes; cambios en la inclinación del eje terrestre, cambios en la excentricidad terrestre (de una órbita elíptica a una órbita más circular), la inclinación del eje notorio en 17 000 años y los cambios en la precesión (estaciones climáticas) (Wikipedia, s.a.).

Fase 1: La energía solar de onda corta ingresa en la atmósfera terrestre.

Fase 2: Parte de la energía solar es reflejada hacia el espacio por distintos elementos terrestres, dependiendo de su albedo. Otra parte de la radiación de onda corta del sol es absorbida por la superficie de la tierra y los océanos.

Fase 3: La tierra emite parte de la energía recibida del sol en longitudes de onda larga.

Fase 4: Algunos de los GEI, como el dióxido de carbono (CO₂) y el vapor de agua, son transparentes a la radiación de onda corta del Sol; pero absorben la energía de onda larga de la Tierra y la irradian nuevamente hacia la superficie terrestre, actuando de esta forma como una cobija, atrapando más calor en la superficie de la Tierra. La temperatura de los océanos aumenta, generando más vapor de agua, que incrementa a su vez, el efecto invernadero; calentando más aún la superficie de la terrestre.

El balance de energía y la retención del calor en la atmósfera son controlados por una serie de factores establecidos en el cuadro 2.1. Estos factores atmosféricos se

Cuadro 2.2.
Gases de efecto Invernadero y la contribución al calentamiento global

GEI	Fuente emisora	Tiempo de vida	Contribución al C. G.
CO ₂	Uso de combustibles fósiles, deforestación, destrucción de suelos, industria.	500 años	54%
NO ₂	Quema de combustibles fósiles, actividad agrícola, deforestación, tratamiento de aguas residuales	140-190 años	6%
CH ₄	Actividad ganadera, biomasa, arrozales, escapes de gasolina, minería, relleno sanitario, tratamiento de aguas residuales	7-10 años	12%
CFC11, 12	Refrigeración, aire acondicionado, aerosoles, espumas plásticas, actividad agrícola	65-110 años	21%

Figura 2.3.
Vapor de agua presente como humedad en el ambiente



Gas cuyas moléculas están compuestas por dos átomos de oxígeno y uno de carbono.

mantienen por varios años siendo algunos bastante importantes para la regulación del clima global.

Algunos factores regulatorios en el balance de energía son bastante variables y su duración en la atmósfera es difícil de medir. Por ejemplo, el albedo terrestre puede verse afectado por la cobertura de nubes que varía continuamente. De la misma forma, la capacidad de absorción está influida por los fenómenos atmosféricos que están en constante movimiento.

4. Gases de Efecto Invernadero GEI

Los GEI se clasifican en primarios y secundarios. Los gases primarios componen naturalmente la atmósfera y ocupan gran parte de ésta; ellos son: vapor de agua, dióxido de carbono (CO₂), monóxido de nitrógeno (NO), metano (CH₄), ozono (O₃) y óxido nitroso (N₂O). Los gases secundarios son producidos por la actividad humana y se presentan en la atmósfera de manera artificial.

4.1. Vapor de agua

El vapor de agua es un gas que se obtiene por evaporación o ebullición del agua líquida o por sublimación del hielo. Es inodoro e incoloro y, a pesar de lo que pueda parecer, las nubes o la niebla blanca, no son vapor de agua sino el resultado de minúsculas gotas de agua líquida o cristales de hielo. La cantidad existente de vapor de agua marca el nivel de humedad del ambiente; en ciertas condiciones, a alta concentración, parte de la humedad ambiente se condensa y se forma la niebla o, en concentraciones mayores, las nubes.

Las nubes y el vapor de agua absorben radiación de onda larga y ayudan a mantener la temperatura de la superficie terrestre. El proceso del reflejo de la luz solar responde a un efecto enfriador en el sistema climático; la radiación infrarroja, al ser atrapada por este gas, produce un efecto calentador del sistema climático.

Las nubes influyen en el equilibrio térmico de la Tierra reflejando la luz solar (efecto enfriador) y atrapando la radiación infrarroja (efecto calentador). Sus reacciones ante el calentamiento global siguen siendo una incógnita en lo que se refiere a la determinación de la magnitud y distribución del cambio climático.

La cubierta de las nubes, en noches nubladas, absorbe radiación de onda larga irradiada por la tierra y la irradia hacia la superficie en la noche; sin embargo, en las noches con cielos despejados la radiación de onda larga de la tierra escapa al espacio, disminuyendo la temperatura nocturna. Durante los días nublados, las temperaturas máximas son menores a los días con cielo despejado, debido a que las nubes impiden el paso de la radiación solar directa. Por ejemplo, los desiertos son muy cálidos en el día y muy fríos en la noche por causa del efecto descrito (Inzunza, 2003).

4.2. Dioxido de carbono (CO₂)

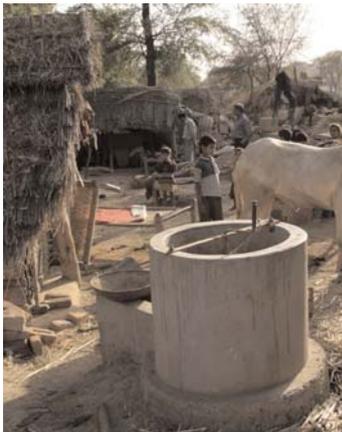
El dióxido de carbono, también denominado bióxido de carbono, óxido de carbono (IV) y anhídrido carbónico, es un gas cuyas moléculas están compuestas por dos átomos de oxígeno y uno de carbono. Este gas se libera a la atmósfera cuando se queman residuos sólidos, combustibles fósiles (derivados de petróleo, aceite, gas

Figura 2.4.
Emisiones de CO₂ debido a actividad volcánica



Es una sustancia no polar que se presenta en forma de gas a temperaturas y presiones ordinarias.

Figura 2.5.
Emisiones de metano por actividades ganaderas



El metano atrapa 21 veces más calor por molécula que el dióxido de carbono.

El ozono es un potente oxidante.

natural y otros), leña y productos de madera.

Existen otras fuentes de producción de CO₂, las naturales entre las cuales están, el proceso de la respiración de los seres vivos, la actividad volcánica y varios procesos naturales de los océanos. Las otras fuentes humanas comunes son la deforestación, que es responsable del 25 % de las emisiones de CO₂ y la producción de cemento, responsable del 2 %.

El CO₂ contribuye a que la Tierra tenga una temperatura habitable, siempre y cuando se mantenga determinadas cantidades del gas. Al igual que el vapor de agua, este gas es un buen absorbedor de la radiación solar.

Sin CO₂, la Tierra sería un bloque de hielo como Marte. Por otro lado, un exceso impide la salida de calor al espacio y provoca un calentamiento excesivo del planeta; fenómeno conocido como efecto invernadero acentuado.

4.3. Metano (CH₄)

El metano es el hidrocarburo alcano más sencillo. Cada uno de los átomos de hidrógeno está unido al carbono por medio de un enlace covalente. Es una sustancia no polar que se presenta en forma de gas a temperaturas y presiones ordinarias. Es incoloro y apenas soluble en agua en su fase líquida. En la naturaleza se produce como producto final de la putrefacción anaeróbica de las plantas. Puede constituir hasta el 97 % del gas natural. El denominado grisú de las minas de carbón, muy peligroso por sus características inflamables, es una concentración de gas metano. Las principales fuentes de metano son:

- ◆ Descomposición de los residuos orgánicos
- ◆ Fuentes naturales 23 % (pantanos)
- ◆ Extracción de combustibles fósiles: 20 % (gas natural)
- ◆ Procesos digestivos y defecación de animales: 17 %. (Especialmente del ganado)
- ◆ Las bacterias en plantaciones de arroz: 12 %
- ◆ Combustión anaeróbica de la biomasa

El metano atrapa 21 veces más calor por molécula que el dióxido de carbono y el óxido nitroso absorbe 270 veces más calor por molécula que el dióxido de carbono. A menudo, los estimados de las emisiones de gases del efecto invernadero se presentan en unidades de millones de toneladas métricas de equivalentes de carbono, lo cual pesa a cada gas por su valor Potencial de Calentamiento Global (GWP).

4.4. Ozono (O₃)

El ozono se compone de una molécula con tres átomos de oxígeno. A temperatura y presión ambientales el ozono es un gas de olor acre e incoloro, que en grandes concentraciones puede volverse azulado; su principal propiedad es que es un potente oxidante. Sin embargo, desempeña un papel muy importante en la atmósfera, tanto a nivel estratosférico como troposférico.

En ambos casos su formación y destrucción son fenómenos fotoquímicos. Cuando

Figura 2.6.
Concentración de GEI primarios
y secundarios

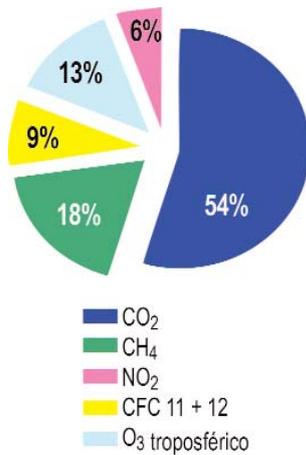


Figura 2.7.
Óxidos de Nitrógeno presentes en la
atmósfera.



Cada gas del efecto invernadero se diferencia por su capacidad de absorber calor en la atmósfera.

el oxígeno del aire es sujeto a un pulso de alta energía, el doble enlace O=O del oxígeno se rompe entregando dos átomos de oxígeno; los cuales luego se recombinan con los demás gases de la atmósfera. Estas moléculas recombinadas contienen tres átomos de oxígeno en vez de dos, lo que da origen al Ozono.

4.5. Óxidos de nitrógeno (NOx)

Los óxidos de nitrógeno, compuestos por nitrógeno y oxígeno, se forman en la combustión con exceso de oxígeno y altas temperaturas. El término óxido de nitrógeno puede referirse a cualquiera de los siguientes compuestos:

- ◆ Óxido nítrico u Óxido de nitrógeno (NO)
- ◆ Dióxido de nitrógeno (NO₂)
- ◆ Óxido nitroso o Monóxido de dinitrógeno (N₂O)
- ◆ Trióxido de dinitrógeno (N₂O₃)
- ◆ Tetróxido de dinitrógeno (N₂O₄)
- ◆ Pentóxido de dinitrógeno (N₂O₅)

El monóxido de nitrógeno es un gas a temperatura ambiente de olor dulce penetrante, fácilmente oxidable a dióxido de nitrógeno. Mientras que el dióxido de nitrógeno tiene un fuerte olor desagradable. El dióxido de nitrógeno es un líquido a temperatura ambiente, pero se transforma en un gas pardo-rojizo a temperaturas sobre los 21 °C. Los óxidos de nitrógeno son liberados al aire por los procesos orgánicos de los desechos de los animales, mayormente están contenidos en el ácido nítrico y amoníaco y la nitrificación de compuestos orgánicos.

El N₂O se forma también en condiciones anaeróbicas a partir de abonos minerales en el suelo. Es un importante gas de efecto invernadero con una permanencia media de 100 años en la atmósfera e influye sobre la capa de ozono; reduciendo el ozono a oxígeno molecular y liberando dos moléculas de monóxido de nitrógeno. Se libera durante las actividades agrícolas e industriales, así como durante la combustión de residuos sólidos y combustibles fósiles.

