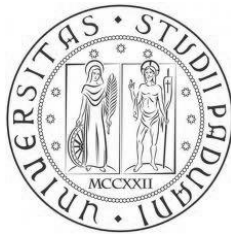


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA



**Caratteristiche composizionali e provenienza dei
depositi fluviali pleistocenici della Val d’Ambra
(Toscana, Italia): implicazioni per l’evoluzione del
paleo-drenaggio del fiume Arno.**

Relatore
Dr. Massimiliano Ghinassi

Laureanda
Giorgia Moscon

Correlatore
Prof. Cristina Stefani

Anno Accademico 2011/2012

Indice

INTRODUZIONE	9
CAPITOLO 1.... INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	11
CAPITOLO 2.... INQUADRAMENTO GEOLOGICO	13
Appennino Settentrionale	13
Bacini dell' Appennino Settentrionale.....	14
Evoluzione del drenaggio nella Toscana centrale tra il Pliocene ed il Pleistocene	17
L'area in esame.....	18
CAPITOLO 3.... ATTIVITA' DI CAMPAGNA E DI LABORATORIO	21
Geomorfologia e Stratigrafia	22
Analisi composizionali	35
Analisi della frazione ruditica	35
Descrizione litologica dei raggruppamenti di ciottoli.....	37
Analisi della frazione sabbiosa.....	39
CAPITOLO 4.... RISULTATI PETROGRAFICI	42
Risultati Compositivi.....	42
Frazione Ruditica	42
Frazione Sabbiosa	47
CAPITOLO 5.... DISCUSSIONE	52
La paleovalle ed il possibile bacino di drenaggio sulla base di evidenze geologiche e geomorfologiche..	52
Provenienza dei sedimenti	55
Geologia del bacino di drenaggio chiantigiano	55
Geologia del bacino di drenaggio casentinese	56
I possibili bacini di drenaggio confrontati con i dati composizionali.....	58
CAPITOLO 6.... CONCLUSIONI	62
BIBLIOGRAFIA	70

Indice delle Figure

Figura 1 : (A) Ubicazione dell'area di studio nella Toscana centrale. Ubicazione geografica dell'area, tra la provincia di Arezzo e la provincia di Siena. (B) Ubicazione dell'area di studio in relazione alle principali depressioni tettoniche mio-quadernarie della Toscana.....	10
Figura 2 : Ubicazione dell'area di studio rispetto ai bacini di Siena e del Valdarno Superiore. Notare come la zona in esame sia collocata a cavallo della Dorsale dei Monti del Chianti.....	11
Figura 3 : Sezione attraverso l'Appennino settentrionale e relativa distinzione tra bacini estensionali e compressivi suggerita da Martini e Sagri, 1993.....	15
Figura 4 : Bacini estensionali della Toscana in relazione alle principali lineazioni tettoniche antiappenniniche. Notare come i fiumi Arno e Sieve cambino radicalmente la loro orientazione in corrispondenza di tali lineamenti tettonici (Arbia-Valmarecchia per il F. Arno e Piombino-Faenza per il F. Sieve).	16
Figura 5 : Drenaggio del paleoArno (linea rossa) dal Bacino del Casentino verso la Val di Chiana, attivo nel Pliocene Medio, secondo la ricostruzione di Bartolini e Pranzini (1981). La linea blu evidenzia l'andamento dell'attuale Arno.	18
Figura 6 : Depositi fluviali di valle incisa descritti da Aldinucci et al. (2007) nell'area in esame. (A) Ubicazione dell'area studiata nel presente lavoro rispetto a quella di Aldinucci et al. (2007) (B) Sezioni schematiche del sistema di valle incisa descritto da Aldinucci et al. (2007). L'unità Q di Aldinucci et al. (2007) è analizzata nel presente lavoro e rinominata unità VF2. (C) Architettura dei depositi di riempimento della valle appartenenti all'unità VF secondo Aldinucci et al. (2007)	20
Figura 7 : Modello digitale del terreno relativo all'area di studio. In evidenza lo spartiacque tra il Bacino di Siena e il Bacino del Valdarno.	23
Figura 8 : Vista dell'area in esame tramite Google Earth. L'area è osservata verso SO da un'elevazione di circa 15 km (esagerazione verticale X3).	24
Figura 9 : Vista dell'area in esame tramite Google Earth. L'area è osservata verso NE da un'elevazione di circa 7 km (esagerazione verticale X3). Notare le dimensioni della valle attualmente drenata dal T. Scerfio, il quale risulta essere comunemente asciutto durante la maggior parte dell'anno. .	25
Figura 10 : Superfici terrazzate presenti nell'area di studio. (A) Ubicazione delle aree caratterizzate dalle superfici terrazzate più evidenti. (B) Superfici terrazzate a Sud dello spartiacque che separa il bacino di Siena dal bacino del Valdarno Superiore. (C) Superfici terrazzate a Nord dello stesso spartiacque.	26
Figura 11 : Principali litologie componenti il substrato roccioso. (A) Depositi argillitici e calcarei appartenenti ad Unità Subliguri; (B) Arenarie torbiditiche della F.ne del Macigno.	27
Figura 12 : Depositi pliocenici marini costieri. (A) Livelli ricchi di gusci frammentati in sedimenti sabbiosi di mare basso. (B) Intervalli di ciottolami a base netta con dispersi frammenti di gusci di molluschi marini.	27
Figura 13 : Depositi di riempimenti di valle incisa nella porzione centro-meridionale dell'area in esame.	29
Figura 14: Depositi dell'unità VF2 nella porzione centro-meridionale dell'area in esame. (A) Affioramento nei pressi del Pod. Arcidosso. Notare come l'unità VF2 sia costituita da una porzione basale formata da ciottolami ed una sovrastante costituita da sabbie. (B) depositi clastosostenuti con stratificazione inclinata; (C) Canale di ridotte dimensioni a pareti sub-verticali tagliato in depositi sabbiosi costituenti la porzione superiore dell'unità VF2. (D-E) Ripples cross lamination in depositi sabbiosi dell'unità VF2.	31

<i>Figura 15 : Depositi siltoso-sabbiosi di VF2 a nella porzione settentrionale dell'area in esame. (A) Depositi sabbioso-ghiaiosi a stratificazione piano-parallela e base erosiva attribuiti a corpi canalizzati; (B) Depositi pelitici con tracce di radici e frustoli vegetali. (D) Log sedimentologico da Boscaini (2011).</i>	33
<i>Figura 16 : (A) Ubicazione delle zone di campionamento per i depositi dell'unità VF2 e per i sedimenti accumulati dal paleoArno nel bacino del Valdarno Superiore durante il Pleistocene Medio (sito Cava). (B) Visione di dettaglio dei depositi dell'unità VF2 nei pressi di Pod. Arcidosso. (C) Depositi del paleoArno nell'area di Monticello.</i>	35
<i>Figura 17 : Percentuale di frequenza dei gruppi litologici riconosciuti.</i>	43
<i>Figura 18 : Percentuale di frequenza dei gruppi litologici riconosciuti.</i>	43
<i>Figura 19 : Percentuale di frequenza dei gruppi litologici riconosciuti.</i>	44
<i>Figura 20 : Lunghezza dell'asse b misurata sui ciottoli dei depositi di Cava.</i>	45
<i>Figura 21 : Lunghezza dell'asse b misurata sui ciottoli dei depositi di VF1.</i>	45
<i>Figura 22 : Lunghezza dell'asse b misurata sui ciottoli dei depositi di VF2.</i>	46
<i>Figura 23 : Composizione dei campioni analizzati</i>	49
<i>Figura 24 : Composizione della frazione litica a grana fine</i>	50
<i>Figura 25 : Composizione della frazione litica a grana fine, suddivisa in "silicoclastica" e "carbonatica"</i>	51
<i>Figura 26 : Ipotetica ricostruzione relativa ad un bacino di drenaggio limitato all'area chiantigiana.</i>	53
<i>Figura 27 : Ipotetica ricostruzione relativa ad un bacino di drenaggio che includeva sia l'area chiantigiana che quella casentinese.</i>	54
<i>Figura 28 : Carta geologica semplificata del bacino chiantigiano.</i>	56
<i>Figura 29 : Carta geologica semplificata del bacino casentinese.</i>	58
<i>Figura 30 : Diagramma classificativo triangolare; si nota che la composizione dell'Unità del Macigno calcolata da Cipriani(1961) e la composizione dei depositi VF2, raggruppando i punti contati nelle stesse classi proposte da Cipriani(1961), risulta essere differente.</i>	60

Indice delle Tabelle

<i>Tabella 1: Classi iniziali ottenute tramite il riconoscimento dei ciottoli.</i>	<i>36</i>
<i>Tabella 2: Percentuale dei ciottoli determinati in ciascuna stazione di misura di VF1 suddivisi nei 5 gruppi riconosciuti.</i>	<i>38</i>
<i>Tabella 3: Percentuale dei ciottoli determinati in ciascuna stazione di misura di VF2 suddivisi nei 5 gruppi riconosciuti.</i>	<i>39</i>
<i>Tabella 4 : Percentuale dei ciottoli determinati in ciascuna stazione di misura di Cava suddivisi nei 5 gruppi riconosciuti.</i>	<i>39</i>
<i>Tabella 5 : Tipologie di clasti conteggiati e loro raggruppamento ai fini classificativi.</i>	<i>41</i>
<i>Tabella 6 : Percentuali di frequenza delle classi di Cava.</i>	<i>42</i>
<i>Tabella 7 : Punti contati per sezione sottile.....</i>	<i>47</i>
<i>Tabella 8 : Percentuale dei punti contati per sezione sottile.....</i>	<i>48</i>
<i>Tabella 9 : Parametri compositivi.</i>	<i>48</i>
<i>Tabella 10: Composizione mineralogica dell'Unità del Macigno calcolata da Cipriani (1961).</i>	<i>59</i>
<i>Tabella 11 : Composizione mineralogica di VF2 ricalcolata da Cipriani (1961).....</i>	<i>59</i>

INTRODUZIONE

Il presente studio si propone di indagare l'evoluzione plio-pleistocenica del drenaggio fluviale di un'area ubicata in prossimità della dorsale del Chianti (FIG.1), in Toscana centrale (Appennino Settentrionale). Il principale corso d'acqua che drena questo settore dell'Appennino è il F. Arno, che nasce dal M. Falterona e dopo circa 240 km sfocia nel Mar Tirreno in prossimità di Pisa. L'evoluzione del drenaggio dei principali corsi d'acqua dell'area toscana, e pertanto anche del F. Arno, è stata descritta in dettaglio da Bartolini e Pranzini (1981). Questi Autori evidenziano come l'area in esame rappresenti un punto focale per l'evoluzione del drenaggio del F. Arno, soprattutto in relazione ad uno dei principali fenomeni di avulsione, che lo hanno portato, durante il Pleistocene, ad assumere l'attuale conformazione mettendo fine ad una fase di confluenza nel bacino del F. Tevere. Recenti studi (Aldinucci et al., 2007; Moscon, 2008; Boscaini 2011; Roner, comunicazione personale) hanno però evidenziato come tale area ospitasse anche un sistema vallivo (Aldinucci et al., 2007) che durante il Plio-Pleistocene (Aldinucci et al., 2007; Boscaini, 2011) era drenato da un corso d'acqua di dimensioni considerevoli (Moscon, 2008; Roner, comunicazione personale). Allo stato attuale delle conoscenze, non è noto come questo elemento del drenaggio pleistocenico possa essere collocato nello schema evolutivo proposto da Bartolini e Pranzini (1981). Il presente lavoro di tesi è pertanto di associato ad indagini inerenti problematiche di geologia regionale ed è volto a contestualizzare il sistema di drenaggio precedentemente menzionato nell'ambito dello sviluppo del drenaggio appenninico, con particolare riferimento all'evoluzione del reticolo del F. Arno. In tale contesto, lo studio svolto si è focalizzato sui depositi di riempimento di valle incisa già descritti da Aldinucci et al. (2007), ed in particolare sulla porzione di tetto di tale successione. L'andamento della paleovalle è stato definito attraverso un dettagliato rilevamento di campagna, mentre lo studio delle provenienze dei sedimenti associati a tale drenaggio è stato effettuata

attraverso un'analisi composizionale sia della frazione ciottolosa che di quella sabbiosa. Sulla base dei dati raccolti sono infine state formulate diverse ipotesi che associano il sistema vallivo studiato all'evoluzione del drenaggio del paleoArno. Nell'ambito dello studio svolto, la scala dei tempi utilizzata è quella proposta da Gradstein et al. (2004), che pone il tetto del Pliocene a circa 1.8 Ma. L'utilizzo di tale scala, invece della nuova scala proposta da Gibbard et al., 2010, è dettato da motivi pratici, scaturiti dalla necessità di confrontare i dati con quelli derivanti da studi precedenti.

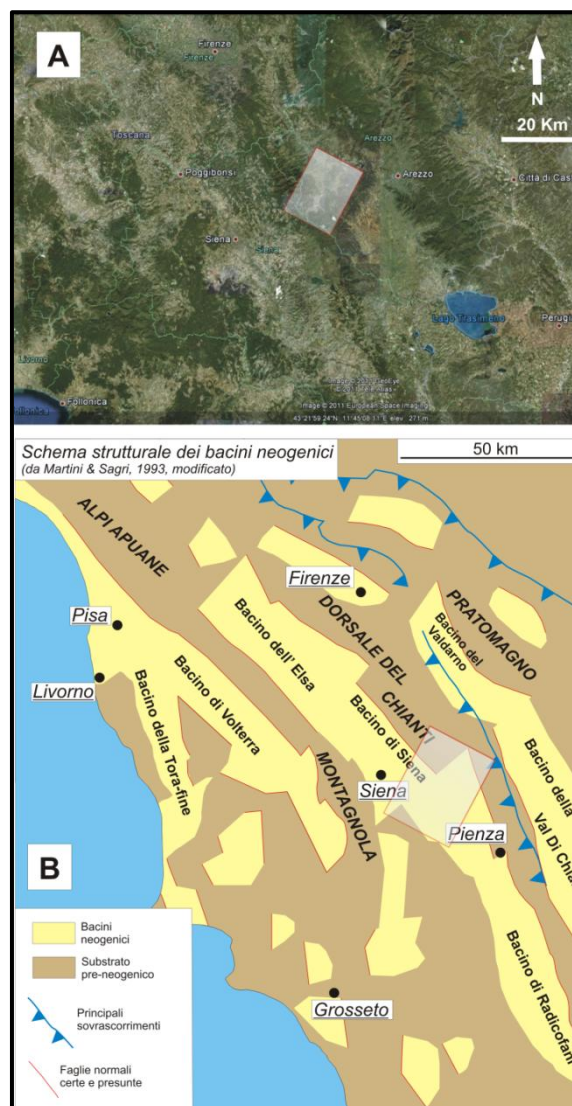


Figura 1 : (A) Ubicazione dell'area di studio nella Toscana centrale. Ubicazione geografica dell'area, tra la provincia di Arezzo e la provincia di Siena. (B) Ubicazione dell'area di studio in relazione alle principali depressioni tettoniche mio-quadernarie della Toscana.

CAPITOLO 1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area di studio si trova nella zona Centro-Orientale della Toscana (Appennino Settentrionale), a cavallo delle province di Arezzo e Siena e si estende tra il territorio del comune di Bucine (AR) a Nord-Est e il comune di Castelnuovo Berardenga (SI) a Sud-Ovest (FIG.2) La zona è compresa nei fogli 114 e 121 della Carta Geologica d'Italia 1: 100000 I.G.M e in particolare nelle sezioni CTR 287120, 287160, 297040, 297070, 297030 della cartografia in scala 1: 10000 della regione Toscana. L'area è ubicata lungo il margine meridionale della dorsale del Chianti, in corrispondenza dell'attuale spartiacque che separa il Bacino del Valdarno Superiore dal Bacino di Siena.

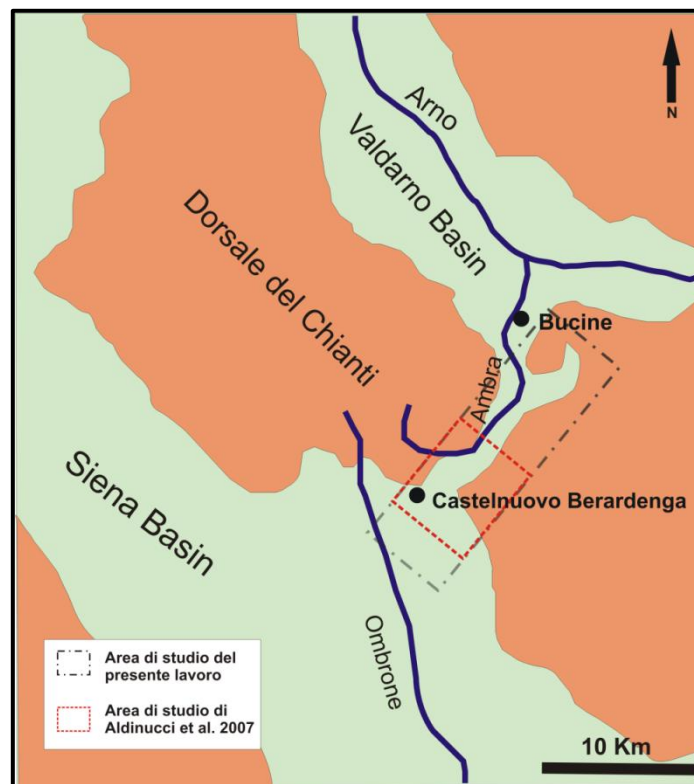


Figura 2 : Ubicazione dell'area di studio rispetto ai bacini di Siena e del Valdarno Superiore. Notare come la zona in esame sia collocata a cavallo della Dorsale dei Monti del Chianti.

CAPITOLO 2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La catena montuosa degli Appennini è un sistema montuoso a pieghe e sovrascorrimenti che attraversa tutta la penisola italiana da Nord a Sud per oltre 1000 km, da Genova fino alla Piana di Sibari (Cosenza), suddiviso in due tronconi, Appennino Settentrionale e Centro-Meridionale, da una lineazione tettonica nota come Linea Ancona-Anzio.

Appennino Settentrionale

L'Appennino Settentrionale è una catena a pieghe e sovrascorrimenti con vergenza verso NE. L'origine di questa catena, formatasi durante il Terziario, è attribuita alla chiusura dell'Oceano Ligure–Piemontese, dovuta alla collisione della placca Europea con quella Africana (Martini e Sagri, 1993).

Le principali unità tettono-sedimentarie degli Appennini Settentrionali si sono formate in quattro diversi domini paleogeografici, che dal più esterno al più interno sono:

- 1) **DOMINIO LIGURE:** Comprende alla base una sequenza ofiolitica con rocce ultramafiche serpentizzate e gabbri, una copertura sedimentaria soprastante caratterizzata da brecce ofiolitiche e radiolariti, riferite al Giurassico Sup.-Cretaceo Inf.. La successione al top presenta un flysch calcareo-argilloso (Cretaceo-Eocene Inf.) indicativo della fase di chiusura del bacino oceanico e dell'intensa deformazione compressiva (Bortolotti et al., 2001).
- 2) **DOMINIO SUBLIGURE:** formato solo da una successione paleogenica alloctona (unità di Canetolo) depositata in una zona di transizione tra l'oceano e il margine passivo continentale (Sani et al., 2008).
- 3) **DOMINIO TOSCANO:** costituito da unità deposte sul margine passivo continentale di Adria, un promontorio della placca africana. Questo dominio è suddiviso in due unità principali: Unità del Macigno e Unità di Cervarola-

Falterona. Le due unità sono formate da successioni torbiditiche isolate dal loro substrato e arrangiate in sistemi di sovrascorrimenti (Est-vergenti), formati a partire dal Miocene Inf. (Sani et al., 2008).

4) DOMINIO UMBRO: caratterizzato da evaporiti e carbonati triassici, carbonati giurassici, sovrapposti da shale carbonatici cretacei-miocenici e da torbiditi mioceniche che formano la Formazione Marnoso Arenacea (Martini e Saggi, 1993).

Dal punto di vista paleogeografico, i domini sopradescritti indicavano il passaggio da un ambiente oceanico (Dominio Ligure), transizionale (Dominio Subligure) ad un margine continentale passivo (Dominio Toscano e Umbro). Durante la fase orogenica, i depositi accumulatisi nei diversi domini hanno formato unità tettoniche che si sono sovrapposte sovrascorrendo verso Est e portando al complessivo impilamento delle unità esterne (Liguri) su quelle interne (Toscane e Umbre).

Bacini dell' Appennino Settentrionale

L'Appennino Settentrionale è caratterizzato dalla presenza di numerose depressioni tettoniche, allungate in direzione NO-SE, parallelamente all'asse della catena appenninica e sviluppatasi a partire dal Miocene Superiore.

In particolare si distinguono bacini associati a tettonica estensionale o compressiva in relazione alla loro collocazione ad Ovest oppure ad Est all'attuale spartiacque (Martini e Saggi, 1993; FIG.3). I bacini estensionali si trovano pertanto nella parte interna dell'Appennino Settentrionale e possono essere divisi in "Bacini Centrali" e "Bacini Periferici" (Martini e Saggi, 1993). I primi si trovano vicino al Mar Tirreno, si sono impostati sopra crosta continentale assottigliata, e sono stati riempiti con depositi di mare poco profondo e fluvio-lacustre. Tali bacini si sviluppano dal Miocene Superiore fino al Pleistocene. I secondi, sono

collocati nella zona orientale, si sono impostati sopra crosta continentale più spessa. Questi bacini sono stati riempiti con depositi esclusivamente continentali dal Pliocene Medio al Pleistocene (Martini e Sagri, 1993; FIG.3). I bacini estensionali sono considerati da molti autori come graben o half graben sviluppatisi in regime estensionale fino al Neogene (Martini e Sagri, 1993; Martini e al., 2001). Il blocco di letto di questi bacini era bordato da una o più faglie normali, lungo le quali si aveva maggior dislocamento verticale; questo lato dei bacini era percorso da corsi d'acqua minori e caratterizzati da notevole pendenza (Martini e Sagri, 1993). Il blocco di tetto invece era bordato da piccole faglie normali. Generalmente questo lato dei bacini era più piatto ed era influenzato da grandi sistemi di drenaggio fluviale (Martini e Sagri, 1993).

