



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina STEFANI

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**I DEPOSITI GHIAIOSI PLEISTOCENICI
DEL PALEO-ARNO
(TOSCANA CENTRALE, ITALIA):
FACIES SEDIMENTARIE ED
ARCHITETTURE DEPOSIZIONALI**

Relatore:
Dr. Massimiliano GHINASSI

Laureanda:
Marcella RONER
Matr. 623794

ANNO ACCADEMICO 2011/2012

INDICE

Indice.....	3
Capitolo 1 : INTRODUZIONE.....	5
Capitolo 2 : WANDERING RIVERS.....	9
Capitolo 3 : INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	13
3.1 : <i>GENESI ED EVOLUZIONE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE</i>	15
3.2 : <i>I BACINI NEOGENICI E QUATERNARI DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE</i>	16
Capitolo 4 : I DEPOSITI FLUVIALI DEL BACINO PLIO-PLEISTOCENICO DEL VALDARNO SUPERIORE.....	21
4.1 : <i>IL BACINO DEL VALDARNO SUPERIORE</i>	21
4.2 : <i>L'AREA IN ESAME</i>	24
4.3 : <i>METODI</i>	26
4.4 <i>RISULTATI OTTENUTI</i>	27
4.4.1 : <i>Sezione 1</i>	32
4.4.2 : <i>Sezione 2</i>	34
4.4.3 : <i>Sezione 3</i>	36
4.5 : <i>DISCUSSIONE</i>	39
Capitolo 5 : I DEPOSITI FLUVIALI PLEISTOCENICI DEL BACINO DI SIENA: IMPLICAZIONI PER L'EVOLUZIONE DEL DRENAGGIO DEL FIUME ARNO.....	43
5.1 : <i>L'EVOLUZIONE DEL DRENAGGIO DEL FIUME ARNO E SCOPO DEL PRESENTE STUDIO</i>	43
5.2 : <i>L'AREA IN ESAME</i>	48
5.3 : <i>METODI</i>	50

5.4 : <i>RISULTATI</i>	52
5.4.1: <i>Rilevamento geologico</i>	52
5.4.2 : <i>Sedimentologia</i>	57
5.4.3 : <i>Paleoidrologia</i>	62
5.5 : <i>DISCUSSIONE DEI DATI</i>	68
Capitolo 6 : <i>CONCLUSIONI</i>	71
BIBLIOGRAFIA.....	73

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

Nell'ambito di indagini sedimentologiche su depositi fluviali ghiaiosi, la presenza di corpi di barra caratterizzati da un *bedding* con immersione trasversale rispetto alla principale direzione di trasporto è comunemente associato alla presenza di barre laterali, le quali comunemente vengono riferite a sistemi a medio-alta sinuosità (Ori, 1979) caratterizzati da una progressiva accrezione laterale delle barre stesse (processo di “espansione” della barra, *sensu* Jackson, 1976). In realtà, studi su sistemi attuali evidenziano come barre laterali possano essere associate a canali pressochè rettilinei (Lewin, 1976) oppure caratterizzati da una ridotta sinuosità (Bartholdy and Billi, 2002). Barre fluviali associate a canali a scarsa sinuosità sono state recentemente descritte da diversi Autori (Burge, 2005; Rice et al., 2009; Rice and Church, 2010; Long and Lowey, 2011), che definiscono i canali associati a tali barre come sistemi di tipo *wandering*.

I depositi fluviali del bacino Plio-Pleistocenico del Valdarno (Toscana Centrale) sono da lungo tempo oggetto di studi di natura sedimentologica (De Castro & Pillotti, 1933; Albianelli et al., 1995; Ghinassi & Magi, 2004), stratigrafiche (Sestini, 1934; 1936; Merla & Abbate, 1967; Abbate, 1983; Benvenuti, 1992) e paleontologiche (Azzaroli, 1984; Ghinassi et al., 2005). In particolare i depositi fluviali ghiaiosi del paleo-Arno (Pleistocene Medio) sono stati attribuiti da Billi et al., (1987) ad un sistema fluviale a bassa sinuosità, in grado di creare corpi di barra laterali che mostrano un tasso di crescita sottocorrente più elevato rispetto a quello laterale.

Sebbene gli studi su casi attuali discutano eccellenti esempi di architetture deposizionali associati a questo tipo di barre, degli studi mirati a confrontare i modelli definiti su casi attuali con situazioni documentate nel record fossile sono pressochè assenti o limitati ad un'analisi non estremamente dettagliata.

Il presente lavoro di tesi si sviluppa su due principali fronti, entrambi associati all'analisi di depositi di fiumi a scarsa sinuosità associabili a sistemi di

tipo *wandering*. In particolare verranno prese in esame due aree di studio, la prima ubicata nel Bacino del Valdarno Superiore, la seconda nel Bacino di Siena.

Lo studio dei depositi del Bacino del Valdarno è focalizzato principalmente su problematiche sedimentologiche, e si propone di studiare i depositi Pleistocenici del paleo-Arno esposti in un fronte di cava recentemente aperto nell'area di Monticello Valdarno, nel Bacino del Valdarno Superiore. Questi depositi sono stati attribuiti da Billi et al. (1987) a canali fluviali a bassa sinuosità, associabili sostanzialmente a sistemi di tipo *wandering* descritti da Rice et al. (2009). In particolare, i depositi in esame sono stati analizzati in dettaglio, e le caratteristiche sedimentologiche ed architetture sono state confrontate con quelle descritte in esempi fossili (Billi et al., 1987) e in esempi attuali (Burge, 2005; Rice et al., 2009; Rice and Church, 2010; Long and Lowey, 2011). In tal modo si è tentato dapprima di definire una compatibilità tra gli esempi sopracitati, e di definire poi l'appartenenza dei depositi in esame ad un sistema di tipo *wandering*. Data la presenza di esposizioni tridimensionali particolarmente estese verticalmente, è stato inoltre possibile effettuare considerazioni riguardo l'evoluzione temporale della barra, con riferimento alla tendenza della stessa a migrare sottocorrente o ad accrescere lateralmente.

La seconda parte del lavoro tiene conto delle conoscenze acquisite durante la prima parte, e le utilizza per affrontare una problematica di geologia regionale, cercando analogie tra i sistemi *wandering* studiati nel Bacino del Valdarno Superiore e depositi appartenenti a sistemi fluviali scarsamente descritti (Boscaini, 2011) nell'area di Castelnuovo Berardenga, nel Bacino Plio-Pleistocenico di Siena, circa 22 km a Sud dell'area di Monticello Valdarno. La successione sedimentaria esaminata nell'area di Castelnuovo Berardenga si è sviluppata in un contesto simile a quella di Monticello in Valdarno. In entrambi i casi il corso d'acqua in esame abbandona un substrato roccioso ed entra in un bacino sedimentario il cui riempimento è costituito da depositi sabbiosi non consolidati. Anche in questa zona (dintorni di Podere Arcidosso) sono stati brevemente descritti depositi fluviali ghiaiosi apparentemente simili a quelli di Monticello (Boscaini, 2011). Nell'area di Podere Arcidosso, sono state pertanto effettuate

analisi di dettaglio sedimentologiche ed architetture, al fine di riuscire a determinare l'appartenenza di questi depositi ad un sistema di tipo *wandering*.

I dati raccolti nelle due aree studio sono stati inoltre sottoposti ad analisi relative al calcolo delle paleoportate dei canali, al fine di effettuare considerazioni riguardo la presenza di possibili analogie o differenze tra il sistema di Arcidosso e quello di Monticello ed inserirle in un quadro di evoluzione del paleodrenaggio del Fiume Arno (Moscon, 2011).

CAPITOLO 2

WANDERING RIVERS

I canali fluviali di tipo *wandering* sono una forma transizionale tra canali associati a sistemi *braided* e sistemi meandriiformi, e spesso mostrano proprio caratteri di entrambi i sistemi (Church, 1983; Ferguson & Werritty, 1983). Tali sistemi sono anche noti come corsi d'acqua pseudomeandriiformi (Bartholdy and Billi, 2002). Secondo la descrizione fornita da Billi (1988) sono realtà fluviali a bassa o media sinuosità e sono caratterizzati da barre laterali spesso con forma a mezza luna, e da un solo canale attivo principale (Fig.1). Sono presenti canali secondari aderenti ad una delle due sponde, i quali possono essere attivi (canale di taglio) o inattivi (canale di morta); sulle barre si possono inoltre sviluppare canali secondari trasversali.

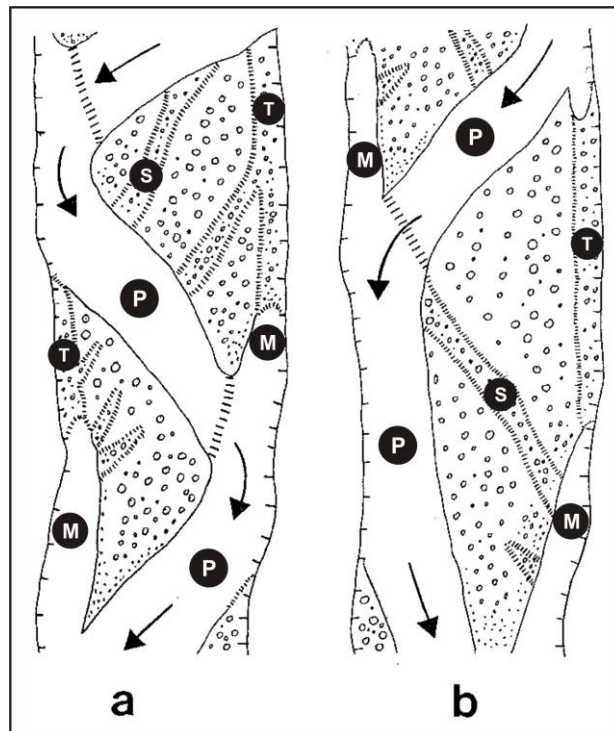


Fig. 1 : Diagramma schematico (da Billi et al., 1987) dell'evoluzione e della migrazione di una barra di un sistema wandering allo stadio iniziale (a) ed allo stadio finale (b). P = canale principale; T = canale di taglio; M = canale di morta; S = canale secondario.

I canali di taglio si formano durante piene di una certa entità per taglio longitudinale della barra laterale, e possono successivamente occludersi e venir abbandonati, oppure, al contrario, allargarsi ed evolvere nel canale principale. Il canale di morta rappresenta la parte terminale di un canale ormai inattivo, alimentato solo durante le piene e riempito con sedimento accumulato per decantazione in acqua stagnante. Questo canale può essere progressivamente occluso in conseguenza della migrazione sottocorrente della barra stessa, favorendo così la deposizione di sedimento fine (sabbia - limo) durante la fase recessiva delle piene. Caratteristica principale dei corsi d'acqua di tipo *wandering* è la variazione di sinuosità al variare della portata (Billi, 1988): per portate di magra e morbida le barre sono emerse ed il flusso tende a modellare canali che in pianta assumono un profilo meandriforme, il quale va invece perso quando, durante alcuni eventi di piena, le barre laterali diventano sommerse e la sinuosità diminuisce significativamente, avvicinandosi all'unità, essendo le sponde pressochè rettilinee e generalmente parallele. Un'ulteriore peculiarità di questi sistemi, è rappresentata dalla tendenza delle barre a spostarsi prevalentemente verso valle invece che lateralmente. Tali barre sono costituite da depositi caratterizzati da una distribuzione delle granulometrie abbastanza eterogenea, e variabile da ghiaie a sabbie. Diversi Autori (Burge, 2005; Rice et al., 2009; Rice and Church, 2010; Long and Lowey, 2011) hanno recentemente descritto *wandering rivers* attuali, soffermandosi in particolare sull'architettura delle barre ad essi associate. In questi sistemi le barre sono adiacenti al fianco del canale principale ed hanno forma allungata sottocorrente (Fig.2A). Comunemente è attivo un solo canale principale e l'unità morfologica fondamentale di ogni barra è la tripletta *pool - riffle - barra* (Fig.2B e 2C). Rice et al. (2009) propongono una rappresentazione della morfologia di una barra, sulla base di osservazioni effettuate nel tempo (Fig.3), mettendo in evidenza la crescita polifasica della stessa, associata allo sviluppo di unità elementari ("*unit bars*" sensu Bridge, 2003). La Fig.3 evidenzia le caratteristiche peculiari delle barre dei sistemi *wandering*: dominanza di migrazione sottocorrente, esistenza di un solo canale principale

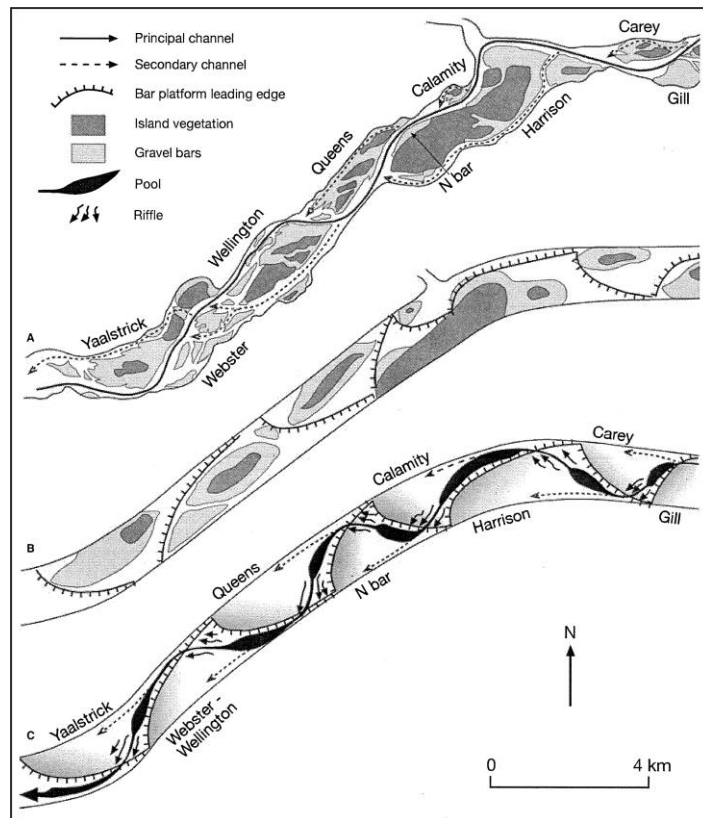


Fig. 2 : Rappresentazione schematica della disposizione delle barre in un sistema *wandering* costituito da un tratto del fiume Fraser, British Columbia, Canada (da Rice et al., 2009). A e B : Disposizione e morfologia delle barre rispetto al canale principale. C : Schematizzazione dell'unità morfologica fondamentale costituita dalla tripletta pool-riffle-barra.

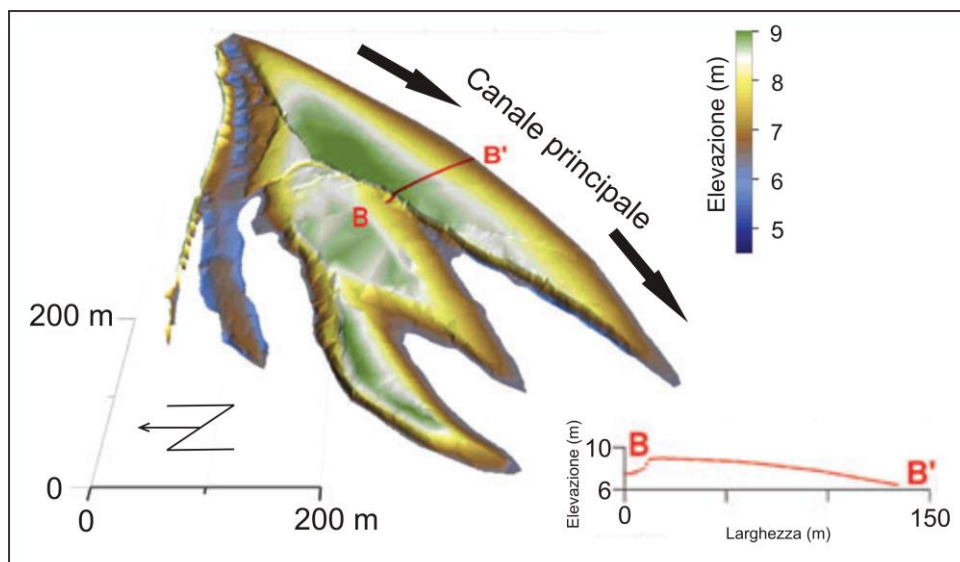


Fig. 3 : Morfologia e comportamento nel tempo di una barra attuale del fiume Fraser (British Columbia, Canada), sistema di tipo *wandering* (da Rice et al., 2009). Da notare la presenza degli elementi distintivi di questo tipo di barra ed il profilo della *unit bar* più esterna immergente verso il canale principale.

attivo, presenza di canali secondari (di taglio e di morta) e profilo nel complesso immergente verso il canale principale.

Per quanto riguarda esempi fossili di tali tipi di depositi, Billi et al. (1987) descrivono sedimenti fluviali Pleistocenici del bacino del Valdarno Superiore (Toscana centrale) e li attribuiscono ad un sistema a bassa sinuosità, in cui i depositi ghiaiosi creano barre laterali dominate da processi di accrezione sottocorrente. Tali Autori attribuiscono i depositi esaminati ad un sistema fluviale a bassa sinuosità, detto anche di tipo *wandering*, e mettono in particolare evidenza che nell'Appennino Settentrionale i fiumi di questo tipo sono piuttosto comuni ed associati al moderato tasso di sollevamento della catena orogenica che previene una chiara evoluzione di tali sistemi in canali di tipo *braided* o meandriforme. In tale ottica, i *wandering rivers* sono considerati una “*configurazione instabile che tende facilmente ad evolvere in quella meandriforme o in quella braided, mostrando così il loro assetto in equilibrio precario, in cui anche una piccola variazione dei parametri in gioco basterebbe per far cambiare al corso d'acqua, spontaneamente, il suo tipo di tracciato* (da Billi e Paris, 1998)”.

CAPITOLO 3

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Lo studio svolto è focalizzato su due principali aree, distanti tra loro poche decine di chilometri, ed entrambe ubicate lungo il margine occidentale dell'Appennino Settentrionale (Fig.4A), un sistema montuoso a pieghe e sovrascorrimenti che attraversa la penisola italiana da Nord a Sud per oltre 1000 Km, da Genova fino alla Piana di Sibari (Cosenza). Lo studio si concentra sull'analisi di depositi esposti nell'area centrale della Toscana (Fig.4B), ed in particolare si tratta di depositi fluviali pleistocenici del Bacino del Valdarno Superiore (provincia di Arezzo) e sul confronto tra questi e sedimenti simili esposti lungo il margine settentrionale del Bacino di Siena (provincia di Siena) (Fig.4C).

Entrambi i bacini si trovano sul fianco occidentale dell'Appennino Settentrionale, pertanto una breve descrizione della genesi di questa catena orogenica e dei bacini sedimentari ad essa associati, verrà fornita nel presente capitolo.

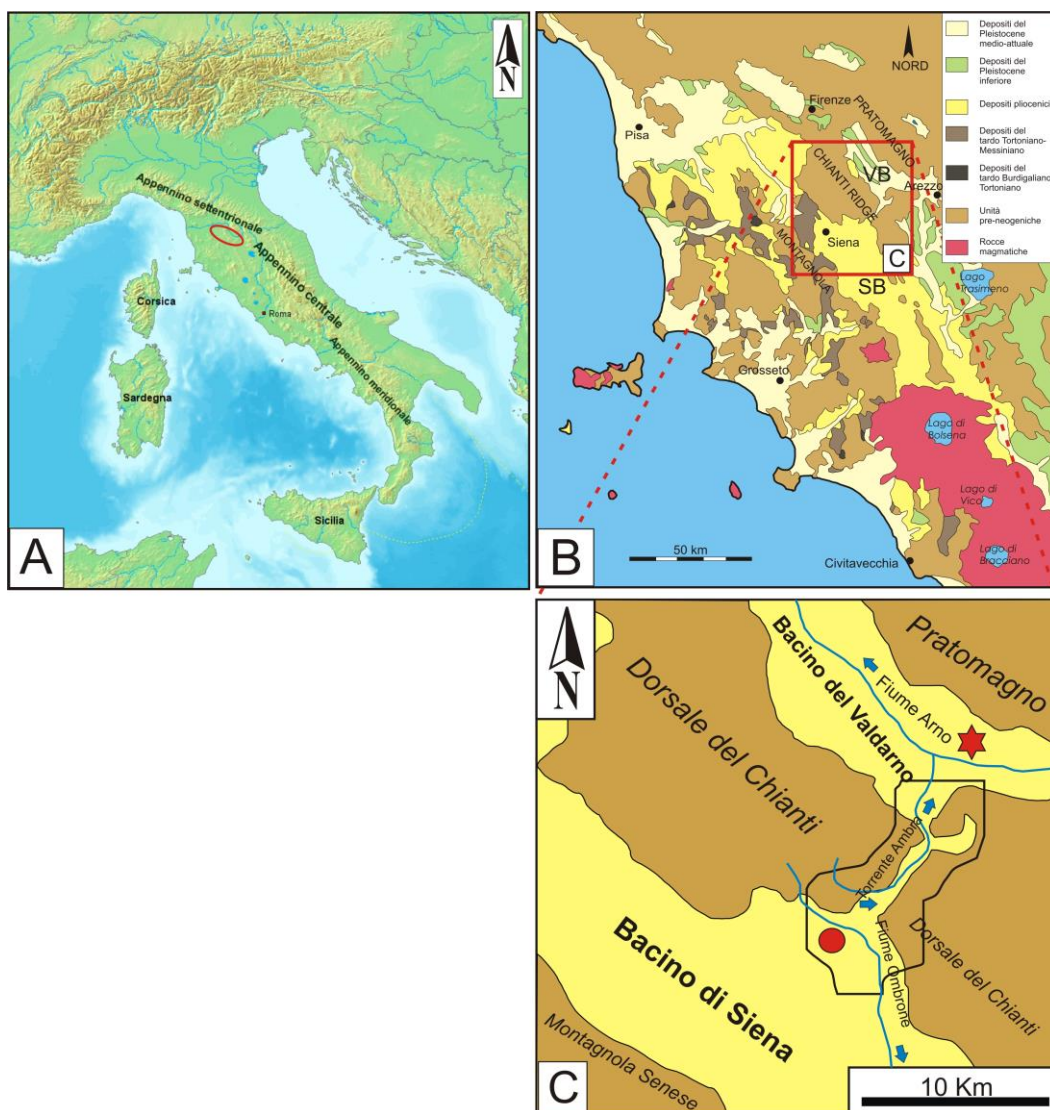


Fig. 4 : Inquadramento delle aree in esame. A : Ubicazione delle aree lungo il margine occidentale dell'Appennino Settentrionale, in particolare (B) nella zona della Toscana Centrale. Si notino l'ubicazione del Bacino del Valdarno (VB) e del Bacino di Siena (SB). C: Ubicazione dei due casi studio : la stella rossa indica l'ubicazione del deposito appartenente al Bacino del Valdarno Superiore; il cerchio rosso indica l'ubicazione del deposito appartenente al Bacino di Siena. Il poligono in nero indica l'estensione dell'area interessata dal rilevamento geologico.

