

7.

Portus y el contexto geomorfológico del delta del río Tíber

L. M. Cáceres Puro¹, J. Rodríguez Vidal¹

¹Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural. Universidad de Huelva

Resumen

La localización de Portus, el puerto imperial de Roma, en la desembocadura del río Tíber fue la responsable de su deterioro y posterior abandono, dado que, en dicha desembocadura, el río ha ido construyendo un amplio delta en los últimos milenios. Se han podido establecer tres fases en la evolución de dicho delta: 1) Entre 15.000-8.000 años BP, se produce el ascenso del nivel del mar más rápido tras el final del último periodo glacial, supuso la inundación y el retroceso de la desembocadura del río. 2) Entre 8.000-7.000 años BP el ascenso marino se ralentizó, dando lugar a la formación de una barrera arenosa litoral y al avance del delta a su abrigo. 3) Desde hace 6.000 años hasta la actualidad el ascenso se fue ralentizando mucho más, mientras que el río continuó aportando sedimentos en su desembocadura, provocando la más importante progradación del delta. Dentro de esta última fase se han diferenciado tres subfases: a) Entre 6.000-2.700 años BP la línea de costa progradó hasta la zona donde posteriormente se construyó Portus. b) Entre 2.700 y 1.900 años BP el delta se expandió hacia el sur por la migración del canal principal del río. c) En los últimos 1.900 años se ha producido la mayor expansión del delta y su mayor modificación antrópica con el fin de mantener las infraestructuras portuarias, que se mantuvieron navegables hasta la Alta Edad Media. No obstante, el avance continuó imparable y en el último siglo los cambios han sido notables debido al incremento de la presión antrópica en la costa y la cuenca del río.

Palabras clave

Dinámica litoral; Lazio; Tíber; *Portus*; *Ostia Antica*

Abstract

The location of *Portus*, Imperial Rome's harbour, at the mouth of the Tíber was responsible for its deterioration and subsequent abandonment, since, at that mouth, the river has been creating a wide delta in recent millennia. It has been possible to establish three phases in the evolution of this delta: 1) From 15,000-8000 BP, the sea level rose swiftly after the end of the last glacial period, involving the flooding and retreat of the river mouth. 2) From 8000-7000 BP, the rise of the sea slowed down, creating a coastal sandbar and leading to the advance of the delta under its shelter. 3) From 6000 BP to the present, the ascent slowed considerably, while the river continued to provide the mouth with sediments, causing the most important progradation of the delta. Within this last phase, three subphases have been identified: a) From 6000-2700 BP, the coastline prograded to the area where *Portus* was later built. b) From 2700 to 1900 BP, the delta was expanded to the south due to the migration of the river main channel. c) The last 1900 years saw the biggest expansion and the greatest anthropic modification of the delta in order to maintain the harbour infrastructures, which remained navigable until the Early Middle Ages. However, the advance has remained unstoppable and in the last century changes have been quite remarkable due to the increase of the anthropic pressure all along the shore and the river basin.

Keywords

coastal dynamics; Lazio; Tíber; *Portus*; *Ostia Antica*

Introducción

Portus, el puerto imperial de Roma fue construido inicialmente durante el mandato del Emperador Claudio (Siglo I d.C.) y más tarde modificado y ampliado por orden del Emperador Trajano (Siglo II d.C.). Esta obra y la infraestructura asociada se constituyeron como elementos fundamentales para el desarrollo de la capital imperial, por cuanto la inmensa mayoría de los productos que abastecía la ciudad entraban por dicho punto.

Su situación era estratégica, en la misma desembocadura del río Tíber. De esta forma, el propio río constituía la vía de transporte y redistribución principal de mercancías hasta el mismo corazón

de la capital del imperio. No obstante, esta misma situación fue la que lo llevó a su progresivo deterioro y abandono, dada la dinámica natural específica desarrollada en estos medios naturales.

De forma general, las desembocaduras fluviales pueden clasificarse en diferentes tipos:

- Desembocaduras simples, especialmente si se trata de ríos de corto recorrido.
- Desembocaduras en estuarios, cuando el mar invade este tramo final del río, provocando un ensanchamiento del canal y la interacción entre las aguas salada y dulce, que cambia en función de la marea.
- Desembocaduras en deltas, que se produce cuando el aporte de sedimentos por el río en su desembocadura supera la capacidad de redistribución sedimentaria por parte del mar, lo que provoca una acumulación progresiva de materiales que pueden emerger y constituir un terreno de avance o progradación de la tierra sobre el mar.

Salvo en el primero de los casos, en los otros dos se suele producir una intensa dinámica sedimentaria que provoca cambios importantes en el trazado y la morfología de la costa del entorno de la desembocadura fluvial.

Además de lo anterior y en relación con la variación del trazado costero, hay que tener en cuenta la intensa modificación que han experimentado los litorales de todo el mundo como consecuencia de la elevación del nivel del mar durante el Holoceno, tras la finalización del último estadio frío y la consiguiente fusión de las grandes masas de hielo continental. Esta elevación marina se conoce como transgresión Flandriense y supuso un ascenso general del nivel del mar de algo más de 100 m, que, en el Mediterráneo occidental, se estima que ocurrió desde c. 17.000 hasta 5.000 años BP (15.000-3.000 a.C.) (Bellotti *et al.* 1989; Arnoldus-Huyzendveld 2005). Este evento supuso la invasión marina de espacios y territorios hasta entonces de dominio continental, entre los que destacan las desembocaduras fluviales. Desde hace unos 6.000 años hasta la actualidad, con un nivel marino más o menos estabilizado, las costas mundiales han ido evolucionando hacia su regularización, según las características propias de cada sector (geología, topografía, dinámica litoral de olas, mareas y corrientes, clima e impacto antrópico), para ir adquiriendo la configuración que se puede observar hoy en día.

