

COORDINACIÓN

Interacción atmósfera océano

COORDINACIÓN

Aula virtual 15. Facultad de Ciencias del mar.

<https://campusremotouvigo.gal/access/public/meeting/3104414059>

Estudiante: xP8hH8PN

Profesor	Temas	Duración	Evaluación
Maite de Castro (mdecastro@uvigo.es)	Introducción	4 h (teoría) (10/11 Febrero 2022)	Preguntas de respuesta corta en una fecha consensuada (18 Febrero 2022)
	Conceptos Previos		
	Huracanes	4 h (seminarios) al final de la asignatura (7/10 Marzo 2022, Seminarios)	Trabajo personal realizado en clase
	Cálculo de trayectorias de Huracanes utilizando Matlab		
Luis Gimeno (l.gimeno@uvigo.es) Raquel Nieto (rnieto@uvigo.es) Roger Sori (roger.sori@uvigo.es)	Evaporación Oceánica y Precipitación	4 h (teoría + examen final) (14 Febrero 2022, 14 Marzo 2022)	Exámen final (14 Marzo 2022 de 15:00- 17:00 h)
	Monzones	4 h (teoría + seminario) (15 Febrero + 3 Marzo 2022 Seminario) 11 h (teoría + seminario) (16/21 Febrero 2022 + 4 Marzo 2022 Seminario)	Resumen de un artículo relacionado con uno de los temas (exposiciones 3/4 Marzo, Seminarios)
Antonio Ferríz (aferrizmas@Gmail.com)	ENSO	9 h (teoría) (22/24 Febrero)	Exámen final (14 Marzo 2022 de 15:00- 17:00 h)
	El Niño/La niña/ Corriente del Golfo		
Roger Sori (roger.sori@uvigo.es)	Prácticas de laboratorio sobre fuentes de humedad	14 h (prácticas) (2-4 Marzo 2022)	Asistencia, participación y memoria final de prácticas (entrega el 21 Marzo 2022)

TEMA 1

INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTERACCIÓN ATMÓSFERA- OCÉANO

1.2 CALOR ESPECÍFICO

1.3 TRANSFERENCIA DE CALOR

1.4 DENSIDAD

1.5 COMPARACIÓN ENTRE LAS PROPIEDADES DE
LA ATMÓSFERA Y DEL OCÉANO

1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTERACCIÓN ATMÓSFERA- OCÉANO

- No son sistemas independientes. Es un sistema acoplado.
- Ambos medios están en contacto en un elevado porcentaje de la superficie terrestre (70%).
- La atmósfera gobierna la circulación general oceánica e influye sobre las propiedades del agua del mar, mientras toma del océano parte de su energía y constitución.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTERACCIÓN ATMÓSFERA- OCÉANO

INFLUENCIA DE LA ATMÓSFERA EN EL OCÉANO:

- **Corrientes:** la circulación atmosférica influye a pequeña escala en la superficie oceánica.
- **Oleaje:** la generación y propagación del oleaje depende del patrón de vientos.
- **Afloramiento:** patrones de viento responsables del afloramiento.
- **Densidad:** los procesos de evaporación y precipitación influyen en la salinidad y por lo tanto en la densidad de los océanos.
- **Calentamiento del mar:** la cobertura de nubes influye en el calentamiento del océano.
- **Descenso o aumento del nivel del mar:** altas y bajas presiones atmosféricas implican descenso o aumento de la presión sobre el océano.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTERACCIÓN ATMÓSFERA- OCÉANO

INFLUENCIA DEL OCÉANO EN LA ATMÓSFERA :

