

# Il sottosuolo dell'area urbana e periurbana di Pisa: architettura deposizionale ed evoluzione paleoambientale durante il medio - tardo olocene

Alessandro Amorosi (A.A.), Serena Giacomelli (S.G.), Cristiana Ribecai (C.R.), Veronica Rossi (V.R.), Irene Sammartino (I.S.), Giovanni Sarti (G.S.)

---

*La correlazione stratigrafica fra i carotaggi MAPPA e i dati di sottosuolo pregressi di migliore qualità, attraverso una fitta griglia di sezioni fra loro circa ortogonali, ha permesso di incrementare le conoscenze sulle facies presenti nel primo sottosuolo dell'area urbana e periurbana di Pisa (15-20 m dal piano campagna) e sulla loro distribuzione spazio-temporale. La ricostruzione di dettaglio dell'architettura deposizionale della successione fluvio-deltizia sovrastante le argille lagunari ha fornito nuove indicazioni sull'evoluzione paleogeografica e paleoidrografica dell'area pisana durante il medio e tardo Olocene.*

---

**Keywords: carotaggi, facies, architettura deposizionale, evoluzione paleoambientale, medio-tardo Olocene**

---

## 1. Introduzione

I depositi olocenici presenti nel sottosuolo delle pianure deltizio-costiere costituiscono degli eccellenti archivi sedimentari per una ricostruzione dettagliata degli scenari paleogeografici che si sono succeduti nel tempo, in risposta all'interazione tra i fattori di controllo naturali, di tipo allociclico (eustatismo, clima) o autociclico (apporto sedimentario, subsidenza locale), e antropici.

I numerosi studi multidisciplinari effettuati sulle successioni costiere sepolte dell'area mediterranea occidentale hanno evidenziato, durante l'Olocene, un *trend* evolutivo comune. Molti dei bacini lagunari formati durante il momento di massima ingressione marina, datato circa 8000-7000 anni calibrati fa (FAIRBANKS *et al.* 1989; BARD *et al.* 1996), sono stati

gradualmente colmatati a causa della diminuzione del tasso di risalita del livello marino e dell'incremento nell'apporto sedimentario ad opera dei sistemi fluviali. Questo *trend* di progradazione deposizionale ha determinato la costruzione delle pianure deltizio-alluvionali attuali (BELLOTTI *et al.* 1994, 2004; BRUNETON *et al.* 2001; AMOROSI *et al.* 2004, in stampa), dove, a partire dagli ultimi 4000 anni circa, la frequentazione antropica è divenuta sempre più intensa. Nella successione fluvio-deltizia sono dunque registrati i mutamenti del paesaggio avvenuti durante il medio-tardo Olocene ad una scala temporale comparabile a quella dell'evoluzione della società umana.

La ricostruzione delle fasi evolutive del paesaggio non può dunque prescindere da uno studio di dettaglio

dell'architettura deposizionale del primo sottosuolo, che nell'area urbana e periurbana di Pisa comprende i primi 15-20 m dal piano campagna. La distribuzione spazio-temporale delle facies deltizio-alluvionali, sovrastanti le argille lagunari conosciute localmente come "pancone" (Rossi *et al.* 2011), e la definizione dei rapporti geometrici fra i corpi sedimentari sono, infatti, elementi indispensabili e propedeutici alla realizzazione di carte paleogeografiche di periodo che forniscano informazioni attendibili e accurate sul contesto paleoambientale.

I nuovi dati di carotaggio, con profondità comprese fra 7 e 20 metri, recentemente acquisiti nell'ambito del progetto MAPPA (9 sondaggi a carotaggio continuo e 11 sondaggi a percussione; Fig. 1 per ubicazione) e l'approccio geoarcheologico con il quale sono stati elaborati (MapPaper 4, AMOROSI *et al.* 2012) hanno permesso di incrementare la conoscenza sulle facies deposizionali, formatesi in seguito al colmatamento e alla scomparsa dell'area lagunare, e sui loro rapporti vertico-laterali nel primo sottosuolo pisano. Nel report sono di seguito presentate e descritte le

facies sin- e post-"pancone" e il modello di architettura deposizionale realizzato tramite una fitta griglia di sezioni stratigrafiche (9 orientate circa perpendicolarmente rispetto al corso attuale dell'Arno e 10 sub-parallele a quest'ultimo; Fig. 1). Queste ultime passano per i carotaggi MAPPA e i dati di sottosuolo pregressi di migliore qualità, ovvero sondaggi a carotaggio continuo con un'elevata percentuale di recupero e una descrizione stratigrafica accurata. La creazione delle sezioni è stata, infatti, possibile grazie alla gestione in ambiente RockWare (Rockworks15) e GIS (ArcMap) della banca dati già disponibile per la pianura di Pisa, presentata in MapPaper 3 (ANICHINI *et al.* 2011: 55) ed implementata dai carotaggi MAPPA (consultabile tramite MAPPAGIS; <http://mappaproject.arch.unipi.it/>). La ricostruzione di un quadro cronologico affidabile della successione fluvio-deltizia in esame è garantita dalle datazioni al radiocarbonio e dalle indicazioni temporali fornite dall'esame del materiale archeologico rinvenuto nei carotaggi MAPPA e descritto in MapPaper 4 (AMOROSI *et al.*, 2012).

