

## L'evoluzione del litorale tiberino negli ultimi 3000 anni sotto le forzanti naturali e antropiche

Piero Bellotti, Lina Davoli, Claudia Tarragoni

Dipartimento di Scienze della Terra – “Sapienza” - Università di Roma, p.le A.Moro, 5 - 00185-Roma

### Riassunto

L'evoluzione del delta del Tevere nel periodo storico è avvenuta sia per eventi naturali sia per l'azione dell'uomo. Tremila anni fa, il Tevere formava un delta davanti a due bacini costieri. Tra 2.800 e 2.600 anni fa la foce migrò a sud sviluppando una cuspidale, mentre il delta precedente si smantellava.

Durante il “Periodo Caldo Romano” la progradazione della cuspidale si arrestò e poi venne parzialmente erosa anche per l'apertura artificiale di una foce minore durante la costruzione dei porti imperiali.

Tra il Tardo-Impero e l'Alto-Medioevo una nuova progradazione causò, prima dell'anno 1000, l'interrimento dei porti imperiali e il litorale divenne acquitrinoso per l'abbandono del territorio. La diminuita attività agricola dell'Alto Medioevo, favorì il rimboschimento, diminuendo il sedimento atto alla progradazione, in contrasto con il forcing climatico della fase fresco-umida Alto-Medievale.

Durante il “Periodo Caldo Medievale”, la foce minore del Tevere era spesso inattiva.

Con l'inizio della “Piccola Età Glaciale”, riprese la progradazione alla foce principale del Tevere, rendendo il delta fortemente cuspidato. Con la definitiva riapertura della foce minore (nel 1612) la linea di riva si rettificò tra le due foci mentre più a nord assunse un andamento sinuoso per l'appoggio dei sedimenti ai resti dei porti imperiali ormai isolati dal mare.

Dal XVIII secolo la progradazione rallenta, per la minore frequenza e intensità delle piene del Tevere ma anche per la diversione in Arno di parte del drenaggio della Val di Chiana.

Dalla seconda metà del XIX secolo l'azione antropica diventa dominante. La bonifica sostituisce ai bacini costieri una fitta rete di canali; le regimazioni nel bacino dapprima concorrono con il miglioramento climatico all'arresto della progradazione (inizio XX secolo) e, dalla seconda metà del XX secolo, la costruzione di grandi invasi riduce fortemente il trasporto solido innescando una fase erosiva oggi controllata solo attraverso ripascimenti artificiali.

**Parole chiave:** evoluzione litorale, delta del Tevere, clima, azione antropica, periodo storico.

### Abstract

*The development of the Tiber delta, after the last glacial maximum, has been reconstructed mainly on the stratigraphic analysis. It has been driven by postglacial sea level rise, between 18,000 and 6,000 years ago, and by change of the Tiber sediment supply, in the last 6,000 years. The evolution during the historical period – the last 3 millennia – has been driven primarily by sediment supply fluctuations to the mouth, due to natural events and human activity.*

*Three thousand years ago, the stretch of the Tiber flowed between two coastal basins and formed a wave dominated delta. That mouth was abandoned, probably between 2800 and 2600 years ago, to a collapse of the left levee or local subsidence. This produced the anomalous landward trajectory of the channel, the opening of a new mouth*

(3 km southern) and an abrupt environmental change in coastal basin located south of the river. The new mouth began to develop a delta cusp, while the previous delta was progressively destroyed.

The cusp progradation stopped during the “Roman Warm Period”. It is not clear the influence, on this event, of the disconnection of Fucino basin whereas this connection was an uncertain functionality. Between 1800 and 1700 BP the area underwent erosion perhaps connected to the end of “Roman Warm Period”. The mouth retreat, however, may have been increased by the opening of the channels of the imperial ports (1900-1800 BP) these channels switched part of the Tiber sediments under-nourishing the natural mouth.

A weak progradation appears to have occurred during the Late Imperial and High-Medieval periods. It produced an increasing filling of Imperial ports, whose functionality stopped before 1000 BP. The area became marsh also for the abandonment following the end of the Empire. In the Middle Ages the agriculture was in part abandoned: it produced a new reforestation, a minor slope erosion and consequent minor sediment availability. These events acted in contrast with the climate forcing due to the cool-moist phase of the High Middle Ages. During the following “Medieval Warm Period”, the minor Tiber mouth (residual of the main channel of the Imperial port complex) shows an intermittent activity, demonstrating that the river flows were often reduced and the littoral drift sufficient to close it. A remarkable coastal change starts in the fifteenth century, coinciding with the beginning of the “Little Ice Age”, when the rapid progradation starts again at the main Tiber mouth, making the delta strongly cusped. In the 1612, the minor mouth (named Fiumicino channel) was reopened permanently and cusp, under-nourished, retreats. The sediments of the littoral cusp moved northward and, settling around the pier of the Fiumicino channel, rectified the shoreline between the two mouths. North of the Fiumicino channel, the shoreline appears sinuous due to the interference of the Imperial port remains. Since the eighteenth century, the progradation is slow and it is synchronous with the lowest frequency and intensity of Tiber floods (decreased rainfall?) but also with the disconnection of the Val di Chiana, whose waters and sediments were placed in Arno River.

Starting from the second half of the nineteenth century, human action becomes dominant in the coastal change. A land reclamation replaces a dense network of canals to coastal basins. The Tiber basin management contributes together to the LIA end to the stop in coastal progradation (XIX-XX century). The construction of the large reservoirs reduces the sediment supply during the second half of the last century. It produces a coastal erosion controlled only by artificial nourishment.