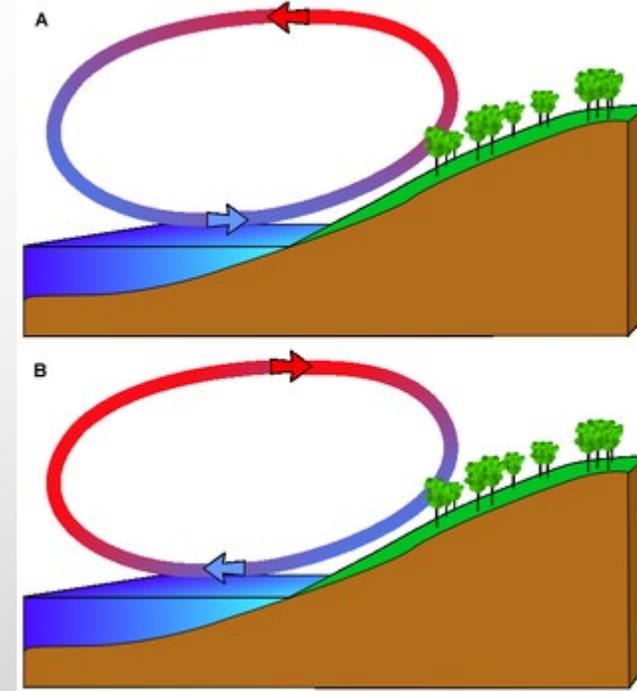
- **Transferencia de humedad:** el océano transfiere la humedad a través de la evaporación. Representa el primer eslabón del ciclo hidrológico.
- **Transferencia de calor:** el agua tiene mayor capacidad calorífica que el aire por lo que se comporta como una reserva energética (suaviza la temperatura extrema, causa ciclones tropicales).
- **Transferencia de sales:** el océano aporta núcleos de condensación debido a las sales en suspensión en las masas de aire lo que influye en la probabilidad de precipitación.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTERACCIÓN ATMÓSFERA- OCÉANO

INFLUENCIA DE LA TOPOGRAFÍA Y LA BATIMETRÍA:

- **Insolación:** tanto la tierra como el océano controlan el calentamiento de la atmósfera aunque con diferente intensidad.
- **Brisas mar- tierra:** debido al mayor calor específico del agua con respecto al aire, los cambios de temperatura del océano a lo largo del día son más moderados que los de tierra generando gradientes locales de presión que producen vientos (brisas) hacia o desde tierra.
- **Desviación de corrientes y vientos:** debido al efecto de los continentes.



Las brisas marinas:

A) Brisa marina diurna

B) Brisa terrestre nocturna

1. INTRODUCCIÓN

1.2 CALOR ESPECÍFICO

El calor específico de una sustancia es la cantidad de calor/energía que hay que suministrar para elevar la temperatura de un gramo de sustancia un grado.

En el S.I. La unidad de temperatura es un grado celsius o un kelvin.

Existen diferentes formas de calcular el calor específico: a presión constante y a volumen constante:

1. INTRODUCCIÓN

1.2 CALOR ESPECÍFICO

$$c_p = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_P$$

$$c_v = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_V$$

Para los gases ideales (aire de la atmósfera) la relación de Mayer relaciona las dos definiciones.

$$c_p - c_v = R/M_d$$

Donde R es la constante universal de los gases y M_d la masa molecular del gas.

1. INTRODUCCIÓN

1.2 CALOR ESPECÍFICO

El calor específico depende de la temperatura a la que se encuentra la sustancia inicialmente.

Comparando océano y atmósfera:

Calor específico del **agua** a 25°C es **4.18 J/(gK)**, para el aire es **~ 1 J/(gK)**. El agua es una de las sustancias conocidas con mayor calor específico (por detrás del H₂, el He y el NH₃).

La capacidad calorífica de una sustancia es:

$$C = m \times c_e \times \Delta T$$

Dónde el: $c_e(\text{agua}) = 4 \times c_e(\text{aire})$.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.1 CONDUCCIÓN

Es especialmente importante en sólidos ya que está ligada a procesos de carácter molecular: movimiento de electrones (compuestos metálicos) como a las vibraciones de la red cristalina conocidas como fonones (aislantes).

La expresión que relaciona el flujo de energía con el gradiente de temperatura se conoce como la ley de Fourier

$$dQ / dt = - kA \cdot \Delta T / L$$

Donde dQ / dt , es el flujo de energía térmica, a través de un material, el cual depende del área de la sección transversal, A , de la longitud del material, L , y la diferencia de temperatura $\Delta T = T_1 - T_2$, siendo k la conductividad térmica del material.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.1 CONDUCCIÓN

Debe tenerse en cuenta que el signo menos indica que la dirección del flujo de energía tiene sentido contrario al flujo de temperatura.

El *cobre* es un buen conductor térmico con una conductividad de $380 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$

El *agua* tiene una conductividad térmica relativamente baja, $0.58 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$,

El *aire* tiene una conductividad térmica bajísima $0.024 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.2 RADIACIÓN

La radiación térmica es la energía emitida por un cuerpo debido a su temperatura.