De esta forma, en determinados sectores, sobre todo aquellos relacionados con las desembocaduras de los ríos, se han producido rellenos sedimentarios, colmataciones y avances de la línea de costa, que han condicionado la instalación y mantenimiento de las infraestructuras humanas, como ha sido el caso de la desembocadura del río Tíber y los puertos históricos asociados (Belloti *et al.* 2011, 2018; Giraudi *et al.* 2009; Goiran *et al.* 2010, 2014; Keay *et al.* 2005; Mazzini *et al.* 2011; Salomon *et al.* 2014, 2016a, 2016b, 2020).

El río Tíber y su delta

El río Tíber tiene una longitud de 405 km, desde su nacimiento en los Apeninos, a 1.268 m de altitud, hasta su desembocadura en el mar Tirreno (Figura 1). En su recorrido drena una cuenca de 17.375 km² a través de las regiones de Romaña, Umbría y Lazio (Salomon *et al.* 2014), descargando una tasa media anual de 240 m³/s en la estación de aforo de Ripetta (Roma). Durante los 30 años anteriores a 1963 (1934-1963), en la estación de Ripetta, se registró un transporte medio anual de 4,3 a 7,2 millones de toneladas de sedimento en suspensión (Iadanza y Napolitano 2006). Mientras que, en los últimos 50 años, este número medio fue de solo 1,1 a 1,4 millones de toneladas por año. Este descenso en la carga sedimentaria en suspensión es el resultado de las alteraciones en el balance de sedimentos provocado por la construcción de presas a lo largo del trazado del río (Iadanza y Napolitano 2006). No obstante, este valor actual está por encima de otros ríos mediterráneos más regulados todavía en su caudal, como es el caso del Ebro (España) con un valor actual en torno a las 200.000 toneladas por año, que es menos del 1% del valor previo a la construcción de las presas (Palanques y Guillén 1992). Evidentemente esta drástica reducción de la carga sedimentaria de los

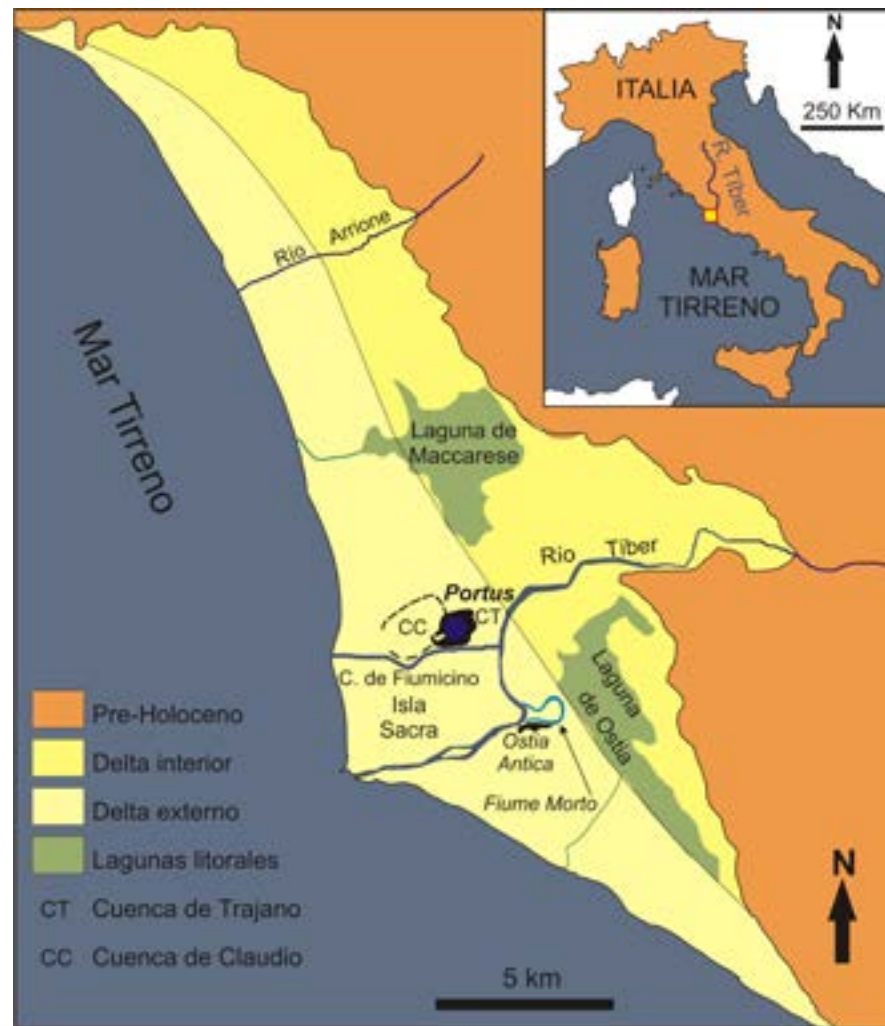


Figura 1. Localización del delta del Tíber en la península italiana (cuadrado amarillo) y situación actual con los distintos elementos referidos en el texto, tanto naturales como antrópicos; además de la diferenciación entre el delta interno y el externo.

depósitos aluviales y pantanosos, además de la existencia de lagunas y paleo-lagunas litorales, como las lagunas de Ostia y Maccarese. Se trata del sector más antiguo de la formación, previo a la propia existencia de los puertos históricos. Por su parte, el delta externo, ocupa el sector más occidental y en su superficie se reconocen crestas de playa y dunas que configuran los sedimentos que lo constituyen. Se corresponde con el sector que se ha generado en época más reciente, en parte incluso con posterioridad al abandono de los puertos romanos (Bellotti *et al.* 1989, 1995; Amorosi y Milli 2001; Bellotti *et al.* 2007; Milli *et al.* 2013).