3.1 GENESI ED EVOLUZIONE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'Appennino Settentrionale costituisce una catena orogenica a falde orientata in direzione NO-SE, la cui storia evolutiva è correlata ad un ciclo tettonico distensivo-compressivo cominciato nel Mesozoico. Nel Giurassico Medio l'apertura dell'oceano Atlantico Centrale indusse un movimento trascorrente sinistro dell'Africa rispetto all'Europa, a seguito del quale si assistette all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese, un piccolo bacino oceanico all'interno della Neotetide la cui esistenza perdurò fino a buona parte del Cretaceo.

All'interno della Neotetide potevano essere distinti quattro domini paleogeografici principali:

- I. Dominio Ligure, su crosta oceanica, costituito da ofioliti giurassiche e dalle relative coperture pelitico-arenacee (Cretaceo - Eocene)
- II. Dominio Sub - Ligure, a cavallo della transizione tra crosta oceanica e crosta continentale, formato da depositi calcareo-argillitici e arenacei (Cretaceo Superiore - Oligocene)
- III. Dominio Toscano, su crosta continentale costituito da depositi evaporitici (Triassico Superiore), depositi carbonatici di piattaforma (Giurassico Inferiore - Cretaceo Inferiore), depositi argillitici (Cretaceo Inferiore - Oligocene) e depositi arenacei (Oligocene Superiore)
- IV. Dominio Umbro - Marchigiano, su crosta continentale, costituito anch'esso da evaporiti (Triassico Superiore), carbonati di piattaforma (Giurassico Inferiore - Eocene), depositi argillitici (Eocene - Miocene) ed arenacei (Miocene Superiore).

In seguito all'apertura dell'oceano Atlantico Settentrionale avvenuta nel Cretaceo Superiore, l'Africa modificò la propria direzione di deriva convergendo direttamente verso l'Europa, provocando così l'inizio della chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese, legata ad una fase di subduzione Ovest-vergente (Treves, 1994). Nell'Eocene Superiore i margini continentali entrarono in collisione

(Boccaletti et al., 1980), e la fase di convergenza oceanica fu sostituita da una fase di convergenza ensialica. Questa fase fu caratterizzata dall'impilamento di unità tettoniche di porzioni deposte nei vari domini paleogeografici, le quali si sovrapposero sovrascorrendo verso Est e portando al complessivo impilamento a *thrust* delle unità esterne (Liguri) su quelle interne (Toscane ed Umbre), e fu accompagnata dalla sedimentazione nell'avanfossa di estese coltri di depositi torbiditici derivanti dall'erosione dei margini in sollevamento (Ricci Lucchi, 1986; Boccaletti et al., 1990). In seguito alla fase di convergenza ensialica miocenica, l'Appennino Settentrionale è stato interessato dallo sviluppo di numerose depressioni tettoniche allungate in direzione NO-SE separate da lineamenti antiappenninici orientati all'incirca NE-SO e riempite da depositi miocenico-quadernari.

3.2 I BACINI NEOGENICI E QUATERNARI DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

L'evoluzione tardiva dell'Appennino Settentrionale e l'origine dei bacini del settore interno (Fig.5) è tutt'oggi motivo di dibattito.

Allo stato attuale delle conoscenze, esistono due linee di pensiero principali in relazione al meccanismo di formazione delle depressioni tettoniche: la prima associa la formazione di tali depressioni ad un regime tettonico di tipo estensionale, mentre la seconda propende per la dominanza di un regime tettonico compressivo.

Secondo la teoria estensionale, i bacini appenninici sono di tipo *graben* e *half-graben*, e derivano da un collasso della catena orogenica a seguito della fase collisionale (Carmignani e Kligfield, 1990; Jolivet et al., 1998; Carmignani et al., 2001) (Fig.6). Martini e Saggi (1993) distinguono due principali tipologie di bacino sulla base delle geometrie (Fig.7): quelli bordati da singole faglie (*half-graben*) e quelli bordati da sistemi di faglie (*graben*). Tali bacini possono



Fig. 5 : Distribuzione dei bacini neogenici e quaternari e dei principali lineamenti antiappenninici nel settore interno dell'Appennino Settentrionale (da Martini e Sagri, 1993, modificato).

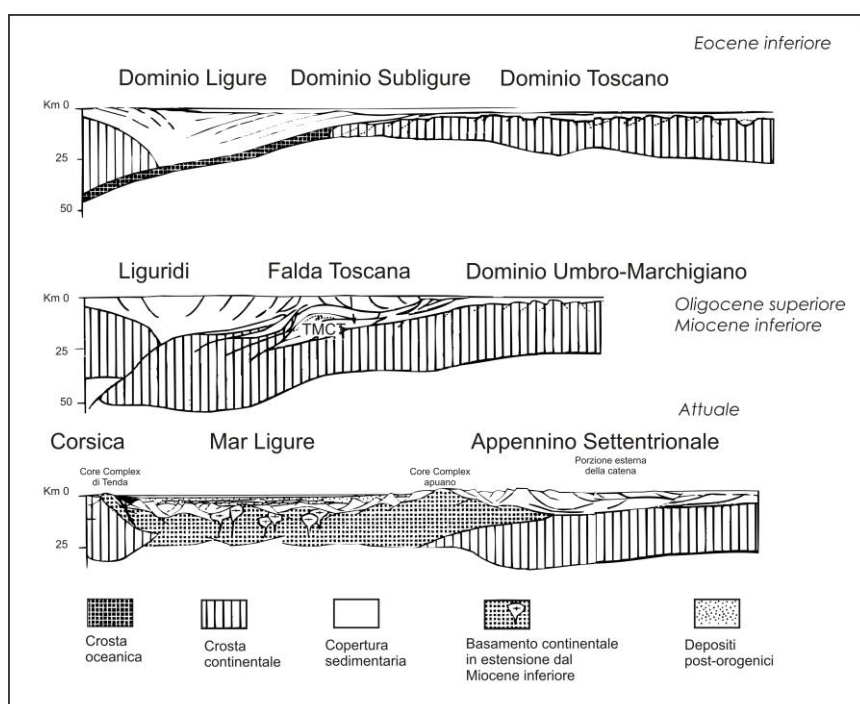


Fig. 6 : Evoluzione dell'Appennino Settentrionale dall'Eocene all'attuale e relativa genesi dei bacini neogenici in un regime tettonico distensivo (da Carmignani et al., 2001)

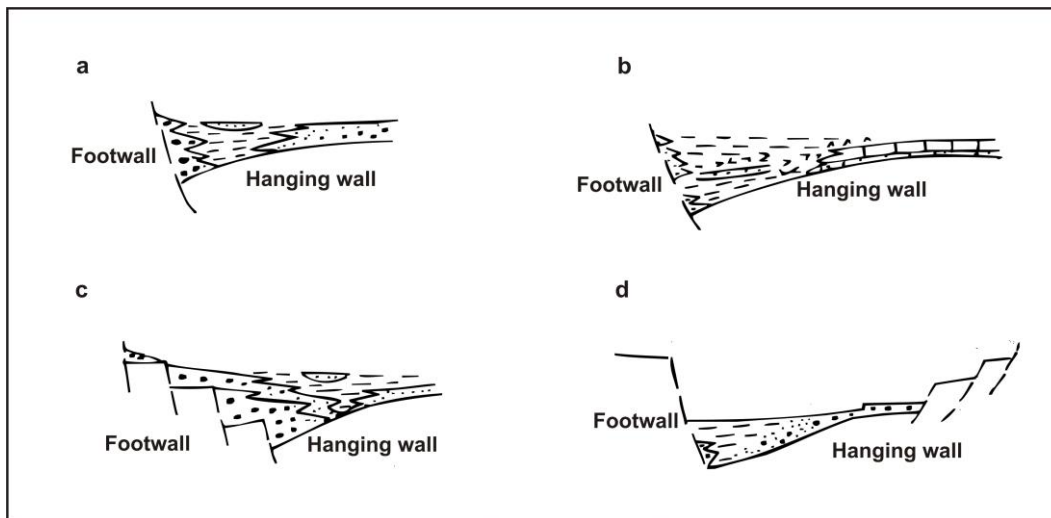


Fig. 7 : Schema delle tipologie dei vari bacini estensionali proposti da Martini e Sagri (1993)

presentare sedimentazione di tipo continentale e/o marina, dando così origine a bacini con diverse associazioni di facies.

La teoria che si contrappone al modello estensionale sostiene che le depressioni tettoniche della parte interna dell'Appennino Settentrionale siano espressione di un regime tettonico compressivo (Fig.8), caratterizzato da episodiche e localizzate manifestazioni di tettonica estensionale (Boccaletti e Sani, 1998; Boccaletti et al., 1999).

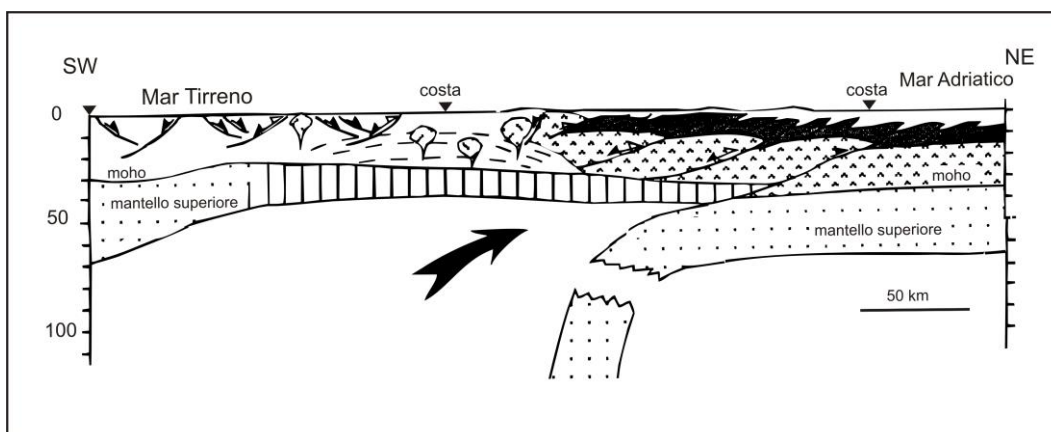


Fig. 8 : Evoluzione dell'Appennino Settentrionale e genesi dei bacini neogenici in un regime tettonico compressivo (da Boccaletti et al., 1999)

Secondo questa teoria le depressioni sono bacini di crescita (*thrust top basins*; Fig. 9) su una struttura a falde in fase di impilamento (Boccaletti e Sani, 1998; Bonini e Sani, 2002).

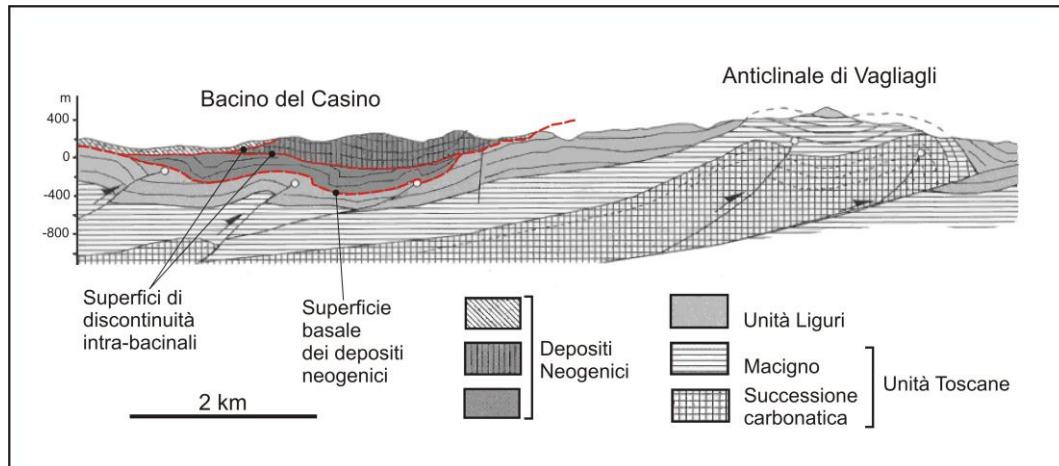


Fig. 9 : Geometria di tipo “thrust top” di un bacino neogenico (Bacino del Casinò, Bonini e Sani, 2002) in relazione alle principali strutture tettoniche presenti nel substrato.

Considerate le due principali linee di pensiero e le numerose varianti che nel tempo sono state associate ad ognuna, appare evidente che il quadro evolutivo recente del settore interno dell’Appennino Settentrionale risulti controverso e dibattuto. La situazione è legata a numerosi fattori, tra i quali le difficoltà dovute alla scarsità di affioramenti tali da permettere studi di natura stratigrafico-deposizionale o strutturale adeguati a risolvere le specifiche problematiche.

CAPITOLO 4

I DEPOSITI FLUVIALI DEL BACINO PLIO-PLEISTOCENICO DEL VALDARNO SUPERIORE

Questa parte del lavoro è focalizzata sui depositi pleistocenici del Bacino del Valdarno Superiore ed è principalmente finalizzata alla loro caratterizzazione sedimentologica ed alla discussione del dato ottenuto in relazione ai modelli deposizionali recentemente descritti da diversi Autori (Burge, 2005; Rice et al., 2009; Rice and Church, 2010; Long and Lowey, 2011) in relazione allo sviluppo di sistemi di canali di tipo *wandering*.

4.1 IL BACINO DEL VALDARNO SUPERIORE

Il bacino plio-pleistocenico del Valdarno Superiore è uno tra i bacini intermontani maggiormente sviluppati nell'Appennino Settentrionale. È ubicato circa 35 Km a S-E di Firenze (Fig.4B) e si estende tra la dorsale dei Monti del Chianti e quella del Pratomagno, raggiungendo una lunghezza complessiva di circa 35 Km e una larghezza di circa 15 Km (Fig.10).

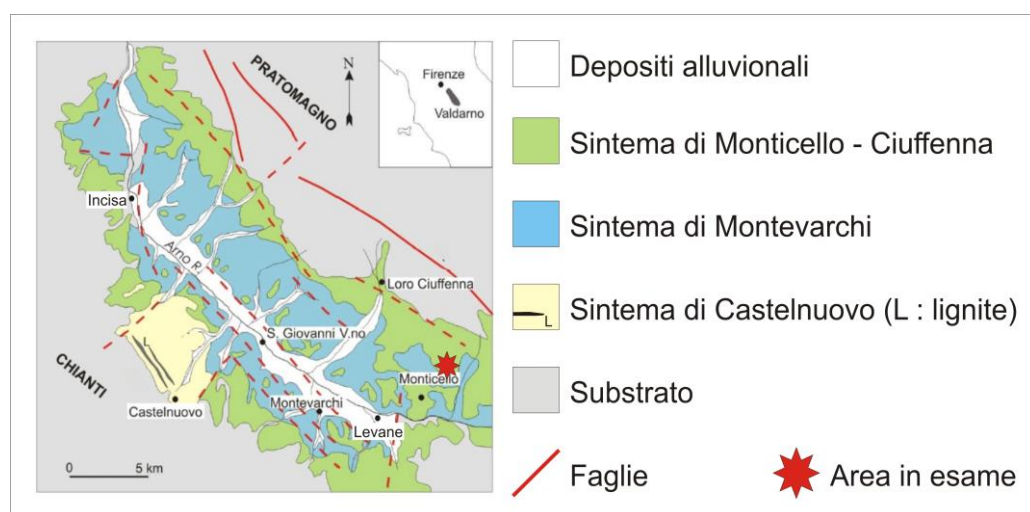


Fig. 10 : Inquadramento geografico e carta geologica schematica del Bacino del Valdarno Superiore

In accordo con Martini e Sagri (1993) è considerato un semi-graben allungato in direzione appenninica NO-SE. Il margine a Nord-orientale è molto acclive ed è bordato da una faglia normale immergente a Sud-Ovest e presenta un rigetto complessivo di circa 1500 m (Abbate et al., 1991). Lungo il margine SO sono presenti piccole faglie normali sintetiche ed antitetiche. Il riempimento del bacino è costituito da sedimenti palustri, lacustri e alluvionali (Sagri et al., 1994) che nel depocentro del bacino raggiungono uno spessore di circa 550 m. In accordo con Benvenuti (1992), la successione sedimentaria è divisa in tre principali unità deposizionali a limiti inconformi (sintemi; Fig.11), che si accumulano a partire dal Pliocene Medio (Piacenziano). I tre sintemi, che dal basso verso l'alto sono Sintema di Castelnuovo, Sintema di Montevarchi, Sintema di Monticello-Ciuffenna, registrano i tre principali episodi tettono-sedimentari avvenuti durante lo sviluppo del bacino.

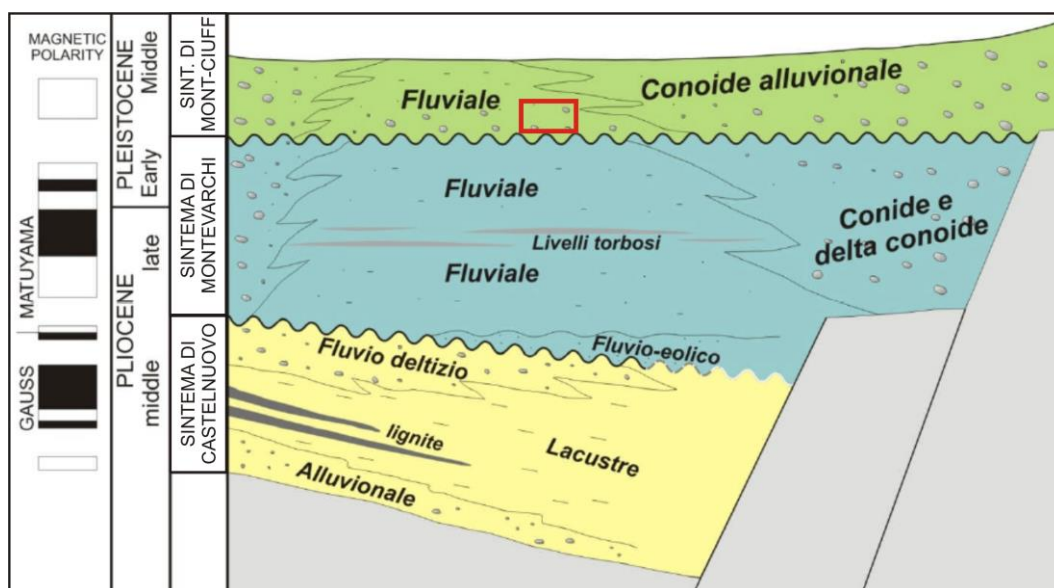


Fig. 11 : Schema stratigrafico deposizionale del bacino Plio-Pleistocenico del Valdarno Superiore. Il rettangolo in rosso indica i depositi in esame.

Il Sintema di Castelnuovo (Pliocene Medio) si accumula nella zona di Castelnuovo dei Sabbioni e consiste alla base di ghiaie e sabbie fluvio-deltizie, che passano verso l'alto ad argille lacustri con intercalazioni di lignite a loro volta

coperte da sabbie fluvio-deltizie. Questi depositi sono tiltati verso NE, mentre i sedimenti degli altri sintemi sono orizzontali (Ghinassi et al., 2004).

Il Sintema di Montevarchi (Pliocene Superiore - Pleistocene Inferiore) è costituito da depositi fluviali nella parte centrale del bacino, e da depositi di conoide alluvionale nelle porzioni esterne. L'inizio della deposizione del Sintema di Montevarchi è associata alla messa in posto di sabbie fluvio-eoliche in sistemi di corsi d'acqua effimeri. Questi depositi passano verso l'alto a sabbie alluvionali ricche di gusci di molluschi d'acqua dolce, che, a loro volta, gradano a sedimenti di piana alluvionale. La porzione intermedia della successione di piana alluvionale è arricchita in depositi fangosi contenenti sostanza organica che si sono accumulati in specchi d'acqua poco profondi sviluppatisi nelle aree di piana esondabile. I depositi alluvionali si interdigitano con sistemi di conoide alluvionale, i quali si sviluppano principalmente ai piedi della Dorsale di Pratomagno (margine NE) e, in misura minore, ai piedi della Dorale del Chianti sul margine SO.

