

Convenzione tra la *Regione Toscana* e il
Dipartimento di Scienze della Terra
dell'Università degli Studi di Firenze per lo
**Studio della Tettonica attiva nelle aree del
Mugello e dell'Alta Val Tiberina**

Relazione Finale

Firenze, 8 febbraio 2003

Indice

1. Introduzione	3
2. Tettonica estensionale recente nel Bacino del Mugello	5
2.1. Studio morfologico sulle superfici terrazzate del Bacino del Mugello.	5
2.2. Analisi dei profili longitudinali dei corsi d'acqua e del reticolo idrografico estesa a tutto il bacino del Mugello	9
2.3. Il sistema di Ronta	13
2.4. Il Sistema della Sieve	21
2.5. Il sistema trasversale: un'ipotesi sulla possibile struttura sismogenica del terremoto del 29 giugno 1919 (I= X MCS).	25
3. Alta Val Tiberina Toscana	29
3.1. Il sistema di Anghiari	30
3.2. Il sistema trasversale	33
3.3. Il sistema di Sansepolcro	35
4. Attribuzione delle magnitudo massime attese e stima dei tempi di ricorrenza dei terremoti.	36
5. Bibliografia	39

1. Introduzione

Viene presentato il rapporto finale relativo alla Convenzione tra il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze e la Regione Toscana sullo Studio della Tettonica Attiva nelle aree del Mugello e dell'Alta Val Tiberina.

Come stabilito, il rapporto contiene lo studio relativo alla quantificazione dell'attività delle faglie in termini di tassi di scorrimento, magnitudo massima attesa e tempi di ritorno dei terremoti. Date le diverse caratteristiche che i due bacini analizzati possiedono, gli studi effettuati su ciascun bacino, il Mugello e l'Alta Val Tiberina, sono stati essenzialmente diversi. Nel bacino del Mugello si riscontra una situazione geologica molto complessa, frutto di una sovrapposizione di varie fasi tettoniche quaternarie, ed affiancata ad una generale carenza di affioramenti e di belle esposizioni. Ciò ha portato a sviluppare maggiormente in questo bacino l'analisi geomorfologica, che nel complesso ha fornito buoni risultati. Al contrario in Alta Val Tiberina, le migliori esposizioni ed i maggiori dati strutturali e geofisici acquisiti hanno permesso una migliore identificazione cinematica delle faglie, ed una più chiara determinazione dell'attività o meno di queste ultime. Tuttavia anche in Alta Val Tiberina, come nel bacino del Mugello, viene riscontrata una generale carenza di datazioni nelle litologie continentali Pleistoceniche, che determina un'incertezza di fondo sulla valutazione dei tassi di scorrimento (*slip rates*). In mancanza di tali dati, sono stati proposti dei valori, che hanno un carattere semi-quantitativo, e sono passibili di variazioni qualora si venisse a disporre di nuove datazioni. Verrà utilizzato spesso in questo lavoro, il termine "attività recente" come sinonimo di una provata "attività a partire dal Pleistocene medio". Sebbene questa sia una definizione abbastanza ampia, verrà menzionata con il termine di "faglia attiva" qualsiasi faglia, legata geneticamente ad un sistema, che mostri un'attività a partire dal Pleistocene medio. Una migliore definizione delle faglie e del loro grado di attività sarà possibile con l'ausilio di nuove datazioni, affiancate ad indagini paleosismologiche.

Sono state compilate due carte geologiche di sintesi in scala 1:50.000 (Allegato 1 e 2) in cui vengono evidenziate le faglie con indizi di attività recente. Le carte nascono dall'integrazione di dati di diversa natura: è stato fatto riferimento al lavoro di BENVENUTI (1996, 1997) per quanto riguarda la classificazione dei depositi pleistocenici del bacino del Mugello, mentre è stato fatto riferimento ad i nuovi dati di rilevamento per la realizzazione della nuova Carta Geologica d'Italia (III ediz. Scala

1:50.000; Progetto CARG, F. 252, 253, 264, 289, in corso di pubblicazione), per quanto riguarda il substrato pre-neogenico ed i depositi quaternari dell'Alta Val Tiberina. Questi dati sono stati integrati con i dati da noi acquisiti lungo i sistemi con indizi di attività tettonica recente, attraverso la metodologia di studio descritta nella Relazione Tecnica Preliminare. Nelle carte sono inoltre riportate una serie di indicazioni quali l'ubicazione degli effetti cosismici di fessurazione e fagliazione, l'ubicazione degli *slip vectors* rilevati, l'ubicazione dei profili sismici e topografici, etc.

I nuovi fogli in scala 1:50.000 rilevati per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia sono il risultato di anni di indagini sul terreno da parte di geologi specializzati nel rilevamento di campagna e rappresentano la base geologica migliore su cui fondare ulteriori approfondimenti specifici, quali sono le indagini di tettonica attiva. Le carte allegate sono quindi il risultato dell'integrazione di dati nuovissimi che tuttora non sono totalmente stati pubblicati. Oltre alle carte vengono forniti i files in formato Arcview che riguardano i tematismi sviluppati in questo lavoro, quali le faglie rilevate, distinte in gradi di attività, e la geologia rappresentata nelle carte geologiche allegate.

2. Tettonica estensionale recente nel Bacino del Mugello

Il lavoro svolto ha permesso di distinguere tre sistemi di faglie che presentano indizi di attività recente: il sistema di Ronta, il sistema della Sieve, ed il sistema trasversale, le cui caratteristiche geologiche e morfostrutturali sono documentate nella Relazione Tecnica Intermedia. Viene anzitutto presentato l'indagine geomorfologica relativa ad i terreni più recenti del bacino del Mugello e all'idrografia, nel tentativo di individuare i movimenti tettonici recenti. Inoltre quest'indagine ha posto dei vincoli alla quantificazione dell'attività dei singoli sistemi indagati.

2.1. Studio morfologico sulle superfici terrazzate del Bacino del Mugello.

Particolare attenzione è stata posta nello studio dei depositi fluviali terrazzati, che costituiscono gli elementi geologici cartografabili più recenti del bacino del Mugello. BENVENUTI (1997) riconosce all'interno della fase fluviale – alluvionale, avvenuta in Mugello dopo la fine della fase lacustre, tre sistemi deposizionali che corrispondono a tre ordini di terrazzi:

Sintema di Scarperia: che rappresenta il terrazzo alluvionale più elevato e quindi più antico che si riscontra all'interno del bacino.

Sintema di Luco di Mugello: che rappresenta il terrazzo alluvionale intermedio e che rimane confinato all'interno delle attuali valli fluviali.

Sintema di Sagginale: che è il terrazzo di più recente formazione e che si trova elevato di qualche metro rispetto al fondovalle attuale.

RINALDI & RODOLFI (1995), sulla base di datazioni dendrocronologiche, assegnano al Sintema di Sagginale un'età indicativamente olocenica (10 ka – attuale). Ritrovamenti “in strato” di resti antropici appartenenti all'epoca Gravettiana (25-30 ka) (ARANGUREN, 1994) all'interno di alluvioni ascrivibili al Sintema di Luco di Mugello, forniscono una datazione per questi depositi piuttosto precisa ed attendibile. L'attribuzione cronologica del Sintema di Scarperia è invece più incerta: infatti non esistono ancora datazioni di alcun tipo per questi depositi, né sono stati trovati materiali o fossili chiaramente inclusi nei terreni appartenenti a questo Sintema. Tuttavia sono stati rinvenuti sulla superficie di questi depositi, reperti antropici dell'epoca Musteriana

(100 – 40 ka) che possono fornire un'età minima di formazione dei depositi stessi (PALMA DI CESNOLA, in SANESI, 1965).

Sono state ricostruite due superfici di involuppo tramite il metodo *kriging*, interpolando i dati altimetrici di affioramento di ciascuno dei terrazzi alluvionali di Scarperia e di Luco (figura 2.1 e 2.2). Quest'indagine è stata svolta nel tentativo di individuare anomalie rispetto alla superficie teorica di involuppo, che è vincolata dalle leggi di erosione, trasporto e deposizione. Il terrazzo di Sagginale non è stato incluso in questo tipo d'indagine poiché risulta praticamente confinato all'attuale piana del fiume Sieve, fatta eccezione per qualche deposito frammentario all'interno delle valli tributarie. La sua disomogeneità negli affioramenti non può quindi permettere un'estrapolazione dello studio all'intero bacino.

Il metodo di interpolazione *kriging*, utilizzato per la costruzione delle superfici d'involuppo, è capace di individuare ed evidenziare strutture, a partire da dati distribuiti in maniera non uniforme. Una superficie interpolata con il metodo *kriging* risulta tendenzialmente poco soggetta all'effetto “duomo” o “pozzo”, rilevabile in pianta con i caratteristici cerchi concentrici delle isoipse, e l'interpolazione può estendersi con buoni risultati anche in zone marginali. Ciò avviene perché il *kriging* stima i valori delle quote, tenendo conto della loro reciproca interdipendenza, ossia utilizzando una variazione della variabile sul territorio (DAVIS, 1996). Si assume che i punti adiacenti alla superficie morfologica siano correlati spazialmente; la relazione che esprime la natura della correlazione è regolata da una funzione definita *variogramma sperimentale*, calcolato a partire dai dati campione. Il modello sperimentale è poi confrontato con modelli di variogramma basati su relazioni matematiche (variogramma lineare, sferico, gaussiano, ecc.), e viene scelto un modello che meglio approssimi la distribuzione dei punti. Una volta scelto il modello di variogramma, si può utilizzare il *kriging*, che risulta a questo punto una tecnica di media pesata di tipo mobile, con la caratteristica che le modalità d'effettuazione della media sono dettate dal variogramma, che a sua volta riflette l'andamento delle quote campionate. Il *kriging* si fa preferire dagli altri metodi d'interpolazione, perché minimizza gli effetti delle varianze elevate all'interno del set di dati.

Vengono presentati gli studi morfologici effettuati sui terrazzi appartenenti al Sintema di Luco e di Scarperia.

Sintema di Scarperia: probabilmente la morfologia originaria di questo terrazzo doveva estendersi lungo tutto il bacino del Mugello, data la sua presenza nelle aree di cresta più

elevate, e non vincolata alle attuali valli fluviali. I depositi di questo sintema rappresentano con tutta probabilità i lembi relitti di un'antica pianura alluvionale, la cui erosione è stata determinata da un abbassamento del livello di base locale dei corsi d'acqua. La superficie teorica d'inviluppo del Sintema di Scarperia dovrebbe essere simile alla superficie pianeggiante che viene riscontrata nelle attuali piccole pianure alluvionali di bacini intramontani. Al contrario, vengono riscontrate forme che si discostano sostanzialmente dalla morfologia pianeggiante aspettata. In particolare viene evidenziata nella superficie ricostruita, una generale inclinazione verso sud, che aumenta procedendo verso la porzione sud-orientale del bacino. Inoltre vengono riscontrate alcune aree ad altimetria anomala (marcate in grigio nella figura 2.1), una delle quali, a forma di "T" rovesciata, nella porzione orientale del bacino.

Sintema di Luco: i depositi appartenenti a questo sintema, rimangono confinati nelle attuali valli fluviali degli affluenti del Fiume Sieve (figura 2.2). Di fatto questi depositi non hanno mai costituito una pianura alluvionale estesa a tutto il bacino. La superficie d'inviluppo risulta quindi una superficie teorica che non coincide, come accadeva invece per il Sintema di Scarperia, a nessuna pianura alluvionale. Ci aspettiamo quindi di trovare una superficie debolmente inclinata, più o meno uniforme lungo tutto il bacino che rispecchia l'inclinazione dei paleo-torrenti che hanno depositato le alluvioni di questo sintema. La superficie costruita mostra però un'inclinazione che risulta avere caratteristiche anomale e che non sono spiegabili tramite i soli meccanismi di trasporto e deposizione: innanzitutto il gradiente è sensibilmente alto ed aumenta procedendo verso la porzione orientale del bacino. Inoltre viene riscontrata in analogia alla superficie interpolata del Sintema di Scarperia, un'anomalia negativa a forma di "T" rovesciata lungo la porzione orientale del bacino in prossimità del sistema trasversale. Anche l'idrografia indentifica la presenza della stessa zona anomalmente depressa, che causa il richiamo dei corsi d'acqua. Infatti viene registrata in quest'area, una deviazione sistematica degli affluenti di destra e di sinistra del Fiume Sieve (SANESI, 1965; BARTOLINI & PRANZINI, 1979; figura 2.3).

In base a tali evidenze si possono avanzare le prime considerazioni ed interpretazioni:

- L'inclinazione dei terrazzi è di natura tettonica (*tilting*) ed è in relazione con una maggiore attività del sistema della Sieve rispetto al sistema di Ronta.
- L'anomalia riscontrata nei due terrazzi può essere frutto di un'interazione fra l'attività del sistema trasversale ed il sistema della Sieve, che risultano quindi i "sistemi più attivi" del bacino.

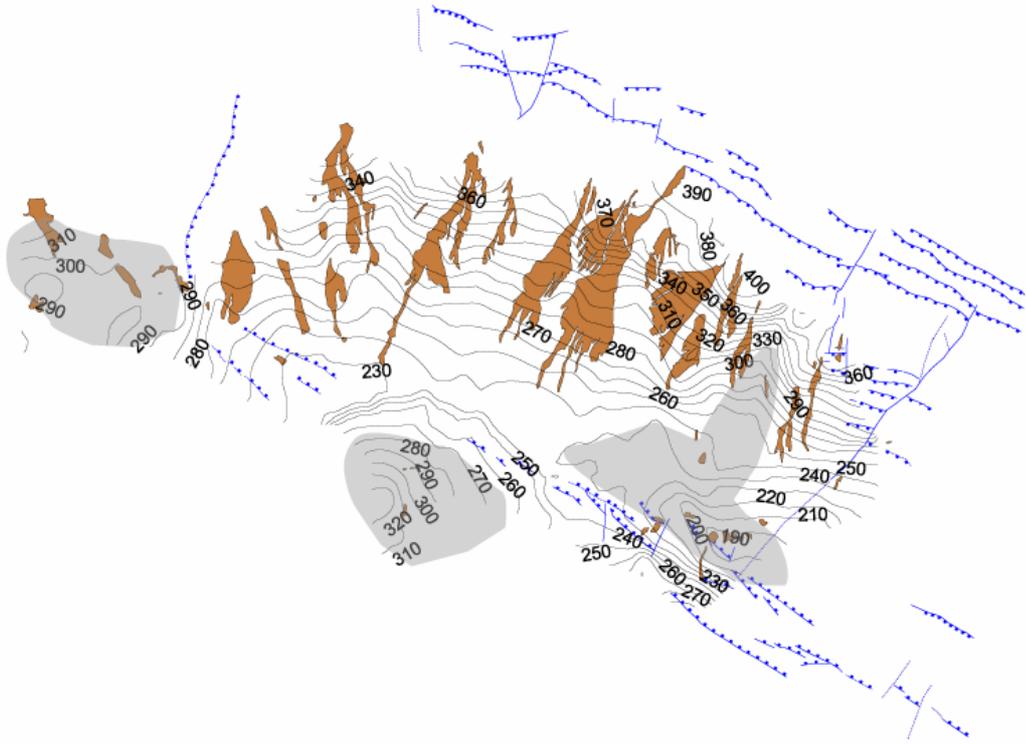


Figura 2.1: superficie d'involuppo del terrazzo appartenente al Sintema di Scarperia. Le zone anomale sono evidenziate in grigio.