Evolución geomorfológica del delta del Tíber

La evolución del delta del río Tíber se ha podido reconstruir en base a los numerosos estudios cartográficos y de los depósitos del complejo sedimentario, estos últimos fundamentalmente vinculados con estudios de testigos de sondeos; además de las diversas reconstrucciones arqueológicas en relación con la ocupación de los nuevos paisajes deltaicos. Todo ello ha permitido establecer distintas fases en este proceso constructivo que son las que a continuación se van a detallar (Figura 2).

Primera fase

Esta primera fase se correspondería con el periodo de ascenso más rápido del nivel del mar durante la transgresión Flandriense. En el Mediterráneo occidental, el nivel marino ascendió de forma más o menos acelerada desde el inicio de la transgresión c.15.000 años BP hasta hace c. 8.000 años BP. El registro del nivel más bajo en este sector lo coloca en $-43,9 \pm 0,7$ m hace c. 12.800 años BP, destacando un rápido aumento entre c.12.700 y 10.900 años BP cuando el nivel marino estaba ya en $-28 \pm 0,5$ m (Vacchi *et al.* 2016). Durante este periodo de tiempo, el ascenso del mar invadió las formaciones previas, incluido el probable delta pleistoceno del Tíber (Figura 2A). Su desembocadura fue inundada, penetrando por ella el mar y haciéndola retroceder hacia tierra (Bellotti *et al.* 2007). No obstante, pudo establecerse un delta protegido detrás de una o varias barreras arenosas transgresivas (Figura 2B), que delimitaban una amplia bahía (Milli *et al.* 2013) y que fueron migrando hacia tierra a medida que el nivel del mar ascendía (Bellotti *et al.* 1989).

Segunda fase

Entre c. 8.000-7.000 años BP, el aumento del nivel del mar experimentó una desaceleración notable (Bard *et al.* 2010; Lambeck *et al.* 2011), partiendo de una cota de $-8,9 \pm 1,2$ m hace c. 8.500 años BP (Vacchi *et al.* 2016). Esta desaceleración dio lugar a que el delta avanzara por detrás de la barrera arenosa (Figura 2B), que estuvo activa hasta el inicio de esta fase (Milli *et al.* 2013), y cortara la antigua bahía en dos cuencas. Estas dos cuencas constituyeron las lagunas litorales de Maccarese, al Norte, y Ostia, al Sur, (Bellotti *et al.* 2007; Milli *et al.*, 2013).

Tercera fase

A partir del 6.000 BP, el ascenso del nivel marino continuó con su tendencia de desaceleración, experimentando una fase más ligera todavía durante los últimos 4.000 años. En torno a c. 5.500 años BP, el nivel marino estaba entre $-3,1$ y $-2,1$ m, hace c. 2.000 años se situaba a $-0,6 \pm 0,6$ m y hace c. 1.700 años en $-0,8 \pm 0,2$ m (Vacchi *et al.* 2016). No obstante, Muñiz *et al.* (2021) determinan que durante los siglos IV y V d.C. (hace entre 1.670 y 1.450 años BP) el nivel de pleamar en la zona del muelle de la linterna de Portus se situaba en $-0,03$ cm, lo que podría contradecir el dato de $-0,8 \pm 0,1$ m dado por Goiran *et al.* (2009) para los siglos III-IV d.C.

Durante esta fase, el Tíber continuó aportando sedimentos en su desembocadura, provocando la progresiva y más importante progradación del delta hacia el mar y haciendo, por tanto, que la línea de costa migrara hacia el Oeste. En algunos sectores del delta, como en zona central (Isla Sacra) se han registrado avances de hasta 1 m por año (Salomon *et al.* 2016a). Dentro de esta fase se pueden

ríos está teniendo consecuencias en la evolución de sus áreas de desembocaduras, con un descenso en la progradación de las formaciones sedimentarias (deltas), incluso con retrocesos importantes por erosión.

El río Tíber presenta una desembocadura con morfología en delta. Concretamente es un delta del tipo en cúspide o triangular, típico de costas en las que domina el oleaje (Elliot 1986). En estas costas, el sedimento transportado por la corriente fluvial se distribuye por la playa a partir del punto de salida, transportado fundamentalmente por las olas; el escaso rango mareal del Mediterráneo (20 cm), implica que estos sedimentos no son suficientemente redistribuidos a lo largo de la costa, permaneciendo en sus inmediaciones y dando lugar a un delta puntiagudo cuyos bordes son ligeramente cóncavos hacia el mar. De esta forma, se explica que ríos similares en longitud y cuenca hidrográfica que desembocan en el océano Atlántico, como el Garona (España-Francia), desarrollan en la actualidad desembocaduras en estuario, dada su elevado rango de variación mareal (5 m) (Tabla de mareas 2021).