4.6. GEI secundarios

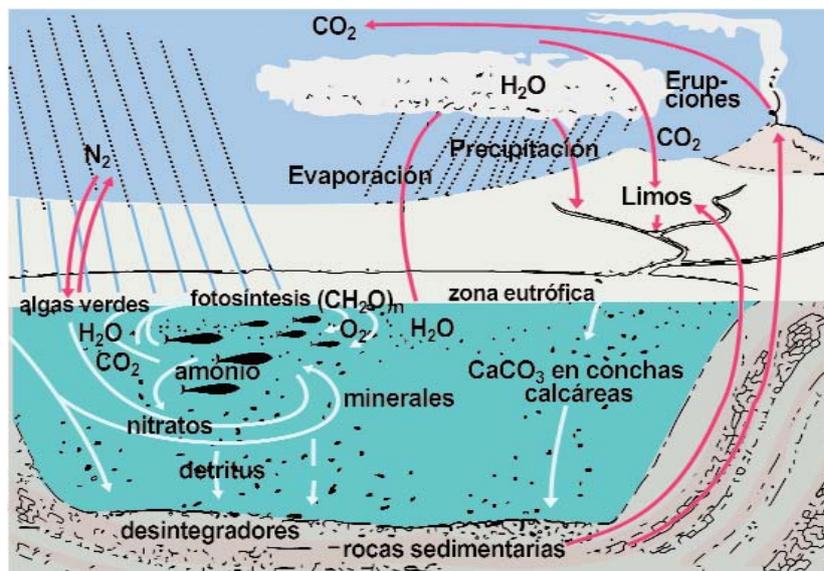
Entre los GEI potentes que no se producen de forma natural están los hidrofluorocarbonos (HFCs), perfluorocarbonos (PFCs) y hexafluoruro de azufre (SF₆), los cuales son generados en una variedad de procesos industriales. Cada gas del efecto invernadero se diferencia por su capacidad de absorber calor en la atmósfera. Los HFCs y PFCs son los que más calor absorben.

Un clorofluorocarburo o clorofluorocarbono (CFC o Halones) es cada uno de los derivados de los hidrocarburos saturados obtenidos mediante la sustitución de átomos de hidrógeno por átomos de cloro y fluor. Los clorofluorocarbonos (CFC's) se utilizan en los sistemas de refrigeración como propulsores, espumas y agentes extintores, de limpieza y propelentes para aerosoles. La fabricación y empleo de clorofluorocarburos fueron prohibidos por el protocolo de Montreal, debido a la influencia negativa sobre la capa de ozono.

5. Interacción natural con el medio ambiente

Los GEI, presentes en la atmósfera de manera natural, se encuentran en diferentes situaciones dinámicas y fisicoquímicas e interactúan de manera natural con el medio ambiente; determinando, en cierto grado, el clima natural del planeta. Para comprender esta interacción natural es necesario comprender el ciclo biogeoquímico de los elementos químicos orgánicos e inorgánicos que se encuentran en la tierra. Los procesos geológicos y biológicos relacionados estrechamente con la vida.

Figura 2.8. Ciclo biogeoquímico (Lenntech, 2005)



Los ciclos biogeoquímicos son activados directa o indirectamente por la energía del sol.

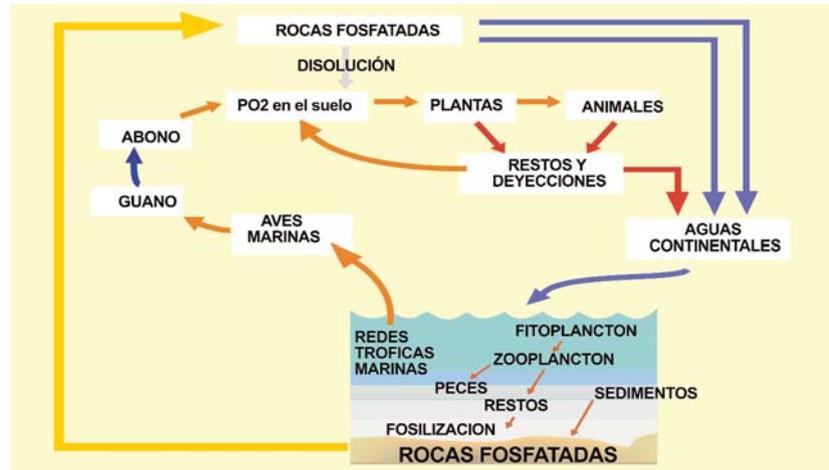
Un ciclo biogeoquímico es el movimiento de una sustancia química a través de los depósitos de la litosfera (la rocas, los sedimentos y los suelos), la atmósfera (los gases), la hidrosfera (los océanos, los lagos y los ríos) y la biosfera (las plantas y animales). En estos ciclos se enlazan procesos geológicos, físicos, hidrológicos y biológicos, que mueven diferentes elementos de un depósito a otro, reciclándolos. Los ciclos biogeoquímicos son activados directa o indirectamente por la energía del sol. En la naturaleza existen tres tipos de ciclos biogeoquímicos: los sedimentarios (fósforo y azufre), los gaseosos (carbono, nitrógeno y oxígeno) y el ciclo hidrológico.

5.1. Ciclos biogeoquímicos sedimentarios

Los nutrientes circulan principalmente sobre la corteza terrestre, la masa hídrica y los organismos vivos.

Los nutrientes circulan principalmente sobre la corteza terrestre, la masa hídrica y los organismos vivos. Los elementos en estos ciclos son generalmente reciclados mucho más lentamente que en el ciclo gaseoso; además, los elementos se transforman de modo químico y con aportación biológica en un mismo lugar geográfico. Los elementos son retenidos en las rocas sedimentarias durante un largo periodo de tiempo con frecuencias de miles a millones de años. Ejemplos de este tipo de ciclos son el del fósforo (Figura 2.9) y del azufre (Figura 2.10).

Figura 2.9. Ciclo del fósforo (adaptado de Lenntech, 2005)



Los animales obtienen fósforo de sus alimentos, ya sean plantas o animales que los contengan.

La mayor reserva de fósforo (P) se encuentra en la corteza terrestre y en los depósitos de rocas marinas. El fósforo es liberado de las rocas y se distribuye en el suelo, de donde las plantas lo extraen para realizar sus funciones vitales. Los animales obtienen fósforo de sus alimentos, ya sean plantas o animales que los contengan. La cantidad de fósforo en la materia viva es relativamente pequeña, sin embargo es vital la función que cumple formando parte del ADN², ATP³. Además, participa, como muchas otras sustancias intermedias, en la fotosíntesis y en la respiración celular. Se encuentra también en los huesos y dientes de los seres vivos, incluido al ser humano.

De la descomposición de la materia orgánica, se libera el fósforo en forma de ortofosfatos (PO₄H₂), que pueden ser utilizados directamente por los vegetales; formando fosfato orgánico (biomasa vegetal), la lluvia puede transportar este fosfato a los ríos, lagos y/u océanos.

El fósforo no forma compuestos volátiles que le permitan subir a la atmósfera.

El fósforo a diferencia del carbono, nitrógeno y azufre, no forma compuestos volátiles que le permitan subir a la atmósfera. Una vez en el mar, puede retornar a los ecosistemas terrestres a través de las aves marinas que recogen el fósforo que pasa a través de las cadenas alimenticias marinas, en sus excrementos.

Por otro lado, existe la posibilidad del levantamiento geológico de los sedimentos del océano hacia tierra firme, proceso que se da en miles de años. Así mismo, el hombre también moviliza el fósforo mediante la explotación de rocas que contienen fosfato.

Figura 2.10. Ciclo del azufre (Lenntech, 2005)



² ADN Constituye el material genético de los organismos. Es el componente químico primario de los cromosomas y el material del que los genes están formados (Wikipedia, s.a.).

³ ATP es una molécula que consta de una purina (adenina), un azúcar (ribosa), y tres grupos fosfato. Gran cantidad de energía para las funciones biológicas se almacena en los enlaces de alta energía que unen los grupos fosfato y se liberan cuando uno o dos de los fosfatos se separan de las moléculas de ATP (Wikipedia, s.a.).

El azufre es un elemento esencial para todos los seres vivos.

El azufre es un nutriente secundario requerido por las plantas y animales para cumplir ciertas funciones; forma parte de todas las proteínas, por lo que es un elemento esencial para todos los seres vivos. El ciclo del azufre puede comenzar ya sea en el suelo o en el agua; del suelo pasa a las plantas, a los animales y regresa otra vez al suelo o al agua.

El ácido sulfhídrico (H_2S) es emitido hacia la atmósfera, principalmente por la descomposición microbiana. Cuando el azufre llega a la atmósfera se oxida a dióxido de azufre. La oxidación posterior del óxido de azufre y su disolución en la lluvia produce ácido sulfhídrico, sulfatos y ácido sulfúrico, formas en las que regresa a los ecosistemas terrestres.

Por otro lado, el carbón mineral y el petróleo contienen también azufre y su combustión libera dióxido de azufre a la atmósfera; el cual puede ser asimilado directamente por las plantas.

5.2. Ciclos biogeoquímicos gaseosos

Los nutrientes circulan entre la atmósfera y los organismos vivos.

Los nutrientes circulan principalmente entre la atmósfera y los organismos vivos. En la mayoría de estos ciclos los elementos son reciclados rápidamente, con frecuencia de horas o días. Este tipo de ciclo referido a la transformación de la sustancia involucrada cambia de ubicación geográfica y se fija a partir de una materia prima gaseosa. Ejemplos de ciclos gaseosos son el carbono (Figura 2.11), nitrógeno (Figura 2.12) y oxígeno (Figura 2.13).

Figura 2.11. Ciclo del carbono (Lenntech, 2005)



El 18 % de la materia viva está constituida por carbono. El carbono se combina con el oxígeno de la atmósfera, formando monóxido de carbono (CO), dióxido de carbono (CO₂) y sales como carbonato de sodio (Na₂CO₃) y el carbonato de calcio CaCO₃. Estos dos últimos compuestos minerales con sodio y calcio, se presentan en la naturaleza como rocas carbonatadas, calizas y estructuras de coral.

El ciclo biológico se cumple con el intercambio de carbono (CO₂) entre los seres vivos y la atmósfera. Las plantas obtienen el CO₂ de la atmósfera para transformarlo en compuestos orgánicos como la glucosa, a través de la fotosíntesis. Los productores acuáticos lo utilizan disuelto en el agua en forma de bicarbonato (HCO₃⁻). Los animales, incluido el ser humano, devuelven el CO₂ a la atmósfera a través de la respiración.

La renovación del carbono atmosférico, se produce cada 20 años.

En condiciones naturales normales (antes de la era industrial), la renovación del carbono atmosférico, por medio de la fotosíntesis y la respiración, se produce cada 20 años. Los animales herbívoros, al alimentarse de las plantas, asimilan el carbono contenido en la glucosa de las plantas, en forma de proteínas, grasas, hidratos de carbono, etc.