Il Sintema Monticello-Ciuffenna (Pleistocene Medio) chiude la sedimentazione della successione di riempimento del bacino ed è associata all'entrata del fiume Arno nel Bacino del Valdarno Superiore. I depositi del Sintema di Monticello-Ciuffenna sono costituiti da ghiaie e sabbie del paleo-Arno nella porzione centrale del bacino, e ghiaie e sabbie di conoide alluvionale lungo i margini (Ghinassi et al., 2004).

I depositi fluviali del paleo-Arno, associati ad un drenaggio assiale sviluppato da Levane ad Incisa (Fig.10) costituiscono l'oggetto di studio della prima parte del presente lavoro di tesi.

4.2 L'AREA IN ESAME

L'area selezionata per lo studio effettuato nel Bacino del Valdarno Superiore è ubicata nel settore Sud-orientale del bacino, a circa 1 Km in direzione N-E dall'abitato di Monticello (Fig.10 e 12A). Appena a monte dell'area di Monticello, la valle del paleo-Arno subisce un significativo ampliamento in conseguenza dell'entrata del corso d'acqua nel Bacino del Valdarno Superiore. Tale fenomeno è anche associato ad una variazione di substrato della valle. Infatti, a monte dell'area di Monticello il fiume scorre in buona parte su substrato roccioso, mentre dopo l'entrata in bacino incide depositi pliocenici inconsolidati.

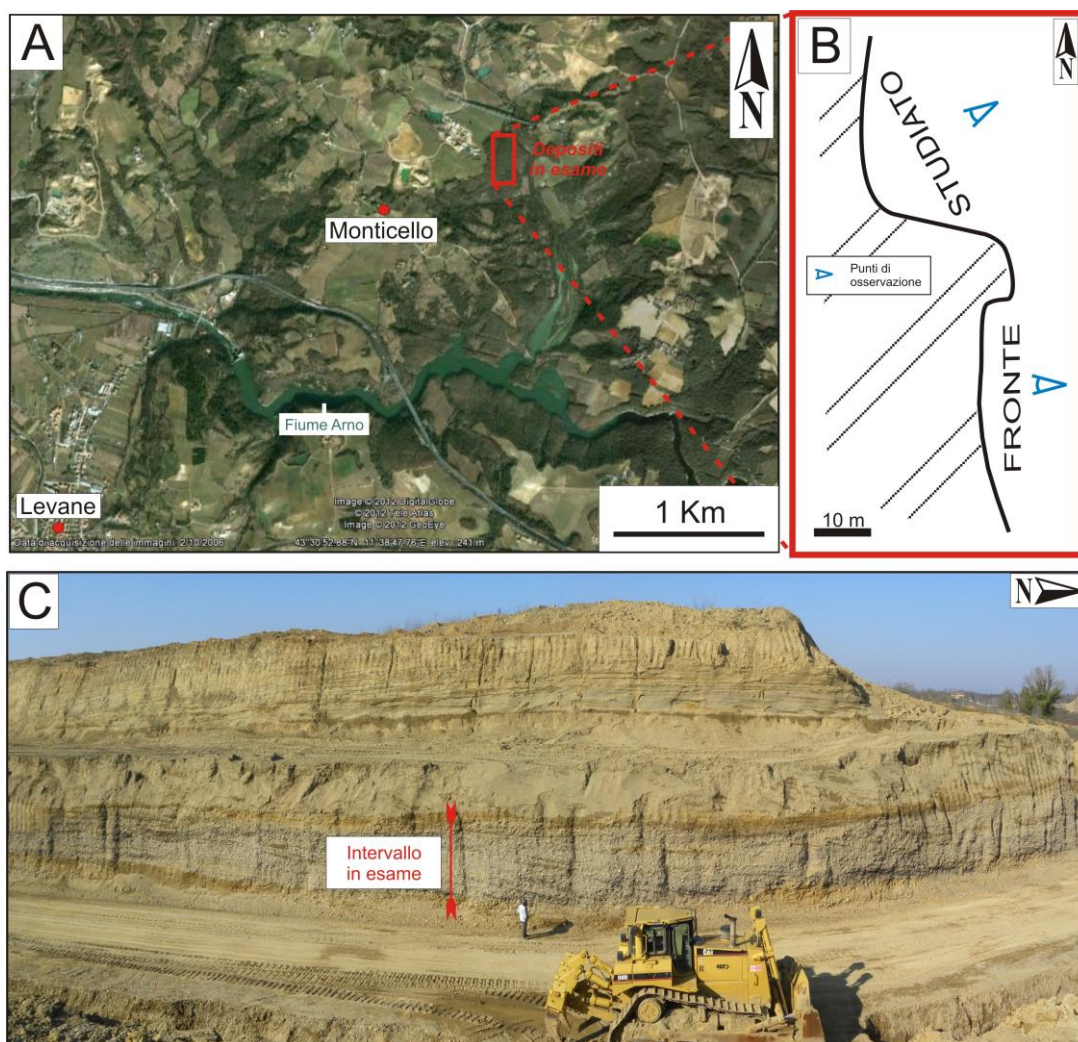


Fig. 12 : La cava di Vitereta. A : Ubicazione geografica della cava. B : Disposizione ed orientazione del fronte della cava. C : Foto panoramica del deposito di cava durante una prima ricognizione nel febbraio 2011.

I depositi in esame appartengono, come precedentemente specificato, al Sintema di Monticello-Ciuffenna e sono costituiti prevalentemente da ghiaie. Tali depositi appaiono particolarmente ben esposti grazie alla recente apertura di un esteso fronte di cava (Cava di Vitereta). Il fronte in esame è orientato circa N-S (Fig. 12B) ed appare pressochè trasversale alla principale direzione di trasporto documentata nell'area di Monticello per i depositi del paleo-Arno (Billi et al., 1987). Tale fronte presenta un'altezza di circa 4 metri ed una continuità laterale di circa 90 metri. Sebbene il fronte si presenti nel complesso allungato, la generale orientazione del fronte stesso non è rettilinea, ma presenta svariate irregolarità (Fig. 12B e 12C) che offrono la possibilità di analizzare tridimensionalmente le geometrie dei depositi in esame.

4.3 METODI

In accordo con la definizione proposta da Moore (1949), nel presente elaborato si definisce come *facies* una “porzione arealmente ristretta di una certa unità stratigrafica che mostri caratteristiche significativamente differenti da quelle mostrate da altre porzioni della stessa unità”. Le singole *facies* sono qui riconosciute come le unità fondamentali costituenti una successione sedimentaria, e il diverso aspetto che contraddistingue sedimenti appartenenti a *facies* diverse riflette i diversi processi fisici che hanno portato alla messa in posto di tali sedimenti. Lo studio delle *facies* che compongono una successione sedimentaria comporta necessariamente il confronto tra queste ultime e i singoli strati (*beds*). Uno strato può essere definito come il volume di materiale depositatosi su una superficie durante un evento deposizionale, e se le condizioni di deposizione rimangono costanti, uno strato può essere per definizione rappresentato da un'unica *facies*. Molto comunemente però durante la deposizione le condizioni fisiche non rimangono costanti, ed all'interno dello strato possono formarsi delle partizioni che individuano particolari condizioni fisiche attive in determinati momenti durante la deposizione. Lo studio dell'assetto generale degli strati, integrato con la misurazione delle paleocorrenti, riveste un ruolo fondamentale nella ricostruzione delle geometrie deposizionali e permette di definire le paleomorfologie associate alle macroforme deposizionali in esame (e.g. barre) in relazione al loro sviluppo rispetto alla principale direzione di trasporto dei sedimenti.

I depositi in esame sono stati analizzati attraverso la misurazione di *logs* sedimentologici di dettaglio che hanno permesso di definire diverse tipologie di *facies* ed i relativi processi sedimentari. Successivamente è stata prestata particolare attenzione all'analisi delle geometrie deposizionali, che è stata studiata attraverso la tecnica del *linedrawing*, ovvero riportando su fotografie precedentemente scattate l'orientazione spaziale delle principali superfici stratali. In questa fase, è stata anche prestata particolare attenzione alla misurazione di paleocorrenti sia da embriature che dall'orientazione di fronti di *avalanching*.

4.4 RISULTATI OTTENUTI

Le *facies* riconosciute nella successione in esame sono riassunte nella Tabella 1 (Tab.1) e mostrate in dettaglio nelle Fig.13, 14 e 15.

	FACIES	SPESSORE	DESCRIZIONE	INTERPRETAZIONE
GHIAIA	LAG	20 – 30 cm	<i>Pebbles</i> e <i>cobbles</i> massivi, clastosostenuti a matrice sabbiosa e lateralmente discontinui. Clasti subarrotondati da subsferici ad allungati. Comuni embriciature di tipo a(t); b(i).	Lag di fondo canale
	BS	30 – 70 cm	<i>Pebbles</i> clastosostenuti con matrice sabbiosa e rare lenti <i>openwork</i> (OW). Caratterizzati da evidente stratificazione pianoparallela.	Migrazione di forme di fondo a basso rilievo (<i>bed-load sheets</i>)
	AF	20 – 80 cm	<i>Pebbles</i> clinostratificati (10°-30°) in matrice sabbiosa alternati a lenti <i>openwork</i> (OW). Presenti dispersi <i>mud clast</i> .	Migrazione sottocorrente di un fronte di <i>avalanching</i> associabile a <i>unit bars</i> , dune o <i>scour-fill</i>
SABBIA	RCL	10 – 20 cm	Sabbie medie a laminazione incrociata con set spessi non più di 4-6 cm.	Migrazione di <i>ripples</i>
	PPS	15 – 30 cm	Sabbie medio – grossolane con stratificazione pianoparallela	Migrazione di forme di fondo a scarsissimo rilievo (<i>plane beds</i>) associabili a regimi di flusso sia inferiore (<i>lower plane</i>) che superiore (<i>upper plane</i>).
	PCS	10 – 25 cm	Sabbie da fini a grossolane a stratificazione incrociata planare con dispersi <i>granules</i> .	Migrazione di dune 2D o <i>unit bars</i> sabbiose a fronte rettilineo
	TCS	15 – 20 cm	Sabbie medio – grossolane a stratificazione incrociata a truogoli con dispersi <i>granules</i> .	Migrazione di dune 3D o <i>unit bars</i> sabbiose a fronte sinuoso
FANGO	FD	Max 10 cm	Limi leggermente sabbiosi con geometria da tabulare a leggermente lenticolare	Decantazione di sedimento in acqua stagnante

Tabella 1 : Principali facies sedimentarie riconosciute nel presente lavoro.

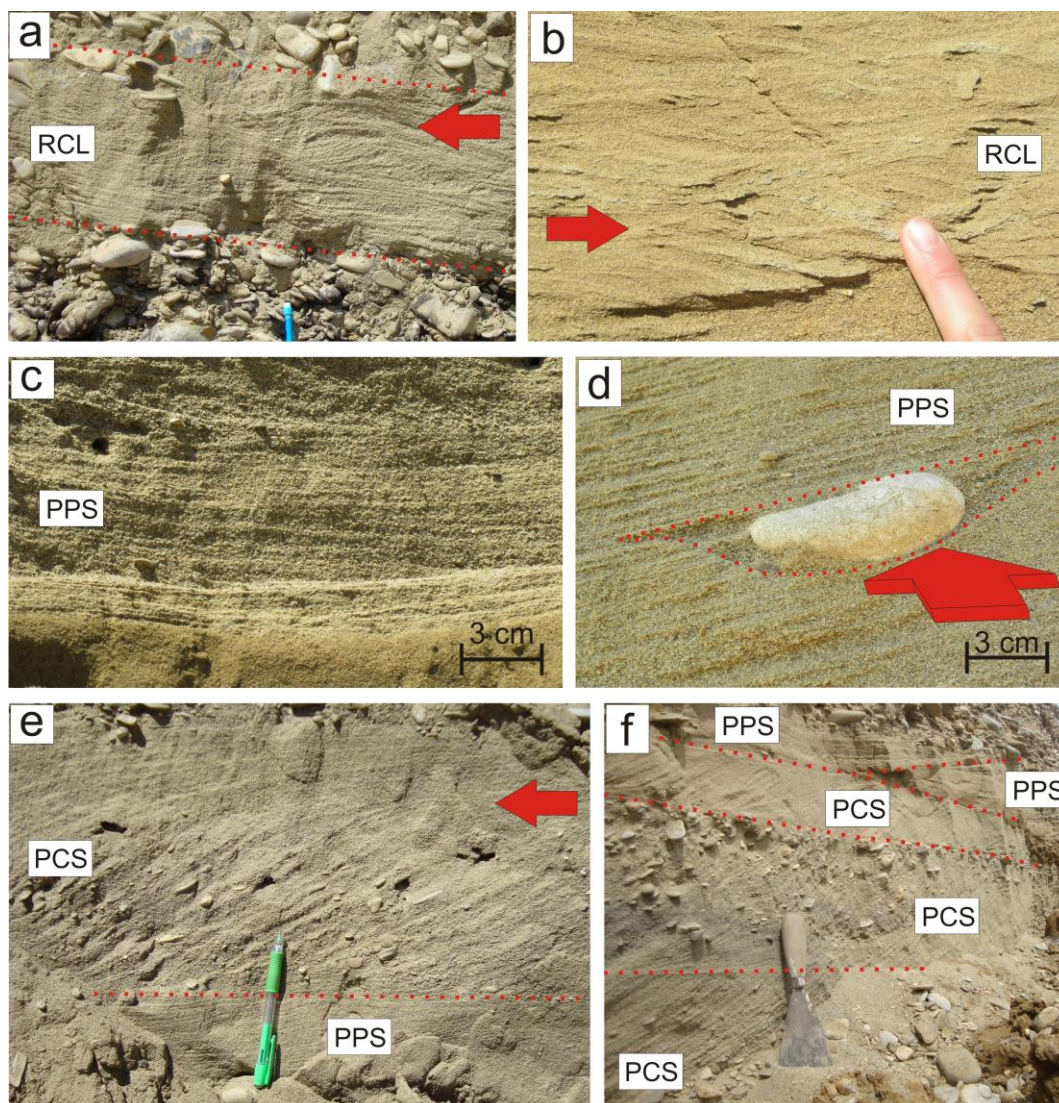


Fig. 13 : *Facies sabbiose*. A e B : *Ripples* (RCL) in sabbie medio-grossolane. Si noti il carattere *climbing* delle forme che tendono a migrare arrampicandosi una sull'altra. La freccia indica la direzione del flusso. C : Stratificazione pianoparallela associata alla migrazione di forme di fondo a scarsissimo rilievo (PPS) in sabbie grossolane. Notare la presenza di leggere troncature interne. D : PPS in sabbie grossolane con *scour* sviluppato intorno ad un *pebbles*. La freccia rossa indica la direzione di trasporto E : Intervallo di sabbie medio grossolane con dispersi *granules* allineati alla stratificazione incrociata originata dalla migrazione di dune 2D o *unit bars* sabbiose a fronte rettilineo (PCS). Si noti la superficie che separa la porzione inferiore a PPS da quella superiore a PCS. F : Set sovrapposti PCS. Si noti la chiara stratificazione incrociata planare evidenziata soprattutto dall'allineamento di *granules* lungo i piani di stratificazione.

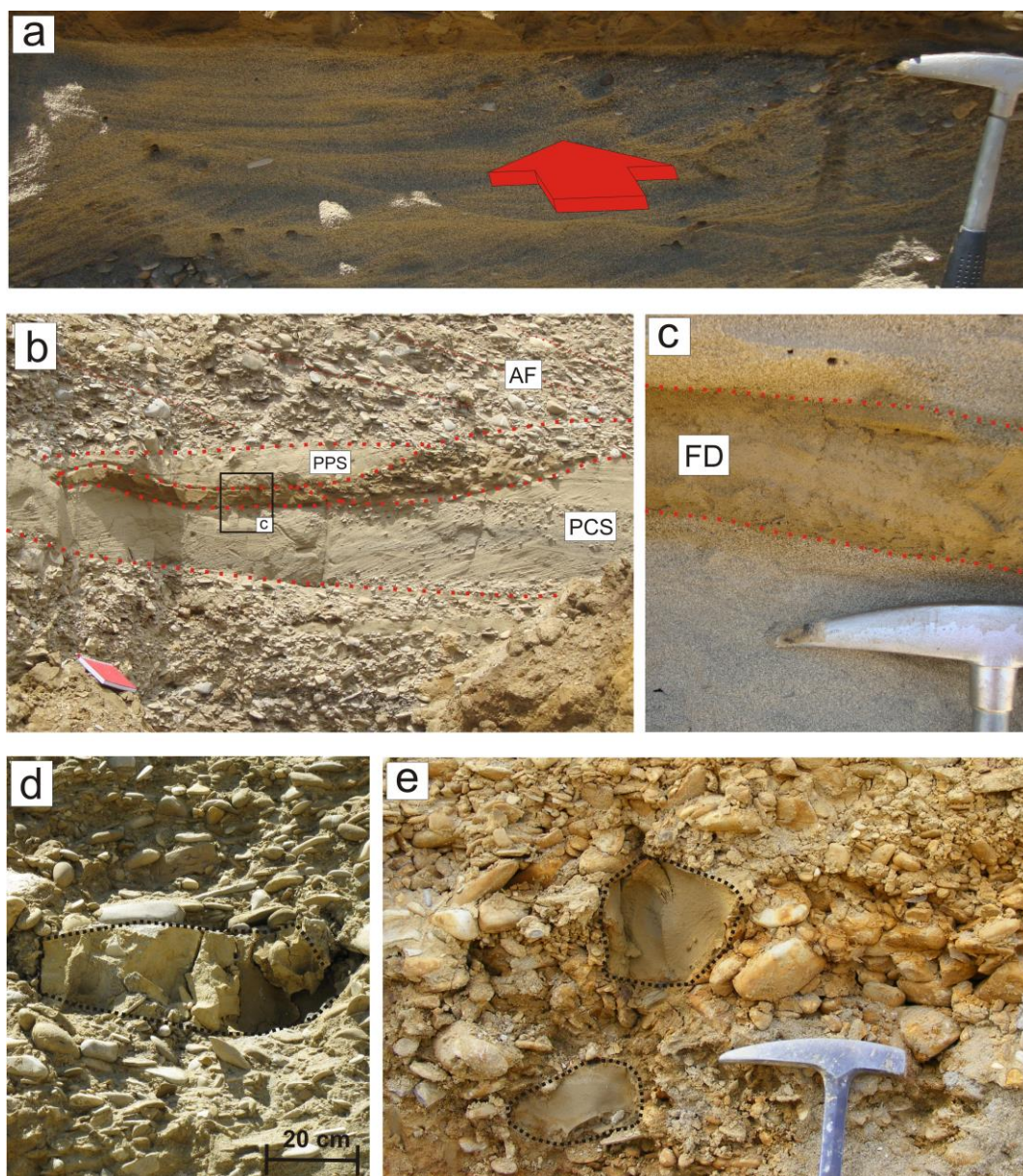


Fig. 14 : Facies ghiaiose e sabbiose. A : Sabbie medio-grossolane a stratificazione incrociata a truogoli con *granules* allineati lungo i piani di stratificazione. Si noti l'aspetto "a festone" dei diversi set legati alla migrazione di dune 3D o *unit bars* sabbiose a fronte sinuoso che permettono di definire un flusso ortogonale entrante rispetto alla sezione (freccia rossa). **B :** Drappo di fango leggermente sabbioso (FD) con geometria tabulare in sabbie PCS. Si noti l'accumulo di sedimento ghiaioso nella parte superiore dell'immagine dato dalla migrazione sottocorrente di un fronte di *avalanching*. **C :** Particolare del drappo di fango illustrato in B in sabbie. **D :** Clasto di fango in ghiaie. Si noti il carattere subangoloso, indice della limitata distanza percorsa. **E :** *Mud clasts* dal profilo subarrotondato.