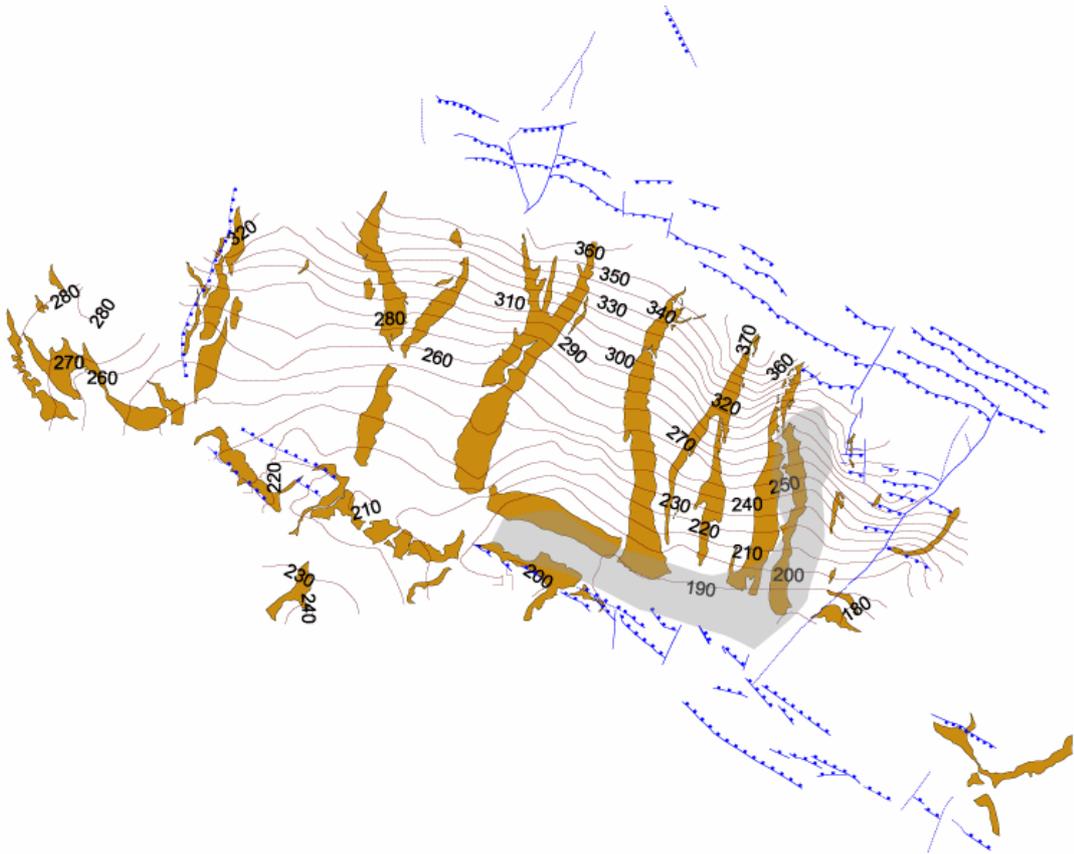


Figura 2.2: superficie d'involuppo del terrazzo appartenente al Sintema di Luco (20-25 ka). Le zone anomale sono evidenziate in grigio.

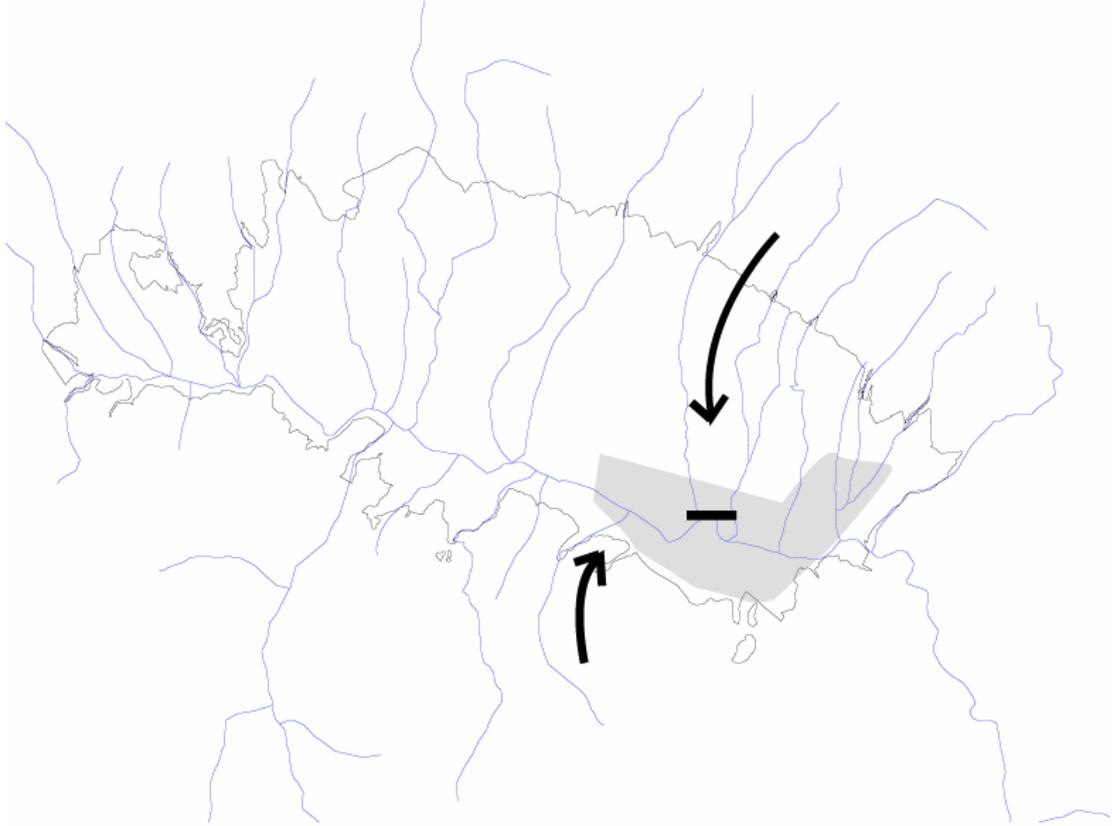


Figura 2.3: corsi d'acqua principali del Bacino del Mugello. Vengono evidenziate le deviazioni sistematiche dei torrenti affluenti del F. Sieve. La zona anomala rilevata dallo studio morfologico delle due superfici terrazzate è evidenziata in figura (zona grigia).

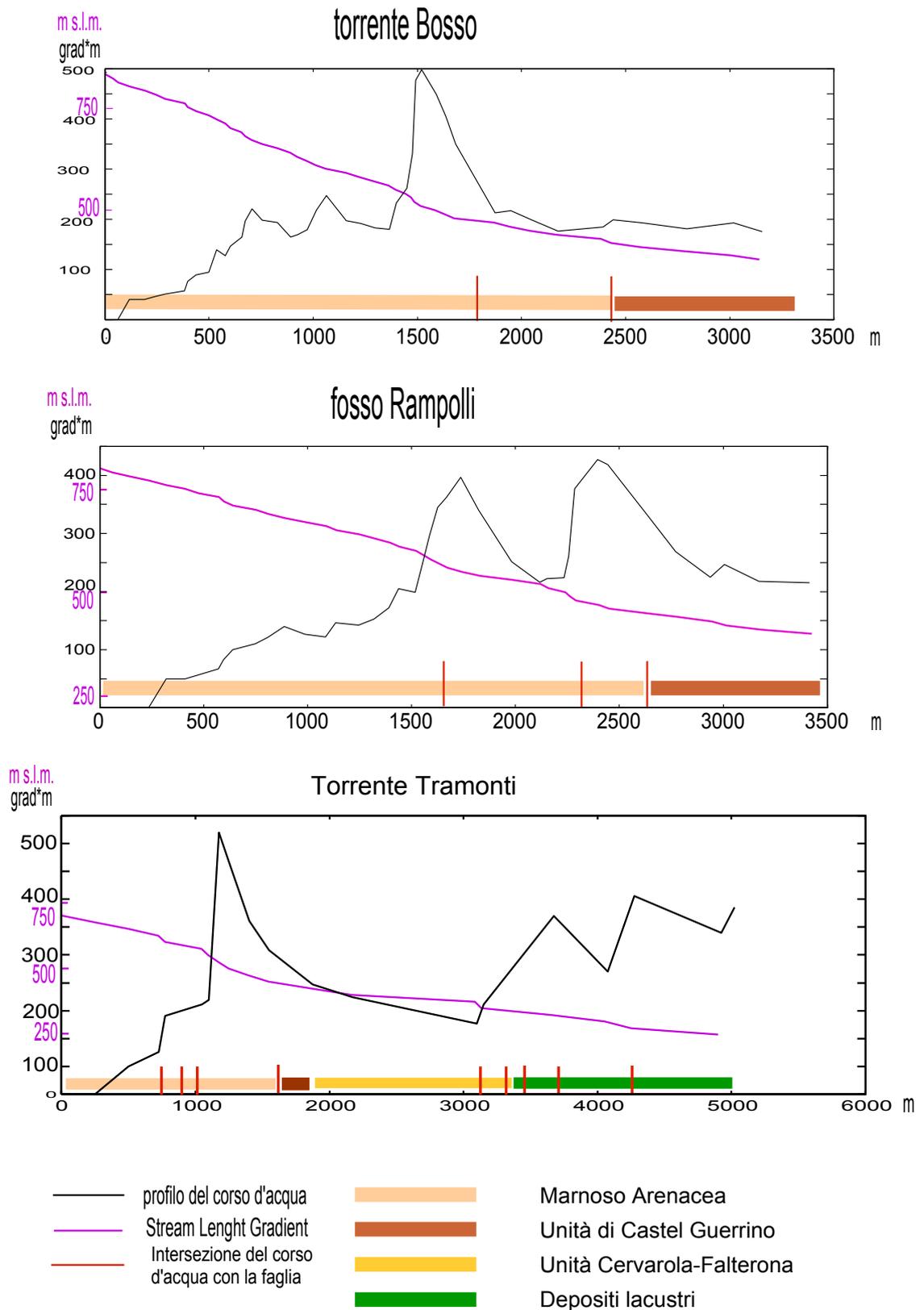
2.2. Analisi dei profili longitudinali dei corsi d'acqua e del reticolo idrografico estesa a tutto il bacino del Mugello

All'interno del substrato il reticolo idrografico mostra un pattern a traliccio, controllato dall'orientazione delle principali famiglie di joint e faglie, mentre all'interno dei depositi pleistocenici risulta nettamente asimmetrico, con un pattern pinnato che identifica un alto gradiente delle singole aste fluviali. Nella porzione di Appennino interessata dalla presenza del sistema di Ronta (vedi Relazione Tecnica Intermedia) si riscontra un arretramento dello spartiacque appenninico principale verso il versante padano. Quest'arretramento può essere un ulteriore indizio dell'attività recente del sistema di Ronta che comporterebbe un abbassamento del livello di base locale dei corsi d'acqua affluenti della Sieve, e la conseguente erosione regressiva degli stessi, con il relativo arretramento dello spartiacque.

È stata condotta un'analisi morfologica dei profili longitudinali dei corsi d'acqua affluenti del Fiume Sieve ed è stato valutato l'indice geomorfico SL (Stream Length Gradient Index), utilizzato in tettonica attiva al fine di verificare un eventuale disturbo sullo sviluppo dell'idrografia ad opera di faglie con movimento prevalentemente verticale (vedi Relazione Tecnica Preliminare). Per il calcolo dell'indice, sono stati rilevati i profili dei corsi d'acqua con carte topografiche in scala 1:10.000 e sono state quindi misurate le distanze tra le isoipse, il cui intervallo di altitudine è di 10 m; il gradiente che ne deriva è quindi valutato ogni 10 m di altitudine e su di esso è stato valutato l'indice geomorfico SL. Al fine di evitare eventuali picchi locali di scarso significato per i fini proposti, è stata applicata una media mossa prendendo 3 valori contigui dell'indice. Gli indici finali (figura 2.4, 2.5) sono quindi mediati ogni 30 m di altitudine. In Figura 2.4 sono mostrati alcuni esempi di valutazione dell'indice SL lungo singoli corsi d'acqua.

I dati bidimensionali acquisiti per ogni corso d'acqua, sono stati interpolati al fine di ottenere una carta dell'indice SL, che ha permesso una valutazione areale dell'andamento dell'indice stesso (figura 2.5). Dall'analisi dei risultati ottenuti si rileva una buona correlazione tra i picchi di anomalia dell'indice SL e l'ubicazione dei sistemi che mostrano indizi di attività recente (figura 2.5). In particolare si rileva che i valori massimi dell'indice SL marcano la zona del sistema di Ronta e la porzione centro-orientale del sistema della Sieve corrispondente al paese di Cistio. In conclusione, questo studio indica che il sistema di Ronta ed il sistema della Sieve influenzano la forma del naturale profilo longitudinale dei corsi d'acqua, e ciò è indice di attività recente. I risultati dell'applicazione di questa metodologia possono essere riassunti nei seguenti punti:

- l'indice SL mette in risalto la zona di faglia tramite un allineamento delle anomalie;
- l'attività dei sistemi apenninici (sistema di Ronta e sistema della Sieve) ha modificato il naturale profilo longitudinale del corso d'acqua e ciò può indicare una sua attività sicuramente pleistocenica superiore e probabilmente olocenica.



rilievo da carte topografiche 1:10.000

esagerazione verticale nel profilo: 2x

Figura 2.4: esempi di valutazione dell'indice SL lungo il profilo longitudinale del corso d'acqua. Vengono evidenziati dei picchi nell'indice allorché il corso d'acqua interseca la linea di faglia.