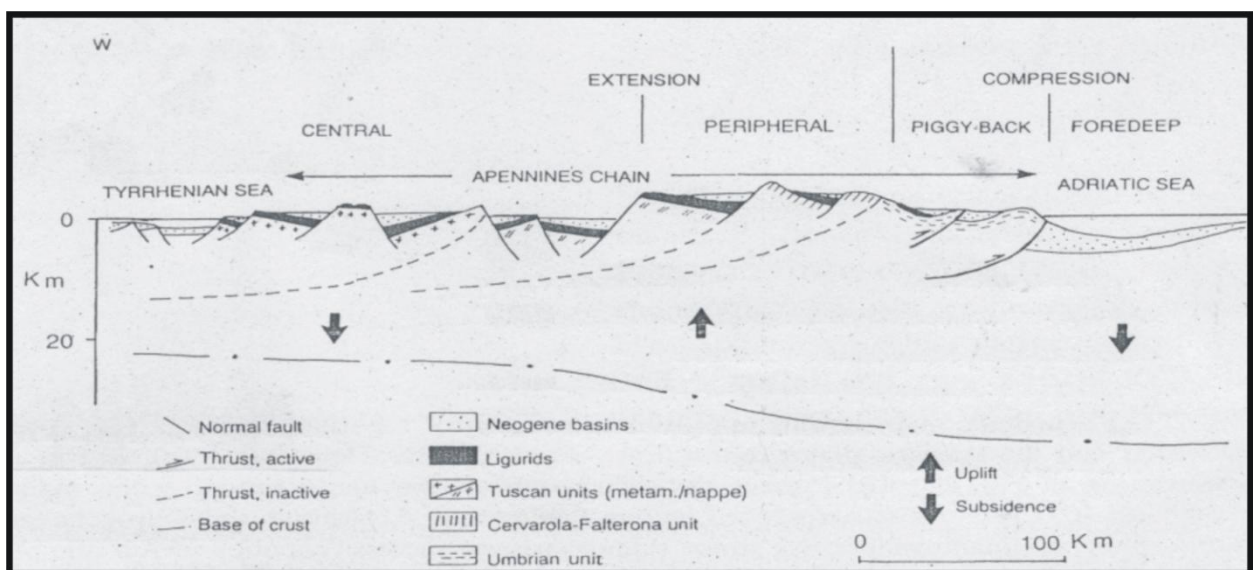


Figura 3 : Sezione attraverso l'Appennino settentrionale e relativa distinzione tra bacini estensionali e compressivi suggerita da Martini e Sagri, 1993.

I bacini dell'Appennino Settentrionale sono separati da delle lineazioni tettoniche ("lineazioni antiappenniniche" in Martini e Sagri, 1993) comunemente interpretate come zone di trasferimento della principale spinta orogenica (Sani, 2008). Tali zone hanno infatti permesso la coesistenza di bacini con diverso tasso di estensione o compressione (Liotta, 1991). Sebbene la dinamica strutturale di tali zone non sia tuttora ben nota, il ruolo di tali linee nel controllo del reticolo

idrografico è chiaramente evidenziato dall'andamento dei principali corsi d'acqua che attualmente drenano l'area toscana (FIG. 4). Risulta evidente per esempio come i fiumi Arno e Sieve cambino bruscamente la loro direzione di drenaggio dopo aver incontrato alcuni di tali lineamenti (FIG. 4).



Figura 4 : Bacini estensionali della Toscana in relazione alle principali lineazioni tettoniche antiappenniniche. Notare come i fiumi Arno e Sieve cambino radicalmente la loro orientazione in corrispondenza di tali lineamenti tettonici (Arbia-Valmarecchia per il F. Arno e Piombino-Faenza per il F. Sieve).

Evoluzione del drenaggio nella Toscana centrale tra il Pliocene ed il Pleistocene

Il drenaggio dell'area Toscana, fino al Pliocene Medio, era orientato principalmente verso il Mare Adriatico. Con la tettonica estensionale associata all'apertura del Mar Tirreno i sistemi fluviali furono principalmente controllati dallo sviluppo dei bacini intermontani orientati NO-SE (Bartolini and Pranzini, 1981). Il drenaggio è stato quindi progressivamente modificato dalla persistente attività tettonica. Bartolini e Pranzini (1981) suddividono l'evoluzione del drenaggio di tale area in due principali fasi.

Nel Pliocene Medio l'Arno non era ancora presente nel suo attuale corso e fluiva dal bacino del casentino verso la Val di Chiana attraverso il bacino di Arezzo (FIG.5). Secondo tali Autori il bacino del Valdarno Superiore potrebbe anche aver drenato a mare (nel bacino di Siena) attraverso l'attuale Val d'Ambra. Tra Pliocene e Pleistocene, lo sviluppo di un numero elevato di bacini che si collocavano lungo il corso attuale dell'Arno influenza fortemente il drenaggio, ed in particolare, l'elevata subsidenza del bacino del Valdarno Superiore causò la cattura del Fiume Arno che iniziò a fluire nel bacino da SE definendo l'attuale reticolo. L'immissione del paleoArno nel bacino del Valdarno è evidenziata dalla comparsa di litologie calcaree associate a litotipi miocenici erosi dalle Epiliguri (Sestini, 1936) presenti nei depositi fluviali esposti lungo i margini del bacino del Casentino (area di origine del F. Arno).

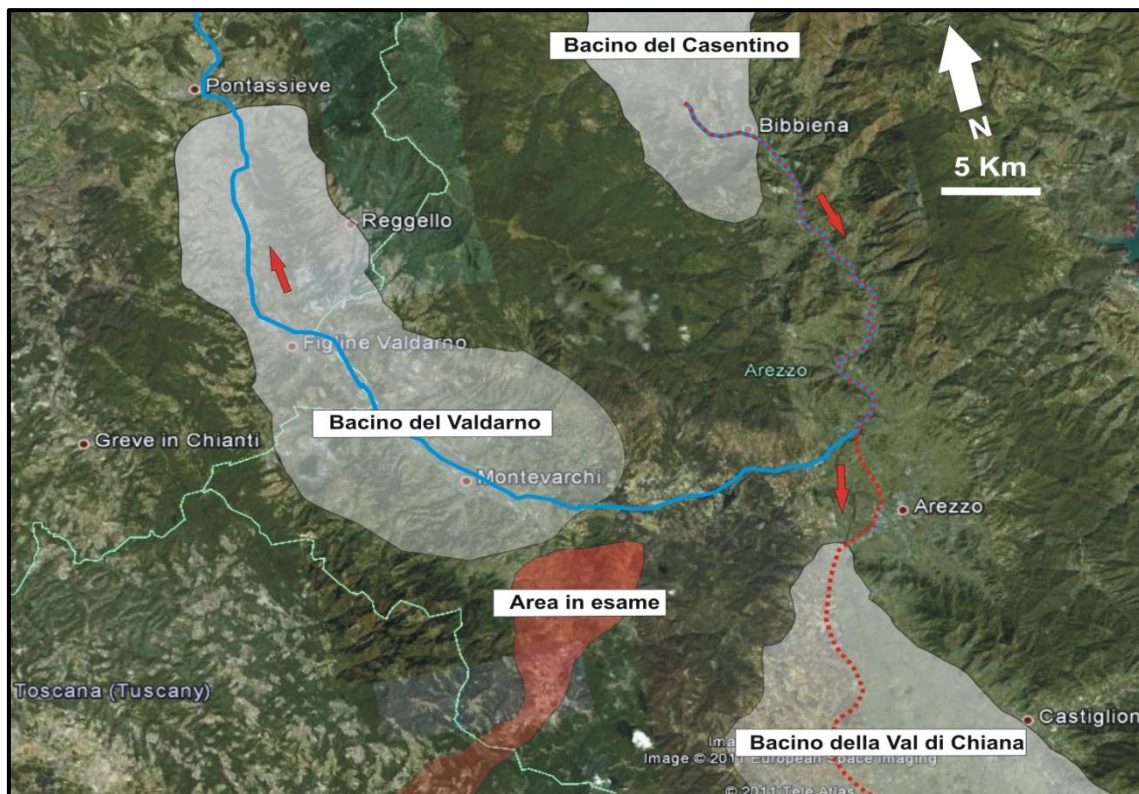


Figura 5 : Drenaggio del paleoArno (linea rossa) dal Bacino del Casentino verso la Val di Chiana, attivo nel Pliocene Medio, secondo la ricostruzione di Bartolini e Pranzini (1981). La linea blu evidenzia l'andamento dell'attuale Arno.

L'area in esame

Nell'area in esame affiorano sia depositi rocciosi appartenenti ai domini Liguri e Toscani, che sedimenti plio-pleistocenici di ambiente marino e continentale accumulatisi nei bacini di Siena e del Valdarno Superiore (FIG.2). Un primo studio dettagliato della porzione centrale di tale area è stato effettuato da Aldinucci et al. (2007) mettendo in evidenza la presenza di un corpo di valle incisa riempito da depositi fluviali di età plio-pleistocenica (FIG.6). Tale sistema era associato ad un drenaggio diretto grossomodo da Nord a Sud. Nell'area esaminata da Aldinucci et al. (2007) la successione di riempimento della valle è costituita da due unità *fining upward* (da ciottoli a limi) separate da una superficie erosiva e denominate da tali Autori come Vf e Q. Questi depositi in pianta formano un corpo allungato con ampiezza ed orientazione variabili da Nord a Sud (FIG.6). Tale corpo è caratterizzato da geometria lenticolare con base concava, ed ha uno spessore

massimo di 60-70 metri. In particolare esso appare di ampiezza ridotta (1.5 km) quando poggia su depositi rocciosi, e da maggiore ampiezza (2.5 km) quando è inciso su depositi pliocenici non cementati. Aldinucci et al. (2007) hanno attribuito l'incisione di tale sistema ad una regressione marina forzata indotta da un doming avvenuto al tetto del Pliocene Medio a scala regionale (Martini e Sagri, 1993). Al contrario, gli stessi Autori attribuiscono il riempimento ad un significativo aumento degli apporti sedimentari avvenuto nel Pliocene Superiore per motivi tettono-climatici.

I depositi esaminati nel presente lavoro sono quelli nominati da Aldinucci et al. (2007) come unità Q e formano l'unità di tetto della successione di riempimento di valle incisa. Tali depositi, da qui in avanti saranno nominati **VF2** (per meglio evidenziare la loro relazione con i sottostanti depositi **VF1** di Aldinucci et al. (2007)), sono principalmente costituiti da ghiaie e ciottoli a stratificazione incrociata accumulati in sistemi fluviali tipo *gravel-bed rivers* (Boscaini, 2011). I sedimenti di tale unità poggiano su una superficie di discontinuità sviluppatasi durante una fase di erosione-bypass e sono stati datati al Pleistocene Inferiore sulla base di analisi magnetostratigrafiche (Boscaini, 2011). Studi preliminari effettuati su tali depositi (Moscon, 2008; Roner comunicazione personale) evidenziano che i corsi d'acqua che drenavano tale valle erano caratterizzati da una significativa portata idrica, come evidenziato dalla presenza di barre alte fino a 4.5 m e sezioni di paleocanali di alcune decine di metri.

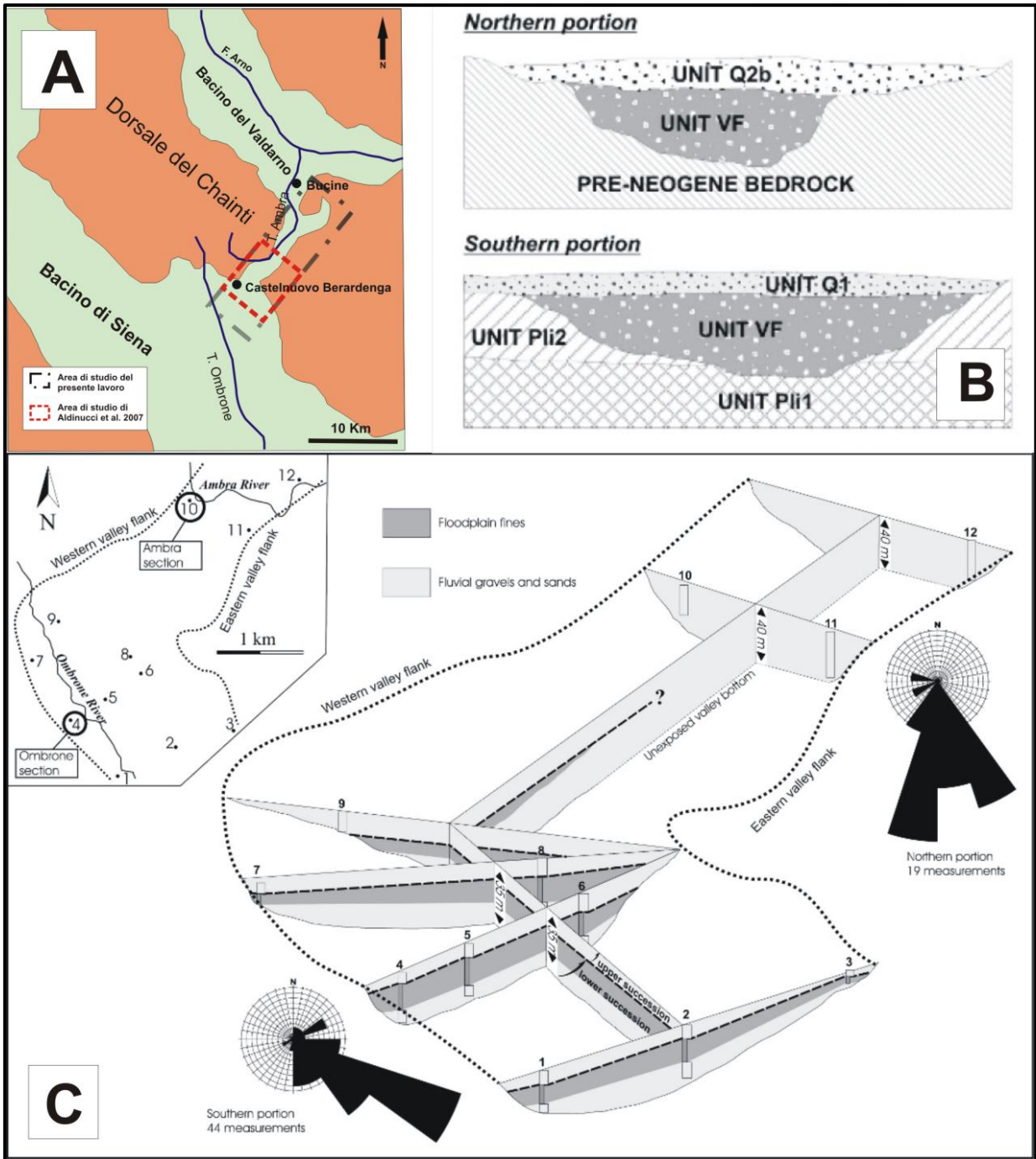


Figura 6 : Depositi fluviali di valle incisa descritti da Aldinucci et al. (2007) nell'area in esame. (A) Ubicazione dell'area studiata nel presente lavoro rispetto a quella di Aldinucci et al. (2007) (B) Sezioni schematiche del sistema di valle incisa descritto da Aldinucci et al. (2007). L'unità Q di Aldinucci et al. (2007) è analizzata nel presente lavoro e rinominata unità VF2. (C) Architettura dei depositi di riempimento della valle appartenenti all'unità VF secondo Aldinucci et al. (2007) .

CAPITOLO 3 ATTIVITA' DI CAMPAGNA E DI LABORATORIO

Alla luce del quadro geologico e stratigrafico precedentemente descritto, il presente lavoro si propone di stabilire quale potesse essere il bacino di drenaggio (area fonte dei sedimenti) del corso d'acqua associato al sistema vallivo identificato da Aldinucci et al. (2007) e di stabilire il ruolo di tale sistema nell'evoluzione del drenaggio dell'area, con particolare riferimento alla relazione tra questo ed il paleoArno.

A tal fine il lavoro svolto è stato indirizzato a: i) riconoscimento del possibile andamento della paleovalle e ii) caratterizzazione composizionale dei sedimenti che formano l'unità **VF2** al tetto della successione di valle incisa.

Il riconoscimento dei possibili limiti del sistema vallivo in esame in aree ubicate a monte ed a valle del settore indagato da Aldinucci et al. (2007) è stato reso possibile attraverso un rilevamento di dettaglio alla scala 1:10.000. L'area coperta dal rilevamento si estende in direzione Nord-Sud dal T. Scerfio fino all'area di Podere Pian di Bari, a pochi chilometri da Rapolano Terme. Il rilevamento si è concentrato maggiormente sull'analisi litologica e morfologica ed ha permesso di riconoscere diverse principali unità litologiche (vedi ALLEGATO A). La caratterizzazione composizionale dei depositi dell'unità **VF2** è stata effettuata sia tramite lo studio della frazione ghiaiosa che di quella sabbiosa. In particolare, nell'ambito di una comparazione tra il sistema in esame ed il drenaggio associato al paleoArno sono stati raccolti dei campioni di ciottoli e di sabbie depositati dal paleoArno nell'area di Monticello, nella porzione SE del bacino del Valdarno. Tale comparazione permetterà di discutere eventuali differenze o similitudini tra la composizione dei sedimenti dell'area esaminata e quelli trasportati dal paleoArno.

In totale sono stati raccolti 12 campioni di ciottoli, tra cui 4 nei depositi dell'unità **VF2** e 4 nei depositi del paleoArno in un sito denominato **Cava**. Al fine di verificare eventuali variazioni della composizione della frazione grossolana all'interno della successione di riempimento di valle incisa sono stati anche raccolti 4 campioni nell'unità **VF1**. I campioni prelevati dalle unità **VF1** e **VF2** provengono tutti dall'area di Pod. Arcidosso, lungo il margine settentrionale del bacino di Siena. I campioni di sabbie sono stati raccolti nelle unità **VF2** nell'area di Pod. Arcidosso (3 campioni) per quanto riguarda i depositi di valle incisa e nell'area di Monticello (3 campioni) per quanto riguarda i sedimenti del paleoArno. Le modalità di raccolta ed analisi dei campioni saranno brevemente illustrate e commentate nei paragrafi inerenti gli studi composizionali.

Geomorfologia e Stratigrafia

L'area in esame è in gran parte drenata dal T. Ambra, il quale dopo un breve tratto associato ad un drenaggio da Nord verso Sud compie una brusca curva ed inizia a scorrere verso Nord, per confluire nel F. Arno nei pressi di Levanella, nel Bacino del Valdarno superiore (FIG.7-8). La variazione di direzione di flusso del T. Ambra avviene in corrispondenza dello spartiacque tra il bacino di Siena (a Sud) ed il Valdarno Superiore (a Nord) (FIG.7), ed è stata da tempo riferita (Bartolini e Pranzini, 1981) alla cattura di una paleoAmbra che scorreva verso il bacino di Siena da parte di un tributario del bacino del Valdarno. Questo spartiacque appare orientato in direzione NO-SE ed è ubicato in prossimità di una zona caratterizzata da attività tettonica recente (Boscaini, 2011). Tale attività tettonica si esprime attraverso una faglia normale orientata circa parallelamente allo spartiacque, che ribassa il blocco a Nord e rialza quello a Sud. L'attività di tale faglia è documentata dalle emissioni di CO₂, che attualmente interessano l'area, e

da evidenze di tettonizzazione che interessano i clasti dell'unità VF di Aldinucci et al. (2007).

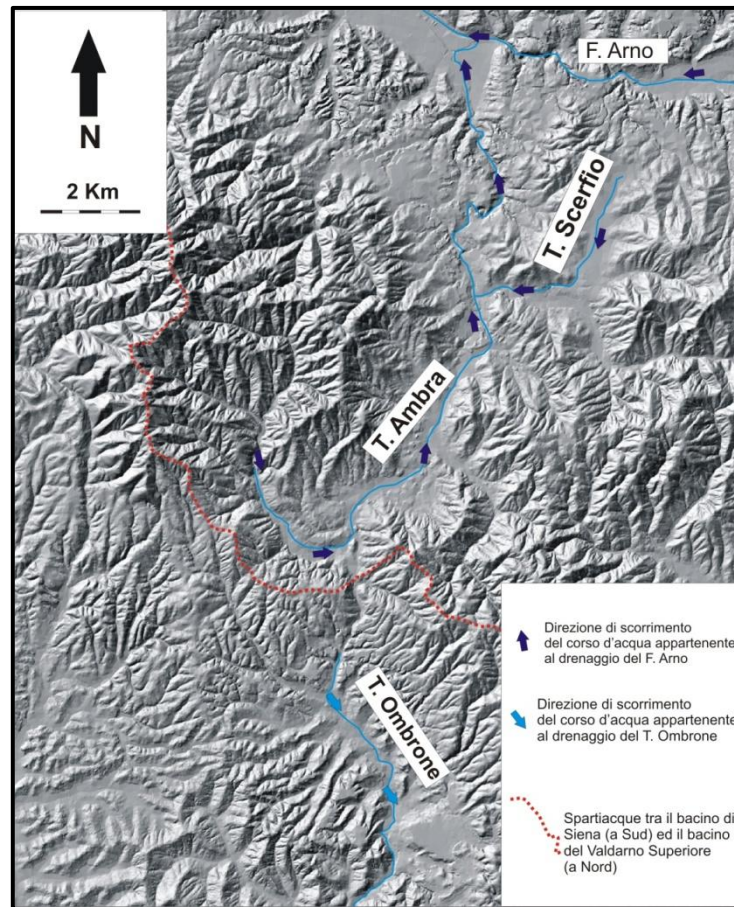


Figura 7 : Modello digitale del terreno relativo all'area di studio. In evidenza lo spartiacque tra il Bacino di Siena e il Bacino del Valdarno.