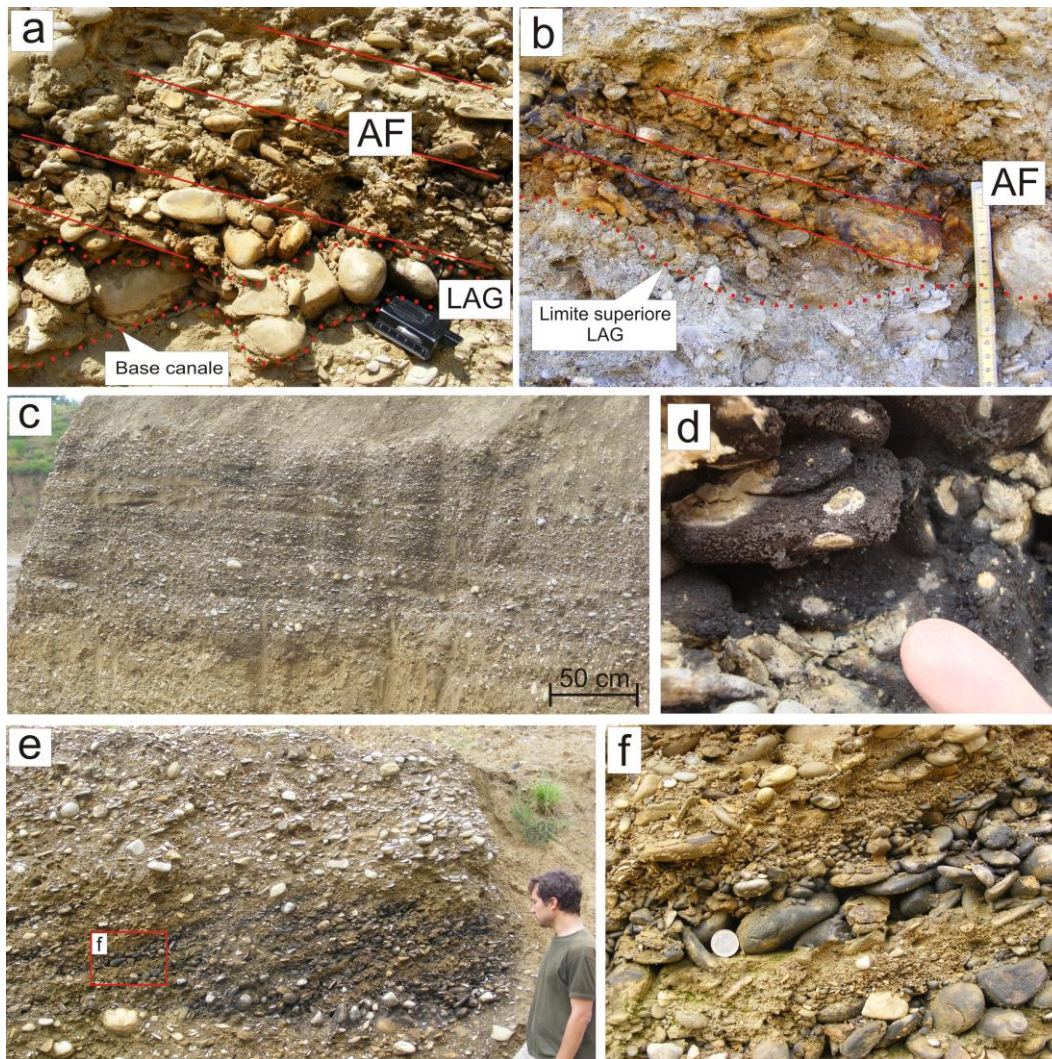


Fig. 15 : Facies ghiaiose. A : Ciottoli embriciati di lag di fondo canale. Il limite inferiore del lag delimita la base del canale. Al di sopra del lag si accumulano depositi ghiaiosi clinostratificati derivanti dalla migrazione sottocorrente di un fronte di *avalanching*. B : Depositi generati dalla migrazione sottocorrente di un fronte di *avalanching* e poggianti su depositi di lag di fondo canale. C : Stratificazione piano-parallela (BS) in ghiaie legata alla migrazione di forme di fondo a scarso rilievo (*bed-load sheets*). D : Ciottoli con tessitura *openwork* caratterizzati dalla presenza di ossidi di manganese. E : Depositi clinostratificati generati dalla migrazione sottocorrente di fronti di *avalanching*. Notare la regolare alternanza di depositi a matrice sabbiosa e lenti *openwork*. F: Deattiglio di E.

La fase relativa allo studio delle principali geometrie dei depositi si è basata sulla suddivisione del fronte di cava in tre sezioni (Fig. 16).

Le tracce dei *logs* sedimentologici, misurati sulle varie sezioni, sono state riportate sui vari *linedrawings*, al fine di facilitare la correlazione tra caratteristiche sedimentologiche e l'architettura deposizionale.

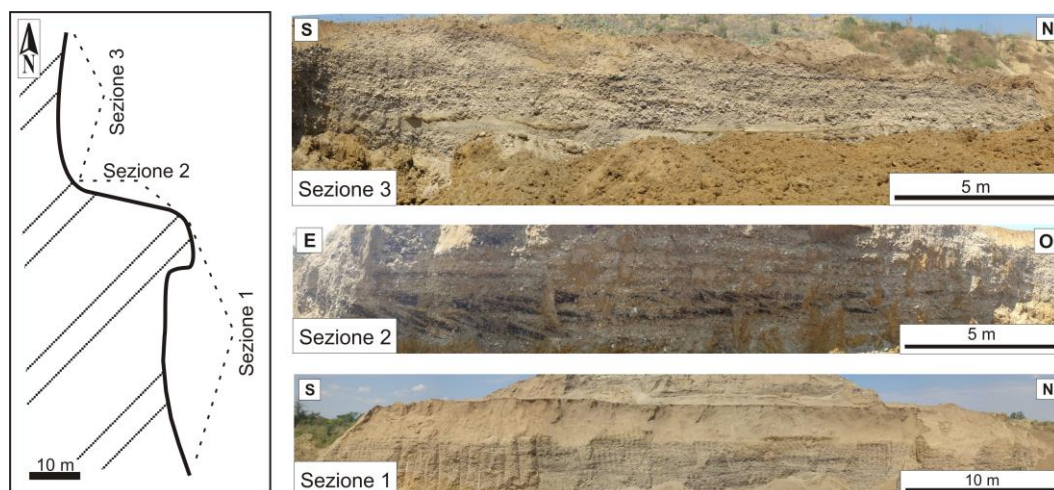


Fig. 16 : Orientazione e disposizione del fronte di cava e delle tre sezioni in cui è stato suddiviso.

4.4.1 Sezione 1

La sezione 1 è rappresentata da una parete orientata N-S estesa circa 50 metri e costituita da prevalenti ciottolami con subordinate sabbie (Fig.17). I tre *logs* misurati presentano un'estensione verticale variabile da poco più di 3 metri (LOG 3) a quasi 4 metri (LOG 2) e mostrano un trend granulometrico verticale poco definito. I depositi ghiaiosi possono essere distinti in due principali unità separate da una netta superficie erosiva che scende spostandosi da Sud verso Nord (Fig. 17). Le ghiaie presenti al di sotto di tale superficie risultano scarsamente esposte, e sono caratterizzate da una maggior presenza di matrice sabbiosa, che appare comunemente ossidata. Le ghiaie presenti al di sopra della superficie sono l'oggetto del presente studio e sono caratterizzate da un minor contenuto di sedimento sabbioso.

Questi depositi sono costituiti da *facies* grossolane di *LAG* nella porzione inferiore, mentre le *facies* dominanti dell'intero corpo sedimentario sono costituite da depositi ghiaiosi a stratificazione planare (*BS*) o incrociata (*AF*).

Gli intervalli sabbiosi con spessore significativo si trovano nella parte alta dell'unità in esame e sono caratterizzati da stratificazione planare o incrociata (*PPS* e *PCS*). I singoli strati, in particolare quelli ciottolosi, evidenziano una generale gradazione normale, con *cobbles* alla base e *pebbles* verso tetto. Le misure effettuate sui ciottoli embriciati di maggiori dimensioni permettono di ricavare la direzione principale del trasporto, che risulta essere principalmente entrante rispetto alla sezione considerata. Sebbene gli strati presenti tendano a tagliarsi ripetutamente ed a mostrare geometrie lentiformi più o meno schiacciate, l'attitudine complessiva degli strati è praticamente orizzontale, o leggermente inclinata verso N soltanto nella parte destra della sezione. La stratificazione pianoparallela che caratterizza molti strati evidenzia una tendenza ad immergere di pochi gradi (circa 5°) verso Nord. La porzione più meridionale di questa sezione è caratterizzata dalla presenza di numerosi corpi lentiformi (spessi circa 60 cm e larghi fino a circa 4 m) a base concava e tetto piana. Questi corpi sono comunemente costituiti da sabbie a stratificazione parallela o incrociata, localmente associati a livelli discontinui di fango (*FD*).

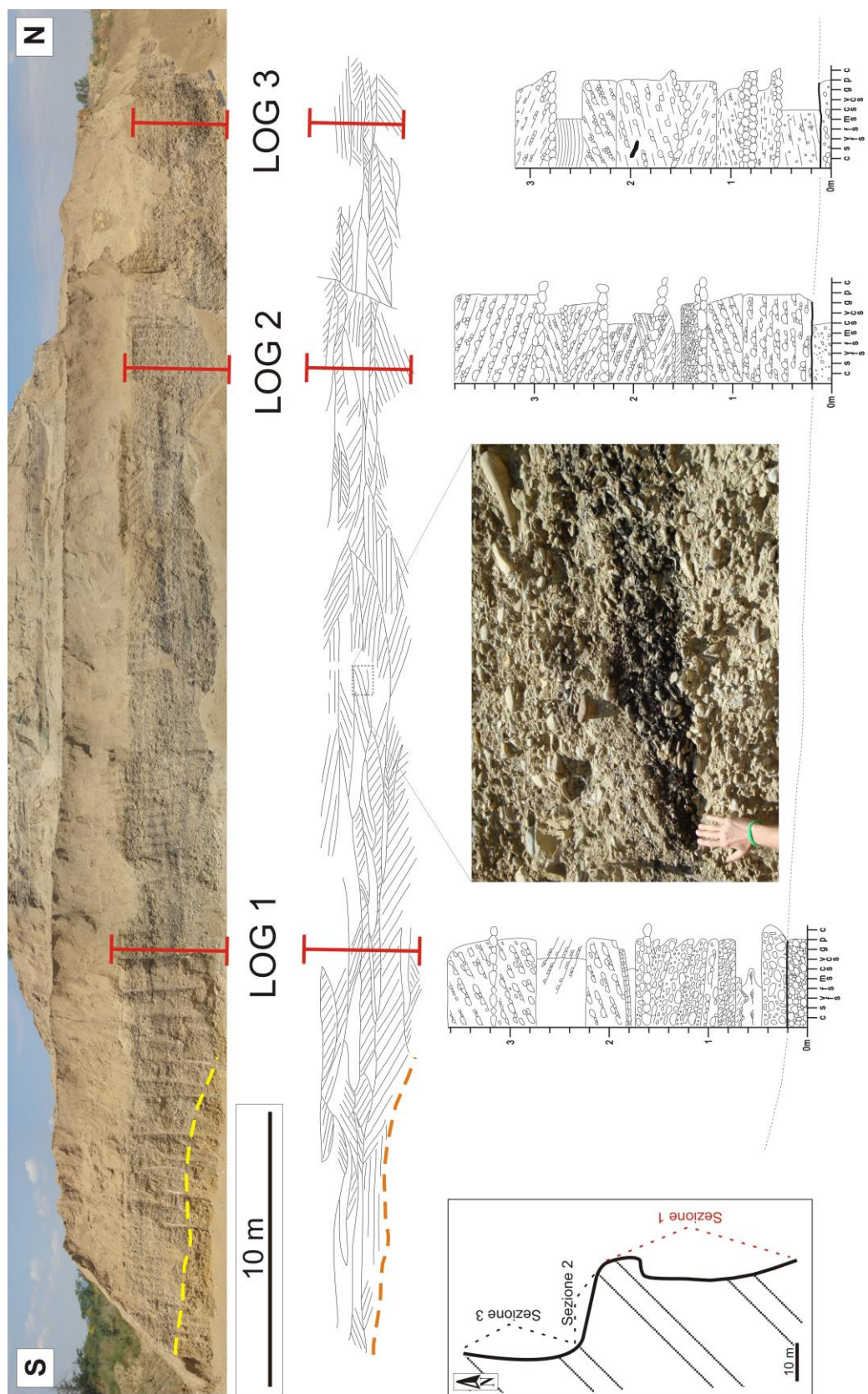


Fig. 17 : Sezione 1

4.4.2 Sezione 2

La sezione 2 è costituita da una parete orientata E - O estesa per circa 20 metri e costituita, come nella sezione precedente, da ciottolame prevalente e subordinate sabbie (Fig.18). I due *logs* misurati (LOG 4 e LOG 5) hanno una traccia verticale di circa 3 metri e mezzo e mostrano, come nel caso precedente, un trend poco definito. La superficie erosiva visibile nella sezione 1 prosegue nella sezione due, mantenendosi costante nella porzione inferiore della sezione, a circa 0.5 metri dalla base della stessa (Fig. 18) La facies prevalente è quella associata alla migrazione sottocorrente di fronti di *avalanching* ghiaiosi (AF), mentre le facies sabbiose sono poco presenti e comunque limitate in spessore (non superano i 30 cm). I fronti di *avalanching* ghiaiosi presentano uno spessore massimo di 1.5 metri, e possono essere seguiti attraverso tutta la sezione (Fig. 18). I singoli strati non presentano gradazione evidente e gli elementi di maggiori dimensioni sono ugualmente distribuiti all'interno degli strati stessi. Tali fronti sono attribuibili alla migrazione sottocorrente di *unit bars*. L'assetto degli strati è concordante e caratterizzato da una lieve immersione verso Ovest (circa 5° gradi). Sulla base della distribuzione dell'orientazione dei fronti di *avalanching*, i depositi esaminati possono essere distinti in due porzioni. Nella porzione basale, i fronti immergono chiaramente verso Ovest, indicando un dominante paleoflusso in tale direzione, in pieno accordo con quanto osservato nella sezione 1. La parte superiore della sezione, invece, pur mantenendo un generale *bedding* leggermente immergente verso Ovest, è caratterizzata da fronti di *avalanching* immergenti (i.e. paleotrasporto) verso Est e Sud-Ovest.

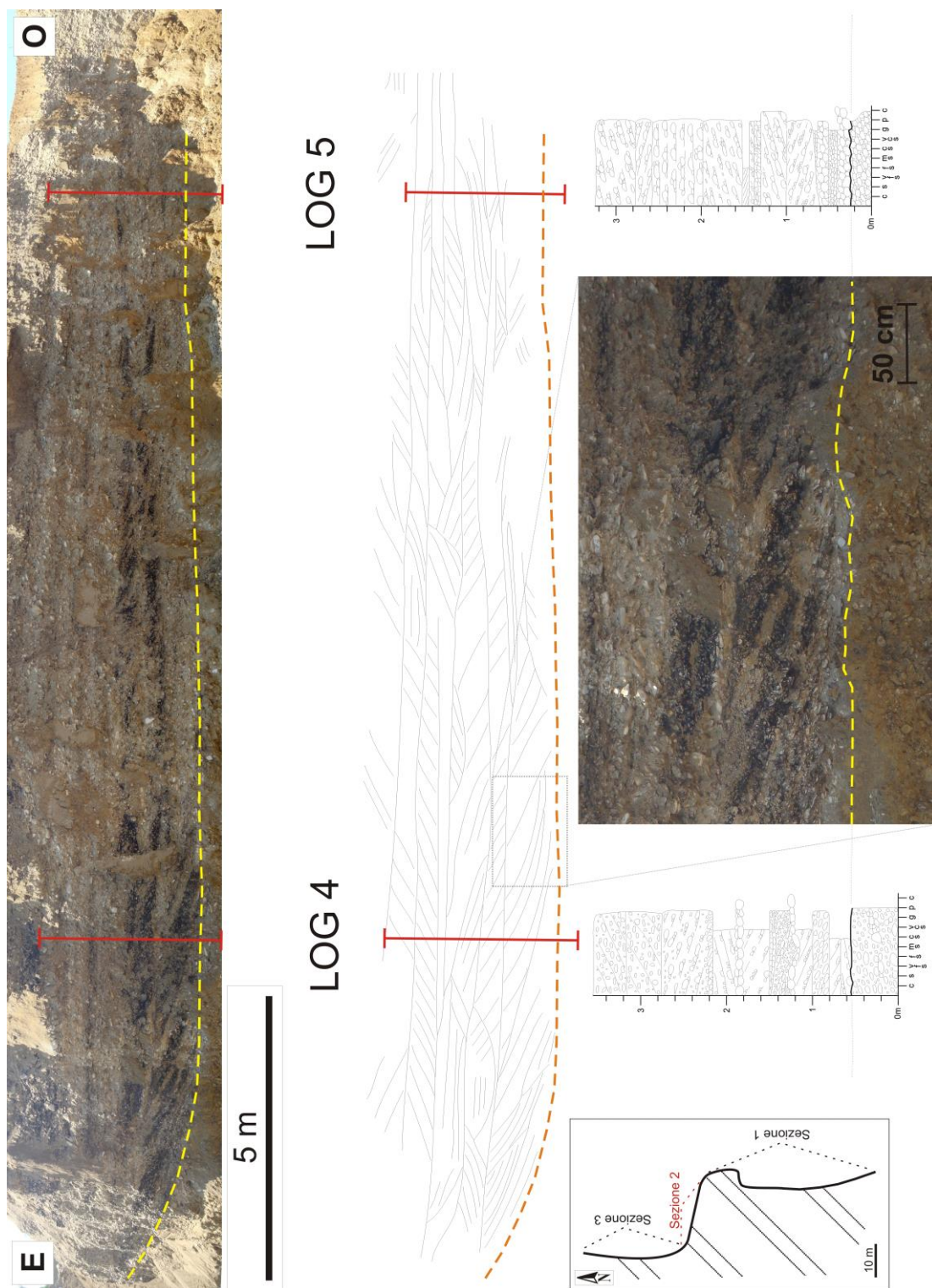


Fig. 17 : Sezione 2

4.4.3 Sezione 3

La sezione 3 è rappresentata da una parete orientata N - S estesa circa 30 metri ed è costituita da ciottolami e sabbie (Fig.19). A differenza delle sezioni precedenti i livelli sabbiosi sono maggiormente presenti e creano corpi di forma lenticolare con base concava e tetto piano, spessi fino a 50 cm, ed estesi lateralmente fino ad un massimo di una decina di metri. La superficie erosiva tracciata nelle sezioni 1 e 2 prosegue anche nella sezione 3 immergendo debolmente verso Nord. I *logs* misurati mostrano un trend complessivamente poco definito, sebbene il LOG 6 sembri delineare un leggero *trend coarsening upward*. Il tracciato del LOG 7 non risulta completamente visibile in foto perché il log è stato misurato in un momento posteriore allo scatto della panoramica, dopo che l'avanzamento dei lavori ha portato all'approfondimento dello scavo alla base della parete in esame. Il LOG 7 intercetta numerosi corpi ghiaiosi concavo-piani con gradazione normale e diffusa stratificazione incrociata. Il generale assetto degli strati evidenzia un'immersione verso Nord, con angolo di circa 10-15°. La stratificazione pianoparallela presente nei depositi ghiaiosi tende ad immergere di pochi gradi sia verso Nord che verso Sud. La sezione è caratterizzata dalla presenza di numerosi corpi lentiformi a base e tetto piano, soprattutto nella parte più a N della sezione. La base di tali corpi è spesso evidenziata dall'allineamento di *pebbles* e *cobbles*, comunemente sovrastati da depositi sabbiosi o ghiaiosi a stratificazione incrociata. La disposizione dei fronti di *avalanching* e delle embriciature definisce un prevalente trasporto verso Sud - Ovest, in accordo con quanto osservato nella porzione superiore dei depositi studiati nella sezione 2.

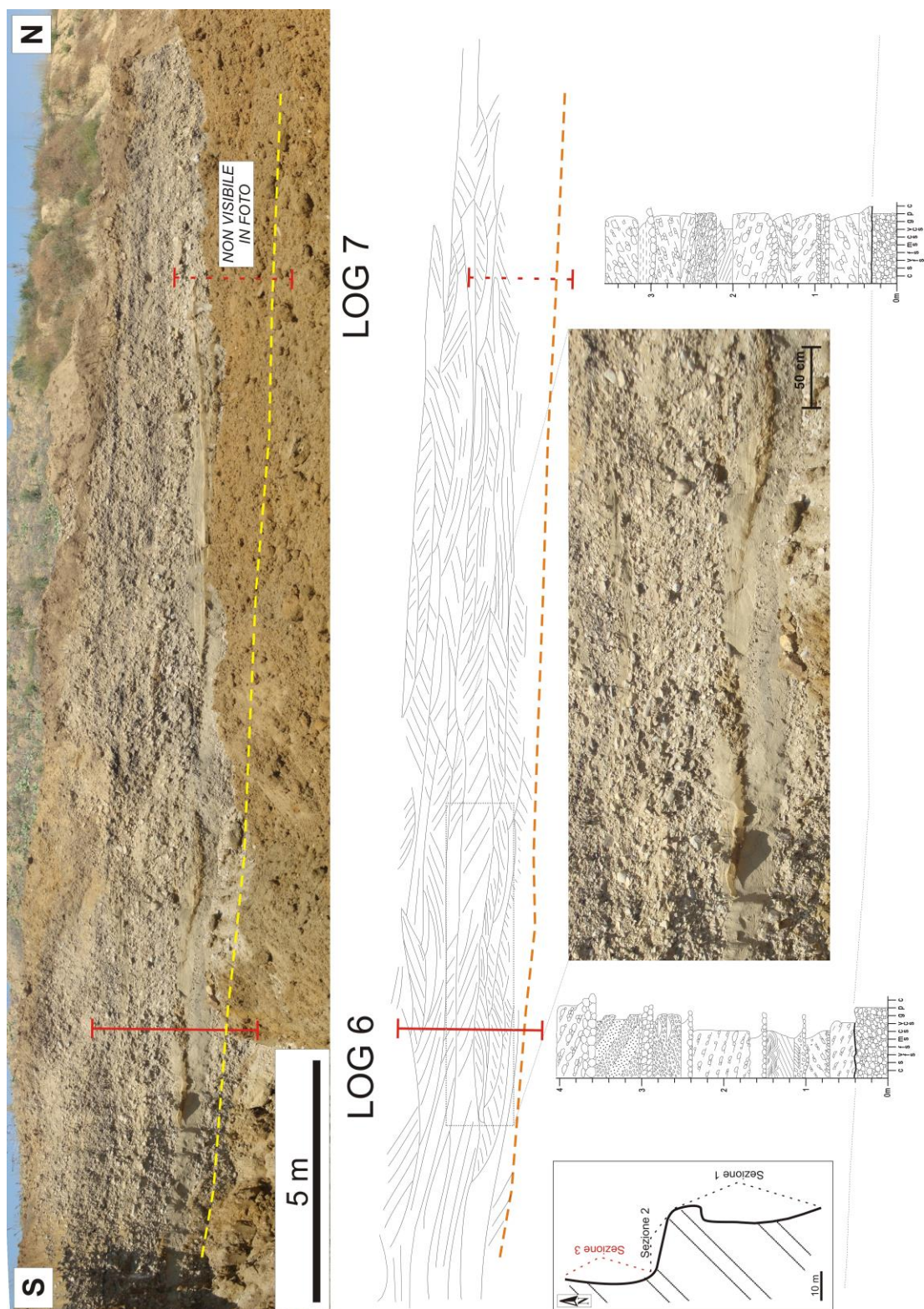


Fig. 19 : Sezione 3

Nella Fig.20 le tre sezioni descritte sono state disposte in modo da creare una rappresentazione tridimensionale continua. In tal modo è possibile apprezzare che la geometria dell'intero deposito è caratterizzata da strati apparentemente suborizzontali nella sezione 1 che tendono ad immergere di 10-15° verso Nord muovendosi verso Nord. Tali strati mostrano anche una leggera componente di immersione verso Ovest, come evidenziato dalla sezione 2. La Fig.20B evidenzia come nel complesso il trasporto avvenga circa verso Ovest, ovvero pressochè ortogonalmente alla direzione di immersione degli strati. In particolare, la figura evidenzia come il corpo analizzato possa essere distinto in due porzioni. La porzione inferiore è caratterizzata complessivamente da un trasporto verso Ovest, mentre la porzione superiore è associata ad un trasporto con componente verso Sud-Ovest.