Durante la descomposición de las plantas y animales, los restos de organismos muertos, por la acción de ciertos hongos y bacterias, también se desprende CO₂. El ciclo biogeoquímico del carbono regula la transferencia de carbono entre la atmósfera, la hidrosfera (océanos) y la litosfera (suelo).

El CO₂ atmosférico se disuelve en el agua muy fácilmente, formando ácido carbónico.

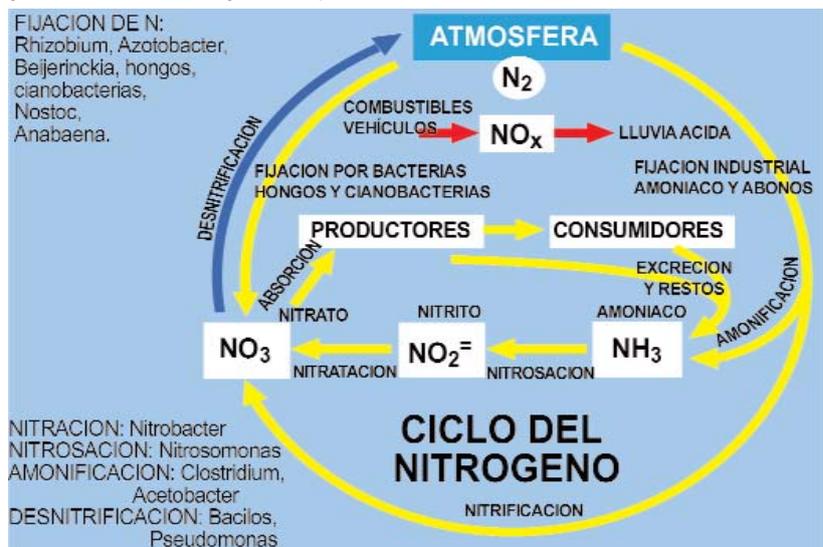
El CO₂ atmosférico se disuelve en el agua muy fácilmente, formando ácido carbónico que ataca los silicatos constituyentes de las rocas. De estas reacciones resultan los iones bicarbonato que son asimilados por los animales para formar sus tejidos y luego depositados en los sedimentos tras su muerte. El retorno a la atmósfera se produce con las erupciones volcánicas. Durante dichos procesos el carbono contenido en las rocas y minerales de la corteza terrestre se fusiona y es liberado a la atmósfera. Éste es un ciclo de larga duración por la naturaleza geológica del ciclo.

El carbono contribuye a la formación de combustibles fósiles.

En capas profundas de la corteza continental, así como en la corteza oceánica, el carbono contribuye a la formación de combustibles fósiles, como es el caso del petróleo, carbón y gas natural. Este compuesto se ha formado por la acumulación y fermentación de restos de organismos que vivieron hace miles de años y que quedaron sepultados sin contacto con el oxígeno que la descomponga.

El almacenamiento del carbono en los depósitos fósiles supone, en la práctica, una rebaja de los niveles atmosféricos de dióxido de carbono. Si estos depósitos se liberan, el ciclo busca un nuevo equilibrio en el que la cantidad de CO₂ atmosférico es mayor.

Figura 2.12. Ciclo del nitrógeno (Wikipedia, s.a.)



El nitrógeno es otro elemento indispensable para el desarrollo de los seres vivos.

El nitrógeno tiene un ciclo cerrado de procesos biológicos y abióticos en el que se suministra este elemento a los seres vivos. Los seres vivos requieren átomos de nitrógeno para la síntesis de moléculas orgánicas esenciales como las proteínas, los ácidos nucleicos y el ADN; por lo tanto es otro elemento indispensable para el desarrollo de los seres vivos.

El aire de la atmósfera contiene un 78 % de nitrógeno; por lo tanto la atmósfera es un reservorio de este compuesto. A pesar de su abundancia, pocos son los organismos capaces de absorberlo directamente para utilizarlo en sus procesos vitales, como las cianobacterias y las azotobacteriáceas.

La fijación del nitrógeno se realiza a través de tres procesos en la biosfera:

El relámpago rompe las moléculas de nitrógeno y los combina con el oxígeno del aire.

Los nitratos son metabolizados por las plantas para sintetizar proteínas y ácidos nucleicos.

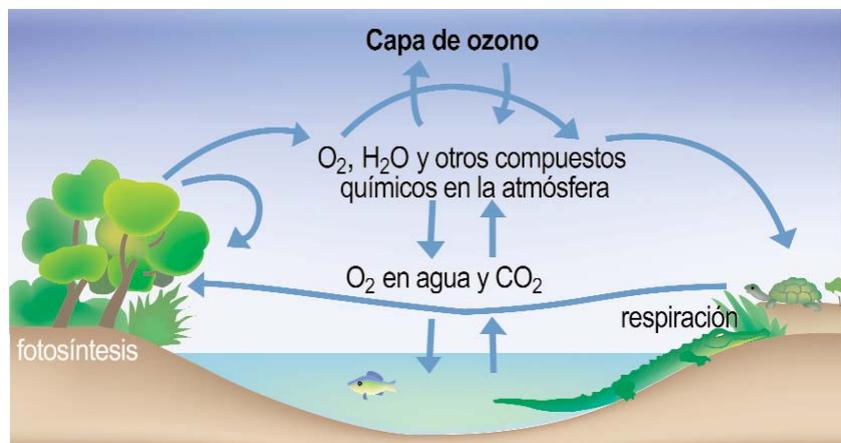
1. El relámpago, cuya energía rompe las moléculas de nitrógeno presentes en la atmósfera, permite que se combinen con el oxígeno del aire, formando diferentes óxidos de nitrógeno.

2. Las bacterias nitrificantes, al igual que algunas algas verde-azules, son capaces de fijar el nitrógeno atmosférico y convertirlo a compuestos como los nitratos (NO_3^-) y amonios (NH_4^+), asimilables para las plantas. Las bacterias del género nitrosomonas se encargan de la oxidación del amoníaco (NH_3) a nitrito (NO_2^-), y las bacterias del género nitrobacter oxidan los nitritos (NO_2^-) a nitratos (NO_3^-). Estos nitratos son metabolizados por las plantas para sintetizar proteínas y ácidos nucleicos.

3. Los animales obtienen nitrógeno al comer dichas plantas o al comer otros animales; sin embargo, necesitan que el nitrógeno se encuentre en forma de radicales amino para poder sintetizarlo. Gracias a los procesos que conforman el ciclo, todos los tipos metabólicos de organismos ven satisfecha su necesidad de nitrógeno.

Cada nivel trófico elimina nitrógeno en las excreciones, las que son degradadas, en sus funciones vitales; por los microorganismos descomponedores. En los animales se elimina este compuesto en forma de amonio, amoníaco en los organismos acuáticos, de urea en el hombre y otros mamíferos y en ácido úrico en las aves. Estos compuestos van a la tierra o al agua donde pueden ser tomados de nuevo por las bacterias y después por las plantas para formar nuevamente el ciclo.

La desnitrificación reduce los nitratos a nitrógeno, el cual se incorpora otra vez a la atmósfera, este proceso se produce gracias a la acción catabólica de los microorganismos que viven en ambientes con escasez de oxígeno como sedimentos, suelos profundos, etc.



El oxígeno abastece las necesidades metabólicas de todos los organismos terrestres y acuáticos.

Figura 2.13. Ciclo del oxígeno (Lenntech, 2005)

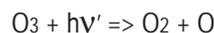
El oxígeno molecular (O₂) representa el 20 % de la atmósfera terrestre, abastece las necesidades metabólicas de todos los organismos terrestres y acuáticos (cuando se disuelve en el agua). El oxígeno es ligeramente soluble en agua, disminuyendo su solubilidad con la temperatura; condiciona las propiedades redox de los sistemas acuáticos; oxida materia bioorgánica produciendo moléculas de dióxido de carbono y agua.

En la corteza terrestre la mayor parte del oxígeno se encuentra formando parte de silicatos y en los océanos se encuentra formando parte de la molécula de agua. En la atmósfera se encuentra como oxígeno molecular, O₂, dióxido de carbono, CO₂, y en menor proporción en otras moléculas como monóxido de carbono, CO, ozono, O₃, dióxido de nitrógeno, NO₂, monóxido de nitrógeno, NO, dióxido de azufre, SO₂, etc.

El O₂ le confiere un carácter oxidante a la atmósfera. Se formó por fotólisis de H₂O, formándose H₂ y O₂:



El O₃ se formó a partir de O₂ por interacción con radiación ultravioleta, y parte del ozono formado vuelve a dar oxígeno:



La parte de radiación ultravioleta, absorbida por las diferentes capas de la atmósfera, no llega a la superficie terrestre, hace que la temperatura del planeta sea menor que si llegara toda la radiación.

Biológicamente, en la respiración, el proceso de glucólisis desdobra el ácido pirúvico⁴ en anhídrido carbónico y agua. El oxígeno actúa como aceptor final para los electrones retirados de los átomos de carbono de los alimentos, dando como producto final, agua.

La fotosíntesis completa el ciclo del oxígeno.

El ciclo del oxígeno se completa en la fotosíntesis cuando se captura la energía de la luz para la producción de moléculas de ATP y NADPH⁵, que capturan el CO₂ para producir hidratos de carbono (grasas y proteínas) y para la reducción del oxígeno de las moléculas de agua. Los electrones reducen los átomos de carbono (de CO₂) a carbohidrato (glucosa). Al final se produce oxígeno molecular y así se completa el ciclo.

⁴ El piruvato es un compuesto orgánico muy importante en la bioquímica debido a que provee energía, creando el ciclo de Krebs (si hay suficiente suministro de oxígeno) o el ácido láctico y etanol (en ausencia de oxígeno), en animales y plantas respectivamente (Wikipedia, s.a.).

⁵ NADPH o NADP es una coenzima utilizada en la fase oscura de la fotosíntesis (ciclo de Calvin) que se encarga de reducir el CO₂ a carbón orgánico (Es una coenzima y recibe hidrógenos para convertirse) (Wikipedia, s.a.).

⁶ Hundimiento de la corteza oceánica, de mayor peso específico, por debajo de la corteza continental, de menor peso específico, debido al choque de ambas placas según la teoría de tectónica de placas.

Por cada molécula de oxígeno utilizada en la respiración celular, se libera una molécula de dióxido de carbono. Inversamente, en la fotosíntesis, por cada molécula de dióxido de carbono absorbida se libera una molécula de oxígeno.

5.3. Ciclo Hidrológico

El ciclo del agua o ciclo hidrológico ha estado ocurriendo por billones de años; representa un proceso de circulación del agua entre el océano, la atmósfera, la tierra y los organismos vivos. Se trata de un ciclo biogeoquímico en el que hay una intervención mínima de reacciones químicas. El agua de la Tierra, siempre dinámica y en constante cambio de estado físico - de líquido a vapor o a hielo, y viceversa - distribuye el calor solar sobre la superficie del planeta.

El agua de la hidrosfera procede de la desgasificación del manto durante los procesos de formación de volcanes. Una parte del agua puede reincorporarse al manto con

los sedimentos oceánicos cuando éstos forman parte de litosfera en subducción⁶.