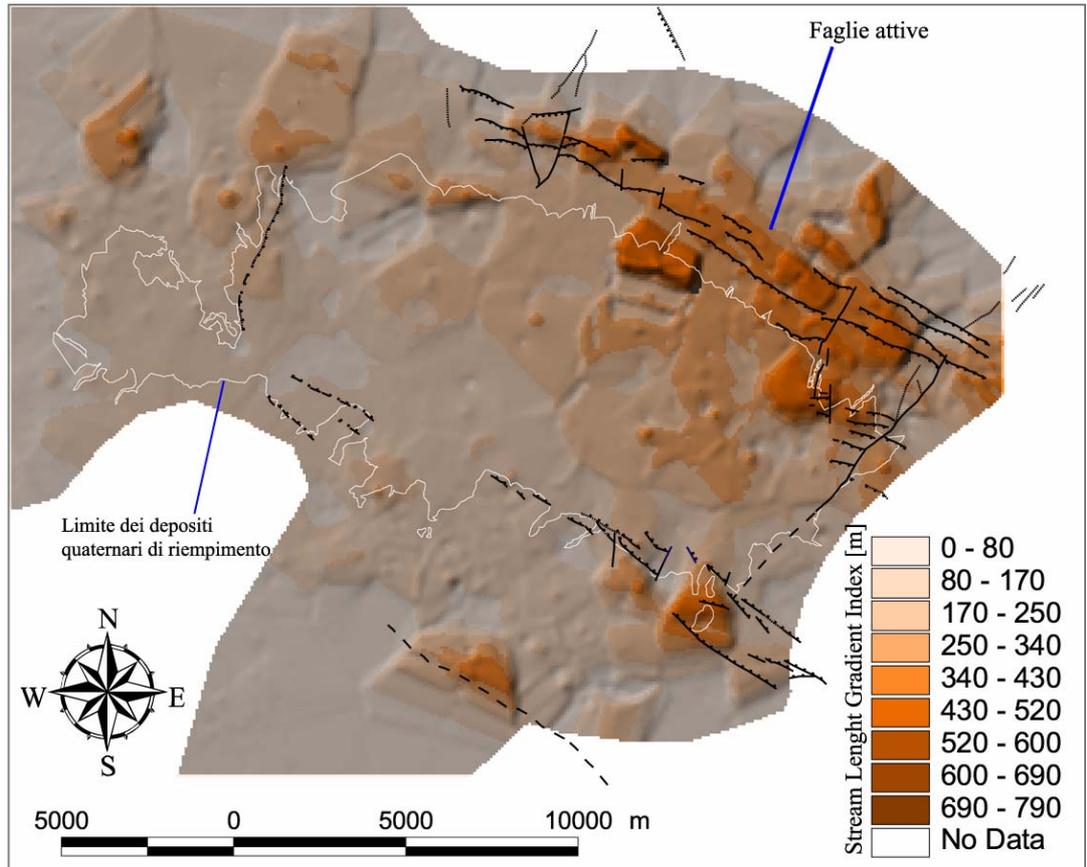


Figura 2.5: *Stream Length Gradient Index* nel Bacino del Mugello.

2.3. Il sistema di Ronta

È un sistema di faglie di tipo diretto, che ribassa sistematicamente il lato meridionale (vedi Relazione Tecnica Intermedia) e che, nella zona più orientale del bacino, interessa anche i depositi quaternari (BENVENUTI, 1996, 1997). Esso è caratterizzato da faglie orientate NW-SE (appenniniche), segmentate da faglie orientate circa NE-SW (antiappenniniche). In alcuni punti sono state rinvenute superfici striate indicanti un movimento normale con componente destra; inoltre sono state trovate mesofaglie normali di qualche decina di centimetri di rigetto. A nord di Rupecanina e Rostolena, alcuni segmenti di questo sistema interessano sia i depositi lacustri del Pleistocene inferiore, sia i depositi fluviali terrazzati attribuibili al Pleistocene medio (BENVENUTI, 1997). Anche lo studio dei profili topografici (figure 2.6 e 2.7), oltre che lo studio dei profili dei corsi d'acqua ed il calcolo degli indici geomorfici, specificato nei paragrafi precedenti, ha permesso di stabilire l'attività recente delle faglie di Ronta, ed inoltre ha permesso di stimare i tassi di movimento lungo di esse.

L'analisi dei profili topografici, ha portato all'individuazione delle seguenti forme del rilievo:

- una superficie a bassa energia del rilievo ad una quota compresa tra 900 e 1100 m s.l.m. (superficie sommitale), i cui lembi relitti costituiscono delle spianate sulle creste dei monti;
- un gradino morfologico omogeneo di ampiezza media intorno ad i 350 m s.l.m. lungo tutto il fronte montuoso nella zona delle faglie di Ronta;
- una superficie a bassa energia del rilievo a quota di circa 600 m s.l.m. (superficie intermedia) che si trova sempre alla base della rottura di pendio principale;
- una superficie basale che corrisponde alla superficie attuale del bacino.

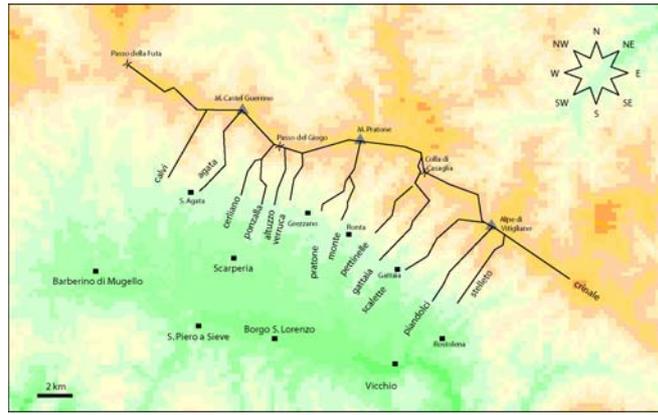


Figura 2.6: ubicazione delle tracce dei profili topografici eseguiti lungo il margine settentrionale del Bacino del Mugello.

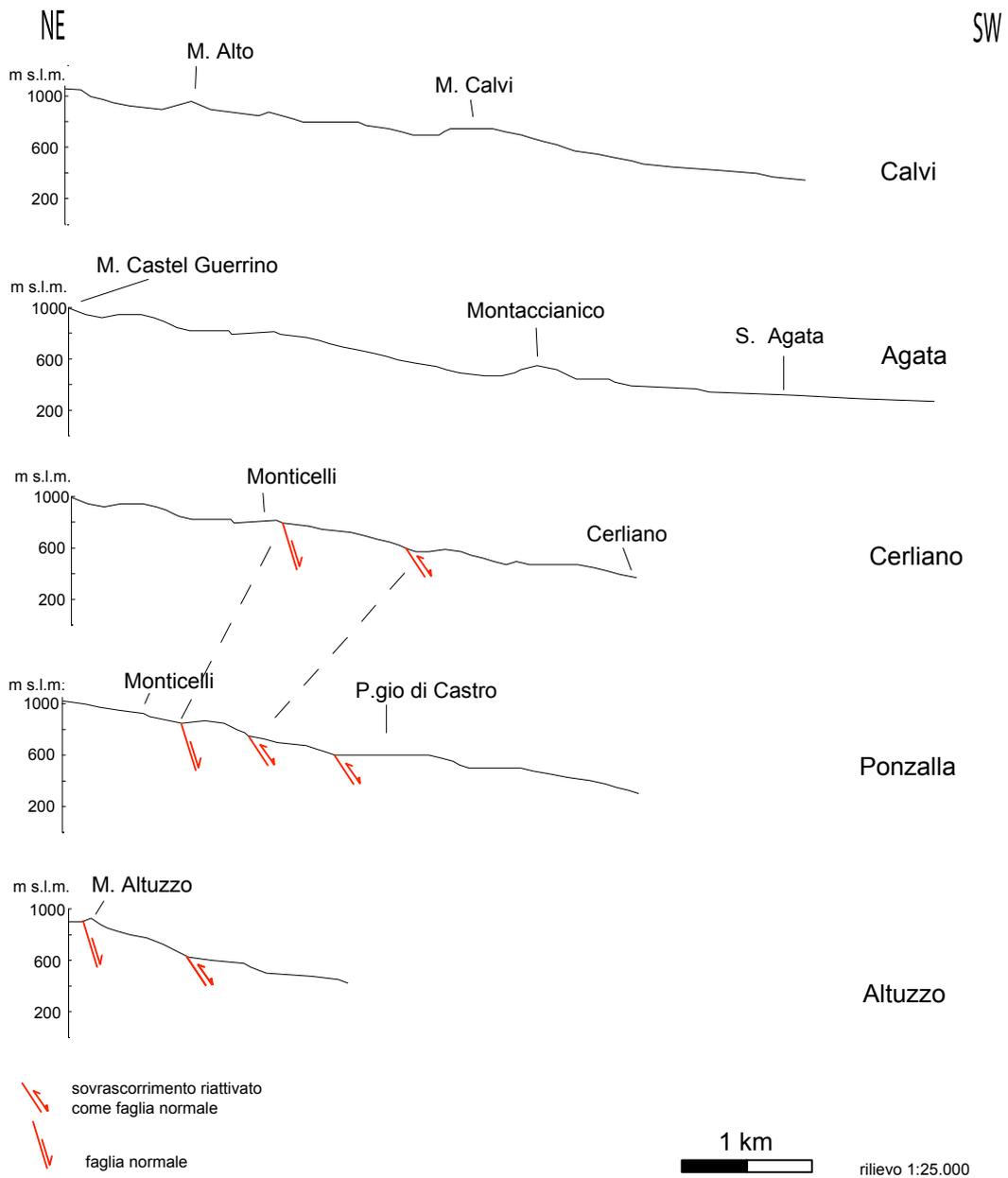


Figura 2.7A: profili topografici lungo il margine settentrionale del Bacino del Mugello.

NE

SW

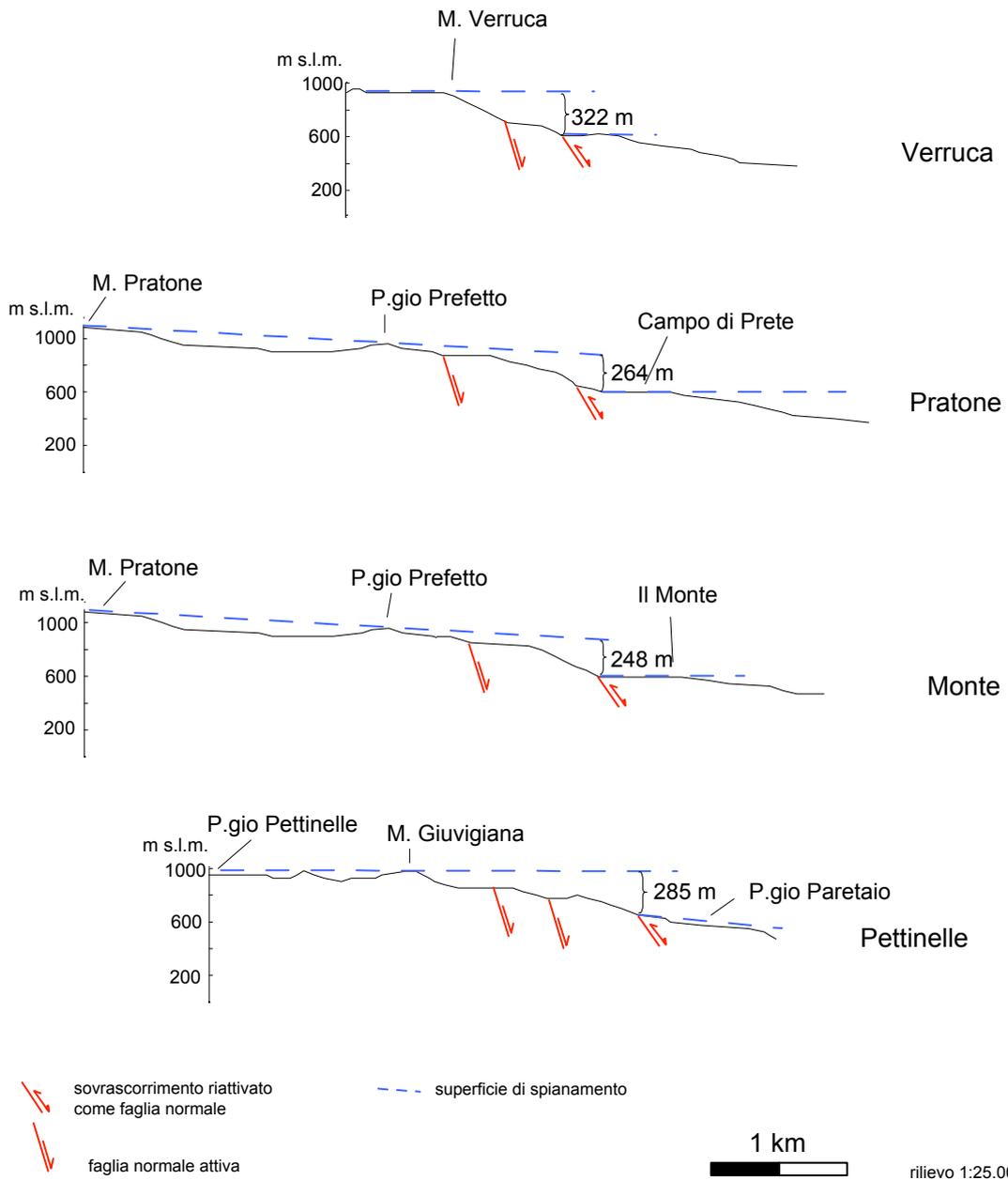


Figura 2.7B: profili topografici lungo il margine settentrionale del Bacino del Mugello.

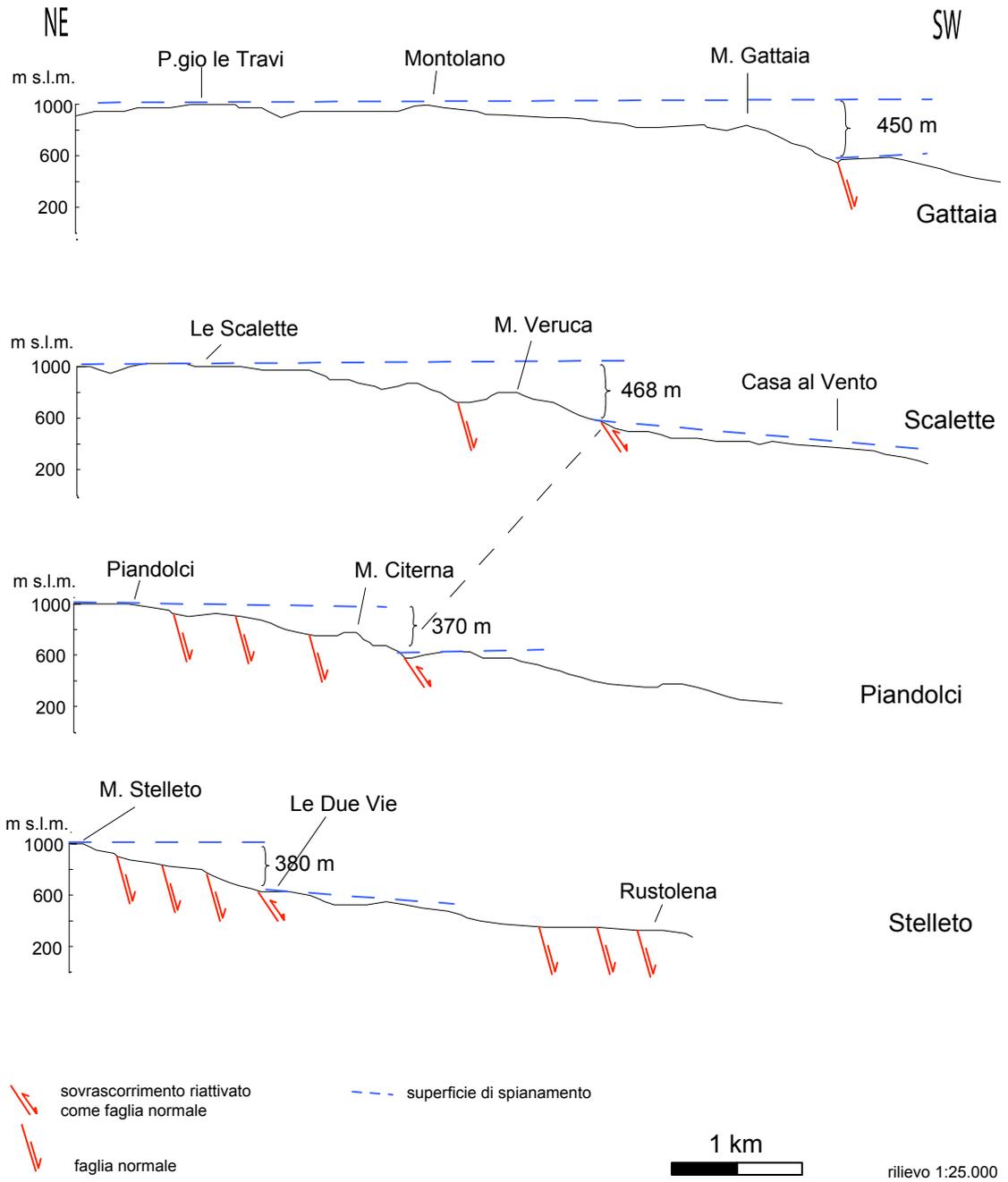


Figura 2.7C: profili topografici lungo il margine settentrionale del Bacino del Mugello.