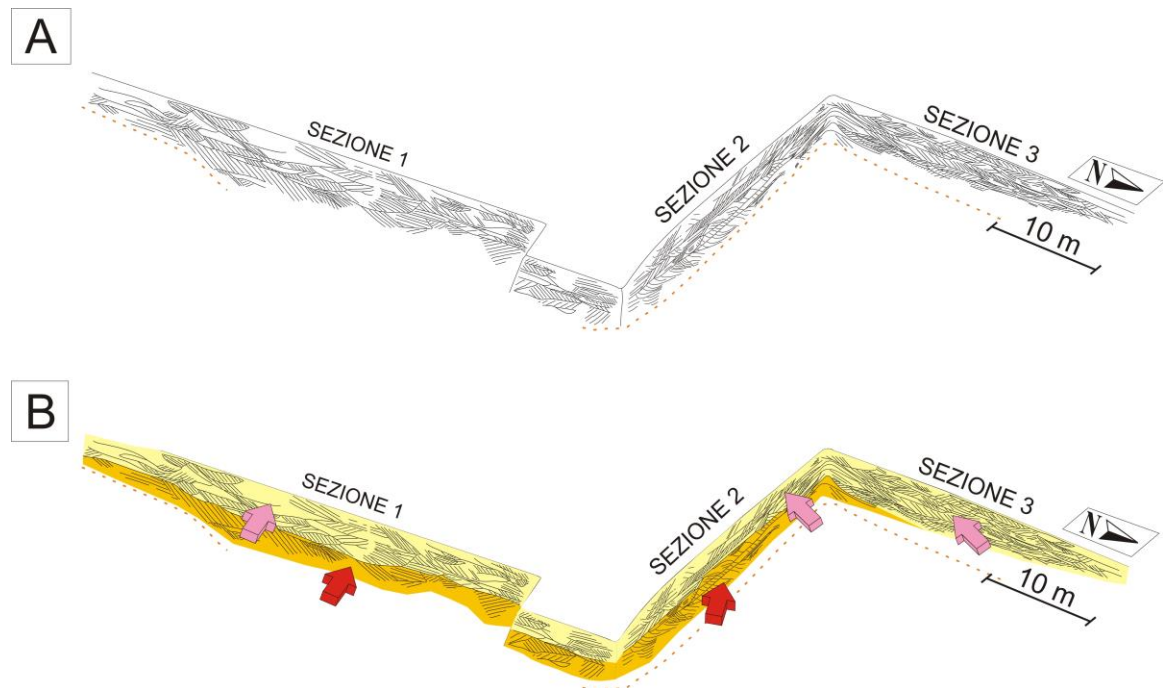


Fig. 20 : Visione di insieme del fronte di cava esaminato. A : Linedrawing delle principali superfici di strato. Si noti la tendenza del deposito ad immergere di 10-15° verso Nord spostandosi verso Nord. B: Principali direzioni di trasporto ricavate da embriciature ed orientazione dei fronti di *avalanching*. Si noti la distinzione tra la porzione inferiore caratterizzata da un trasporto uniforme verso Ovest (freccie rosse) praticamente ortogonale alla direzione di immersione degli strati, e la porzione superiore caratterizzata da un trasporto inclinato verso Sud-Ovest (freccie rosa).

4.5 DISCUSSIONE

I depositi in esame si sono chiaramente accumulati in condizioni di trasporto trattivo, come evidenziato dalla presenza di stratificazioni di vario tipo che danno origine alle diverse *facies* riscontrate (Tab.1), mentre non è stato documentato alcun episodio di sedimentazione associabile a trasporto in massa laminare (debris-flow) o turbolento (flusso iperconcentrato). La presenza dei depositi ghiaiosi analizzati al di sopra di una superficie erosiva coperta da clasti della dimensione dei *cobbles* indica che tali depositi rappresentano il riempimento attivo (i.e. accumulatosi mentre il canale era interessato da sedimentazione attiva) di un corpo canalizzato. Secondo tale assunzione l'accumulo di materiale in esame può essere associato quindi ad un deposito di barra fluviale. La distribuzione spaziale dei depositi di lag di fondo canale, e della superficie erosiva associata, evidenzia, se pur in parte, la geometria del corpo canalizzato. Il lag di fondo canale può essere seguito più o meno lungo tutta la sezione composita, e si nota come nella porzione più a S (sezione 1) si trovi ad un'altezza maggiore e sia più acclive rispetto alla porzione più a N (sezione 3). Tale geometria indica la presenza di un fianco immergente verso Nord, e pertanto di un canale orientato circa Est-Ovest. In accordo a tali considerazioni, la sezione in esame risulta pertanto essere pressoché trasversale al canale ed alla principale direzione di trasporto che, in accordo alle paleocorrenti misurate, è principalmente verso Est e Sud-Est (entrante rispetto all'osservatore). La principale attitudine degli strati risulta nel complesso immergente verso N, ma nella porzione più a S dell'affioramento (sezione 1) si nota come, per i primi 30 metri circa, essi risultino essere più o meno orizzontali. Questa architettura deposizionale, caratterizzata pertanto da strati immergenti trasversalmente rispetto alla principale direzione del flusso, permette di attribuire i depositi in esame ad una barra fluviale associata al fianco del canale (i.e. *side bar*). Tale ipotesi trova conferma nell'identificazione della superficie del fianco meridionale del canale, che diviene pertanto l'argine interno del sistema barra-canale (*inner bank*). Nel caso di identificazione di estesi corpi clinostratificati immergenti trasversalmente al

paleoflusso, l'individuazione del fianco interno del canale permette di escludere la presenza di una barra di medio canale osservata parzialmente (solo la terminazione laterale) ed in sezione trasversale al flusso. Infatti se i depositi clinostratificati in esame rappresentassero la terminazione laterale di una barra di medio canale, le dimensioni di quest'ultimo sarebbero chiaramente sopradimensionate rispetto a quelle del fiume Arno. Le dimensioni della barra in esame e del canale associato, concordano inoltre con quelle recentemente definite da Peloso (2011) per coevi depositi del paleo-Arno affioranti a pochi chilometri dall'area in esame. L'interpretazione fornita per i depositi esaminati concorda con quella proposta da Billi et al. (1987), che associavano i depositi del paleo-Arno dell'area di Monticello a sistemi fluviali ghiaiosi di tipo *low-sinuosity*.

Le forme erosive a base concava e tetto piano sono canali minori e sono presenti in quantità maggiore nella parte più a S della sezione 1. L'accrezione delle singole *unit bars*, ben apprezzabile nella parte inferiore della sezione 2, mostra la tendenza allo spostamento verso valle dell'intera barra, che coinvolge classi granulometriche diverse. Nella stessa sezione sono inoltre presenti alcuni canali minori di ridotte dimensioni. Nell'ambito di tale interpretazione, le forme erosive ben definite nella sezione 1 costituiscono un punto chiave per poter definire l'appartenenza di questa barra ad un sistema di tipo *wandering*. La loro localizzazione infatti coincide con quella dei canali secondari aderenti alla sponda descritti da Billi (Fig.1) ed evidenzia come la barra sia comunemente affetta da fenomeni di *bypass* associati a flussi sviluppati sul tetto della barra durante i principali eventi di piena. Durante tali eventi il flusso principale oltrepassava la barra scavando i canali secondari, che venivano poi riempiti durante la fase calante dell'evento di piena.

La dominanza di un flusso marcatamente attivo al di sopra della barra è anche evidenziata dalla principale migrazione sottocorrente dei fronti di *avalanching*, che tendono a migrare principalmente parallelamente al fianco del canale, come evidenziato dalla sezione 2. Tale dato appare in accordo con quanto descritto da Rice et al (2009) su canali di tipo *wandering* del Fraser River (British Columbia, Canada), dove le principali barre esaminate appaiono essere forme

composite allungate sottocorrente, e costituite da unità elementari associate alla presenza di fronti di *avalanching* migranti parallelamente all'asse della barra (Fig.3). Tali barre sono distintive di corsi d'acqua a scarsa sinuosità o pressochè rettilinei.

A differenza di quanto riportato dagli studi su sistemi di canali a scarsa sinuosità attuali, dove l'analisi morfodinamica delle barre non permette di definire la loro evoluzione nel tempo, il caso esaminato permette anche di documentare l'evoluzione temporale della barra in esame. Infatti, l'integrazione del dato relativo all'architettura deposizionale con quello relativo alla distribuzione delle paelocorrenti rivela che la modalità di accumulo di sedimento sulla barra è variato nel tempo. In una prima fase infatti, il sedimento raggiungeva la barra principalmente migrando sottocorrente, evidenziando un comportamento simile a quello delle barre longitudinali, con associata migrazione della porzione prossimale della barra su quella distale (Nemec & Postma, 1993). In una seconda fase, la variazione della principale direzione di trasporto verso Sud-Ovest evidenzia come la barra venga interessata da accumulo di sedimento proveniente dal fianco esterno del canale (*pool*). Tale fenomeno può essere associato ad un incremento di sinuosità del canale ed al conseguente sviluppo di un elicoide nel flusso, che comporta erosione di sedimento sul fianco esterno e ridistribuzione di questo sulla barra attraverso la migrazione di forme di fondo o *unit bars* migranti pressochè ortogonalmente al flusso principale e dirette verso la sommità della barra (processo di *scrolling*; Fig.22).

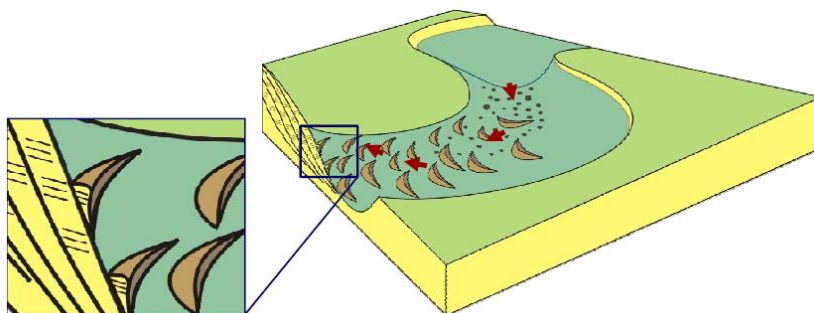


Fig.21 : Processo di *scrolling*

CAPITOLO 5

I DEPOSITI FLUVIALI PLEISTOCENICI DEL BACINO DI SIENA: IMPLICAZIONI PER L'EVOLUZIONE DEL DRENAGGIO DEL FIUME ARNO

La seconda parte del lavoro è focalizzata su depositi fluviali affioranti nel Bacino di Siena, circa 22 km a Sud - Ovest dell'area precedentemente studiata nel Bacino del Valdarno. I depositi esaminati in questa seconda area sono stati precedentemente oggetto di studi (Boscaini, 2011; Moscon, 2011) principalmente volti a definire la successione stratigrafica dell'area (Boscaini, 2011) ed ad analizzare tematiche relative alla provenienza dei depositi fluviali in relazione all'evoluzione del paleo-drenaggio del Fiume Arno (Moscon, 2011). Il presente studio si propone di caratterizzare tali depositi dal punto di vista sedimentologico, confrontarli con quelli studiati nell'area di Monticello e di utilizzare dati derivanti da tale confronto per contribuire alla discussione inerente le problematiche relative all'evoluzione del drenaggio del paleo-Arno sollevate da Moscon (2011). Un quadro generale dell'evoluzione del drenaggio del Fiume Arno verrà illustrato nel paragrafo 5.1, mentre un inquadramento geomorfologico e stratigrafico dell'area in esame, insieme con la definizione dei principali scopi del presente studio, verranno illustrati nel paragrafo 5.2.

5.1 L'EVOLUZIONE DEL DRENAGGIO DEL FIUME ARNO E SCOPO DEL PRESENTE STUDIO

Lo sviluppo delle tettonica distensiva post-collisionale che interessò l'Appennino Settentrionale portò, nel Pliocene Medio, alla formazione o sviluppo di una serie di bacini interni (e.g. Bacino del Valdarno, Mugello, Val Tiberina) la cui crescita ha significativamente modificato l'evoluzione del drenaggio appenninico.

Bartolini & Pranzini (1981) suddividono l'evoluzione del drenaggio di tale area in due fasi principali, la prima risalente al Pliocene Medio e la seconda tra il Plio-Pleistocene. Nel Pliocene Medio l'Arno non presentava ancora il suo corso attuale, e fluiva dal Bacino del Casentino verso il Bacino della Val di Chiana attraversando il Bacino di Arezzo (Fig.22). Secondo gli stessi Autori, il Bacino del Valdarno Superiore potrebbe aver anche drenato verso il mare pliocenico di Castelnuovo Berardenga (Bacino di Siena) lungo un'importante zona di faglia che attualmente ospita il Torrente Ambra (Fig.22).

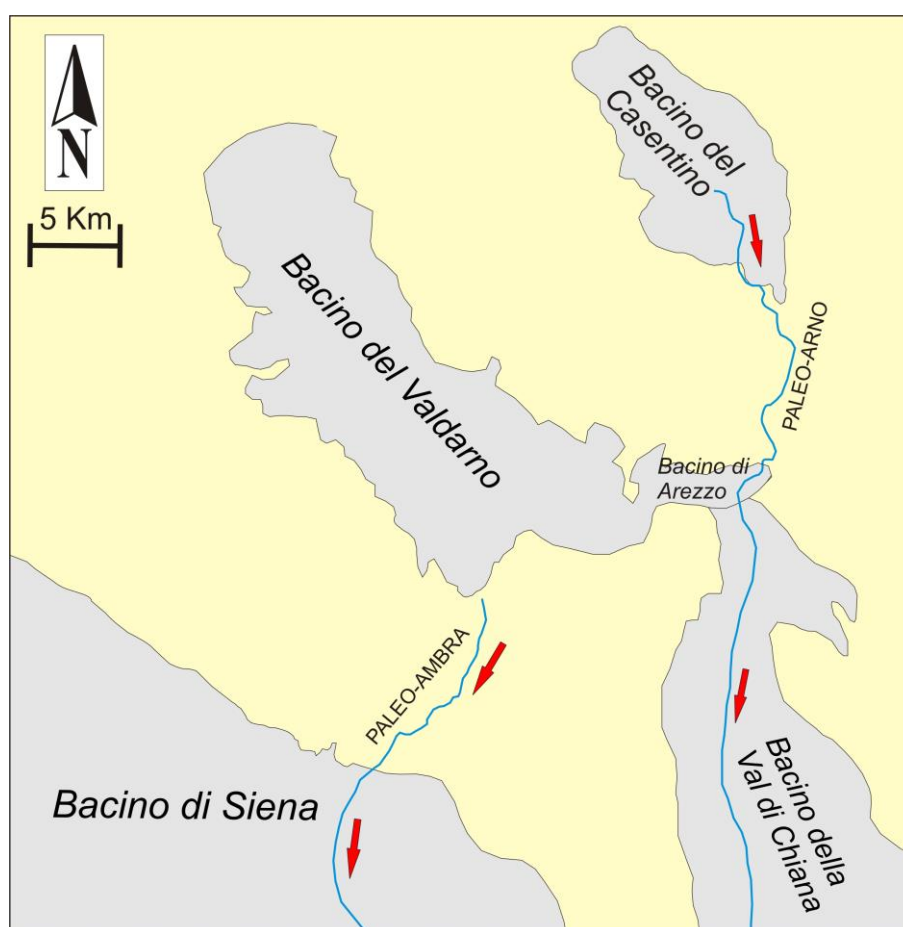


Fig. 22 : Rappresentazione schematica dell'evoluzione del drenaggio dell'area secondo Bartolini & Pranzini (1981). Nel Pliocene Medio il paleo-Arno fluiva dal Bacino del Casentino verso il Bacino della Val di Chiana attraversando il Bacino di Arezzo, mentre la paleo-Ambra fluiva dal Bacino del Valdarno verso il Bacino di Siena.

Tra il Pliocene Superiore ed il Pleistocene Inferiore lo sviluppo di numerosi bacini collocati lungo l'attuale corso del Fiume Arno influenzarono

fortemente il drenaggio. In particolare, l'elevata subsidenza del Bacino del Valdarno Superiore causò la cattura del Fiume Arno che iniziò a fluire nel Valdarno compiendo una grossa curva poco a Nord di Arezzo, e definendo così il suo attuale corso. L'entrata del paleo-Arno nel Bacino del Valdarno, ed il relativo accumulo dei depositi del Sintema di Monticello (vd. Paragrafo 4.1), era datata ad un generico Pleistocene (Martini & Sagri, 1993) ma recentemente Mazza et al. (2006) hanno attribuito tale evento al Pleistocene Medio. Per la precisione, tali Autori riferiscono la porzione inferiore dei depositi del Sintema Monticello – Ciuffenna alla base del magnetochron Bruhnes.

Studi recenti (Aldinucci et al., 2007; Boscaini, 2011; Moscon, 2011) effettuati nell'area ubicata a cavallo dell'attuale spartiacque che separa il Bacino del Valdarno (a Nord) ed il Bacino di Siena (a Sud) evidenziano la presenza di una paleovalle (Fig.23) larga fino a 2 km, orientata circa Nord-Sud e drenata verso il Bacino di Siena (i.e. verso Sud). Boscaini (2011), sulla base di analisi paleomagnetiche, attribuisce a tali depositi un'età relativa al passaggio Plio-Pleistocene (magnetochron Olduvai).

Moscon (2011) propone due ricostruzioni ipotetiche riguardo i possibili bacini di drenaggio di tale valle (Fig.24). Una prima ipotesi (Fig.24A) prevede che il bacino di tale reticolo fosse limitato all'area compresa tra il Bacino del Valdarno (a Nord-Ovest), il Bacino di Arezzo (a Nord) ed il Bacino della Val di Chiana (a Nord-Est). Una seconda ipotesi (Fig.24B) prevede invece che tale valle fosse drenata dal Fiume Arno che, originandosi nel Bacino del Casentino, fluiva verso Sud raggiungendo il Bacino di Arezzo, dove deviava verso Ovest immettendosi nell'area di Laterina. In quest'area il corso d'acqua svoltava bruscamente a Sud inserendosi nella valle del Torrente Scerfio, confluiva poi in Val d'Ambra e raggiungeva infine il Bacino di Siena (Fig.24B). Solo successivamente, nel Pleistocene Medio, il fiume avrebbe deviato il proprio corso verso il Bacino del Valdarno a seguito di una cattura. Sulla base di analisi geomorfologiche e composizionali, Moscon (2011) ipotizza che questa seconda ipotesi sia la più probabile.