Todos los cuerpos con temperatura superior a 0K emiten radiación electromagnética, cuya intensidad depende de la temperatura y de la longitud de onda considerada (Ley de Planck).

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.2 RADIACIÓN

Ley de Planck: Un cuerpo emite dependiendo de su temperatura de tal forma que el poder emisor espectral (E , Wm^{-3}) viene dado por:

$$E(\lambda, T) = \frac{c_1}{\lambda^5 \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)}$$

T es la temperatura (en K) y λ la longitud de onda (en m). Las constantes c_1 y c_2 se calculan a partir de la constante de Planck, h , la constante de Boltzmann, k_B , y la velocidad de la luz, c , siguiendo las expresiones:

$$c_1 = 2\pi h c^2 = 3.742 \times 10^{-16} Wm^2 \quad c_2 = \frac{hc}{k_B} = 1.4385 \times 10^{-2} mK$$

No depende del medio material. Funciona en el vacío.

Ej. Energía emitida por el Sol a la Tierra.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.2 RADIACIÓN

Ley de Wien determina la longitud de onda del máximo de emisión

$$\lambda_{max} = \frac{2.8976 \times 10^{-3}}{T}$$

La potencia total emitida por unidad de área viene dada por la ley de Stefan-Boltzmann

$$E = \sigma T^4 \qquad \sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)$$

$E = \varepsilon \sigma T^4$ Cuerpo real. $0 \leq \varepsilon \leq 1$ es la emisividad que depende del material de la superficie, de su acabado, de la temperatura, T , de la superficie y de la longitud de onda, λ .

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.3 CONVECCIÓN

Es el principal mecanismo en medios fluidos (aire, agua) que transportan el calor entre zonas con diferentes temperaturas.

Los medios fluidos, al calentarse, aumentan de volumen, por lo que disminuyen su densidad y ascienden desplazando el fluido que se encuentra en la parte superior y que está a menor temperatura. La convección transporta calor por medio de las corrientes ascendente y descendente del fluido.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.3 CONVECCIÓN

También existe convección en el plano horizontal ligada al movimiento de las masas de agua y a los patrones de viento.

La convección, lo mismo que sucede con la conducción, está ligada a la existencia de un medio material.

- Convección natural, cuando el fluido se mueve debido a sus propiedades intrínsecas (básicamente densidad).

Este es el caso de un gas que se calienta y tiende a subir o cuando el agua arrastrada por la corriente del golfo llega a altas latitudes y, tras sufrir procesos de evaporación y enfriamiento, se hunde.

Cuando un fluido cede calor sus moléculas se desaceleran con lo que su temperatura disminuye y su densidad aumenta. Por el contrario, cuando el fluido absorbe calor sus moléculas se aceleran con lo que su temperatura aumenta y su densidad disminuye, lo que lo hace más liviano. Así, cuando se enfría un fluido por debajo de la temperatura de su entorno tiende a bajar, mientras que cuando se calienta por encima de la temperatura de su entorno tiende a subir. Estas corrientes de aire ascendente son vitales para el vuelo de las aves.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.3 CONVECCIÓN

- Convección forzada, cuando el agua o el aire son obligados a circular.

Este es el caso del agua en un radiador de calefacción, el agua que se bombea para enfriar un reactor o el aire en contacto con una taza de café caliente al que obligamos a desplazar soplando.

La transferencia de energía por convección desde un cuerpo se rige por la ley de enfriamiento de Newton

$$DQ / dt = - kA \cdot \Delta T$$

A es la superficie de contacto y k es una constante de proporcionalidad que se llama coeficiente de transferencia de energía convectiva.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.3 CONVECCIÓN

k no depende únicamente de la naturaleza del fluido, sino también de su movimiento.

Así, $k = 4.5 \text{ Wm}^{-2}\text{k}^{-1}$, si el aire está inmóvil

$k = 12 \text{ Wm}^{-2}\text{k}^{-1}$ cuando el aire fluye con una velocidad de 2 m s^{-1} .

Este es el motivo por el que soplamos sobre el café o la sopa para enfriarlos.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.4 CALOR LATENTE

Las moléculas de agua absorben energía solar y experimentan un cambio de fase de líquido a gas. A partir de ahí, las moléculas de gas se mueven de forma aleatoria por la atmósfera, llevando con ellas ese calor latente que es devuelto a la atmósfera cuando se condensan en forma de gotas de lluvia. Estos procesos de evaporación tienen lugar principalmente en los océanos tropicales.

