

## Capítulo 28

### **¿Podrían los océanos volverse tan salados como para matar toda la vida marina?**

(Por Joaquim Ballabrera Poy y Emilio García Ladona)

Alrededor del 71% de la superficie de la Tierra está cubierta por mares y océanos. La principal característica del agua marina es su sabor salado. La salinidad de los océanos se refiere a la cantidad de sales disueltas en el agua de mar. La "salinidad" del agua dulce de la mayoría de ríos y lagos es por lo general alrededor de un gramo, o menos, de sales disueltas por cada kilogramo de agua. La concentración promedio de la salinidad de los océanos es de unos 35 gramos de sales en cada kilogramo de agua de mar. En los estuarios, donde el agua de mar se mezcla con el agua dulce de los ríos, el rango de salinidad varía entre los dos valores mencionados. Las aguas con mayor concentración de sales del mundo se encuentran en el lago San Juan, en la Antártida, donde la concentración de salinidad puede llegar a 440 gramos de sal por kilogramo de agua. En este tipo de ecosistemas hipersalinos viven únicamente especies específicas de crustáceos y microbios. El volumen total de los océanos es de aproximadamente  $1,35 \times 10^9 \text{ km}^3 = 1,35 \times 10^{18} \text{ m}^3$ . Un sencillo cálculo nos proporciona una estimación aproximada de la cantidad total de sales en el océano. Si la densidad media de los océanos es  $1.027 \text{ kg/m}^3$ , la masa total de los océanos es de aproximadamente  $1,39 \times 10^{21} \text{ kg}$ , y la cantidad total de sales es, pues, de  $4,85 \times 10^{16}$  toneladas.

Desde mediados del siglo XVIII, los químicos han desarrollado métodos para el análisis químico del agua, desarrollados originalmente para ayudar a purificar el agua potable. Hoy sabemos que el agua de mar es una solución de todos los elementos presentes en la naturaleza. En mar abierto, los iones disueltos más abundantes son el cloruro (alrededor de 19,0 gramos), sodio (10,6 gramos), sulfato (2,7 gramos), magnesio (1,3 gramos), calcio (0,4

gramos), potasio (0,4 gramos), bicarbonato (0,1 gramos), bromuro, ácido bórico (menos de 0,1 gramos), y estroncio y fluoruro (menos de 0,01 gramos por kilogramo de agua de mar). A partir del análisis químico de las muestras recogidas durante la expedición del H.M.S. Challenger (1872-1876), se encontró que la relación de las concentraciones de dichos componentes es muy similar en la mayor parte del océano abierto. Estos componentes se denominan conservativos debido a que sus concentraciones no se ven afectadas por las reacciones biológicas y químicas que comúnmente tienen lugar en los océanos. La mayor parte del resto de los componentes del agua son llamados no conservativos debido a que sus concentraciones cambian de manera significativa debido a la actividad biológica y reacciones químicas presentes en los océanos.

### **28.1. Procesos que añaden y eliminan la sal del agua marina**

Para explicar por qué el mar es salado y qué sales contiene, rápidamente se hizo hincapié en el hecho que el agua es un potente disolvente donde los azúcares y sales inorgánicas se disuelven fácilmente. En los continentes, el agua de los ríos disuelve las rocas y sedimentos (meteorización) en su camino hacia el mar. Ese proceso ya se había mencionado en el siglo XVI como el origen de la salinidad de los océanos. De hecho, cada año los ríos vierten cerca de cuatro mil millones de toneladas ( $4 \times 10^{12}$  kg) de sales disueltas en el océano. Si la salinidad del océano se debiera únicamente a la erosión de las rocas de la corteza continental, la salinidad del océano tendría que aumentar con el tiempo debido al continuo fluir de los sedimentos desde los continentes hacia los océanos. Por otro lado, la composición química relativa de ríos y mares debería ser similar (aunque los mares tengan una concentración más alta). Pero hoy sabemos que éste no es el caso: la composición relativa del agua marina y de los ríos es significativamente diferente (Tabla 1). En efecto, si la erosión de las rocas de la corteza continental fuera el único origen de sales de agua de mar, la composición del

agua de mar debería ser más rica en magnesio y más pobre en cloruro y calcio.