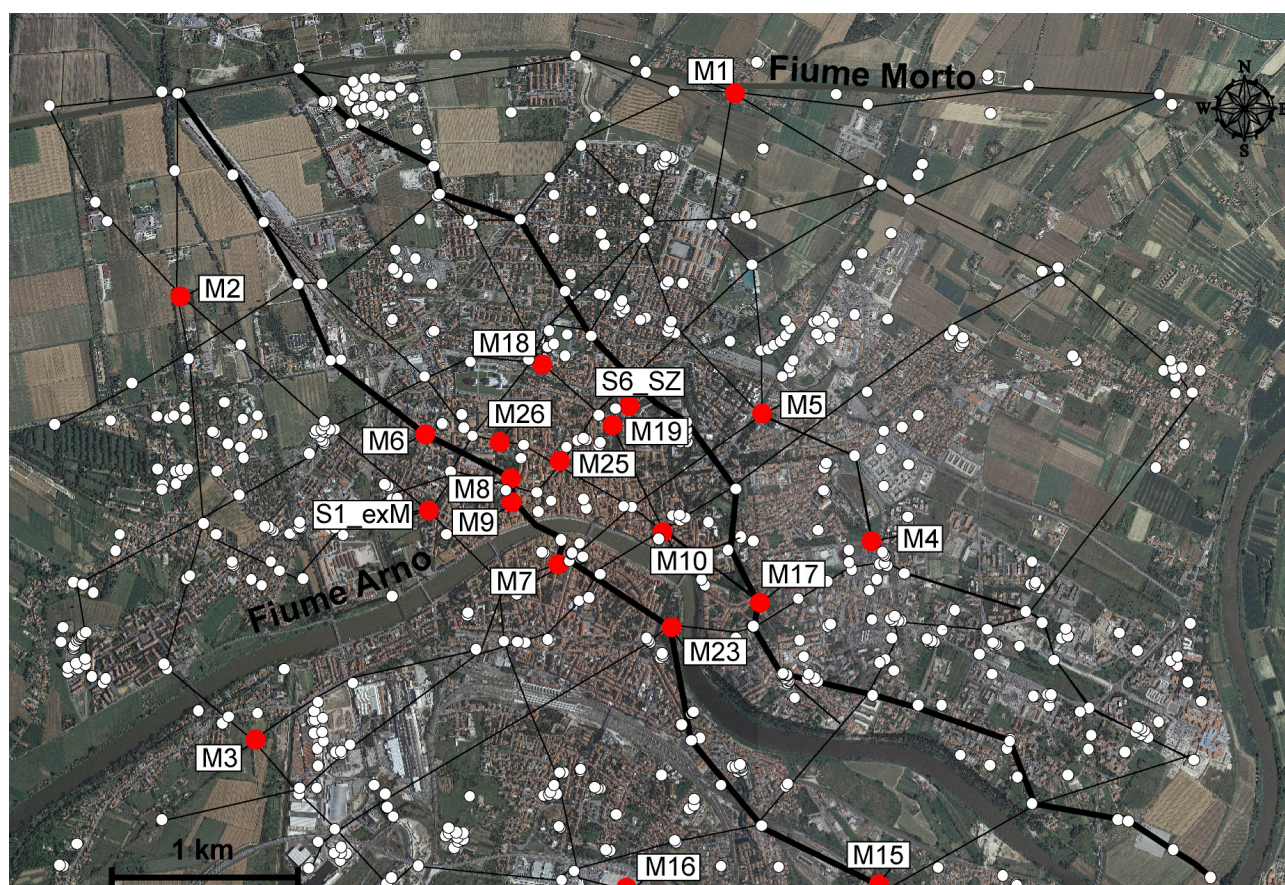


Fig. 1 Distribuzione nell'area urbana e periurbana di Pisa dei carotaggi MAPPA (in rosso) e dei sondaggi di migliore qualità selezionati dalla banca dati esistente (in bianco). In figura sono riportate le tracce delle sezioni stratigrafiche realizzate tramite RockWorks15 e ArcMap; in grassetto le due sezioni in Figura 3, considerate le più significative dell'architettura deposizionale del primo sottosuolo.



## 2. Associazioni di facies nel primo sottosuolo pisano

Rispetto a quanto precedentemente riportato in letteratura (AMOROSI *et al.*, 2008; ROSSI *et al.* 2012; SARTI *et al.*, 2012), è stato possibile effettuare un'analisi di facies di maggiore dettaglio della successione fluvio-deltizia presente nel primo sottosuolo dell'area urbana e periurbana di Pisa (Fig. 1). Di seguito sono descritte e interpretate in termini di ambienti deposizionali le 10 facies riconosciute (Fig. 2A-F) e raggruppate in tre principali associazioni. Informazioni specifiche sui risultati ottenuti dalle analisi di laboratorio effettuate sui carotaggi MAPPA (associazioni microfossilifere, palinofacies e dati geochimici), così come la stratigrafia dei singoli carotaggi, sono consultabili in MapPaper 4 (AMOROSI *et al.* 2012).

### 2.1. Associazione di barriera-laguna

#### 2.1.1. Facies di laguna ("pancone")

Questa facies è costituita da argille-argille limose estremamente plastiche e di colore grigio, grigio-azzurro con rari livelli sabbioso-limosi di spessore da millimetrico a centimetrico (generalmente inferiore ai 20 cm). Sono abbondanti i bioclasti, talvolta concentrati in *lag* conchigliari centimetrici, e i gusci di molluschi, principalmente rappresentati da valve disarticolate o unite di *Cerastoderma glaucum*, una specie tipica di ambienti salmastri (Fig. 2A-C). I frammenti di legno sono piuttosto rari e solitamente presenti in prossimità del limite superiore della successione argillosa. L'elevato contenuto in minerali argillosi è confermato dalle alte concentrazioni di Rb e  $Al_2O_3$ , generalmente superiori a 150 mg/kg e 15% rispettivamente.

Le associazioni ad ostracodi e foraminiferi bentonici presenti (B1, B2 e B3 in MapPaper 4: 104-105) sono caratterizzate da alte percentuali relative (>30%) di *Cyprideis torosa* e *Ammonia tepida*-*Ammonia parkinsoniana*. Queste specie opportuniste ed eurialine sono considerate indicative di ambienti semi-protetti, ipoalini-salmastri e soggetti ad ampie variazioni di salinità (ATHERSUCH *et al.* 1989; MEISCH 2000; MURRAY 2006). Nello specifico, l'associazione B1 è oligotipica poiché composta quasi esclusivamente da *C. torosa* mentre nell'associazione B2 sono presenti, come taxa secondari (solitamente <10%), specie tipiche di ambienti salmastri come *Loxoconcha elliptica* e *Loxoconcha stelfifera*, fra gli ostracodi, e *Aubignyna perlucida* e *Haynesina germanica* fra i foraminiferi. L'associazione B3, presente esclusivamente nella porzione inferiore dei carotaggi in posizione distale (M2, M3 e M6 in Fig. 1), mostra una maggiore diversità interspecifica dovuta alla presenza di numerosi taxa polialini o tipicamente marini quali *Leptocythere ramosa*, *Palmoconcha turbida* e numerose specie di Miliolidi. Anche fra i palinomorfi sono presenti elementi ad affinità marina (Dinocisti, Scolecodonti e parti interne di Foraminiferi), oltre a pollini e spore di vario tipo (palinofacies L in MapPaper 4: 106).

Un campione prelevato dalla porzione superiore di questa facies nel carotaggio M1 (Fig. 1 per ubicazione)

ha fornito un'età al radiocarbonio di circa 3800-3640 anni a.C. Dati di letteratura indicano un'età di circa 6000 anni a.C. per il limite inferiore della medesima facies (AMOROSI *et al.* 2009; ROSSI *et al.* 2011).

Le caratteristiche sedimentologiche e geochemiche sono indicative di un ambiente deposizionale semi-protetto a bassa energia dove prevalgono i processi di decantazione, solo saltuariamente sostituiti, per deboli aumenti di energia, da processi trattivi (livelli sabbioso-limosi). Il contenuto fossilifero è tipico di un bacino ipoalino-salmastro soggetto ad ampie variazioni di salinità, come un'area lagunare interessata da afflussi sia di acqua dolce, provenienti dai sistemi fluviali, sia di acqua salata. Le associazioni microfossilifere consentono di distinguere una porzione interna e centrale della laguna a moderata influenza marina (associazione B1 e B2) ed una porzione più esterna ad elevata influenza marina (associazione B3). Quest'ultima, essendo presente esclusivamente nella porzione inferiore dei carotaggi ubicati in posizione distale (M2, M3 e M6 in Fig. 1), suggerisce un generale *trend* di chiusura della laguna pisana iniziato, nella porzione più settentrionale dell'area in esame (M1 in Fig. 1), attorno ai 3700 anni a.C.

