

BITÁCORAS DE MARES NUMÉRICOS: LA INUNDACIÓN ZANCLIENSE DEL MEDITERRÁNEO

José María Abril Hernández

Académico Correspondiente

RESUMEN

PALABRAS CLAVE

Mar Mediterráneo.
Inundación Zancliense.
Crisis salina Messiniense.
Simulación numérica.
Dinámica de fluidos.

El trabajo presenta un estudio de la inundación Zancliense del Mediterráneo (hace 5.3 Ma), aplicando técnicas de simulación numérica de la Mecánica de Fluidos. El modelo hidrodinámico resuelve situaciones dinámicas de inundación y calcula las tasas de erosión del lecho marino. La base de datos batimétrica incluye la configuración dinámica del estrecho de Gibraltar. Estudios previos habían concluido que el 90% final de su llenado acontece en unos dos años, con flujos de $90 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ y un ascenso del nivel del agua de hasta 7 m/día. La revisión de los modelos de incisión empleados junto con los resultados de los nuevos experimentos numéricos ponen en cuestión esta visión de la inundación Zancliense, a la vez que plantean nuevas líneas de investigación.

ABSTRACT

KEYWORDS

Mediterranean Sea.
Zanclean flood.
Messinian salinity crisis.
Numerical simulation.
Fluid dynamics.

This work presents computational fluid dynamics simulations of the Zanclean catastrophic flood of the Mediterranean (5.33 Ma). The two-dimensional non-linear depth-averaged hydrodynamic model includes a flooding algorithm and the estimation of erosion of the seabed. The database for bathymetry includes the dynamic configuration of the Strait of Gibraltar. Previous studies concluded that the final filling of 90% of the Mediterranean volume occurs in two years with water inflows over 90 Sv, and the Mediterranean water level increasing at a rate of 7 m/day. We revisited the bedrock incision models; and new results from numerical experiments put into question the previous view of the Zanclean flooding and outline new research lines.

INTRODUCCIÓN

“**L**eguas de cielo y águilas: la Campiña desierta [...], el seco mar geológico del Ligustinum”¹. Cautivos de la mirada del insigne poeta Mario López, nos trasladamos al tiempo en el que las mareas salobres aún se mecían por estas béticas latitudes al paso de la Luna...

Antes de la crisis salina del Messiniense (7.2-5.3 Ma) el valle del Guadalquivir era un brazo de mar que se abría paso hacia el Mediterráneo por el corredor del Guadal-

Boletín de la Real Academia
de Córdoba.

BRAC, 165 (2016)
183-196

¹ Mario López, “Torreparedones”, en Campo de Córdoba (1990).

horce². El estrecho de Gibraltar aún no existía, y el Rif permanecía unido a la cordillera Penibética. Al sur, los corredores del Rif conformaban el segundo canal de comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo. El modelo termomecánico de Duggen et al.³ explica cómo una fractura en la corteza oceánica subducente en la región del estrecho habría originado la elevación tectónica en los márgenes continentales ibérico y africano, cerrando así los pasos marinos del Mioceno. El mar Mediterráneo quedó aislado del resto de los océanos del mundo. Con una tasa de evaporación mayor que el aporte de agua de lluvia y de ríos, el nivel del mar descendió cientos de metros, al tiempo que se precipitaban las sales. Los depósitos de evaporitas del Messiniense, con un volumen total de 10⁶ km³ alcanzan espesores de hasta 1500 y 3500 m en las cuencas occidental y oriental del Mediterráneo, respectivamente⁴. Esta ingente cantidad de sales precipitadas habría requerido la evaporación de 50 veces el volumen del Mediterráneo, por lo que la evaporación debió coexistir con una etapa de aporte débil o intermitente⁵ desde el Atlántico.

El nivel de equilibrio se alcanzó entre 1500 y 2700 m bajo el nivel actual del mar⁶, con la cuenca occidental prácticamente seca, a excepción del lago de agua hipersalina que cubría la Llanura Abisal Baleárica (*Lago Mare*). Se produjo la progresiva continentalización de los márgenes expuestos, y los ríos excavaron profundos cañones.

Hace unos 5.3 millones de años, el Mediterráneo volvió a conectarse con el Atlántico a través del naciente estrecho de Gibraltar. El proceso es conocido como la inundación Zancliense del Mediterráneo. Se han sugerido diversas hipótesis para explicar sus causas, que van desde la elevación del nivel de las aguas de los océanos por deglaciación⁷ a la acción tectónica⁸; pero la hipótesis más aceptada atribuye su origen a la erosión causada por una corriente de agua que fluyó desde el Atlántico hacia el Mediterráneo⁹.

² Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, Ch., 2001. "The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway". *Terra Nova* 13 (6), 418–424.

³ Duggen, S., Hoernie, K., van den Bogaard, P., Rühle, L., Morgan, J.Ph., 2003. "Deep roots of the Messinian salinity crisis". *Nature* 422, 602–606.

⁴ Meijer, P.T., Krijgsman, W., 2005. "A quantitative analysis of the desiccation and re-filling of the Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis". *Earth Planet. Sci. Lett.* 240, 510–520.

⁵ García-Castellanos, D., Villaseñor, A., 2011. "Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc". *Nat. Lett.* 480, 359–363.

⁶ Blanc, P.L., 2006. "Improved modelling of the Messinian Salinity Crisis and conceptual implications". *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 238, 349–372. Meijer y Krijgsman (2005), opus cit.

⁷ Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Jiménez-Moreno, G., Schmiedl, G., Civis, J., 2013. "Glacioeustatic control on the origin and cessation of the Messinian salinity crisis". *Glob. Planet. Chang.* 111, 1–8.

⁸ Luján, M., Crespo-Blanc, A., Comas, M., 2011. "Morphology and structure of the Camarinal Sill from high-resolution bathymetry: evidence of fault zones in the Gibraltar Strait". *Geo-Mar. Lett.* 31, 163–174.

⁹ Blanc, P.L., 2002. "The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm". *Geodin. Acta* 15, 303–317.