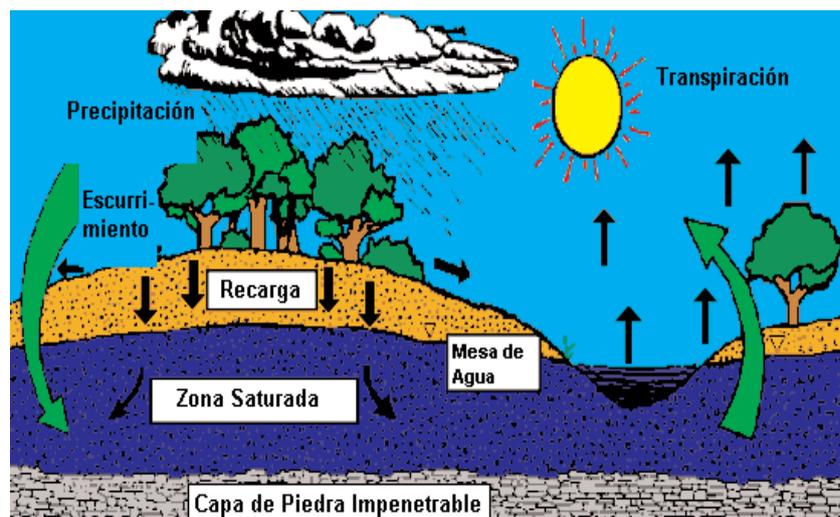


Figura 2.14. Ciclo hidrológico (USGS, 2006)

El sol, que dirige el ciclo del agua, calienta los océanos, evaporando el agua hacia el aire. Las corrientes de aire ascendentes llevan el vapor de agua a las capas superiores de la atmósfera, donde la temperatura es menor; esta conduce a la condensación del agua y la formación de nubes. Las corrientes de aire mueven las nubes sobre el planeta, las partículas de agua condensadas colisionan, crecen y caen en forma de precipitación.

Parte de esta precipitación cae en forma de nieve y se acumula en las capas de hielo y en los glaciares, los cuales pueden almacenar agua congelada por millones de años. En los climas más cálidos, la nieve acumulada en las montañas y picos nevados se funde y derrite cuando llega la primavera; La nieve derretida corre sobre la superficie del terreno como agua de deshielo y a veces provoca inundaciones. La mayor parte de la precipitación cae en los océanos o sobre la tierra.

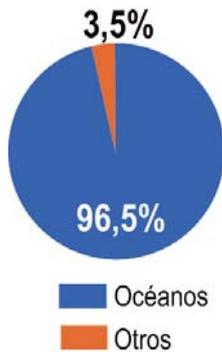
Debido a la gravedad, una parte del agua, que cae como lluvia sobre la tierra, se infiltra gracias a la permeabilidad de algunos suelos y otra gran parte corre sobre ella como escurrimiento superficial. Una parte del agua infiltrada permanece en las capas superiores del suelo y vuelve a los cuerpos de agua y océanos como descarga de agua subterránea. Otra parte del agua subterránea encuentra aperturas en la superficie terrestre y emerge como manantiales de agua dulce.

El agua subterránea es tomada por las raíces de las plantas y transpirada a través de la superficie de las hojas, regresando a la atmósfera.

El agua subterránea que se encuentra a poca profundidad, es tomada por las raíces de las plantas y transpirada a través de la superficie de las hojas, regresando a la atmósfera. Otra parte del agua infiltrada alcanza las capas más profundas de suelo y recarga los acuíferos (roca subsuperficial saturada), los cuales almacenan grandes cantidades de agua dulce por largos períodos de tiempo.

Por otro lado, una parte del agua de escurrimiento se infiltra y otra alcanza los ríos en las depresiones del terreno y la corriente de los ríos; transporta el agua de vuelta a los océanos. El agua de escurrimiento y el agua subterránea que brotan hacia la superficie, se acumula y almacena en los lagos de agua dulce. No toda el agua de lluvia fluye hacia los ríos, una gran parte es absorbida por el suelo como infiltración. A lo largo del tiempo, esta agua continua moviéndose; parte de ella retornará a los

Figura 2.15.
Agua en la Tierra (USGS, 2006)



La evaporación es más común que la precipitación, mientras que, sobre la tierra la precipitación supera a la evaporación.

Las nubes son la forma más visible del agua en la atmósfera.

La condensación es responsable también de la niebla y de la humedad del día.

Para una precipitación deben condensarse en agua.

océanos, donde el ciclo del agua se cierra y comienza nuevamente.

El U.S. Geological Survey (USGS) ha identificado en el ciclo del agua 15 componentes principales:

1. Agua almacenada en los océanos. Agua almacenada por largos periodos de tiempo, mucho mayor a la que actualmente se encuentra en movimiento en el ciclo del agua. Se estima que, de los 1 386 000 000 km³ de agua sobre la Tierra, alrededor de 1 338 000 000 km³ (96,5 %) son almacenados en los océanos (Figura 2.15). También se estima, que los océanos proveen de un 90 % del agua que se evapora hacia la atmósfera.

Durante las últimas glaciaciones, los glaciares cubrieron casi un tercio de la superficie terrestre, y los océanos eran aproximadamente 120 m más bajos de lo que son hoy. Alrededor de 3 millones de años atrás, cuando la Tierra era más cálida, los océanos podrían haber estado 50 m por encima del nivel medio actual.

2. Evaporación. El agua de los océanos toma calor del ambiente para evaporar e ingresa a la atmósfera en forma de vapor de agua. Diversos estudios han demostrado que los océanos, mares, lagos y ríos proveen alrededor del 90 % de humedad a la atmósfera vía evaporación. El restante 10 % proviene de la transpiración de las plantas.

Una vez evaporada, una molécula de agua permanece alrededor de diez días en el aire. La misma cantidad de agua evaporada, vuelve a la Tierra como precipitación, con algunas variaciones geográficas. Sobre los océanos, la evaporación es más común que la precipitación, mientras que, sobre la tierra la precipitación supera a la evaporación.

3. Agua en la atmósfera. Es el agua almacenada en la atmósfera en forma de humedad y nubes. Si bien la atmósfera no es un importante reservorio de agua, el agua de la atmósfera se mueve en forma rápida por todo el planeta, a través de las corrientes de aire.

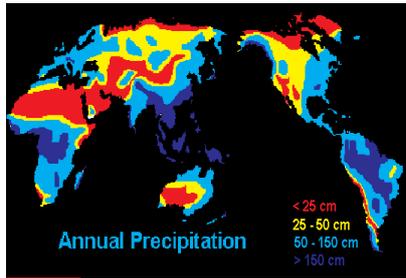
El volumen de agua en la atmósfera, en cualquier momento, es alrededor de 12 900 km³. Si toda el agua de la atmósfera cayera como lluvia al mismo tiempo, cubriría la superficie terrestre con una capa de agua de 2,5 cm de espesor.

4. Condensación. Es el proceso físico por el cual el agua cambia de estado gaseoso a líquido. La condensación es lo opuesto a la evaporación; es importante para el ciclo hidrológico debido a que forma las nubes.

La condensación es responsable también de la niebla y de la humedad del día. Incluso en aquellos días en que el cielo está completamente despejado de nubes, el agua sigue presente en forma de vapor de agua y pequeñas gotas demasiado pequeñas como para ser vistas.

En el caso del rocío y la escarcha, la condensación sucede a nivel de la superficie de contacto (suelo, hojas, tallos, frutos, etc.) la cual se encuentra más fría que la humedad circundante de la atmósfera.

Figura 2.16
Mapa de precipitación promedio anual
(USGS, 2006)



La capa de hielo presenta un grosor promedio de 1 500 m, pero puede tener hasta 4 300 m de grosor.

Figura 2.17.
Extensión de la capa de hielo durante
la última era glacial (USGS, 2006)



En los climas fríos, la mayor parte del caudal de los ríos durante la primavera proviene de la nieve y el hielo derretidos.

Un tercio de la lluvia que cae sobre el suelo corre en forma de escorrentía hacia los océanos.

5. Precipitación. La mayor parte del agua condensada en las nubes, no cae como precipitación debido a las ráfagas de aire ascendente que soportan a las nubes. Para que ocurra la precipitación primero pequeñas gotitas deben condensarse; las gotas de agua colisionan y producen gotas de mayor tamaño y lo suficientemente pesadas como para caer de la nube en forma de precipitación. Se requieren muchas gotas de nube para producir una gota de lluvia.

La cantidad de precipitación varía en cada región, en algunas puede originar precipitaciones extremas como Mt. Waialeale, Hawaii, donde el promedio de lluvia anual es 1 140 cm (algo excepcional se registro 1 630 cm de lluvia durante un período de 12 meses, lo que corresponde a casi 5cm por día); y, en otras puede no llover en años, como es el caso de Arica, Chile. En la figura 2.16 se aprecia la precipitación anual promedio, en milímetros y pulgadas, del mundo. Las áreas verde claro pueden ser consideradas desiertos.

6. Agua almacenada en los hielos y la nieve. El agua almacenada por largos periodos de tiempo en el hielo, la nieve o los glaciares también forma parte del ciclo del agua. La mayor parte de la masa de hielo de la Tierra (90 %) se encuentra en la Antártida, mientras que el restante (10 %) se encuentra en Groenlandia.

La capa de hielo presenta un grosor promedio de 1 500 m, pero puede tener hasta 4 300 m de grosor. El hielo es tan pesado, que la tierra que está por debajo ha sido presionada hasta adquirir una forma curva.

Actualmente, los glaciares cubren entre 10 y 11 % de toda la superficie de la Tierra. Si todos los glaciares se derritieran, el nivel del mar subiría alrededor de 70 m.

En la edad de hielo, el norte de Asia y Europa y, algunas regiones de Estados Unidos, se encontraban cubiertas por glaciares (Figura 2.17). El mar se encontraba alrededor de 122 m por debajo del nivel al que está hoy en día; y, los glaciares cubrían casi un tercio de la superficie terrestre. Durante el último período cálido, 125 000 años atrás, los mares estaban alrededor de 5,5 m por encima del nivel actual. Alrededor de tres millones de años atrás, los mares podrían haber estado 50, 3 m más arriba.

7. Agua de deshielo. Ésta fluye como escorrentía superficial hacia los cursos de agua, es una parte importante del movimiento de agua en la Tierra. En los climas fríos, la mayor parte del caudal de los ríos, durante la primavera, proviene de la nieve y el hielo derretidos. Además de las inundaciones, el rápido derretimiento de la nieve puede causar deslizamientos de tierra y desplazamiento de materiales sólidos.

8. Escorrentía superficial. Es la escorrentía producida por el agua de lluvia, que corre sobre la superficie del suelo, hacia la corriente de agua mas cercana. Sin embargo, esta escorrentía gana y pierde agua a través del suelo.

Generalmente, parte de la lluvia que cae es absorbida por el suelo; pero cuando la lluvia cae sobre suelo saturado o impermeable comienza a correr sobre éste, siguiendo la pendiente del mismo y en algunos casos es interceptada por la vegetación. El agua corre por canales a medida que se dirige a los grandes

"Corriente de agua" se refiere a la cantidad de agua que corre en un río, arroyo o cañada.