#### 2.1.2. Facies di delta tidale (*flood tidal delta*)

Questa facies, rinvenuta esclusivamente nel carotaggio M3 (Fig. 1), è formata da sabbie medie e mediofini di colore grigio e di spessore inferiore al metro, contenenti frammenti di legno e minuti bioclasti. I bassi valori delle concentrazioni di Rb e  $Al_2O_3$ , rispettivamente compresi fra 60-90 mg/kg e 11-13%, confermano una scarsa quantità di minerali argillosi.

E' inoltre presente una meiofauna scarsa e con evidenti segni di trasporto (gusci/valve arrossate, abrase o parzialmente rotte), composta da specie sia tipicamente lagunari, *C. torosa* e *Ammonia tepida*-*A. parkinsoniana*, sia marino costiere quali *A. beccarii* e *Nonion boueanum* (associazione R3 in MapPaper 4: 105).

La litologia grossolana e una meiofauna rimaneggiata lagunare-marino costiera indicano un ambiente di retrobarriera soggetto all'azione del moto ondoso (*flood tidal delta* o *washover*). L'età al radiocarbonio di 2890-2575 anni a.C., ottenuta dal livello palustre immediatamente sovrastante tali depositi, fornisce per la sedimentazione di questi ultimi un valido termine *ante quem*.

### 2.2. Associazione di pianura deltizio-costiera

#### 2.2.1. Facies di palude

Questi depositi sono costituiti da prevalenti argille e argille limose di consistenza plastica e di colore grigio scuro-nero con uno spessore totale variabile fra 1 m e 4 m circa. La successione argillosa è frequentemente interrotta da livelli millimetrici-centimetrici di sabbie limose. Tale disomogeneità tessiturale è confermata dalla ampia variabilità dei valori di concentrazione di Rb e  $Al_2O_3$ , rispettivamente compresi fra

100-180 mg/kg e 15-19%. Il colore scuro è dovuto alla presenza diffusa di materia organica decomposta e parzialmente decomposta, quest'ultima prevalentemente costituita da frammenti di legno e frustoli carboniosi. Sono localmente presenti livelli torbosi di spessore millimetrico (Fig. 2B). Un'elevata quantità di materia organica non strutturata (AOM) e di fitoclasti con aspetto fibroso è confermata dall'analisi palinologica (palinofacies P in MapPaper 4: 106). I palinomorfi sono rappresentati da elementi continentali in cui sono prevalenti pollini e spore. I campioni, prelevati per le analisi microfossilifere, sono spesso risultati sterili e solo raramente contenenti ostracofaune dulcicole-oligoaline tendenzialmente oligotipiche (dominante *Pseudocandona albicans*; associazione F in MapPaper 4: 104) o più tipicamente salmastre (dominante *C. torosa*; associazione B1 in MapPaper 4:

104). Le datazioni al radiocarbonio costringono temporalmente questa facies fra circa 2900-2000 anni a.C.; tuttavia in posizione distale (M3; Fig. 1) il tetto dei depositi di palude risulta essere più giovane di qualche secolo (1900-1750 anni a.C.), in accordo con la progradazione delle facies da terra verso mare. L'abbondanza di materia organica, i numerosi fitoclasti e la presenza saltuaria di un'ostracofauna ipoalina e poco diversificata, indicano un bacino palustre di bassa profondità, dulcicolo o debolmente salmastro soggetto ad un notevole apporto continentale e con scarsa ossigenazione al fondo come testimoniato dalla presenza di AOM e di *P. albicans*, una specie tipica di acque stagnanti (HENDERSON 1990; MEISCH 2000). La presenza di livelli sterili suggerisce, infine, lo sviluppo di condizioni acide effimere.