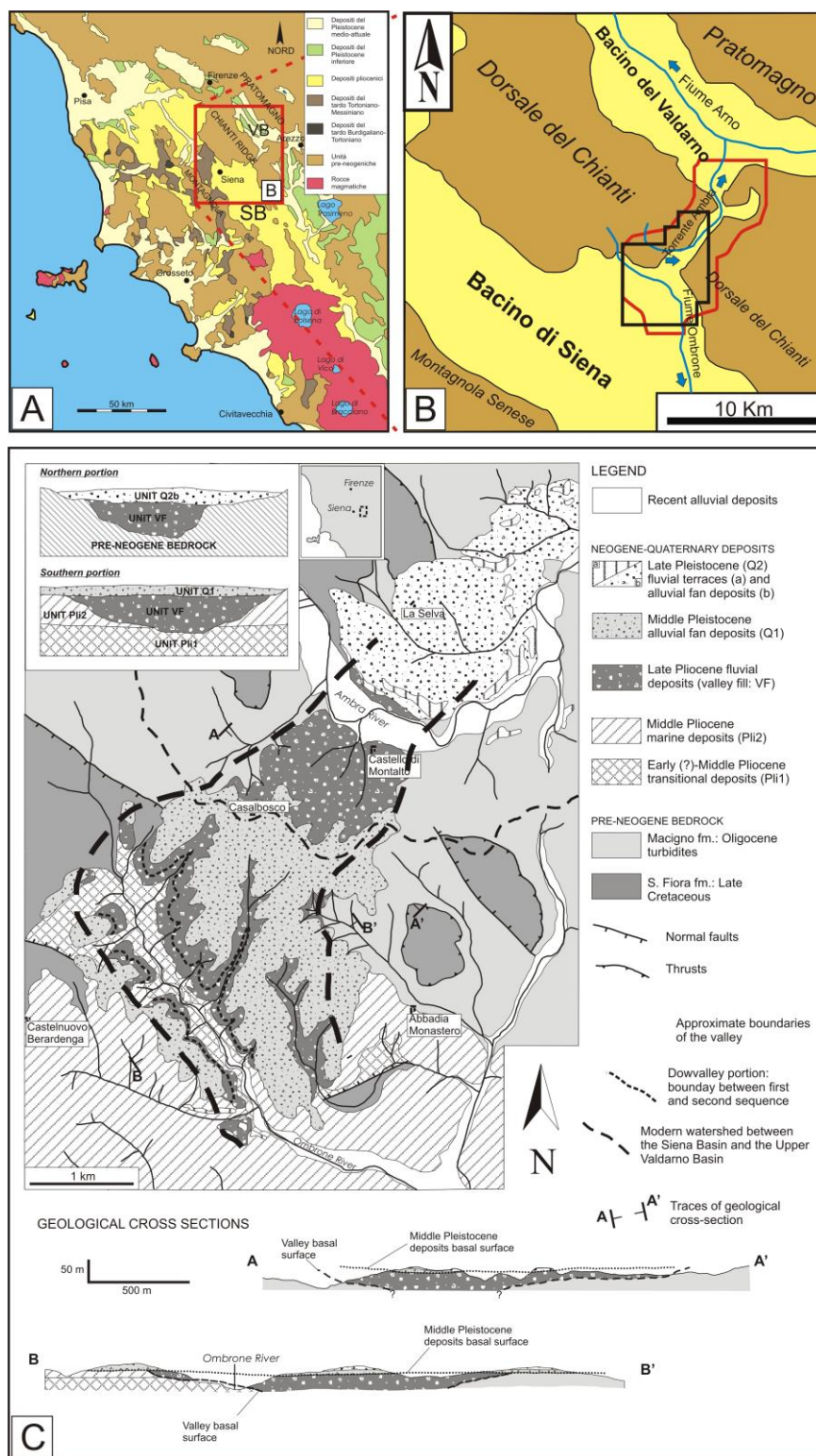


Fig.23 : La paleovalle definita da Aldinucci et al. (2007). A : Inquadramento geografico-geologico. B : Ubicazione delle aree di studio tra il Bacino del Valdarno ed il Bacino di Siena. Il poligono in rosso indica l'area interessata dal rilevamento nel presente studio; il poligono in nero indica l'area esaminata da Aldinucci et al. (2007). C: Carta geologica schematica (da Aldinucci et al.,2007) della zona che ospita la paleovalle.

Nell'ambito dell'evoluzione del drenaggio del paleo-Arno precedentemente descritta, la presente tesi si propone di contribuire a determinare quale delle possibili ipotesi proposte da Moscon (2011) possa essere la più realistica.

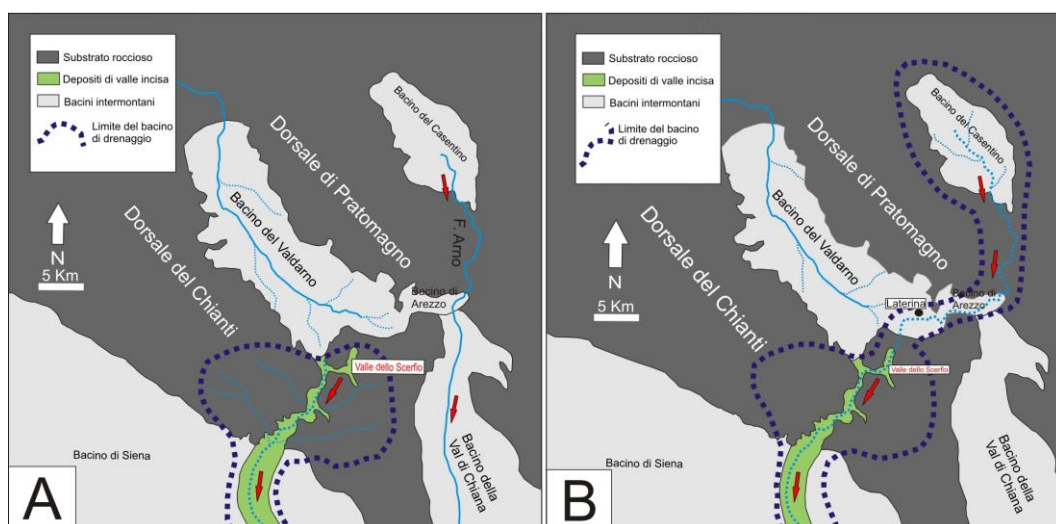


Fig. 24 : Ricostruzione ipotetica del bacino di drenaggio (da Moscon, 2011) dei depositi fluviali in esame. A : Drenaggio limitato all'area chiantigiana. B : Drenaggio comprendente l'area casentinese e l'area chiantigiana.

Tale obiettivo verrà perseguito attraverso tre principali stadi di analisi. In fase iniziale verrà evidenziata la distribuzione areale dei depositi vallivi in esame. In una seconda fase, tali depositi verranno analizzati del punto di vista sedimentologico al fine di evidenziare possibili analogie con quelli studiati nell'area di Monticello. Infine, si procederà con un'analisi paleoidrologica su entrambi i casi studio, al fine di verificare possibili analogie tra le paleoportate dei due sistemi e avvalorare o meno il modello proposto da Moscon (2011) riguardo la presenza del paleo-Arno nel Bacino di Siena.

5.2 L'AREA IN ESAME

L'area in esame è situata a cavallo delle province di Arezzo e di Siena, e si estende in direzione NNE - SSO dal territorio del comune di Bucine (AR) fino al comune di Castelnuovo Berardenga (SI). Tale area è ubicata a cavallo della Dorsale del Chianti (Fig.23B), in corrispondenza dell'attuale spartiacque che separa il Bacino del Valdarno dal Bacino di Siena. La zona è coperta dalle sezioni CTR 287120, 287160, 297040, 297030 della cartografia in scala 1:10000 della regione Toscana e compresa nei fogli 114 e 121 della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100000 IGM.

Morfologicamente l'area in esame risulta distinta in due porzioni ben definite e separate dallo spartiacque che divide il Bacino del Valdarno Superiore (a Nord) dal Bacino di Siena (a Sud) (Fig.25).

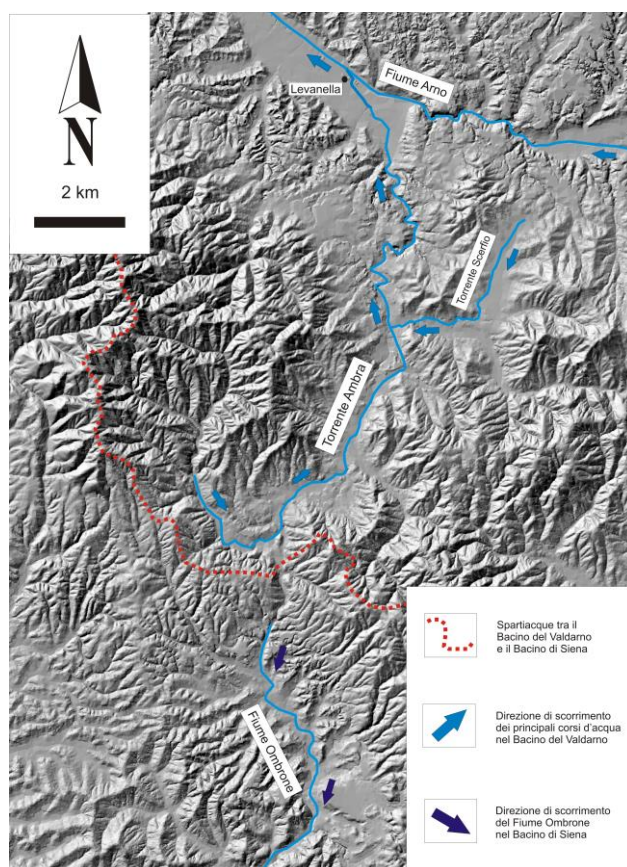


Fig. 25 : Modello digitale del terreno relativo all'area di studio. In evidenza lo spartiacque tra il Bacino del Valdarno ed il Bacino di Siena.

Il settore settentrionale è drenato dal torrente Ambra il quale, dopo un breve tratto a drenaggio da Nord verso Sud, compie una brusca curva in corrispondenza dello spartiacque, per fluire direttamente verso Nord. Il torrente risulta incassato all'interno di una valle che in alcuni tratti è larga circa 1 Km ed è ben delineata da fianchi rocciosi poco acclivi. L'Ambra confluisce nel fiume Arno nei pressi di Levanella, nel Bacino del Valdarno Superiore (Fig.25). A Sud dello spartiacque il principale corso d'acqua è rappresentato dal fiume Ombrone il quale nasce dal fianco meridionale della Dorsale dei Monti del Chianti e fluisce verso Sud attraversando il Bacino di Siena. Questo settore di area in esame è caratterizzato da un'idrografia più complessa che porta allo sviluppo di un paesaggio più articolato.

I depositi vallivi in esame sono presenti in tutta l'area esaminata e costituiscono un corpo lentiforme tagliato sia sul substrato roccioso pre-neogenico che sui depositi inconsolidati del Bacino di Siena (Fig.26).

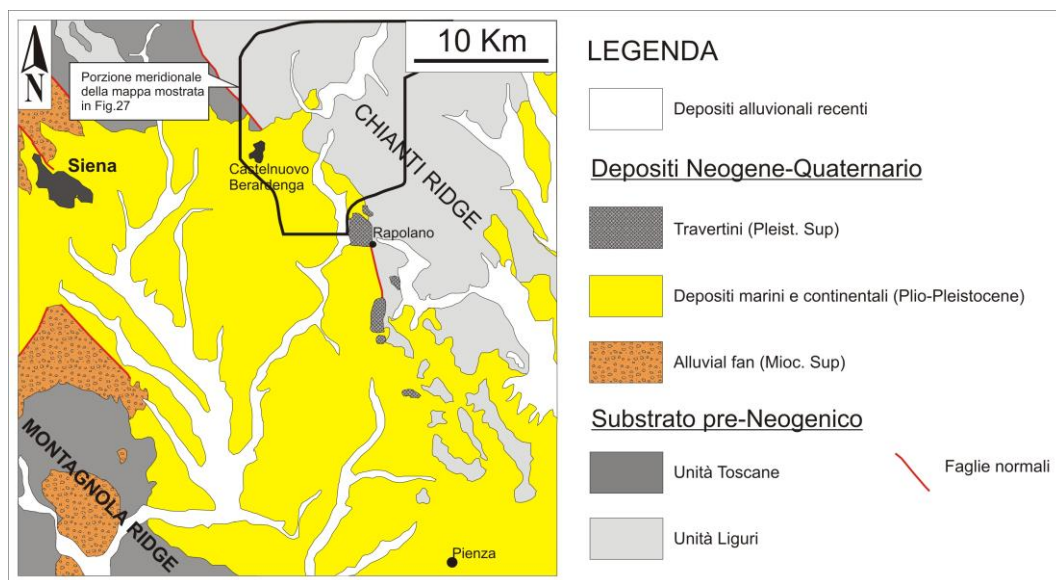


Fig. 26 : Schema semplificato del Bacino di Siena. Il poligono nero mostra la porzione meridionale della mappa in Fig.27.

Questo bacino è orientato in direzione NNO - SSE (lungo circa 70 Km e largo circa 20 Km) ed è parte di una depressione tettonica di maggiori dimensioni

che si estende da Nord di Lucca verso SSE per circa 200 Km, fino al Lago di Bolsena (Fig.23A). Il bacino è considerato un semi-graben la cui faglia principale è localizzata nel margine orientale ed il cui rigetto arriva fino ad una massimo di 2000 m (Costantini et al., 1982). La sedimentazione nel Bacino di Siena inizia con un ambiente fluvio-lacustre (Tortoniano, Miocene Superiore) che persiste durante tutto il Messiniano, fino alla trasgressione marina avvenuta alla base del Pliocene (Aldinucci et al., 2007). La sedimentazione marina continua fino al Pliocene Medio, quando un sollevamento tettonico esteso a scala regionale causò una regressione forzata (Bossio et al., 1993) con relativo sviluppo di una marcata superficie di discontinuità. Dopo il Pliocene Medio, l'impostazione di una rete idrografica ed il sollevamento localizzato del margine orientale del Bacino di Siena, ha dato origine a depositi alluvionali discontinui e poco spessi che si accumulano sui sedimenti marini Pliocenici in modo non uniforme (Magi, 1992; Aldinucci et al., 2007). Buona parte di questi depositi è proprio associata al sistema vallivo in esame, ed è descritto da Aldinucci et al. (2007) come costituito da due principali unità sedimentarie di origine fluviale separate da una superficie di *unconformity*.

5.3 METODI

La distribuzione areale dei depositi in esame ed il riconoscimento dei limiti del sistema vallivo è stato reso possibile attraverso un rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:10.000. L'area coperta dal rilevamento si estende in direzione NE – SO, da Pergine Valdarno fino all'area di Podere Pian di Bari, a circa 5 km in direzione N – O da Rapolano Terme.

Lo studio sedimentologico dei depositi vallivi è stato effettuato in un affioramento naturale, selezionato sulla base della sua significativa estensione laterale. Tale affioramento è ubicato nell'area di Castelnuovo Berardenga, nei pressi di Podere Arcidosso, ed è costituito da una parete orientata SSE - NNO ed estesa lateralmente per circa 40-50 metri. I depositi in esame sono ghiaiosi e sono

identificati da Aldinucci et al. (2007) come la porzione di tetto del riempimento vallivo. Similmente a come operato nell'area di Monticello, anche in questo affioramento sono stati misurati *logs* sedimentologici di dettaglio, sono state effettuate misurazioni delle paleocorrenti (ricavate principalmente dall'embriciatura dei ciottoli di dimensioni maggiori) ed è stata dedicata attenzione alle principali geometrie deposizionali utilizzando la tecnica del *linedrawing*. Risulta importante precisare che l'affioramento di Arcidosso è stato selezionato anche per le sue marcate analogie geo-morfologiche con quello studiato nell'area di Monticello. In entrambi i casi, infatti, i depositi studiati sono accumulati su sedimenti incoerenti ubicati appena a valle di zone in cui il sistema alluvionale drenava su substrato roccioso pre-neogenico. Tale scelta è stata operata proprio al fine di rendere realistico il confronto tra i depositi studiati.

L'analisi paleoidrologica ha previsto la raccolta di dati sia nell'area di Monticello che di Arcidosso, al fine di riuscire ad effettuare una comparazione tra le paleo-portate dei due sistemi studiati. L'analisi è stata effettuata sui depositi del *lag* di fondo canale ed ha previsto la raccolta di un totale di 200 clasti, 100 per ogni sito studiato. I clasti sono stati prelevati dal deposito di *lag* raccogliendo un elemento ogni 25 cm lungo una linea retta. Sono state misurate quindi le dimensioni di ciascun clasto e le sezioni dei paleo-canali dove è stato effettuato il campionamento. Tali dati sono stati poi utilizzati per definire i valori di velocità media della corrente e della portata al *bankfull* per canale studiato.

5.4 RISULTATI

5.4.1 Rilevamento geologico

Il rilevamento si è concentrato maggiormente sull'analisi litologica e morfologica ed ha permesso di riconoscere diverse principali unità (Fig.27):

Substrato roccioso:

- *Unità Subliguri*: sono costituite principalmente da torbiditi siltose grigiastre con intercalazioni micritiche da giallastre a grigie e da occasionali calcareniti torbiditiche con noduli di selce grigia (Cretaceo Superiore).
- *Formazione del Macigno*: è costituito da grovacche torbiditiche prevalentemente grigiastre con subordinati depositi pelitici (Oligocene).

Successione Plio – Pleistocenica:

- *Depositi pliocenici marini costieri*: sono depositi appartenenti al Bacino di Siena e sono costituiti da ghiaie fluvio - deltizie e sabbie di mare sottile caratterizzati da uno spessore massimo di 50 m. I depositi fluvio - deltizi possono contenere intervalli di argille torbose con molluschi di acqua salmastra. I depositi di mare sottile sono rappresentati da sabbie da massive a stratificate contenenti abbondanti resti di gusci di molluschi (Pliocene Inferiore e Medio).
- *Depositi fluviali di valle incisa (VF 1)*: sono costituiti prevalentemente da depositi ciottolosi clastosostenuti a matrice sabbiosa di ambiente fluviale (spessi fino a 30 m) a stratificazione varia. Costituiscono la porzione inferiore del riempimento di un sistema di valle incisa (Pliocene Superiore - Pleistocene Inferiore) e sono stati descritti in precedenza da Aldinucci et al. (2007).
- *Depositi fluviali VF 2*: sono costituiti da depositi di origine fluviale ghiaioso - sabbiosi nella parte inferiore e da depositi sabbioso - siltosi nella parte superiore. Costituiscono la porzione superiore del riempimento

di un sistema di valle incisa (Pleistocene Inferiore) descritto da Aldinucci et al. (2007). Nell'area a Sud questi depositi si interdigitano a depositi di conoide alluvionale provenienti dal margine del bacino.

- *Depositi del Sintema di Monticello*: appartenenti al Bacino del Valdarno e sono costituiti da ciottolami con intervalli di sabbia grossolana di origine fluviale (Pleistocene Medio).
- *Depositi di terrazzi fluviali*: sono costituiti da depositi fluviali sabbioso - ghiaiosi sviluppatosi lungo i fianchi delle moderne valli (Pleistocene Medio - Superiore).
- *Alluvioni recenti*: sono depositi costituiti da depositi ciottolosi e sabbiosi di sistemi fluviali attuali.

Le unità costituenti il substrato roccioso affiorano principalmente nel settore centro-settentrionale dell'area rilevata. I depositi del Sintema di Monticello sono esposti nel settore settentrionale in quanto appartenenti al Bacino del Valdarno (a NNE), mentre i depositi costieri marini appartenenti al Bacino di Siena (a SSO) affiorano nel settore meridionale dell'area rilevata.

I depositi fluviali VF 1 formano una fascia allungata in direzione NO - SE, larga circa 1,5 Km, e raggiungono uno spessore massimo di 25 m. Sono esposti a Sud dello spartiacque che separa il Bacino del Valdarno dal Bacino di Siena e sono incassati sia nel substrato roccioso sia nei depositi marini pliocenici (Aldinucci et al., 2007). Questi depositi sono principalmente costituiti da ghiaie e ciottolami canalizzati e caratterizzati dallo sviluppo di stratificazione molto ben definita. Tali depositi sono stati attribuiti da Aldinucci et al. (2007) e Boscaini (2011) a sistemi fluviali tipo *gravel bed rivers*. Il carattere caotico di rari livelli, evidenzia comunque la presenza di sporadici episodi di trasporto in massa, come ad esempio flussi iperconcentrati.

I depositi fluviali VF 2 affiorano più estesamente nell'area rilevata. Nella porzione centro-settentrionale della zona sono esposti da Est dell'abitato di Capannole e formano una fascia più o meno continua che si allunga in direzione SO fino a Podere La Selva, seguendo l'andamento delle valli drenate attualmente

dal Torrente Ambra e dal Torrente Scerfio. Nella zona meridionale invece ricalcano grossomodo l'andamento dei depositi VF 1 disponendosi lungo una fascia larga fino a circa 2.5 km con direzione NO - SE.

I terrazzi fluviali si presentano come superfici morfologiche pianeggianti, probabilmente associate, nella porzione settentrionale, alle ripetute fasi di incisione operate dal torrente Ambra a spese dei depositi alluvionali precedentemente accumulati. Nel settore meridionale invece, le superfici terrazzate formano un "pianalto" ad una quota di circa 270 m s.l.m. che si estende dall'area di Montalto fino al margine più a meridionale dell'area di studio.

Lo spartiacque che separa il Bacino del Valdarno a N ed il Bacino di Siena a S, è orientato in direzione NO - SE ed è ubicato in prossimità di una zona caratterizzata da attività tettonica recente (Boscaini, 2011). L'attività tettonica si manifesta attraverso una faglia normale orientata circa parallelamente allo spartiacque, che ribassa il blocco a Nord e rialza quello a Sud, ed è documentata da emissioni tutt'oggi visibili di CO₂ e da evidenze di tettonizzazione che interessano i clasti dei depositi di VF 1 (Aldinucci et al., 2007).

Vedi Fig.27 su allegato

5.4.2 Sedimentologia

Come precedentemente accennato, lo studio sedimentologico è volto a definire eventuali caratteri di somiglianza tra i depositi dell'area di Arcidosso e quelli di Monticello (e.g. sviluppo di sistemi *wandering* al passaggio del corso d'acqua dal margine roccioso al bacino) ed a porre le eventuali basi per una comparazione basata sul calcolo delle paleoportate su canali singoli. Lo studio sedimentologico è stato effettuato su depositi appartenenti all'unità VF 2, su una parete naturale orientata NNO - SSE ed estesa per circa 40-50 metri (Fig.28A). L'affioramento può essere distinto in due principali porzioni: una inferiore ciottolosa ed una superiore sabbiosa (Fig.28A). Il presente studio prevede un'analisi dettagliata della porzione inferiore. I depositi in esame sono costituiti da ciottolami prevalenti e subordinate sabbie, che poggiano su una superficie erosiva tagliata sui depositi pelitici della porzione di tetto dell'unità VF 1 (Fig.28B).