Loget, N., Den Driessche, J.V., 2006. "On the origin of the Strait of Gibraltar". *Sediment. Geol.* 188–189, 341–356.

En la década de 1990, a raíz de los estudios geológicos realizados para el proyecto de túnel de conexión de España y Marruecos, aparecieron evidencias de canales erosivos excavados durante la inundación Zancliense¹⁰. García-Castellanos et al. (2009)¹¹ apoyaron esta hipótesis a través de los resultados de un modelo de incisión validado en ríos de montaña. Sus resultados sugieren que el 90% del agua se transfirió hacia el Mediterráneo en un corto período de tiempo, que va desde unos meses a dos años. Este modelo, sin ningún nivel de detalle espacial (dimensión cero) y con hipótesis gruesas sobre la hidrodinámica en el canal y los procesos erosivos, aporta una visión básica de la inundación Zancliense. Los cálculos pueden mejorarse sustancialmente con las técnicas de la Mecánica Computacional de Fluidos que aplicamos en este trabajo, aportando una visión más amplia, detallada y crítica de este singular evento.

En la sección de Metodología se presentan el modelo físico y las técnicas numéricas que nos permiten recrear el mar en los bits de una computadora. Se fundamentan e ilustran con referencias a diversos trabajos científicos y, en particular, con un amplio conjunto de aplicaciones participadas por el autor en las últimas décadas (nuestras bitácoras de mares numéricos). Los resultados del estudio de la inundación Zancliense del Mediterráneo se presentan y discuten en la Sección tercera. Por una parte, recogen algunos de los aspectos esenciales del trabajo realizado en colaboración con el profesor R. Perriáñez, *Computational fluid dynamics simulations of the Zanclean catastrophic flood of the Mediterranean (5.33 Ma)*¹². Se presentan, por otra parte, nuevos experimentos numéricos y nuevos análisis sobre la hidrodinámica y los protocolos para el cálculo de la erosión que nos harán revisar algunas de las ideas aceptadas hasta ahora.

METODOLOGÍA

Las ecuaciones de Navier-Stokes, que expresan los principios de conservación de la masa y del momento lineal para una partícula fluida, constituyen la piedra angular de la Mecánica de Fluidos. Para su resolución numérica en problemas de dinámica oceánica se aplican técnicas que involucran una discretización espacial del dominio de interés, y también de la línea temporal (el tamaño de ambas está ligado por criterios de estabilidad numérica de las soluciones), sobre las que se promedian las ecuaciones fluido-dinámicas y se aplican hipótesis simplificadoras adaptadas al contexto del problema de interés.

En problemas de transporte reactivo sobre escalas temporales de décadas en aguas someras no estratificadas resulta apropiada una descripción bidimensional

Loget, N., Den Driessche, J.V., Davi, P., 2005. "How did the salinity crisis end?" *Terra Nova* 17, 414–419.

¹⁰ García-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J., De Vicente, R., 2009. "Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis". *Nature* 462, 778–781.

¹¹ Opus cit.

¹² Perriáñez, R., Abril, J.M., 2015. "Computational fluid dynamics simulations of the Zanclean catastrophic flood of the Mediterranean (5.33 Ma)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 424, 49–60.

de flujo residual, generado por la función de corriente (potencial escalar)¹³. Para la resolución de problemas que involucran dinámica mareal en aguas someras hemos de recurrir a un modelo bidimensional con ecuaciones integradas en la profundidad e imponer la oscilación mareal en los contornos abiertos del dominio¹⁴. El flujo puede estar también forzado por vientos o por diferencias en el nivel medio del mar en los contornos abiertos¹⁵. En sistemas marinos con fuerte estratificación, o siempre que se requiera resolver la estructura vertical de las corrientes, se hace necesaria la aplicación de modelos hidrodinámicos puramente tridimensionales¹⁶.

Para abordar el problema de la inundación Zancliense del Mediterráneo, con una superficie de $2.5 \cdot 10^6$ km² y con una escala temporal de varios años, utilizaremos las ecuaciones promediadas en profundidad:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Hu) + \frac{\partial}{\partial y}(Hv) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \Omega v + \frac{\tau_u}{\rho H} = C_A \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \Omega u + \frac{\tau_v}{\rho H} = C_A \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

donde u y v son la componentes de la velocidad del agua, promediadas en profundidad, en la dirección de los ejes x (W-E) e y (S-N), h es la profundidad del agua bajo el nivel medio del mar, y ζ es el desplazamiento de la superficie libre sobre dicho nivel medio (medida positive hacia arriba). Así, $H=h+\zeta$ es la profundidad total del agua, Ω es el parámetro de Coriolis ($\Omega = 2w \text{ sen}\lambda$, donde w es la velocidad angular de rotación de la Tierra, y λ es la latitud geográfica), g es la aceleración de la gravedad, ρ es la densidad del agua, y C_A es el coeficiente horizontal de viscosidad turbulencia. τ_u y τ_v son los esfuerzos de fricción con el lecho marino, que se escriben en términos de una ley cuadrática:

$$\tau_u = k_f \rho u \sqrt{u^2 + v^2} \quad ; \quad \tau_v = k_f \rho v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4)$$

donde k_f es el coeficiente de fricción con el fondo. Estas ecuaciones expresan la conservación de la masa (1) y del momento lineal (2-3), escritas en coordenadas Cartesianas.

¹³ Abril, J.M., García-León, M., 1993. "A 2D-4Phases Marine Dispersion Model for Non-Conservative Radionuclides. Part I: Conceptual and Computational Model". J. Environ. Radioactivity 20, 71-88.

Abril, J.M., García-León, M., 1993. "A 2D-4Phases Marine Dispersion Model for Non-Conservative Radionuclides. Part II: Two Applications". J. Environ. Radioactivity 20, 89-115.

¹⁴ Periañez, R., Abril, J.M., 1996. "Modelling the Dispersion of Non-Conservative Radionuclides in Tidal Waters - Part 2: Application to ²²⁶Ra Dispersion in an Estuarine System". J. Environ. Radioactivity 31, 253-272.