Figura 2.18.
Cuenca del río Amazonas
(Wikipedia, s.a.)



Únicamente un 3 % del agua de la Tierra es agua dulce.

Movimiento descendente del agua desde la superficie de la Tierra hacia el suelo, subsuelo y rocas porosas.

ríos, arrastrando consigo gran cantidad de sedimento que es depositado en el río. Esto representa riesgos para la calidad del agua.

La escorrentía superficial es afectada por factores meteorológicos, y por la geología y topografía del lugar. Únicamente un tercio de la lluvia que cae sobre el suelo corre en forma de escorrentía hacia los océanos. La fracción restante se evapora o se infiltra en el suelo, pasando a formar parte del agua subterránea.

9. Corriente de agua. El USGS utiliza el término "corriente de agua" para referirse a la cantidad de agua que corre en un río, arroyo o cañada. Son fuente de abastecimiento de agua potable y agua de riego, para producir electricidad, para eliminar residuos (en el mejor de los casos, residuos tratados), para transportar mercadería, y para obtener comida.

Todos los ríos tienen un área de influencia, donde toda el agua que cae dentro de ésta fluye y se drena hacia un mismo punto: río, lago, laguna, cuerpos de agua en general. Las cuencas pueden ser tan pequeñas o tan grandes como la cuenca del río Amazonas (Figura 2.18).

La corriente de los ríos siempre está cambiando, día tras día, incluso minuto a minuto. La escorrentía de agua en la cuenca, producida por la lluvia, es el principal factor que afecta a la corriente. La lluvia provoca la crecida de los ríos. Un río puede crecer aunque la lluvia se haya producido en un punto mucho más arriba de la cuenca.

10. Agua dulce almacenada. El agua dulce superficial es esencial para la vida en la Tierra. Los almacenes de agua dulce incluyen los arroyos, estanques, lagos, reservorios (lagos creados por el ser humano), ríos y humedales de agua dulce.

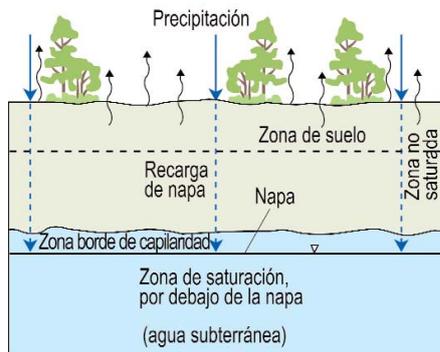
La cantidad de agua de los cuerpos de agua cambia permanentemente, debido a las entradas y salidas del agua en el sistema. Las entradas provienen de las precipitaciones, ríos tributarios, escorrentía superficial y de la filtración del agua subterránea hacia la superficie. Las salidas se deben a la evaporación y a las descargas de agua subterráneas en cuerpos de agua.

El agua dulce es relativamente escasa en la superficie de la Tierra. Únicamente un 3 % del agua de la Tierra es agua dulce. Los lagos y estanques de agua dulce constituyen un 0,29 % del agua dulce de la Tierra. El 20 % de toda el agua dulce se encuentra en un único lago: el Lago Baikal en Asia. Otro 20 % es almacenado en los Grandes Lagos (Hurón, Michigan y Superior). Los ríos contienen únicamente un 0,006 % de todas las reservas de agua dulce.

11. Infiltración. Es el movimiento descendente del agua desde la superficie de la Tierra hacia el suelo, subsuelo y rocas porosas. En cualquier parte del mundo, una porción del agua que cae como precipitación y nieve se infiltra hacia el suelo subsuperficial y hacia las rocas. La cantidad infiltrada depende de un gran número de factores.

Parte del agua infiltrada permanece en las capas más superficiales del suelo, para volver a emerger (Figura 2.19). Otra parte del agua puede infiltrarse a mayor profundidad, recargando así los acuíferos subterráneos. El agua puede

Figura 2.19.
Agua sub-superficial (USGS, 2006)



viajar largas distancias o permanecer por largos períodos como agua subterránea antes de retornar a la superficie o filtrarse hacia otros cuerpos de agua o el océano.

El agua de la zona del suelo presenta espacios creados por las raíces de las plantas que permiten la infiltración del agua de precipitación. Por debajo del suelo, se encuentra una zona donde el agua ocupa por completo los espacios que se encuentran entre las partículas del suelo y las rocas.

12. Descarga de agua subterránea. Es el movimiento del agua por dentro y hacia fuera del perfil del suelo. La vida en la Tierra depende tanto del agua superficial como del agua subterránea; esta última es comúnmente utilizada en la dotación de agua para consumo y para riego.

Una porción de la precipitación que cae sobre la tierra, se infiltra en el suelo y pasa a formar parte del agua subterránea; una vez en el suelo, parte de esta agua se mueve cerca de la superficie de la tierra y emerge rápidamente; siendo descargada en los lechos de las corrientes de agua, pero debido a la gravedad, una gran parte de ésta continúa moviéndose hacia zonas más profundas (Figura 2.20).

Figura 2.20.
Movimiento del agua subterránea (USGS, 2006)



13. Manantiales. Son lugares donde el agua subterránea es descargada hacia la superficie. También, varían en tamaño, desde pequeños manantiales que únicamente fluyen después de grandes lluvias, a grandes piscinas donde fluyen millones de litros de agua diariamente. Pueden formarse en cualquier tipo de roca, pero se encuentran principalmente en las calizas y dolomitas. Este tipo de roca se disuelve fácilmente con la lluvia y se fractura, produciendo agua ácida. A medida que la roca se disuelve y fractura, se forman espacios que permiten que el agua fluya.

La cantidad de agua que transpiran las plantas varía según la región geográfica y a través del tiempo.

Si el flujo es horizontal, éste puede alcanzar la superficie de la tierra, resultando en un manantial. El agua de los manantiales es generalmente transparente, sin embargo, en algunos casos puede presentar cierto color marrón, debido al contacto del agua con ciertos minerales.

14. Transpiración. Es el proceso biológico mediante el cual el agua es llevada desde las raíces hasta los pequeños poros que se encuentran en la cara inferior de las hojas; donde se transforma en vapor de agua y se libera a la atmósfera. La transpiración es esencialmente la evaporación del agua desde las hojas de las plantas.

Se estima que alrededor de un 10 % de la humedad de la atmósfera proviene de la transpiración de las plantas. Durante la estación de crecimiento, una hoja transpirará una cantidad de agua mucho mayor a su propio peso. Un acre plantado con maíz, produce cerca de 11 400 a 15 100 l d⁻¹ de agua y un roble grande puede transpirar alrededor de 151 000 l·a⁻¹.

La cantidad de agua que transpiran las plantas varía según la región geográfica y a través del tiempo. Hay varios factores que determinan las tasas de transpiración:

Temperatura: La tasa de transpiración aumenta a medida que aumenta la

- ♦ temperatura, especialmente durante la estación de crecimiento, cuando el aire está más cálido.
 - ♦ **Humedad relativa:** A medida que aumenta la humedad del aire que rodea a la planta, la tasa de transpiración disminuye. Es más fácil para el agua evaporarse hacia el aire seco que hacia el aire saturado.
 - ♦
- El viento y el movimiento del aire:** El aumento en el movimiento del aire que rodea a la planta, provocará una mayor transpiración

Son los grandes almacenes de agua en la Tierra.

Tipos de plantas: Las distintas plantas, presentan distintas tasas de transpiración. Algunas de las plantas que crecen en las zonas áridas, como los cactus, conservan la tan preciada agua transpirando menos.

15. Agua subterránea almacenada. El agua almacenada debajo de la tierra ha estado ahí por millones de años; grandes cantidades de agua son almacenadas en el suelo. El agua sigue moviéndose, aunque de manera mas lenta, pero continua siendo parte del ciclo del agua.

La mayor parte del agua del suelo proviene del agua de lluvia que se infiltra a través de la superficie del suelo. La capa superior del suelo es la zona no-saturada, donde las cantidades de agua varían con el tiempo, pero no alcanzan a saturar el suelo. Por debajo de esta capa, se encuentra la zona de saturación, donde todos espacios entre las partículas de roca se encuentran llenos de agua.

El término *agua subterránea* es utilizado para describir esta zona. Otro término para el agua subterránea es "acuifero". Los acuíferos, son los grandes almacenes de agua en la Tierra y muchas personas alrededor de todo el mundo dependen del agua subterránea en su diario vivir.

5.3.1. Distribución global del agua

Del total de agua de la Tierra, 1 386 millones de km³, alrededor del 96 % es agua salada. El 4 % restante es agua dulce, de la cual el 68 % esta confinada en glaciares y nieve, 30 % está en el suelo y 0,0007 % se encuentra en ríos y lagos que son la fuente principal de agua para la población humana (USGS, 2006).

Figura 2.21.
Distribución global del agua (USGS, 2006)



El tiempo de residencia de una molécula de agua en un compartimento es mayor cuanto menor es el ritmo con que el agua abandona ese compartimento (o se incorpora a él).

Por ejemplo, es notablemente largo en los casquetes glaciares, a donde llega por una precipitación característicamente escasa y que abandona sólo por la pérdida de bloques (icebergs) en los márgenes. El compartimento donde la residencia media es más larga, aparte del océano, es el de los acuíferos profundos; algunos de los cuales son "fósiles" que no se renuevan desde tiempos remotos (ver cuadro 2.3).

5.3.2. Balance de energía del ciclo hidrológico

Cuadro 2.3.

Estimación de la distribución de agua global (Adaptado de: USGS, 2006 y Wikipedia, 2006)

Fuente de agua	Tiempo medio de residencia --- a ---	Volumen de agua --- m ³ ---	Agua dulce --- % ---	Total de agua --- % ---
Océano, Mares y Bahías		1 338 000 000		96,5
Capas de hielo, Glaciares y Nieves Perpetuas	20 a 100	24 064 000	68,7	1,74
Agua subterránea	100 a 10 000	23 400 000		1,7
Dulce		10 530 000	30,1	0,76
Salada		12 870 000		0,94
Humedad del suelo		16 500	0,05	0,001
Hielo en el suelo y gelisuelo (permafrost)		300 000	0,86	0,022
Lagos	50 a 100	176 400		0,013
Dulce		91 000	0,26	0,007
Salada		85 400		0,006
Atmósfera		12 900	0,04	0,001
Agua de pantano		11 470	0,03	0,0008
Ríos	0,2 a 0,5	2 120	0,006	0,0002
Agua biológica		1 120	0,003	0,0001
Total		1 386 000 000		100

Fuente: Gleick, P. H., 1996: Water resources. In Encyclopedia of Climate and Weather, ed. by S. H. Schneider, Oxford University Press, New York, vol. 2, pp.817-823.

El ciclo hidrológico disipa una gran cantidad de energía, que procede de la insolaación (energía solar). La evaporación es ocasionada por calentamiento solar y animada por la circulación atmosférica, que renueva las masas de aire. Los cambios de estado del agua requieren o disipan mucha energía, por el elevado valor que toman el calor latente de fusión y el calor latente de vaporización del agua. Así, esos cambios de estado contribuyen al calentamiento o enfriamiento de las masas de aire y al transporte neto de calor desde las latitudes tropicales o templadas hacia las frías y polares. Este intercambio dinámico de energía mantiene el clima planetario.