I depositi ciottolosi sono nel complesso costituiti da ciottolami clastosostenuti delle dimensioni dei *pebbles* - *cobbles* con matrice sabbiosa grossolana, privi di un trend granulometrico verticale ben definito. I clasti più grossolani sono comunemente disposti sulla superficie erosiva basale, e sono localmente associati alla presenza di clasti di fango che possono raggiungere i 50 cm di diametro (Fig.29a). Questi depositi sono stati interpretati come depositi di *lag* di fondo canale (vd. *facies LAG* in Tabella 1). Le paleocorrenti misurate nei depositi di fondo canale (embriciature; FIG.29e) evidenziano una principale direzione di trasporto verso Ovest e Sud-Ovest (i.e. entrante rispetto all'affioramento). La misurazione di tre *logs* sedimentologici di dettaglio (Fig.28C) mostra come la *facies* predominante sia quella associata alla migrazione sottocorrente di forme di fondo a scarso rilievo (vd. *facies BS* in Tabella 1). I singoli *beds* di questa *facies*, spessi da 20 cm fino ad un massimo di circa 50 cm, sono caratterizzati da stratificazione pianoparallela ben definite, con lenti e livelli caratterizzati dall'assenza di matrice (tessitura *openwork*; Fig.29g). Nel complesso, molti degli strati mostrano gradazione normale, con *pebbles* - *cobbles*

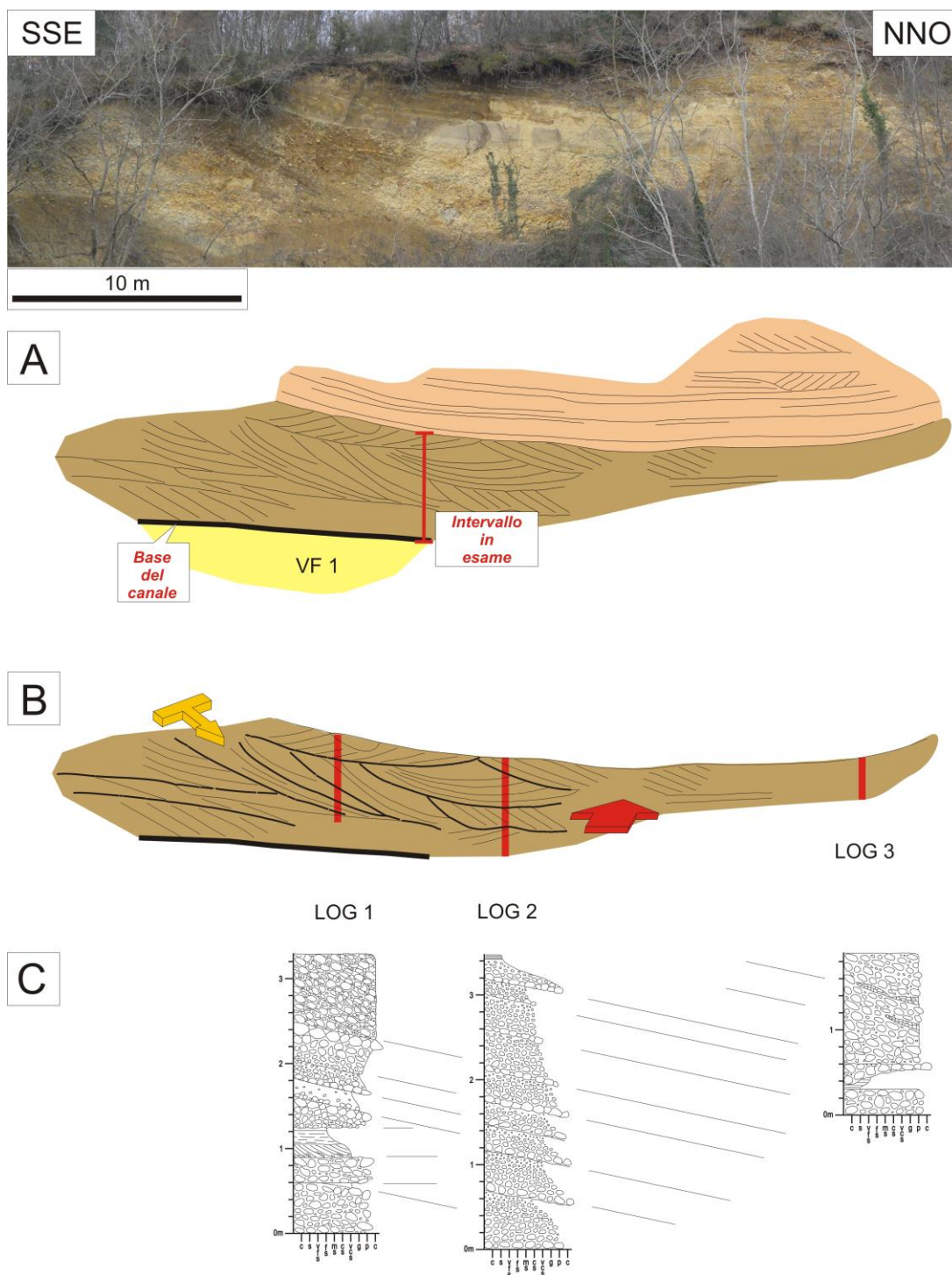


Fig. 28 : Depositi in esame nell'area di Arcidosso. A e B: Visione panoramica dell'affioramento studiato e relativo *linedrawing*. Notare, in B, la distribuzione delle principali superfici stratali (marcate in nero). La direzione di immersione degli strati (freccia gialla) è ortogonale alla direzione di principale trasporto (freccia rossa). C: Logs sedimentologici di dettaglio.

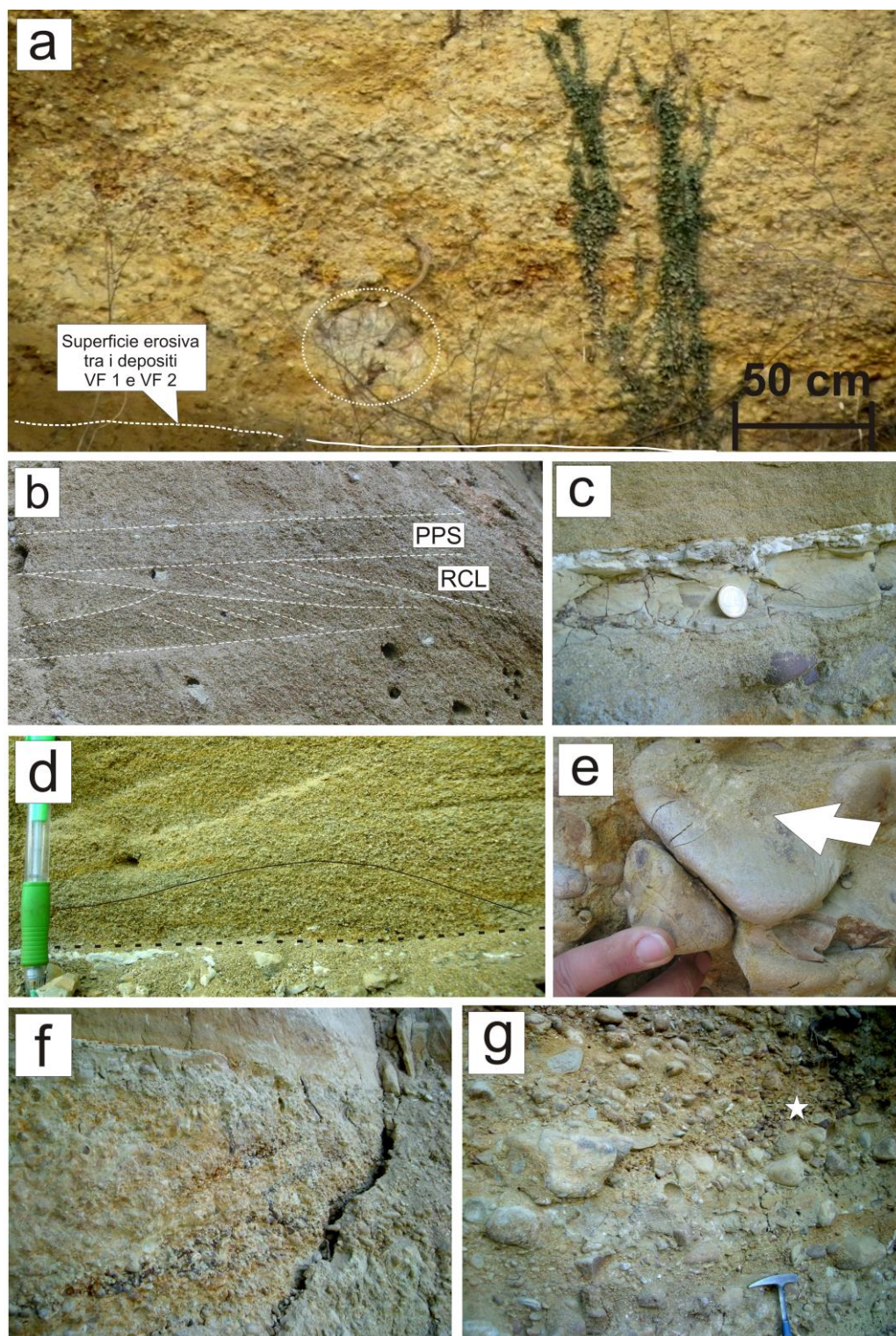


Fig. 29 : Facies Ghiaiose e sabbiose. A : *Mud clast* alla base del canale ghiaioso studiato. B : *Ripple* (RCL) e lamine piane (PPS) in sabbie medio-grossolane. C : Drappo di fango (FD) su sabbie. D : *Ripple* in sabbie medie. E : Ciottoli embriciati. La freccia indica la direzione del flusso. F : Migrazione di forme di fondo a scarso rilievo (BS) in deposito ciottoloso clinostratificato. G : Lente *openwork* (stella bianca) in BS.

alla base e sabbia medio – grossolana o *granules* a tetto, anche se sono presenti rari strati che presentano gradazione inversa. Depositi ghiaiosi associabili a fronti di *avalanching* (vd. facies *AF* in Tabella 1) sono rari, sebbene la loro identificazione possa essere ostacolata dalla particolare orientazione della sezione, la quale risulta ortogonale alla principale direzione del flusso. Le facies sabbiose sono poco presenti e sono associate alla migrazione di forme di fondo a scarsissimo rilievo, a migrazione di dune 2D o *unit bars* ed a migrazione di *ripples* (vd. rispettivamente facies *PPS*, *PCS* e *RCL* in Tabella 1). Le facies sabbiose formano comunemente corpi lentiformi di limitato spessore (10-40 cm) ed estensione areale (massimo 5 metri), collocati prevalentemente nel settore Sud-Est della parete in esame. Nel complesso i depositi in esame sono organizzati a formare un *bedding* inclinato di circa 15° - 20° verso Nord-Ovest (Fig.28B), ovvero trasversalmente rispetto alla principale direzione di trasporto evidenziata dalle embriciature misurate nei depositi di *lag*. Anche i clasti embriciati presenti nei depositi sovrastanti quelli appartenenti al *lag* di fondo canale indicano un trasporto nella stessa direzione. L'altezza del set formato dai depositi inclinati è di circa 4.5 metri, ed appare continuo per tutto l'affioramento. La superficie basale dei depositi in esame scende debolmente verso Nord-Ovest. Considerando la natura fluviale dei depositi in esame (Aldinucci et al., 2007; Boscaini, 2011), la presenza di depositi ghiaiosi al di sopra di una superficie erosiva coperta da clasti della dimensione dei *cobbles* indica come tali depositi rappresentino il riempimento attivo di un corpo canalizzato, e che possano essere interpretati come sedimenti di barra fluviale. La distribuzione spaziale della superficie erosiva evidenzia, se pur in parte, la geometria del corpo canalizzato e suggerisce, in accordo con l'assetto degli strati, che la parte profonda del canale si trovava nel settore Nord-Ovest della sezione esaminata. Tale andamento della superficie basale implica quindi la presenza di un fianco immergente verso Nord-Ovest. La sezione in esame risulta essere pertanto pressochè trasversale al canale ed alla principale direzione di trasporto. In questo contesto, l'architettura deposizionale definita dall'assetto degli strati, immergenti trasversalmente rispetto alla principale direzione del flusso, permette di attribuire i depositi in esame ad una

barra fluviale associata al fianco del canale. In particolare nell'affioramento in esame il fianco interno (*inner bank*) risulta essere collocato nella porzione Sud-Est dell'affioramento. Questa situazione si presenta pertanto analoga a quella studiata nell'area di Monticello, ed in particolar modo alla porzione inferiore dell'affioramento della cava di Vitereta, dove la barra era principalmente caratterizzata da una migrazione sottocorrente in relazione allo sviluppo in un canale scarsamente sinuoso. Le forme erosive a base concava e tetto piano collocate nel settore Sud-Est dell'affioramento rappresentano pertanto canali minori tagliati durante i principali eventi di piena nell'area compresa tra il principale corpo di barra ed il fianco interno del canale. Sebbene l'affioramento esaminato nell'area di Arcidosso non mostri una significativa continuità laterale, i caratteri evidenziati permettono di mettere in luce una discreta somiglianza con i depositi descritti nell'area di Monticello, e pertanto di attribuire i depositi in esame a barre laterali sviluppate in canali ghiaiosi di tipo *wandering*. In particolare, la barra studiata ad Arcidosso evidenzia la presenza di un canale profondo almeno 4.5 metri ed esteso lateralmente per alcune decine di metri.

5.4.3 PALEOIDROLOGIA

Lo studio sedimentologico svolto nell'area di Monticello ed Arcidosso ha permesso di individuare due sezioni idrauliche di paleocanali sulle quali effettuare delle ricostruzioni relative alla paleoportata dei sistemi fluviali in esame. In generale i metodi utilizzati nell'ambito di tali indagini consentono di ricavare informazioni sulle portate caratteristiche (portata dominante, portata media, portata di massima piena critica), del canale (morfologia, tracciato planimetrico, pendenza) ed in parte del clima (afflussi, produzione di sedimenti). Ovviamente molti di questi parametri sono interdipendenti e, pertanto, i risultati che si ottengono dipenderanno da quali e quanti parametri sono misurabili sul terreno con sufficiente attendibilità (Billi, 2002). I dati utilizzati in letteratura per la definizione dei metodi di ricostruzione paleoidrologiche derivano prevalentemente da lavori sperimentali sia in laboratorio che in campagna. Serie di dati diversi possono produrre relazioni empiriche leggermente differenti, ma le discrepanze maggiori nei risultati si avranno soprattutto se nell'applicazione dei vari metodi proposti in letteratura non ci si attiene alle condizioni ed ai vincoli definiti nella formulazione del lavoro originale. Ovviamente quasi tutti i metodi ed i risultati riportati in letteratura sono più o meno connessi con i principi teorici della meccanica dei fluidi e dell'idraulica fluviale, e la qualità e l'attendibilità dei risultati ottenuti è da ricercare nella capacità della persona fisica che effettua l'analisi nello scegliere il metodo e le equazioni più adatte al caso analizzato, oltre che nelle conoscenze strettamente geomorfologiche e nella scelta dei dati di *input* nel modello di ricostruzione paleoidrologica scelto (Billi, 2002).

Nel presente lavoro di tesi i dati di natura paleoidrologica sono stati raccolti nelle sezioni precedentemente descritte (Cava di Vitereta, nel Bacino del Valdarno; depositi di Arcidosso, nel Bacino di Siena).

I parametri fondamentali per una ricostruzione paleoidrologica sono rappresentati da:

1) Sezione idraulica : questa è definita dalla larghezza e profondità del paleocanale. La profondità del canale corrisponde all'altezza della barra presente

nel canale; la larghezza del canale corrisponde all'estensione laterale dei depositi fini accumulatisi durante la fase di abbandono del canale. Larghezza e profondità derivano solitamente da osservazioni di campagna in affioramento. Se questo non fosse del tutto possibile, si può risalire all'idealizzazione di una sezione costituita da un rettangolo ed un triangolo, in cui la somma della due basi è uguale alla larghezza della sezione trasversale di un canale ad alveo pieno, e per le quali la base del triangolo è il doppio di quella del rettangolo (McGowen & Gardiner, 1977);

2) Granulometria : viene definita in affioramento sulla base della misurazione di 100 clasti raccolti nei depositi di fondo canale;

3) Paleopendenza.

Tra i parametri appena menzionati, i primi due sono stati misurati e raccolti direttamente in campagna e, dal momento che il lavoro è stato effettuato su sezioni praticamente ortogonali al flusso, la loro determinazione non ha creato problemi. Comunemente il parametro realmente problematico è rappresentato dalla paleopendenza. Questo è un valore chiave per la ricostruzione paleoidrologica, e minime variazioni di questo parametro possono portare a grosse variazioni nella determinazione delle paleoportate. Il problema nasce dal fatto che, lavorando su sistemi fossili, la pendenza documentata nelle successioni potrebbe essere stata modificata in conseguenza di un *tilting* tettonico. Nel presente lavoro, però, sono stati impiegati dei metodi che permettono il calcolo della pendenza originaria sulla base della sezione idraulica, parametro che non risulta influenzabile anche nel caso in cui la successione fosse tiltata.

La sezione idraulica è funzione della larghezza e della profondità del paleocanale. La profondità dei canali è chiaramente documentata dall'altezza dei corpi di barra osservati, mentre la larghezza (W_b), quando non chiaramente osservabile in affioramento, può essere calcolata attraverso la Formula di Leeder (1977), che mette in relazione la larghezza W_b con la profondità H (i.e. altezza del corpo di barra) :

$$W_b = 6.8 * H^{1.54}$$

I valori ottenuti utilizzando tale formula sono compatibili con i valori osservabili, approssimativamente, nelle sezioni di cava Vitereta e Arcidosso.

Ottenute le informazioni relative alle dimensioni del canale, il calcolo della pendenza S è stato determinato sperimentalmente attraverso l'utilizzo di tre diverse equazioni basate sul parametro Wb .

- Equazione di Williams (1984) :

$$S = 0.002 * Wb^{0.06} * H^{0.91}$$

dove Wb è la larghezza della sezione trasversale di un canale ad alveo pieno; H è lo spessore del deposito di barra.

- Equazione di Billi (comunicazione personale) :

$$S = Jf / 2.58^{0.862}$$

dove Jf è *Jamming factor*, cioè il grado di addensamento dei clasti nella sezione considerata, il quale è funzione della larghezza del canale e della granulometria ($Jf = D_{90} / Wb$; D_{90} è il diametro per il quale il 90% del materiale è più fine).

- Equazione di Dingman (comunicazione personale) :

$$S = 0.0173 * (H / D_{84})^{0.785}$$

dove D_{84} è il diametro per il quale l'84% del materiale è più fine.

Ottenuti i valori della pendenza S , è stato necessario calcolare il valore del coefficiente di scabrezza C per poter ottenere il valore della velocità della corrente V nel paleocanale utilizzando l'Equazione di Chezy:

- Equazione di Chezy:

$$V = C * (R * S)^{0.5}$$

dove C (coefficiente di scabrezza) = $R^{0.167} * n^{-1} = (8g)^{0.5} / f^{0.5}$; R = raggio idraulico, cioè il rapporto tra area A e perimetro bagnato (m); g = accelerazione di gravità. L'area viene calcolata in questo caso attraverso una proporzione proposta

da McGowen & Gardiner (1977), i quali approssimano una sezione idraulica ad un trapezio rettangolo rovesciato in cui la base maggiore (W_b) risulta essere il triplo della minore, e l'altezza risulta essere pari alla profondità del canale (H). L'angolo acuto di tale trapezio corrisponde all'inclinazione della barra, che nei casi esaminati presenta un valore compreso tra 15° e 20° . Per il calcolo di C è necessario determinare il coefficiente di scabrezza di Darcy-Weisbach ($1 / f^{0.5}$). Quindi sono state applicate tre diverse relazioni in cui la variabile comune è rappresentata dalla granulometria:

- Knighton (1998) presenta una relazione ricavata da dati di letteratura; è la relazione più empirica:

$$1 / f^{0.5} = 0.82 * \log (4.35 R / D_{84})$$

- Limerinos (1970) presenta una relazione generica per sistemi fluviali ghiaioso – sabbiosi:

$$1 / f^{0.5} = 1.16 + 2 \log * (R / D_{84})$$

- Leopold e Wolman (1957) presentano una relazione in cui la seconda variabile è rappresentata dallo spessore del corpo di barra H :

$$1 / f^{0.5} = 1 + 2 * \log (H / D_{84})$$

Ottenuti così, oltre ai valori della pendenza S , anche i valori relativi al coefficiente di scabrezza C , è stato possibile procedere al calcolo della velocità di corrente V attraverso l'Equazione di Chezy. Dati i tre valori di S e i tre valori di C calcolati, in questa fase sono state considerate tutte le possibili combinazioni tra i diversi S e C , ottenendo in tal modo nove valori di V . Per ogni valore di V è stato poi calcolato il valore della portata al *bankfull* Q_b , il quale è ottenuto dal rapporto tra il valore di velocità e l'area della sezione considerata ($Q_b = V / A$).

La tabella 2 riporta i dati ottenuti nei vari passaggi effettuati per il calcolo della ricostruzione paleoidrologica dei due siti esaminati. Le formule ed il relativo utilizzo sono discusse da Billi (2002).