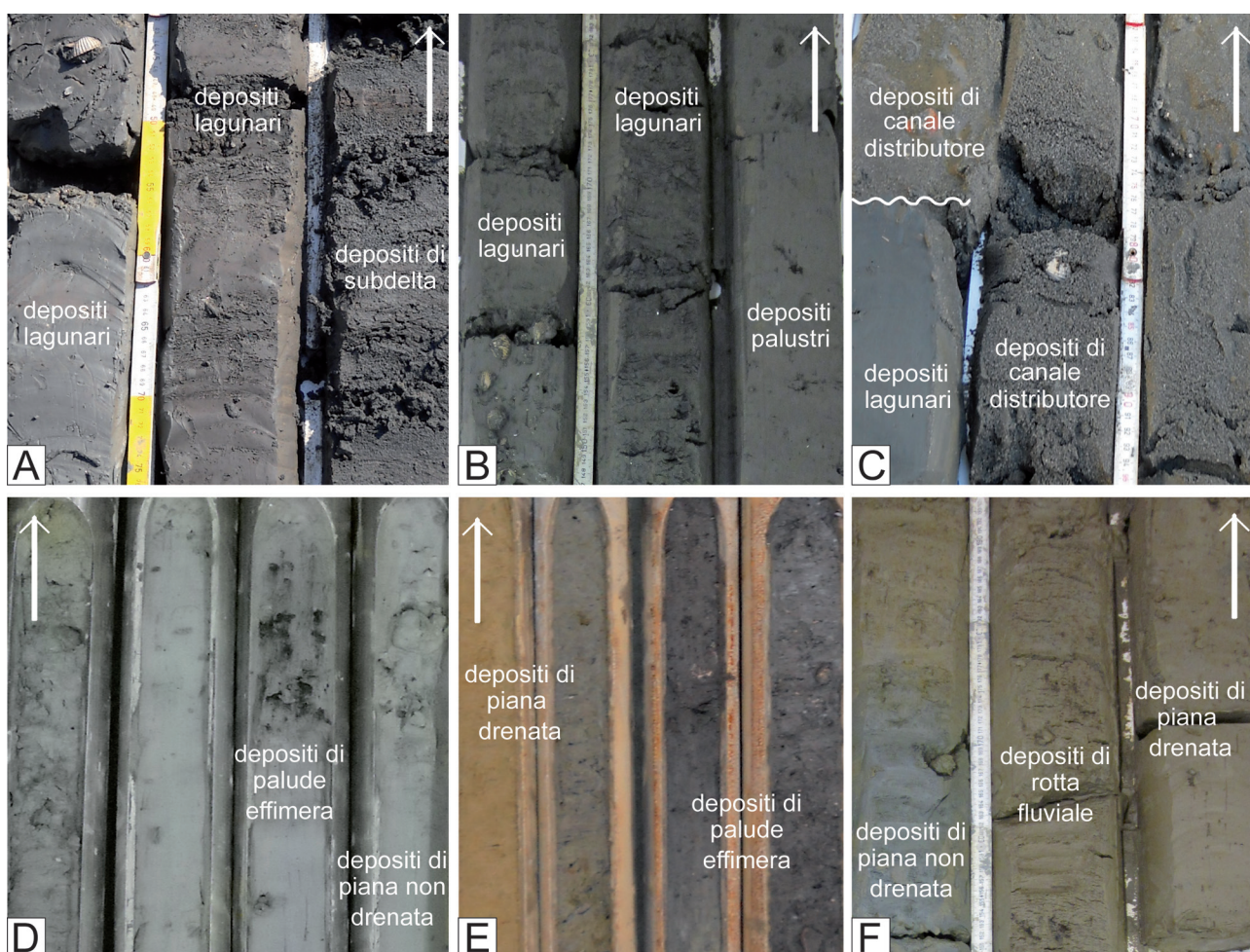


Fig. 2 Fotografie rappresentative delle facies deposizionali riconosciute nel primo sottosuolo dell'area urbana e periurbana di Pisa. A) argille lagunari ("pancone") passanti verso l'alto a depositi sabbiosi di subdelta (carotaggio M1); B) argille lagunari ("pancone") passanti verso l'alto ad argille di palude (carotaggio M5); C) dettaglio della successione sabbiosa di canale distributore sovrastante le argille lagunari tramite superficie erosiva (carotaggio M6); D) depositi di palude effimera sovrastanti argille di piana non drenata (carotaggio M26); E) depositi di palude effimera passanti verso l'alto a depositi di piana drenata (carotaggio M9); F) depositi di piana non drenata passanti verso l'alto ad una successione sabbiosa di rotta fluviale chiusa al tetto da depositi di piana drenata (carotaggio M5).



### 2.2.2. Facies di subdelta

Questi depositi sono formati da sabbie fini e medie, con componente limosa, di colore grigio e tendenzialmente organizzate in sequenze *coarsening-upward* (CU) di spessore dell'ordine del metro (Fig. 2A). I valori delle concentrazioni di Rb e  $Al_2O_3$ , rispettivamente compresi fra 60-90 mg/kg e 11-13%, confermano una scarsa quantità di minerali argillosi. Numerosi frammenti di legno e una scarsa ostracofauna, formata esclusivamente da valve adulte di *C. torosa* spesso abrase o arrossate (associazione R2 in MapPaper 4: 105), caratterizzano questa facies.

La litologia, il tipo di organizzazione della sequenza (CU) unitamente alla presenza di valve mal conservate e selezionate, dal punto di vista dimensionale, di *C. torosa* sono coerenti con un ambiente deposizionale ad alta energia in prossimità della porzione interna di una bacino salmastro. L'attribuzione specifica di questa facies ad un ventaglio di subdelta, messo in posto in laguna dall'azione delle correnti fluviali, è anche coerente con il suo ridotto spessore. L'età al radiocarbonio di 2820-2630 anni a.C., ottenuta dal livello palustre immediatamente sovrastante tali depositi in M1, fornisce per la sedimentazione di questi ultimi un valido termine *ante quem*.

### 2.2.3. Facies di canale distributore

Sabbie da grossolane-medie a medio-fini e fini di spessore variabile, generalmente inferiore ai 2 m, di colore grigio e talvolta organizzate in sequenze *fining-upward* (FU) con base erosiva compongono questa facies. La granulometria grossolana è confermata dai valori molto bassi di concentrazione di Rb e  $Al_2O_3$ , rispettivamente compresi fra 60-90 mg/kg e 7-10%. Sono presenti frammenti di legno e minuti bioclasti di molluschi, rari i *mud clast*. In alcuni carotaggi (M2, M6 e M7; Fig. 1) sono presenti gusci di bivalvi e di gasteropodi non dulcicoli (Fig. 2C). Nel carotaggio M2 questa facies mostra un'elevata concentrazione di gusci di molluschi accompagnata da una granulometria più grossolana (ghiaie e sabbie) e una tessitura caotica. È presente una scarsa meiofauna mal preservata e con evidenti segni di trasporto (gusci/valve arrossate, abrase o parzialmente rotte), composta da numerose specie sia eurialine-lagunari, *C. torosa*, *Ammonia tepida*-*A. parkinsoniana*, sia marino-costiere quali *Ammonia beccarii* e *Nonion boueanum* (associazione R3 in MapPaper 4: 105).

Le datazioni al radiocarbonio ottenute su valve di *Cerastoderma* campionate in M6 hanno fornito un'età di circa 3500-3000 a.C. Età al radiocarbonio più recenti (1500-1200 anni a.C. e 1090-900 anni a.C.) sono state invece fornite da un guscio di bivalve e da un frammento di legno prelevati da M2.

La granulometria grossolana, l'organizzazione in sequenze FU e, in particolare, la presenza di gusci di molluschi, bioclasti, frammenti di legno e di una meiofauna rimaneggiata indicano un ambiente ad alta energia probabilmente interno ad un sistema deposizionale costiero-deltizio, non lontano dalla linea di costa, quale un canale distributore. L'interpretazione

di facies dei depositi di M2 rimane, invece, al momento ancora da definire sulla base di ulteriori analisi ed in particolare di quelle malacologiche, attualmente *in progress*.

L'inquadramento cronologico della facies è dubbio. L'età fornita dalle valve di *Cerastoderma* in M6 è da considerarsi indicativa non dell'attività di canale, ma della porzione superiore erosa del "pancone" (cfr. § 2.1.1.). La datazione al radiocarbonio di circa 1750-1630 anni a.C. ottenuta dai depositi direttamente sovrastanti suggerisce un'età di attività del canale anteriore al 1750 a.C.

## 2.3. Associazione di pianura alluvionale

### 2.3.1. Facies di piana inondabile non drenata

Questa facies è composta da una successione omogenea, spesso circa 1-4 m, di argille e argille limose plastiche di colore grigio chiaro, povere in materia organica e contenenti numerosi, ma isolati, noduli carbonatici di dimensioni centimetriche (Fig. 2D, F). Sottili strati limosi e limoso-sabbiosi di spessore da centimetrico a decimetrico sono localmente frequenti. Una granulometria prevalentemente fine è confermata dai valori piuttosto alti di concentrazione di Rb e  $Al_2O_3$ , rispettivamente compresi fra 120-165 mg/kg e 15-19%. I resti vegetali, i gusci e frammenti di gasteropodi pulmonati sono rari. I campioni prelevati in questa facies sono sterili dal punto di vista del contenuto microfossilifero, eccetto per quelli provenienti dai livelli più organici contenenti rare valve di *P. albicans*. Le analisi palinologiche mostrano numerosi fitoclasti equidimensionali con bordi arrotondati, mentre l'AOM è solo sporadicamente presente. L'associazione pollinica si presenta eterogenea con numerosi esemplari rimaneggiati derivanti da sedimenti più antichi o rielaborati *in situ* (palinofacies A in MapPaper 4: 106). Datazioni al radiocarbonio indicano un intervallo cronologico di deposizione compreso fra il 1900 a.C. e il 700 a.C.

Le caratteristiche sedimentologiche, la consistenza plastica, la quasi totale assenza di microfossili e la presenza di elementi palinologici continentale (fitoclasti e pollini) con evidenze di rimaneggiamento indicano un ambiente di sedimentazione alluvionale a bassa energia, come una piana inondabile non drenata, soggetta alternativamente a eventi di emersione e sommersione. La presenza di alcuni strati limoso-sabbiosi testimonia episodi di esondazione dai canali fluviali.