El calor latente (también calor de cambio de estado), es la energía absorbida o emitida por las sustancias al cambiar de estado.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.4 CALOR LATENTE

Se absorbe energía en forma de calor latente en los procesos de:

Fusión (sólido a líquido)

Vaporización (líquido a gas)

Siguiendo la expresión: $Q = m \times L$

Dónde Q es la energía extraída o suministrada para provocar un cambio de fase, m es la masa de la sustancia que cambia de fase y L es el calor latente específico del cambio de estado.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.4 CALOR LATENTE

El agua tiene calor latente de vaporización y fusión muy alto ya que, para romper los puentes de hidrógeno que enlazan las moléculas, es necesario suministrar mucha energía.

Energía de fusión: 333.9 kJ/kg (79.9 kcal/kg)

Energía de vaporización: 2253 kJ/kg (539 kcal/kg).

Se devuelve la energía absorbida en los procesos de:

Solidificación (líquido a sólido)

Condensación (gas a líquido)

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.4 CALOR LATENTE

EJEMPLOS:

- Refrigeración por sudor: el agua de la piel (el sudor) absorbe energía en forma de calor del cuerpo para evaporarse. Esto hace que disminuya la temperatura superficial del cuerpo.
- Elevación de temperatura con la lluvia. El vapor de agua de las nubes se condensa y precipita en forma de lluvia desprendiendo energía en forma de calor latente de condensación.
- Dinámica de realimentación de los huracanes. El vapor de agua del océano asciende a la atmósfera donde se enfría y se condensa emitiendo energía en forma de calor latente de condensación.

1. INTRODUCCIÓN

1.3 TRANSFERENCIA DE ENERGÍA TÉRMICA

1.3.4 CALOR LATENTE

CURIOSIDAD:

La cantidad de calor latente necesaria para evaporar 4 mm de agua es la misma que se necesita para fundir 30 mm de hielo.

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

La **densidad del aire**, ρ , es la masa de aire por unidad de volumen de la atmósfera terrestre. Es una variable que decrece con la altitud.

A nivel del mar y 20 °C de temperatura la densidad del aire es aproximadamente 1.2 kg/m³.

La densidad del aire seco se puede calcular a partir de la ley de gases ideales.

$$\rho = \frac{P}{R_d T}$$

Donde P es la presión absoluta, T la temperatura absoluta y R_d la constante de los gases para el aire seco (287.05 J/(kgK) en el SI, $R_d = R/M_D$, $M_D = 28.96$ g/mol).

Al añadirse vapor de agua la densidad del aire disminuye ya que el peso atómico de la molécula de agua es menor que el peso medio de las moléculas que forman el aire (O₂, N₂, ...)

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

La **densidad del agua**, ρ , es la masa de agua contenida en un volumen de 1m^3 .

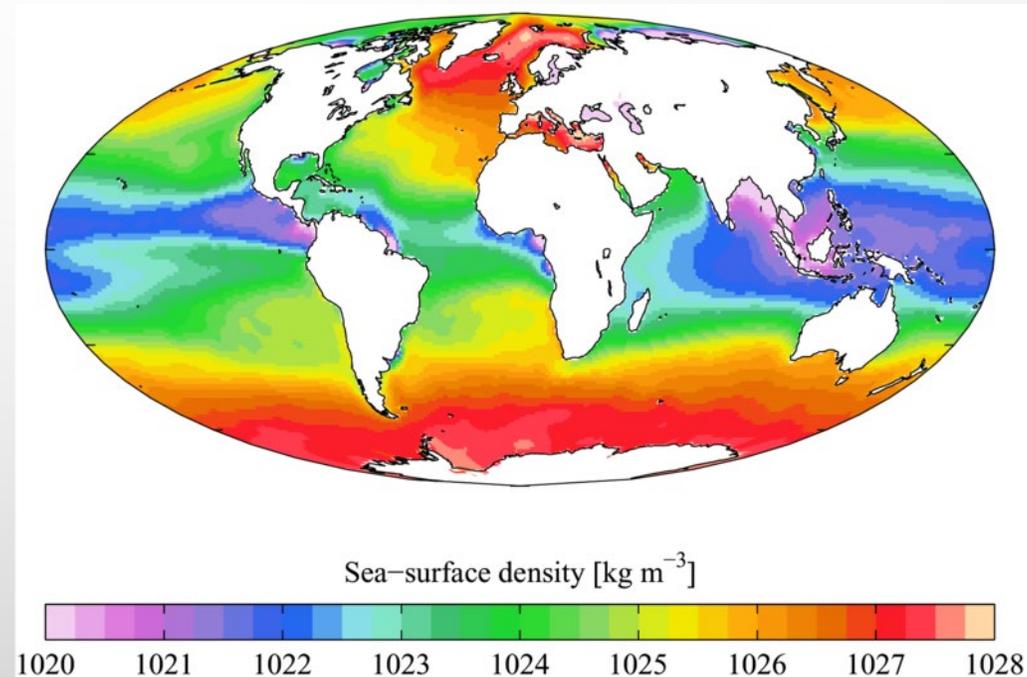
Para el agua dulce, la densidad depende de la temperatura, no siendo una función monotónica. A $t=0^\circ\text{C}$ la densidad del agua dulce es aproximadamente 1000 kg/m^3 .