En la actualidad, el delta del Tíber se extiende 25 km de Oeste a Este, contando tanto las áreas emergidas, claramente visibles, como las sumergidas bajo el mar, lo que constituye el delta sumergido o prodelta. El límite hacia tierra lo constituyen unas terrazas del Pleistoceno que bordean esta formación, mientras que el prodelta se extiende hasta una profundidad de -115 m, con una pendiente media de 1° (Autorità di Bacino del Fiume Tevere 2001). En el delta emergido se pueden diferenciar dos sectores: la zona interna y la externa (Figura 1). La primera, el delta interior, se localiza en la parte más oriental y se caracteriza por presentar una topografía baja de

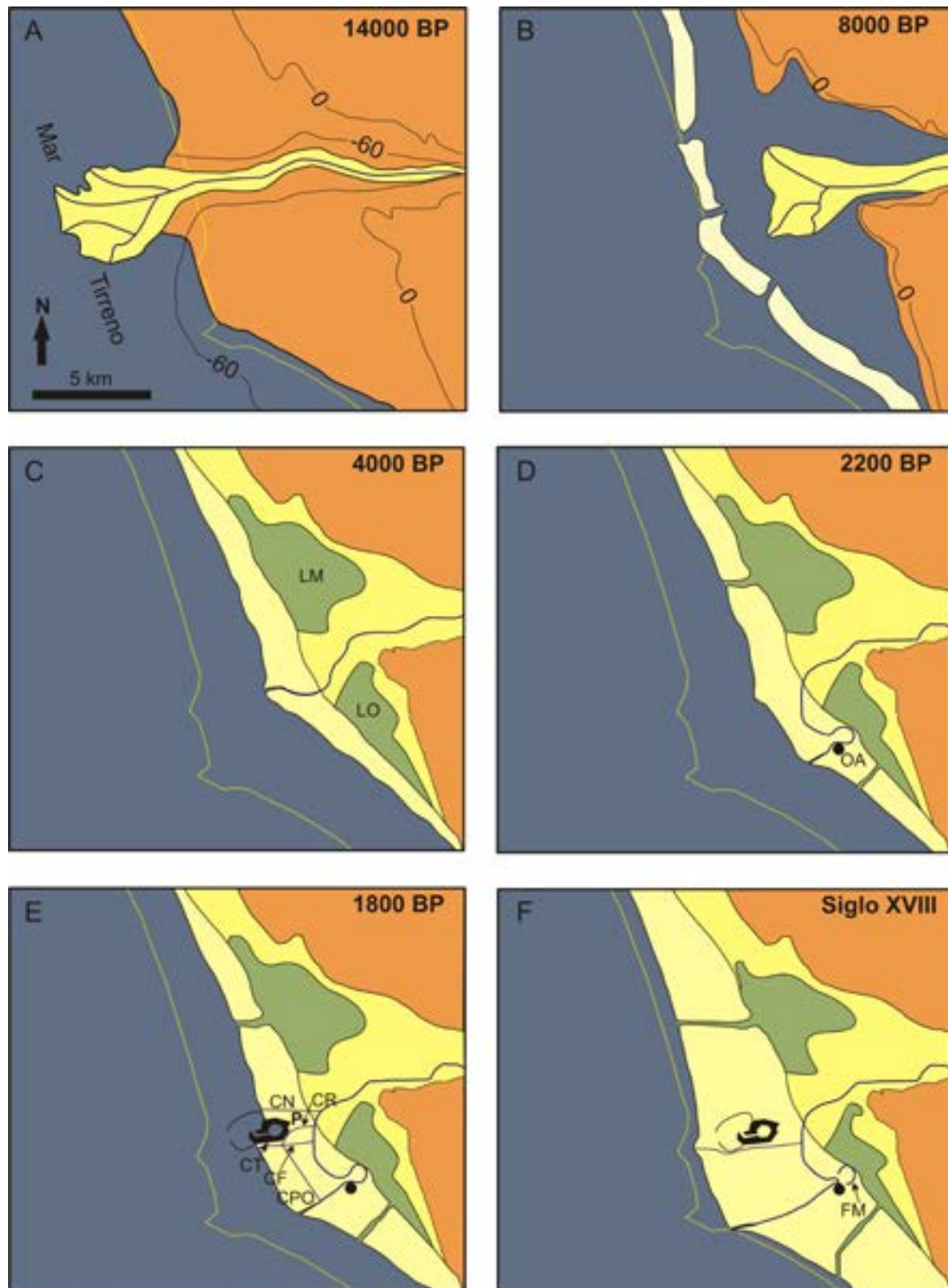


Figura 2. Evolución geomorfológica esquemática del delta del Tíber, desde hace unos c. 14.000 años hasta el siglo XVIII d.C. En A y B, están representadas curvas de nivel con valores en metros respecto al nivel del mar actual. La línea amarilla discontinua es la línea de costa actual, de referencia en todas las figuras. El código de colores es el mismo de la figura 1. Abreviaturas: en C: LM es Laguna Maccarese, LO es Laguna de Ostia; en D: OA es Ostia Antica; en E: P es Portus, CN es Canal del Norte, CR es Canale Romano, CT es Canale Trasverso, CF es canal de Fiumicino o Fossa Traiana, CPO es Canal de Portus a Ostia; en F: FM es Fiume Morto (modificado de Bellotti *et al.* 2018).