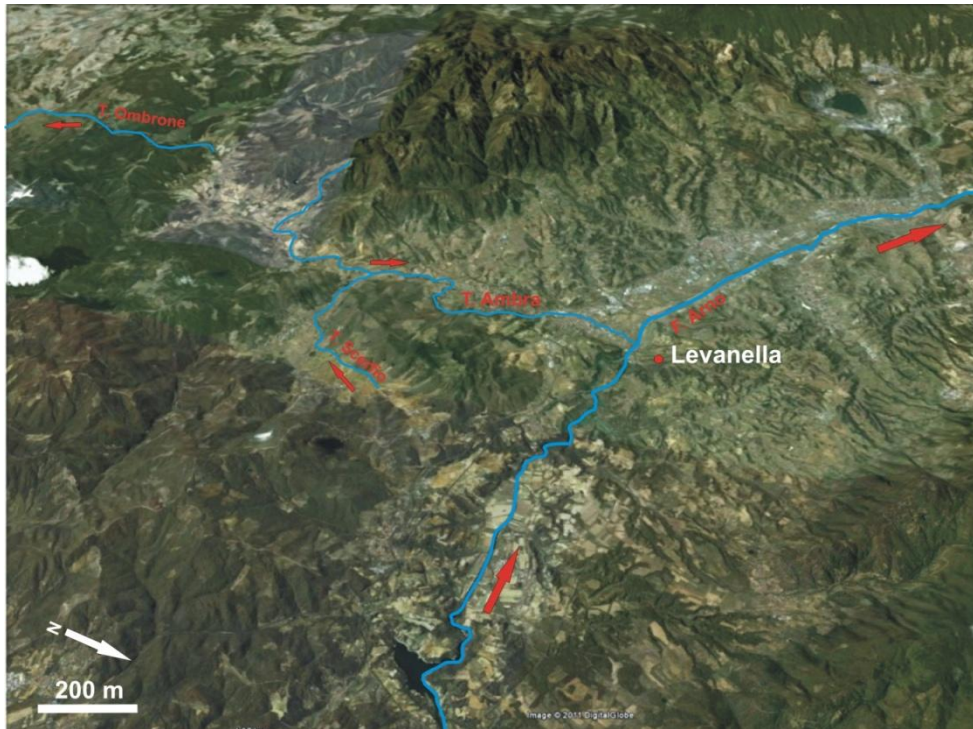


Figura 8 : Vista dell'area in esame tramite Google Earth. L'area è osservata verso SO da un'elevazione di circa 15 km (esagerazione verticale X3).

Il T. Ambra riceve diversi affluenti prima di confluire nel F. Arno. Uno di questi affluenti è il T. Scerfio, un affluente destro del T. Ambra che confluisce in questo all'altezza di Capannole (FIG.9). La caratteristica peculiare di tale corso d'acqua è rappresentata dalle ridotte dimensioni rispetto a quelle della valle che lo ospita (FIG.9). Il T. Scerfio, infatti, risulta asciutto per buona parte dell'anno ma è ospitato in una valle ampia circa 1 km e tagliata in un substrato roccioso. Tale valle può essere chiaramente seguita sottocorrente, mentre mostra una progressiva diminuzione dell'ampiezza, fino alla definitiva confluenza dello Scerfio nell'Ambra (FIG.9).



Figura 9 : Vista dell'area in esame tramite Google Earth. L'area è osservata verso NE da un'elevazione di circa 7 km (esagerazione verticale X3). Notare le dimensioni della valle attualmente drenata dal T. Scerfio, il quale risulta essere comunemente asciutto durante la maggior parte dell'anno.

A Sud dello spartiacque che separa il bacino di Siena ed il Valdarno Superiore, il principale corso d'acqua è rappresentato dal T. Ombrone che drena verso Sud, erodendo principalmente i depositi pliocenici del bacino di Siena. In questo settore dell'area in esame, risultano chiaramente visibili delle superfici terrazzate che formano un "pianalto" ad una quota di circa 270 m slm che si estende dall'area di Montalto fino al margine più meridionale dell'area di studio (FIG.10B). Superfici terrazzate sono evidenti anche nel settore a Nord dello spartiacque e sono associate alle ripetute fasi di incisione operate dall'Ambra a spese dei depositi alluvionali precedentemente depositi (FIG.10C).

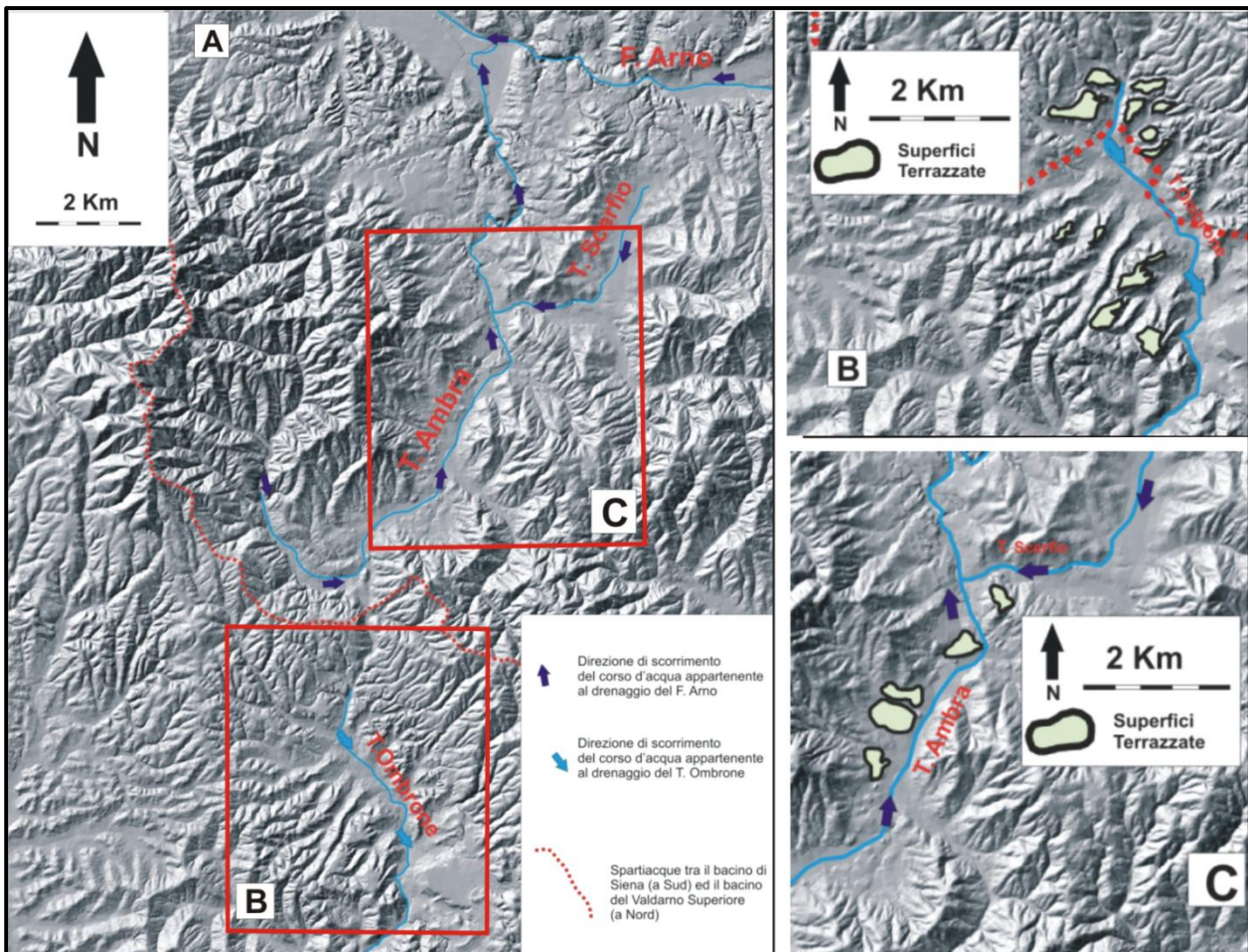


Figura 10 : Superfici terrazzate presenti nell'area di studio. (A) Ubicazione delle aree caratterizzate dalle superfici terrazzate più evidenti. (B) Superfici terrazzate a Sud dello spartiacque che separa il bacino di Siena dal bacino del Valdarno Superiore. (C) Superfici terrazzate a Nord dello stesso spartiacque.

Il rilevamento svolto ha permesso di cartografare diverse unità (vedi ALLEGATO A) e di mettere in relazione i depositi affioranti con le superfici morfologiche osservate.

Il substrato roccioso dell'area in esame è costituito da:

- 1) UNITA SUBLIGURI (FIG.11A): 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).
- 2) FORMAZIONE DEL MACIGNO (FIG.11B): costituita da arenarie torbiditiche prevalentemente grigiastre con subordinati depositi pelitici (Oligocene).

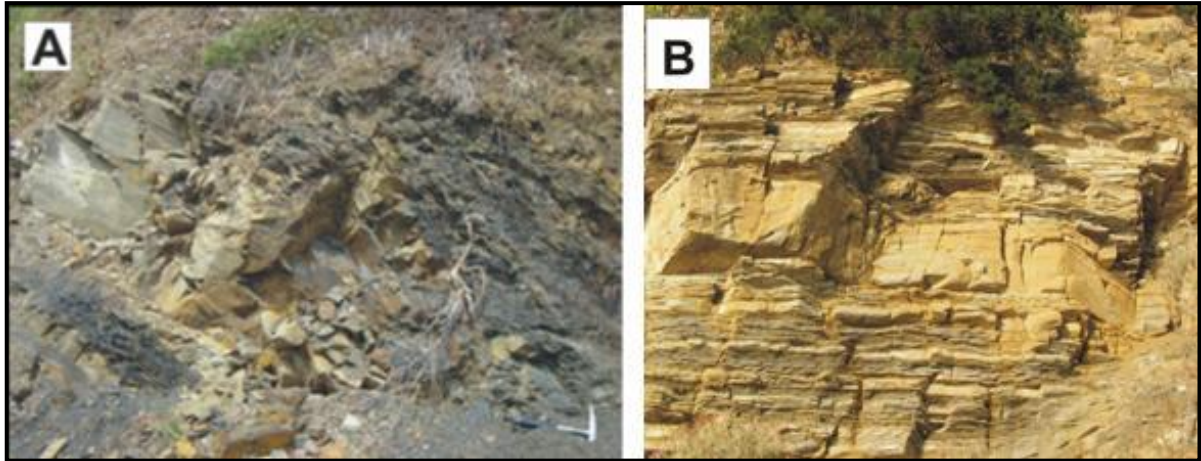


Figura 11 : Principali litologie componenti il substrato roccioso. (A) Depositi argillitici e calcarei appartenenti ad Unità Subliguri; (B) Arenarie torbiditiche della F.ne del Macigno.

La Successione plio-pleistocenica è invece costituita da diverse unità sedimentarie non litificate, separate da superfici di discontinuità. In senso stratigrafico tali unità sono:

1) DEPOSITI PLIOCENICI MARINI COSTIERI (FIG.12): 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 sedimenti di mare sottile sono rappresentati da sabbie da massive a stratificate contenenti abbondanti resti di gusci di molluschi (Pliocene Inferiore e Medio).

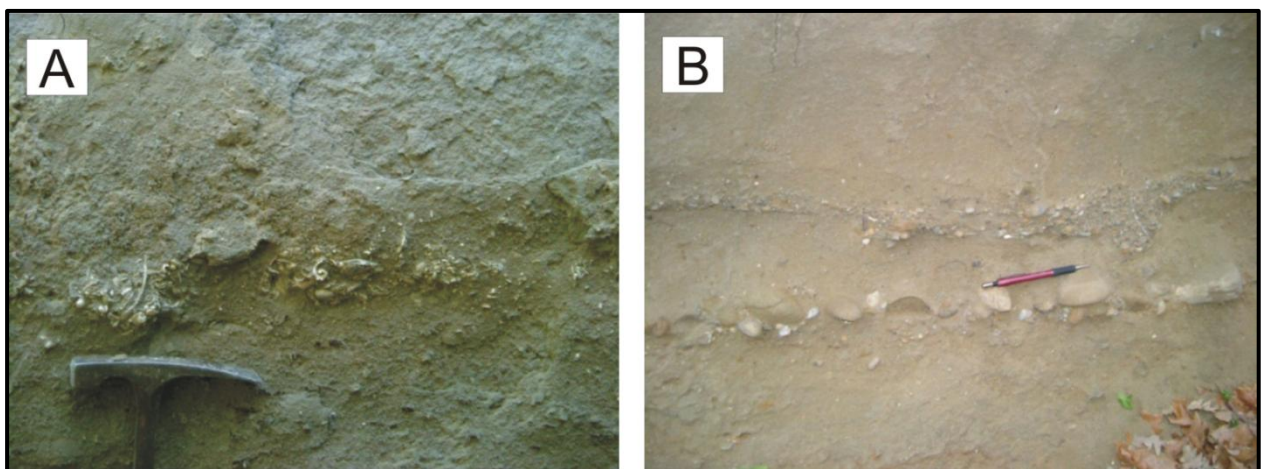


Figura 12 : Depositi pliocenici marini costieri. (A) Livelli ricchi di gusci frammentati in sedimenti sabbiosi di mare basso. (B) Intervalli di ciottolami a base netta con dispersi frammenti di gusci di molluschi marini.

2) DEPOSITI FLUVIALI **VF1** (FIG.13). Questi depositi, spessi fino a 25 m, affiorano principalmente nell'area a Sud dello spartiacque tra il bacino di Siena e quello del Valdarno Superiore e rappresentano l'unità inferiore del riempimento di valle incisa (**VF1**) che era stata precedentemente descritta da Aldinucci et al. (2007). Questi sedimenti sono rappresentati da ciottoli, ben arrotondati, con tessitura clastosostenuta e matrice sabbioso-ghiaiosa. I clasti sono riferibili comunemente a coarse pebbles, anche se casi di clasti di diametro prossimo ai 30 cm non sono rari. Sebbene ad una prima analisi i depositi possano apparire omogenei, una più accurata osservazione evidenzia come questi siano caratterizzati da crude stratificazioni incrociate o pianoparallele che formano corpi spessi fino a 1.5-2 m. Localmente i depositi formano pacchetti apparentemente massivi con una gradazione mal definita. Questi depositi si sono accumulati in condizioni di trasporto trattivo, come evidenziato dalla presenza di stratificazioni di vario tipo. Il carattere caotico di alcuni livelli, suggerisce comunque la possibilità che vi siano stati sporadici processi di trasporto in massa (flussi iperconcentrati). La presenza di stratificazioni incrociate in depositi così grossolani suggerisce la presenza di flussi molto pertinenti e canalizzati, possibilmente riferibili a sistemi tipo *gravel-bed rivers*.

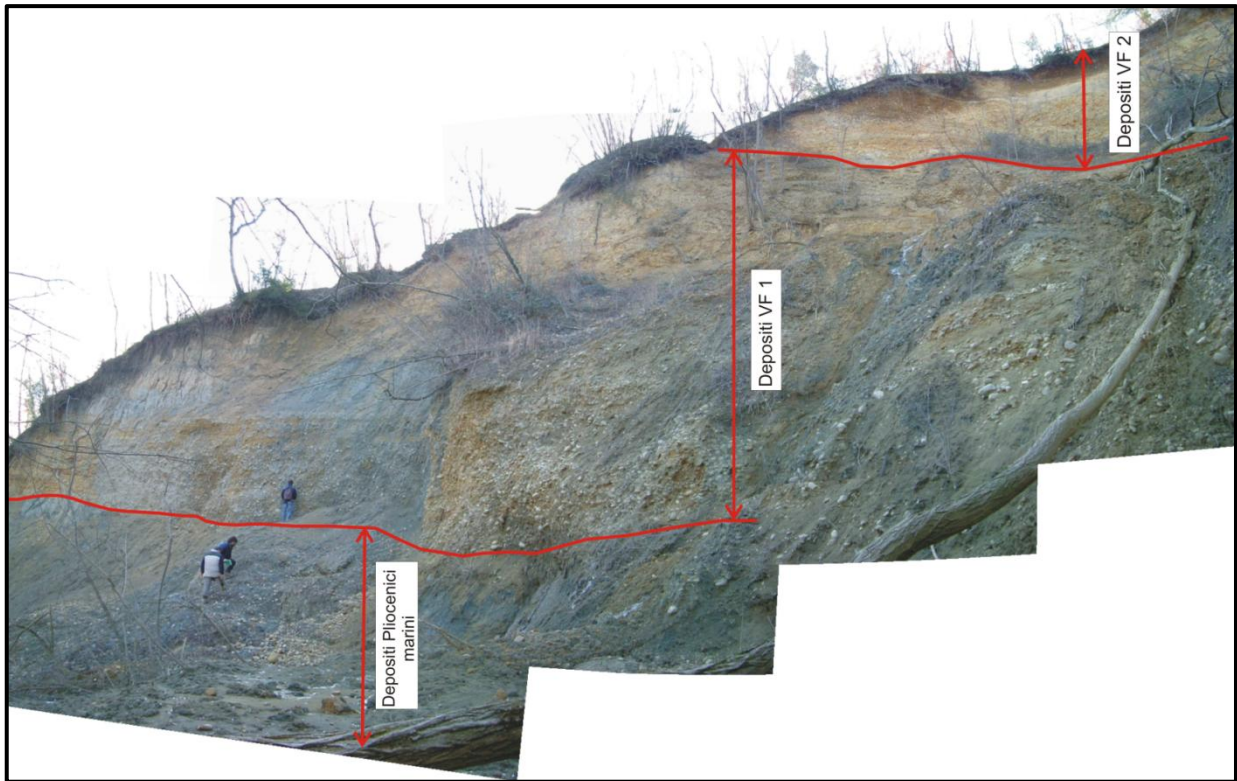


Figura 13 : Depositi di riempimenti di valle incisa nella porzione centro-meridionale dell'area in esame.

3) DEPOSITI FLUVIALI **VF2** (FIG.14). Questi depositi, spessi fino a 30 m, sono stati seguiti per diversi chilometri in direzione Nord-Sud; occupano la porzione sommitale del riempimento di valle incisa e sono distribuiti a cavallo dello spartiacque tra il bacino di Siena e quello del Valdarno Superiore. Essi mostrano caratteristiche sedimentologiche diverse a Nord e Sud della faglia ubicata in prossimità dello spartiacque tra il bacino di Siena e quello del Valdarno Superiore. Boscaini (2011) ha recentemente dimostrato come tale variabilità sia associata ad un controllo tettonico sulla sedimentazione, dovuto ad una modificazione del profilo del fiume indotto da una subsidenza molto localizzata. In particolare a Nord della faglia i depositi sono costituiti prevalentemente da limi con intercalazioni lentiformi di sabbie, mentre nelle aree a Sud della faglia sono costituiti da ciottoli e subordinate sabbie. In entrambi i settori le paleocorrenti indicano un flusso verso Sud (Boscaini, 2011). I depositi ghiaiosi affioranti a Sud della faglia sono costituiti da ciottoli delle dimensioni dei pebbles con tessitura

clastosostenuta con matrice sabbiosa grossolana, rudemente organizzati in bedding inclinato di circa 15°-20° (FIG.14A-B). I singoli strati, spessi fino ad un massimo di 25 cm, appaiono caratterizzati da laminazione pianoparallela e spesso privi di matrice. I pacchi di strati inclinati possono essere spessi fino a 4 m e presentare una continuità laterale decametrica. Comunemente, i clasti di maggiori dimensioni sono collocati nella porzione basale del corpo caratterizzato da stratificazione inclinata. La direzione del trasporto, ricavabile dall'embriciatura dei ciottoli di maggiori dimensioni, è comunemente ortogonale alla direzione di immersione del bedding. In alcune zone, le litologie sabbiose sono particolarmente abbondanti (FIG.14A-E) e formano corpi spessi fino a poco oltre 1 m con base erosiva. Questi depositi sabbiosi, che diventano dominanti muovendosi verso sud, presentano stratificazione pianoparallela dominante, anche se possono essere presenti casi di stratificazione incrociata. La porzione a dominanza sabbiosa presenta comunque delle lenti e livelli di ciottoli che possono apparire massivi o caratterizzati da stratificazione pianoparallela o incrociata. I depositi più grossolani possono essere interpretati come depositi di barra fluviale, in accordo con la base erosiva, la presenza di clasti di maggiori dimensioni nella porzione basale (lag di fondo canale) e la notevole continuità laterale della clinostratificazione. Infine, la determinazione di paleocorrenti pressoché ortogonali al flusso indica processi di accrezione laterale, associata probabilmente ad un corso d'acqua caratterizzato da moderata sinuosità. Le porzioni sabbiose sono associabili ad aree di deposizione in cui il sedimento non si muoveva all'interno di canali poco definiti e molto ampi.