¹⁵ Abril, J.M., Abdel-Aal, M.M., 2000. Marine Radioactivity Studies in the Suez Canal, Part I: Hydrodynamics and Transit Times. Estuar. Coast. Shelf S. 50, 489-502.

¹⁶ Toscano, M., García-Tenorio, R., Abril, J.M., 2005. "Making Predictions on the Evolution of Radioactive Spots in the Ocean. Validation in the Baltic Sea". Pag. 41-48. *En: Recent Advances in Multidisciplinary Applied Physics*. Ed. 1. Oxford, Reino Unido. Elsevier Science. ISBN 0-08-044648-5.

Las ecuaciones se resuelven utilizando un esquema explícito de diferencias finitas de segundo orden. En particular, el esquema MSOU (Monotonic Second Order Upstream) se usa para los términos advectivos no lineales en las ecuaciones del momento. Para C_A y k_f se han usado inicialmente valores de $10 \text{ m}^2/\text{s}$ y 0.0025 , respectivamente, de validez probada en gran diversidad de aplicaciones. Como condiciones iniciales se establecen aguas en reposo con los niveles de equilibrio existentes en el Atlántico y en el Mediterráneo antes del comienzo de la inundación. El plano de referencia para ζ se establece en el nivel inicial del Mediterráneo. Como condiciones de contorno, se impide el flujo a través de contornos sólidos de tierra, y se prescribe el nivel de las aguas en el Atlántico. Conforme avanza la inundación, las aguas invaden zonas previamente desecadas. Cuando el espesor de la lámina de agua que cubre una determinada celdilla de cálculo supera un valor umbral (típicamente 10 cm), ésta adquiere la etiqueta de celda de agua, aplicando así el esquema numérico de Kampf¹⁷.

Este modelo ha sido utilizado con éxito para simular mareas y tsunamis generados por diferentes mecanismos (terremotos asociados a fallas geológicas, deslizamientos submarinos, la entrada de flujos piroclásticos en el mar y el colapso de calderas de volcán) en el Atlántico y el Mediterráneo¹⁸.

Las curvas hipsométricas (superficie libre como función de la profundidad) del Mediterráneo en la actualidad y en el Mioceno tardío son similares, según muestran Meijer y Krijgsman (2005)¹⁹. Por esta razón la batimetría actual, que puede conocerse con gran nivel de detalle, será la utilizada en el presente estudio, con las modificaciones pertinentes en la zona del estrecho de Gibraltar.

La malla de cálculo que cubre el Mediterráneo se extiende desde 29° N a 46° N y desde 6° W hasta 37° E . La batimetría y elevaciones se han obtenido de la base de datos GEODAS, con una resolución de 4 minutos de arco. Para el estudio detallado de las corrientes y la erosión en la zona Gibraltar-Alborán se ha definido un subdominio de mayor resolución ($30''$ de arco, tomado de la batimetría GEBCO08).

¹⁷ Kampf, J., 2009. "Ocean Modelling For Beginners". Springer-Verlag, Heidelberg.

¹⁸ Periañez, R., Abril, J.M., 2013. Modelling tsunami propagation in the Iberia–Africa plate boundary: historical events, regional exposure and the case-study of the former Gulf of Tartessos". *J. Mar. Syst.* 111–112, 223–234.

Abril, J.M., Periañez, R., Escacena, J.L., 2013. "Modeling tides and tsunami propagation in the former Gulf of Tartessos, as a tool for Archaeological Science". *J. Archaeol. Sci.* 40, 4499–4508.

Periañez, R., Abril, J.M., 2014b. "A numerical modelling study on oceanographic conditions in the former Gulf of Tartessos (SW Iberia): tides and tsunami propagation". *J. Mar. Syst.* 139, 68–78.

Periañez, R., Abril, J.M., 2014a. "Modelling tsunamis in the Eastern Mediterranean Sea. Application to the Minoan Santorini tsunami sequence as a potential scenario for the biblical Exodus". *J. Mar. Syst.* 139, 91–102.

Abril, J.M., Periañez, R., 2015. "A Numerical Modelling Study on the Potential Role of Tsunamis in the Biblical Exodus". *J. Mar. Sci. Eng.* 3, 745–771; doi:10.3390/jmse3030745.

¹⁹ Opus cit.

El modelo 0D de García-Castellanos et al. (2009)²⁰ ha sido mejorado y corregido en varios aspectos, como la inclusión del efecto Bernouilli (que reduce el nivel libre del agua en un estrechamiento de la sección del flujo, hasta un centenar de metros en el caso que nos ocupa) y la disipación de energía y caída de nivel por fricción, pero conservando los protocolos de cálculo de la erosión. Este modelo permite estimar la evolución temporal de la sección transversal en el estrecho, e imponerla como condición de batimetría variable en el modelo hidrodinámico 2D antes descrito. La velocidad en el umbral de Gibraltar, v_s , se estima a partir del radio hidráulico, R_h , y del gradiente hidráulico, S , por la fórmula de Manning:

$$v_s = \frac{1}{n} R_h^{2/3} S^{1/2}; \tau_b = \rho g z_s S; Q = z_s W v_s; \frac{dz_s}{dt} = k_b (\tau_b)^a; W = k_w Q^{a_w} \quad (5)$$

donde n (~ 0.05) es el coeficiente de rugosidad. García-Castellanos et al. (2009) tomaron $S=H/L$, con $L = 100$ km y $H = z_0 - z_1$ (la diferencia entre los niveles libres del agua en el Atlántico y el Mediterráneo occidental – véase esquema en Fig. 1), con un valor máximo de 1000 m, y $R_h \approx z_s - z_0$, siendo z_s la profundidad del canal. Nuestros cálculos distinguen la profundidad de la lámina de agua, z_s^* , lo que nos permite adaptar consistentemente las estimaciones de τ_b , R_h , y S . El modelo hidrodinámico corregido sigue siendo una simplificación bastante gruesa, pues el flujo discurre por un canal de sección mojada y pendientes variables, lo que plantea la necesidad de contrastar los cálculos con modelos hidrodinámicos más complejos, como el modelo 2D arriba presentado, capaces de resolver los gradientes hidráulicos a partir de los principios fundamentales de conservación de la masa y del momento.