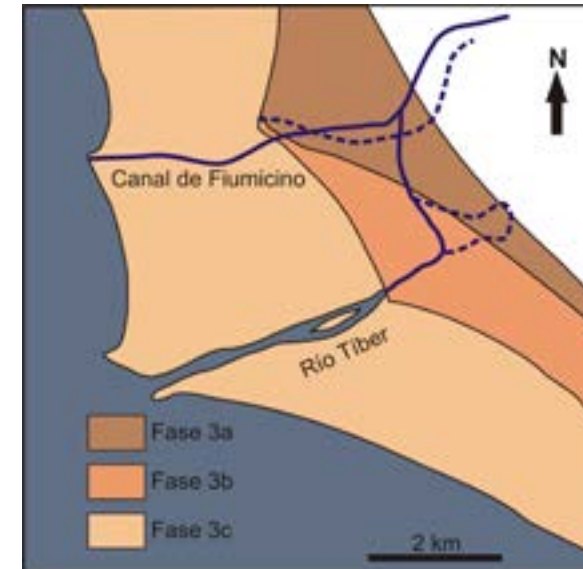


Figura 3. Esquema y resumen de los cambios en la desembocadura del Tíber en los últimos 6.000 años, correspondiente a la Fase 3 y subfases a, b y c en el texto (modificado de Bellotti *et al.* 2011).

diferenciar tres subfases en el desarrollo del delta, las cuales están en relación con la movilidad de su desembocadura (Figura 3):

(a) Entre hace 6.000 y 2.700 años BP. En este periodo el delta progradó hacia el Oeste, mediante el aporte de arenas fluviales, alcanzando la zona donde posteriormente se construyó el sistema portuario de Portus. Mientras que, en este sector, la zona más occidental tenía mayor influencia litoral, la zona central, cada vez más alejada de la costa, estaba ocupada por lagunas que en ocasiones se volvían a conectar con el mar (Goiran *et al.* 2010). Por otro lado, esta progradación general condujo al alejamiento y progresiva desconexión del mar de las lagunas litorales mayores de Maccarese y Ostia (Figura 2C). Esta última, entre el II y el comienzo del I milenio a.C. pasó a ser una marisma, volviendo a conectarse con el mar en la primera parte del

I milenio a.C. y permaneciendo así, aunque experimentando una progresiva colmatación hasta el siglo XIX d.C. (Vittori *et al.* 2014). Por su parte, la paleo-laguna de Maccarese, quedó aislada del mar y se transformó en una zona de turba a principios del IV milenio a.C. (Bellotti *et al.* 2007; Di Rita *et al.* 2009). No obstante, y al igual que Ostia, también se abrió al mar en el I milenio a.C. (Di Rita *et al.* 2009; Giraudi 2011), en ambos casos probablemente por acción antrópica (Bellotti *et al.* 2011) en relación con la explotación de sus recursos (salinas).

(b) Entre hace 2.700 y 1.900 años BP. El canal principal del Tíber discurría sobre la llanura deltaica a medida que esta iba ensanchándose en su progradación. Dado su escaso desnivel y la elevada carga sedimentaria, el canal fue trazando un amplio meandro que se reorientó hacia el sur (Figura 2D), migrando desde el centro de la isla Sacra hacia el sur entre los siglos VIII y VI a.C. (Salomon *et al.* 2020). Este movimiento dio lugar a una expansión del delta en esta dirección y al desplazamiento de la desembocadura del río (Segre 1986; Giraudi *et al.* 2009; Bellotti *et al.* 2011), que detuvo su migración hacia el sur entre los siglos IV a I a.C. (Salomon *et al.* 2020). En sus márgenes se fundó la ciudad portuaria de Ostia en los siglos IV al III a.C., cuyas interacciones con el río contribuyeron al crecimiento compuesto del meandro y a su evolución posterior (Salomon *et al.* 2016b).

En Ostia se conoció una sedimentación generalizada entre el siglo II a.C. y principios del siglo I d.C., de forma que su puerto siguió siendo funcional pero solo para embarcaciones de bajo calado (Goiran *et al.* 2014; Salomon *et al.* 2016c). Esta situación llevó a que, durante los siglos I y II d.C., el emperador Claudio y luego Trajano ordenaran la construcción sucesiva de los dos grandes puertos al norte de Ostia, los que configurarían Portus (Figura 2E). Esto supone que la línea de costa estuviera en esos momentos 4 km tierra adentro desde la costa actual (Bellotti *et al.* 1995; Arnoldus-Huyzendveld y Pellegrino 1999; Salomon 2013). Trajano construyó la cuenca hexagonal en una zona no tan expuesta al este del puerto de Claudio, porque este no protegía a los barcos del viento y el oleaje, uniéndolos ambos mediante un canal de acceso principal.

(c) Desde hace 1.900 años BP hasta la actualidad. Tras la construcción del canal de Fiumicino o Fossa Traiana, el delta se desarrolló a partir de estas dos bocas (Figura 2E). Iniciado su construcción durante el reinado de Claudio, este canal unió Portus con el Tíber, y probablemente cumplió también la función de dividir las descargas mayores de agua del río y así evitar inundaciones (Mazzini *et al.* 2011), dado el incremento de estos eventos desde el siglo III a.C. al siglo I d.C. (Aldrete 2007). Unos

años después se construyó otro canal artificial, el *Canale Trasverso*, que unió *Portus* con el Tíber a través de la *Fossa Traiana* y que quedó como la única vía de comunicación entre ellos (Keay *et al.* 2005). También en el período Trajano, se excavó otro canal que comunicaba *Portus* con Ostia por la isla Sacra (Figura 2E), el cual migró lateralmente y con rapidez después de su construcción. No obstante, tuvo varias fases de uso como canal de navegación, hasta que fue abandonado a principios del siglo III d.C (Salomon *et al.* 2020).