Para el agua salada, la densidad depende de T y de S (salinidad, cantidad de sales disueltas) y de la presión (P).

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

Densidad superficial del agua del mar.



Puede observarse que la densidad del agua superficial es del orden de 1020-1030 kg m^{-3} , siendo menor en la zona ecuatorial y mayor en las zonas polares.

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

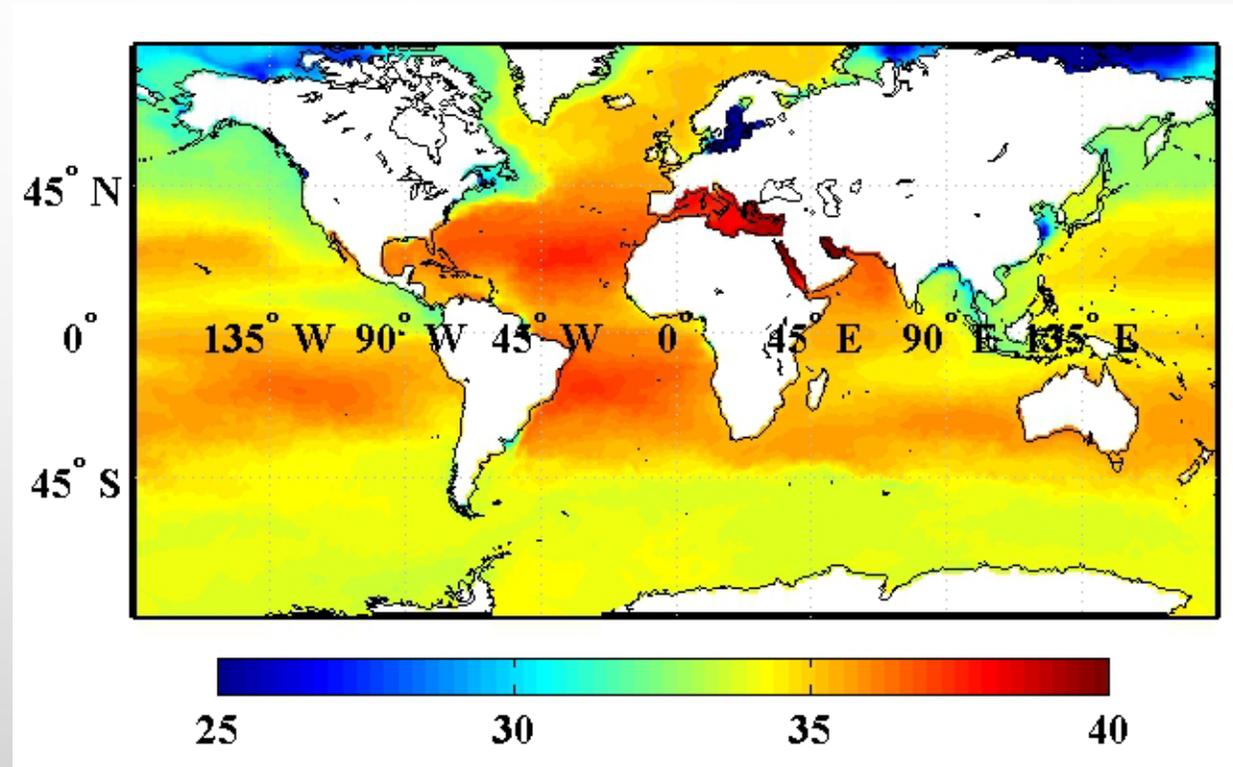
La **salinidad** es la cantidad total de material disuelto en un kilogramo de agua oceánica. En general, para la mayor parte del océano, la salinidad es del orden de 34 – 35 partes por mil.