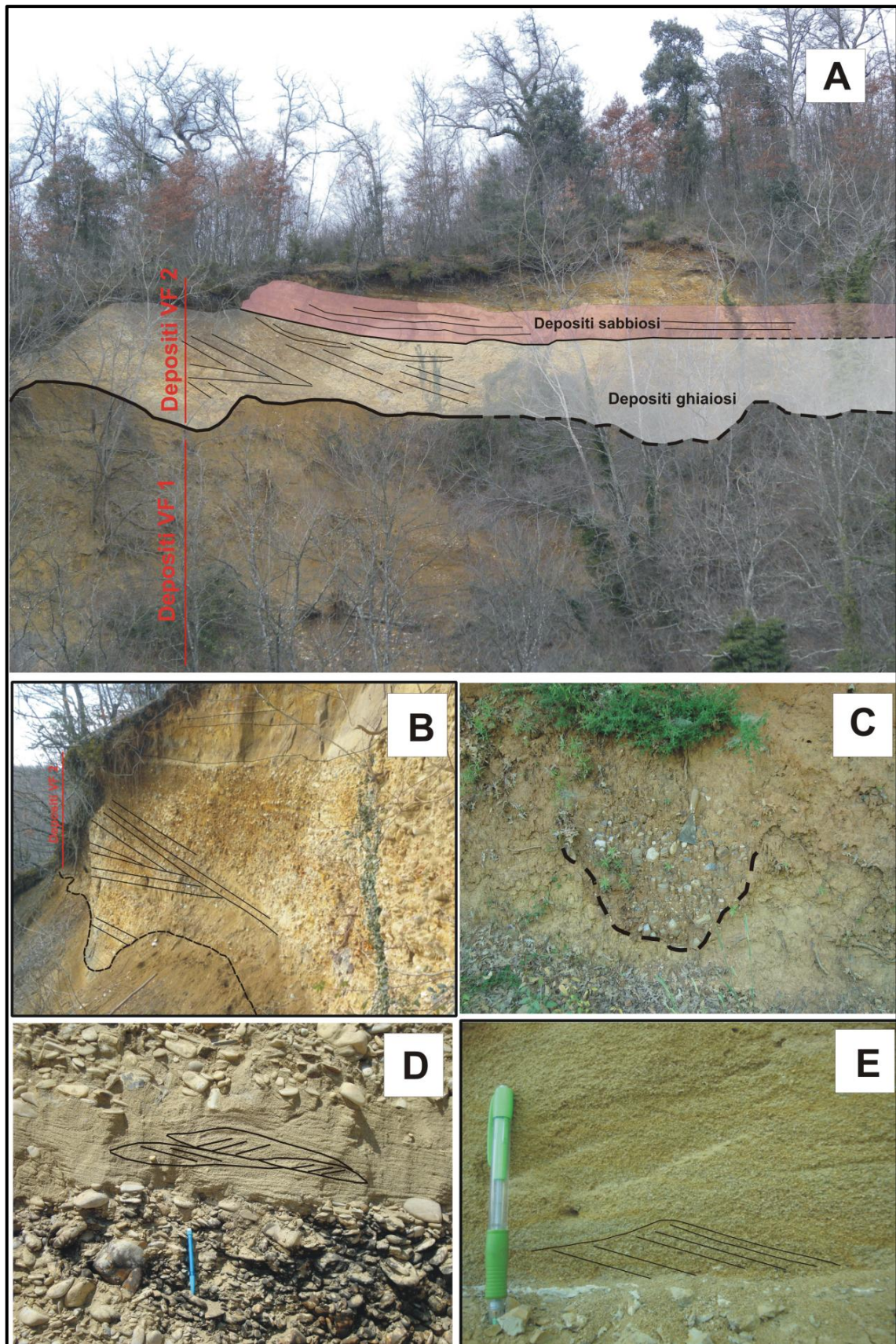


Figura 14: Depositi dell'unità VF2 nella porzione centro-meridionale dell'area in esame. (A) Affioramento nei pressi del Pod. Arcidosso. Notare come l'unità VF2 sia costituita da una porzione basale formata da ciottoli ed una sovrastante costituita da sabbie. (B) depositi clastosostenuti con stratificazione inclinata; (C) Canale di ridotte dimensioni a pareti sub-verticali tagliato in depositi sabbiosi costituenti la porzione superiore dell'unità VF2. (D-E) Ripples cross lamination in depositi sabbiosi dell'unità VF2.

I depositi siltoso-sabbiosi (FIG.15) ubicati a Nord della faglia risultano scarsamente esposti. Gli intervalli sabbiosi (spessi fino a 2-2,5 m), caratterizzati da basi nette ed erosive, mostrano depositi moderatamente cerniti con una tessitura di tipo bimodale, sono spesso gradati normalmente e, al loro interno, è possibile distinguere una stratificazione piano parallela spesso evidenziata dalla presenza di granuli. In rari casi sono presenti intervalli caratterizzati da una stratificazione a truogolo. Gli intervalli più fini, rappresentati da litologie siltose e argillose, appaiono spesso massivi, pedogenizzati e mostrano resti di radici, frustoli vegetali e caliche. Questi depositi sono riferibili ad un contesto alluvionale, dove le porzioni sabbiose rappresentano il riempimento di canali fluviali (profondi almeno 2,5 m), in accordo al loro trend fining-upward e la marcata base erosiva, mentre le frazioni fini sono riferibili ad un ambiente di piana esondabile, dove la sedimentazione avveniva principalmente per decantazione di fanghi dopo i principali eventi di piena. Questi depositi sono quindi stati esposti ad intensa pedogenesi, evidenziata dalla presenza di frustoli vegetali e radici.

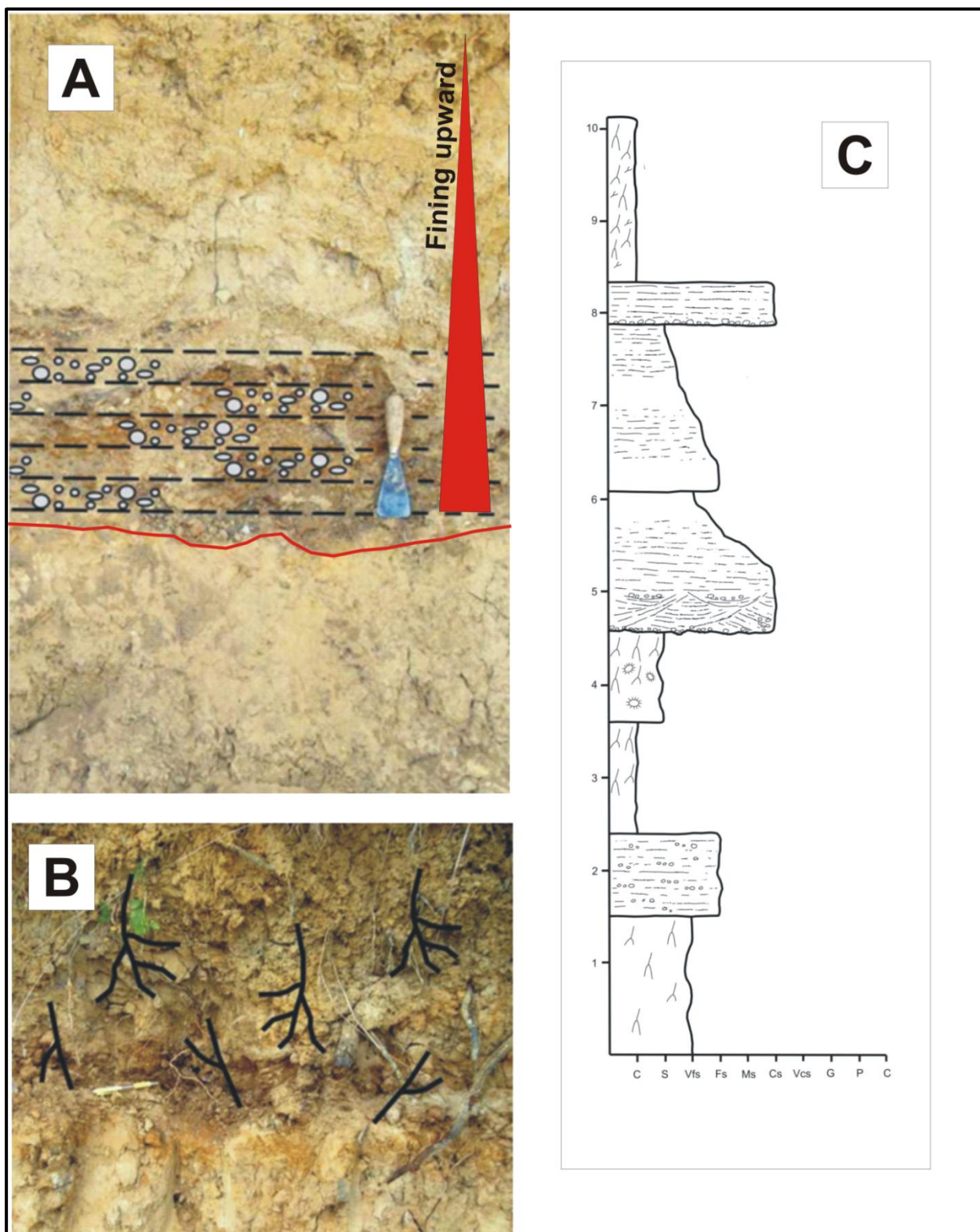


Figura 15 : Depositi siltoso-sabbiosi di VF2 nella porzione settentrionale dell'area in esame. (A) Depositi sabbioso-ghiaiosi a stratificazione piano-parallela e base erosiva attribuiti a corpi canalizzati; (B) Depositi pelitici con tracce di radici e frustoli vegetali. (D) Log sedimentologico da Boscaini (2011).

4) DEPOSITI DI TERRAZZI FLUVIALI. Sono costituiti da depositi fluviali sabbioso ghiaiosi sviluppatisi lungo i fianchi delle moderne valli durante il Pleistocene Medio e Superiore. Tali depositi raggiungono il massimo spessore di alcuni metri e risultano essere scarsamente esposti.

5) ALLUVIONI RECENTI. sono rappresentate dai depositi ciottolosi e sabbiosi di sistemi fluviali attuali.

A Nord dello spartiacque che delimita il margine settentrionale del bacino di Siena, i depositi sabbioso-siltosi dell'unità **VF2** possono essere seguiti lungo il corso dell'attuale T. Ambra, dove sono stati incontrati anche da diversi sondaggi (Boscaini, 2011) e proseguono a Nord nella valle dello Scerfio. A sud dello spartiacque i depositi ciottolosi dell'unità **VF2** passano a litologie prevalentemente sabbiose, al tetto delle quali si sviluppa la superficie morfologica ben definita precedentemente descritta tra l'area di Montalto e il limite meridionale dell'area in esame.

Analisi composizionali

L'analisi della composizione dei sedimenti ha interessato sia i ciottoli che le sabbie.

Analisi della frazione ruditica

Sono stati campionati ciottoli (dimensioni maggiori di 3 cm) appartenenti a tre tipologie di depositi differenti (FIG.16):

- ciottoli di depositi sicuri del Fiume Arno, prelevati in cave attive, denominati come già ricordato **Cava**,
- ciottoli del Valley Fill studiato durante il rilevamento geologico, denominato come già ricordato **VF2**,
- ciottoli del Valley Fill studiato da Aldinucci et al. (2007) che si trova stratigraficamente al di sotto di **VF2**, denominato come già ricordato **VF1**.

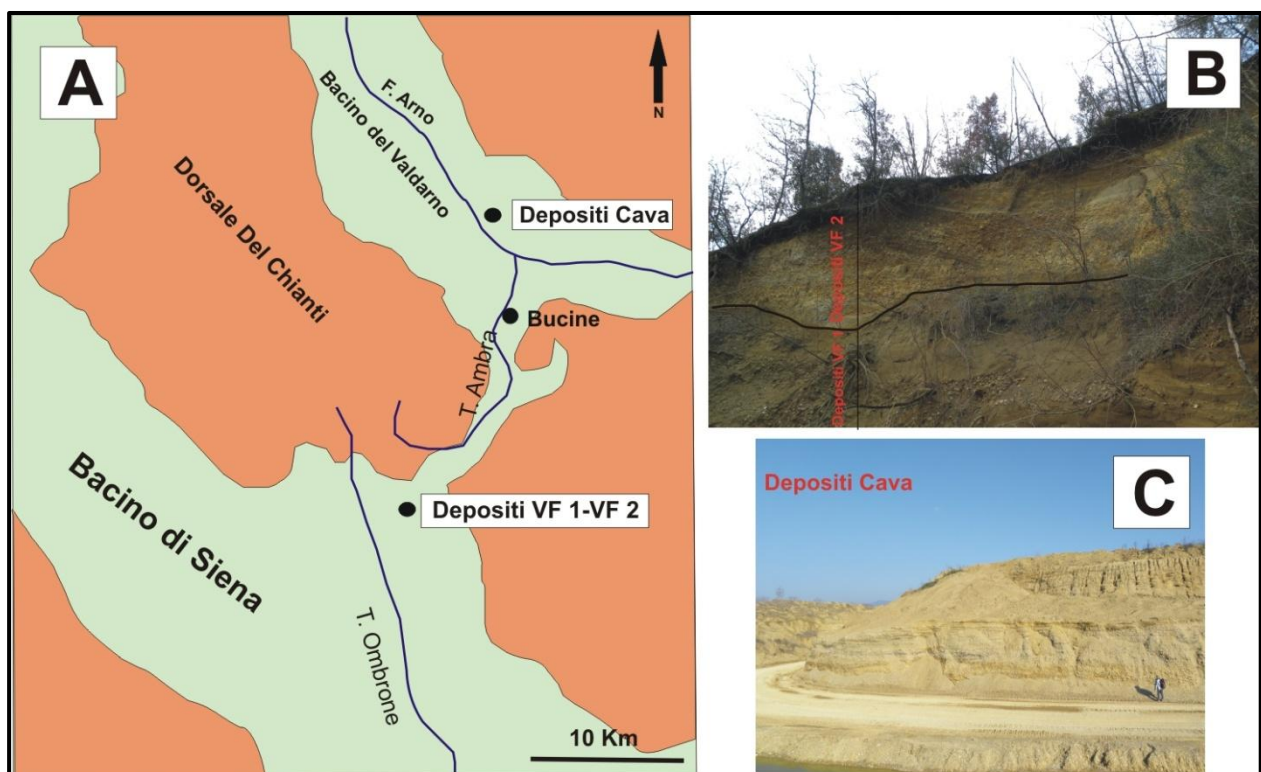


Figura 16 : (A) Ubicazione delle zone di campionamento per i depositi dell'unità VF2 e per i sedimenti accumulati dal paleoArno nel bacino del Valdarno Superiore durante il Pleistocene Medio (sito Cava). (B) Visione di dettaglio dei depositi dell'unità VF2 nei pressi di Pod. Arcidosso. (C) Depositi del paleoArno nell'area di Monticello.

Per ciascuna tipologia di deposito sono state campionate quattro stazioni differenti. In ciascuna stazione sono stati presi in esame tutti i ciottoli toccati da

una linea grosso modo parallela all'originaria superficie deposizionale, fino al riconoscimento di 100 ciottoli (Orombelli e Gnaccolini, 1978). I ciottoli quindi sono stati descritti litologicamente ed è stato misurato l'asse b (da 3 cm a 8 cm) di ciascuno.

I dati ottenuti sono stati raggruppati inizialmente in 20 classi:

	Classi iniziali
1	Calcere Marnoso scuro grossolano
2	Calcere Marnoso scuro fine
3	Calcere Marnoso marrone alterato
4	Calcere Marnoso marrone con muscovite
5	Calcere Marnoso fine chiaro
6	Selce
7	Argillite nocciola
8	Argillite marrone
9	Argillite grigio scuro
10	Arenaria grossolana
11	Arenaria fine
12	Calcarenite chiara
13	Calcarenite scura con frustoli
14	Calcarenite scura alterata
15	Calcarenite scura grossolana
16	Calcarenite scura fine
17	Calcere chiaro
18	Siltite scura con miche
19	Siltite chiara
20	Tracciante

Tabella 1: Classi iniziali ottenute tramite il riconoscimento dei ciottoli.

Successivamente con le venti classi riconosciute sono stati fatti dei gruppi litologici, in base alle formazioni rocciose affioranti nel Bacino del Casentino, nel quale scorre nel suo primo tratto l'Arno, e alle formazioni affioranti nella Dorsale del Chainti, che delimita la valle dove scorre l'attuale Torrente Ambra. Per questa operazione è stata indispensabile la consultazione delle "Note illustrative della

Carta Geologica d'Italia" alla scala 1: 100000, e in particolare del Foglio 107 "Monte Falterona", Foglio 114 "Arezzo" e Foglio 113 "Castelfiorentino".

Le classi 4, 7, 8, 9, 11, 18, 19 sono state ricondotte ai litotipi appartenenti all'Unità del Macigno, dell'Oligocene–Miocene Inf, che in seguito sarà indicata con la sigla **Mg**.

Le classi 5, 12, 17 sono state raggruppate nella "Formazione dell'Alberese", dell'Eocene Medio-Inferiore, di seguito siglate **Al**.

Le classi 1, 2, 3, 6, 13, 14, 15, 16 sono state ricondotte ai litotipi appartenenti ai "Calcari e Brecciole di Monte Senario", del Paleogene, di seguito siglate **BnS**.

La classe 10 è stata ricondotto alle "Arenarie di Monte Senario", dell'Oligocene, che si trovano stratigraficamente al tetto dei "Calcari e Brecciole di Monte Senario", di seguito siglata **As**.

La classe 20 infine è attribuita ai "Calcari a briozoi", del Miocene, tale classe è stata utilizzata come tracciante e siglata come **Mcb**.

Descrizione litologica dei raggruppamenti di ciottoli

Unità appartenenti al Dominio Toscano:

L'"Unità del Macigno", **Mg**, è caratterizzata da un'alternanza di arenarie quarzoso–feldspatiche gradate con siltiti e argilliti (Foglio 107). Questa formazione è un flysch di origine torbidityca, con strati complessi caratterizzati da un intervallo arenitico ed uno argillitico. La porzione arenitica è gradata normalmente con dimensione media dei granuli decrescente dalla base al tetto e passa gradualmente alla porzione argillosa. L'arenaria ha colore grigio–azzurro se è fresca, e diventa giallo–ocracea alterandosi, le argilliti sono di colore grigio giallastro, e grigio scuro con spalmature micacee.

Unità appartenenti al Dominio Ligure:

L' "Alberese", **Al**, è una formazione di origine torbidityca, con dimensione media della grana decrescente dalla base al tetto dell'intervallo calcareo–marnoso, e si nota inoltre una diminuzione del contenuto di carbonato dalla base al tetto dello strato, in relazione con l'aumento nello stesso senso, dei minerali argillosi (Foglio 107).

I "Calcari e Breccie di Monte Senario", **BnS**, comprendono calcari marnosi, marne e calcareniti con liste di selce, argilliti grigie e arenarie; la componente calcarenitica è talora fortemente prevalente.

Le "Arenarie di Monte Senario", **As**, sono anch'esse di origine torbidityca (Foglio 107) e quarzoso–feldspatiche e risultano macroscopicamente simili al "Macigno" ma a grana più grossa.

Unità appartenenti alla Serie della Verna:

I "Calcari a briozoi", **Mcb**, affiorano in alcuni lembi, di modesta estensione nella parte orientale del Bacino del Casentino, sono costituiti da calciruditi biancastre a briozoi, massicce o con stratificazione poco evidente.

I dati così ottenuti sono stati raggruppati nelle Tabelle da 2 a 4:

	Mg	Al	BnS	As	Mcb
VF1-1	30,0	2,0	64,0	4,0	0,0
VF1-2	32,0	0,0	64,0	5,0	0,0
VF1-3	37,0	7,0	50,0	5,0	0,0
VF1-4	41,0	3,0	52,0	4,0	0,0

Tabella 2: Percentuale dei ciottoli determinati in ciascuna stazione di misura di VF1 suddivisi nei 5 gruppi riconosciuti.

	Mg	Al	BnS	As	Mcb
VF2-1	36,0	4,0	50,0	10,0	0,0
VF2-2	31,0	4,0	61,0	4,0	0,0
VF2-3	25,0	2,0	69,0	4,0	0,0
VF2-4	37,0	0,0	50,0	13,0	0,0

Tabella 3: Percentuale dei ciottoli determinati in ciascuna stazione di misura di VF2 suddivisi nei 5 gruppi riconosciuti.

	Mg	Al	BnS	As	Mcb
Cava1	26,0	4,0	57,0	11,0	2,0
Cava2	30,0	1,0	61,0	6,0	2,0
Cava3	30,0	2,0	54,0	11,0	3,0
Cava4	34,0	0,0	54,0	12,0	0,0

Tabella 4 : Percentuale dei ciottoli determinati in ciascuna stazione di misura di Cava suddivisi nei 5 gruppi riconosciuti.

Analisi della frazione sabbiosa

Durante il rilevamento oltre ai ciottoli sono state campionate anche le sabbie; sono state prelevate sabbie inglobate con una resina epossidica e quindi sono state ricavate delle sezioni sottili per l'analisi al microscopio polarizzatore, della tessitura e della composizione. Le sezioni sottili sono state colorate con il Rosso di Alizarina per permettere una distinzione immediata tra calcite e dolomite.

L'analisi modale per punti è stata eseguita al microscopio ottico tramite l'uso di un tavolino traslatore ad incremento costante, mediante il quale i punti vengono distribuiti sulla sezione sottile secondo un reticolo a maglia quadrata. Questo metodo di analisi, secondo Manetti & Turi (1969) è quello che meglio rispecchia la distribuzione volumetrica dei granuli. La distanza tra punti consecutivi, cioè la larghezza della maglia, è fissata in modo tale che ogni granulo sia interessato una sola volta dal conteggio, che prosegue generalmente fino alla determinazione di 300-500 punti. Nel presente studio sono stati contati 300 punti per sezione sottile, trattandosi di sabbie inglobate, secondo una prassi ormai utilizzata da diversi ricercatori. Tra i granuli che si depositano in un bacino di sedimentazione

possono essere distinte particelle terrigene, che derivano dall'erosione di rocce madri, granuli di origine interna al bacino o allochimici (Folk, 1974) come ad esempio i bioclasti, e precipitati chimici in situ, detti costituenti autigeni o ortochimici (Folk, 1974). Le particelle intrabacinali, considerate coeve rispetto alla sedimentazione forniscono informazioni sulle condizioni chimiche e fisiche del bacino deposizionale, mentre i grani extrabacinali forniscono informazioni sulla storia e sulla configurazione dell'area sorgente.