**Keywords:** littoral evolution, Tiber delta, climate, human action, historical period.

## Introduzione

L'evoluzione degli apparati deltizi è guidata dal bilancio sedimentario alla foce secondo la relazione generale  $V_r/(V_w+V_t+V_{hf}) > 1$  (progradazione);  $\approx 0$  (stabilità);  $< 1$  (smantellamento) dove,  $V_r$  è il volume di sedimento apportato dal fiume e ( $V_w+V_t+V_{hf}$ ) sono, rispettivamente, quello rimosso dalle onde, dalle maree o disperso al largo per correnti di densità (Bellotti et al., 2012). Le variazioni del bilancio sedimentario hanno spesso un'origine naturale, ad esempio le mutazioni climatiche secolari, o alcuni fenomeni geologici quali il sollevamento relativo del livello del mare. Il bilancio è però anche modificato dall'azione antropica esercitata nel bacino (agricoltura, regimazione idrica, bacini artificiali) o nell'area costiera (urbanizzazione, porti).

La presenza del mare, di una via d'acqua, di bacini costieri sfruttabili per la produzione del sale, hanno reso le aree deltizie particolarmente adatte agli insediamenti umani fin dall'antichità. Esempi particolarmente importanti, nel



**Figura 1** – Parte centrale e meridionale del Bacino del Fiume Tevere con l'indicazione delle zone soggette ai principali interventi antropici.

Mediterraneo, sono il delta del Nilo (Marriner e Morhange, 2007; Stanley e Bernasconi, 2006) e del Rodano (Morhange et al., 2003; Vella et al., 2005) e, in Italia, quelli dell'Arno (Ducci et al., 2005), del Po (Rebecchi, 1998), del Crati (Bellotti et al., 2009; Stanley e Bernasconi, 2009) e del Tevere (Zevi, 2001; Arnoldus-Huyzendveld, 2005; Morelli et al., 2011).

Il delta del Tevere, posto al centro della costa tirrenica (Fig. 1), è un delta a dominio ondoso (Galloway, 1975) che si evolve essenzialmente in funzione del rapporto  $V_r/V_w$ , essendo subordinati i volumi rimossi dalla marea e quelli dispersi in mare aperto; in particolare questi ultimi sono costituiti esclusivamente da frazioni granulometriche fini essendo il deflusso del F. Tevere di tipo ipopicnico.

L'evoluzione generale del delta del Tevere successiva all'ultimo massimo glaciale, ricostruita essenzialmente su basi stratigrafiche, è stata guidata prevalentemente dal sollevamento postglaciale del livello marino, tra 18.000 e 6.000 anni fa, e dalle variazioni delle portate solide tiberine, negli ultimi 6.000 anni (Belluomini et al., 1986; Bellotti et al., 1989; 1994; Milli et al., 2013). L'evoluzione nel periodo storico, che può essere identificato in quest'area con gli ultimi 3 millenni, ha risposto fundamentalmente alle oscillazioni dei volumi di sedimento che il fiume riusciva a convogliare alla foce in differenti periodi, volumi sui quali hanno avuto influenza sia gli eventi naturali sia la storia umana di questo territorio.

### Eventi storici di maggiore importanza

VIII – IV secolo a.C. - Fondazione ed espansione di Roma verso il litorale. La letteratura latina (Tito Livio) pone intorno al 630 a.C. il primo insediamento romano alla foce del Tevere. Tuttavia le testimonianze archeologiche più antiche, costituite dal *castrum* di Ostia, spostano al IV secolo il primo insediamento romano sulla riva sinistra del tratto terminale del fiume. Connessione al bacino del Tevere del Lago di Albano.

IV – I secolo a.C. – Sviluppo della città di Ostia principalmente lungo la riva sinistra del Tevere fino alla foce. Il canale fluviale è attrezzato per attività portuali e termina con rive ben aggettanti su cui è posto un faro (Dioniso d'Halicarnasso). Nel retrostante bacino costiero si sviluppano le saline, già presenti nel bacino costiero a nord del fiume in Periodo Etrusco. Nel bacino del Tevere viene aperto il *Cavo Curiano* (Fig. 1) che consente la rapida immissione delle acque del F. Velino nel F. Nera e quindi nel Tevere.

I-II secolo d.C. – Costruzione dei porti imperiali (Claudio-Traiano) e della città di Portus circa 3 km a nord di quello di Ostia con apertura di una serie di canali che collegavano il Tevere con il mare e l'impianto portuale. Nella città di Ostia i piani di calpestio vengono rialzati. Dal bacino del Tevere viene disconnesso il bacino del Fucino (700 km<sup>2</sup>) (Fig. 1).

V-IX secolo d.C. – Decadenza delle città di Ostia e Portus, lento abbandono del territorio e progressivo interrimento dei porti imperiali. Il principale canale artificiale permane come foce minore del Tevere. Costruzione in prossimità di Ostia di un borgo fortificato a protezione dei pochi abitanti rimasti.

XV-XVIII secolo – Definitiva riapertura della foce minore che dal XII secolo aveva funzionalità intermittente. Costruzione di una serie di torri a guardia delle foci, queste ultime in questo periodo ebbero una rapida progredazione. Disconnessione dal bacino del Tevere di circa 1.000 km<sup>2</sup> della Val di Chiana (Fig. 1).

XIX secolo – avvio della bonifica degli stagni di Ostia e Maccarese. Costruzione del borgo di Fiumicino.

XX secolo – Si compie la bonifica degli stagni. Sorge il nuovo centro abitato di Ostia dove si sviluppa una intensa attività turistica. Vengono costruiti importanti bacini idroelettrici nel bacino del Tevere.

### Eventi naturali

**Oscillazioni climatiche negli ultimi 3.000 anni** - Lo studio dei movimenti millenari della Terra, della storia geologica, della dinamica dell'atmosfera porta a concludere che il clima varia continuamente nello spazio e nel tempo per cause di natura cosmica, planetaria o umana. Le oscillazioni del clima in epoca glaciale hanno avuto ampiezza ed intensità importanti e, perciò sono state studiate approfonditamente. Circa un decennio fa sono state accertate, attraverso una serie di *proxy-data*, anche le variazioni climatiche post-glaciali, che pure hanno accompagnato e influenzato in qualche misura lo sviluppo della società umana: tali variazioni si sono succedute con una maggiore frequenza (*Rapid Climate Change: "RCC"*; Mayewski et al., 2004) ma hanno avuto una minore intensità di quelle pleistoceniche: esse sono da imputare in parte a processi naturali come le variazioni orbitali della Terra, l'attività solare e l'attività vulcanica e in parte all'attività dell'uomo (Mann, 2007). Il clima durante l'Olocene è cambiato dunque con una periodicità variabile fra i 2.800 anni, i 2.000 anni, i 1.500 anni, fino ad intervalli di tempo ancor più brevi, ad una scala significativa e percettibile dall'uomo e dagli ecosiste-

mi, dell'ordine delle centinaia di anni fino a oscillazioni decadali (Denton e Karle'n, 1973; Allen e Anderson, 1993; Bond et al., 2001; Bray, 1972; Dansgaard et al., 1971; Johnsen et al., 1972; Naidu e Malmgren, 1996; Noren, 2002; Pisias et al., 1973; Sonett e Finney, 1990; Stager et al., 1997; Stuiver e Braziunas, 1989).