5.3.3. Efectos químicos del ciclo hidrológico

El agua, al desplazarse a través del ciclo hidrológico, transporta sólidos y gases en disolución. El carbono, el nitrógeno y el azufre, son volátiles y solubles. Por tanto, pueden desplazarse por la atmósfera y realizar ciclos completos semejantes al ciclo del agua, como se describió anteriormente.

La lluvia que cae sobre la superficie del terreno contiene ciertos gases y sólidos en solución. El agua que pasa a través de la zona insaturada de humedad del perfil del suelo recoge CO₂ del aire y del suelo, aumentando su acidez. Esta agua ácida, al llegar en contacto con partículas de suelo o roca madre, disuelve algunas sales minerales.

Si el suelo tiene un buen drenaje, el flujo de salida del agua freática final puede contener una cantidad importante de sólidos totales disueltos, que irán finalmente al mar. En algunas regiones, el sistema de drenaje tiene su salida final en un mar interior, y no en el océano; son las llamadas cuencas endorreicas (la cuenca del lago Titicaca es una cuenca endorreica⁷). En tales casos, este mar interior se adaptará, por sí mismo, para mantener el equilibrio hídrico de su zona de drenaje y el almacenamiento en el mismo aumentará o disminuirá, según la escorrentía sea mayor o menor que la evaporación desde el mismo. Como el agua evaporada no contiene ningún sólido disuelto, este queda en el mar interior y su contenido salino va aumentando gradualmente.

Si el agua del suelo se mueve en sentido ascendente, por efecto de la capilaridad, y se está evaporando en la superficie; las sales disueltas pueden ascender también en el suelo y concentrarse en la superficie; donde es frecuente ver un estrato blanco producido por la acumulación de sales.

6. Fuentes y sumideros de Gases de Efecto Invernadero (GEI) y aerosoles

6.1. Concepto de Fuentes y Sumideros

Una fuente de gases de efecto invernadero se refiere a cualquier proceso, actividad o mecanismo que libere en la atmósfera un gas de efecto invernadero, un aerosol o un precursor de un gas de efecto invernadero o de un aerosol.

Un sumidero es un depósito que toma un elemento químico o un compuesto de otra parte de su ciclo. Por ejemplo, la tierra y los árboles tienden a servir como sumideros naturales para el carbono. Cada año los océanos, la tierra y los árboles absorben millares de millones de toneladas de carbono en la forma de CO₂.

Los cambios en el clima se producen como consecuencia de la variabilidad interna

⁷ Una cuenca endorreica es un área en la que el agua no tiene salida, sea superficialmente por ríos, o subterráneamente por flujo o difusión a través de materiales permeables o rocas (Wikipedia, s.a.).

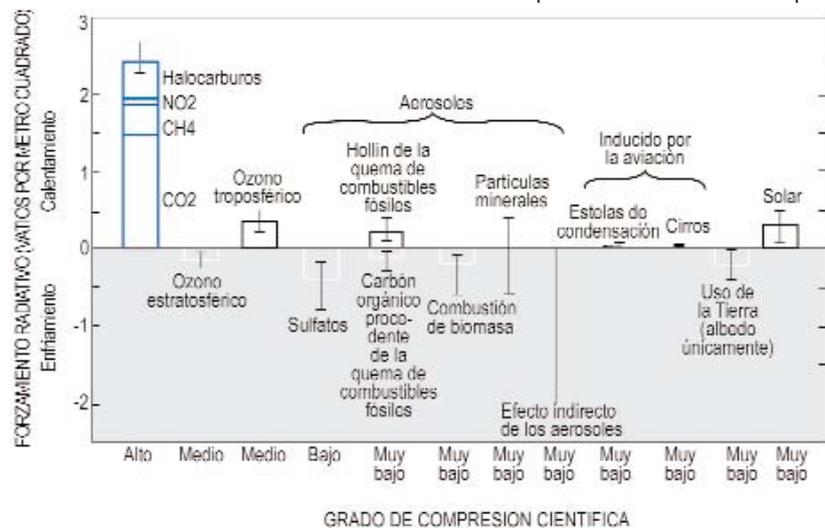
dentro del sistema climático y de factores externos (tanto naturales como antropógenos). La influencia de diversos factores externos en el clima permite ampliar comparaciones mediante el concepto de forzamiento radiativo (IPCC, 2001). Es importante hacer notar que los forzamientos radiativos pueden ser positivos o negativos:

- ♦ **Forzamiento radiativo positivo.** Sucede cuando los GEI se producen en altas concentraciones y tienden a calentar la superficie de la tierra más de lo necesario, causando el calentamiento global y cambio climático.

Forzamiento radiativo negativo. Sucede cuando aumenta la concentración en la atmósfera de ciertos tipos de aerosoles (partículas microscópicas suspendidas en el aire), causando el enfriamiento de la superficie.

Se debe mencionar que el forzamiento radiativo también es producido por factores naturales como el cambio de las emisiones solares, o la actividad volcánica.

De acuerdo a IPCC (2001) es importante y necesario caracterizar estos agentes de forzamiento climático y su cambio de concentración con el tiempo; a fin de comprender los cambios climáticos pasados. De este modo se proyectan los cambios climáticos que podrían darse en el futuro. La Figura 2.22 muestra el forzamiento radiativo medio anual del sistema climático mundial para el año 2000 con respecto



a 1750, ocasionado por los componentes atmosféricos.

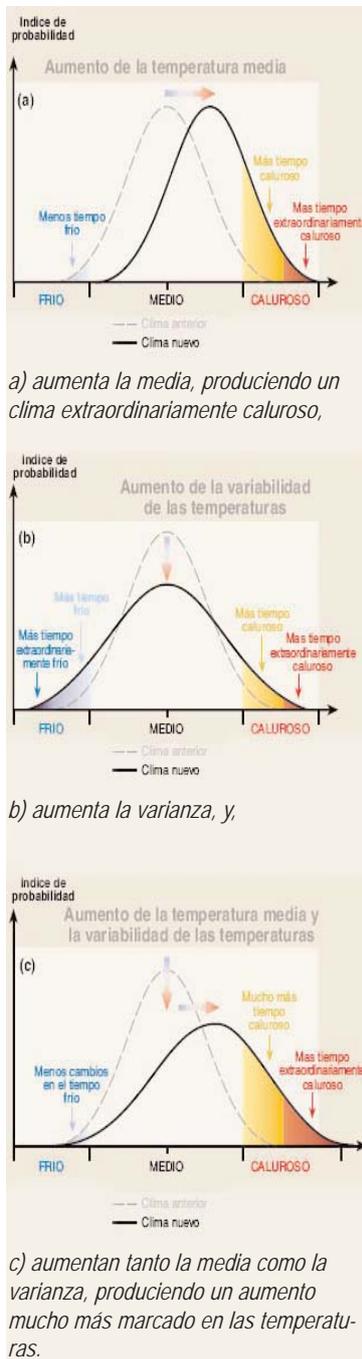
Figura 2.22. Forzamiento radiativo medio anual del sistema climático del año 2000 con respecto a 1750 (IPCC, 2001)

La Figura 2.22 permite observar muchos factores externos fuerzan el cambio climático. Estos forzamientos radiativos se deben a los cambios en la composición atmosférica, a la alteración de la reflexión superficial por el uso de la tierra y a la variación en las emisiones del Sol. Con excepción de la variación solar, hay alguna forma de actividad humana ligada a cada forzamiento.

Las barras rectangulares representan los cálculos de las contribuciones de estos forzamientos (algunos de los cuales producen calentamiento, y otros enfriamiento). No se muestra el forzamiento debido a los fenómenos episódicos volcánicos, que llevan a un forzamiento negativo que dura sólo unos años.

El efecto indirecto de los aerosoles que se muestra es su efecto en el tamaño y número de gotas de las nubes. No se muestra un segundo efecto indirecto de los

Figura 2.23.
Diagramas esquemáticos que muestran los efectos sobre temperaturas extremas cuando:



La concentración de óxido nítrico (N_2O) en la atmósfera ha aumentado en 46ppm (17 %) desde 1750.

aerosoles en las nubes; es decir, su efecto en el período de vida de las nubes, que podría ocasionar también un forzamiento negativo.

Los efectos de la aviación en los gases de efecto invernadero (GEI) se incluyen en las barras individuales. La línea vertical sobre las barras rectangulares indica el rango de estimaciones, calculado a partir de la dispersión de los valores publicados y de la comprensión del proceso físico.

Algunos de los forzamientos tienen mayor grado de certidumbre que otros. Una línea vertical sin barra rectangular indica un forzamiento para el que no pueden darse mejores cálculos debido a grandes incertidumbres. El nivel general de comprensión científica de cada forzamiento varía considerablemente.

Algunos de los agentes de forzamiento radiativo están bien mezclados en toda la Tierra, como ocurre con el CO_2 , y perturban por ello el balance térmico mundial. Otros representan perturbaciones con características regionales más fuertes dada su distribución espacial; como es el caso de los aerosoles.

Finalmente, por esta y otras razones, no puede esperarse que una simple suma de barras positivas y negativas denote el efecto neto en el sistema climático. Las simulaciones de este informe de evaluación indican que el efecto neto calculado de estas perturbaciones es el calentamiento del clima mundial desde 1750 (IPCC, 2001).

6.2. Forzamiento radiativo positivo

La concentración atmosférica de dióxido de carbono (CO_2) ha aumentado en un 31 % desde 1750. La concentración actual de CO_2 no se había superado en los últimos 420 000 años y es probable que tampoco en los últimos 20 millones de años. El ritmo actual de crecimiento no tiene precedentes, al menos en los últimos 20 000 años.

Unas tres cuartas partes de las emisiones antropógenas de CO_2 en la atmósfera durante los últimos 20 años se deben a la quema de combustibles de origen fósil. El resto se debe principalmente a cambios en el uso de la tierra, especialmente la deforestación.

Los océanos y la tierra actualmente captan juntos la mitad de las emisiones antropógenas de CO_2 . En la tierra, la absorción de CO_2 antropógeno muy probablemente superó las emisiones de CO_2 a causa de la deforestación en los años noventa. El ritmo de aumento de la concentración del CO_2 atmosférico fue de $1,5 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ (0,4 %) por año en los dos últimos decenios.

En los años noventa, el aumento anual varió de $0,9 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ (0,2 %) a $2,8 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ (0,8 %). Una gran parte de estas variaciones se debe al efecto de la variabilidad climática en la absorción y emisión de CO_2 por parte de tierras y océanos.

La concentración del metano (CH_4) en la atmósfera ha aumentado en $1\,060 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ (151 %) desde 1750 y sigue aumentando. La concentración de CH_4 no se había superado en los últimos 420 000 años. El crecimiento anual de la concentración de CH_4 fue más lento y se hizo más variable en los años noventa, en comparación con los ochenta. Un poco más de la mitad de las emisiones de CH_4 actuales son antropógenas (por ejemplo, utilización de combustibles de origen fósil, ganadería, cultivo del arroz y rellenos sanitarios de basura).