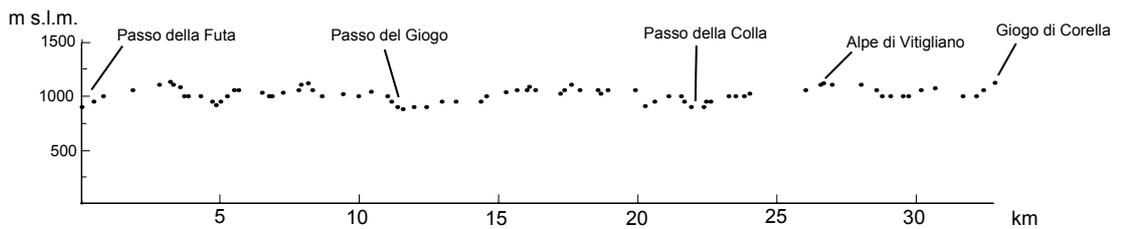


Figura 2.7D: profilo del crinale dell'Appennino tosco-romagnolo dal Passo della Futa al Giogo di Corella.

I dati altimetrici provenienti dai profili topografici (figura 2.7) sono stati interpolati con il metodo *kriging* (cfr. par. 2.1) al fine di ottenere un modello tridimensionale d'interpolazione (figura 2.8). Questo modello permette di valutare l'estensione areale delle forme del rilievo individuate dallo sviluppo di ciascun profilo topografico, e sostanzialmente rappresenta l'ideale topografia del margine settentrionale, non soggetto all'erosione dei corsi d'acqua orientati parallelamente alle creste. Dalla figura 2.8 si evince che la superficie sommitale si sviluppa tanto nel versante romagnolo dell'appennino quanto in quello mugellano. Inoltre il gradino morfologico risulta abbastanza rettilineo, si sviluppa per circa 15 km ed è presente solo nel tratto di versante interessato dalle faglie di Ronta. Infine la superficie intermedia si trova sempre alla medesima quota di circa 600 m s.l.m. alla base del gradino morfologico.

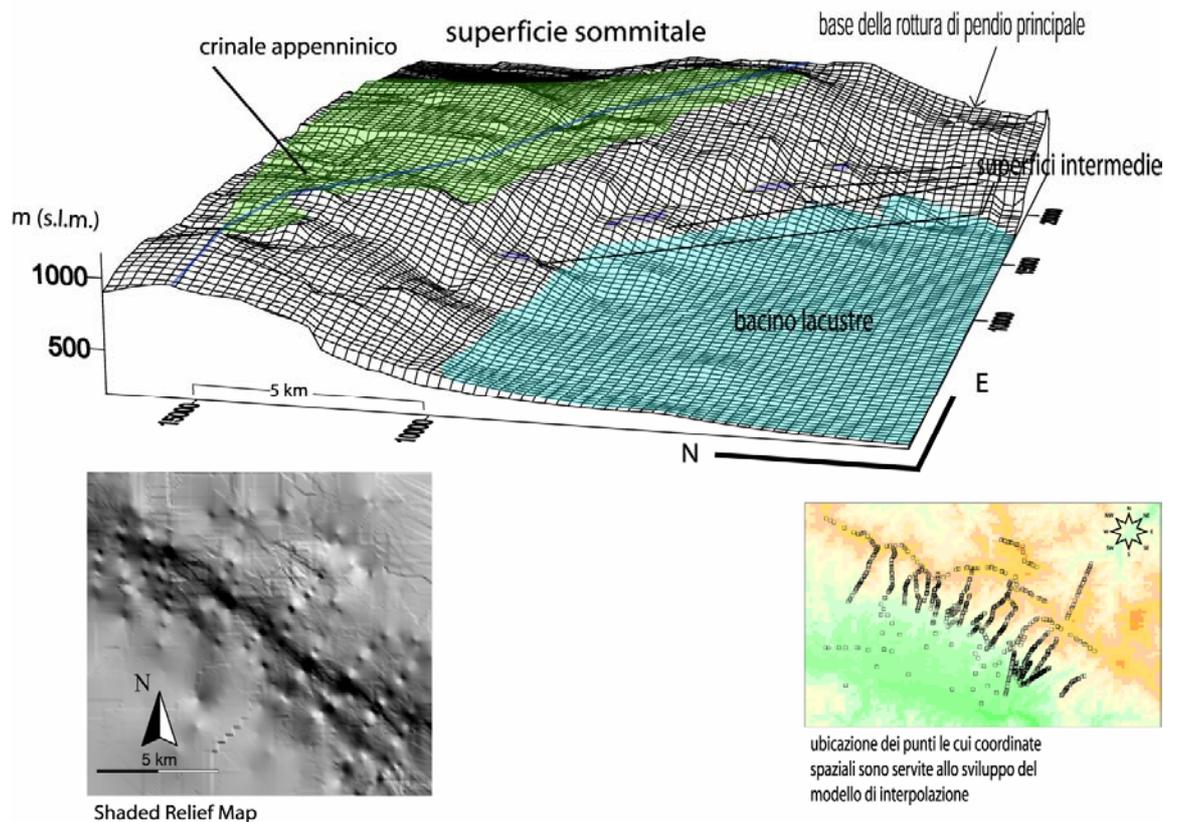


Figura 2.8: modello d'interpolazione tridimensionale lungo il margine settentrionale del Bacino del Mugello utilizzando i dati altimetrici delle creste e dei crinali dell'Appennino Tosco-Romagnolo.

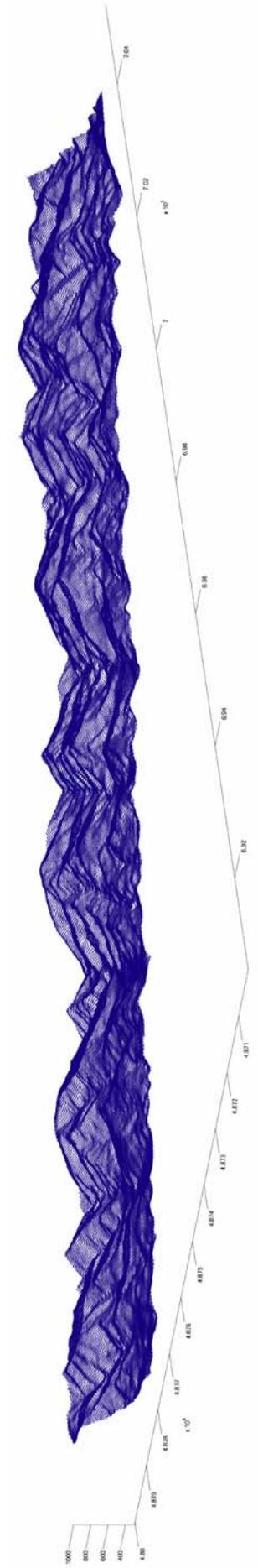


Figura 2.9: vista tridimensionale del fronte montuoso settentrionale del Bacino del Mugello estratta da un D.E.M. ad alta risoluzione. Il “salto” morfologico che si può rilevare costituisce il gradino individuato nei profili topografici, dove si ubica il sistema di Ronta.

Successivamente è stato eseguito uno studio dettagliato delle forme del rilievo individuate, per verificare l'esistenza o meno di una loro dipendenza litologica o strutturale passiva. L'analisi geomorfologica, affiancata al rilevamento geologico-strutturale di campagna ha permesso di trarre le considerazioni di seguito esposte.

La superficie sommitale è di spianamento poiché taglia le strutture a pieghe all'interno della Marnoso-Arenacea s.l.; superfici testimoni di un'antica morfologia sono state già trovate nell'Appennino settentrionale (SESTINI, 1940, 1981; CANUTI et alii, 1966; BERNINI et alii, 1977; BARTOLINI, 1980; BARTOLINI et alii, 1984; CLERICI, 1988; LANDUZZI, 1991) e potrebbero rappresentare un relitto del ciclo d'erosione antecedente alla formazione dei bacini quaternari toscani. Nel contesto geologico specifico questa superficie potrebbe rappresentare il raccordo con la superficie di colmamento del paleo-lago del Pleistocene inferiore, mentre l'inizio della sua erosione rappresenta l'inizio di attività delle faglie estensionali. Un argomento a sostegno di questa ipotesi è fornito dal lavoro di BARTOLINI (2001) che sostiene che la maggior parte del rilievo in Appennino Settentrionale si sia originato a partire dalla fine del Pleistocene inferiore.

Il sistema di Ronta si ubica all'interno del gradino morfologico, alla cui base si trova spesso il sovrascorrimento che pone a contatto la Marnoso-Arenacea con l'Unità Cervarola-Falterona. L'ipotesi sulla natura erosiva del gradino è da scartare poiché i due litotipi, appartenenti alle due Unità Tettoniche, hanno caratteristiche litologiche simili, ed inoltre perché tale gradino in più punti attraversa la stessa formazione, mantenendo la sua entità (cfr. Allegato 1). Infine lontano dalla zona di faglia, il gradino non viene più rilevato, ma si osserva che le arenarie dell'Unità Cervarola-Falterona sovrastano anche morfologicamente la Marnoso-Arenacea. La presenza del sovrascorrimento tra l'Unità Cervarola Falterona e l'Unità Umbro-Romagnola all'interno del sistema normale di Ronta fanno ipotizzare un suo riutilizzo in senso estensionale, coevo con l'attivazione del sistema di Ronta, e che nel complesso ha determinato un dislivello morfologico di 350 m. L'utilizzo di vecchi piani di sovrascorrimento da parte di faglie normali è stato rilevato da diversi autori nella zona dell'Appennino Centrale (BALLY et alii, 1986; COOPER & BURBI, 1986; GHISSETTI et alii, 1993; LAVECCHIA et alii, 1987). FACCENNA et alii (1995) sviluppano un modello analogico sperimentale, in cui si evidenzia la dipendenza della riattivazione estensionale dall'inclinazione dei piani di sovrascorrimento preesistenti: si deduce che è possibile avere riattivazione per

inclinazioni maggiori di 40°, e ciò è in perfetto accordo con quanto rilevato poiché la superficie di sovrascorrimento tra Unità Cervarola-Falterona e la Marnoso-Arenacea presenta nella zona del sistema di Ronta inclinazioni maggiori di 40°.

La superficie a 600 m s.l.m. (superficie intermedia) è anch'essa indipendente dall'assetto strutturale degli strati, ma è di dubbia interpretazione: può essere associata all'evoluzione del bacino lacustre e quindi essere una porzione del fondo del paleolago dove poggiavano i sedimenti prossimali ormai erosi, oppure può essere un lembo dislocato della superficie sommitale. Al momento non possiamo con certezza propendere per l'una o l'altra ipotesi.

Concludendo, il sistema di Ronta ha evidenze di attività recente ed in parte riutilizza in senso estensionale una linea d'accavallamento precedente. Nell'ipotesi in cui l'età della superficie sommitale sia attribuibile al passaggio Pleistocene inferiore – Pleistocene medio (780 ka), per questo sistema è calcolabile uno slip rate di circa 0.5 mm/a.

2.4. Il Sistema della Sieve

Riconosciuto da GEMINA (1962) per mezzo di perforazioni, il Sistema della Sieve è ritenuto da alcuni autori il *master fault system* del bacino (MARTINI & SAGRI, 1993; BENVENUTI, 1996). Il Sistema può esser diviso in due parti:

1) la porzione occidentale, dall'abitato di Faltona alla zona di Barberino, che non mostra evidenze di attività recente (a parte un segmento lungo il Fiume Sieve nei pressi di Cafaggiolo);

2) la porzione orientale che invece presenta evidenze di attività recente, e che dalla zona di Vicchio si discosta dal margine del bacino pleistocenico, interessando solo il substrato.

Questa discrepanza tra l'ubicazione del bacino del Mugello e l'ubicazione del sistema, fa assumere al Sistema della Sieve un ruolo che sostanzialmente si discosta dal modello comune di "faglia bordiera" di un bacino sedimentario. Infatti, secondo la nostra interpretazione, questo sistema risulta posteriore alla formazione dei depositi pleistocenici, dato che essi non seguono l'orientazione del sistema, ma vengono tagliati dal sistema stesso.

Il sistema della Sieve, pur essendo più attivo del sistema di Ronta (cfr. par. 2.1), determina una morfologia piuttosto dolce e poco marcata (figure 2.10 e 2.11), che comunque indica attività antecedente la formazione del Sistema di Scarperia: infatti viene identificata una dislocazione di circa 300 m della superficie piana di sovrascorrimento tra l'Unità di Canetolo e le Unità Toscane.

I profili eseguiti hanno portato all'identificazione scarpate e dislocazioni delle forme dei versanti ad opera di segmenti appartenenti al sistema della Sieve. È stata inoltre identificata una morfologia pianeggiante di incerta interpretazione intorno ai 500 m s.l.m. Nel complesso si evidenziano scarpate morfologiche comprese tra 40 e 100 m alla base del sistema di faglia. Tali scarpate si sono originate tramite l'azione combinata di due fenomeni morfogenetici: il sollevamento tettonico locale operato dal sistema della Sieve, e l'erosione laterale dei corsi d'acqua, che nella zona di fondovalle si sono approfonditi di circa 40 m, dal periodo di formazione della prima superficie alluvionale ad oggi (vedi fig. 2.1). Tuttavia, lo studio delle alluvioni terrazzate appartenenti al Sistema di Scarperia evidenzia un sollevamento operato dal Sistema della Sieve di circa 60 m dal momento della formazione delle alluvioni stesse (cfr. l'anomalia a sud del sistema della Sieve in fig. 2.1). Data l'incerta attribuzione cronologica circa l'età di

formazione delle alluvioni appartenenti al Sintema di Scarperia, non si è in grado di assegnare uno *slip rate* univoco per questo sistema di faglie, che tuttavia risulta compreso tra 0.1 e 0.7 mm/a. In base alle considerazioni maturate al paragrafo 2.1, il sistema della Sieve risulta più attivo del sistema di Ronta, e dato che quest'ultimo possiede uno slip rate di circa 0.5 mm/a, l'intervallo d'incertezza dello slip rate del sistema della Sieve può essere valutato tra 0.5 e 0.7 mm/a.