Tabella di Conteggio: è una tabella che ha permesso di dividere i costituenti in non-carbonatici extrabacinali (NCE) e carbonatici extrabacinali (CE) (Zuffa, 1980; 1985). All'interno di queste categorie maggiori, un'ulteriore suddivisione è stata fatta su base composizionale e tessiturale, seguendo una particolare tecnica di conteggio, proposta da vari autori (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Zuffa, 1980; Ingersoll et al., 1984), con la quale è possibile minimizzare la dipendenza della composizione da variazioni granulometriche. Questo metodo, noto come "Gazzi-Dickinson", consiste nel considerare con criteri diversi i frammenti di roccia a grana grossa e i frammenti litici a grana fine; i primi sono composti da singoli cristalli di dimensioni maggiori di 0,0625 mm, i secondi composti invece da singoli cristalli di dimensioni inferiori a 0,0625 mm. Per non perdere preziose informazioni date dai frammenti litici a grana grossa, possono venir distinte numerose classi per il quarzo e i feldspati, che tengono conto di quale sia il tipo di roccia che contiene il singolo minerale conteggiato.

Dopo uno studio speditivo delle sezioni sottili, mirato a riconoscere i vari costituenti, è stata ricavata la tabella di analisi di seguito riportata (Tabella 5).

NCE	Q		Qtz monocristallino Qtz policristallino Qtz in rocce metam di basso grado Qtz in rocce vulcaniche Qtz in areniti
	F		Kfeld monocristallino Kfeld in rocce metamorfiche Kfeld in rocce vulcaniche Kfeld in areniti PI monocristallino PI in rocce metamorfiche PI in rocce vulcaniche PI in areniti
	L	Lm Lv Lv Ls Ls Lc	Framm di rocce metam Framm di rocce vulcaniche interm Framm di rocce vulcaniche acide Selce Siltite silicoclastica Siltite prevalentemente carbonatica
CE	CE		Miche e cloriti Miche e cloriti in frammenti di rocce metam Miche in fr. rocce sedimentarie Packstone-grainstone Dolomie a cristallo singolo Packstone-grainstone fossilifero

Tabella 5 : Tipologie di clasti conteggiati e loro raggruppamento ai fini classificativi.

CAPITOLO 4 RISULTATI PETROGRAFICI

Risultati Compositivi

Per quanto riguarda la composizione si possono distinguere due gruppi di dati, quelli inerenti ai ciottoli e quelli inerenti alle sabbie.

Attraverso i dati ottenuti è possibile confrontare la composizione dei campioni raccolti nelle stazioni di **Cava**, con i campioni provenienti, o solo da **VF2**, per l'analisi delle sabbie, o anche da **VF1**, per l'analisi dei ciottoli. Essendo certi della provenienza dei campioni raccolti nelle stazioni **Cava**, il confronto risulterà essere positivo se i campioni **VF2** e **VF1** saranno simili ai campioni **Cava**.

Frazione Ruditica

Con i dati riportati nelle Tabelle 2, 3, 4 sono stati ricavati i grafici di seguito riportati:

Confronto in percentuale delle litologie

I tre grafici seguenti (FIG.17,18,19) sono rappresentativi del totale dei ciottoli per i depositi di **Cava**, di **VF1** e di **VF2** (400 ciottoli per deposito). I grafici sono stati calcolati sommando il totale dei ciottoli, ottenuto per ogni classe, per tutte le stazioni (Tabella 6, es. per i depositi di **Cava**).

	Mg	Al	BnS	As	Mcb
Staz. Cava1	26,0	4,0	57,0	11,0	2,0
Staz. Cava2	30,0	1,0	61,0	6,0	2,0
Staz. Cava3	30,0	2,0	54,0	11,0	3,0
Staz. Cava4	34,0	0,0	54,0	12,0	0,0

Tabella 6 : Percentuali di frequenza delle classi di Cava.

I grafici di Fig.17,18,19 riportano la percentuale delle classi precedentemente descritte sul totale dei depositi **Cava**, **VF1**, **VF2**.

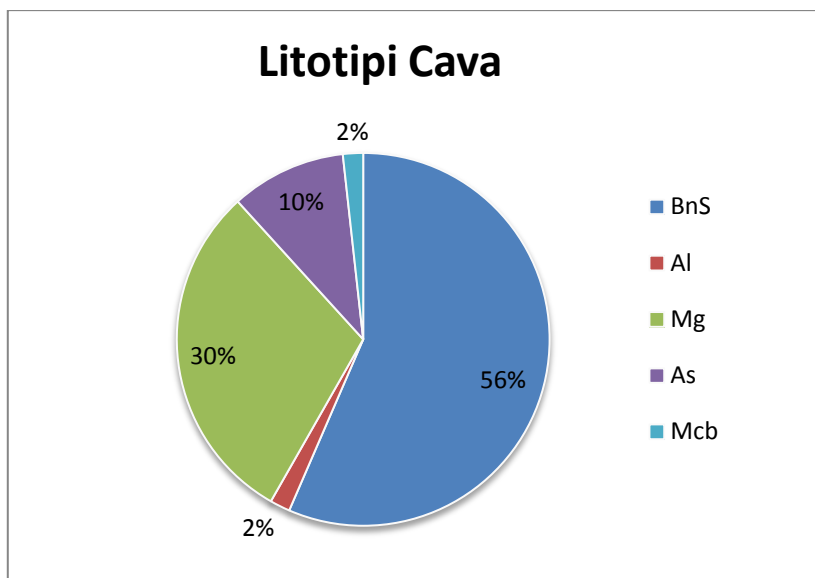


Figura 17 : Percentuale di frequenza dei gruppi litologici riconosciuti.

Il grafico di Fig. 17 rappresenta la composizione dei depositi **Cava**, depositi associati al Fiume Arno. Si ha la presenza di tutte le cinque classi, in particolare l'Unità del Macigno (**Mg**), Alberese (**Al**), Calcari e Breccie del Monte Senario (**BnS**), Arenarie del Monte Senario (**As**), Calcari a Briozoi (**Mcb**). Il grafico mostra una predominanza dei Calcari e Breccie di Monte Senario (**BnS**).

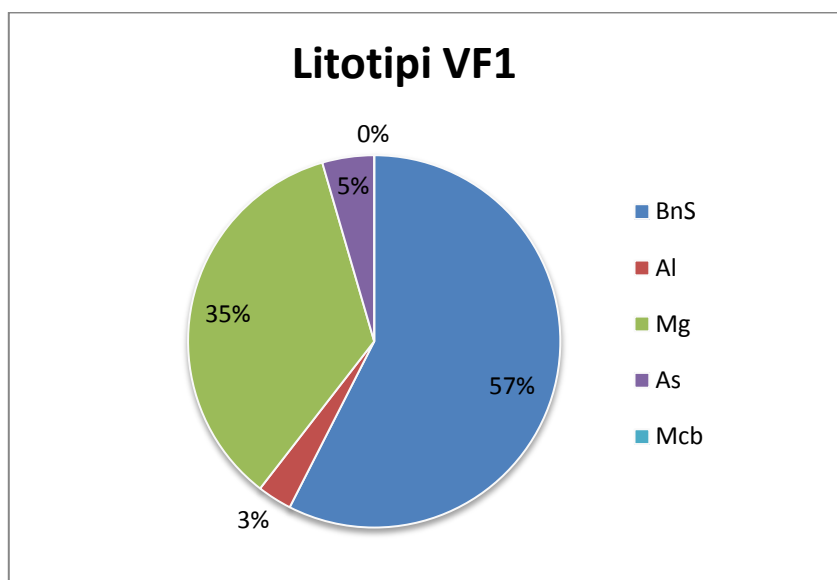


Figura 18 : Percentuale di frequenza dei gruppi litologici riconosciuti.

Il grafico di Fig.18 rappresenta la composizione dei depositi studiati da Aldinucci et al. (2007), che si trovano stratigraficamente al di sotto dei depositi di **VF2**.

Sono presenti quattro classi su cinque, con una predominanza dei Calcari e Brecciole di Monte Senario (**BnS**).

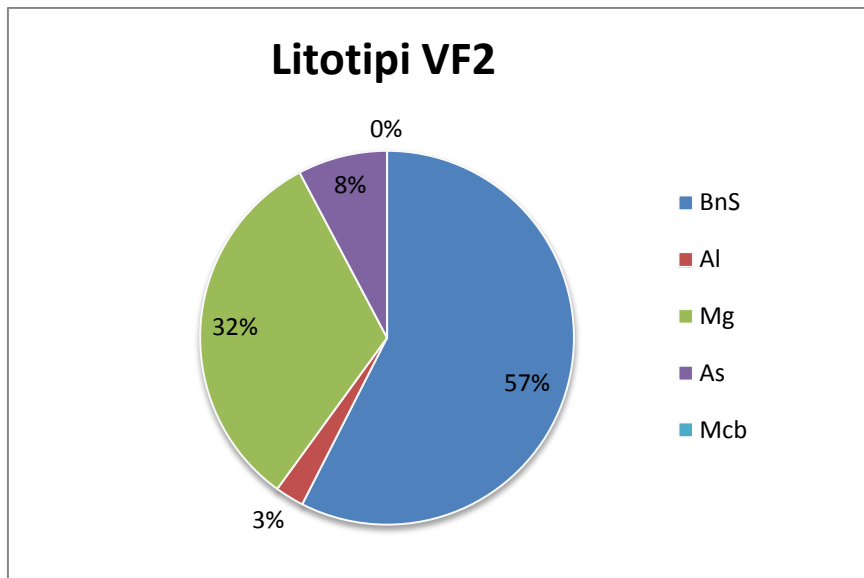


Figura 19 : Percentuale di frequenza dei gruppi litologici riconosciuti.

Il grafico di Fig. 19 rappresenta la composizione dei depositi studiati durante il rilevamento; il grafico, come quello in Fig.18, mostra la mancanza della classe dei Calcari a Briozoi (**Mcb**); anche in questo grafico si ha la predominanza dei Calcari e Brecciole di Monte Senario (**BnS**).

Confrontando i tre grafici si nota una fortissima somiglianza compositiva delle tre tipologie di depositi considerate. Per tutti i depositi si nota una predominanza dei Calcari e Brecciole di Monte Senario, circa il 57%, seguite da un'alta percentuale dell'Unità del Macigno, intorno al 30%. Le classi rimanenti presentano percentuali inferiori o uguali al 10%.

Confronto delle dimensioni dei clasti

I grafici di Fig. 20,21,22 mostrano per ciascuna litologia considerata la distribuzione dimensionale dei ciottoli raggruppati in base alla lunghezza dell'asse b; i ciottoli hanno una lunghezza dell'asse b minima di 3 cm, e massima di 8 cm.

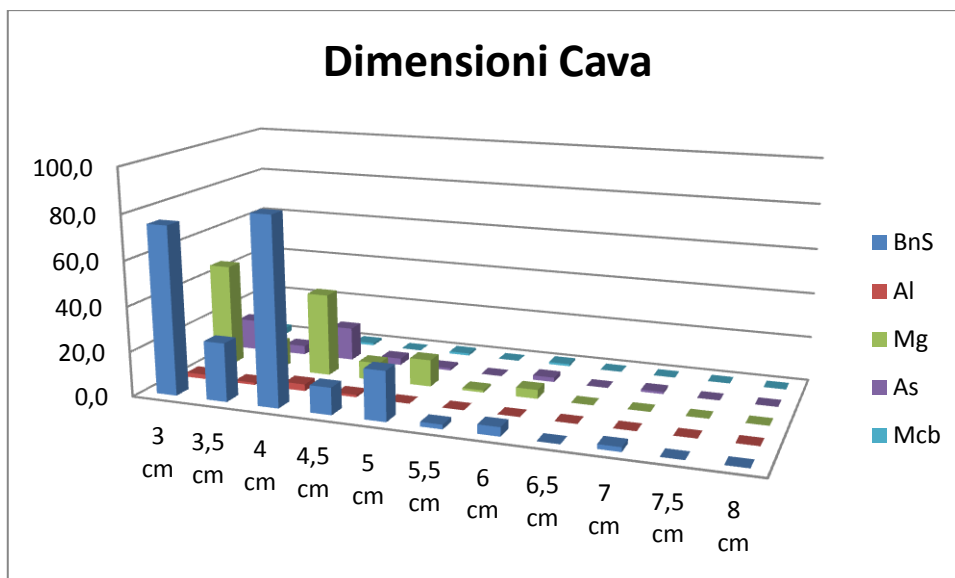


Figura 20 : Lunghezza dell'asse b misurata sui ciottoli dei depositi di Cava.

Il grafico di Fig.20 mostra un numero elevato di ciottoli appartenenti ai Calcari e Breccie di Monte Senario (**BnS**), e all'Unità Macigno (**Mg**). C'è una concentrazione maggiore di ciottoli con asse b di 4 cm, seguiti da 3 e 5 cm.

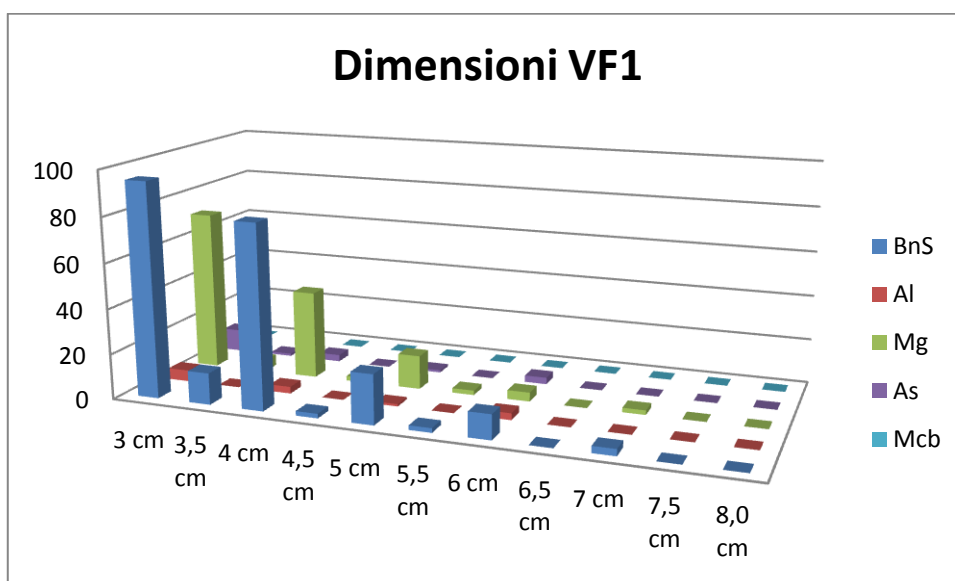


Figura 21 : Lunghezza dell'asse b misurata sui ciottoli dei depositi di VF1.

Il grafico di Fig.21 mostra un numero elevato di ciottoli appartenenti ai Calcari e Breccie di Monte Senario (**BnS**), e all'Unità Macigno (**Mg**). C'è una concentrazione maggiore di ciottoli con asse b di 3 cm, seguiti da 4, 5, 6 cm.

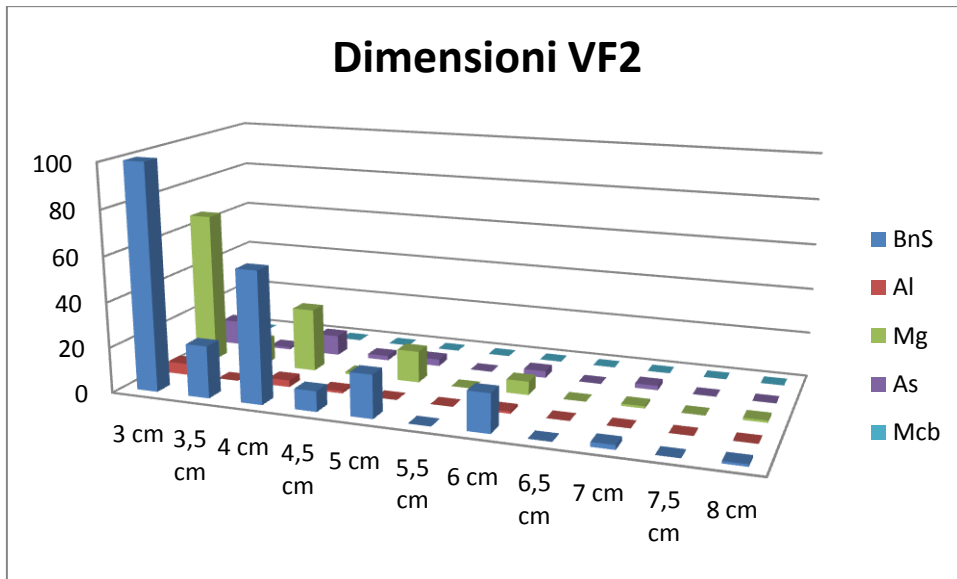


Figura 22 : Lunghezza dell'asse b misurata sui ciottoli dei depositi di VF2.

Il grafico di Fig.22 mostra un numero elevato di ciottoli appartenenti ai Calcari e Brecciole di Monte Senario (**BnS**), e all'Unità Macigno (**Mg**). C'è una concentrazione maggiore di ciottoli con asse b di 3 cm, seguiti da 4, 5, 6 cm.

I tre grafici mostrano una variazione delle dimensioni dei ciottoli nei depositi di **Cava** rispetto ai depositi **VF1** e **VF2**; in particolare i depositi **Cava** hanno una concentrazione maggiore di ciottoli con asse b di 4 cm, soprattutto per i Calcari e Brecciole di Monte Senario (**BnS**), che è il litotipo dominante, ma anche per le Arenarie di Monte Senario (**As**) e per l' Alberese (**Al**). I depositi **VF1** e **VF2** mostrano, in tutte le classi, una concentrazione maggiore dei ciottoli con lunghezza dell'asse b di 3 cm. La variazione nelle dimensioni può essere indicativa di un maggior trasporto dei depositi **VF1** e **VF2** rispetto ai depositi **Cava**.

Frazione Sabbiosa

Per le sabbie, come per i ciottoli, è stata confrontata la composizione dei depositi di **Cava**, in questo caso solo con i depositi di **VF2**.

Al Microscopio polarizzatore sono stati contati trecento punti per sezione, e successivamente sono state calcolate le percentuali di ogni classe di grani sul totale della sezione (Tabella 7,8. TAVOLA 1,2,3 esempi di punti contati).

	Cava a	Cava b	Cava c	VF2 a	VF2 b	VF2 c
Qtz monocristallino	6,0	18,0	22,0	13,0	9,0	20,0
Qtz policristallino	15,0	17,0	15,0	11,0	16,0	15,0
Qtz in rocce metam di basso grado	18,0	25,0	39,0	33,0	23,0	11,0
Qtz in rocce vulcaniche	4,0	8,0	12,0	12,0	8,0	7,0
Qtz in areniti	0,0	6,0	6,0	5,0	2,0	3,0
Kfeld monocristallino	83,0	82,0	45,0	60,0	52,0	80,0
Kfeld in rocce metamorfiche	22,0	19,0	13,0	10,0	14,0	12,0
Kfeld in rocce vulcaniche	5,0	9,0	9,0	12,0	13,0	6,0
Kfeld in areniti	2,0	9,0	6,0	8,0	4,0	10,0
Pl monocristallino	11,0	4,0	6,0	1,0	2,0	4,0
Pl in rocce metamorfiche	1,0	0,0	0,0	1,0	1,0	0,0
Pl in rocce vulcaniche	1,0	0	1,0	1,0	0,0	0,0
Pl in areniti	0,0	2,0	1,0	0,0	0,0	0,0
Framm di rocce metam	15,0	5,0	10,0	11,0	20,0	13,0
Framm di rocce vulcaniche interm	17,0	21,0	28,0	30,0	32,0	26,0
Framm di rocce vulcaniche acide	10,0	5,0	3,0	6,0	15,0	1,0
Selce	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	2,0
Siltite silicoclastica	8,0	15,0	21,0	16,0	27,0	19,0
Siltite prevalentemente carbonatica	66,0	48,0	50,0	58,0	40,0	60,0
Packstone-grainstone	4,0	1,0	4,0	1,0	7,0	4,0
Packstone-grainstone fossilifero	7,0	3,0	3,0	2,0	1,0	3,0
Dolomie a cristallo singolo	1,0	0,0	0,0	1,0	0,0	2,0
Miche e cloriti	3,0	2,0	2,0	6,0	7,0	0,0
Miche e cloriti in framm di rocce metam	1,0	1,0	2,0	2,0	5,0	1,0
Miche in fr. rocce sedimentarie	0,0	0,0	2,0	0	1,0	1,0
Totale	300,0	300,0	300,0	300,0	300,0	300,0

Tabella 7 : Punti contati per sezione sottile.

	Cava a	Cava b	Cava c	VF2 a	VF2 b	VF2 c
Qtz monocristallino	2,0	6,0	7,3	4,3	3,0	6,7
Qtz policristallino	5,0	5,7	5,0	3,7	5,3	5,0
Qtz in rocce metam di basso grado	6,0	8,3	13,0	11,0	7,7	3,7
Qtz in rocce vulcaniche	1,3	2,7	4,0	4,0	2,7	2,3
Qtz in areniti	0,0	2,0	2,0	1,7	0,7	1,0
Kfeld monocristallino	27,7	27,3	15,0	20,0	17,3	26,7
Kfeld in rocce metamorfiche	7,3	6,3	4,3	3,3	4,7	4,0
Kfeld in rocce vulcaniche	1,7	3,0	3,0	4,0	4,3	2,0
Kfeld in areniti	0,7	3,0	2,0	2,7	1,3	3,3
PI monocristallino	3,7	1,3	2,0	0,3	0,7	1,3
PI in rocce metamorfiche	0,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0
PI in rocce vulcaniche	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0
PI in areniti	0,0	0,7	0,3	0,0	0,0	0,0
Framm di rocce metam	5,0	1,7	3,3	3,7	6,7	4,3
Framm di rocce vulcaniche interm	5,7	7,0	9,3	10,0	10,7	8,7
Framm di rocce vulcaniche acide	3,3	1,7	1,0	2,0	5,0	0,3
Selce	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7
siltite silicoclastica	2,7	5,0	7,0	5,3	9,0	6,3
siltite prevalentemente carbonatica	22,0	16,0	16,6	18,3	13,3	20,0
Packstone-grainstone	1,3	0,3	1,3	0,3	2,3	1,3
Packstone-grainstone fossilifero	2,3	1,0	1,0	0,7	0,3	1,0
Dolomie a cristallo singolo	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7
miche e cloriti	1,0	0,7	0,7	2,0	2,3	0,0
Miche e cloriti in framm di rocce metam	0,3	0,3	0,7	0,7	1,7	0,3
Miche in fr. rocce sedimentarie	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	0,3
Totale	100	100	100	100	100	100,0

Tabella 8 : Percentuale dei punti contati per sezione sottile.