L'area del Mediterraneo è stata una regione che fin dal Neolitico (8.000 BP) e ancor più dall'Età del Ferro (circa 3.000 BP) è stata densamente popolata anche grazie ad un clima particolarmente mite che ha risentito dell'alternanza dell'alta pressione subtropicale nel periodo estivo e delle basse pressioni subpolari in inverno (Büntgen et al., 2011; Reale e Dirmeyer, 2000). La persistenza e l'intensità di queste aree cicloniche e anticicloniche è variata nel tempo in funzione della migrazione a nord o a sud dell'equatore termico (*Intertropical Convergence Zone "ITCZ"*). Una variabilità stagionale contenuta in termini di modesta escursione termica annua, una piovosità concentrata prevalentemente nel semestre invernale hanno, dunque, consentito un'alta produttività agricola e conseguentemente un notevole sviluppo dell'uomo nell'area nei tempi preistorici e storici (Lamb, 1977).

Negli ultimi 3.000 anni si sono succeduti, con maggior frequenza, numerosi periodi caldo - umidi, caldo - aridi, freddo - umidi, freddo - aridi, i cui limiti temporali variano di luogo in luogo in funzione delle caratteristiche climatiche regionali e microclimatiche locali.

Nell'area del Mediterraneo centrale si possono ricostruire almeno 6 periodi di RCC :

3.000-2.700 BP: periodo caratterizzato da clima caldo - arido , con conseguente stabilità dal punto di vista geomorfologico, maggiore controllo delle pianure costiere e deltizie da parte dell'uomo (Bellotti et al., 2006 ; 2009);

2.700-2.400 BP: periodo caratterizzato da clima fresco e piovoso ("Piccola Età Glaciale Arcaica") con testimonianze storiche di fenomeni alluvionali frequenti (Bellotti et al., 2006; 2009; Ortolani e Pagliuca, 1994) e conseguente crisi del popolamento;

2.400-1.700 BP : periodo caratterizzato da un clima caldo e umido (Periodo Caldo Romano - *Roman Warm Period* - "RWP"), con piogge distribuite anche in estate, specie nell'area mediterranea del nord Africa (Lamb, 1977; Reale and Dirmeyer, 2000). Questo periodo sembra avere avuto un massimo di stabilità climatica durante la "*Pax Romana*" fra 2060 BP e il 1910 BP; successivamente, si assiste ad una progressiva diminuzione della temperatura fra il 1910 BP e il 1700 BP (Chen et al., 2011);

1.700-1.200 BP: periodo caratterizzato da condizioni climatiche di tipo fresco-umido ("Piccola Età Glaciale Altomedievale" - *Dark Ages Cold Period: "DACP"*), specie intorno al 1400 BP e in corrispondenza dell'Europa centro-meridionale (Tinner et al., 2003; Grauel et al., 2013);

1.200-600 BP: periodo caratterizzato da clima caldo e secco (*Medieval Warm Period* - "MWP") che tende ad accentuarsi fra i 1000 BP e gli 800 BP (Despart et al., 2003; Guiot et al., 2010; Lamb, 1977; Lebreiro et al., 2006; Martin-Chèvelet et al., 2011; Piva et al., 2008; Reale e Dirmeyer, 2000);

600-150 BP: periodo caratterizzato da una importante variabilità climatica con oscillazioni in senso freddo e umido ("Piccola Età Glaciale" - *Little Ice Age "LIA"*) che ha coinvolto l'Europa centro-settentrionale e le cui evidenze sono avallate non solo da *proxy-data* ma anche da dati strumentali (Bradley and Jones, 1993; Crowley, 2000; Grove, 1988; Bond et al., 1997; Jones et al., 1998; Luterbacher et al., 2004; Pfister, 1995; Wanner et al., 2000). In Europa si assiste ad un avanzamento dei ghiacciai, una maggiore intensità dei venti occidentali, un generale abbassamento delle temperature invernali (almeno 1°C) ma anche di quelle del semestre estivo (di almeno 0,6°C). In particolare, nell'area del Mediterraneo si assiste ad una maggiore piovosità invernale ed estiva (Barriendos, 1997; Rodrigo et al., 2000), con conseguente aumento della portata dei fiumi (Glaser et al., 2010).

150 - Presente: le analisi climatiche degli ultimi 150 anni, ben supportate da serie climatiche di dati di temperatura, piovosità e pressione, consentono di descrivere dettagliatamente anche le oscillazioni di periodo molto piccolo (5-10 anni). Fra il 1850 e il 1900 il clima ancora presenta caratteristiche in senso fresco - umido; si susseguono oscillazioni circa decennali, con puntate più fredde e umide negli anni '40, '50 e '60. Negli ultimi 30 anni nel bacino del Mediterraneo si assiste ad una oscillazione in senso caldo - arido; le piogge (specie in inverno) diminuiscono, ma si fanno più intense (Schönwiese et al., 1993; Piervitali et al., 1998; Buffoni et al., 1999; D'Alessandro et al., 2002). Le temperature tendono ad aumentare, ciò è in parte da imputare al rafforzamento della *North Atlantic Oscillation (NAO)* che ha comportato il rafforzamento e lo spostamento verso nord dei venti occidentali , con conseguente arrivo di aria caldo-umida nel nord Europa (Jones, 1994), di aria calda e asciutta nel bacino del Mediterraneo (Rodwell et al., 1999).