El canal entre las dos cuencas artificiales de *Portus* funcionó entre finales del siglo II y principios del siglo V, cuando quedó completamente atascado. Esto significa que, después de principios del siglo V, solo quedaba el *Canale Trasverso* para dar acceso al Tíber y al mar (Goiran *et al.*, 2010). Por su parte, hay constancia de dragados importantes en la cuenca de Trajano hasta, al menos, los siglos III-IV d.C, de forma que se mantuvo la navegabilidad en *Portus* hasta los siglos VI-VII, ya en la Alta Edad Media (Salomon *et al.* 2016c). Poco después, la cuenca de Trajano se convirtió en una masa de agua aislada con un balance de evaporación negativo. Esto pudo deberse al taponamiento definitivo del *Canale Trasverso* y al abandono abrupto de toda actividad en *Portus* en ese momento (Delile *et al.* 2014).

Hacia el sur, el meandro del canal principal del río continuaba con su evolución natural, acentuando su curvatura principal hasta el Este y erosionando la llanura progradante previa. Posteriormente, curvas secundarias evolucionaron creciendo hacia el Sur hasta producirse su estrangulamiento durante 1557-1562 d.C., lo que dio lugar al acortamiento del canal y a la formación del lago en herradura correspondiente a la curva abandonada, el *Fiume Morto*, al noreste de Ostia Antica (Figura 2F). Dicho lago se colmató en los siglos posteriores y fue ocupado por cultivos y construcciones desde el siglo XIX (Salomon *et al.* 2016b).

Todos los procesos explicados anteriormente, al final de esta subfase, se pudieron ver empujados por una importante fase de progradación del litoral al final de la Antigüedad (Bellotti *et al.*, 2007), que se sumó al aislamiento del puerto. Así, el delta fue progradando, aunque alternando con algunos momentos de erosión, durante la Edad Media. No obstante, el avance se hizo más continuo entre los siglos XVI y XX.

Finalmente, en los últimos 100 años el delta del Tíber ha experimentado cambios dramáticos (Bellotti *et al.* 1997) que podrían llegar a considerarse como una nueva fase en su evolución. Entre 1873 y 1950, el proceso predominante continuó siendo el de progradación, aunque hubo algunos sectores del delta que se vieron afectados por la erosión. Entre 1950 y 1974 dominó la erosión, principalmente en la zona costera entre el canal de Fiumicino y el canal de Stagno, retroceso de la costa hasta 250 m de retroceso de la costa cerca de la desembocadura del Tíber (Bellotti *et al.* 1997). Las causas de esta fuerte erosión hay que buscarlas en la intensa actividad de extracción de áridos a lo largo del cauce del río y la disminución del transporte de sólidos por la construcción de presas, como se apuntó anteriormente. Entre mediado de los años 70 y los 80 se intervino mediante la construcción de numerosas barreras costeras, tanto sumergidas como emergidas, que, si bien no son estéticamente todo lo bueno que se pudiera desear, han detenido la erosión e incluso han provocado progradación del litoral en los sectores protegidos.

Bibliografía

Autorità di Bacino del Fiume Tevere, 2001, visto el 21 de diciembre de 2021: https://www.abtevere.it/sites/default/files/datisito/info_bacino/evoluzione_olocenica.pdf
 Aldrete, G. 2007. *Floods of the Tiber in Ancient Rome*. London/Baltimore, Johns Hopkins University Press.
 Amorosi, A. y Milli, S. 2001. Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology* 144: 357–375.
 Arnoldus-Huyzendveld, A. 2005. The natural environment of the Agro Portuense, en S. Keay, M. Millett, L. Paroli and K. Strutt (eds) *Portus: an archaeological survey of the port of the Imperial Rome*: 14–30. London, Archaeological Monographs of the British School at Rome 15.