### 2.3.2. Facies di palude effimera

Questa facies, spesso 1-2 m, è costituita da argille e argille limose piuttosto plastiche e di colore grigio scuro per l'elevata quantità di materia organica decomposta e parzialmente indecomposta (frammenti di legno e frustoli carboniosi). Resti vegetali, livelli torbosi di spessore millimetrico-centimetrico e gusci di gasteropodi dulcicoli sono localmente presenti (Fig.

2D, E); rari invece i noduli carbonatici di dimensione millimetrica. Questa facies mostra caratteristiche geochemiche (concentrazione di Rb e  $Al_2O_3$ ), di contenuto microfossilifero e palinologico molto simili a quelle osservate nella facies di palude di pianura deltizio-costiera (cfr. § 2.2.1.). Unica eccezione, la presenza di una maggiore quantità di palinomorfi continentali e di indicatori antropici (sia di coltivazioni che spontanei) rinvenuti in M19 (Fig. 1 per ubicazione). Le datazioni al radiocarbonio disponibili forniscono un'età di circa 860-400 anni a.C.

Analogamente alla facies di palude, questi depositi indicano un ambiente deposizionale subacqueo di bassa profondità, stagnante e ricco in materiale organico. La presenza di una palinofacies con caratteristiche intermedie fra quelle tipicamente palustri e quelle alluvionali indica il carattere effimero della palude e la sua appartenenza a un sistema alluvionale, in corrispondenza di un'area morfologicamente depressa ed in posizione laterale rispetto ai canali fluviali attivi.

### 2.3.3. Facies di piana inondabile drenata

Questa facies è formata da depositi argilloso-limosi di spessore variabile fra 1 m e 3,5 m circa, di consistenza compatta, di colore marrone-giallastro e con scarso contenuto in materia organica (Fig. 2E, F). Sono presenti evidenze di esposizione subaerea quali livelli di alterazione, noduli calcarei e ossidi di manganese e ferro. I resti vegetali sono scarsi, mentre non sono presenti macrofossili. Localmente i depositi argilloso-limosi sono alternati a livelli sabbiosi di spessore da centimetrico a decimetrico. Una granulometria prevalentemente fine è confermata dai valori piuttosto alti di concentrazione di Rb e  $Al_2O_3$ , rispettivamente compresi fra 120-165 mg/kg e 15-19%. I campioni prelevati da questa facies sono sterili dal punto di vista microfossilifero, mentre la palinofacies è la medesima di quella rinvenuta nei depositi di piana inondabile non drenata (§ 2.3.2.). L'unica datazione al radiocarbonio disponibile per questa facies ha fornito un'età di circa 610-665 anni d.C. (campione prelevato da M2).

Le caratteristiche sedimentologiche e il contenuto palinologico indicano un ambiente deposizionale alluvionale a prevalente decantazione e soggetto ad esposizione subaerea, come una piana inondabile ben drenata talvolta soggetta a eventi di esondazione (strati sabbiosi).

### 2.3.4. Facies di rotta e argine fluviale

Questa facies è formata da prevalenti sabbie fini limose e limi sabbiosi organizzati in sequenze *coarsening-upward* (CU) con spessori inferiori al metro o da alternanze ritmiche di spessore decimetrico di sabbie fini, spesso limose, e limi sabbiosi (Fig. 2F). Una granulometria sabbioso-limosa è coerente con i valori di concentrazione di Rb e  $Al_2O_3$ , rispettivamente compresi fra 90-110 mg/kg e 11-17%. Sono localmente presenti ossidi di ferro e manganese,

resti vegetali e rari bioclasti di piccole dimensioni. I campioni prelevati da questa facies sono sterili o, meno frequentemente, contengono una meiofauna scarsa e mal preservata composta da specie tipiche sia di ambienti continentali che marino-costieri e di piattaforma (associazione R1 in MapPaper 4: 105). Le datazioni al radiocarbonio mostrano età differenti in funzione della profondità, dal piano campagna, alla quale è stato prelevato il campione. Nei carotaggi M7 e M9 le datazioni effettuate su campioni prelevati a profondità positive rispetto al livello del mare hanno fornito un intervallo cronologico compreso fra 1040-1260 anni d.C. Invece, la datazione su un campione prelevato sugli stessi depositi, ma a un livello stratigrafico più basso in M10 (attorno a 3 m sotto il livello del mare) fornisce un'età meno recente, compresa fra 2350 e 1625 anni a.C.

Questa facies si è formata in un ambiente alluvionale caratterizzato da oscillazioni di energia e prossimo ad un sistema deposizionale trattivo come un canale fluviale, dal quale deriva l'associazione rimaneggiata mista a foraminiferi e ostracodi. In questo contesto le sequenze sabbiose CU sono interpretate come depositi di rotta fluviale, mentre le alternanze di sabbie e limi rappresentano successioni di argine.

### 2.3.5. Facies di canale fluviale

Sabbie da fini a grossolane organizzate in sequenze FU e con base erosiva costituiscono questa facies. La granulometria grossolana è confermata dai valori molto bassi di concentrazione di Rb e  $Al_2O_3$ . Non sono presenti pezzi di legno, bioclasti e gusci di molluschi. I campioni sono sterili.

La base erosiva e l'organizzazione in sequenze FU sono indicative dell'impostazione di un canale fluviale e del suo successivo abbandono. La caratteristica principale che li distingue dalla facies di canale distributore è l'assenza di fossili e frammenti di legno (cfr. § 2.2.3.).

## 3. Architettura deposizionale medio-tardo olocenica

La realizzazione e lo studio interdisciplinare di 20 nuovi carotaggi MAPPA ha permesso di approfondire la conoscenza sull'architettura deposizionale del primo sottosuolo (15-20 m dal piano campagna) dell'area pisana. Attraverso una griglia di sezioni fra loro circa ortogonali (Fig. 1), la distribuzione spaziotemporale delle facies sovrastanti il "pancone" è stata ridefinita con maggiore dettaglio (Fig. 3A-B) rispetto ai dati di letteratura (ROSSI *et al.* 2012; SARTI *et al.* 2012) e al modello preliminare presentato in MapPaper 3 (ANICHINI *et al.* 2011: 55-56).