Independientemente del cálculo preciso del caudal que fluye bajo una configuración determinada de la sección en el estrecho y los niveles en el Atlántico y el Mediterráneo, ha de resolverse la tasa de erosión que provoca dicho flujo y el consiguiente incremento en la sección transversal del canal. En este punto mantenemos inicialmente las estimaciones de García-Castellanos et al. (2009), que hacen crecer irreversiblemente la anchura del canal con el caudal (W en Eq. 5) mientras la tasa de incremento de su profundidad (dz_s/dt) es una función del esfuerzo cortante (Eq. 5). Para las constantes empíricas k_w y a_w se adoptan los valores 1.2 y 0.5, respectivamente, y para k_b y a $1.30 \cdot 10^{-4}$ m año⁻¹ Pa^{-a} y 1.5, respectivamente.

Como condiciones iniciales se toman $z_1 = 2500$ m, $z_2 = 2700$ m, que se corresponde con la situación al final de la crisis salina del Messiniense. Ambas cuencas están conectadas por el umbral de Sicilia, con una profundidad $z_{SC} = 430$ m. Cuando se supera esta cota, el modelo de García-Castellanos et al (2009) permite que la totalidad del flujo que entra por Gibraltar se inyecte en el Mediterráneo oriental, omitiendo así los detalles de la topografía del estrecho de Sicilia. Para el cálculo del llenado del Mediterráneo usamos las curvas hipsométricas de Meijer y Krijgsman (2005)²¹. Los cálculos parten de una pequeña incisión con $z_s = 1$ m (el valor inicial de W , dentro de unos márgenes realistas, no afecta al resultado).

²⁰ Opus cit.

²¹ Opus Cit.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

LA ENERGÍA DE LA INUNDACIÓN ZANCLIENSE

A partir de las curvas de Meijer y Krijgsman (2005) de superficie libre en función del nivel de llenado, $A(z)$, y conocidos los niveles iniciales, es posible estimar la energía potencial gravitatoria que se liberó en la inundación Zancliense (~ 9.2 millones de Megatonnes):

$$E_p = \rho g \int_0^{z_{\max}} z A(z) dz = 3.8 \cdot 10^{22} \text{ J}$$

SECCIÓN, FLUJO EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR Y CURVA DE LLENADO CALCULADAS CON EL MODELO 0D

En Fig. 2 se muestran los resultados de la aplicación del modelo 0D para el cálculo del caudal y la sección transversal en el estrecho (curva M1). La escala de tiempos está centrada en el instante en el que el nivel de las aguas en la cuenca occidental supera el umbral de Sicilia ($t = 26.11$ años desde condiciones iniciales). Tras una etapa de bajo caudal, el efecto retroalimentado de erosión, aumento de sección e incremento del caudal, hace que éste crezca hasta alcanzar su valor pico de 180 Sv (1 Sv equivale a $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Cuando el nivel de las aguas en el Mediterráneo se aproxima a la sección mojada del estrecho, se amortigua el caudal de entrada hasta que se equilibran los niveles del Mediterráneo y el Atlántico (éste disminuye unos 9 m durante el proceso). La aplicación de modelos 2D de alta resolución, que se expondrá más abajo, revela que a medida que aumenta la incisión en la zona oriental del estrecho de Gibraltar, las profundidades más someras del umbral de Camarinal, al oeste del estrecho, se convierten en el factor limitante del flujo, estabilizándose éste alrededor de los 80-90 Sv hasta que se amortigua en el estadio final del llenado del Mediterráneo. Este valor umbral ha sido introducido en el modelo 0D, y los resultados aparecen en la curva M2 de la Fig. 2. De esta forma se incrementa el tiempo requerido para el llenado, y la sección transversal alcanza valores algo inferiores al caso de M1. En la actualidad el estrecho de Sicilia tiene una profundidad media de 269 m, pero su configuración pudo ser distinta en el momento de la inundación por los procesos geológicos que continúan moldeando esta zona²², así como por la propia acción del flujo Zancliense. La curva M3 en la Fig. 2 muestra los resultados del cálculo cuando se adopta una profundidad de 250 m para este estrecho. El mayor nivel que alcanza el Mediterráneo occidental limita el flujo en Gibraltar y su poder erosivo. Los tiempos de llenado del 90% final del volumen del Mediterráneo son 456, 580 y 740 días, para M1, M2 y M3, respectivamente. Por economía de espacio no se muestran las curvas de llenado.

LLENADO DEL MEDITERRÁNEO (MODELO 2D CON RESOLUCIÓN DE 4' DE ARCO)

Las ecuaciones 1-4 y sus desarrollos asociados constituyen una cadena de cálculo para resolver u , v y ζ en un instante de tiempo dado y en una celda de la malla. Con la resolución espacial de 4' de arco el dominio comprende algo más

22 Corti, G., Cuffaro, M., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., 2006. "Coexisting geodynamic processes in the Sicily Channel". In: Y. Dilek & S. Pavlides (Eds), Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 409: 83-96.

de 165000 celdillas, y operamos con pasos de tiempo de entre 10 y 20 segundos. Así, para completar la simulación de un año de hidrodinámica es necesario resolver $3.5 \cdot 10^{11}$ cadenas de cálculo.

El umbral de Gibraltar se define por dos celdas centradas en 5.5°W . Para cada valor de la profundidad puede encontrarse el caudal cuasi-estacionario con simulaciones de varios días. La baja resolución espacial solo puede proporcionar una aproximación gruesa a la hidrodinámica en el estrecho de Gibraltar, pero el ajuste de las parejas de caudal y sección permite construir una función analítica de respuesta, que usaremos para imponer las condiciones de flujo que se deseen estudiar. Este ejercicio de modelización tiene como objetivo obtener una perspectiva espacial del proceso de llenado del Mediterráneo, como se discute en el trabajo de Periañez y Abril (2015), al que nos remitimos en este punto. Las condiciones iniciales de la sección y el nivel en el Mediterráneo se toman del modelo 0D, lo que nos permite arrancar la simulación en cualquier instante de tiempo. A título de ejemplo, las figuras 3 y 4 recogen mapas de distribución espacial de niveles y corrientes en dos instantes del llenado.