SUSTANCIA	AGUA MARINA		AGUA DE RÍO	
	Concentración	Relativa a Cl	Concentración	Relativa a Cl
Bicarbonato ( $HCO_3^-$ )	0,105	0,0055	0,0530	6,3855
Calcio ( $Ca^{+2}$ )	0,404	0,0213	0,0147	1,7711
Cloruro (Cl)	18,980	1,0000	0,0083	1,0000
Magnesio ( $Mg^{+2}$ )	1,272	0,0670	0,0037	0,4458
Potasio ( $K^+$ )	0,390	0,0205	0,0014	0,1687
Silice (Si)	0,003	0,0002	0,0049	0,5904
Sodio ( $Na^+$ )	10,556	0,5562	0,0072	0,8675
Sulfato ( $SO_4^{-2}$ )	2,649	0,1396	0,0115	1,3855

*Tabla 1. Concentraciones típicas (gramos por kilogramo) de los principales constituyentes del agua de mares y ríos. Unidades en %. A partir de la Encyclopedia of Global Change: Environmental Change and Human Society, Volume 1, Edited by Andrew S. Goudie and David J. Cuff, Oxford University Press, 2001. 669 pp.*

Uno de los procesos que ayudan a explicar la diferente composición de ríos y mares es la actividad volcánica. En efecto, las erupciones volcánicas son ricas en compuestos de cloro, carbono y azufre. Los gases solubles en agua expulsados por los volcanes se disuelven en la lluvia y precipitan. La deposición de aerosoles también aporta compuestos de origen volcánico a los océanos. De hecho, cuando se compara la composición química del agua de mar con la composición química de la corteza continental y la del manto superior terrestre, es esta última la que presenta una mayor similitud.

El último proceso que juega un papel clave en la composición química del agua de mar fue, descubierto a finales de la década de 1970, con el descubrimiento de los respiraderos hidrotermales de las profundidades marinas, que se encuentran comúnmente en el fondo del mar cerca de

lugares de actividad volcánica y a lo largo de las dorsales oceánicas. Erupciones en estos respiraderos eyectan columnas de agua sobrecalentada rica en minerales (Ilustración 1). La temperatura del agua que emana de estos orificios de ventilación varía de 25°C a 400°C. En estas zonas, el agua de los océanos puede circular a través de una corteza oceánica rota y altamente porosa, permitiendo el contacto entre rocas fundidas y el agua de mar. Las altas temperaturas y las presiones permiten el establecimiento de una serie de reacciones químicas que modifican la composición química tanto del agua marina como de la corteza oceánica. En particular, el agua de mar pierde magnesio y gana calcio. Se estima que la totalidad del agua oceánica circula a través de dichas regiones hidrotermales en tan solo uno o dos millones de años.

Por otra parte, diversos procesos biológicos y físicos eliminan las sales del agua marina. Por ejemplo, algunas especies de fitoplancton (diatomeas) y cocolitóforos eliminan el calcio y silicio del agua cerca de la superficie del océano. Estas especies usan estos elementos para formar sus conchas. Las pesadas partículas de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), sílice particulado ( $\text{SiO}_2$ ) y pirita ( $\text{FeS}_2$ ) acaban por precipitar hacia el fondo del océano, donde son enterradas y eliminadas del sistema. Por otra parte, el carbono eliminado por el fitoplancton para construir sus tejidos blandos acaba por convertirse en alimento para los organismos superiores y bacterias.

Otro proceso por el cual el océano pierde sales es el de la evaporación, que puede conllevar la precipitación de minerales, especialmente de cloruro de sodio ( $\text{NaCl}$ ) y sulfato de calcio ( $\text{CaSO}_4$ ) por la desecación de masas aisladas de agua. Un ejemplo es el de la Crisis Salina del Messiniense, cuando el cierre del estrecho de Gibraltar permitió que el mar Mediterráneo se desecara a lo largo de un proceso cíclico de desecación-inundaciones que puede haber durado 630.000 años. Cuando el estrecho de Gibraltar volvió a abrir por última vez, los sedimentos habían enterrado a una cantidad estimada de  $0,4 \times 10^{16}$  toneladas de sales.

Cambios en la solubilidad de las aguas oceánicas debido a cambios en la alcalinidad provocan la precipitación de algunas de las sustancias disueltas. Por ejemplo, las concentraciones de magnesio y calcio se encuentran en un delicado equilibrio y cualquier pequeño cambio en la alcalinidad conduce a su precipitación. Nódulos de manganeso se pueden encontrar en el sedimento del fondo marino en la mayoría de los océanos. Además, el metabolismo bacteriano en los sedimentos modifica continuamente la química del agua de mar, alternando la solubilidad de los materiales que se encuentran en los sedimentos.