In accordo con i lavori precedentemente pubblicati, nel sottosuolo pisano la porzione inferiore della successione medio-tardo olocenica è invariabilmente costituita da un livello estremamente plastico di

argille lagunari ("pancone"), il cui limite superiore varia fra 13 m e 5 m di profondità rispetto al livello del mare. Questa ampia variabilità della quota-tetto del "pancone" è strettamente connessa alla tipologia di facies deltizio-costiera direttamente sovrastante. Lungo le sezioni in esame le argille lagunari passano superiormente, in continuità di sedimentazione, a depositi fini palustri di area intercanale (facies di palude; § 2.2.1.) o a depositi sabbiosi di subdelta (§ 2.2.2.). Localmente, tuttavia, depositi sabbiosi di riempimento di canale (facies di canale distributore; § 2.2.3) sovrastano, tramite una superficie erosiva, il

"pancone" riducendone lo spessore e abbassandone il limite superiore a una profondità solitamente maggiore di 8-10 m rispetto al livello del mare. Corpi isolati o localmente amalgamati di canale distributore mostrano rapporti di vertico-lateralità con i depositi intercanale palustri, genericamente databili al periodo Eneolitico (circa 2900-2000 anni a.C.), concentrandosi in specifici intervalli di profondità (Fig. 3A-B). Nonostante la possibilità di una locale rioccupazione del medesimo canale in periodi storici differenti, il significato stratigrafico delle superfici di disattivazione, propedeutico alla distinzione delle di-

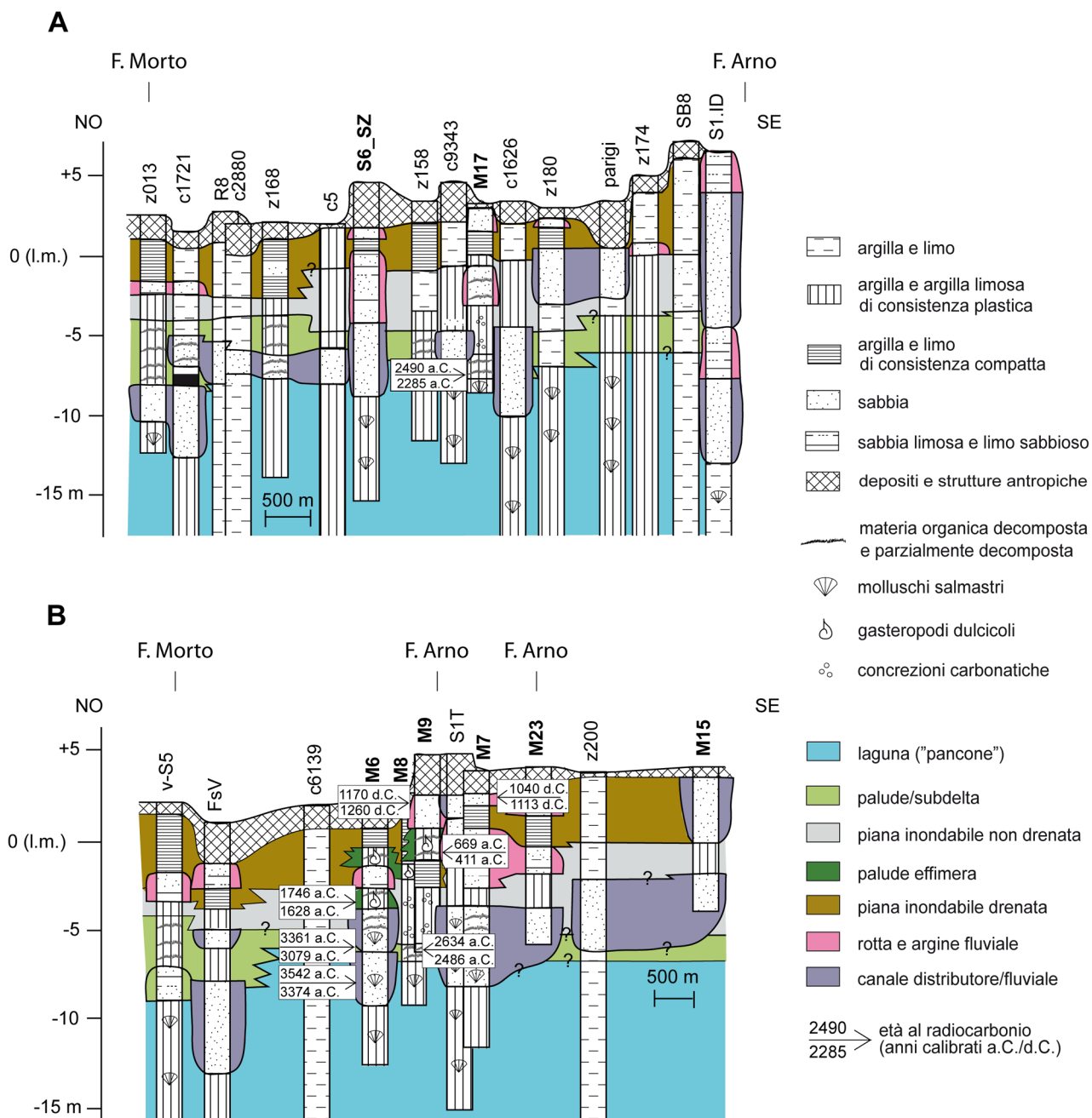


Fig.3 Sezioni stratigrafiche prescelte fra quelle riportate in Figura 1, poiché considerate le più significative dell'architettura deposizionale del primo sottosuolo dell'area urbana e periurbana di Pisa. A) sezione trasversale in posizione prossimale, ad est della città storica di Pisa; B) sezione trasversale in posizione centrale rispetto alla città storica di Pisa.

verse generazioni di canali, è stato, infatti, recentemente accertato per l'area pisana (Rossi *et al.*, 2012). Le superfici di disattivazione dei canali distributori si concentrano principalmente attorno agli 8/7 m e 6 m sotto il livello del mare, registrando due importanti fasi di sviluppo della pianura deltizio-costiera e di organizzazione del reticolo fluviale.

Attorno ai 5 m di profondità rispetto al livello del mare, i depositi in facies palustre sono generalmente sostituiti da sedimenti fini di piana inondabile non drenata con spessori variabili fra 1-4 m. Questi ultimi sono localmente interrotti, a diversi livelli stratigrafici, da corpi sabbiosi di rotta/argine e canale fluviale, con i quali costituiscono la prima successione di pianura alluvionale registrata nell'area urbana e periurbana di Pisa. I depositi di piana non drenata sono cronologicamente inquadrabili fra l'età del Bronzo e l'età del Ferro (1900-700 anni a.C.); tuttavia, in alcune zone del centro storico di Pisa (M10, M19 e M25; Fig. 1) essi persistono fino all'inizio dell'età romana raggiungendo quote positive rispetto al livello del mare (MapPaper 4: 118; 123 e 125). All'interno della successione argillosa sono distinguibili, come corpi sabbiosi isolati, almeno 2-3 generazioni di canali con superfici di disattivazione attestate attorno a 5 m, 4 m e 2-1,5 m sotto il livello del mare (Fig. 3A-B).

Nell'intervallo stratigrafico fra 2 m e 0 m di profondità rispetto al livello del mare i depositi di piana non drenata passano direttamente, o tramite sedimenti sabbiosi di rotta/argine fluviale, a depositi di piana drenata (Fig. 3A-B). Un differente impilamento verticale delle facies alluvionali caratterizza, tuttavia, la zona settentrionale del centro storico di Pisa dove sedimenti in facies palustre (§ 2.3.2.) compaiono frequentemente attorno ai 2 m di profondità rispetto al livello del mare (Fig. 3B). Questi depositi di palude effimera, datati fra circa 860 anni e 400 anni a.C. (fine età del Ferro-età etrusca antica), passano lateralmente, a sud dell'Arno e nelle aree periurbane di Pisa, a sabbie e limi di rotta/argine fluviale o argille di piana non drenata e drenata (Fig. 3B).