Debe tenerse en cuenta que la salinidad es una cantidad adimensional, aunque en algunos libros de texto aparece en unidades de salinidad prácticas (psu en la literatura anglosajona).

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

Salinidad superficial

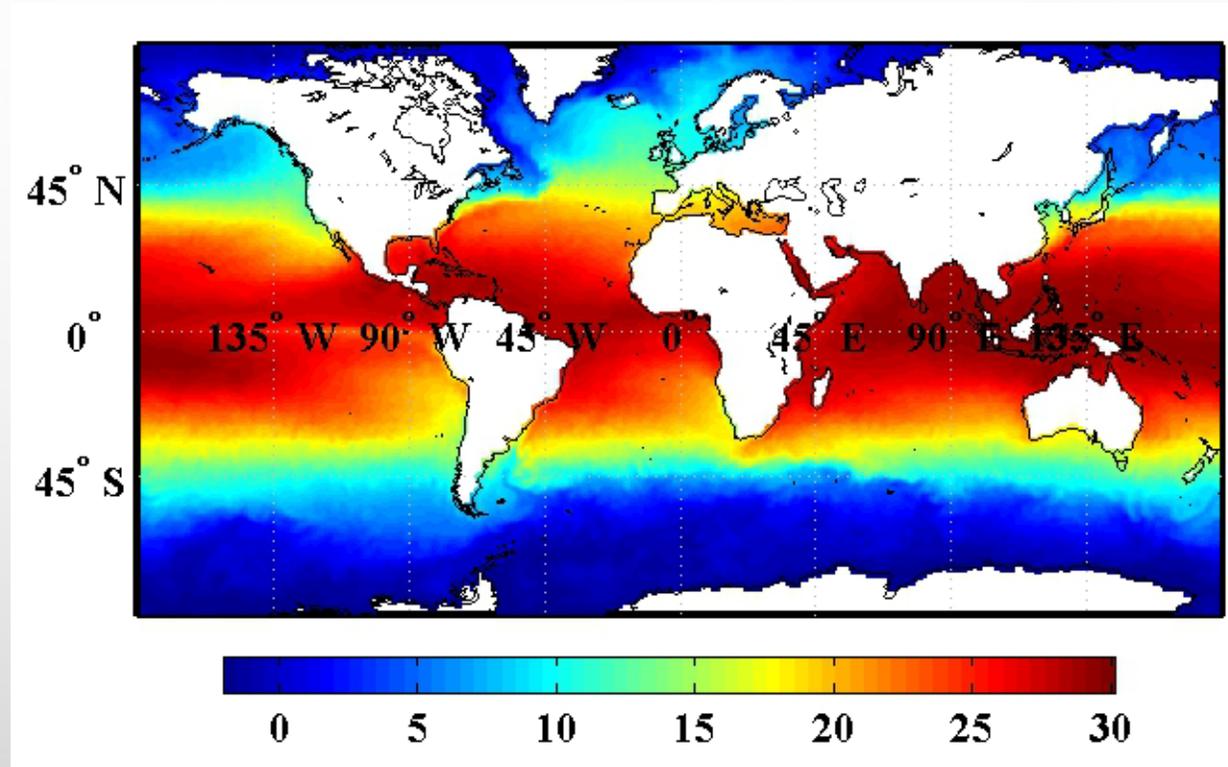


Puede observarse que la salinidad del agua superficial es mayor en la zona ecuatorial y menor en las zonas polares.

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

Temperatura superficial



Puede observarse que la temperatura del agua superficial es mayor en la zona ecuatorial y menor en las zonas polares.

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

Cuando la salinidad **crece** la densidad **crece**

Cuando la temperatura **crece** la densidad **decrece**

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

UN CASO EXTRAÑO.