HIDRODINÁMICA EN DISTINTOS ESTADIOS DE EVOLUCIÓN DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR (MODELO 2D CON RESOLUCIÓN DE $30''$ DE ARCO)

El dominio se define entre las longitudes 6.000°W a 0.808°W y las latitudes 35.000°N y 37.608°N . Comprende 195000 celdas de $30''$ de arco de lado. En la frontera abierta del Mediterráneo se prescribe el nivel del agua como condición de contorno, que se actualiza en función del flujo que se calcula en el estrecho y usando la curva hipsométrica. El estrecho de Gibraltar se define aquí por el conjunto de celdas comprendidas entre 5.56°W (donde se encuentran las menores profundidades y que definirán la sección limitante) y los 5.39°W . Para recrear de una forma simple distintos estadios de evolución del estrecho, las profundidades actuales en la sección limitante se multiplican por un factor constante $k_s < 1$, y para las colindantes se define un perfil de profundidades parabólico que converge a las profundidades actuales en la sección de 5.56°W . Fijado un valor de k_s y un nivel inicial en el Mediterráneo occidental, se resuelven las ecuaciones hidrodinámicas hasta alcanzar un flujo estacionario (típicamente en menos de 24 horas). Aunque la tasa de erosión se calcula en cada paso de tiempo, los cambios resultan despreciables en el ámbito temporal de la simulación. El paso de tiempo se ajusta en función de los criterios de estabilidad, siendo el valor mínimo usado de 0.25 s. Con este paso de tiempo la simulación de 24 horas requiere la resolución de $6.7 \cdot 10^{10}$ cadenas de cálculo, y estos ejercicios numéricos se repiten decenas de veces con distintas configuraciones del estrecho y del nivel del mar. A título de ejemplo, en Fig. 5 se muestran las corrientes cuasi-estacionarias calculadas para $k_s = 0.4$ (la sección transversal limitante es de 2.6 km^2). El flujo estacionario alcanza los 61 Sv, y las velocidades superan los 30-50 m/s a lo largo del canal de incisión identificado por García-Castellanos et al. (2009).

En Fig. 6 comparamos los flujos calculados en función de la sección transversal en 5.56°W (esto es, para distintos valores de k_s) usando resoluciones espaciales de $30''$ y $60''$ de arco con la fricción nominal $k_f = 0.0025$. El nivel del Mediterráneo se fija en -1500 m a fin de que no limite el flujo. Una baja resolución espacial sobreestima el caudal máximo, aunque produce resultados satisfactorios por debajo de los 70 Sv. Cuando la sección crece por encima de los 3.7 km^2 las aguas más someras en el umbral de Camarinal (5.74°W) toman el

control en la limitación del flujo. Cuando la fricción se incrementa ($k_f=0.01$) el flujo máximo queda por debajo de los 70 Sv. En la misma figura se muestran los caudales calculados con el modelo 0D-M2 en función de la sección del umbral después de las correcciones introducidas en la hidrodinámica²³ (aquí el valor límite del flujo es impuesto). Las discrepancias son mayores en el cálculo del esfuerzo cortante τ_b , que obviamente depende del coeficiente de fricción k_f (Eq. 4). La estimación del modelo 0D (Eq. 5) produce valores mayores para caudales bajos, lo que incide en la rapidez de la incisión. Sobre esta cuestión volveremos para la estimación de las tasas de erosión. La atenuación del flujo al subir el nivel en el Mediterráneo sigue aproximadamente un perfil logarítmico para cada valor de k_s , y puede obtenerse en secuencias de simulaciones con desniveles crecientes (no se muestran por economía de espacio).

La resolución de 30" tiene también sus limitaciones para valores muy bajos de k_s , pues una estrecha corriente de agua no puede resolverse de forma precisa con un número muy pequeño de celdas. Finalmente, el flujo alcanza situaciones supercríticas (número de Froude >1) que obligan a adaptar las propias ecuaciones hidrodinámicas (esta partes del trabajo se encuentran en progreso). No obstante, los resultados obtenidos son suficientes para acometer una revisión crítica del tamaño de la inundación catastrófica del Zancliense. Efectivamente, hemos de notar que la resolución de la hidrodinámica para distintas secciones del estrecho no supone resolver "la ecuación del tiempo" (los lapsos de tiempo involucrados entre una configuración y otra). Para abordar esta cuestión debemos volver sobre los protocolos de cálculo de la erosión.

REVISIÓN DEL MODELO DE INCISIÓN Y DE LA ESCALA DE LA INUNDACIÓN ZANCLIENSE

Los procesos implicados en la incisión de lechos rocosos en ríos de montaña, que constituyen el símil más próximo para la inundación Zancliense, son de una gran complejidad, e involucran la abrasión por el flujo de sedimentos que transporta la corriente, la cavitación, fractura y desplomes de ladera, entre otros²⁴. En particular, la cuantificación de la erosión lateral sigue siendo un problema abierto. Las bases teóricas aún son débiles, y dominan los enfoques empíricos con validez restringida a las condiciones experimentales. Resulta conveniente un análisis energético considerando la energía por unidad de volumen requerida para erosionar la roca, ϵ_v , que según Lamb et al. (2015)²⁵, para los procesos de abrasión es una función del módulo de Young, Y , y de la resistencia a la tracción del material, σ_T : $\epsilon_v = k_v \sigma_T^2 / Y$, con $k_v \sim 10^6$. El orden de magnitud de ϵ_v es $\sim 10^9$ Jm⁻³. Resulta así posible relacionar la potencia por unidad de área empleada en la erosión con la potencia disipada por la corriente de agua:

$$\epsilon_v \frac{dz_s}{dt} = f\tau v.$$

Aquí $f < 1$ expresa la fracción de la potencia disipada que se consume en la erosión, y depende de forma compleja de las condiciones del flujo, de la carga de

²³ Periañez y Abril (2015). Opus cit.