Con i dati di Tabella 5 , successivamente sono stati calcolati i parametri compositivi Q (quarzo), F (feldspato) e punti appartenenti a L+CE (litici a grana fine +carbonati extrabacinali) (Tabella 9).

	Q	F	L+CE
Cava a	43	125	132
Cava b	74	125	101
Cava c	94	81	125
VF2 a	74	93	133
VF2 b	58	86	156
VF2 c	56	112	132

Tabella 9 : Parametri compositivi.

I dati della Tabella 9 sono stati quindi inseriti in un diagramma classificativo triangolare mediante l'uso del programma Tridraw (FIG. 23)

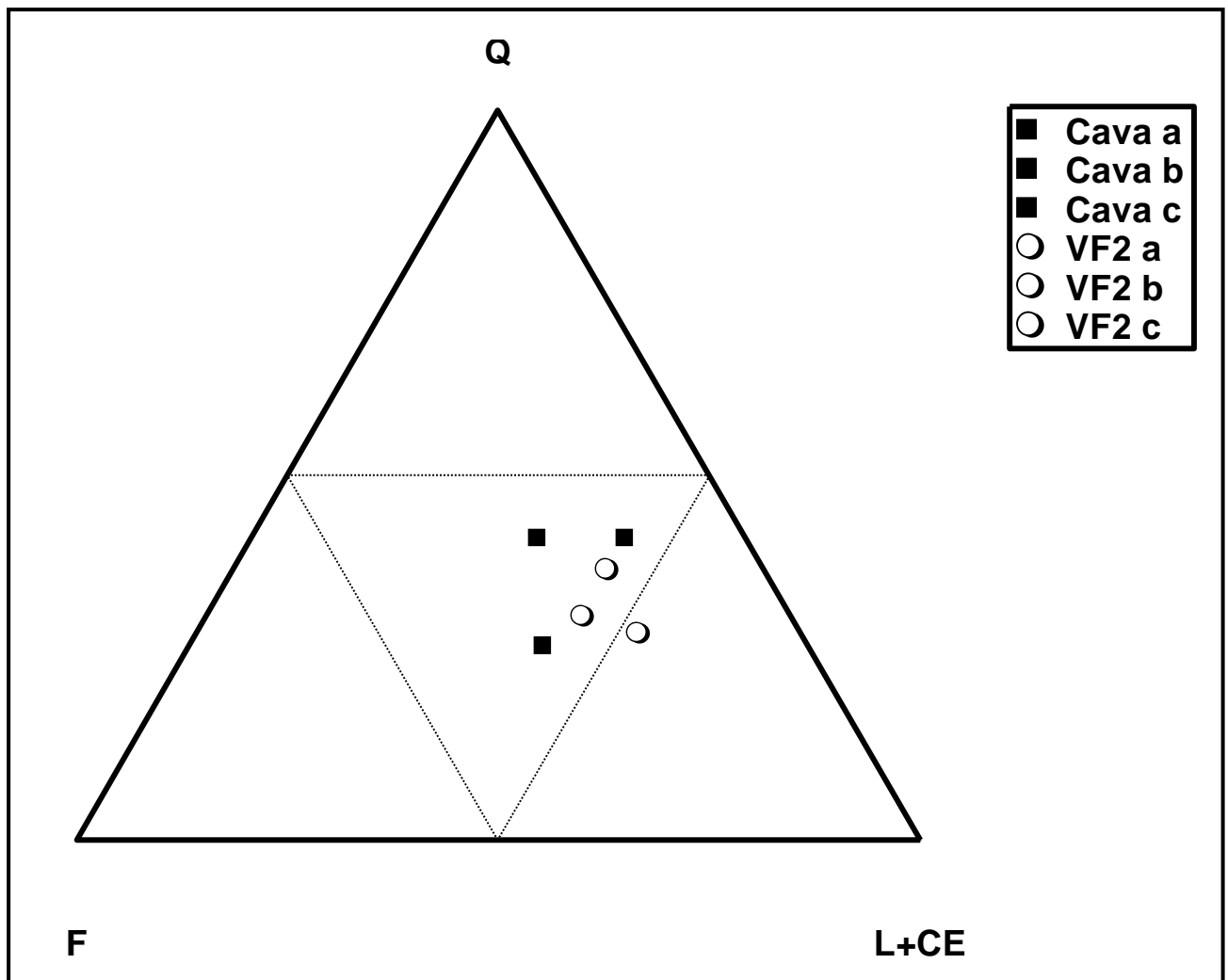


Figura 23 : Composizione dei campioni analizzati

Dalla Fig.23, si nota che i campioni **Cava** e i campioni **VF2** si trovano tutti nella stessa regione del triangolo; hanno quindi composizione molto simile. In particolare ricadono tutti nel campo delle sabbie litiche (sensu Folk, 1974, Zuffa, 1980). Il passo successivo è stato quello di sviluppare un diagramma che rappresentasse la sola frazione litica a grana fine, suddivisa nelle seguenti categorie: Litici metamorfici (Lm), Litici Vulcanici (Lv), e l'intera frazione di Litici sedimentari (Ls +Lc +CE) (Tabella 5, FIG.24).

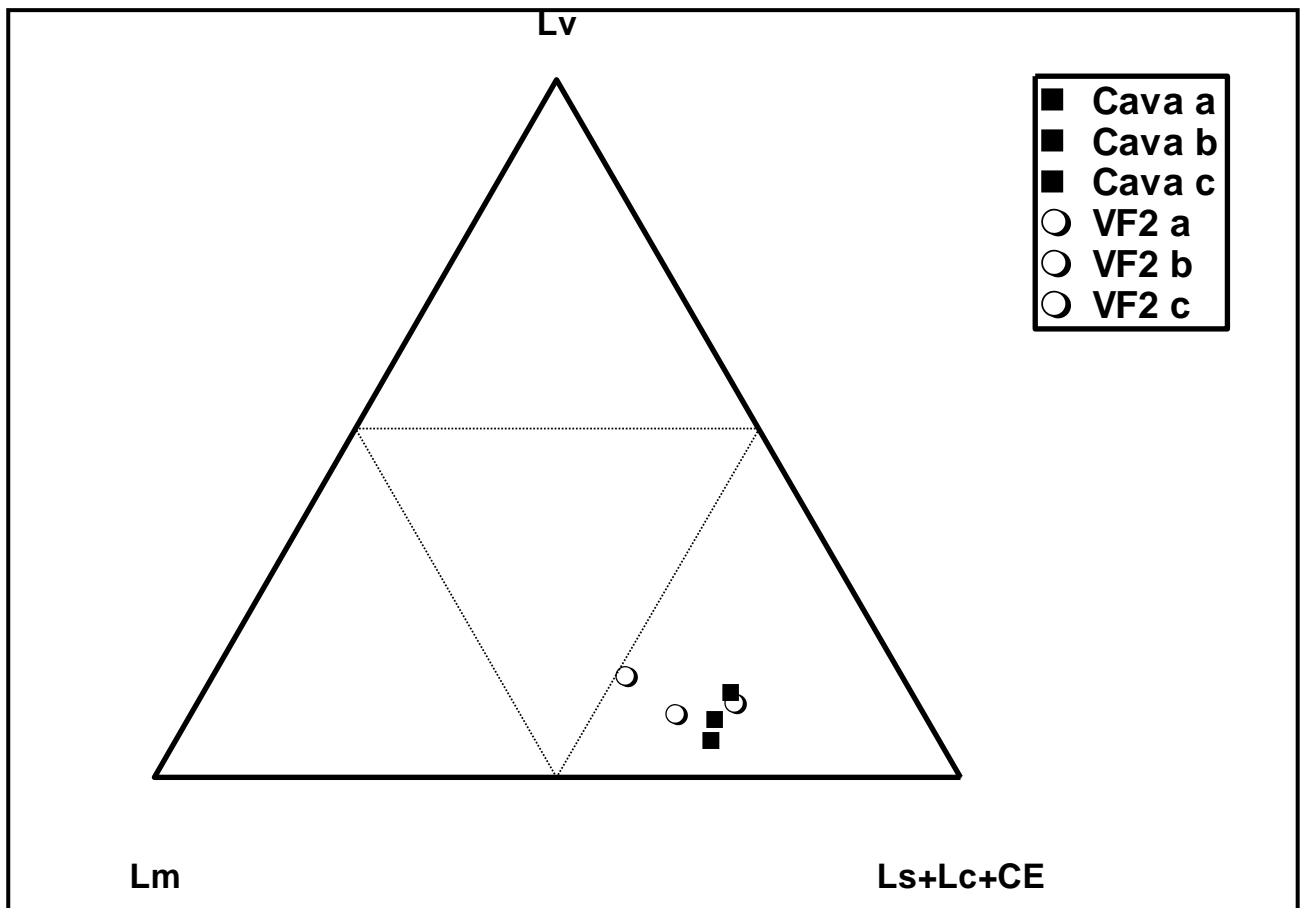


Figura 24 : Composizione della frazione litica a grana fine

La Fig.24 non evidenzia sostanziali differenze tra i depositi **Cava** e i depositi **VF2**. Siccome nelle aree di drenaggio considerate affiorano solamente rocce sedimentarie sono state sommate le percentuali di frequenza dei litici metamorfici a grana fine (Lm) e dei litici vulcanici a grana fine (Lv) , poiché sicuramente si tratta di clasti riciclati e sono stati divisi i litici silicoclastici in litici puramente silicoclastici (Ls) e in litici carbonatici + CE (Lc+CE) (FIG.25).

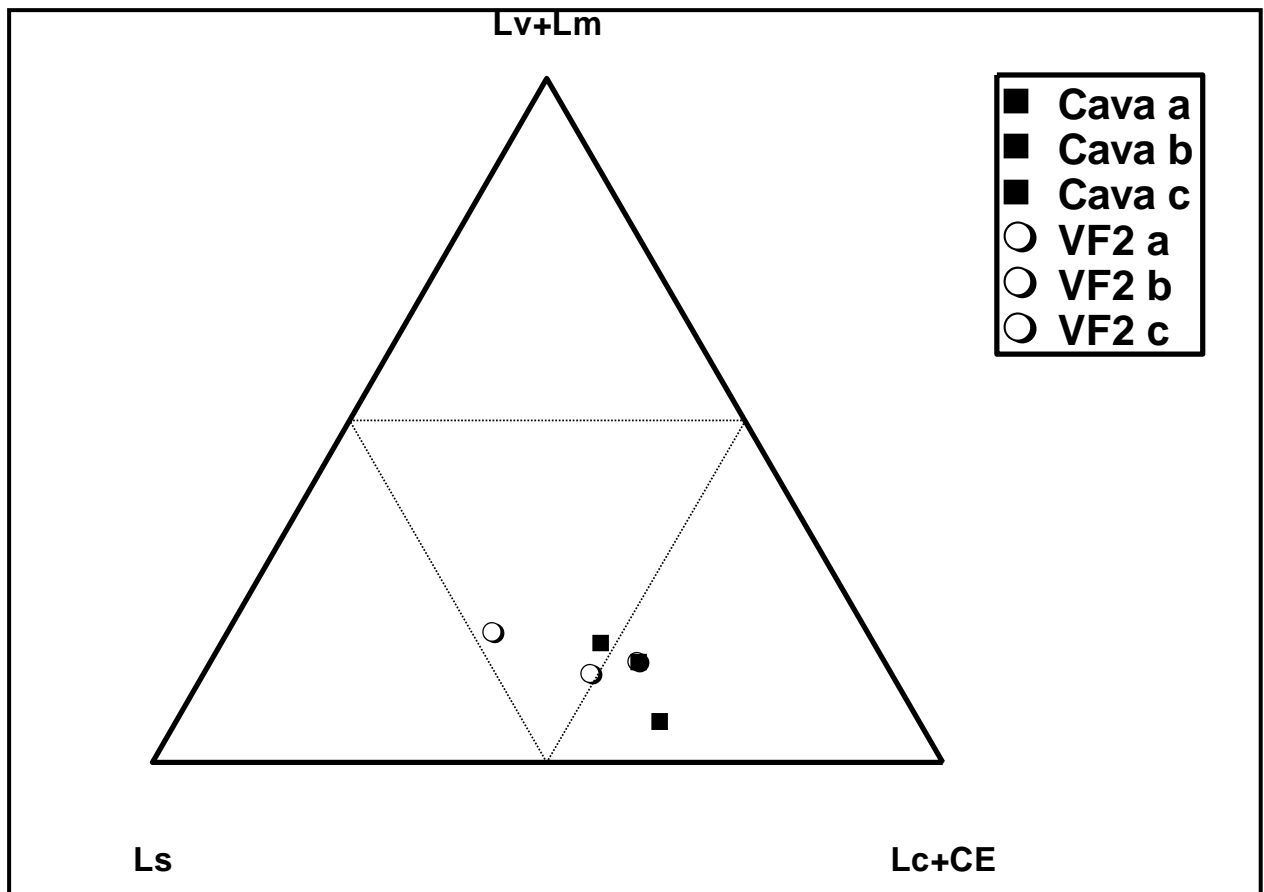


Figura 25 : Composizione della frazione litica a grana fine, suddivisa in "silicoclastica" e "carbonatica"

La Figura 25 permette di distinguere il totale dei litici carbonatici (Lc + CE) dalle altre componenti a grana fine; si evidenzia così una parziale sovrapposizione tra i campioni di Cava e quelli del riempimento VF2.

CAPITOLO 5 DISCUSSIONE

La paleovalle ed il possibile bacino di drenaggio sulla base di evidenze geologiche e geomorfologiche

Lo studio svolto evidenzia la presenza di un sistema vallivo associato ad un drenaggio diretto verso il bacino di Siena, in accordo con quanto precedentemente suggerito a Aldinucci et al. (2007) e Boscaini (2011).

Sulla base dei dati di natura stratigrafica e geomorfologica non è però possibile definire con esattezza l'estensione di tale drenaggio, sebbene la presenza di barre fluviali alte fino a 4 m nei depositi ciottolosi dell'unità **VF2** suggerisca la presenza di corsi d'acqua di una certa pertinenza.

Sulla base di tali dati possono essere formulate due diverse ipotesi, che saranno successivamente discusse attraverso un'integrazione col dato di natura composizionale.

Ipotesi 1

Il corso d'acqua in esame drenava esclusivamente la dorsale del Chianti ed il suo bacino di drenaggio era limitato a Nord dalla presenza del bacino del Valdarno Superiore, ed ad Est dal bacino della Val di Chiana. Tale corso d'acqua si sarebbe poi immesso nel bacino di Siena risentendo però dell'influenza sullo stile fluviale esercitata dall'attività tettonica presente nell'area dell'attuale spartiacque (FIG.26).

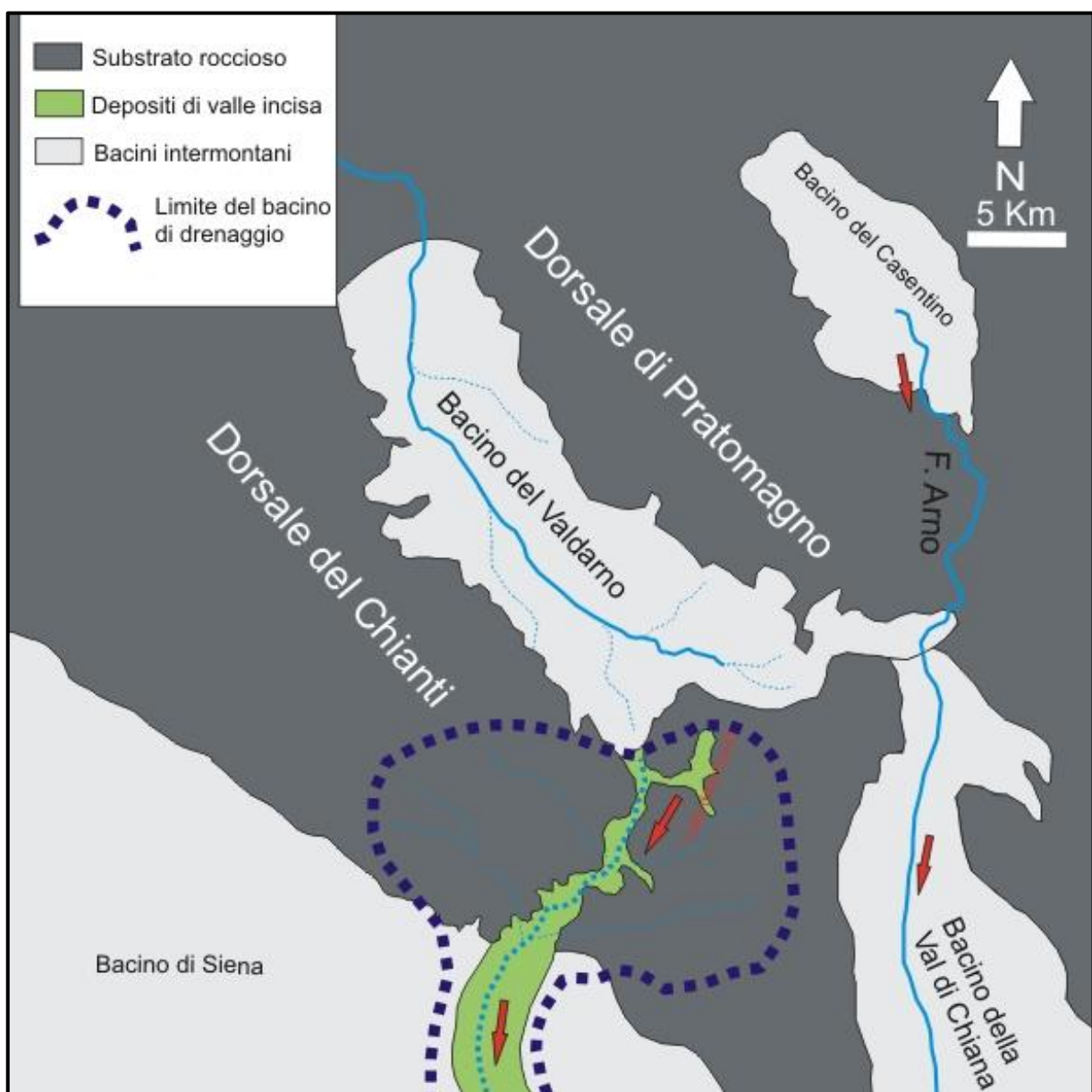


Figura 26 : Ipotetica ricostruzione relativa ad un bacino di drenaggio limitato all'area chiantigiana.

Ipotesi2

Il corso d'acqua in esame era rappresentato dal paleoArno, che fluiva dal Bacino del Casentino attraverso l'area di Arezzo lungo l'attuale corso, per poi deviare a Sud in corrispondenza della valle del T. Scerfio. Il paleoArno avrebbe occupato pertanto l'attuale val d'Ambra e si sarebbe immesso nel bacino di Siena, subendo però modificazioni di stile fluviale legate ad attività tettonica sin-deposizionale in corrispondenza dello spartiacque (FIG.27).

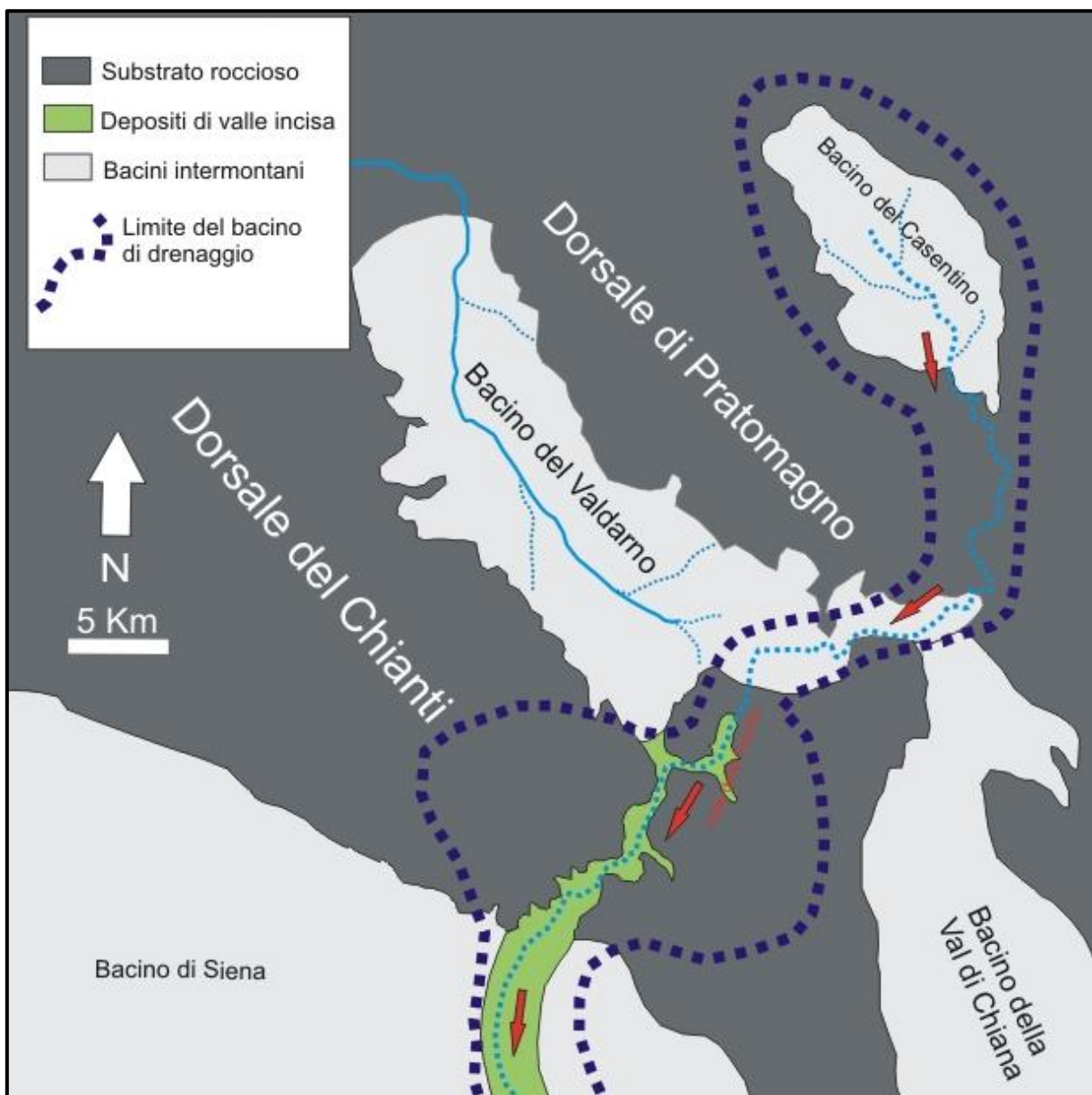


Figura 27 : Ipotetica ricostruzione relativa ad un bacino di drenaggio che includeva sia l'area chiantigiana che quella casentinese.