Todos sabemos que el hielo flota en el agua líquida, lo que nos parece bastante normal. Esto ocurre porque el hielo (agua en estado sólido) tiene menor densidad que el agua en estado líquido; pero, si lo pensamos un poco, es un comportamiento anómalo que nuestro modelo corpuscular de la materia molecular no explica en absoluto.

En efecto, a partir de él debiéramos esperar que el hielo fuera más denso que el agua líquida y que, al reducir la temperatura del agua al congelarla, redujera su volumen.

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

UN CASO EXTRAÑO.

Debiéramos esperar también:

Que los icebergs se hundieran en el mar,

Que los lagos en el invierno empezaran a congelarse por el fondo,

Que los cubos de hielo se fueran al fondo de un vaso con agua,

Y que una botella llena de agua colocada en el congelador no se rompiera.

Esto no sucede así porque el agua es más densa que el hielo y éste flota.

1. INTRODUCCIÓN

1.4 DENSIDAD

La **densidad** del agua oceánica depende de la presión ($\rho=\rho(t,s,p)$), lo mismo sucede con la temperatura, por lo que es necesario distinguir entre valores *in situ* y *potenciales*.

La temperatura *in situ* (t) es directamente la temperatura medida a una profundidad dada.

La temperatura *potencial* (Θ) es la temperatura de una parcela de agua transportada adiabáticamente a la superficie.

El concepto de temperatura potencial puede derivarse fácilmente a partir de la primera ley de la termodinámica, donde se establece que

$$U=Q+W$$

Donde U es el cambio de energía interna que depende tanto del calor (Q) entregado a una cierta parcela de agua, como del trabajo (W) realizado sobre ella.

1. CONCEPTOS PREVIOS

1.4 DENSIDAD

Asumiendo que no existe intercambio de calor con el entorno (proceso adiabático)

$$Q = 0$$

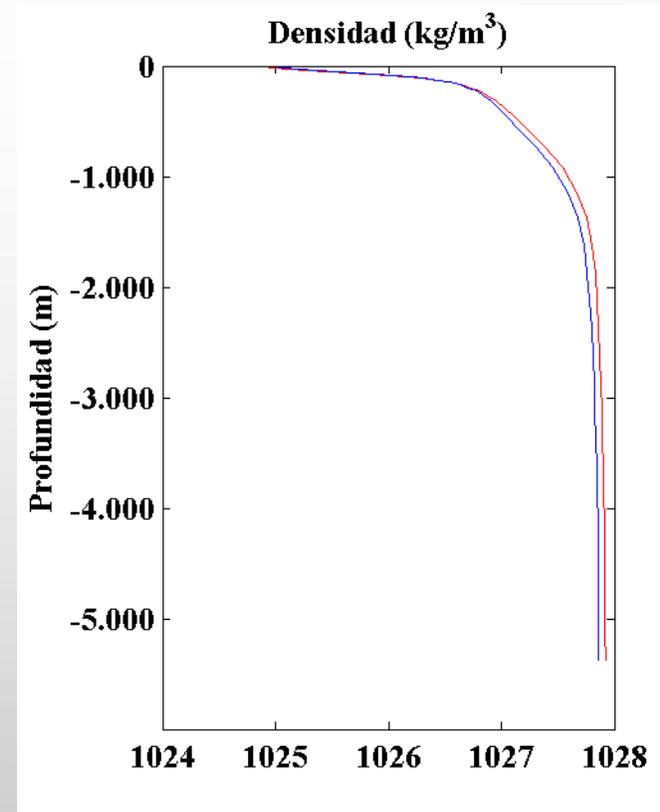
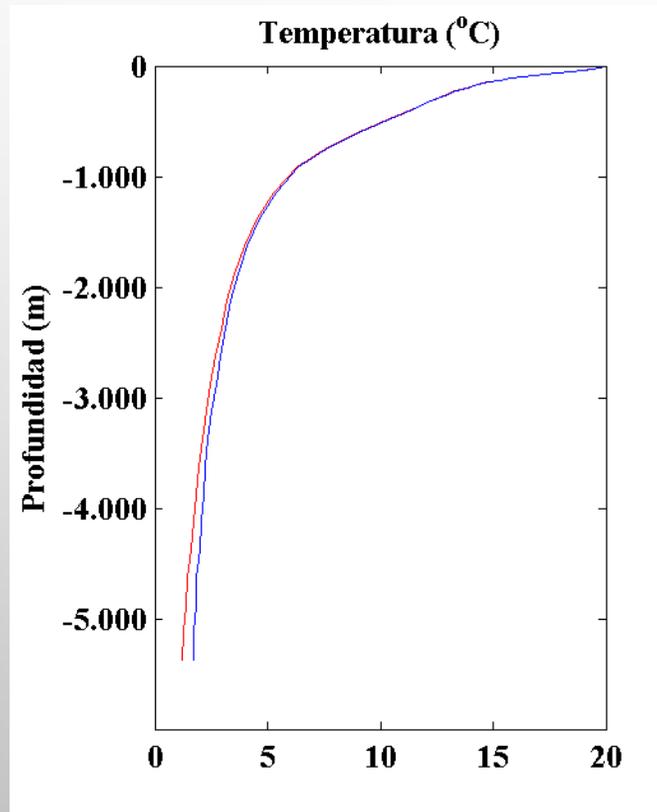
El cambio en energía interna debe ser igual al trabajo realizado sobre el agua.