²⁴ Lague, D. 2015. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. Earth Surf. Processes and Landforms. (In press).

²⁵ Lamb, M.P., Finnegan, N.J., Scheingross, J.S., Sklar, L.S. 2015. New insights into the mechanics of fluvial bedrock erosion through flume experiments and theory. *Geomorphology* 244: 33-55.

sedimentos que transporta, y de las condiciones del lecho rocoso. Por debajo de un esfuerzo umbral $f=0$; crece con cargas de sedimentos moderadas y se inhibe con concentraciones muy altas. Según los datos disponibles²⁶ puede adoptar valores en el rango 0.1% a 5% Combinándola con la Eq. 4 en la configuración de un canal estrecho, puede escribirse:

$$\frac{dz_s}{dt} = \frac{f}{\varepsilon_V \sqrt{\rho k}} \tau^{3/2}.$$

Comparándola con la expresión (Eq. 5) usada por García-Castellanos et al. (2009), el exponente es 3/2, y el valor adoptado para k_b se corresponde con $f \sim 0.7$ %.

La mayor dificultad la encontramos con el uso descontextualizado de la relación empírica entre flujo y anchura de canal ($W = k_w Q^{a_w}$), establecida como relación de escala en ríos aluviales (donde el valor de Q está limitado por el tamaño de la cuenca), y que en el modelo de García-Castellanos et al. (2009) se usa como relación causal para el cálculo de la erosión lateral sin limitaciones para el flujo y en situación no estacionaria. Combinando el conjunto de ecuaciones del modelo 0D de estos autores (Eq. 5) con $a_w = 1/2$ puede demostrarse que

$$\frac{dW}{dt} = \frac{5W}{3z_s} \frac{dz_s}{dt}.$$

Con la relación de aspecto ($W/z_s \sim 50$) del estrecho de Gibraltar, la tasa de erosión lateral resultaría mayor que la vertical en casi dos órdenes de magnitud, llevando al balance energético a límites difícilmente sostenibles. Es más, la solución analítica para z_s en función del tiempo a partir del conjunto de relaciones de la Eq. 5 en la región de S constante posee una asíntota vertical para $t_L = 1/(\beta z_{s,0}^{a-1})$; $\beta = (a-1)k_b(\rho g S)^a$, solo limitada por la atenuación de S con el llenado del Mediterráneo. Se evidencia así que en la Eq. 5 se asumen hipótesis frágiles, y que éstas constituyen hasta ahora el único soporte matemático para sostener un escenario de inundación catastrófica del Mediterráneo en el Zancaliense.

Los resultados del modelo 2D-30" permiten estimar el esfuerzo cortante en el centro de la sección limitante del estrecho (Eq. 4) para distintos k_s o tamaños de la sección, así como las tasas de incisión, fijados los parámetros k_b y a (Fig.7). Puede estimarse así, en la aproximación de valores medios, los lapsos de tiempo requeridos para que la profundidad de la incisión evolucione desde un estadio dado (valor de k_s) al siguiente, así como el flujo acumulado de agua que ha cruzado el estrecho en ese tiempo. Se puede poner así a prueba los parámetros de erosión aceptables, tal como se muestra en la Fig. 7. Tomando como condiciones iniciales una sección de 0.039 km² y un flujo de 0.085 Sv, el uso de $k_{b0} = 4.25 \cdot 10^{-12} \text{ m s}^{-1} \text{ Pa}^{-1.5}$, como en García-Castellanos et al. (2009) y los nuevos esfuerzos cortantes calculados en el centro de la sección 5.56° W (modelo 2D 30" fricción nominal), se requerirían alrededor de 3000 años para que la sección creciese hasta los 0.08 km²; y en ese tiempo se habría completado el llenado del Mediterráneo con un caudal inferior a los 0.34 Sv. Lo mismo ocurre al usar la

²⁶ Lamb, M.P., Dietrich, W.E., Sklar, L.S. 2008. A model for fluvial bedrock incision by impacting suspended and bed load sediment. Journal of Geophysical Research 113 F03025.

fricción incrementada: el llenado se completa en algo menos de 2600 años y con caudales por debajo de 0.8 Sv. Valores diez veces superiores de k_b podrían explicar con la fricción nominal solo una excavación parcial del estrecho (secciones por debajo de 1 km²), incluso si se parte de condiciones iniciales más avanzadas (Fig.7). Los valores que conducen a soluciones matemáticamente aceptables con fricción nominal ($k_b = 33 k_{b0}$) son físicamente cuestionables al requerir valores de $f \sim 20\%$ y aún mayores para la erosión lateral.

El valor nominal del coeficiente de fricción ($k_f = 0.0025$) está ampliamente validado en gran diversidad de escenarios marinos en condiciones de dinámica mareal y de propagación de ondas de tsunamis. No obstante, la descripción de un flujo intensamente abrasivo por su carga de sedimentos transportados a velocidades de decenas de m/s requeriría el uso de coeficientes de fricción k_f mayores. A falta de experimentos de escala, el valor propuesto para la fricción incrementada ($k_f = 0.01$) puede representar un techo plausible. Con esta fricción podemos encontrar escenarios creíbles de inundación catastrófica con $k_b = 5 k_{b0}$ (Fig. 7), que suponen valores de $f \sim 3.5\%$, altos, pero dentro de lo aceptable. Aún así, el tiempo requerido para completar el 90% del llenado final del Mediterráneo habría sido de al menos varias décadas, en lugar de uno o dos años, y con caudales por debajo de los 70 Sv. Para la erosión lateral hay que explorar mecanismos de desplome de talud por encima de cierto ángulo crítico, que incorporan en el balance la energía potencial gravitatoria de los bloques de roca desplazados.