Arnoldus-Huyzendveld, A. y Pellegrino, A. 1999. Traces of historical landscapes preserved in the coastal area of Rome. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 65: 219–26.
 Bard, E., Hamelin, B. y Delanghe-Sabatier, D. 2010. Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti. *Science* 327 (5970): 1235–1237.
 Bellotti, P., Calderoni, G., Carboni, M.G., Di Bella, L., Tortora, P., Valeri, P. y Zernitskaya, V. 2007. Late Quaternary landscape evolution of the Tiber River delta plain (Central Italy): New evidence from pollen data, biostratigraphy and 14C dating. *Zeitschrift für Geomorphologie* 51: 505–534.
 Bellotti, P., Calderoni, G., Di Rita, F., D'Orefice, M., D'Amico, C., Esu, D., Magri, D., Martinez, M.P., Tortora, P. y Valeri, P. 2011. The Tiber river delta plain (central Italy): coastal evolution and implications for the ancient Ostia Roman settlement. *The Holocene* 21: 1105–16.
 Bellotti P., Caputo C., Ciccacci S., De Rita D., Donati S., Fredi P., Funicello R., La Monica G. B., Landini B., Marra F., Milli S., Parotto M. y Pugliese F. 1997. Fundaments for a geomorphological overview on Roma and its surroundings. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* III (2): 105–121.
 Bellotti, P., Carboni, M.G., Milli, S., Tortora, P. y Valeri, P. 1989. La piana deltizia del Fiume Tevere: analisi di facies ed ipotesi evolutiva dell'ultimo "low stand" glaciale all'attuale. *Giornale di Geologia* 51: 71–91.
 Bellotti, P., Davoli, L. y Sadori, L. 2018. Landscape diachronic reconstruction in the Tiber delta during historical time: a holistic approach. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 41, 3–21.
 Bellotti, P., Milli, S., Tortora, P. y Valeri, P. 1995. Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence. *Sedimentology*, 42: 617–634.
 Delile, H., Mazzini, I., Blichert-Toft, J., Goiran, J.P., Arnaud-Godet, F., Salomon, F. y Albarède, F. 2014. Geochemical investigation of a sediment core from the Trajan basin at Portus, the harbor of ancient Rome. *Quaternary Science Reviews* 87: 34–45.
 Di Rita, F., Celant, A. y Magri, D. 2009. Holocene environmental instability in the wetland north of the Tiber delta (Rome, Italy): sea-lake interaction. *Journal of Paleolimnology* 44 (1): 51–67.
 Elliot, T. 1986. Deltas, en: H.G. Reading (Ed) *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell. Oxford, 113–154.
 Giraudi, C. 2011. The sediments of the 'Stagno di Maccarese' marsh (Tiber river delta, central Italy): a late-Holocene record of natural and human-induced environmental changes. *Holocene* 21 (8): 1233–1243.
 Giraudi, C., Tata, C. y Paroli, L. 2009. Late Holocene evolution of Tiber river delta and geoarchaeology of Claudius and Trajan Harbor, Rome. *Geoarchaeology* 24: 371–82.
 Goiran, J.P., Salomon, F., Mazzini, I., Bravard, J.P., Pleuger, E., Vittori, C., Boetto, G., Christiansen, J., Arnaud, P., Pellegrino, A., Pepe, C. y Sadori, L. 2014. Geoarchaeology confirms location of the ancient harbour basin of Ostia (Italy). *Journal of Archaeological Science* 41: 389–398.
 Goiran, J.P., Tronchère, H., Collalelli, U., Salomon, F. y Djerbi, H. 2009. Découverte d'un niveau marin biologique sur les quai de Portus: le port Antique de Rome. *Méditerranée* 1: 59–67.
 Goiran, J.P., Tronchère, H., Salomon, F., Carbonel, P., Djerbi, H. y Ognard, C. 2010. Palaeoenvironmental reconstruction of the ancient harbors of Rome: Claudius and Trajan's marine harbors on the Tiber delta. *Quaternary International* 216: 3–13.
 Iadanza C. y Napolitano F. 2006. Sediment transport time series in the Tiber river. *Physics and Chemistry of the Earth*, Parts A/B/C 31(18): 1212–1227.
 Keay, S., Millet, M., Paroli, L. y Strutt, K. 2005. *Portus: an archaeological survey of the Portus of Imperial Rome*. Archaeological Monographs of the British School at Rome 15. London: British School at Rome.
 Lambeck, K., Antonioli, F., Anzidei, M., Ferranti, L., Leoni, G., Scicchitano, G. y Silenzi, S. 2011. Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future. *Quaternary International* 232 (1): 250–257.
 Mazzini, I., Faranda, C., Giardini, M., Giraudi, C. y Sadori, L. 2011. Late Holocene palaeoenvironmental evolution of the Roman harbour of Portus, Italy. *Paleolimnol.* 46, 243–256.
 Milli, S., D'Ambrogio, C., Bellotti, P., Calderoni, G., Carboni, M.G., Celant, A., Di Bella, L., Di Rita, F., Frezza, V., Magri, D., Pichezzi, R.M. y Ricci, V. 2013. The transition from wave-dominated estuary to wave-dominated delta: The Late Quaternary stratigraphic architecture of Tiber River deltaic succession (Italy). *Sedimentary Geology* 284–285: 159–180.
 Muñoz, F., Belaústegui, Z., Gómez, P., Rodríguez, J., Bermejo, J., Campos, J.M., Ruiz, F., Cáceres, L., Marín, C., Gómez, G., Toscano, A., González-Regalado, M.L., Abad, M. y Izquierdo, T. 2021. El rol de la zonación icnológica-ecológica en el muelle de la linterna de Portus, en J.M. Campos Carrasco y J. Bermejo Meléndez (Eds.) *Del Atlántico al Tirreno. Puertos hispanos e itálicos*: 611–633. Universidad de Huelva.

Palanques, A. y Guillén, J. 1992. Transporte de sedimentos en suspensión en la parte baja del río Ebro (Mediterráneo Occidental). Impacto ambiental de las presas. *Geogaceta* 12: 37–40.

Salomon, F. 2013. Géoarchéologie du delta du Tibre: Evolution géomorphologique holocène et contraintes hydrosédimentaires dans le système Ostie - Portus (Thèse de doctorat en Géographie Physique / Géoarchéologie). Université Lyon 2.

Salomon, F., Goiran, J.P., Bravard, J.P., Arnaud, P., Djerbi, H., Kay, S. y Keay, S. 2014. A harbour–canal at Portus: a geoarchaeological approach to the Canale Romano: Tiber delta, Italy. *Water History* 6:31–49.

Salomon, F., Goiran, J.P., Pannuzi, S., Djerbi, H. y Rosa, C. 2016b. Long-Term Interactions between the Roman City of Ostia and Its Paleomeander, Tiber Delta, Italy. *Geoarchaeology* 32 (2): 215–229.

Salomon, F., Keay, S., Carayon, N. y Goiran, J.P. 2016c. The development and characteristics of ancient harbours—Applying the PADM chart to the case studies of Ostia and Portus. *PLoS ONE* 11(9): e0162587.