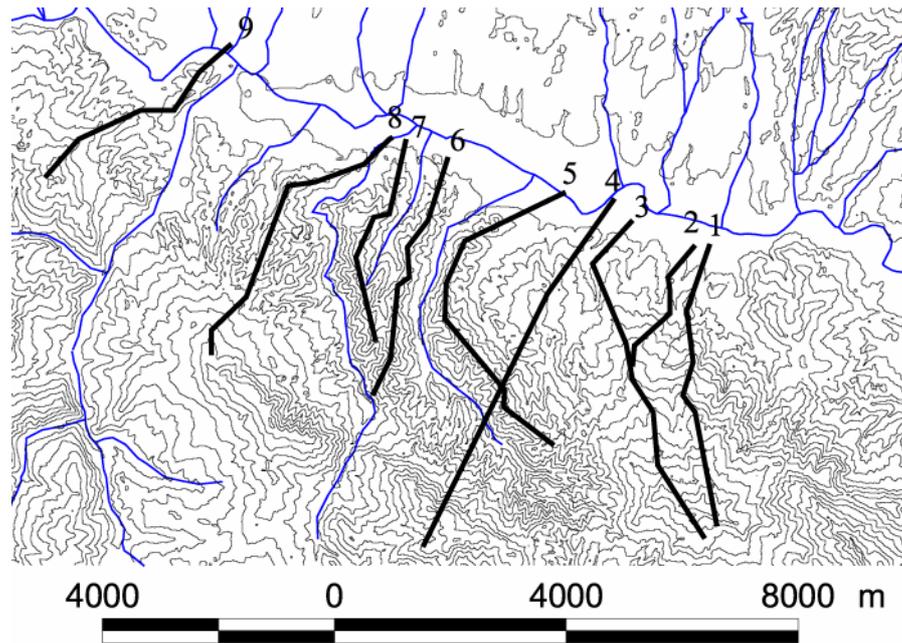


Figura 2.10: ubicazione dei profili eseguiti lungo il margine meridionale del Bacino del Mugello

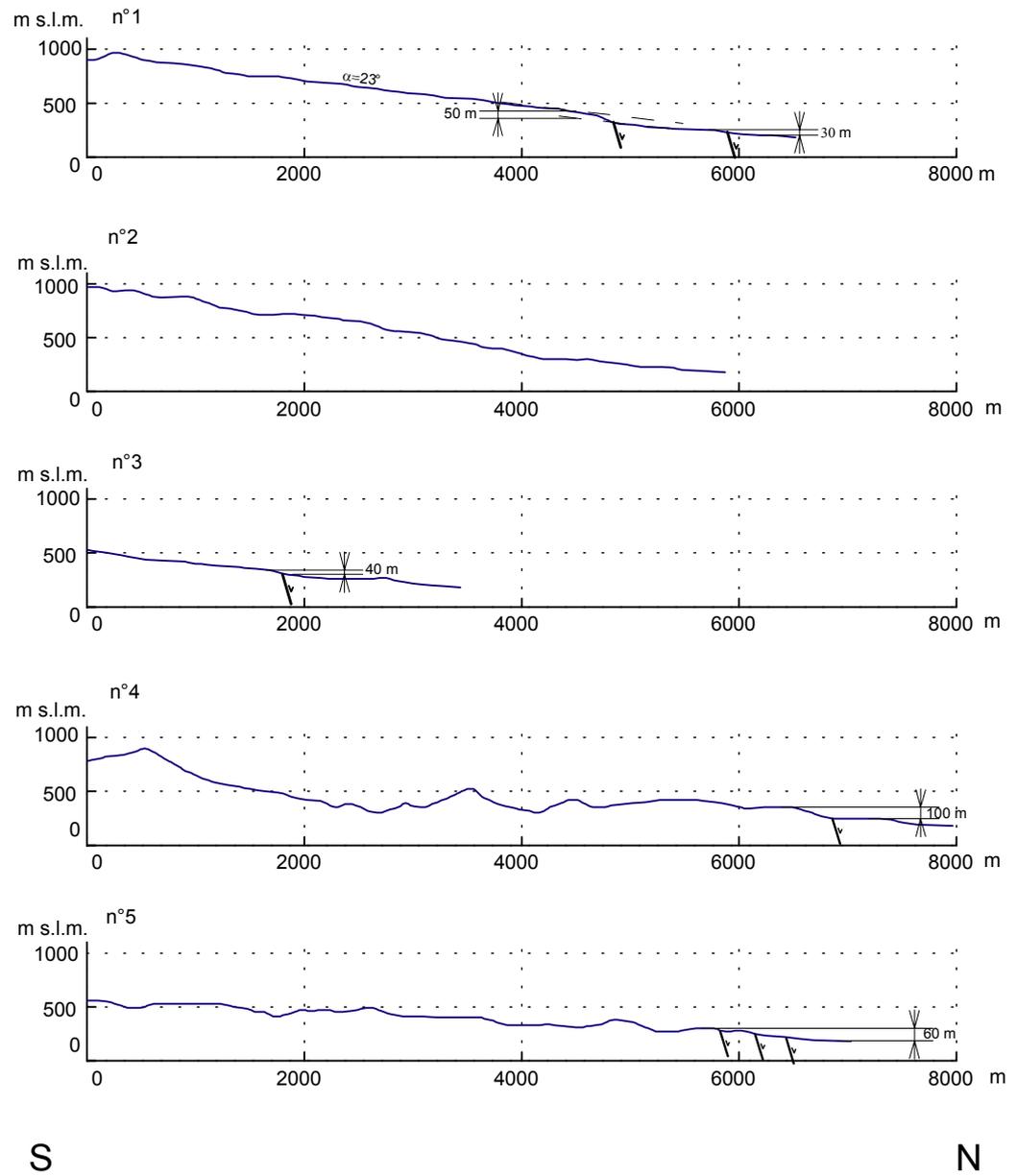


Figura 2.11A: profili topografici lungo margine il meridionale del Bacino del Mugello.

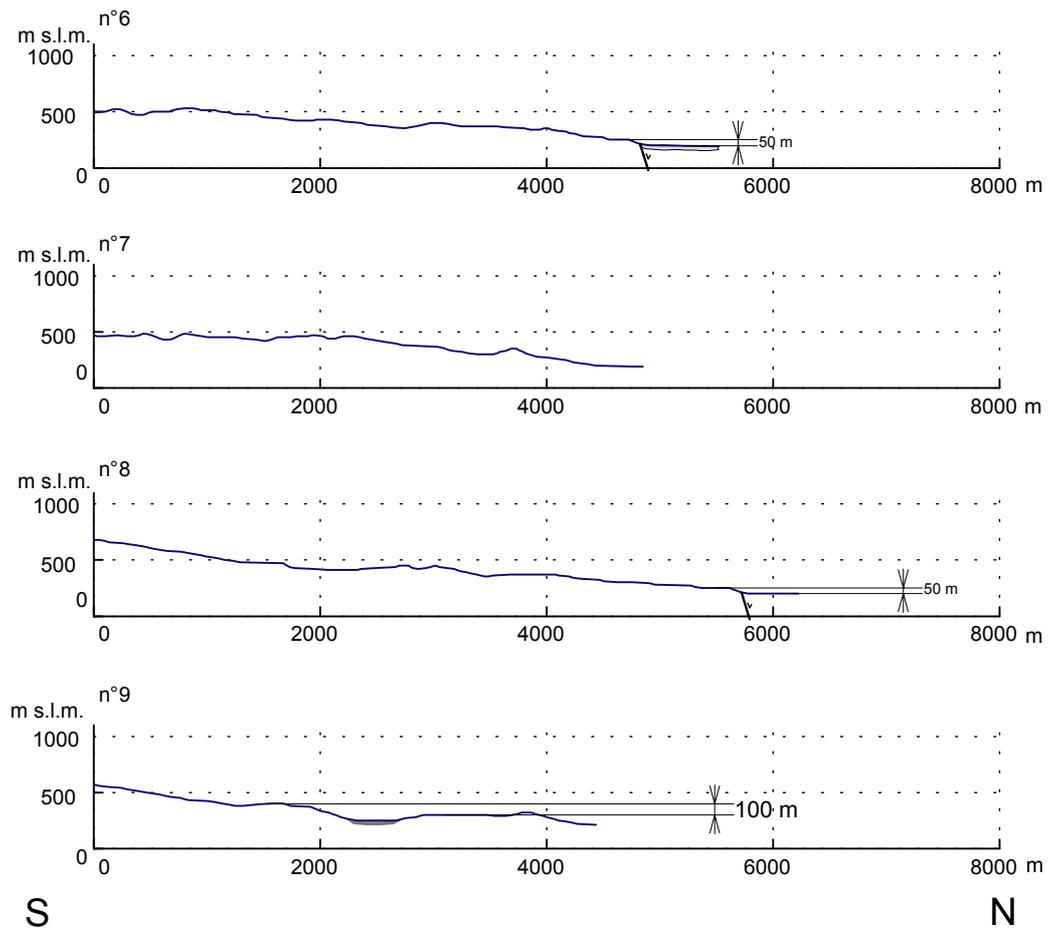


Figura 2.11B: profili topografici lungo il margine meridionale del Bacino del Mugello.

2.5. Il sistema trasversale: un'ipotesi sulla possibile struttura sismogenica del terremoto del 29 giugno 1919 (I= X MCS).

Sono note in letteratura alcune faglie ad andamento NE-SW che segmentano il bacino e che hanno controllato i meccanismi di sedimentazione e di deformazione dei depositi quaternari (GEMINA, 1962; BENVENUTI, 1997). Queste faglie si ubicano lungo le direttrici Scarperia – S. Piero a Sieve e Gattaia – Sagginale, si trovano sepolte dai sedimenti quaternari e non mostrano evidenze di attività tettonica recente (cfr. Allegato 1). Secondo BENVENUTI (1997) il bacino del Mugello si può suddividere in tre zone con diverse caratteristiche deformative e suddivise dalle due strutture trasversali suddette: la zona centrale presenta i sedimenti fluvio-lacustri altamente deformati mentre le due zone periferiche presentano una minore deformazione a carico dei sedimenti stessi. I diversi gradi di deformazione che si rilevano dalla giacitura dei depositi prossimali pleistocenici, possono essere il prodotto di un'attività delle strutture trasversali tipo *transfer fault*, che hanno svincolato le diverse zone del bacino.

È stato riconosciuto dalla geologia di superficie, un sistema di faglie ad orientamento anti-appenninico che si trova nella porzione orientale del bacino e che risulta coevo con i sistemi della Sieve e di Ronta, dato che interferisce con questi ultimi. L'attività recente di questo sistema trasversale è supportato inoltre dalla presenza di microattività sismica secondo allineamenti trasversali all'asse del bacino (BULGARINI D'ELCI et alii, 1977). Recenti studi sulla sismicità storica, attraverso una rivalutazione ed una nuova elaborazione dei dati macrosismici (VANNUCCI, 1999) avanzano l'ipotesi che la struttura che ha dato origine al terremoto avvenuto in Mugello nel 1919, sia orientata in senso trasversale al bacino (fig. 2.12). La figura 2.12 mostra la "box" macrosismica, che viene delineata per mezzo di un rettangolo centrato sull'epicentro macrosismico, e che individua la proiezione in superficie della faglia responsabile del terremoto o altrimenti la proiezione in superficie della porzione di crosta all'interno della quale la struttura sismogenica ha maggiori probabilità di essere individuata (GASPERINI et alii, 1999). All'interno di quest'area, è quindi massima la probabilità di trovare l'espressione superficiale della sorgente sismogenica profonda. Le dimensioni e l'orientazione del rettangolo della "box" hanno un significato fisico, infatti mentre il lato maggiore rappresenta la dimensione della faglia sismogenica, l'area del rettangolo rappresenta la superficie della faglia che si è attivata nella generazione del terremoto. Il sistema trasversale riconosciuto si ubica all'interno della cosiddetta "box" e potrebbe in tal

modo rappresentare l'espressione superficiale della sorgente sismogenica profonda responsabile del terremoto del 29 giugno 1919. I rilievi di dettaglio lungo rami di questo sistema, rappresentati nella figura 2.13, indicano cinematiche generalmente normali con una lieve componente destra, impostate su piani pressoché verticali (fig.2.13).

CAPACCI (1920), nei sopralluoghi effettuati in occasione del terremoto del 1919, evidenzia fessurazioni orientate circa E-O a nei pressi di Rostolena, nei pressi di Cistio e di Rabatta, e per queste due ultime località, l'autore menziona anche fenomeni di liquefazione dinamica del terreno con la conseguente formazione di vulcanelli di sabbia (più precisamente l'autore, non essendo a conoscenza del processo di liquefazione dinamica cosismica, parla della formazione di strutture simili a formicai). Questi fenomeni di tipo secondario si verificano in zone prossime alla struttura sismogenica. Purtroppo l'ubicazione delle località menzionate da CAPACCI (1920) e delle altre località, menzionate nel Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI et alii, 2000), in cui si sono verificate fessurazioni del terreno (cfr. Allegato 1), non evidenzia alcun allineamento lungo un'unica struttura, fra quelle individuate come attive. Tuttavia, come comunemente accade, il terremoto del Mugello del 1919 non si esaurì in una singola scossa, ma fu una sequenza sismica (BOSCHI et alii, 2000). In tal caso il *main shock* potrebbe aver indotto il movimento lungo altre strutture, analogamente a quanto accadde, ad esempio, per il terremoto dell'Irpinia del 1980.