El modelo hidrodinámico 2D usado debe refinar los algoritmos numéricos²⁷ para mejorar la descripción de condiciones de flujo supercrítico que se alcanzan en el estrecho. Otra cuestión pendiente es la justificación de las condiciones iniciales. Una corriente débil no superaría el esfuerzo umbral para iniciar la incisión, pero a lo largo de los siglos contribuiría de manera significativa a llenar el Mediterráneo. La actividad tectónica, el bombeo mareal y los tsunamis catastróficos (con una recurrencia de unos 1500 años en esta zona) podrían haber jugado un papel relevante en la activación del flujo abrasivo. La orografía del estrecho de Gibraltar en el Messiniense no se conoce con precisión, pero se la cree relativamente plana y poco elevada²⁸. Modelos geomecánicos podrían arrojar luz sobre la orografía resultante de la colisión de las placas continentales en la zona de confluencia de los taludes, y de su papel en los flujos intermitentes desde el Atlántico durante la crisis salina del Messiniense.

CONCLUSIONES

Las evidencias geológicas de canales de incisión a ambos lados del estrecho de Gibraltar se han asociado a una inundación Zancliense de dimensiones catastróficas con el respaldo de un modelo de erosión adaptado de ríos de montaña (modelo 0D). Un llenado del 90% del volumen final del Mediterráneo en menos de dos años es el resultado de una formulación de la erosión lateral que

²⁷ Abebe, Y.A., Seyoum, S.D., Vojinović, Z., Price, R.K. 2014. Comparison Of 2D Numerical Schemes For Modelling Supercritical And Transcritical Flows Along Urban Floodplains. International Conference on Hydroinformatics. Paper 149. http://academicworks.cuny.edu/cc_conf_hic/149.

²⁸ Loget, N., Van Den Driesche, J., Davy, Ph. 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? Terra Nova 17: 414-419.

se aplica sin suficiente justificación física. Cálculos hidrodinámicos más precisos (modelo 2D) evidencian los límites de la aproximación previa y dejan abierta la cuestión de la escala de la inundación Zancliense. Dos parámetros físicos (k_f, k_b) gobiernan la magnitud de la inundación. Sus valores aceptables pueden restringirse por experimentos de escala y consideraciones energéticas. Los resultados presentados indican que el llenado del 90% del volumen final habría requerido al menos varias décadas, en lugar de uno o dos años, y con caudales máximos por debajo de 70 Sv. Una explicación satisfactoria de las evidencias geológicas requiere de una mejor comprensión de los mecanismos de erosión vertical y lateral, de la hidrodinámica en régimen supercrítico, así como de las causas y de la configuración inicial del flujo de aguas del Atlántico.

FIGURAS

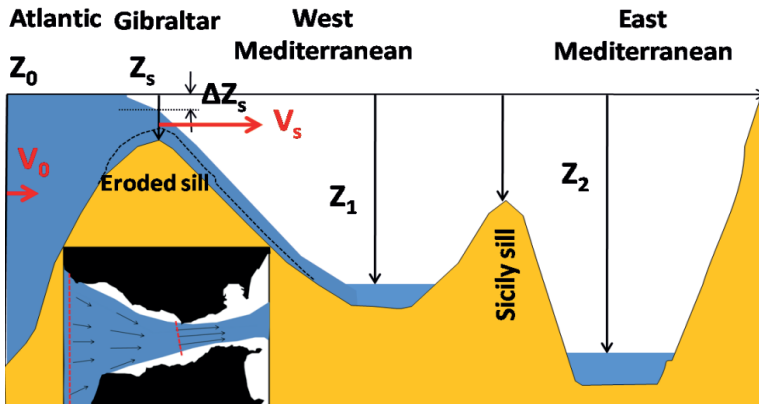


Figura 1. Representación esquemática de la configuración del modelo 0-D empleado en este trabajo, que incluye el efecto Bernoulli (véase explicación en el texto).

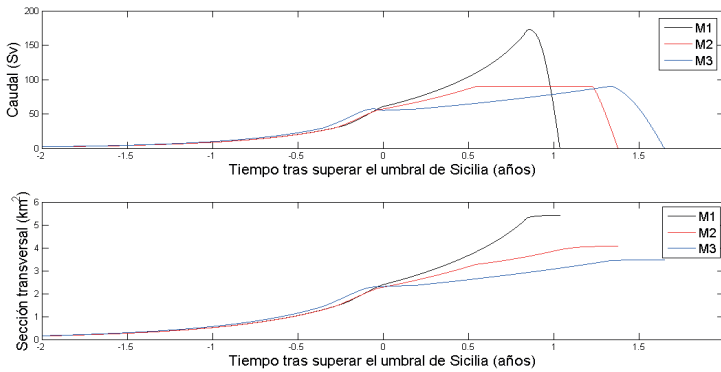


Figura 2. Resultados de la aplicación del modelo 0D (Periáñez y Abril, 2015) con los protocolos de cálculo de erosión de García-Castellanos et al. (2009) –curva M1– para el cálculo del caudal (1 Sv = 10^6 m³/s) y de la sección transversal en el estrecho. La curva M2 corresponde a una modificación del modelo que impone un umbral de caudal debido al efecto limitante del umbral de Camarinal, y la M3 usa una profundidad de 250 m para el umbral de Sicilia. Las referencias bibliográficas se citan en el texto.

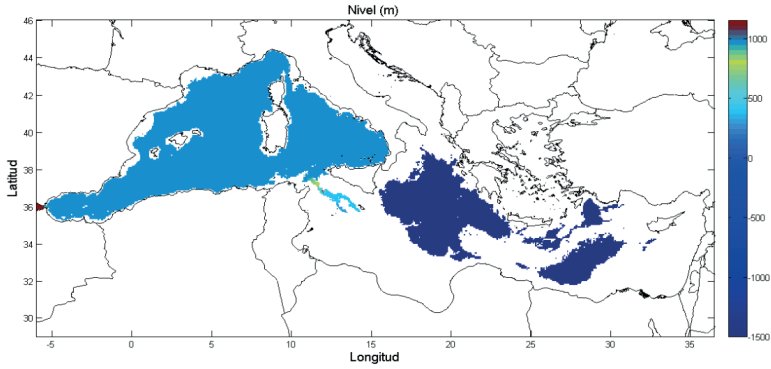


Figura 3. Fotograma con el nivel de las aguas en el Mediterráneo en el momento de la transgresión del umbral de Sicilia (nivel de referencia en 1154 m bajo el nivel actual del mar).