In entrambi i casi, il corso d'acqua in esame sarebbe stato richiamato nel bacino del Valdarno Superiore in conseguenza di una cattura che sarebbe avvenuta nell'area di Capannole (nel caso dell'ipotesi 1) o nell'area di Levane (nel caso dell'ipotesi 2).

Provenienza dei sedimenti

La discussione delle due ipotesi precedentemente proposte richiede una breve descrizione delle principali litologie affioranti nelle due aree definite come i possibili bacini di drenaggio del sistema in esame. Tale descrizione permetterà infatti di discutere il dato composizionale in relazione alle diverse aree fonte. Le due aree considerate come possibili bacini di drenaggio sono qui denominate "bacino di drenaggio casentinese" e "bacino di drenaggio chiantigiano".

Geologia del bacino di drenaggio chiantigiano

Il bacino di drenaggio chiantigiano a Sud del Bacino del Valdarno, è attualmente percorso trasversalmente dalla Val d'Ambra. Questo bacino è costituito quasi esclusivamente dall'Unità del Macigno (FIG.28). Questa Unità di età Oligocena-Miocenica rappresenta una potente successione terrigena costituita da arenarie silicoclastiche a granulometria variabile alternate a siltiti, argilliti e a livelli marnosi. Le arenarie silicoclastiche sono grigie se fresche, ocracee se alterate, mostrano una stratificazione con livelli da molto spessi a sottili. I livelli di siltiti e argilliti che si trovano intercalate alle arenarie sono di colore grigio scuro se alterate, possono anche costituire pacchi di strati di spessore pluridecimetrico. Si trovano inoltre, in un'area limitata alla porzione Nord-Est del bacino, i "Calcari e Brecciole di Monte Senario", costituite da un'alternanza di brecce, calcari marnosi e calcareniti con liste di selce, argilliti grigie e arenarie grossolane; separate da sottili letti argillosi.

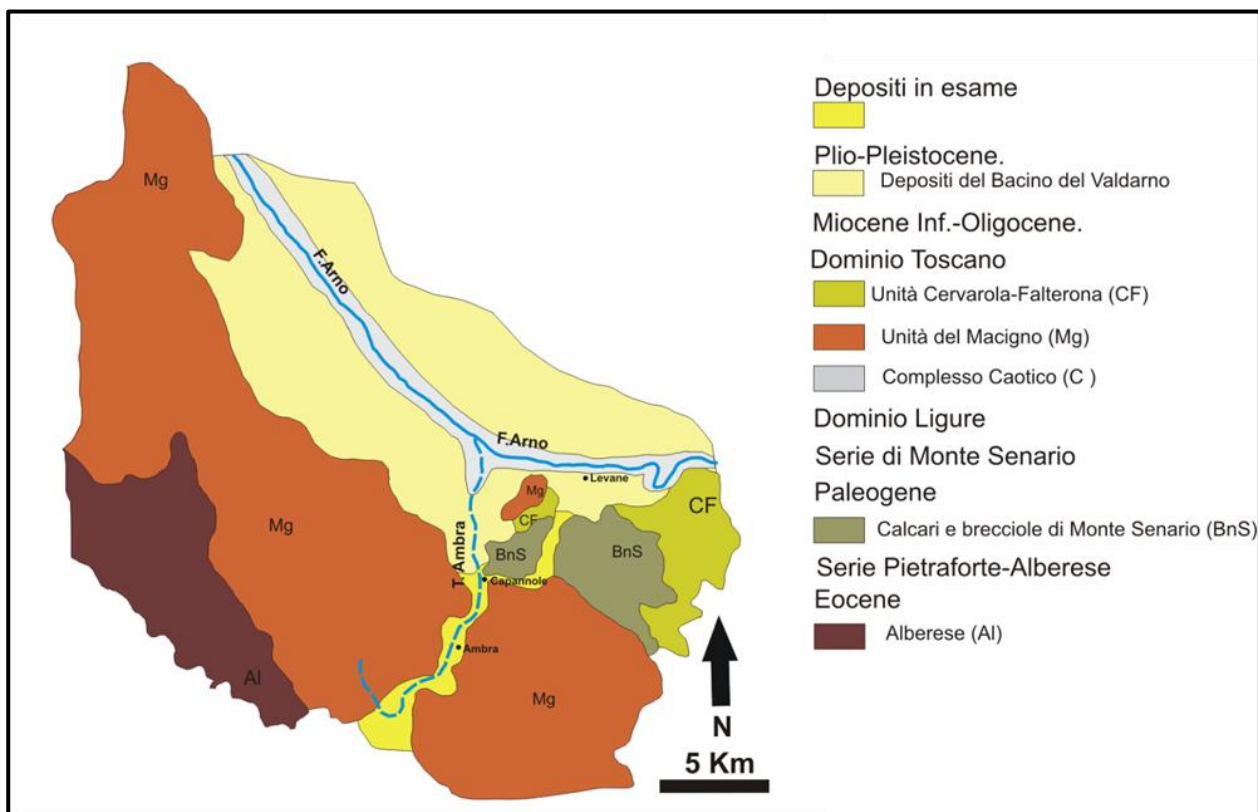


Figura 28 : Carta geologica semplificata del bacino chiantigiano.

Geologia del bacino di drenaggio casentinese

Il bacino di drenaggio casentinese include quello precedentemente descritto e si estende lungo il corso dell'attuale Arno fino al Bacino del Casentino. Le principali litologie presenti nell'area casentinese ed attualmente erose dal sistema di drenaggio del F. Arno appartengono al Dominio Toscano, al Dominio Ligure e alla Serie della Verna (FIG. 29).

Le litologie indicative del primo dominio sono:

- 1) Unità del Macigno (Oligocene-Miocene Inf.) definita da un'alternanza di arenarie quarzoso-feldspatiche, con siltiti e argilliti. Lo spessore degli strati di arenaria è rilevante, mentre lo spessore delle siltiti e argilliti siltose al tetto di ogni strato arenaceo è ridotto (Merla e Bortolotti, 1969).
- 2) Unità Cervarola-Falterona (Oligocene Sup-Miocene Inf.) è caratterizzata da alternanza di siltiti e argilliti, marne e arenarie fini quarzoso-feldspatiche e

calcaree; si ha inoltre la presenza di dolomite detritica, a differenza invece dell'Unità del Macigno che ne è completamente priva.

Le litologie indicative del secondo sono:

1) Pietraforte (Cretaceo Inf.) è costituita da arenarie quarzoso-dolomitiche; argilloscisti grigio scuri, siltosi, scagliosi, in strati alternati con l'arenaria; calcari marnosi e marne giallastre. La formazione è caratterizzata dalla presenza di dolomie detritiche.

2) Alberese (Eocene Medio-Inf.) è caratterizzata da alternanza di calcari grigio giallastri, con calcari marnosi bianchi a frattura concoide, e argilliti marnose (Merla e Bortolotti, 1969).

3) Calcari e breccie di M. Senario (Paleogene) consistono in alternanza di breccie, calcari marnosi e calcareniti con liste di selce, argilliti grigie e arenarie grossolane; separate da sottili letti argillosi.

4) Arenarie di M. Senario (Oligocene) che appaiono molto simili alle arenarie del Macigno ma comunemente con grana più grossolana.

5) Complesso Indifferenziato, questa unità comprende svariati litotipi, in particolare, calcari marnosi e marnoso silicei chiari e grigi, a frattura concoide, micritici; arenarie talvolta associate ad argilloscisti; argilloscisti grigi, verdastri e neri; calcareniti e breccie a macroforaminiferi (Merla e Bortolotti, 1969).

L'unica litologia indicativa della Serie della Verna è:

1) Calcari a Briozoi (Miocene) costituiti da due membri, quello inferiore formato da calciruditi biancastre a Briozoi, massicce o con stratificazione poco evidente; quello superiore costituito da calcareniti in strati lentiformi irregolari di colore grigio-giallastro.

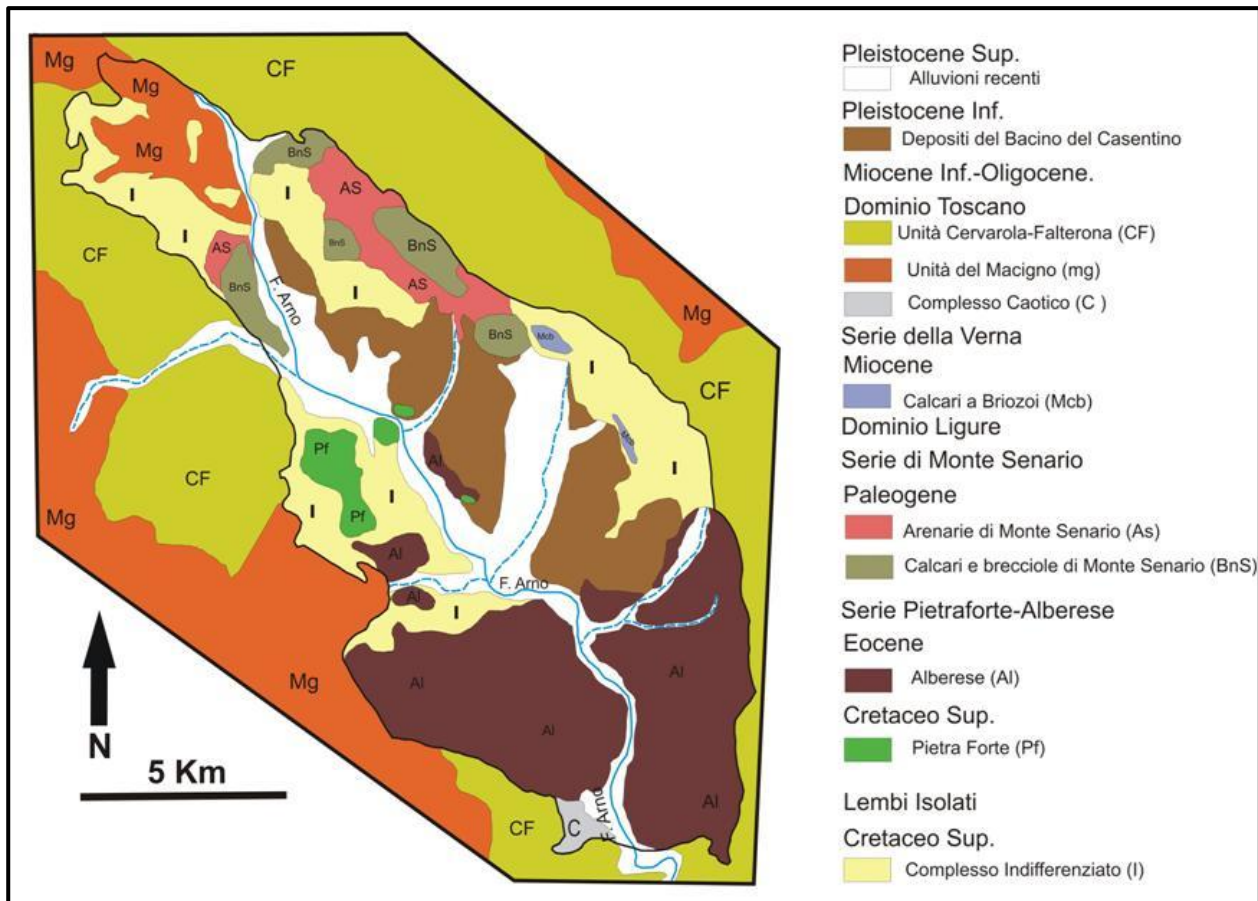


Figura 29 : Carta geologica semplificata del bacino casentino.

I possibili bacini di drenaggio confrontati con i dati composizionali

Nel presente paragrafo, verranno discusse sulla base dei dati delle analisi composizionali le due ipotesi sulla ricostruzione dei bacini di drenaggio formulate sulla base di evidenze geologiche e geomorfologiche. Le due ipotesi precedentemente formulate indicano entrambe un drenaggio da Nord verso Sud, ma differiscono nella collocazione del limite settentrionale di tale bacino di drenaggio (FIG.26,27). Nella prima ipotesi tale limite è collocato in prossimità del margine settentrionale della valle del T. Scerfio, mentre nella seconda si spinge molto più a Nord, attraverso tutta la valle del F. Arno, fino a raggiungere i lembi più settentrionali del bacino del Casentino.

Lo studio sulla composizione di sabbie dell'unità **VF2** evidenzia come i frammenti litici contenuti in esse siano in buona parte costituiti da siltiti carbonatiche (TAVOLA 1,2,3 e FIG.25). Allo stesso tempo la composizione dei ciottoli (FIG.19) mette in evidenza una dominanza di clasti calcarei riferiti a unità Liguri, che su quelli derivanti dall'erosione delle arenarie del Macigno (quarzo, feldspati).

La stessa caratteristica è mostrata anche dai ciottoli che compongono la sottostante unità **VF1** (FIG.18), deposta in tempi diversi ma chiaramente associata allo stesso sistema di drenaggio.

La dominanza di una componente calcarea risulta essere scarsamente compatibile con un reticolo idrografico come quello del bacino di drenaggio chiantigiano, il quale drena per la maggior parte le arenarie torbiditiche dell'Unità del Macigno, ed in minima parte Unità Liguri nell'area del T. Scerfio. La composizione delle arenarie del Macigno riportata (Tabella 10) evidenzia come lo smantellamento di tali depositi non possa apportare una componente litica costituita da frammenti di siltiti carbonatiche evidenti invece nei depositi **VF2** (Tabella 11),(FIG.30).

Qtz in granuli singoli, più selce.	Feldspati in granuli singoli, con frammenti di rocce Metamorfiche, Vulcaniche e miche.	Altri minerali e componente carbonatica
22,7	74,0	3,3

Tabella 10: Composizione mineralogica dell'Unità del Macigno calcolata da Cipriani (1961).

Qtz in granuli singoli, più selce.	Feldspati in granuli singoli, con frammenti di rocce Metamorfiche, Vulcaniche e miche.	Altri minerali e componente carbonatica
14,6	60,0	25,4

Tabella 11 : Composizione mineralogica di VF2 ricalcolata da Cipriani (1961).

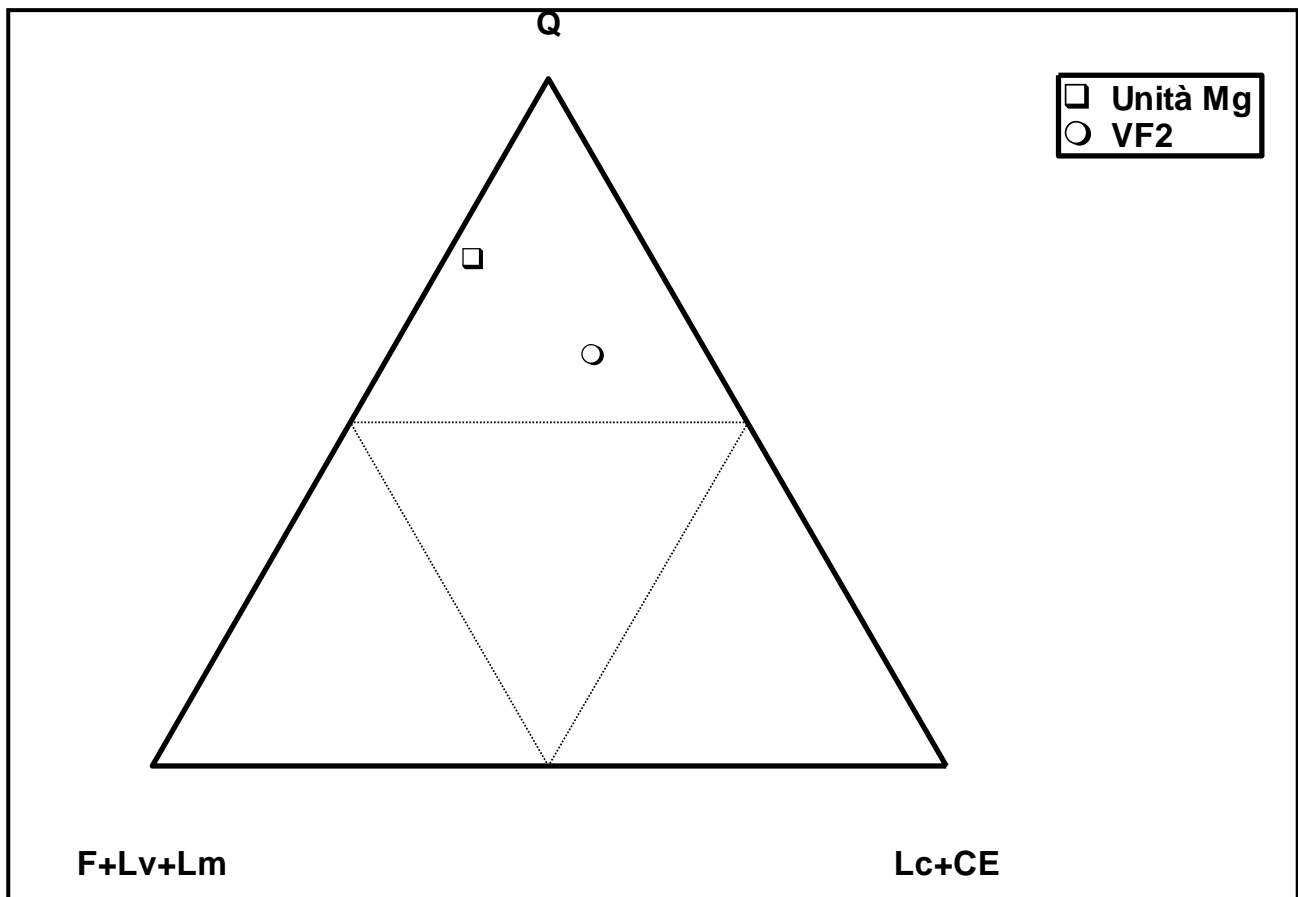


Figura 30 : Diagramma classificativo triangolare; si nota che la composizione dell'Unità del Macigno calcolata da Cipriani(1961) e la composizione dei depositi VF2, raggruppando i punti contati nelle stesse classi proposte da Cipriani(1961), risulta essere differente.

Alla luce di tali evidenze, l'ipotesi che correla il sistema in esame a quello che è stato denominato bacino di drenaggio casentino appare la più plausibile. In tale contesto appare evidente che se il bacino di drenaggio si estendeva fino al casentino, il corso d'acqua che drenava la valle incisa in esame era il paleoArno. Tale fiume, in analogia col moderno Arno, si originava nel bacino del Casentino e fluiva verso Sud, raggiungendo il bacino di Arezzo, dove deviava verso Ovest immettendosi nell'area di Laterina. In tale area, il corso d'acqua svoltava bruscamente a Sud inserendosi nella Valle del T. Scerfio e confluendo poi in Val d'Ambra e raggiungendo il bacino di Siena. Tale ipotesi è avvalorata dalla marcata similitudine tra la composizione dei depositi sabbiosi dell'unità **VF2** e quelli accumulati dal paleoArno durante il Pleistocene Medio nell'area del bacino del Valdarno Superiore e campionati nel sito indicato come **Cava**. In entrambi i casi, infatti i campioni risultano ricchi di frammenti litici costituiti da siltiti carbonatiche

di chiara provenienza ligure. Infine, un ulteriore elemento di supporto per tale teoria è fornito dalla marcata somiglianza, in termini di dimensioni, tra le barre ghiaiose presenti nell'area in esame e quelle prodotte dal paleoArno nel bacino del Valdarno Superiore. La dimensione di tali barre e dei canali associati risulta compatibile e riconducibile a paleoportate molto simili (Roner, comunicazione personale). Nell'area in esame, la presenza di un corso d'acqua di notevole portata giustifica le dimensioni della valle attualmente drenata dal T. Scerfio.

Tale valle è stata probabilmente modellata dal paleoArno e successivamente abbandonata quando questo è migrato nel bacino del Valdarno Superiore. L'età attribuita da Boscaini (2011) ai depositi in esame è compatibile con l'interpretazione fornita. Secondo tale Autore, infatti, il drenaggio in esame era attivo durante il Chron Olduvai (1.7-1.9 Ma), mentre l'arrivo del paleoArno nel bacino del Valdarno Superiore è datato alla base del Chron Brunhes (0.78 Ma).