**Tettonica e subsidenza** - Il delta del Tevere sorge su un margine passivo di origine pliocenica (Bartole, 1990) la cui attività tettonica olocenica appare limitata. Tuttavia le tracce di attività idrotermale (attiva dal 900 a.C.) nella parte interna del delta (Arnoldus-Huyzendveld et al., 2005) e l'insieme dei vulcanetti di fango (Fiumicino) e di alcune limitate fuoriuscite d'acqua spontanee (Ostia), attivatisi nell'agosto 2013, lasciano ipotizzare che la tettonica ad andamento appenninico, per quanto limitata, sia ancor'oggi attiva. I fenomeni di subsidenza legati alla compattazione appaiono ben differenziati arealmente. Essi risultano significativi nelle aree più interne, dove i sedimenti sono ricchi di torbe, e, praticamente trascurabili nell'area più esterna dominata dalle sabbie. Per quanto diverse curve di risalita del livello del mare siano state finora tracciate (Bellotti et al., 2007; Lambeck et al., 2004) nessuna appare in totale accordo con i dati che via via sono reperiti nel sottosuolo. L'insieme dei dati lascerebbe ipotizzare un limitato sollevamento generale dell'area ma anche locali fenomeni di subsidenza differenziata (Salomon, 2013).

### Fasi evolutive del litorale tiberino

3.000 BP - I lineamenti topografici del periodo sembrano essere caratterizzati da una foce deltizia ubicata più a nord dell'attuale (Fig. 2a). Ciò appare deducibile dalla presenza in quell'area di sedimento fluviale datato a periodi precedenti a 2900 anni fa (Giraudi, 2004). Verso terra erano presenti due bacini costieri; quello meridionale, completamente isolato, costituiva una palude con acque dolci (Bellotti et al., 2011) mentre quello settentrionale era un lago con evidente influsso fluviale e periodiche oscillazioni del livello dell'acqua (Di Rita et al., 2010).

3.000 - 2.600 BP - In questo intervallo al sedimento fluviale della foce si sovrappone sedimento marino, indice di uno spostamento della foce (Giraudi et al., 2009; Goiran et al., 2009). Contemporaneamente il bacino costiero meridionale diviene salmastro e la sedimentazione clastica sostituisce quella organica. Inizia lo sviluppo di una cuspidè più a sud rispetto alla precedente area di foce (Bellotti et al., 2011). Si ipotizza che un processo di avulsione abbia portato il fiume nel bacino costiero provocando la rottura della barriera che lo isolava dal mare e aprendo di fatto una nuova foce con conseguente disattivazione della precedente (Fig. 2a). Il bacino settentrionale appare come un'ampia palude che intorno al VI secolo a.C. diviene più salmastro.

2.600 - 2.400 BP - Presso la nuova foce progredisce rapidamente una cuspidè deltizia su cui viene costruito il *castrum* di Ostia. Il tratto terminale del corso fluviale lambisce il bordo esterno del bacino meridionale (Fig. 2a), ormai divenuto atto alla produzione del sale (Bellotti et al., 2011). Nel bacino settentrionale il livello dell'acqua si abbassa con parziale emersione del fondo (Di Rita et al., 2010).

2.400 - 2.000 BP - Prosegue lo sviluppo della nuova cuspidè che rallenta solo verso la fine del periodo, parimenti, intorno al *castrum* si sviluppa la città di Ostia con il suo porto-canale probabilmente arricchito da una piccola darsena in prossimità della foce. In prossimità del bacino costiero, il fiume sviluppa



Figura 2a - Fasi evolutive del litorale tiberino tra 3.000 e 2.000 BP.

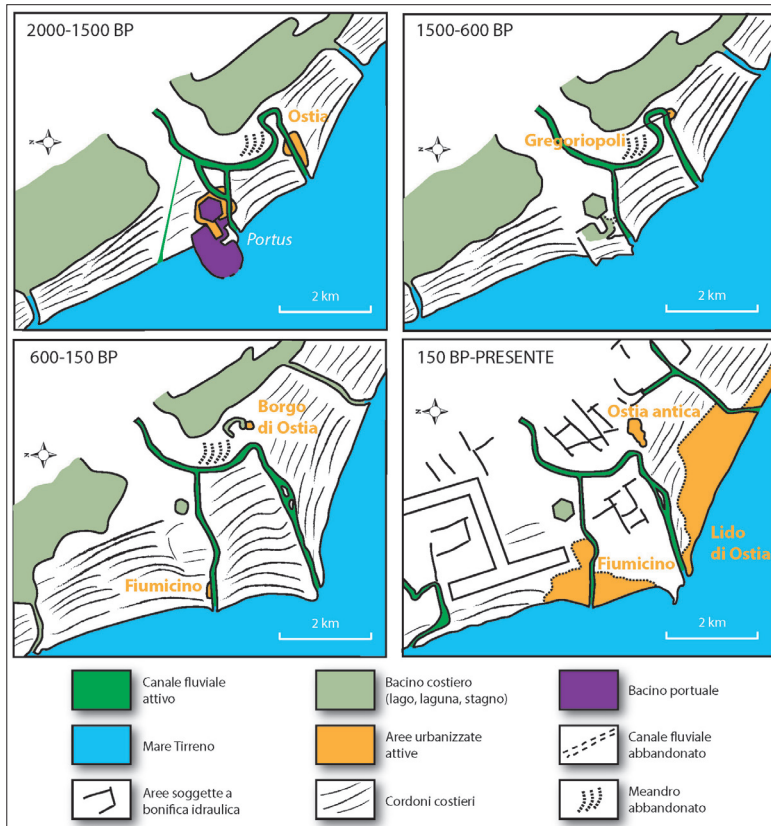


Figura 2b - Fasi evolutive del litorale tiberino tra il 2.000 BP e il presente.

foresta con piante termofile e mesofite (Di Rita et al., 2010; Bellotti et al., 2011).