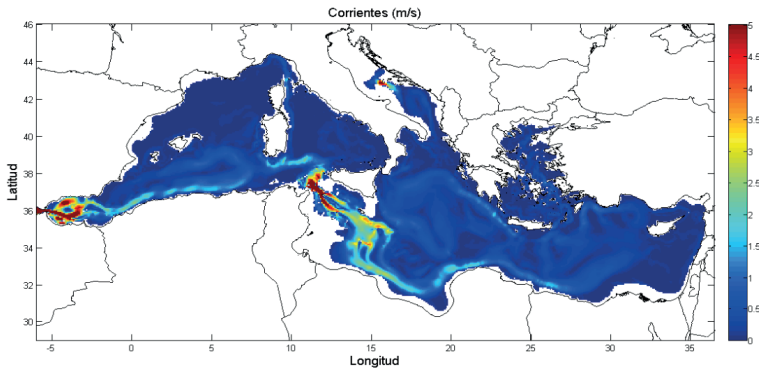


Figura 4. Fotograma con las corrientes de las aguas (módulo de velocidad, en m/s) en el Mediterráneo con un flujo de 46.5 Sv en Gibraltar y niveles de 110 m y 138 m bajo el actual, en las cuencas occidental y oriental, respectivamente.

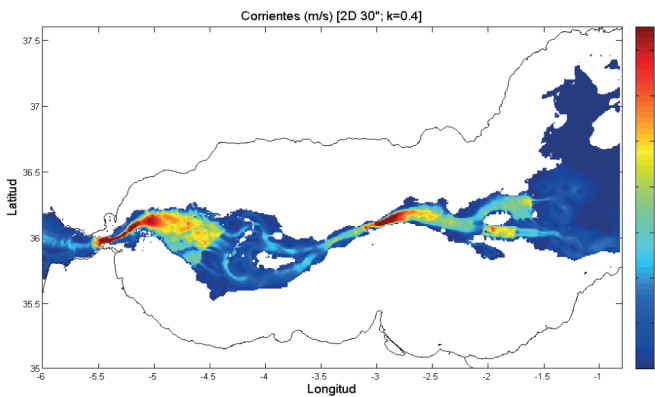


Figura 5. Fotograma con las corrientes cuasi-estacionarias (módulo de velocidad, en m/s) con un estrecho de Gibraltar en estado de evolución $k=0.4$ (modelo 2D con 30° de resolución espacial). El nivel del Mediterráneo se ha establecido en -1500 m, sin efecto limitante sobre el flujo.

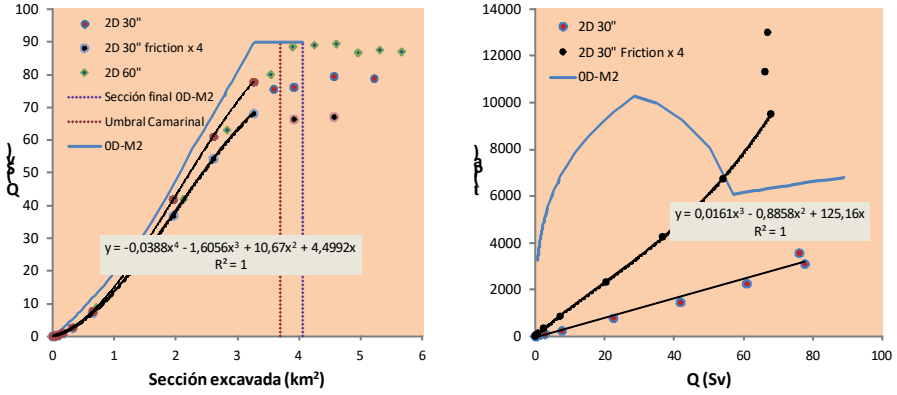


Figura 6. Flujos en el estrecho de Gibraltar en función de la sección excavada en 5.56° W (modelo 2D con resoluciones de 60" y 30" de arco, éste con fricción nominal e incrementada un factor 4) y esfuerzo cortante en función del caudal (2D 30"). Los resultados obtenidos con el modelo OD-M2 se muestran a efectos de comparación.

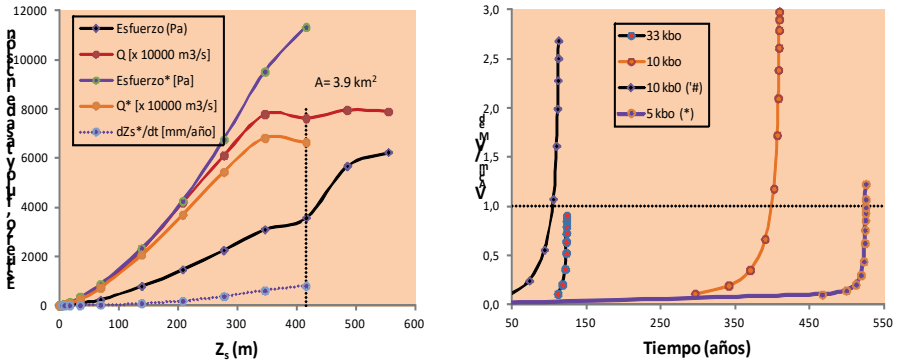


Figura 7. Izquierda: Flujo en el estrecho de Gibraltar frente a la profundidad en el centro de la sección limitante (5.56° W), esfuerzo cortante (modelo 2D 30") que permite calcular las tasas de incisión para distintos valores de los parámetros kb y a. Los asteriscos indican el uso de un coeficiente de fricción incrementado (kf=0.01). Derecha: Evolución temporal de la ratio de volumen acumulado y volumen total del Mediterráneo (una ratio igual a 1 indica el llenado completo) para distintos valores de la constante de fricción (kb= 4.25·10⁻¹² m s⁻¹Pa^{-1.5}). Las condiciones iniciales se toman con una sección de 0.039 km² y un flujo de 0.085 Sv (0.081 km² y 0.34 Sv para la curva marcada con #).