La pulverización de agua marina, consistente en partículas expulsadas de la superficie del mar por el estallido de burbujas (como por ejemplo las producidas cuando rompen las olas), elimina iones disueltos en el agua de mar. Cloruro sódico e iones tales como  $K^+$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Ca^{+2}$  y  $SO_4^{-2}$  se eliminan del agua marina mediante este proceso. Por cierto, el proceso de pulverización también juega un papel fundamental en el ciclo del azufre al favorecer la emisión de sulfuro de dimetil (DMS), el principal gas biogénico emitido desde el mar, responsable del olor a mar, y que influye en la formación de nubes.

## **28.2. Tiempos de residencia**

Un esquema de los principales procesos de la adición y la eliminación de los iones disueltos en el agua marina se presenta en la Ilustración 2. Existen evidencias que indican que la concentración de la sal del mar ha cambiado poco en los últimos 1,5 mil millones de años. Por otra parte, la tolerancia a la salinidad de las bacterias que vivieron hace 3,8 mil millones de años indica que la salinidad ya habría sido similar en ese momento. La estabilidad en los niveles de salinidad se ve favorecida por el hecho de que la mayor parte de los mecanismos de eliminación de sales del agua de mar están directamente relacionados con su concentración. A mayor concentración, mayor tasa de eliminación de sal. En la década de 1950, los geólogos desarrollaron el concepto océano estacionario. En los sistemas estacionarios, la velocidad de

adición de cualquier propiedad debe ser igual a la velocidad con la que dicha propiedad es eliminada. En tal caso, es posible estimar el tiempo que una partícula o elemento tarda en abandonar el sistema (el tiempo de residencia). Para un elemento dado en un estado de equilibrio, el tiempo de residencia se define como:

$$\textit{Tiempo de Residencia} = \frac{\textit{Concentracion}}{\textit{Tasa de entrada o de salida}}$$

El tiempo de residencia de una sustancia depende de su reactividad química. Por ejemplo, los iones de hierro y aluminio son altamente reactivos y permanecen en el agua de mar durante un corto período de tiempo antes de ser incorporados en los sedimentos. En el otro extremo del espectro, los iones de cloruro permanecen en el agua de mar durante millones de años antes de ser retirados del océano. Estimaciones de los tiempos de residencia de los principales constituyentes del océano se dan en la Tabla 2.

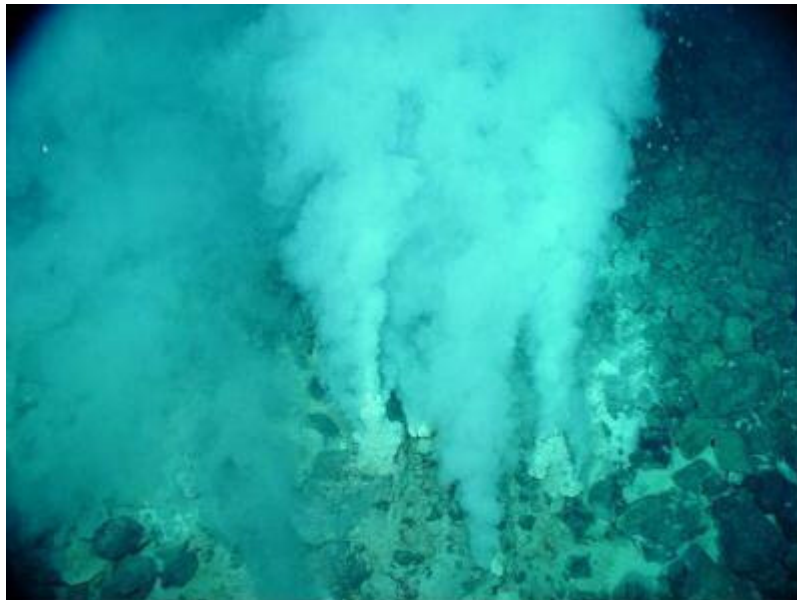
<i>SUSTANCIA</i>	<i>TIEMPO DE RESIDENCIA</i>
Bicarbonato ( $HCO_3^-$ )	110.000
Calcio ( $Ca^{+2}$ )	1.000.000
Cloruro ( $Cl$ )	100.000.000
Magnesio ( $Mg^{+2}$ )	13.000.000
Potasio ( $K^+$ )	12.000.000
Silice ( $Si$ )	20.000
Sodio ( $Na^+$ )	68.000.000
Sulfato ( $SO_4^{-2}$ )	11.000.000

En conclusión, y en respuesta a la pregunta en el título de este capítulo, los elevados tiempos de residencia de los principales constituyentes de la salinidad del agua marina impiden cualquier cambio rápido de las concentraciones globales de salinidad si no se produce ningún gran cataclismo geológico en los próximos cien millones de años.