1.500 - 600 BP - Dopo la caduta di Roma il territorio è soggetto ad eventi alluvionali e ad una limitata ripresa della progradazione della cuspid. Via via il territorio viene abbandonato e i pochi abitanti si installano in un piccolo borgo fortificato (Gregoriopoli) prossimo ai resti di Ostia. Il porto di Claudio si interra in gran parte. Nel basso Medio Evo una nuova fase erosiva fa arretrare la linea di riva e la foce artificiale (foce minore) del Tevere mostra un'attività intermittente con conseguente inutilizzazione anche del porto esagonale di Traiano (Fig. 2b).

600 - 150 BP - Nel XV secolo inizia una rapida progradazione di tutta l'area in coincidenza con le quattro piene maggiori storicamente documentate (1530-1557-1598-1606; Bersani e Bencivenga, 2001). Con la piena del 1557 inizia l'abbandono del meandro di Ostia e il fiume, in pochi anni, assume il corso attuale. Una fase erosiva interessa all'inizio del XVII secolo la foce principale ma non quella minore (Salomon, 2013). La linea di riva, si allontana progressivamente dai bacini costieri. Questi mantengono un limitato collegamento con il mare e si trasformano in stagni (Fig. 2b), localmente salmastri, dove si sviluppa la malaria. Il porto di Claudio è definitivamente interrato e quello di Traiano ridotto a lago. Nel XVIII secolo la progradazione rallenta.

150- presente - La progradazione si arresta alla fine del XIX secolo. Un complesso sistema di canali trasferisce le acque degli stagni ad impianti idrovori che le sollevano e le scaricano in mare attraverso canali che in parte ricalcano i preesistenti inlet. Le aree bonificate vengono messe a coltura. A partire dalla metà del XX secolo una intensa fase erosiva interessa tutto il litorale (Fig. 2b).

## Discussione

Dopo la stabilizzazione del livello marino il delta del Tevere, al pari di molti altri delta mediterranei, sembra aver avuto una più intensa evoluzione negli ultimi 3.000 anni (Bellotti et al., 2012; Salomon, 2013). In tale intervallo di tempo, il primo evento significativo è stata l'avulsione che ha prodotto l'anomala traiettoria

un meandro che progressivamente assume una forma schiacciata (Fig. 2a). Il bacino settentrionale è caratterizzato da un'area paludosa incolta e inadatta a insediamenti umani con solo una locale utilizzazione a salina a partire dal I secolo a.C. (Di Rita et al., 2010). Un'alta frequenza di piene a carattere torrentizio viene segnalata al passaggio tra I sec. a.C. e I d.C. (Salomon, 2013) tanto che il porto di Ostia presenta problemi di accesso.

2.000 - 1.500 BP - La progradazione della cuspid. si arresta e, intorno al II- III secolo d.C., subisce una fase erosiva. Nel I secolo d.C. si costruisce il porto di Claudio con due moli aggettanti e nel secolo successivo il bacino esagonale interno (Porto di Traiano). Il canale di collegamento tra porto e Tevere costituisce una nuova foce del fiume 3 km a nord di quella naturale (Fig. 2b). Nei due bacini costieri sono coltivate importanti saline e tutto intorno si sviluppano le coltivazioni. Lungo il margine marino si sviluppa una

verso terra del canale, con abbandono della foce attiva fino a 3.000 anni fa (Giraudi et al., 2009; Goiran et al., 2009), apertura della nuova foce e brusca variazione ambientale del bacino costiero esistente a sud del fiume (Bellotti et al., 2011). Questo evento, avvenuto probabilmente tra 2.800 e 2.600 anni fa, può avere avuto causa in un cedimento dell'argine sinistro durante una piena eccezionale dell'inizio della "Piccola Età Glaciale Arcaica" o per un movimento del terreno legato a locali fenomeni di subsidenza o un temporaneo sollevamento della falda.

La successiva rapida progradazione della nuova cuspidi ben si accorda con il periodo fresco umido della "Piccola Età Glaciale Arcaica". Il termine di questa fase climatica non è sincrono con l'arresto dello sviluppo della cuspidi ma solo con un minor tasso di progradazione della foce. Lo smaltimento delle acque delle paludi nel basso corso del F. Velino attraverso il *Cavo Curiano* potrebbe aver favorito, in parte, un maggior apporto sedimentario alla foce del Tevere.

L'arresto della progradazione della cuspidi avviene dopo il I sec. d.C. e un periodo di frequenti eventi torrentizi. Il "Periodo Caldo Romano" (Chen et al., 2011), con l'acme coincidente col periodo Augusteo, potrebbe giustificare l'evento. Più difficile è valutare l'effetto della disconnessione del bacino del Fucino, l'opera di diversione delle sue acque nel bacino del F. Liri, infatti, ebbe fin dall'inizio una incerta funzionalità.

La fase erosiva del II-III secolo può anch'essa essere collegata alla parte finale del "Periodo Caldo Romano", che si prolunga fino al III secolo. L'erosione alla foce di Ostia può essere stata però incrementata dall'apertura dei canali a servizio dei porti imperiali (costruiti tra I e II secolo) che derivando parte del trasporto torbido tiberino, rendevano quella foce sottoalimentata. Inoltre, il sollevamento della quota di calpestio di Ostia, avvenuto sotto Domiziano, potrebbe non essere dovuto esclusivamente ad una semplice ristrutturazione urbanistica ma indicare anche un locale fenomeno di subsidenza.

Con il peggioramento climatico tardo-imperiale e alto-medievale riprende una debole progradazione, come si deduce da alcuni dati riportati nel "*de bello gotico*". Ciò produce un sempre maggior interrimento dei porti che intorno al IX secolo ne decreta la fine (Gallina Zevi e Turchetti, 2004). Il litorale diventa una zona ricca di acquitrini anche per l'abbandono del territorio seguito alla fine dell'Impero. La progradazione non appare intensa forse a causa del generale peggioramento dell'organizzazione agricola, verificatasi nell'Alto Medioevo, che favorendo il rimboschimento limitò la disponibilità di sedimento utile per la progradazione.