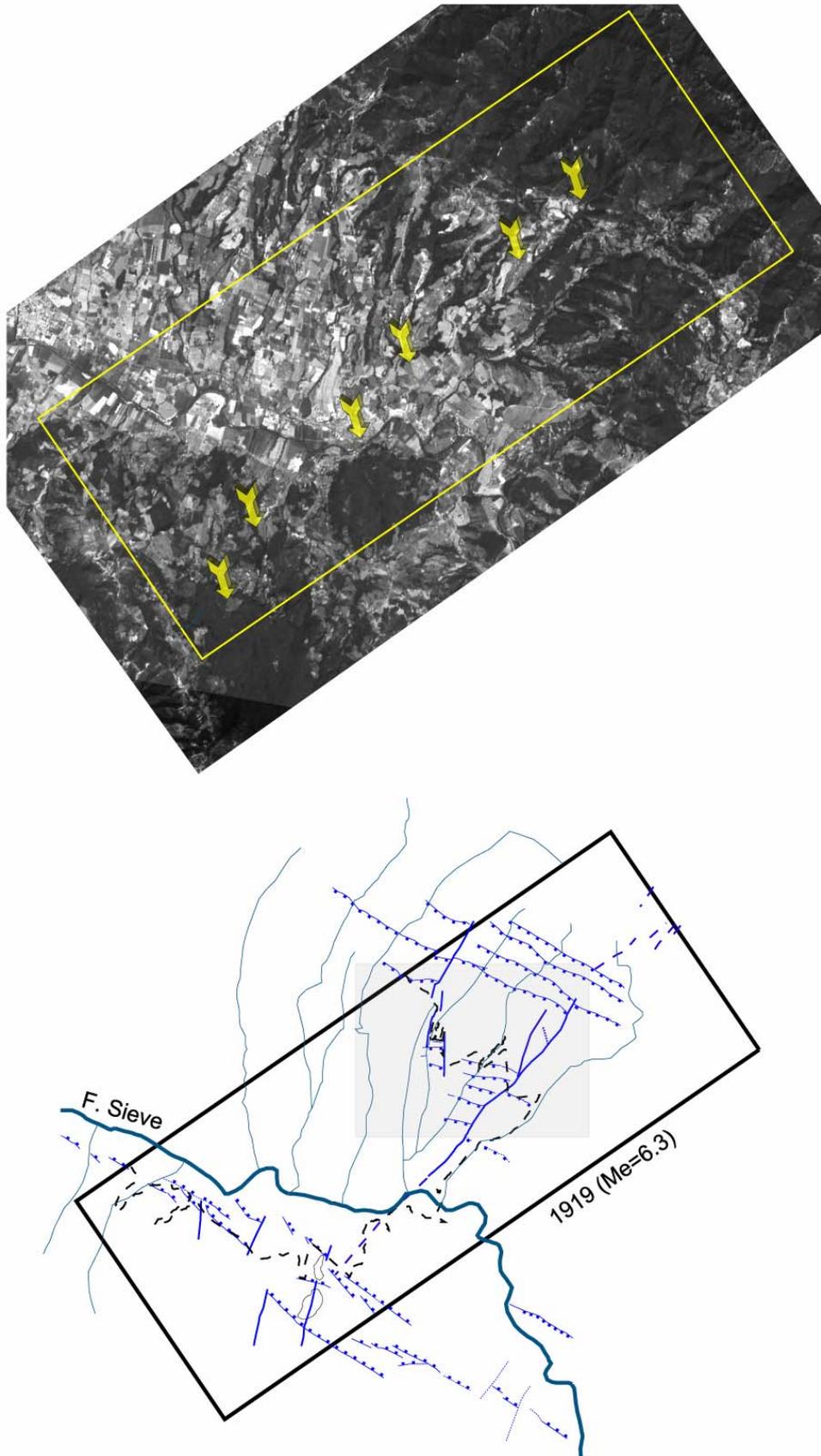


Figura 2.12: il sistema trasversale visto in un'immagine Spot (in alto) e schema tettonico associato (in basso). Il rettangolo rappresenta la "box" relativa al terremoto del 29 giugno 1919 ($I_{max}=X$ MCS). La zona marcata in grigio rappresenta l'ubicazione dello schema di figura 2.13.

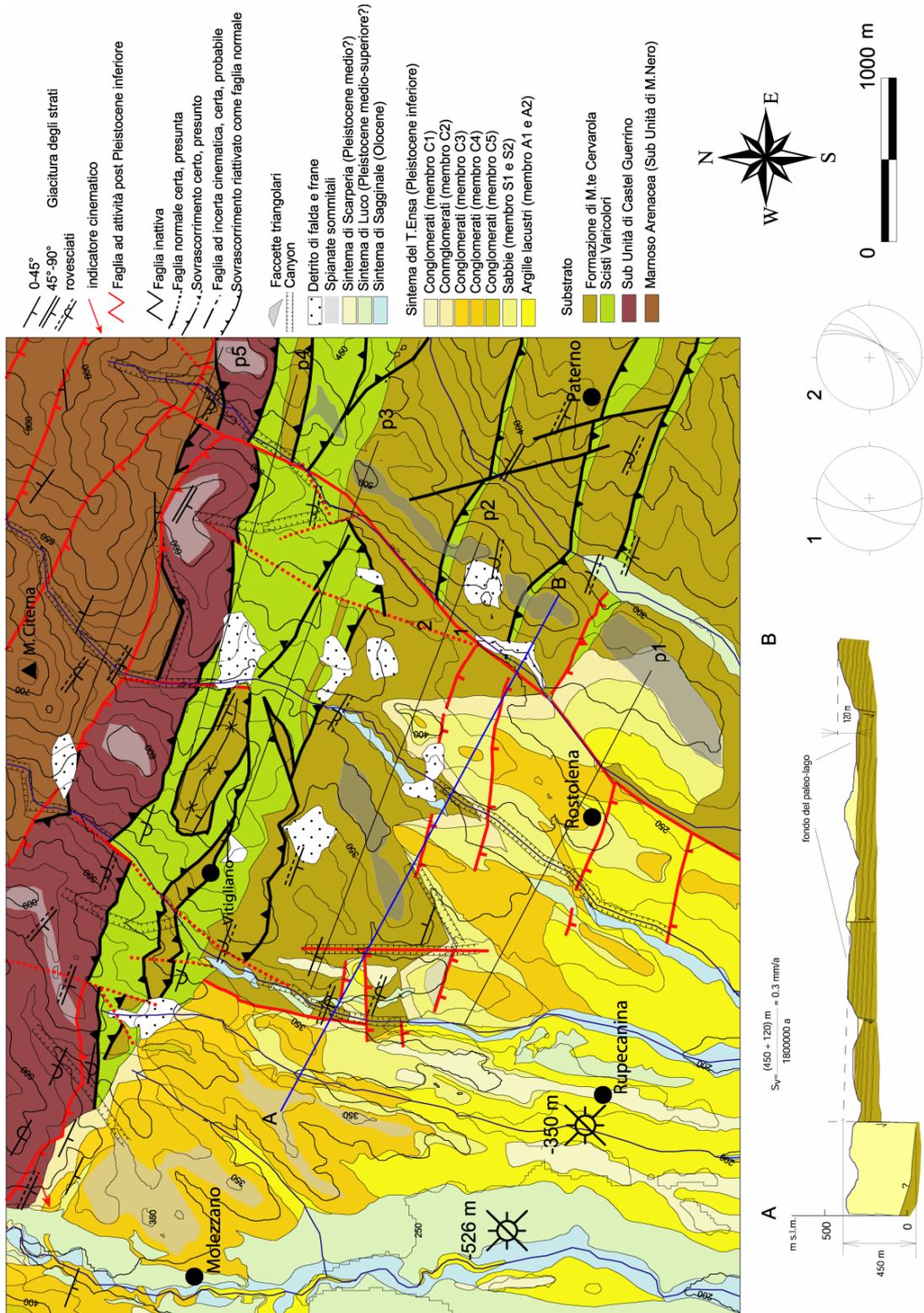


Figura 2.13: schema geologico lungo il sistema trasversale. I dati geognostici sono ripresi da GEMINA (1962).

3. Alta Val Tiberina Toscana

Sono stati riconosciuti tre sistemi con indizi d'attività recente: due sistemi principali di faglie ad orientamento NW-SE (sistema di Anghiari e sistema di Sansepolcro), ed un sistema minore di faglie ad orientamento NE-SW (sistema trasversale). L'attività dei singoli sistemi risulta coeva, e quindi da inserire in un unico quadro deformativo. In particolare si rileva una singolare sovrapposizione di eventi deformativi a carico dei depositi che costituiscono il colle di Anghiari, ad opera dell'attività congiunta del sistema di Anghiari e del sistema trasversale (cfr. Allegato 2). Sono stati eseguiti due profili sismici a riflessione ad alta risoluzione attraverso i due principali sistemi appenninici al fine di accertare e quantificare l'attività recente degli stessi. Inoltre lo studio della sismicità storica e dei relativi effetti sul terreno, ha permesso l'attribuzione di alcuni dei forti terremoti avvenuti in Alta Val Tiberina all'attivazione dei due sistemi appenninici (sistema di Anghiari per il terremoto del 1917, ed il sistema di Sansepolcro per il terremoto del 1948). È stato infine eseguito uno studio geologico-strutturale di campagna finalizzato ad una migliore caratterizzazione cinematica dei sistemi attivi riconosciuti. La maggior parte degli indicatori cinematici sono stati riscontrati nella porzione occidentale del bacino, lungo il sistema di Anghiari (staz. 1-4, fig. 3.1) e lungo il sistema trasversale (staz. 5-6, fig. 3.1). Essi forniscono indicazioni circa il tipo di movimento avvenuto su questi sistemi:

Stazione n° 1: famiglie di faglie normali e picchi stilolitici all'interno dei ciottolami pleistocenici con cinematica estensionale.

Stazione n° 2: picchi stilolitici nei ciottolami pleistocenici con cinematica compressiva (σ_1 =SW-NE).

Stazione n° 3: famiglia di faglie prevalentemente estensionali nei ciottolami pleistocenici.

Stazione n° 4: famiglia di joint sub verticali e mesofaglie normali nelle argille palustri pleistoceniche.

Stazione n° 5: faglia verticale all'interno del substrato che presenta due eventi cinematici: trascorrente sinistro il più vecchio e normale puro il più giovane.

Stazione n° 6: famiglia di faglie di varia orientazione; la faglia più recente è allineata con la valle e presenta una cinematica normale ribassante SE.

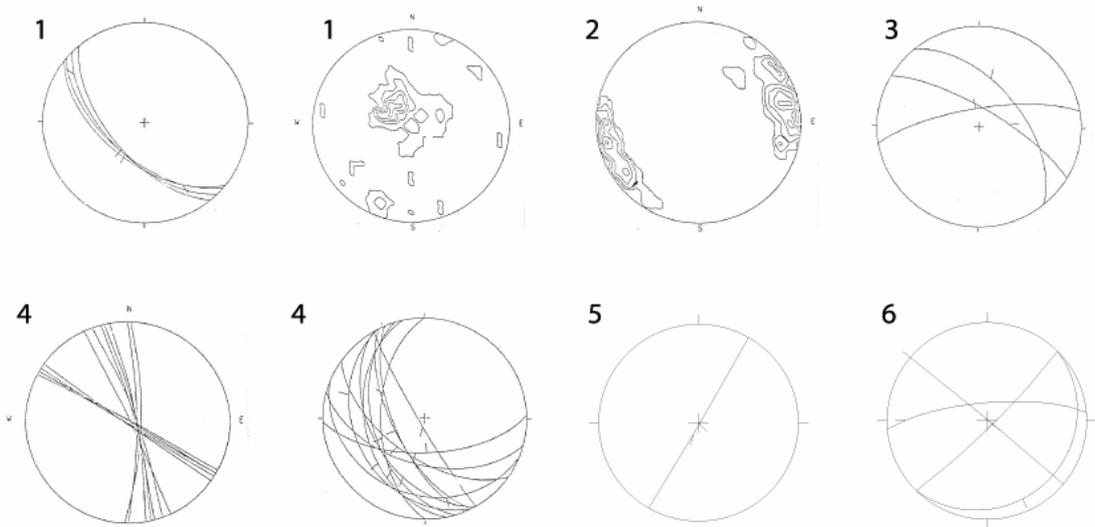


Figura 3.1: stazioni strutturali lungo i sistemi di faglia dell'Alta Val Tiberina. I numeri indicano l'ubicazione delle stazioni (cfr. Allegato 2).

L'analisi strutturale conferma il carattere estensionale del sistema di Anghiari, ma tuttavia viene anche evidenziata una fase compressiva a carico dei depositi pleistocenici. Gli indicatori cinematici delle stazioni 5 e 6 (figura 3.1) rilevati all'interno del substrato lungo segmenti del sistema trasversale sono coerenti con la cinematica del sistema stesso dedotta dallo studio sul terreno e dall'analisi morfologica sui depositi pleistocenici (cfr. par. 3.2).

3.1. Il sistema di Anghiari

Questo sistema è stato già ampiamente descritto nella Relazione Tecnica Intermedia ed in questa ultima fase del lavoro sono state condotte analisi di dettaglio nel reperimento di indicatori cinematici e nella valutazione del tasso di movimento.

L'interpretazione del profilo sismico a riflessione "CROP 03" (FINETTI et alii, 2001) ha portato al riconoscimento di una faglia a basso angolo est immergente la cui intersezione con la superficie terrestre coincide con l'ubicazione dell'Alta Val Tiberina. Questa faglia è stata denominata Faglia Alto Tiberina (ATF), ed il sistema di Anghiari probabilmente costituisce la sua espressione superficiale. Il profilo sismico da noi eseguito ha portato all'identificazione del sistema di Anghiari fino ad una profondità di 300-350 m s.p.c., ed al riconoscimento della sua attività recente testimoniata dalla geometria della copertura alluvionale post-Pleistocene medio, che evidenzia una

sedimentazione sin-tettonica. Dal profilo sismico si possono infatti identificare il roll-over dei sedimenti ed un ispessimento degli stessi in corrispondenza della faglia. In particolare, il riflettore che delimita le due facies sismiche B e C (figura 3.2) corrisponde, nella nostra interpretazione, al tetto dei depositi fluviali pleistocenici, affioranti lungo il colle di Anghiari. Sulla base di queste considerazioni e con l'ausilio di quest'indagine è stata accertata l'attività recente di questo sistema e viene valutato uno slip rate minimo pari a circa 0.5 mm/a. Inoltre si può ipotizzare che il terremoto del 1917 sia avvenuto per il movimento in profondità di un segmento del sistema di Anghiari, dato che ODDONE (1918) indica fessurazioni superficiali con scorrimento del suolo di 25 cm in prossimità del sistema stesso (cfr. Allegato 2).

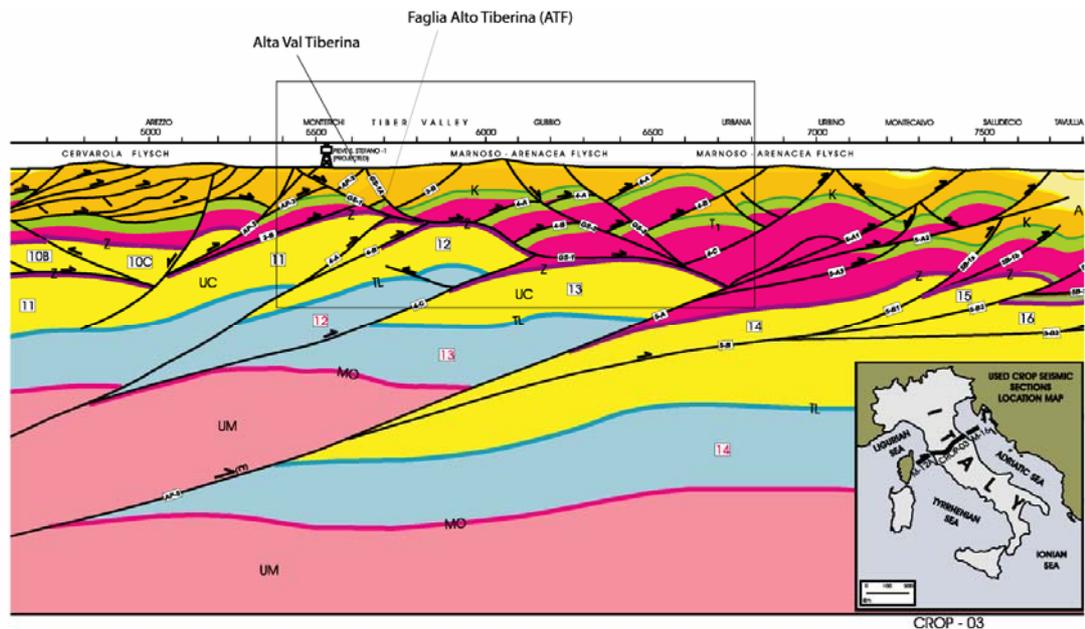


Figura 3.1: interpretazione del profilo sismico a riflessione “CROP 03” (da FINETTI et alii, 2001, modificato).