In tutta l'area in esame la successione medio-tardo olocenica è chiusa, a partire da quota zero rispetto al livello del mare, da argille e limi di piana drenata databili tramite radiocarbonio e materiale archeologico al periodo romano e post-romano (MapPaper4: 136-137). Unica eccezione alcune zone nel centro storico a nord dell'Arno, dove persistono depositi di palude effimera (M25) e di piana non drenata (M10, M19 e M25). Pochi corpi isolati di canale fluviale, con tetto a quota positiva rispetto al livello del mare, sono presenti nel sottosuolo pisano in corrispondenza del corso attuale del Fiume Arno (Fig. 3A-B). La stratificazione antropica taglia a diverse quote la successione alluvionale recente.

#### 4. Evoluzione paleoambientale: dalla laguna alla pianura alluvionale

L'evoluzione deposizionale e paleoambientale della pianura di Pisa, a partire da circa 6000-5000 anni a.C., è stata fortemente influenzata dalla brusca diminuzione nel tasso di risalita del livello marino, registrata a scala mondiale (FAIRBANKS *et al.* 1989; BARD *et al.* 1996), e dall'aumento nell'apporto sedimentario ad opera dei due sistemi fluviali, Arno e Serchio, che scorrevano nell'area di Pisa secondo quanto riportato da fonti storiche (BRUNI e COSCI 2003).

L'ampia distribuzione areale del "pancone", alla base della successione medio-tardo olocenica in esame (Fig. 3A-B), documenta lo sviluppo e la persistenza di un bacino lagunare al passaggio fra il momento di massima trasgressione (circa 6000 anni a.C.) e la successiva fase di stazionamento alto del livello del mare, in accordo con i dati di letteratura (BENVENUTI *et al.* 2006; AMOROSI *et al.* 2008; ROSSI *et al.* 2011). Le analisi geochimiche effettuate sui carotaggi M1-7 indicano che il bacino lagunare era soggetto ad apporti sia da parte del Fiume Arno sia del Fiume Serchio (MapPaper4: 130-131).

Prime evidenze sedimentologiche del *trend* evolutivo che causerà la colmatazione della laguna sono registrate, attorno ai 3600-3500 anni a.C., dalla progradazione di corpi sabbiosi di subdelta lungo il margine settentrionale dell'area studio (M1; Fig. 1). Tuttavia, la definitiva colmatazione della laguna e la seguente costruzione della pianura deltizio-costiera su tutta l'area pisana hanno avuto inizio qualche secolo dopo, attorno ai 3000 anni a.C., con lo sviluppo di estese aree intercanale palustri, scarsamente ossigenate e probabilmente acide (§ 2.2.1.), attraversate da paleocorsi fluviali (canali distributori; § 2.2.3.). Due principali fasi di organizzazione del reticolo fluviale, documentate dall'architettura deposizionale del primo sottosuolo (Fig. 3A-B; § 3.), hanno interessato la pianura deltizio-costiera pisana durante il periodo Eneolitico (3000-2000 a.C.) coinvolgendo simultaneamente paleocorsi e aree extra-canale attribuibili sia al Fiume Arno che al Fiume Serchio (MapPaper4: 132). Nello specifico, all'interno di un generale panorama di provenienza Arno è stato possibile riconoscere, grazie alle analisi geochimiche, un'alimentazione da parte del Serchio lungo il margine settentrionale dell'area studio in prossimità del corso attuale del Fiume Morto (M1; Fig. 1). Bruni e Cosci (2003) identificano nel Fiume Morto un antico ramo del Serchio, conosciuto come *Oseri*, che secondo quanto riportato dalle fonti storiche scorreva dai Monti Pisani verso sud, raggiungendo indipendentemente il mare in un punto vicino all'attuale foce del Serchio.

La presenza di un complesso reticolo fluviale a doppia alimentazione (Arno e Serchio) ha caratterizzato anche la successiva fase di sviluppo e aggradazione della pianura alluvionale, iniziata circa 1900 anni a.C. Seguendo una graduale tendenza progradazionale delle facies, le prime fasi di sviluppo della pianura alluvionale sono state caratterizzate da una progressiva emersione delle paludi e dal passaggio a depositi



di piana inondabile non drenata (§ 2.3.1.), alimentati da paleocorsi fluviali attivi fra l'età del Bronzo e l'età del Ferro-età etrusca antica (circa 1900 anni e 700 anni a.C.). La presenza di almeno tre generazioni di canali (§ 3.) e relativi corpi di rotta e argine fluviale documentano un'elevata dinamicità del sistema fluviale protostorico della pianura pisana, principalmente connesso al Fiume Arno. Le analisi geochimiche (MapPaper 4: 130) suggeriscono, tuttavia, l'esistenza di un ramo fluviale ad alimentazione Serchio nella zona dell'attuale Fiume Morto-*Oseri?* (M1 in Fig. 1) e di un altro ramo (*Auser?*) proveniente da nord-est e diretto verso il centro storico di Pisa (M7 e M5; Fig. 1). Quest'ultimo, in accordo con le fonti storiche e i dati di fotointerpretazione disponibili in letteratura (BRUNI e COSCI, 2003), probabilmente confluiva in Arno nel tratto compreso tra il Ponte di Mezzo e il Ponte della Cittadella.

La successiva fase di generale esposizione subaerea ha interessato tutta l'area in esame a partire dall'età etrusco-romana, con la formazione della pianura alluvionale sub attuale-attuale. Nella zona del centro storico di Pisa, a nord del Fiume Arno, questa fase è stata preceduta dallo sviluppo di aree palustri durante il periodo etrusco antico (860-400 anni a.C.). Queste paludi effimere e di ridotta estensione areale si sono sviluppate in zone morfologicamente depresse della pianura, in prossimità di uno o più paleocanali coevi-semicoevi. Paleomorfologie locali, connesse alle dinamiche fluviali, hanno inoltre determinato la persistenza nel centro storico di Pisa (M10, M19 e M25; Fig. 1) di condizioni non drenate fino alla marcata diffusione della stratificazione antropica a partire dall'età medievale (MapPaper4: 135).

## 5. Conclusioni e prospettive future

L'elaborazione multidisciplinare dei dati derivanti dai carotaggi MAPPA (MapPaper4; AMOROSI *et al.*, 2012) e la correlazione stratigrafica con dati di sottosuolo preesistenti, attraverso una fitta griglia di sezioni, hanno consentito di ricostruire in dettaglio l'architettura deposizionale del primo sottosuolo nell'area urbana e periurbana di Pisa.

Rispetto ai dati di letteratura esistenti, è stato possibile riconoscere due nuove facies deposizionali

(facies di piana non drenata e di palude effimera) e definire con maggiore accuratezza la distribuzione spazio-temporale e la geometria dei corpi sedimentari, gettando le basi per la ricostruzione degli scenari evolutivi del paesaggio durante il medio-tardo Olocene.