Durante il "Periodo Caldo Medievale" la foce minore del Tevere mostra un'attività intermittente (non risulta più adatta alla navigazione dal 1118) testimoniando che le portate fluviali sono spesso ridotte e la deriva litorale è sufficiente ad insabbiarla.

Una notevole trasformazione del litorale si avvia nel XV secolo, in coincidenza con l'inizio della "Piccola Età Glaciale", quando la progradazione riprende rapida alla foce principale del Tevere rendendo il delta fortemente cuspidato. Nel 1612 si riapre definitivamente la foce minore (Canale di Fiumicino) e la cuspidi, sottoalimentata, arretra. I sedimenti spinti verso nord dalla deriva litorale si accumulano in prossimità del Canale di Fiumicino (Salomon, 2013) e il litorale tra le due foci tende a rettificarsi. L'andamento della linea di riva a nord del Canale di Fiumicino appare sinuoso a causa dell'appoggio dei sedimenti ai resti dei moli del porto di Claudio ormai colmato.

Il rallentamento della progradazione a partire dal XVIII secolo è coincidente con una minore incidenza delle piene del Tevere (minori precipitazioni?) ma anche la disconnessione di parte della Val di Chiana ha certamente influito sulla disponibilità di sedimento.

A partire dalla seconda metà del XIX secolo l'azione antropica diventa dominante nella trasformazione del litorale. Una bonifica idraulica sostituisce ai bacini costieri una fitta rete di canali e le regimazioni nel bacino, dapprima concorrono con il miglioramento climatico all'arresto della progradazione (passaggio XIX-XX secolo) e dalla seconda metà del secolo scorso, con la costruzione di grandi invasi, riducono fortemente il trasporto solido e innescano una drammatica fase erosiva oggi controllata solo attraverso il ripascimento artificiale.

## Conclusioni

L'evoluzione del litorale tiberino negli ultimi 3.000 anni è stata governata da forzanti naturali e antropiche. Le prime sembrano essere fondamentalmente di natura climatica, ma non possono essere del tutto escluse quelle di natura geologica, soprattutto legate a locali fenomeni di subsidenza. Le fasi di progradazione del litorale e le variazioni nel tracciato terminale del Tevere sembrano rispondere a episodi fresco-umidi delle

oscillazioni climatiche sub-milankoviane; nei periodi caldo-aridi si identificano fasi di arretramento del litorale ed una limitata funzionalità della foce minore.

Le seconde riguardano l'attività umana direttamente esercitata sul litorale e all'interno del bacino idrografico: gli effetti sono stati talvolta concordanti a volte discordanti con quelli indotti da eventi naturali. In periodo romano l'attività sul litorale si è esplicata soprattutto con la costruzione dei porti e la conseguente apertura di una foce artificiale; l'attività avvenuta nel bacino, non facilmente valutabile, ha riguardato interventi su alcuni corsi d'acqua e sui versanti. In epoca moderna l'effetto dell'attività antropica diventa estremamente più intenso e rapido di quanto non avvenga a seguito di eventi naturali. In particolar modo, l'attività esplicata all'interno del bacino ha prodotto una drastica riduzione dell'apporto solido del Tevere e un conseguente arretramento della linea di riva; l'attività esplicata sulla fascia litorale ha prodotto la scomparsa di bacini costieri e parte della fascia dunare producendo una morfogenesi più intensa e rapida.

### Bibliografia

- Allen B.D. e Anderson R.Y. (1993) - *Evidence from western North America for rapid shifts in climate during the last glacial maximum*. Science, 260: 1920–1923.
- Arnoldus-Huyzendveld A. (2005) - *The natural environment of the Agro Portuense*. In: “Portus, an archaeological survey of the port of imperial Rome”, S. Keay, M. Millett, L. Paroli and K. Strutt (eds), the British School at Rome, pp. 14-30.
- Barriendos M. (1997) - *Climatic Variations in the Iberian Peninsula during the Late Maunder Minimum (AD 1675–1715). An Analysis of Data from Rogation Ceremonies*. The Holocene, 7: 105–111.
- Bartole R. (1990) - *Caratteri sismostratigrafici, strutturali e paleogeografici della piattaforma continentale toscano-laziale; suoi rapporti con l'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 109: 599-622.
- Bellotti P., Carboni M.G., Milli S., Tortora P. e Valeri P. (1989) - *La piana deltizia del Fiume Tevere: Analisi di facies ed ipotesi evolutiva dall'ultimo 'low stand' glaciale all'attuale*. Giornale di Geologia, 51(1): 71–91.
- Bellotti P., Chiocci F.L., Milli S., Tortora P. e Valeri P. (1994) - *Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: Integration of high resolution seismics, well logs and archaeological data*. Journal of Sedimentary Petrology, B64: 416–432.
- Bellotti P., Caputo C., Dall'Aglio P.L., Davoli L. e Ferrari K. (2006) - *La Piana di Sibari (Cosenza). Reciproche influenze tra variazioni morfologiche e popolamento*. Agri centuriati, 3: 73-101.
- Bellotti P., Calderoni G., Carboni M.G., Di Bella L., Tortora P., Valeri, P. e Zernitskaya V. (2007) - *Late Quaternary landscape evolution of the Tiber River delta plain (Central Italy): new evidence from pollen data, biostratigraphy and <sup>14</sup>C dating*. Zeitschrift für geomorphologie, 4: 505-534.
- Bellotti P., Caputo C., Dall'Aglio P.L., Davoli L. e Ferrari K. (2009) - *Insedimenti umani in un paesaggio in evoluzione: interazione uomo-ambiente nella piana di Sibari (Calabria ionica)*. Il Quaternario, 22 (1): 61-72.
- Bellotti P., Calderoni G., Di Rita F., D'Orefice M., D'Amico C., Esu D., Magri D., Preite Martinez M., Tortora P. e Valeri P. (2011) - *The Tiber river delta plain (central Italy): Coastal evolution and implications for the ancient Ostia Roman settlement*. The Holocene, 21(7): 1105-1116.
- Bellotti P., Caputo C. e Valeri P. (2012) - *Delta types along the coast of the Italian Peninsula. Considerations on evolutive factors*. In: Atti del Quarto Simposio Internazionale “Il Monitoraggio Costiero Mediterraneo: problematiche e tecniche di misura” (Ed) CNR- Istituto di Biometeorologia, Firenze Curatore: F. Benincasa. Livorno 12-14 giugno 2012, pp. 205-212.
- Belluomini G., Iuzzolini P., Manfra L., Mortari R. e Zalaffi M. (1986) - *Evoluzione recente del Delta del Tevere*. Geologica Romana, 25: 213 –234.
- Bersani P. e Bencivenga M. (2001) - *Le piene del Tevere a Roma dal V secolo a. C. all'anno 2000*. Presidenza Consiglio dei Ministri, Dip. per i Servizi Tecnici Nazionali, Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, pp. 1-18.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I. e Bonani, G. (2001) - *Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene*. Science, 294: 2130 – 2136.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. e Bo-