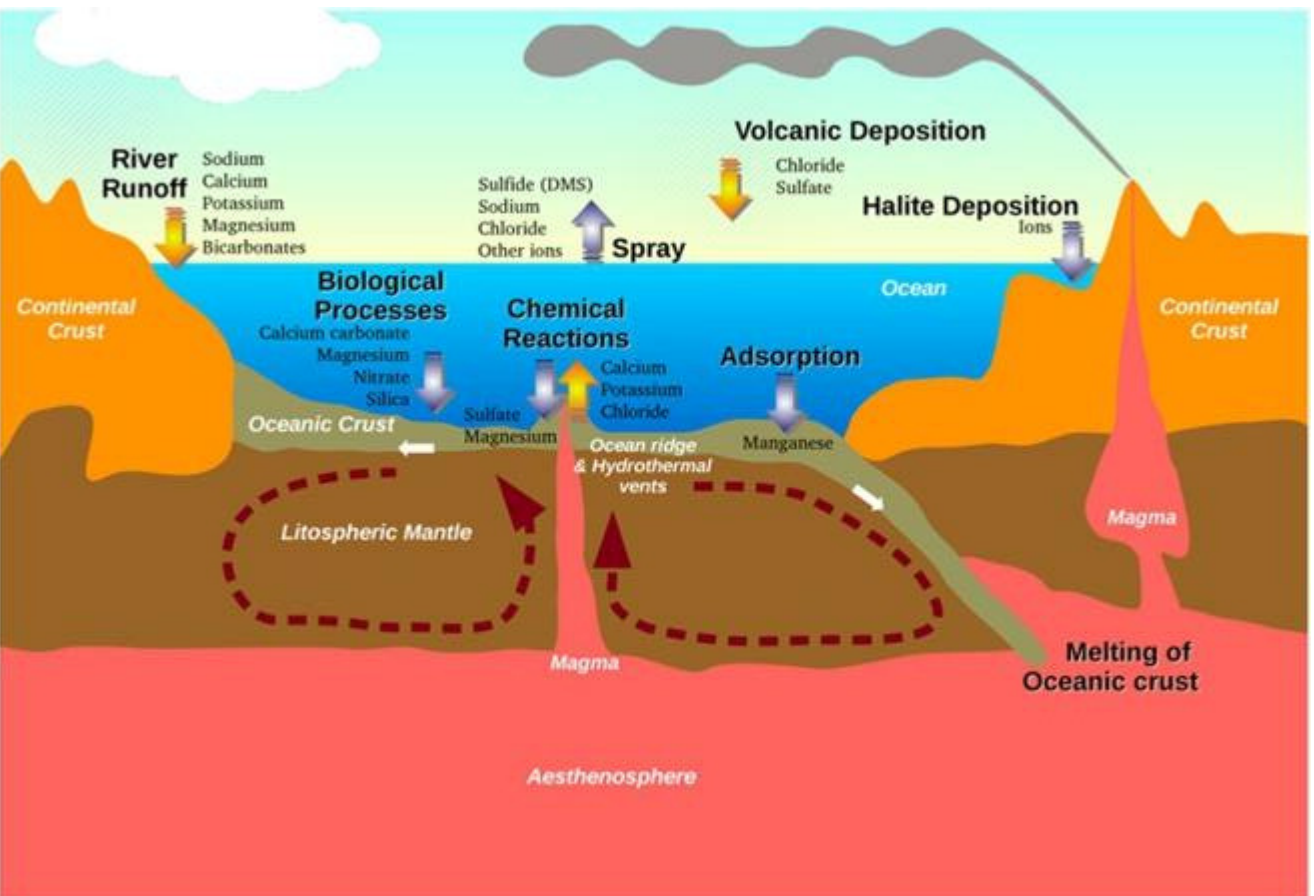
**Bibliografía:**

- "Oceanography: an invitation to Marine Science", Tom Garrison and Robert Ellis. Cengage Learning, Boston, MA, USA, 2015. 640 pp.

*Joaquim Ballabrera Poy. . Emilio García Ladona*  
*Doctores en Ciencias Físicas*  
*Dept. de Oceanografía Física y Tecnológica Instituto de Ciencias del Mar*  
*(ICM-CSIC)*



*Illustration 1: White chimneys at Champagne Vent site, NW Eifuku volcano (Japan). The chimneys are about 20 cm across and 50 cm high, venting fluids at 103°C. Source [http://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/04fire/logs/hirez/champagne\\_vent\\_hirez.jpg](http://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/04fire/logs/hirez/champagne_vent_hirez.jpg)*



*Illustration 2: Schematic cross-section illustrating the main processes adding (orange arrows) and removing (blue arrows) ions from sea water.*