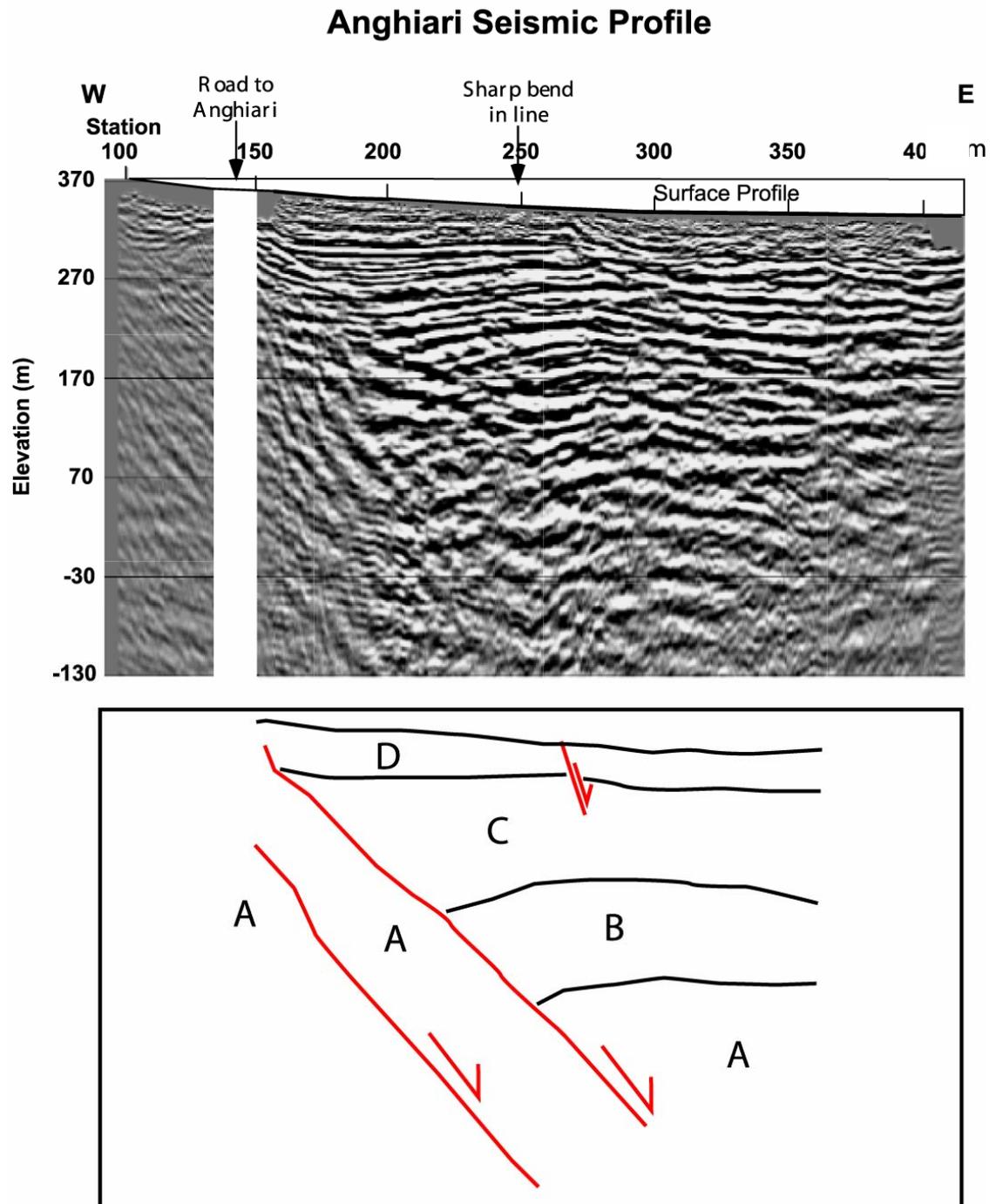


Figura 3.2: profilo sismico a riflessione ad alta risoluzione eseguito nell'ambito di una collaborazione tra il Dip. di Scienze della Terra (Univ. Firenze) e l'U.S.G.S (Denver, U.S.A.); l'ubicazione è riportata nella carta geologica allegata (Allegato 2). L'inclinazione della faglia è di circa 45°. Vengono inoltre distinte quattro diverse facies sismiche: A) substrato pre-Quaternario; B) depositi fluviali pleistocenici anteriori all'impostazione della faglia, si evidenzia la piega nei sedimenti; C) depositi alluvionali della piana del F. Tevere contemporanei all'evoluzione del sistema di Anghiari. Molto evidente il cuneo asimmetrico ed il roll-over dei sedimenti; D) depositi alluvionali più recenti che evidenziano una diversa facies sismica rispetto ai precedenti. Scala verticale = Scala orizzontale.

3.2. Il sistema trasversale

Gli elementi trasversali individuati interferiscono con il sistema attivo di Anghiari e quindi sono anch'essi da considerarsi attivi. Dal rilievo in campagna essi mostrano una cinematica complessa con strutture alla scala di affioramento di tipo inverso (fig. 3.3). In particolare, è stato riscontrato un contatto per faglia inversa tra i depositi fluviali del Pleistocene medio ed il colluvio di versante, all'interno del quale, non lontano dall'affioramento suddetto, sono stati ritrovati reperti antropici. Dato il carattere puntiforme di questi affioramenti, non è tuttora possibile stabilire la dinamica di queste deformazioni, che comunque potrebbero essere l'effetto di fenomeni di trascorrenza. Inoltre, tramite profili topografici (fig. 3.4), sono state rilevate dislocazioni a carico dei depositi alluvionali terrazzati ad opera di segmenti di questo sistema.

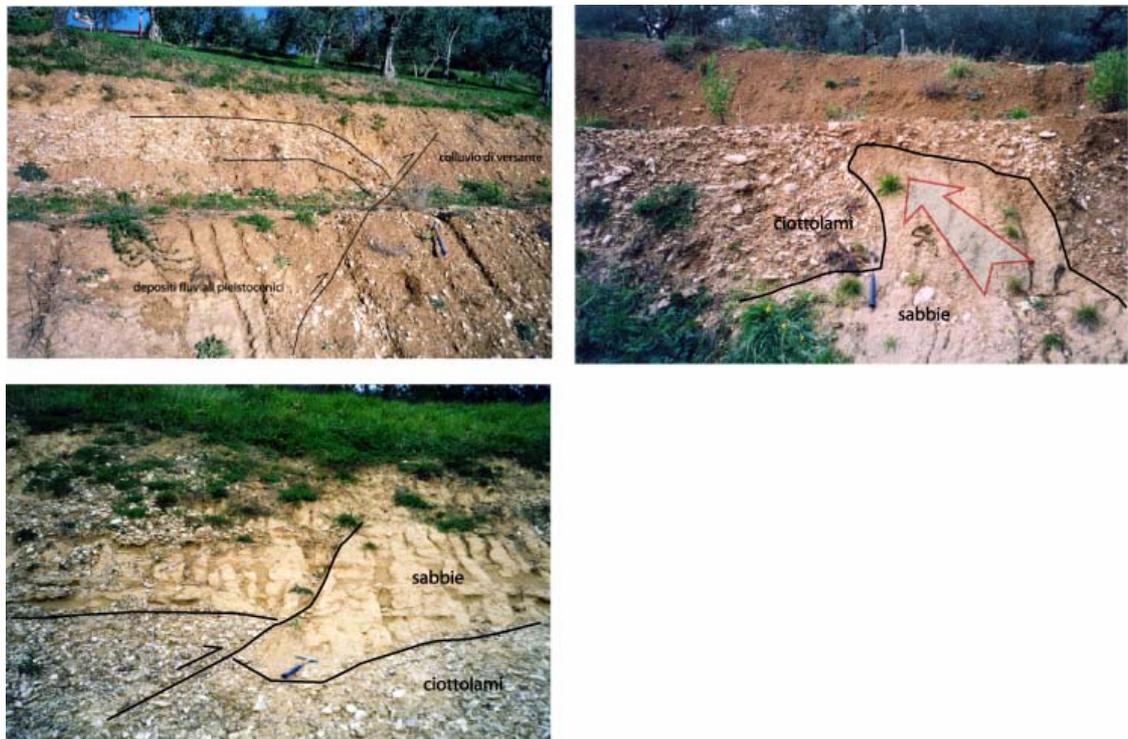


Figura 3.3: affioramenti lungo le strutture trasversali. La foto in alto a sinistra mostra una faglia inversa che pone a contatto i depositi fluviali pleistocenici che costituiscono la dorsale di Anghiari, con il colluvio di versante; la foto in basso a sinistra mostra una faglia inversa interna ai depositi fluviali pleistocenici; la foto in alto a destra mostra un tipico esempio di liquefazione dinamica in cui un dicco sabbioso intrude il livello ciottoloso sovrastante.

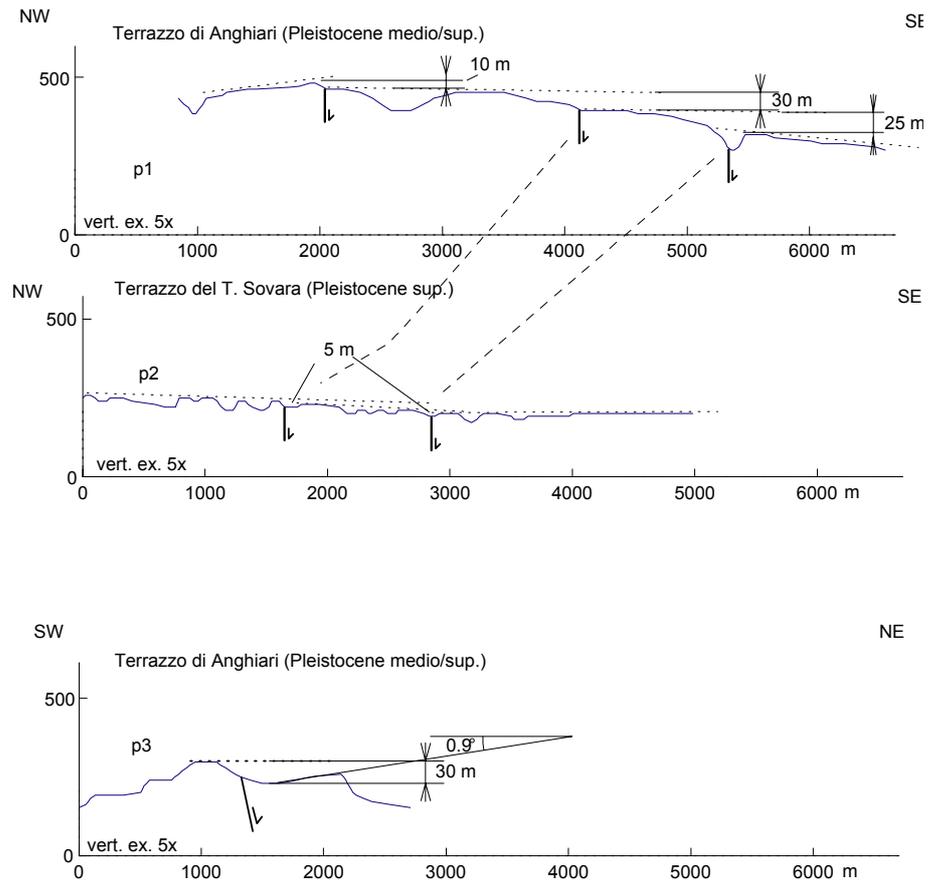


Figura 3.4: i profili lungo le alluvioni terrazzate evidenziano dislocazioni ad opera delle faglie trasversali a carico dei depositi stessi. Le tracce dei profili sono riportate nella Carta Geologica allegata (Allegato 2).

Stabilire tassi di deformazione e magnitudo attese per questo sistema è molto arduo, a causa della mancanza di datazioni precise dei depositi terrazzati, del loro carattere estremamente segmentato, e della loro cinematica complessa, che per certi aspetti non conferma il quadro tettonico distensivo regionale. Comunque questo sistema dovrebbe avere scarsa rilevanza nella sismogenesi dell'Alta Val Tiberina, poiché possiede una lunghezza trascurabile rispetto ai sistemi appenninici.

In conclusione, questi elementi trasversali potrebbero costituire delle zone di trasferimento che accomodano la diversa deformazione dei vari segmenti dei due sistemi appenninici.

3.3. Il sistema di Sansepolcro

L'analisi geologico-strutturale ha evidenziato dislocazioni di depositi fluviali terrazzati lungo rami di questo sistema. Inoltre in occasione del terremoto del 1948 sono state segnalate fessurazioni del terreno lungo il sistema di Sansepolcro (cfr. Allegato 2). Anche in questo caso è stata eseguita una sezione sismica ad alta risoluzione ai fini di accertare l'attività recente del sistema (figura 3.5), e sono state rilevate piccole faglie che dislocano riflettori molto superficiali. Inoltre i pochi indicatori cinematici rilevati mostrano una componente di scorrimento prevalentemente normale. Purtroppo non siamo in grado di stimare il tasso di scorrimento poiché non è possibile valutare l'età del riflettore interessato da fagliazione. Tuttavia possiamo confermare l'attività recente del sistema di Sansepolcro, data la sua attivazione cosismica in occasione del terremoto del 1948.

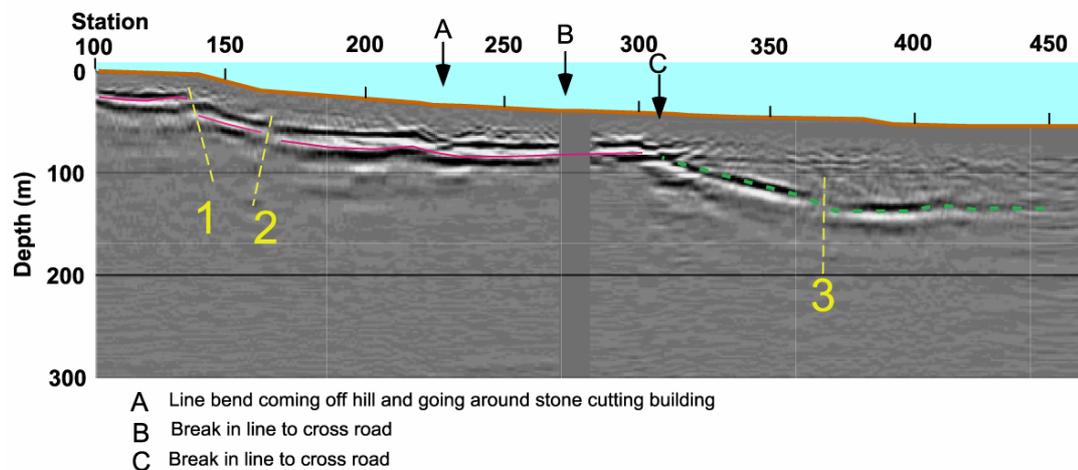


Figura 3.5: profilo sismico a riflessione ad alta risoluzione lungo il Sistema di Sansepolcro scaturito dalla collaborazione tra il Dip. Di Scienze della Terra (Univ. Firenze) e l'U.S.G.S. (Denver, U.S.A.). La traccia è riportata nella Carta Geologica allegata (Allegato 2), mentre i punti contrassegnati con i numeri in giallo evidenziano dislocazioni nei riflettori (Scala orizzontale = Scala verticale).