Salomon, F., Keay, S., Strutt, K., Goiran, J.P., Millett, M. y Germoni, P. 2016a. Connecting Portus with Ostia: preliminary results of a geoarchaeological study of the navigable canal on the Isola Sacra, en C. Sanchez and M.P. Jézégou (eds) *Les ports dans l’espace Méditerranéen antique. Narbonne et les systèmes portuaires fluvio-lagunaires, Actes du colloque de Montpellier 2014*: 293–304. Narbonne, Revue Archéologique de Narbonnaise, Supplément 44.

Salomon, F., Lebrun-Nesteroff, L., Goiran, J.P., Boetto, G., Arnoldus-Huyzendveld, A., Germoni, P., Ghelli, A., Mazzini, I., Vittori, C. y Zampini, S. 2020. The Portus to Ostia Canal. A multi-proxy analysis of the evolution of the Portus to Ostia canal, en S. Keay, M. Millett, K. Strutt y P. Germoni, (eds) *The Isola Sacra Survey Ostia, Portus and the port system*: 123–139. McDonald Institute Monographs, University of Cambridge,

Segre, A.G. 1986. Considerazioni sul Tevere e sull’Aniene nel Quaternario, en S. Quilici Gigli (ed.) *Il Tevere e le altre vie d’acqua del Lazio antico. Archeologia Laziale* 7: 9–17.

Tabla de mareas, 2021. Tabla de mareas del mundo, visto el 18 de diciembre de 2021 <https://tablademareas.com/mareas/coeficiente-marea>.

Vacchi, M., Marriner, N., Morhange, C., Spada, G., Fontana, A. y Rovere, A. 2016. Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Science Reviews* 155: 172–197.

Vittori, C., Mazzini, I., Salomon, F., Goiran, J.P., Pannuzi, S., Rosa, C. y Pellegrino, A. 2014. Palaeoenvironmental evolution of the ancient lagoon of Ostia Antica (Tiber delta, Italy). *Journal of Archaeological Science* 54: 374–384.

8.

Nacimiento, desarrollo y ocaso de *Portus*: Datos
geoarqueológicos sobre el *Canale di Imbocco*

M. Arroyo¹, G. Gómez¹, F. Ruiz^{1,a,*}, A. Francisco Muñoz², M. L. González-Regalado¹, J. Rodríguez Vidal^{1,a}, F. Muñiz³, L. M. Cáceres¹, P. Gómez¹, M. Abad⁴, T. Izquierdo⁴, V Romero¹

¹Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva.

²Departamento de Ciencias Integradas, Universidad de Huelva.

³Departamento de cristalografía, mineralogía y química agrícola, Universidad de Sevilla.

⁴Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos.

^aCentro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural, Universidad de Huelva.

Resumen

El análisis multidisciplinar (textura, macrofauna, microfauna, restos vegetales) de la parte superior de un testigo obtenido en el Canal di Imbocco, situado en el antiguo puerto romano de *Portus* (Fiumicino, Roma), ha permitido definir la evolución paleoambiental postrera de este sector de tránsito entre el puerto exterior construido por el emperador Claudio y el puerto interior, obra del emperador Trajano. En una primera fase, la colmatación parcial de este canal se debió a la acumulación de *Posidonia oceanica* en su fondo, procedente de las praderas que poblaban la zona litoral adyacente. En una segunda fase, la conexión fluvio-marina del canal continuaba, con el transporte en suspensión de fauna marina hacia las zonas internas del puerto. Finalmente, el abandono del canal quedó expresado en la presencia de sedimentos fluviales, de origen natural y/o antrópico.

Palabras clave

sedimentología; foraminíferos; evolución paleoambiental; canal del Imbocco; *Portus*; Italia Central.

Abstract

The multidisciplinary analysis (texture; macrofauna; microfauna; vegetable remains) of a core obtained in the Canale di Imbocco (old Roman port of *Portus*, Fiumicino, Rome) has allowed us to define the final paleoenvironmental evolution of this channel, located between the external basin of Claudius and the most protected port of Trajan. In a first phase, the accumulation of *Posidonia oceanica* caused the partial infill of this channel, transported from the adjacent littoral meadows. The second phase is characterized by a continuous fluvio-marine interaction, with the transport in suspension of numerous planctonic foraminifera towards the innermost zones of this port. Lastly, the final fluvial or anthropic filling of the canal demonstrates its disconnection from the sea and the end of port activity.

Keywords

sedimentology; benthic foraminifera; paleoenvironmental evolution; Imbocco channel; *Portus*; Central Italy.

Introducción

A lo largo de la historia, los puertos han representado la conexión entre tierra y mar en todos los ámbitos. En la vertiente geológica, su propia ubicación está ligada en numerosas ocasiones a zonas abrigadas (calas, golfos, bahías) en costas acantiladas o a desembocaduras fluviales, para poseer una conexión con puertos interiores, entre otras muchas posibilidades. Su devenir está condicionado por el oleaje y las mareas, los tsunamis y las tormentas, los flujos fluviales oscilantes o la colmatación sedimentaria, además de los propios avatares antrópicos. En consecuencia, su propia existencia está íntimamente ligada: i) a la franja costera sobre la que se construyen y desarrollan; ii) al mar u océano próximo; y iii) al ser humano.

A partir de las ideas anteriormente enumeradas, la geoarqueología estudia los componentes abióticos del paisaje, como base para reconstruir los paisajes y los georrecursos, así como analiza