- nani G. (1997) - *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates*. *Science*, 278: 1257–1266.
- Bradley R. S. e Jones P. D. (1993) - *Little Ice Age Summer Temperature Variations: Their Nature and Relevance to Recent Global Warming Trend*. *The Holocene*, 3: 367–376.
- Bray J.R. (1972) - *Cyclic temperature oscillations from 0–20,300 yr BP*. *Nature*, 237: 277–279.
- Buffoni L., Maugeri M. e Nanni T. (1999) - *Precipitation in Italy from 1833 to 1996*. *Theor Appl Climatol.*, 63: 33–40.
- Büntgen U., Tegel W. e Nicolussi K. (2011) - *2500 years of European climate variability and human susceptibility*. *Science*, 331: 578–582.
- Chen L., Zonneveld K.A.F e Versteegh G.J.M. (2011) - *Short term climate variability during ‘Roman Classical Period’ in the eastern Mediterranean*. *Quaternary Science Reviews*, 30: 3880–3891.
- Crowley T. J. (2000) - *Causes of Climate Change over the Past 1000 Years*. *Nature*, 289: 270–277.
- D’Alessandro L., Davoli L., Lupia Palmieri E. e Raffi R. (2002) - *Natural and anthropogenic factors affecting the recent evolution of beaches in Calabria (Italy)*. *Applied Geomorphology: Theory and Practice*. Ed. R.J. Allison. John Wiley & Sons, Ltd., 397–427.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. e Langway C.C. (1971) - *Climatic record revealed by the Camp Century ice core*. In: Turekian, K. (Ed.), *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale Univ. Press, New Haven, pp. 37–56.
- Denton G.H. e Karle’n W. (1973) - *Holocene climatic variations: their pattern and possible cause*. *Quaternary Research*, 3: 155–205.
- Despart S., Sánchez Goñi M.F. e Loutre M.F. (2003) - *Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data*. *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 63–78.
- Di Rita F., Celant A. e Magri D. (2010) - *Holocene environmental instability in the wetland north of the Tiber delta (Rome, Italy): Sea–lake–man interactions*. *Journal of Paleolimnology*, 44: 51–67.
- Ducci S., Genovesi S., Menchelli S. e Pasquinucci M. (2005) - *La scoperta di portus pisanus*. In: *Rete Archeologica* (a cura di) Marcucci C. e Megale C. Valorizzazione e ricerche. Provincia di Livorno. Atti Convegno (Livorno 2004), 29–44.
- Gallina Zevi A. e Turchetti R. (2004) - *Le strutture dei porti e degli approdi antichi*. Rubbettino (ed.). Soneria Mannelli, 309 p.
- Galloway W.E. (1975) - *Process framework for describing the morphological stratigraphic evolution of deltaic depositional system*. In: Broussard ML (ed.) *Deltas, Models for Exploration*. Houston: Geological Society, 87–98.
- Giraudi C. (2004) - *Evoluzione tardo-olocenica del delta del Tevere*. *Il Quaternario*, 17: 477–492.
- Giraudi C., Tata C. e Paroli L. (2009) - *Late Holocene evolution of Tiber River Delta and geoarchaeology of Claudius and Trajan Harbor, Rome*. *Geoarchaeology* 24 (3): 371–382.
- Glaser R., Riemann D., Schonbein J., Barriendos M., Bradzil R., Bertolin C., Camuffo D., Deutsch M., Dobrovolny P., van Engelen A., Enzi S., HalicKova M., Koenig S.J., Kotyza O., Limanowka D., Mackova J., Sghedoni M., Martin B. e Himmelsbach I. (2010) - *The variability of European floods since AD 1500*. *Climatic Change*, 101: 235–256.
- Goiran J.P., Tronchère H., Salon F., Carbonel P., Djerby H. e Ognard C. (2009) - *Paleoenvironmental reconstruction of the ancient harbors of Rome: Claudius and Trajan’s marine harbors on Tiber delta*. *Quaternary International*, 216: 3–13.
- Grauel A.L., Goudeau M.L.S., de Lange G.J. e Bernasconi S.M. (2013) - *Climate of the past 2500 years in the Gulf of Taranto, central Mediterranean Sea: A high-resolution climate reconstruction based on  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$  of Globigerinoides ruber (white)*. *The Holocene*, 23 (10): 1440–1446.
- Grove J.M. (1988) - *The Little Ice Age*. London: Routledge, pp. 498.
- Guiot J., Corona C. e ESCARSEL Members (2010) - *Growing season temperatures in Europe and climate forcings over the past 1400 years*. *PLOS ONE*, 5 (3): e9972.
- Johnsen S., Clausen H., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B. e Steffensen J. (1992) - *Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core*. *Nature*, 359: 311–313.
- Jones P. D. (1994) - *Recent Warming in Global Temperature Series*. *Geophys. Res. Lett.*, 21: 1149–1152.

- Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P. e Tett S. F. B. (1998) - *High-Resolution Palaeoclimatic Records for the Last Millennium: Interpretation, Integration and Comparison with General Circulation Model Control-Run Temperatures*. The Holocene, 8: 455–471.
- Lamb H.H. (1977) - *Climate: Present, Past and Future*. Vol. 2. London: Methuen & Co, pp. 613
- Lambeck K., Anzidei M., Antonioli F., Benini A. e Esposito A. (2004) - *Sea level in Roman time in the central Mediterranean and implication for recent change*. Earth and Planetary Science Letters, 224: 563–575.
- Lebreiro S.M., Francés G. e Abrantes F.F.G. (2006) - *Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Targus Prodelta and Muros Ría) during the last two millennia*. The Holocene, 16: 1003–1015.
- Luterbacher J., Dietrich D. e Xoplaki E. (2004) - *European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500*. Science, 303: 1499–1503.
- Mann M.E. (2007) - *Climate over the past two millennia*. Annual Review of Earth and Planetary Science, 35: 111–136.
- Marriner N. e Morhange C. (2007) - *Geoscience of ancient Mediterranean harbours*. Earth Science Reviews, 80: 137–194.
- Martín-Chivelet J., Muñoz-García M.B. e Edwards R.L. (2011) - *Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on  $\delta^{13}C$  of speleothems*. Global and Planetary Change, 77: 1–12.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlen W., Maascha K.A., Meeke L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveling S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Racki F., Staubwasser M., Schneider R.R. e Steig E.J. (2004) - *Holocene climate variability*. Quaternary Research, 62: 243–255.
- 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. e 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.
- Morelli C., Marinucci A. e Arnoldus-Huyzenveld A. (2011) - *Il porto di Claudio: nuove scoperte*. In: Portus and its Hinterland, Keay S. and Paroli L.(eds.). BSR, Archaeological Monographs 18, London, 47–65.
- Morhange C., Blanc F., Bourcier M., Carbonel P., Prone A., Smitt-Mercury E. (2003) - *Bio-sedimentology of the late-Holocene deposits of the ancient harbour of Marseilles (southern France Mediterranean sea)*. The Holocene, 13: 593–604.
- Naidu P.D. e Malmgren B. (1996) - *A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera*. Paleoceanography, 11: 129–140.
- Noren A.J., Bierman P.R., Steig E.J., Lini A. e Southon J.A. (2002) - *Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene*. Nature, 419: 821–824.
- Ortolani F. e Pagliuca S. (1994) - *Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato*. Il Quaternario, 7(1): 351–356.
- Pfister C. (1995) - *Monthly temperature and precipitation in central Europe 1525–1979: Quantifying documentary evidence on weather and its effects*. In: Bradley RS and Jones PD (eds) Climate Since A.D. 1500. London: Routledge, pp. 118–142.
- Piervitali E., Colacino M. e Conte M. (1998) - *Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951–1995. Part I: precipitation trends*. Geophysics and Space Physics, 21C: 331–344
- Pisias N., Dauphin J.P. e Sancetta C. (1973) - *Spectral analysis of late Pleistocene–Holocene sediments*. Quaternary Research, 3: 3–9.
- Piva A., Asioli A., Trincardi F. (2008) - *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean)*. The Holocene, 18: 153–167.
- Reale O. e Dirmeyer P. (2000) - *Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period. Part I: Climate history and model sensitivity*. Global and Planetary Change, 25: 163–184.
- Rebecchi F. (1998) - *Spina e il delta padano. Riflessioni sul catalogo e sulla mostra ferrarese*. Atti del Convegno Internazionale di Studi “Spina: due civiltà a confronto” (Ferrara, 21 gennaio 1994), Roma 1998.
- Rodrigo F. S., Esteban-Parra M.J., Pozo-Vazquez D. e Castro-Diez Y. (2000) - *Rainfall Variability in Southern Spain on Decadal to Centennial Time Scales*, Int. J. Climatol., 20: 721–732.
- Rodwell MJ., Rowell D.P. e Folland C.K. (1999) - *Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate*. Nature, 398: 320–323.

- Salomon F. (2013) - *Géoarcheologie du delta du Tibre*. Thèse de Doctorat; Ecole Doctorale des Sciences Sociales, Université Lumière Lyon 2: pp. 661. Lyon.
- Schonwiese C.D., Rapp J., Fuchs T. e Denhard M. (1993) - *Klimatrend-Atlas, Europa 1891–1990*. Berichte des Zentrums für Umweltforschung, 20: pp. 218.
- Sonett C.P. e Finney S.A. (1990) - *The spectrum of radiocarbon*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A 330: 413–426.
- Stager C.J., Cumming B. e Meeker L.D. (1997) - *A high-resolution 11,400- yr diatom record from Lake Victoria, East Africa*. Quaternary Research, 47: 81– 89.
- Stanley D.J. e Bernasconi M.P. (2006) - *Holocene depositional pattern and evolution in Alexandria's Eastern Harbor, Egypt*. Journal of Coastal Research, 22: 283–297.
- Stanley D.J. e Bernasconi M.P. (2009) - *Sybaris-Thuri-Copia trilogy: Three delta coastal sites become land-locked*. Méditerranée, 112: 75–88.
- Stuiver M. e Braziunas T.F. (1989) - *Atmospheric <sup>14</sup>C and century-scale solar oscillations*. Nature, 338: 405–407.
- Tinner W., Lotter A.F., Ammann B. (2003) - *Climate change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD*. Quaternary Science Reviews, 22: 1447–1460.
- Vella C., Fleury T.J., Raccasi G., Provansal M., Sabatier F. e Bourcier M. (2005) - *Evolution of the Rhône Delta Plain in the Holocene*. Marine Geology, 222–223: 235–265.
- Wanner H., Holzhauser H., Pfister C. (2000) - *Interannual to century scale climate variability in the European Alps (Die Klimavariabilität im europäischen Alpenraum auf der Zeitskala von Jahren bis Jahrhunderten)*. Erdkunde, 54: 62–69.
- Zevi F. (2001) - *Historie et topographie des ports de Rome*. Pallas, 55: 267-284.

**Ricevuto il 27/11/2013, accettato il 20/05/2014.**