		Monticello	Arcidosso
<i>Field data</i>	H (m)	4	4.5
Leeder (1977)	Wb (m)	57.5	68.9
Sezione trapez. (McGowen & Gardiner, 1977)	A (m ²)	153.4	206.8
<i>Field data</i>	D ₅₀ (mm)	0.0136	0.0363
	D ₈₄ (mm)	0.0397	0.0830
	D ₉₀ (mm)	0.0502	0.1004
Billi (comunicazione personale)	Jf	0.00087	0,0015
Billi (comunicazione personale)	S	0.0003857	0.0006436
Williams (1984)	S	0.0004	0.0004
Dingman (comunicazione personale)	S	0.0004629	0.0007529
Knighton	C	17.701914	15.739621
Limerinos	C	42.139671	37.353591
Leopold&Wolman	C	40.723031	35.936951
Knighton + Billi	V (m/s)	0.550	0.669
Knighton + Williams	V (m/s)	0.590	0.524
Knighton + Dingman	V (m/s)	0.602	0.724
Limerinos + Billi	V (m/s)	1.309	1.588
Limerinos + Williams	V (m/s)	1.404	1.244
Limerinos+ Dingman	V (m/s)	1.434	1.718
Leopold&Wolman + Billi	V (m/s)	1.265	1.528
Leopold&Wolman +Williams	V (m/s)	1.357	1.197
Leopold&Wolman +Dingman	V (m/s)	1.385	1.653
Knighton + Billi	Qb (m ³ /s)	84.3	138.4
Knighton + Williams	Qb (m ³ /s)	90.5	108.4
Knighton + Dingman	Qb (m ³ /s)	92.4	149.7
Limerinos + Billi	Qb (m ³ /s)	200.7	328.5
Limerinos + Williams	Qb (m ³ /s)	215.4	190.8
Limerinos+ Dingman	Qb (m ³ /s)	219.9	263.6
Leopold&Wolman + Billi	Qb (m ³ /s)	194.0	316.0
Leopold&Wolman +Williams	Qb (m ³ /s)	208.2	247.5
Leopold&Wolman +Dingman	Qb (m ³ /s)	212.5	341.8
Media generale	Qb (m³/s)	168.7	231.6
Media senza considerare Knighton	Qb (m³/s)	208.5	281.4

Tabella 2

Legenda:

H = spessore del corpo di barra; Wb = larghezza al *bankfull*; A = area della sezione; Jf = *Jamming factor*; S = pendenza dell'alveo; C = coefficiente di scabrezza; V = velocità della corrente al *bankfull*; Qb = portata al *bankfull*.

Innanzitutto si nota che i valori di S per ogni sito risultano nel complesso molto simili tra loro, sebbene siano stati calcolati mediante l'utilizzo di tre equazioni indipendenti tra loro e sviluppate da Autori diversi (Williams, Billi, Dingman) su diversi casi studio. Allo stesso modo anche i valori di velocità V e i valori di portata al *bankfull* risultano molto simili tra loro. Unica eccezione dei valori ottenuti è rappresentata da quelli derivanti dalla relazione di Knighton (1998), i quali risultano essere meno della metà dei valori ottenuti mediante le relazioni di Limerinos (1970) e di Leopold & Wolman (1957). A causa di questa anomalia si è proceduto alla determinazione del valore medio di Q_b , prima inserendo anche i dati determinati con la relazione di Knighton, e poi escludendoli dal conteggio. In realtà la differenza non risulta troppo elevata, e le "anomalie" possono essere attribuite al fatto che l'equazione di Knighton è stata elaborata sulla base di dati ripresi dalla letteratura, mentre le altre due sono state determinate sperimentalmente.

E' opportuno ricordare che lo scopo di tale studio è dimostrare le similitudini tra le paleoportate dei sistemi studiati. Sebbene i valori ottenuti possano non essere rappresentativi delle effettive paleoportate, risulta estremamente significativo evidenziare come tali valori siano però del tutto simili tra di loro. Questo significa che, nonostante possano essere stati effettuati errori di stima delle sezioni idrauliche (assunzioni relative all'utilizzo del modello di McGowen & Gardiner), tali errori risultano interessare nella stessa misura entrambi i casi studio. Infine, altra importante considerazione, si nota come solo pochi valori di velocità e di portata, indipendentemente dall'equazione utilizzata, risultino più bassi nel sito di Monticello rispetto agli stessi valori del sito di Arcidosso.

5.5 DISCUSSIONE DEI DATI

Il rilevamento geologico di dettaglio ha permesso di evidenziare la presenza di un sistema vallivo associato ad un drenaggio diretto verso il Bacino di Siena, in accordo con quanto precedentemente suggerito da Aldinucci et al. (2007), Boscaini (2011) e Moscon (2011). I depositi di riempimento della valle in esame possono essere seguiti sia a Nord che a Sud dello spartiacque tra il Bacino del Valdarno ed il Bacino di Siena, con particolare riferimento a quelli costituenti la porzione di tetto della successione in esame (unità VF 2). Alla luce di tale distribuzione appare pertanto chiara l'esistenza di un sistema di drenaggio esteso almeno dall'area del torrente Scerfio fino al settore settentrionale del Bacino di Siena (zona di Castelnuovo Berardenga). In tale ambito, rimane pertanto aperta la questione relativa a quanto il drenaggio in esame fosse esteso verso Nord, e se potesse, addirittura, essere associato al paleo-Arno, come precedentemente suggerito da Moscon (2011; Fig.24B) sulla base di analisi petrografiche. In accordo alle analisi sedimentologiche, i depositi dell'unità VF 2 nell'area di Arcidosso possono essere associati a canali di tipo *wandering*, simili a quelli costituenti i depositi del paleo-Arno nell'area di Monticello in Valdarno. Tale attribuzione evidenzia che entrambe i drenaggi erano costituiti da sistemi a canali singoli, e pertanto potenzialmente paragonabili in termini delle loro paleoportate (i.e. la portata era in entrambi i casi concentrata su un singolo canale e non dispersa su un numero imprecisato di canali come accadrebbe in un sistema a canali multipli). Nell'ambito del presente studio, la comparazione tra le paleoportate dei due sistemi potrebbe mettere in evidenza una similitudine tra il sistema drenante l'area di Arcidosso ed il paleo-Arno, permettendo di avvalorare l'ipotesi suggerita da Moscon (2011).

Gli studi paleoidrologici svolti evidenziano effettivamente come i due sistemi siano caratterizzati da paleoportate molto simili.

Dai valori di portata al *bankfull* e velocità della corrente sono stati calcolati alcuni parametri statistici (deviazione standard, deviazione media ed il loro rapporto) al fine di capire quanto i valori delle due popolazioni di dati

(popolazione 1 = Monticello; popolazione 2 = Arcidosso) si discostino tra di loro (Tab.3).

PARAMETRO CALCOLATO	MONTICELLO	ARCIDOSO	DEVIAZIONE STANDARD	DEVIAZIONE MEDIA	STANDARD / MEDIA
V (m/s)	0,550	0,669	0,084584	0,610	0,138771
V (m/s)	0,590	0,524	0,046456	0,557	0,083397
V (m/s)	0,602	0,724	0,086117	0,663	0,129875
V (m/s)	1,309	1,588	0,197902	1,449	0,136622
V (m/s)	1,404	1,244	0,113293	1,324	0,085559
V (m/s)	1,434	1,718	0,20127	1,576	0,127723
V (m/s)	1,265	1,528	0,186411	1,396	0,133492
V (m/s)	1,357	1,197	0,113274	1,277	0,088706
V (m/s)	1,385	1,653	0,18927	1,519	0,124589
Qb (m3/s)	84,3	138,4	38,24897	111,372	0,343434
Qb (m3/s)	90,5	108,4	12,66718	99,448	0,127376
Qb (m3/s)	92,4	149,7	40,5473	121,046	0,334973
Qb (m3/s)	200,7	328,5	90,33829	264,618	0,341391
Qb (m3/s)	215,4	190,8	17,37916	203,125	0,085559
Qb (m3/s)	219,9	263,6	30,87477	241,732	0,127723
Qb (m3/s)	194,0	316,0	86,30078	255,015	0,338415
Qb (m3/s)	208,2	247,5	27,81675	227,842	0,122088
Qb (m3/s)	212,5	341,8	91,45007	277,173	0,329939
Qb (m3/s)	168,7	231,6	44,54055	200,152	0,222533
Qb (m3/s)	208,5	281,4	51,56692	244,918	0,210548

Tabella 3

La media del rapporto tra deviazione standard e media risulta 0,22 indicando un basso discostamento tra i valori calcolati nei due siti. Questa evidenza supporta l'ipotesi di Moscon (2011) suggerendo come, al passaggio Plio-Pleistocene (Boscaini, 2011), il paleo-Arno fluisse nel Bacino di Siena (Fig.24B). Inoltre, i valori di paleoportata calcolati per il sito di Arcidosso risultano non essere estremamente dissimili dai valori di portata misurati per l'attuale Fiume Arno presso la stazione di Subbiano, ubicata circa 10 chilometri a monte dell'area di Monticello (valori raccolti dagli annali idrologici tramite <http://www.sir.toscana.it/index.php?IDS=8&IDSS=38>).

Il fatto che i valori medi di portata al *bankfull* della sezione di Arcidosso risultino più elevati di circa 60 – 70 m³/s rispetto a quelli di Monticello, potrebbe trovare spiegazione nel fatto che i due siti distano circa 22 Km l'uno dall'altro, e che questa distanza è tale da permettere un aumento di portata dovuto al contributo di corsi d'acqua minori. L'ubicazione sottocorrente del sito di Arcidosso potrebbe anche spiegare i maggiori valori della velocità al *bankfull* (V).

CAPITOLO 6

CONCLUSIONI

I principali risultati del presente lavoro di tesi possono essere riassunti come segue:

Per i depositi fluviali pleistocenici del Bacino del Valdarno:

1) Lo studio svolto sui depositi fluviali Pleistocenici del paleo-Arno nell'area di Monticello (Bacino del Valdarno Superiore) ha permesso l'identificazione di una sezione orientata pressochè ortogonalmente alla principale direzione di trasporto del sistema in esame. In tale sezione è stato identificato un principale corpo di barra laterale riferito a canali di tipo *wandering*, sulla base di analogie descritte sia per sistemi fossili che attuali.

2) La particolare estensione sia laterale che verticale dell'affioramento, ha permesso di osservare l'evoluzione nel tempo della barra stessa, la quale presenta una prima fase caratterizzata da migrazione sottocorrente (comportamento analogo a quello delle barre longitudinali), ed una seconda fase associata a dominante accrezione laterale (accumulo di sedimento tramite *scrolling* e conseguente accrezione laterale).

Per i depositi fluviali di riempimento di valle incisa nel margine settentrionale del Bacino di Siena:

1) Il rilevamento geologico ha permesso di evidenziare la presenza di un sistema vallivo associato ad un drenaggio diretto verso il Bacino di Siena, in accordo con quanto precedentemente affermato da Aldinucci et al. (2007), Boscaini (2011) e Moscon (2011). I depositi di riempimento di tale valle possono essere seguiti sia a Nord che a Sud dello spartiacque che separa il Bacino del Valdarno dal Bacino di

Siena, per un totale di circa 15 km. La successione di riempimento è costituita da due principali intervalli (VF 1 e VF 2) separati da una superficie erosiva.

2) Lo studio sedimentologico di dettaglio dei depositi dell'unità VF2, effettuato nei pressi di Podere Arcidosso, ha permesso l'attribuzione di tali depositi a sistemi fluviali di tipo *wandering*, simili a quelli costituenti i depositi del paleo-Arno nell'area di Monticello.

3) L'analisi paleoidrologica effettuata su sezioni di paleocanali identificate attraverso lo studio sedimentologico ha evidenziato come i due depositi esaminati presentino valori di paleoportate molto simili, potenzialmente attribuibili allo stesso sistema. Nel quadro dell'evoluzione del paleodrenaggio del Fiume Arno tali dati potrebbero supportare l'ipotesi formulata da Moscon (2011) la quale prevede l'affluenza del paleo-Arno nel Bacino di Siena tramite un passaggio collocato a cavallo della Dorsale del Chianti, in prossimità dell'abitato di Ambra.

BIBLIOGRAFIA

Abbate, E., 1983. *Schema stratigrafico della successione neoautoctona del Valdarno Superiore e del Bacino di Arezzo*. Centro Studi Geol. Appennino, CNR, University of Florence, pp. 1-6.

Abbate, E., Bruni, P., Sagri, M., 1991. *Sezione geologica dai Monti del Chianti al Passo dei Mandrioli*. Studi Geol. Camerti, vol. 1, pp. 211-215.

Aldinucci, M., Ghinassi, M. & Sandrelli, F., 2007. *Climatic and tectonic signature in the fluvial infill of a late Pliocene valley (Siena basin, northern Apennines, Italy)*. Journal of Sedimentary Research, vol. 77, pp. 398-414.

Albianelli, A., Bertini, A., Magi, M., Napoleone, G. & Sagri, M., 1995. *Il bacino Plio-Pleistocenico del Valdarno Superiore: eventi deposizionali, paleomagnetici e paleoclimatici*. Il Quaternario, vol. 8, pp. 11-18.

Azzaroli, A., 1984. *On some vertebrate remains of Middle Pleistocene age from the Upper Valdarno and Val di Chiana, Tuscany*. Paleontographica Italica, vol. 73, pp. 104-115.

Bartholdy, J. & Billi, P., 2002. *Morphodynamics of a pseudo meandering gravel bar reach*. Geomorphology, vol. 42, pp. 293-310.

Bartolini, C. & Pranzini, G., 1981. *Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage*. Z. Geomorph. N.F., vol. 40, pp. 77-91.

Benvenuti, M., 1992. *Stratigrafia e sedimentologia dei depositi fluvio-lacustri Plio- Pleistocenici dell'area nord occidentale del Valdarno Superiore (Toscana)*. Riv. It. Paleont. Strat., vol. 98, pp. 476-486.

- Billi, P.**, 1994. *Morfologia dei corsi d'acqua*. Verde Ambiente, vol. 5 , pp. 61-70
- Billi, P.**, 1988. *Morfologia fluviale*, Giornale di Geologia, vol. 50, pp. 1-2.
- Billi, P.**, 2002. *Ricostruzioni paleoidrauliche e paleoidrologiche per i corsi d'acqua*. Estratto da: Geologia Tecnica & Ambientale, Num. 2.
- Billi, P., Magi M. & Sagri M.**, 1987. *Coarse-grained low-sinuosity river deposits: example from Plio-Pleistocene Valdarno basin, Italy*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., vol. 39, pp. 197-203.
- Billi, P. & Paris, E.**, 1998. *I corsi d'acqua naturali*. In : Regione Toscana. "Regionalizzazione delle portate di piena in Toscana. Manuale per l'analisi dei fenomeni alluvionali", Edizioni Regione Toscana – Collana Fiume e Territorio, Firenze 1998, p. 44.
- Boccaletti, M.; Coli, M.; Decandia, F.A.; Giannini, E.; Lazzarotto, A.**, 1980. *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*, Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 21, pp. 359-373.
- Boccaletti, M., Calamita, F., Deiana, G., Gelati, R., Massari, F., Moratti, G., Ricci Lucchi, F.**, 1990. *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Palaeogeography, 77, 3-14.
- Boccaletti, M. & Sani, F.**, 1998. *Cover thrust reactivation related to internal basement involved during Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines*. Tectonics, vol. 17, pp. 112-130.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Moratti, G., Sani, F.**, 1999. *Compressive Neogene-Quaternary tectonics in the hinterland area of the Northern Apennines*. J. Pet. Geol., vol. 22, pp. 37-60.

Bonini, M. & Sani, F., 1993. *Analisi strutturale dei depositi pleistocenici dell'area di Firenze e di Rignano sull'Arno (Valdarno Superiore), con considerazioni generali sulle deformazioni quaternarie dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 112, pp. 573-593.

Bonini, M. & Sani, F., 2002. *Extension and compression in the Northern Apennines (Italy) hinterland: Evidence from the late Miocene-Pliocene Siena-Radicofani Basin and relations with basement structures*. Tectonics, vol. 21 (3), pp. 1-35.

Boscaini, N., 2011. *I depositi plio-pleistocenici di valle incisa del torrente Ambra (Toscana, Italia): Interazione tra tettonica e sedimentazione*. Dati Non Pubblicati.

Bossio, A., Costantini, A., Lazzarotto, A., Liotta, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. & Sandrelli, F., 1993. *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neautoctono toscano*. Memorie Società Geologica Italiana, vol. 49, pp. 17-98.

Bridge J.S., 2003. *Rivers and Floodplains*. Blackwell Publishing, Malden, Mass, 491 pp.

Burge, L.M., 2005. *Wandering Miramichi rivers, New Brunswick, Canada*. Geomorphology, vol. 69, pp. 253-274.

Carmignani, L. & Kligfield, R., 1990. *Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, vol. 9, pp. 1275-1303.

Carmignani et al., 2001. *Inner Northern Apennines*. In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.) *Anatomy of an Orogen. The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, pp. 197-214.

Church, M., 1983. *Pattern of instability in a wandering gravel bed channel*. In: J.D. Collinson and J. Lewin Editors, *Modern and Ancient Fluvial Systems*, pp. 169-180. Blackwell Scientific, Oxford, UK.

Costantini A., Lazzarotto A. & Sandrelli S., 1982. *Il graben di Siena: conoscenze geologico- strutturali*. C.N.R. Prog. Fin. Geol. Publ., vol. 356, pp. 1075-1186.

De Castro, C. & Pillotti, C., 1933. *I giacimenti di lignite della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. It., vol. 23. Rome.

Ferguson, R.I., & Werritty, A., 1983. *Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland*. In: CD Collinson and J. Lewin, Editors, *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Spec. Publ. Assoc. Sedimentol. 6 (1983), pp. 181–193

Ghinassi, M., Magi, M., Sagri, M. & Singer, B.S., 2004. *Arid climate 2.5 Ma in the Plio-Pleistocene Valdarno Basin (Northern Apennines, Italy)*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 207, pp. 37-57.

Ghinassi, M. & Magi, M., 2004. *Variazioni climatiche, tettonica e sedimentazione al passaggio Pliocene Medio-Pliocene Superiore nel bacino del Valdarno Superiore (Appennino Settentrionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, vol. 123, pp. 301-310.

Ghinassi, M., Abbazzi, L., Esu, D., Gaudant, J. & Girotti, O., 2005. *Facies analysis, stratigraphy and palaeontology (molluscs and vertebrates) in the Upper Pliocene sandy flood-basin deposits of the Upper Valdarno Basin (Northern Apennines)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, vol. 111, 467-487.

Ghinassi, M., 2009 . Dispense corso di Analisi di facies.

Jackson, R.G., 1976a. *Depositional model of point bars in the lower Wabash River*. J. Sed. Petrol, vol. 46, pp.579-594.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffè, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funiciello, R., Cadet, J.P., D'Agostino, N., Parra, T., 1998. *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea*. Journal Geophysical Research, vol. 103, pp. 12123- 12160.

Lewin, J., 1976. *Initiation of bedforms and meanders in coarse-grained sediment*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 87, pp. 281–285.

Long, D.G.F. & Lowey, G.W., 2011. *Wandering gravel-bed rivers and high-constructive stable channel sandy fluvial system in the Ross River area, Yukon Territory, Canada*. Geoscienze Frontiers, vol. 2 (3), pp. 277-288.

Magi, M., 1992. *Depositi fluviali e di conoidi alluvionali del Pleistocene nell'alta Valle dell'Ombrone (Siena)*. Società Geologica Italiana, 76° Riunione Estiva, Riassunti, 183 pp.

Martini, I.P. & Sagri, M., 1993. *Tectono-sedimentary characteristics of the late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennine, Italy*. Earth Sci. Rev., Amsterdam, vol. 34, pp. 197-233.

Mazza, P.P.A., Martini, F., Sala, B., Magi, M., Colombini, M.P., Giachi, G., Landucci, F., Lemorini, C., Modugno, F., Ribechini, E., 2006. *A new Palaeolithic discovery: tar-hafted stone tools in a European Mid- Pleistocene bone-bearing bed*. Journal of Archaeological Science, vol. 33, pp.1310-1318.

Merla, G. & Abbate, E., 1967. *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*. Foglio 114 “Arezzo”. Servizio Geol. It., 52 pp.

Moore R.C., 1949. *Meaning of facies*. Memoir Geological Society of America, vol. 39, pp. 1-34

Moscon, G., 2011. *Caratteristiche composizionali e provenienza dei depositi fluviali pleistocenici della Val d'Ambra (Toscana, Italia): implicazioni per l'evoluzione del paleo-drenaggio del fiume Arno*. Dati Non Pubblicati

Nemec W. & Postma G., 1993. *Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution*, in Marzo, M. & Puigdefabregas, C. (eds.): *Alluvial Sedimentation*. – Int. Assoc. Sedim., Spec. Publ., vol. 17, pp. 235-276.

Ori G.G., 1979. *Barre di meandro nelle alluvioni ghiaiose del Fiume Reno (Bologna)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. 98, pp. 35-45.

Peloso, E., 2011. *I depositi fluviali pleistocenici di Monticello (Valdarno Superiore, Toscana)*. Dati Non Pubblicati.

Ricci Lucchi, F., 1986. *The Oligocene to Recent foreland basin of the northern Apennines*. In: Allen P.A. & Homewood P. (Eds.) *Foreland Basins*, Spec. Pubbl. Int. Assoc. Sedimentol., vol. 8, pp. 105-139.

Rice, S.P., Churchs, M., Wooldridge, C.L., Hickin, E.J., 2009. *Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada*. *Sedimentology*, vol. 56, pp. 709-736.

Rice, S.P. & Churchs, M., 2010. *Grain-size sorting within river bars in relation to downstream fining along a wandering channel*. *Sedimentology*, vol. 57, pp. 232-251.

Sagri, M.; Martini, I.P.; Benvenuti, M.; Magi, M., 1994. *Basin fill architecture of the Neogene-Quaternary extensional basin in the Northern Apennines*. In: 15th IAS Regional Meeting, Ischia.

Sestini, A., 1934. *Stratigrafia dei terreni fluvio-lacustri del Valdarno Superiore*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Processi Verbali, vol. 43, pp. 37-41.

Sestini, A., 1936. *Stratigrafia dei terreni fluvio-lacustri del Valdarno Superiore*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. 45, pp. 37-41.

Treves, B., 1994. *Inquadramento geodinamico*. Guide Geologiche Regionali, Appennino Tosco-Emiliano, pp. 79-85.