A partire da 3500-3000 anni a.C., l'ampia laguna che occupava l'intera area pisana dai Monti Pisani fino ai cordoni affioranti è stata progressivamente riempita da sedimenti con conseguente sviluppo di un'estesa pianura deltizio-costiera. Aree palustri datate al periodo Eneolitico (3000-2000 anni a.C.) erano alimentate e attraversate da canali distributori di provenienza Arno con l'eccezione di un ramo ad alimentazione Serchio, probabilmente corrispondente al paleo-Fiume Morto (*Oseri?*). La rete idrografica eneolitica ha subito in circa mille anni almeno due principali fasi di riorganizzazione.

La progressiva formazione della pianura alluvionale ha avuto inizio attorno al 1900 a.C., attraverso una progressiva colmatazione delle paludi e il susseguente sviluppo di aree alluvionali intercanale non drenate e successivamente drenate. Il reticolo fluviale protostorico era piuttosto complesso e caratterizzato da due rami ad alimentazione Serchio corrispondenti al paleo-Fiume Morto (*Oseri?*) e all'*Auser* che proveniva da nord-est e passava per il centro storico di Pisa, in modo compatibile con il suo tracciato storico. Almeno tre principali fasi di riorganizzazione del reticolo fluviale hanno contribuito, dall'età del Bronzo fino all'inizio dell'età romana, alle fasi di aggradazione della pianura pisana.

Una evidente, anche se locale, inversione nella tendenza progradazionale della pianura alluvionale è documentabile nel centro storico di Pisa, a nord dell'Arno, al passaggio dall'età del Ferro all'età Etrusca arcaica (860-400 anni a.C.), con lo sviluppo di paludi effimere in zone morfologicamente depresse situate a lato di uno o più paleocanali.

L'integrazione prossima tra questo quadro di architettura deposizionale, le paleotracce elaborate tramite fotointerpretazione aerea (BINI *et al.*, 2012) e i dati archeologici (MAPPAGIS; [http://mappaproject.arch.unipi.it/?page\\_id=452](http://mappaproject.arch.unipi.it/?page_id=452)) consentirà la ricostruzione dei principali scenari paleogeografici-paleoidrografici e insediativi che si sono succeduti nell'area pisana durante il medio e tardo Olocene.

## Bibliografia

- AMOROSI A., COLALONGO M.L., FIORINI F., FUSCO F., PASINI G., VAIANI S.C., SARTI G. 2004, *Paleogeographic and paleoclimatic evolution of the Po plain from 150-KY core records*, in «Global and Planetary Change», 40, pp. 1-24.
- AMOROSI A., SARTI G., ROSSI V., FONTANA V. 2008, *Anatomy and sequence stratigraphy of the late Quaternary Arno valley fill (Tuscany, Italy)*, in «GeoActa», Special Publication 1, pp. 117-129.
- AMOROSI A., RICCI LUCCHI M., ROSSI V., SARTI G. 2009, *Climate change signature of small-scale parasequences from Lateglacial-Holocene transgressive deposits of the Arno valley fill*, in «Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology», 273, pp. 142-152.
- AMOROSI A., BINI M., FABIANI F., GIACOMELLI S., PAPPALARDO M., RIBECAL C., RIBOLINI A., ROSSI V., SAMMARTINO I., SARTI G. 2012, *I carotaggi MAPPA: un'integrazione interdisciplinare*, in «MapPapers 4, 2012», pp. 96-148.
- AMOROSI A., ROSSI V., SARTI G., MATTEI R. in stampa, *Coalescent valley fills from the Late Quaternary record of Tuscany (Italy)*, in «Quaternary International», doi:10.1016/j.quaint.2011.10.015.
- ANICHINI F., BINI D., BINI M., DUBBINI N., FABIANI F., GATTIGLIA G., GIACOMELLI S., GUALANDI M.L., PAPPALARDO M., ROSSI V., SARTI G., Steffè S. 2011, *Acquisizione di dati archeologici, geomorfologici e stratigrafici per l'area urbana e periurbana di Pisa ed analisi preliminari*, in «MapPapers 3, 2011», pp. 50-58.
- ATHERSUCH J., HORNE D.J., WHITTAKER J.E. 1989, *Marine and brackish water ostracods*, in KERMACK D.M., BARNES R.S.K. (eds.) «*Synopses of the British Fauna (New Series)*», 43, Brill E.J., Leiden, pp. 1-343.
- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G., ROUGERIE F. 1996, *Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge*, in «Nature», 382, pp. 241-244.
- BELLOTTI P., CHIOCCI F.L., MILLI S., TORTORA P., VALERI P. 1994, *Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data*, in «Journal of Sedimentary Research», 64, pp. 416-432.
- BELLOTTI P., CAPUTO C., DAVOLI L., EVANGELISTA S., GARZANTI E., PUGLIESE F., VALERI P. 2004, *Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany)*, in «Geomorphology», 61, pp. 71-90.
- BENVENUTI M., MARIOTTI LIPPI M., PALLECCHI P., SAGRI M. 2006, *Late-Holocene catastrophic floods in the terminal Arno River (Pisa, Central Italy) from the story of a Roman riverine harbour*, in «The Holocene», 16, pp. 863-876.
- BINI M., CAPITANI M., PAPPALARDO M., POCOBELLI G.F. 2012, *Vecchi e nuovi dati dalla foto interpretazione aerea*, in MAPPA. *Metodologie Applicate alla Predittività del Potenziale Archeologico*, vol.1, Roma, pp. 131-156.
- BRUNETON H., ARNAUD-FASSETA G., PROVANSAL M., SISTACH D. 2001, *Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley (southern France)*, in «Catena», 45, pp. 287-312.
- FAIRBANKS R.G. 1989, *A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation*, in «Nature», 342, pp. 637-642.
- HENDERSON P.A. 1990, *Freshwater Ostracods*, in KERMACK D.M., BARNES R.S.K. (eds.), *Synopses of the British Fauna (New Series)*, 43, Brill E.J., Leiden, New York, Kopenhagen, Köln, pp. 1-228.
- MEISCH C. 2000, *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe*, in SCHWOERBEL J., ZWICK P. (eds.), *Sües-swasserfauna von Mitteleuropa*, 8/3, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, pp. 1-522.
- MURRAY J.W. 2006, *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*, Cambridge University Press, Cambridge.
- ROSSI V., AMOROSI A., SARTI G., POTENZA M. 2011, *Influence of inherited topography on the Holocene sedimentary evolution of coastal systems: an example from Arno coastal plain (Tuscany, Italy)*, in «Geomorphology», 135, pp. 117-128.
- ROSSI V., AMOROSI A., SARTI G., ROMAGNOLI R. 2012, *New stratigraphic evidence for the mid-late Holocene fluvial evolution of the Arno coastal plain (Tuscany, Italy)*, in «Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement».
- SARTI G., ROSSI V., AMOROSI A. 2012, *Influence of Holocene stratigraphic architecture on ground surface settlements: A case study from the city of Pisa (Tuscany, Italy)*, in «Sedimentary Geology», doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.08.008.



Quest'opera è stata rilasciata con licenza Creative Commons Attribuzione 3.0 Unported. Per leggere una copia della licenza visita il sito web <http://creativecommons.org/licenses/by/3.0/> o spedisci una lettera a Creative Commons, 171 Second Street, Suite 300, San Francisco, California, 94105, USA.