Il modello proposto fornisce una potenziale alternativa rispetto a quanto suggerito da Bartolini e Pranzini (1981), che assumevano che il paleoArno, prima di drenare il bacino del Valdarno Superiore fluisse verso Sud attraverso il bacino della Val di Chiana.

Nel contesto finora esaminato, risulta però significativo discutere l'assenza di clasti appartenenti ai depositi calcarenitici miocenici dei sedimenti in esame. Tali tipologie di clasti sono presenti nei depositi del paleoArno del bacino del Valdarno Superiore e sono considerati da lungo tempo come elemento diagnostico delle provenienze delle acque dal drenaggio casentino (Sestini, 1936). Questi depositi infatti affiorano in piccoli lembi lungo il crinale NE del bacino del casentino. L'assenza di tali clasti nella successione studiata potrebbe suggerire che circa 2 milioni di anni fa questi non appartenessero al bacino ma che fossero esposti sul versante opposto (adriatico) del crinale.

CAPITOLO 6 CONCLUSIONI

Le principali conclusioni del presente lavoro di tesi possono essere sintetizzate secondo i seguenti punti:

1) I depositi valle incisa affioranti nell'area di Castelnuovo Berardenga e precedentemente descritti da Aldinucci et al. (2007), proseguono in direzione Nord-Sud su un'area che si estende circa 15 km.

2) Essi variano le loro caratteristiche sedimentologiche lungo il corso della paleovalle, soprattutto in relazione a modificazioni dello stile fluviale indotte da disturbi tettonici rappresentati da una faglia normale che taglia la valle trasversalmente all'asse di questa. In particolare i depositi ubicati a monte della faglia sono costituiti da riempimenti di canali sabbiosi immersi in depositi pelitici di piana alluvionale, mentre quelli a valle della faglia sono costituiti da sedimenti ciottolosi e sabbiosi attribuiti a sistemi tipo *gravel-bed rivers*.

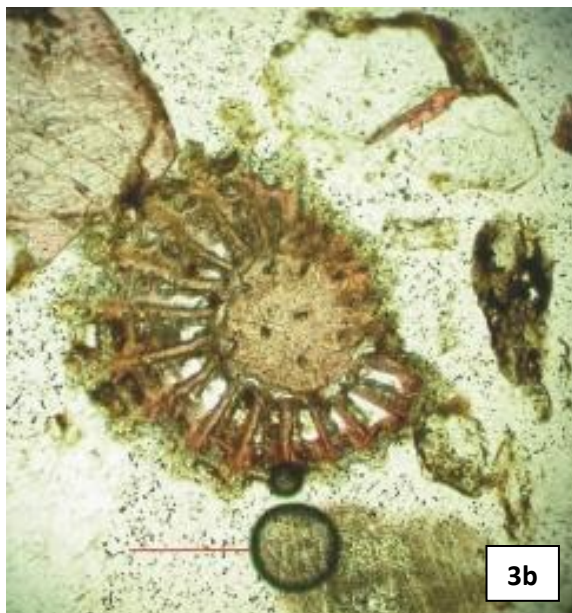
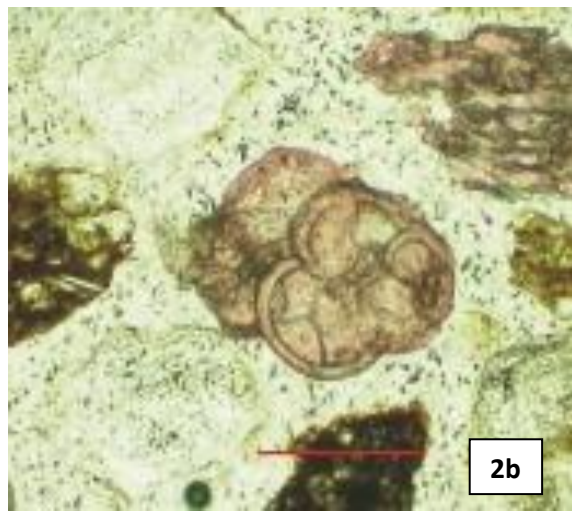
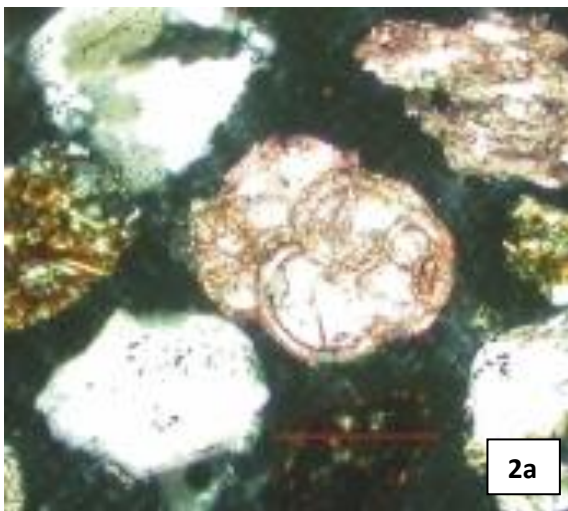
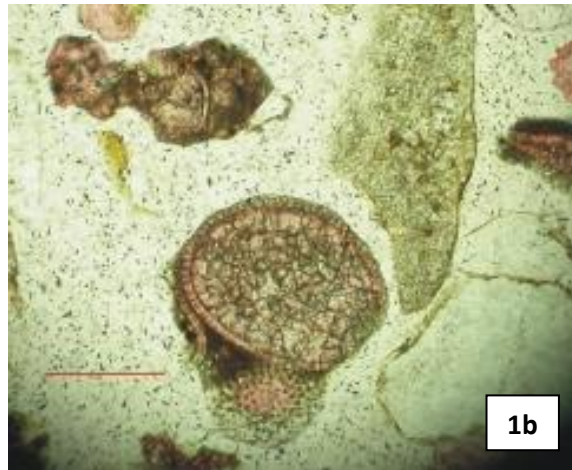
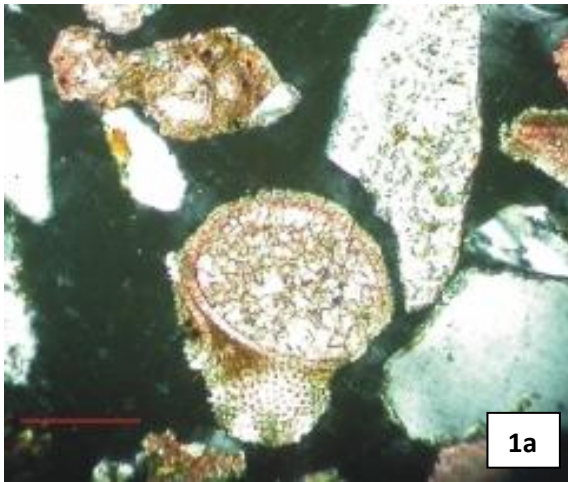
3) La composizione della frazione sabbiosa e ciottolosa dei depositi in esame evidenzia lo smantellamento di unità appartenenti al Dominio Ligure e Toscano. In particolar modo, entrambe le frazioni documentano la presenza di abbondanti elementi carbonatici affini ai depositi del Dominio Ligure. Tale composizione risulta scarsamente compatibile con l'erosione delle sole aree circostanti quella in esame, dove affiorano principalmente areniti feldspatiche appartenenti all'Unità del Macigno.

4) In accordo con evidenze geomorfologiche e composizionali è stata formulata l'ipotesi che la valle in esame fosse drenata dal F. Arno. Come accade attualmente, tale fiume si originava nel bacino del Casentino e fluiva verso Sud, raggiungendo il bacino di Arezzo, dove deviava verso Ovest immettendosi nell'area di Laterina. In tale area, il corso d'acqua svoltava bruscamente a Sud inserendosi nella valle del T. Scerfio e confluendo poi in val d'Ambra e raggiungendo infine il bacino di Siena.

Questa nuova ipotesi risulta essere un'alternativa rispetto a quanto suggerito da Bartolini & Pranzini (1981), che assumevano che il paleoArno, prima di drenare il bacino del Valdarno Superiore fluisse verso Sud attraverso il bacino della Val di Chiana.

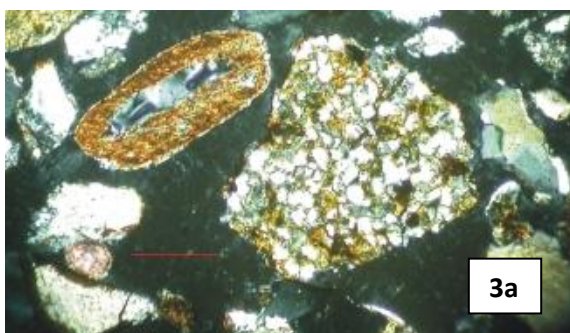
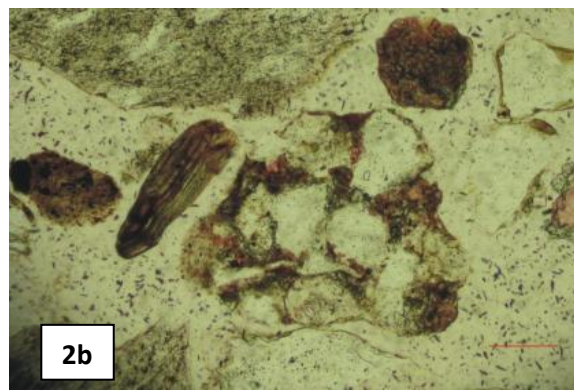
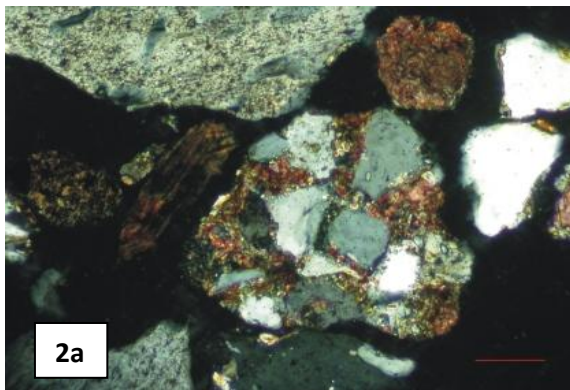
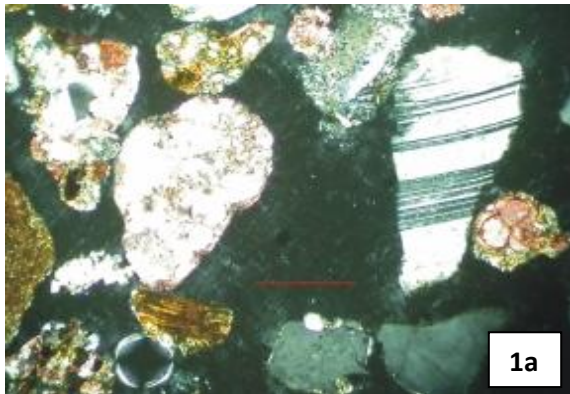
5) Il modello proposto risulta compatibile con l'età attribuita recentemente da Boscaini (2011) a questi depositi. Secondo tale attribuzione, infatti, il drenaggio in esame era attivo durante il Chron Olduvai (1.7-1.9 Ma), mentre l'arrivo del paleoArno nel bacino del Valdarno Superiore è datato alla base del Chron Brunhes (0.78 Ma).

TAVOLA 1



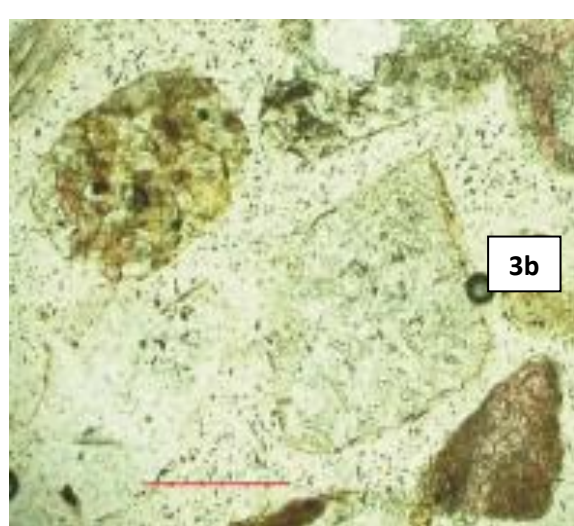
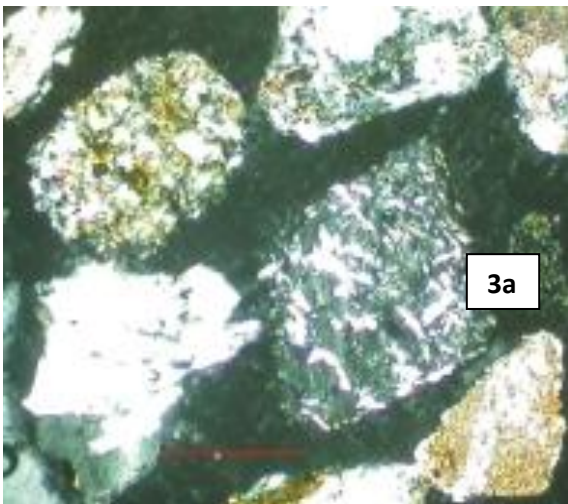
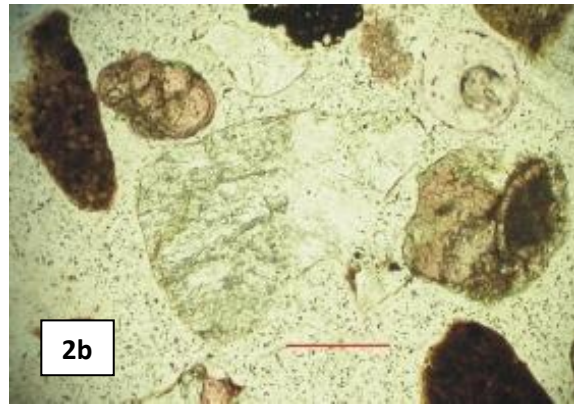
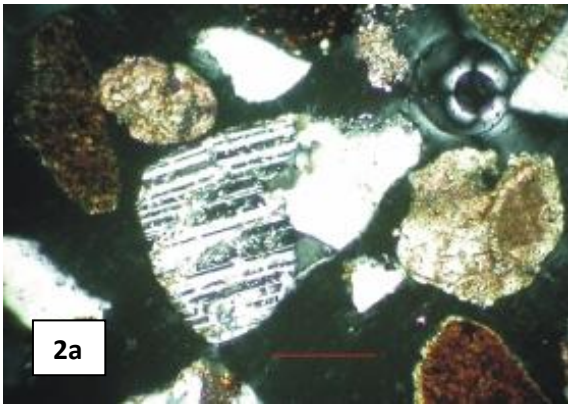
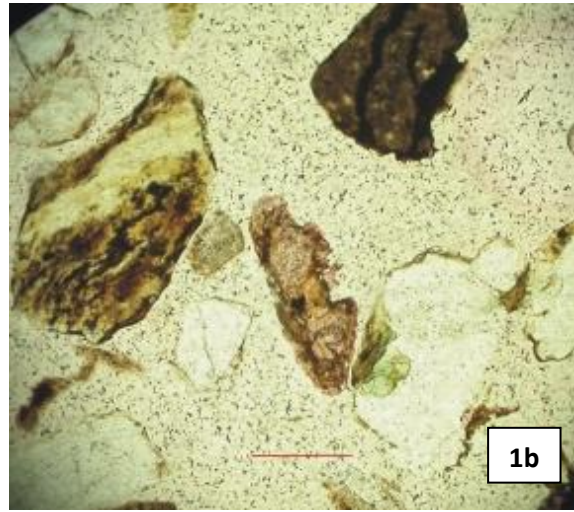
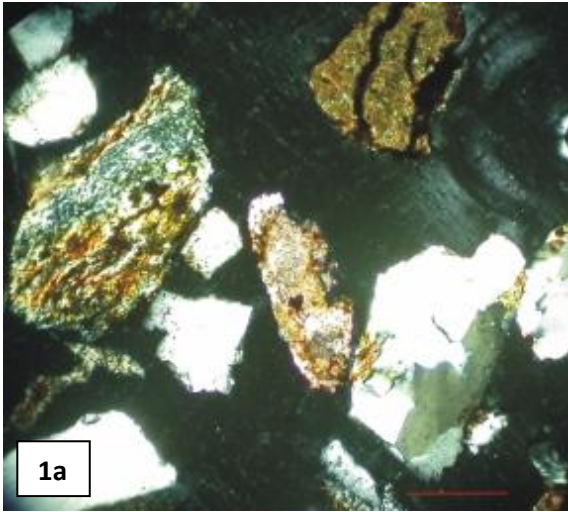
1a; 1b fossili planctonici osservati a nicol incrociati, 2a; 2b fossili planctonici osservati a nicol paralleli. 3a; 3b fossile bentonico osservato rispettivamente a nicol incrociati e nicol paralleli. Scala in rosso, uguale a 0,2 mm.

TAVOLA 2



1a; 1b plagioclasio fresco, 2a; 2b frammento di siltite prevalentemente carbonatica rispettivamente a nicol incrociati e nicol paralleli; 3a; 3b frammento di siltite siliclastica e silcrete, rispettivamente a nicol incrociati e nicol paralleli; Scala in rosso, uguale a 0,3 mm.

TAVOLA 3



1a; 1b quarzo in roccia metamorfica rispettivamente a nicol incrociati e nicol paralleli; 2a; 2b frammento di roccia vulcanica rispettivamente a nicol incrociati e nicol paralleli; 3a; 3b feldspato alterato rispettivamente a nicol incrociati e nicol paralleli; Scala in rosso, uguale a 0,3 mm.

BIBLIOGRAFIA

- 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.
- BARTOLINI, C.; PRANZINI, G. (1981), *Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage*. *Z. Geomorph. N.F.*, Vol. 40, pp: 77-91.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969), *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8: 847-922.
- BONINI, M., TANINI, C., (2009), *Tectonics and Quaternary evolution of the Northern Apennines watershed area (upper course of Arno and Tiber rivers, Italy)*. *Geol. J.* 44, 2–29.
- BORTOLOTTI V., PRINCIPI G., TREVES B. (2001). *Ophiolites, Ligurides and the tectonic evolution from spreading to convergence of a Mesozoic Western Tethys segment*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (eds.) *Anatomy of an orogen, the Apennines and adjacent Mediterranean basins*, Kluwer Academic Publishers, 151-165.
- BOSCAINI, N (2011). *I depositi plio-pleistocenici di valle incisa del torrente Ambra (Toscana, Italia): Interazione tra tettonica e sedimentazione*. *Dati Non Pubblicati*
- CIPRIANI C. (1961), *Ricerche sulle arenarie: III. La composizione mineralogica di una serie di rocce della formazione del macigno*. *Period. Mineral.*, 30 (1): 23-59.
- DICKINSON, W.R., (1970), *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, 695–707.
- FOLK, R.L.,(1974),*The petrology of sedimentary rocks*. Austin, Tx, Hemphill Publishing Co., 182 p.
- GALLIGANI, U., (1971), *Paleosuoli e terrazzi fluviali in Casentino*. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 10, 247–256.
- GAZZI, P., (1966), *Le Arenarie del Flysch Sopracretaceo dell'Appennino Modenese: Correlazioni con il Flysch di Monghidoro*. *Mineralogica e Petrografica Acta* 12:69-97.
- GIBBARD P. L., HEAD M. J., WALKER M. J. C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY, (2010), *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. *J. Quaternary Sc.*, 25: 96-102.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A.,(2004), *A Geologic Time Scale 2004*. xix + 589 pp. + chart in folder.

INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D., AND SARES, S.W., (1984), *The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54. 103–116.

MALESANI P (1966), *Ricerche sulle arenarie: XIV) La formazione di Sillano. Rendiconti della Società Mineralogica Italiana* 22, 205-206.

MARTINI, I.P.; SAGRI, M. (1993), *Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. Earth- Science Reviews*, Vol. 34, pp: 197-233.

MARTINI IP, SAGRI M, COLELLA A (2001), *Neogene-Quaternary basins of the inner Apennines and Calabrian Arc, Italy. In: VAI GB. MARTINI IP (eds) Anatomy of an orogen: Northern Apennines and adjacent Mediterranean Basin. Kluwer Academic Publication. Dordrecht. 375-400.*

MERLA G., ABBATE., (1967), *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia. Foglio 113 Castelfiorentino. Servizio Geologico di Stato. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.*

MERLA G., BORTOLOTTI V., (1967), *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia. Foglio 114 Arezzo. Servizio Geologico di Stato. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.*

MERLA G., BORTOLOTTI V., (1969), *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia. Foglio 107 Monte Falterona. Servizio Geologico di Stato. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.*

OROMBELLI G., GNACCOLINI M. (1978), *Composizione petrografica e provenienza del "Ceppo" di Paderno d'Adda. Gruppo di Studio Quater. Padano, Quad. 4, pp. 7-30, Roma.*

SANI F., BONINI M., PICCARDI L., VANNUCCI G., DELLE DONNE D., BENVENUTI M., MORATTI G., CORTI G., MONTANARI D., SEDDA L., TANINI C., in press. *Late Pliocene-Quaternary evolution of outermost hinterland basins of the Northern Apennines (Italy), and their relevance to active tectonics. Tectonophysics.*

SESTINI A. (1936), *Stratigrafia dei terreni fluvio-lacustri del Valdarno Superiore. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 45, 37-41.

ZUFFA G.G., (1980), *Hybrid arenites: their composition and classification: Jour. Sed. Petrology*, v. 50, p. 21-29.

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare il Dott. Massimiliano Ghinassi per i preziosi insegnamenti e le numerose ore dedicate alla mia tesi. Inoltre ringrazio sentitamente la Prof. Cristina Stefani, sempre disponibile a dirimere i miei dubbi durante la stesura di questo lavoro.

Ringrazio la mia famiglia per la disponibilità concessami e tutti gli amici per la grande stima.