Teniendo en cuenta que el agua es ligeramente compresible, a medida que desciende una parcela de agua se realiza trabajo sobre ella, lo que genera un incremento de energía interna y, por lo tanto, un aumento de la temperatura.

$$\uparrow P = \uparrow u = \uparrow t$$

1. INTRODUCCIÓN

1.4 Densidad



Potencial
In situ

1. INTRODUCCIÓN

1.5 Propiedades de la atmósfera *versus* el océano

$$D_{\text{aire}} = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$$

$$D_{\text{océano}} = 1025 \text{ kg m}^{-3} \text{ (800 veces mayor)}$$

$$P_{\text{océano}} = 3.7 \text{ km (profundidad)}$$

$$P_{\text{troposfera}} = 10 \text{ km}$$

Teniendo todo esto en cuenta:

$$M_{\text{océano}} \sim 300 \times M_{\text{aire}} \text{ (por unidad de área)}$$

La presión ejercida por la columna de aire (10^5 Pa) es equivalente a la presión ejercida por los 10 primeros metros de océano.

1. INTRODUCCIÓN

1.5 Propiedades de la atmósfera *versus* el océano

Teniendo en cuenta que la capacidad calorífica de una sustancia es:

$$C = m \times c_e \times \Delta T$$

Y que el: $c_e(\text{agua}) = 4 \times c_e(\text{aire})$ y $m(\text{océano}) = 300 \times m(\text{aire})$.

Los 2.5 primeros metros del océano tienen la misma **capacidad calorífica** por unidad de área que toda la columna de aire de la atmósfera.

Si el ΔQ de los océanos del mundo durante el último medio siglo para profundidades de 0 a 2000 m fuese inmediatamente liberado a los 10 primeros km de la atmósfera, ésta experimentaría un calentamiento de 36°C (Levitus et al., 2012).

1. INTRODUCCIÓN

1.5 Propiedades de la atmósfera *versus* el océano

Propiedades ópticas

Las propiedades ópticas son diferentes. La existencia de una interfase supone una cierta reflexión.

De la energía que entra en la atmósfera:

- Un 19% es absorbida en la atmósfera en ~ 100 (km) (aunque el 80% de la masa de la atmósfera está en los primeros 10 km)
- Y alrededor de un 30% reflejada por las nubes y en la interfase atmósfera- océano.
- El 51% restante es absorbida rápidamente por el océano. Aunque la absorción depende de la longitud de onda y de la materia en suspensión, se estima que el 80% de la energía que sobrepasa la interfase es absorbida en los primeros 10 m.

1. INTRODUCCIÓN

1.5 Propiedades de la atmósfera *versus* el océano

Propiedades ópticas

Esta propiedad es fundamental para la ecología marina.

Los organismos, para desarrollarse, necesitan fundamentalmente nutrientes y luz.

Capa fótica es aquella región del océano en la que penetra la luz del sol. Su profundidad depende tanto de la longitud de onda de la radiación incidente como de la turbidez del agua.

Nivel eufótico es la profundidad a la cual la intensidad de la radiación incidente se ha reducido a un 1% de su valor en la interfase.

La profundidad puede variar de menos de 1 m en aguas muy turbias como la de algunos ríos a ser del orden de 200 m para aguas muy transparentes como las de los océanos tropicales.

Una forma de medición tradicional de la profundidad de la capa fótica es el disco de Secchi.