4. Attribuzione delle magnitudo massime attese e stima dei tempi di ricorrenza dei terremoti.

Esistono leggi empiriche, pubblicate nella letteratura scientifica che correlano la magnitudo dei terremoti con i parametri dimensionali finiti quali l'espressione geometrica (lunghezza e larghezza) della sorgente sismogenica, lo *slip* cosismico, la lunghezza della fagliazione cosismica di superficie, lo *slip rate* della faglia, etc. (WELLS & COPPERSMITH, 1994; ANDERSON et alii, 1996 *cum bib.*).

Lo studio effettuato in Mugello ed Alta Val Tiberina ha portato all'identificazione in superficie di linee di faglia che costituiscono elementi morfologici continui, aventi peculiari caratteristiche morfo-tettoniche, riscontrabili per tutta la loro lunghezza. L'origine di queste caratteristiche è legata ad un movimento omogeneo avvenuto lungo tutta la lunghezza della faglia. Assumendo che questo movimento rimanga solidale anche in occasione di un sisma, si genererebbe una fagliazione di superficie cosismica uguale alla lunghezza della traccia della faglia rilevata. Dato che in nessuna delle aree indagate sono stati trovati effetti di fagliazione cosismica, viene assegnata come lunghezza della fagliazione cosismica, la lunghezza del sistema di faglia affiorante, in base all'assunzione precedentemente enunciata.

Inoltre, attraverso alcune considerazioni che sono qui di seguito esposte, è stata tentata una stima del tempo di ricorrenza, pur in assenza di dati paleosismologici.

Assumendo che 1) la maggior parte del movimento lungo una faglia avvenga solo per spostamenti in occasione di terremoti, e che 2) ogni singola faglia produca il suo terremoto caratteristico, la cui intensità e tempo di ritorno sono legati al contesto geodinamico in cui la faglia stessa è inserita, possiamo stimare il tempo di ricorrenza dei terremoti come il rapporto tra il movimento cosismico lungo il piano di faglia, e lo *slip rate* che possiede la faglia stessa ($Tr=D/Sr$). Il parametro *Sr* (*slip rate*) viene stimato dall'analisi geologica e morfostrutturale, mentre il parametro *D* viene ricavato da fonti storiche oppure dalla lunghezza in superficie del sistema di faglia che è proporzionale allo spostamento lungo il piano di faglia prodotto dal terremoto caratteristico (WELLS & COPPERSMITH, 1994).

Nella Tabella 4.1 sono riassunti i risultati scaturiti da questo studio e che vengono qui brevemente commentati. Le applicazioni delle relazioni di WELLS &

COPPERSMITH (1994) per il bacino del Mugello forniscono dei risultati concordi con quelli documentati dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di Lavoro C.P.T.I.,1999). I tempi di ricorrenza sono dell'ordine dei 1000 anni e sono anch'essi in linea con quanto evidenziato dai dati paleosismologici per le faglie dell'Appennino. I risultati di questo studio evidenziano per il Bacino del Mugello che, in un ciclo sismico di 1200 anni, si verificano in media tre forti terremoti ($M > 6$). Non possiamo però stabilire il tempo origine di questo ciclo, data l'incompletezza del dato storico negli anni antecedenti il 1600 d.C. (BOSCHI et alii, 2000). I risultati relativi l'Alta Val Tiberina sono incompleti e assegnano valori di magnitudo massima attesa maggiori rispetto ad i valori di magnitudo stimati dagli studi macrosismici dei forti terremoti avvenuti in passato. Inoltre, dai cataloghi storici viene riscontrata in Alta Val Tiberina la presenza di cinque forti terremoti ($M > 5.5$) avvenuti negli ultimi 500 anni, che confermerebbe la presenza di più strutture sismogeniche, ancora da identificare nella loro completezza (figura 4.1).

Sistema	Lungh. Sistema [km]	Slip Rate [mm/anno]	Magn. Attesa (W&C, 1994)	Tempo di ritorno [anni]
<u>Val Tiberina</u>				
Anghiari	14.5	0.5	6.4	1011
Sansepolcro	18		6.5	
<u>Mugello</u>				
Ronta	17	0.54	6.5	1148
Sieve	15	0.7	6.4	708
Trasversale	11	0.3	6.2	810

Tabella 4.1: Sintesi dei dati ricavati e delle applicazioni delle relazioni sismotettoniche descritte nel capitolo 4.

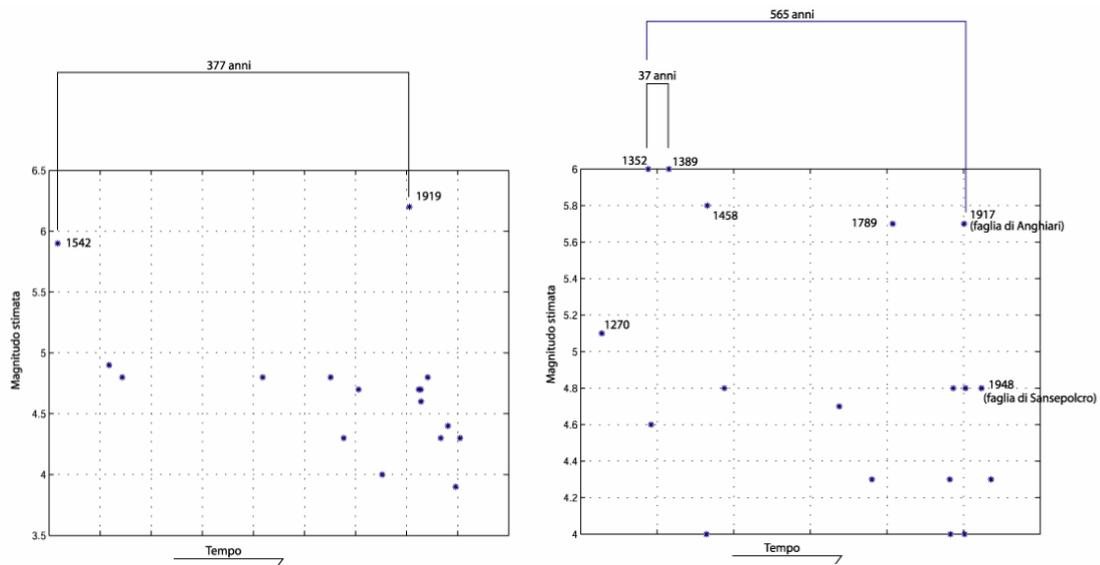


Figura 4.1: andamento nel tempo della sismicità estratta dal C.P.T.I. (1999). Lo schema di sinistra riguarda il Bacino del Mugello mentre lo schema di destra riguarda l'Alta Val Tiberina. Gli eventi di più debole intensità, che ovviamente sono i più numerosi, sono prodotti da faglie minori, le cui tracce non raggiungono la superficie terrestre. Queste faglie minori ed i terremoti ad esse associati non possono quindi essere studiati con le metodologie utilizzate in questo lavoro. Viene perciò applicato un confronto tra i tempi di ritorno stimati e solamente gli eventi di più forte intensità, che sono generati da faglie, le cui dimensioni sono compatibili con i sistemi rilevati.

Le relazioni di scala utilizzate (*Slip rate*, Tempo di ritorno, Magnitudo) sono oggetto attuale della nostra ricerca nel campo della sismotettonica e sono quindi presentate in questo lavoro in via del tutto sperimentale. Queste relazioni si basano su assunzioni che hanno un fondamento scientifico, ma che sono talvolta troppo approssimative. Inoltre il carattere approssimativo dei dati sorgente (carenza ed incertezza nelle datazioni, incompletezza dei cataloghi macrosismici, carenza di dati di sottosuolo, etc.) fornisce un'ulteriore incertezza nei risultati ottenuti. Tuttavia queste relazioni forniscono un ordine di grandezza ed alcune prime valutazioni, sulle quantità in gioco, ed inoltre servono da controprova nelle valutazioni effettuate. Possiamo in conclusione affermare che i risultati ottenuti con queste indagini risultano più affidabili per il bacino del Mugello, dove la definizione dei sistemi attivi è ben vincolata con i dati sismologici. Per l'Alta Val Tiberina invece, sebbene vi sia una geologia di superficie più chiara e supportata da maggiori dati di sottosuolo, la definizione degli aspetti sismotettonici è suscettibile di ulteriori approfondimenti.

5. Bibliografia

- ARANGUREN B.M., 1994. Un insediamento del Gravettiano nell'area dell'invaso del Bilancino in loc. Il Piano (Barberino di Mugello). *Archeologia in Alto Mugello-Mugello-Val di Sieve e il caso di S.Piero a Sieve. Atti della Giornata di Studio. San piero a Sieve 1994*.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R., 1986. Balanced cross-section and seismic problems across the Central Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35: 257-310.
- BARTOLINI C., 1980. Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (Prov. Di Lucca e di Pistoia). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 3: 42-60.
- BARTOLINI C. & PRANZINI G., 1979. Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 97 (S.Marcello Pistoiese), 105 (Lucca), 106 (Firenze). *Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, C.N.R., pubbl. 251: 481-523*.
- BARTOLINI C., BIDINI D., FERRARI G.A., MAGALDI D., 1984. Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali situate fra Serchio e Ombrone pistoiese. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7: 3-9.
- BARTOLINI C., 2001. When did the northern Apennines become a mountain chain? *Workshop Uplift and Erosion: Driving Processes and Resulting Landforms, September 20 and 21, 2001 Certosa di Pontignano (Siena). Abstract, pp. 13-14*.
- BENVENUTI M., 1996. Carta geologica del Bacino Fluvio-Lacustre del Mugello (Firenze)(scala 1:50.000). *ARCA Ed.*
- BENVENUTI M., 1997. Physical stratigraphy of the fluvio-lacustrine Mugello Basin (Plio-Pleistocene, northern Apennines, Italy). *Giornale di Geologia, ser. 3°, vol. 59/1-2: 91-111*.
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G. & SGAVETTI M., 1977. Analisi della distribuzione plano-altimetrica della paleosuperfici nell'Appennino Emiliano Occidentale. *Ateneo Parmense, Acta Nat.*, 13: 645-656.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P., 2000. Catalogo dei forti terremoti italiani dal 461 a.C. al 1997. *Annali di Geofisica, vol. 43, n. 4: 609-868 con CD-ROM*.
- BULGARINI D'ELCI G., CERTINI L., GABBANI G. & NAPOLEONE G., 1977. Primi risultati della misura dell'attività sismica nel bacino del Mugello. *Ateneo Parmense*.
- CANUTI P., PRANZINI G. & SESTINI G., 1966. Provenienza e ambiente di sedimentazione dei ciottolami del Pliocene di S. Casciano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 5: 340-364.
- CAPACCI C., 1920. Osservazioni geotettoniche sul terremoto mugellano del 29 Giugno 1919. *Atti della R. Acc. dei Georg., Firenze, pp. 182-194*.
- CLERICI A., 1988. Considerazioni morfotettoniche sul versante padano dell'Appennino fra il fiume Secchia ed il fiume Santerno in base all'analisi delle "superfici pianeggianti". *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 1: 89-106.
- COOPER C. & BARBI L., 1986. Geology of the Central Sibillini Mountains. *Mem. Soc. Geol. It.* 35: 323-347.
- DAVIS J.C., 1996. Statistics and data analysis in Geology. *John Wiley & sons Eds: 381-388*.

- FACCENNA C., NALPAS T., BRUN J.P., DAVY P. & BOSI V., 1995. The influence of pre-existing thrust faults on normal fault geometry in nature and in experiments. *Journal of Structural Geology*, vol. 17, no. 8: 1139-1149.
- FINETTI I., BOCCALETTI M., BONINI M., DEL BEN A., GELETTI R., PIPAN M. & SANI F., 2001. Crustal section based on CROP seismic data across the north Tyrrhenian-Northern Apennines-Adriatic Sea. *Tectonophysics*, 343, 135-163.
- GASPERINI P., BERNARDINI F., VALENSISE G. & BOSCHI E., 1999. Defining seismogenic sources from historical earthquake felt reports. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 89, no. 1: 94-110.
- GEMINA, 1962. Ligniti e torbe dell'Italia continentale. *Roma*, pp. 61-75.
- GHISETTI F., BARCHI M., BALLY I.W., MORETTI I. & VEZZANI L., 1993. Conflicting balanced structural section across the Central Apennines (Italy): problems and implications. In: *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III* (Spencer A.M., ed.). *Spec. Publ. Euro. Ass. Petrol. Geosci.* 3: 219-231.
- LANDUZZI A., 1991. Structural setting and landforms in the Marnoso-Arenacea of the Alta Romagna Apennines (Italy): an approach to neo-tectonics. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110: 581-600.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI P., 1987. Contractional and extensional tectonics along the transect Trasimeno Lake-Pesaro (Central Italy). In: *The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research* (Borioni A., Bonafede M., Piccardo G.B., Vai G.B. Eds.). *Atti Convegno Lincei* 80: 139-142.
- MARTINI I.P. & SAGRI M., 1993. Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth Science Reviews*, 34: 197-233.
- ODDONE E., 1918. Il terremoto dell'alta valle del Tevere del 26 aprile 1917. *Bollettino della Società Sismologica Italiana*, vol. 21 (1917-1918): 9-27.
- RINALDI M. & RODOLFI G., 1995. Evoluzione olocenica della pinaura alluvionale e dell'alveo del fiume Sieve nel Mugello (Toscana). *Geogr. Fis. Din. Quatern.*, 18: 57-75.
- SANESI G., 1965. Geologia e morfologia dell'antico bacino lacustre del Mugello – Firenze. *Boll. Soc. Geol. It.*, 84(3): 169-252.
- SESTINI A., 1940. Osservazioni geomorfologiche sull'Appennino Tosco-Emiliano tra il Reno e il Bisenzio. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, 48: 1-18.
- SESTINI A., 1981. Un'antica superficie d'erosione nei Monti del Chianti. *Riv. Geogr. It.*, 88: 214-220.
- VANNUCCI G., 1999. Individuazioni di strutture attive nell'Appennino centro-settentrionale sulla base di dati macrosismici storici. *Tesi di Dottorato di Ricerca in Tettonica e Geologia Strutturale*, XII ciclo. *Univ. di Camerino*, 249 pp.