Figura 1.24
Fuente emisora de gases de efecto invernadero



La concentración de óxido nitroso (N_2O) en la atmósfera ha aumentado en 46ppm (17 %) desde 1750 y sigue aumentando. La concentración actual de N_2O no se ha superado al menos durante los últimos mil años. Un tercio aproximadamente de las emisiones de N_2O actuales son antropógenas (por ejemplo, tierras agrícolas, corrales de engorde de ganado e industrias químicas).

Desde 1995 las concentraciones atmosféricas de muchos de estos gases de halocarbonos que agotan la capa de ozono y tienen un efecto invernadero (por ejemplo, $CFCl_3$ y CF_2Cl_2) están aumentando más lentamente o disminuyendo; en ambos casos, como consecuencia de la reducción de las emisiones con motivo de la reglamentación del Protocolo de Montreal y de sus Enmiendas.

Sus componentes substitutivos (por ejemplo, CHF_2Cl y CF_3CH_2F) y otros componentes sintéticos como los perfluorocarbonos (PFC) y el hexafluoruro de azufre (SF_6) son también gases de efecto invernadero y sus concentraciones están aumentando actualmente.

Se calcula que el forzamiento radiativo debido al aumento de los GEI bien mezclados desde 1750 a 2000 es de $2,43 \text{ Wm}^2$: $1,46 \text{ Wm}^2$ debido al CO_2 ; $0,48 \text{ Wm}^2$ debido al CH_4 ; $0,34 \text{ Wm}^2$ debido a los halocarbonos; y $0,15 \text{ Wm}^2$ debido al N_2O .

Se calcula que el agotamiento observado en la capa de ozono estratosférico (O_3) desde 1979 a 2000 ha causado un forzamiento radiativo negativo ($-0,15 \text{ Wm}^2$). Suponiendo que se cumpla toda la reglamentación actual sobre los halocarbonos, el forzamiento positivo de los halocarbonos se reducirá, como se reducirá la magnitud del forzamiento negativo por el agotamiento del ozono estratosférico cuando la capa de ozono se recupere en el siglo XXI.

Se calcula que la cantidad total de O_3 en la troposfera ha aumentado un 31 % desde 1750; principalmente a causa de las emisiones antropógenas de diversos gases que forman el O_3 . Esto corresponde a un forzamiento radiativo positivo de $0,35 \text{ Wm}^2$. El forzamiento del O_3 varía considerablemente de región en región y responde, mucho más rápidamente, a los cambios en las emisiones que los GEI de larga duración como el CO_2 .

6.3 Forzamiento radiativo negativo

La fuente más importante de aerosoles antropógenos es la quema de combustibles de origen fósil y de biomasa. Estas fuentes también están relacionadas con la degradación de la calidad del aire y la deposición de ácidos.

Desde el Segundo Informe de Evaluación (SIE), se han logrado avances significativos en la caracterización de los papeles radiativos directos de diferentes tipos de aerosoles. Se calcula que el forzamiento radiativo directo es de $-0,4 \text{ Wm}^2$ para los sulfatos, $-0,2 \text{ Wm}^2$ para los aerosoles originados en la combustión de biomasa, $-0,1 \text{ Wm}^2$ para el carbono orgánico de combustibles de origen fósil y de $+0,2 \text{ Wm}^2$ para los aerosoles de hollín de combustibles de origen fósil.

Sin embargo, se tiene mucha menos confianza en la capacidad de cuantificar el efecto directo total de los aerosoles y su evolución en el tiempo que en los gases citados anteriormente. Los aerosoles también varían considerablemente de región en región y responden rápidamente a los cambios en las emisiones.

Figura 1.25.
Esquema del forzamiento radiativo negativa por aerosoles

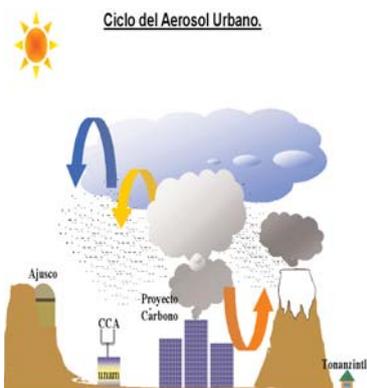


Figura 1.26.
Forzamiento radiativo negativo
por erupción volcánica



Los cambios en el uso de la tierra influyen en la concentración atmosférica del CO₂.

Además de su forzamiento radiativo directo, los aerosoles tienen un forzamiento radiativo indirecto por sus efectos en las nubes. Actualmente existe mayor certeza

con respecto a este efecto indirecto, que es negativo, aunque de una magnitud muy incierta.

6.4. Forzamiento radiativo natural

Se ha calculado que el forzamiento radiativo debido a los cambios en la irradiación solar desde 1750 es aproximadamente de $+0,3 \text{ Wm}^2$, y la mayor parte de él se produjo en la primera mitad del siglo XX. Desde finales de los años 70, los instrumentos de los satélites han observado pequeñas oscilaciones debidas al ciclo solar de 11 años. Se han propuesto mecanismos para la amplificación de los efectos solares en el clima, pero actualmente falta una base teórica y observaciones rigurosas.

Los aerosoles estratosféricos procedentes de erupciones volcánicas explosivas producen un forzamiento negativo que dura varios años. En los períodos que van de 1880 a 1920 y de 1960 a 1991 ha habido varias erupciones importantes. Se calcula que el cambio combinado en el forzamiento radiativo de los dos fenómenos naturales más importantes (la variación solar y los aerosoles volcánicos) fue negativo en los dos últimos decenios y posiblemente en los cuatro últimos.

6.5. La influencia humana en la composición atmosférica

Se han utilizado modelos para hacer proyecciones de las concentraciones atmosféricas de los GEI y de los aerosoles y, por lo tanto, del clima futuro; basándose en los escenarios de emisiones del Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones (IE-EE) del IPCC; estos escenarios se elaboraron para actualizar las series IS92 que se emplearon en el SIE y que se muestran a título comparativo aquí en algunos casos.

6.5.1. Gases de efecto invernadero (GEI)

Es prácticamente seguro que las emisiones de CO₂ debidas a la quema de combustible de origen fósil constituirán la influencia dominante en las tendencias de concentración atmosférica de CO₂ durante el siglo XXI.

Al aumentar las concentraciones de CO₂ en la atmósfera, tierras y océanos absorberán una parte cada vez menor de las emisiones antropógenas de CO₂. El efecto neto de las retroacciones climáticas de tierras y océanos, según indican los modelos, es aumentar más las concentraciones atmosféricas de CO₂ previstas al disminuir la absorción de CO₂, tanto de los océanos como de las tierras.

Hacia 2100, los modelos del ciclo del carbono prevén concentraciones atmosféricas de CO₂ de 540 a 970 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ para los escenarios ilustrativos del IE-EE (de 90 a 250 % por encima de las concentraciones de 280 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ del año 1750). Estas proyecciones comprenden las retroacciones climáticas de tierras y océanos. Producen una variación entre -10 y +30 % en cada escenario. El intervalo total se sitúa entre 490 y 1 260 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ (entre 75 y 350 % por encima de la concentración de 1750).

Los cambios en el uso de la tierra influyen en la concentración atmosférica del CO₂. Hipotéticamente, si todo el carbono emitido por los cambios de uso de la tierra que se han producido a lo largo de la historia pudiera devolverse a la biosfera terrestre

Figura 1.27.
Aerosoles antropógenos



durante el siglo (por ejemplo, mediante la reforestación), la concentración de CO₂ disminuiría entre 40 y 70 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$.

Los cálculos por modelo de las concentraciones de GEI, distintos al CO₂ en el año 2100 varían considerablemente a lo largo de los escenarios ilustrativos del IE-EE:

- a. Cambios en el CH₄ de -190 a +1 970 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ (la concentración actual es de 1 760 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$),
- b. cambios en el N₂O de +38 a +144 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ (la concentración actual es de 316ppm),
- c. cambios en el O₃ troposférico de -12 a +62 %, y
- d. un amplio intervalo de cambios en las concentraciones de HFC, PFC y SF₆, todos ellos con respecto al año 2000.

En algunos escenarios, el O₃ troposférico total se convertiría en un agente de forzamiento radiativo tan importante como el CH₄; y, en gran parte del hemisferio norte amenazaría el logro de los objetivos actuales de calidad del aire. Las reducciones en las emisiones de GEI y de los gases que controlan su concentración serían necesarias para estabilizar el forzamiento radiativo.

Por ejemplo, para la mayoría de los gases antropógenos importantes de efecto invernadero, los modelos del ciclo del carbono indican que la estabilización de las concentraciones atmosféricas de CO₂ en 450, 650 ó 1 000 $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ exigiría que las emisiones antropógenas mundiales de CO₂ bajasen por debajo de los niveles de 1990 en unos decenios, en un siglo o en dos siglos, respectivamente, y siguiesen disminuyendo constantemente. A la larga, las emisiones de CO₂ tendrían que disminuir y alcanzar el nivel de una pequeña fracción de las emisiones actuales.

6.5.2. Aerosoles

Los escenarios del IE-EE incluyen la posibilidad de aumentos y disminuciones en los aerosoles antropógenos (por ejemplo, aerosoles de sulfatos, de biomasa, aerosoles de hollín y de carbón orgánico), según la amplitud con que se utilice el combustible de origen fósil y las políticas para disminuir las emisiones contaminantes.

Además, se prevé que los aerosoles naturales (por ejemplo, la sal marina, el polvo y las emisiones de la producción de aerosoles de sulfatos y aerosoles de carbono) aumentarán como consecuencia de los cambios en el clima.

6.5.3. El forzamiento radiativo en el siglo XXI

Conforme a los escenarios ilustrativos del IE-EE relativos al año 2000, el forzamiento radiativo medio mundial debido a los GEI seguirá aumentando en el siglo XXI y la parte atribuible al CO₂ pasará de un poco más de la mitad a las tres cuartas partes. Se prevé que el cambio en el forzamiento radiativo directo e indirecto de los aerosoles sea de una magnitud menor a la del CO₂.

Bibliografía

Inzunza J.

2003 Meteorología descriptiva, 5ta versión, Santiago

IPCC - Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático

2001 Tercer Informe de Evaluación. Cambio Climático 2001, La Base Científica, Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático en www.ipcc.ch (verificado el 20 de febrero de 2006), Ginebra

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change

2004 Uso de la tierra, cambio de uso de la tierra y forestería. Reporte especial en www.grida.no (verificado el 28 de mayo de 2006)

IPCC - Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático

2005 La captación y el almacenamiento de dióxido de carbono. Informe especial en www.ipcc.ch (verificado el 20 de febrero de 2006), Ginebra

IUCC - Information Unit on Climate Change (Servicio de Información sobre Cambio Climático)

2002 The greenhouse effect en http://unfccc.int/essential_background/ (verificado el 30 de mayo de 2006)

Lenntech

2005 Ciclos biogeoquímicos en www.lenntech.com/espanol (verificado el 30 de mayo de 2006), Delft

ONI - Olimpiadas Nacionales de Contenido Educativo en Internet

2006 Contaminación del aire: el efecto invernadero en www.oni.esuelas.edu.ar (verificado el 30 de mayo de 2006), Buenos Aires

PNCC - Programa Nacional de Cambios Climáticos

2005 Las bases científicas del cambio climático, Oscar Paz, La Paz

USGS - United States Geological Survey

2006 El ciclo del agua: The water cycle en <http://ga.water.usgs.gov/edu/> (verificado el 25 de mayo de 2006), U.S.A.

Wikipedia

s.a. Pagina WEB en <http://es.wikipedia.org> (verificado el 20 de marzo de 2006)

Glosario

a.C.	Antes de Cristo
ACACIA	Consortio para la Aplicación de Evaluaciones de Impacto Climático
ACV	Análisis del Ciclo de Vida
ADN	Ácido desoxirribonucleico, constituye el material genético de los organismos. Es el componente químico primario de los cromosomas y el material del que los genes están formados.
AND	Autoridad Nacional Designada
APyC	Asociación de Productores de Yeso y Cal
ATP	Adenosina trifosfato, es una molécula que consta de una purina (adenina), un azúcar (ribosa), y tres grupos fosfato. Gran cantidad de energía para las funciones biológicas se almacena en los enlaces de alta energía que unen los grupos fosfato y se liberan cuando uno o dos de los fosfatos se separan de las moléculas de ATP.
BOLFOR	Bolivia Forestal
CC	Cambio Climático
CEL - 4	Cocina Eficiente a Leña de 4W de potencia
CERs	Certificados de Emisiones Reducidas (CERs por sus siglas en inglés)
CGIAB	Comisión para la Gestión Integral del Agua en Bolivia
CI	Conservación Internacional
CIDE	Comercio Internacional de Derechos de Emisión
CIN	Comité Intergubernamental de Negociación
CINER	Centro de Información en Energías Renovables
CINU	Naciones Unidas Centro de Información
CMNUCC o UNFCCC	Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático
CNE	Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (Costa Rica)
CNI	Cámara Nacional de Industrias
CNUCUSDB	Convenio de Naciones Unidas sobre Conservación y Uso Sostenible de la Diversidad Biológica
CoP	Conferencia de las Partes
CTH	Circulación Termohalina
CORDELIM	Oficina Nacional de Promoción del Mecanismo de Desarrollo Limpio de Ecuador
DMAEPN	Departamento de Medio Ambiente de la Escuela Politécnica Nacional
ENI	Estrategia Nacional de Implementación
ENOS	El Niño - Oscilación del Sur (o ENSO en inglés)
EPA	Environmental Protection Agency
ERF - 2000	Evaluación de los Recursos Forestales mundiales 2000
FAN	Fundación Amigos de la Naturaleza
FAO	Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación
FMAM	Fondo para el Medio Ambiente Mundial
FUNDESNAPE	Fundación para el Desarrollo del Sistema Nacional de Áreas Protegidas
GCM	Modelos de Circulación General
GEI	Gases de Efecto Invernadero
GLP	Gas Licuado de Petróleo

GRID	Bases de Datos sobre Recursos Mundiales ICSU Consejo Internacional para las Ciencias (ICSU por sus siglas en inglés)
IE-EE	Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones del IPCC.
INE	Instituto Nacional de Estadística
INFOTERRA	Red Mundial de Intercambio de Información y Servicios de Respuesta a Preguntas Técnicas sobre Medio Ambiente
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change o Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático
IS92	Escenario de Emisiones publicado en 1992 en el reporte suplementario a los asesores del IPCC. El IS92 consta de 6 escenarios IS92a, IS92b, IS92c, IS92d, IS92e, IS92f.
IUCC	Information Unit on Climate Change - Servicio de Información sobre Cambio Climático
LULUCF	Uso de la Tierra, Cambio de Uso de la Tierra y del Sector Forestal (LULUCF por sus siglas en inglés)
MACA	Ministerio de Asuntos Campesinos y Agropecuarios
MDL	Mecanismo de Desarrollo Limpio
MoP	Reunión entre Partes
m.s.n.m.	Metros Sobre el Nivel del Mar
NADPH o NADP	Nicotiamida-Adenina Dinucleotido fosfato, es una coenzima utilizada en la fase oscura de la fotosíntesis (ciclo de Calvin) que se encarga de reducir el CO ₂ a carbón orgánico (Es una coenzima y recibe hidrógenos para convertirse).
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OAN	Oscilación del Atlántico Norte
ODL	Oficina de Desarrollo Limpio
ODM	Objetivos de Desarrollo del Milenio
OMM o WMO	Organización Meteorológica Mundial o World Meteorological Organization
OMS o WHO	Organización Mundial de la Salud o World Health Organization
ONGs	Organización No Gubernamental
ONU, UN o UN	Organizaron de las Naciones Unidas
OS	Oscilación del Sur
PAC-NK	Proyecto de Acción Climática Noel Kempff (PAC-NK)
PCG o GWP	Potencial de Calentamiento Global o Global Warming Potential (GWP)
PK	Protocolo de Kyoto
PMA	Programa Mundial de Alimentos
PMC	Programa Mundial sobre el Clima
PM10	Material Particulado menor a 10 m
PNA	Plan Nacional de Adaptación
PNB	Producto Nacional Bruto
PNCC	Programa Nacional de Cambios Climáticos
PNUD	Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo
PNUMA	Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente
POPs	Contaminantes Orgánicos Persistentes (POPs en inglés)
PPP	Public-Private-Partnership
SBI	Órgano Subsidiario de Ejecución
SBSTA	Órgano Subsidiario de Asesoramiento Científico y Tecnológico
SERNAP	Servicio Nacional de Areas Protegidas

SI	Sistema Internacional de Unidades
SIE	Segundo Informe de Evaluación del IPCC
SIFOR/BOL	Sistema Nacional de Información Forestal - Bolivia
USGS	United State Geological Survey
SNE	Superintendencia Nacional de Energía
TAR	Tercer Reporte de Evaluación (Third Assesment Report) del IPCC
TER	Tasas de Emigración Requeridas
TNC	The Nature Conservancy
VPTMA	Viceministerio de Planificación Territorial y Medio Ambiente
UE	Unión Europea
UKHI	United Kingdom Meteorological Office
URE	Unidades de Reducción de Emisiones
UV	Ultra Violeta (radiación proveniente de la actividad solar)
WCP	Programa Climático Mundial (WCP por sus siglas en inglés)
WWF	World Wild Foundation
ZCIT	Zona de Calmas Ecuatoriales o Zona de Convergencia Intertropical

COMPUESTOS QUÍMICOS

CH ₄	Metano
CFC o CFCs	Clorofluorocarbonos
CO ₂	Gas dióxido de carbono
COVDM	Compuestos orgánicos volátiles diferentes del metano
HFCs	Hidrofluorocarbonos
NO	Oxido nítrico u Oxido de nitrógeno
NO _x	Oxidos de nitrógeno
N ₂	Nitrógeno gaseoso
N ₂ O	Oxido nitroso
O	Oxígeno atómico o átomo de oxígeno
O ₂	Oxígeno gaseoso
O ₃	Ozono
PFCs	Perfluorocarbonos
SF ₆	Hexafluoruro de azufre

UNIDADES DEL SISTEMA INTERNACIONAL

a	año; 1a = 365 d
atm	Simboliza la unidad de presión en atmósfera estándar; 1 atm = 101 325 Pa
BEP hab ⁻¹	Barril equivalente de petróleo por habitante (medida de consumo de recursos energéticos)
°C	Además de la cantidad de temperatura termodinámica (símbolo T), expresado en la unidad kelvin, se usa también la cantidad de temperatura Celsius (símbolo t) definida por la ecuación $t = T - T_0$, donde $T_0 = 273,15$ K por definición. Para expresar la temperatura Celsius, se utiliza la unidad de grados Celsius, símbolo °C, el cual es igual en magnitud a la unidad kelvin; en este caso, "grado Celsius" es un nombre especial usado en lugar de "kelvin". Un intervalo o diferencia de temperatura Celsius puede ser expresado en unidades kelvin así como en unidades de grados Celsius.

$^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ó $^{\circ}\text{C}/\text{km}$	Cambio en la temperatura (en grados centígrados) por cada kilómetro de aumento vertical
d	día; 1d = 24 h
Gg	Giga gramos (medida de masa). Giga representa un factor multiplicador de 109 ó 1 000 000 000.
$\text{gr}\cdot\text{cm}^{-3}$ ó gr/cm^3	gramos (masa) presentes en un centímetro cúbico (volumen) medida de densidad
GtC	Giga toneladas de Carbono. Giga representa un factor multiplicador de 109 ó 1 000 000 000.
h	hora; 1h = 60 min = 3600 s
ha	hectáreas, medida de superficie, generalmente utilizada para medir terrenos. 1 ha = 10 000 m ²
ha·a ⁻¹	variación anual de una superficie
hPa	Simboliza la unidad de presión en hecto Pascales (Pa); 1PA = 1N·m ⁻² ó N/m ² = m ⁻¹ ·kg · s ⁻² ó kg/m/s ² . Hecto (h) representa un factor multiplicador de 102 ó 100
K	Es la unidad de temperatura termodinámica, y es la fracción 1/273,16 de la temperatura termodinámica del punto triple del agua. Un intervalo de temperatura puede también expresarse en grados Celsius $^{\circ}\text{C}$
$\text{kg}\cdot\text{m}^3$ ó kg/m^3	kilogramos (masa) presentes en un metro cúbico (volumen) medida de densidad
$\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ ó km/h	Cambio en la distancia (en kilómetros) por cada hora transcurrida (medida de velocidad)
$\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ ó km/s	Cambio en la distancia (en kilómetros) por cada segundo transcurrido (medida de velocidad)
kWh	kilo Watt hora, medida de flujo radiante multiplicado por el factor 103
l a ⁻¹	Cambio en el volumen (en litros) por cada año transcurrido (medida de caudal) 1 l ó L = 1 dm ³ = 10 ⁻³ m ³
l d ⁻¹	Cambio en el volumen (en litros) por cada día transcurrido (medida de caudal) 1 l ó L = 1 dm ³ = 10 ⁻³ m ³
μm	micrometro es una medida de longitud cuyo factor multiplicador el 10 ⁻⁶ ó 0,000001
$\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$	En las unidades del sistema internacional (SI) representa una medida de concentración cuyo factor multiplicador es 10 ⁻⁶ ó 0,000001 y puede ser igualado a la expresión ppm.
$\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{a}^{-1}$	Concentración anual
mbar	Simboliza la unidad de presión en mili bares; 1 bar = 0,1 MPa = 100 kPa = 1000 hPa = 105 Pa. Mili representa un factor multiplicador de 10 ⁻³ ó 0.001.
m ² d ⁻¹	medida de transmisibilidad en hidrogeología
nm	nanometro es una medida de longitud cuyo factor multiplicador el 10 ⁻⁹ ó 0,000000001
t	tonelada métrica, 1 t = 103 kg
Wm ²	Wm ² es una medida de flujo radiante (watt o W) en un área determinada. Su expresión en términos de unidades base del SI es: m ² · kg · s ⁻³ .



ENERGÉTICA
ENERGÍA PARA EL DESARROLLO