

ANALISI PALEOSISMOLOGICHE LUNGO LA FAGLIA DEL M. MARINE (ALTA VALLE DELL'ATERNO): RISULTATI PRELIMINARI

Marco Moro¹, Vittorio Bosi², Fabrizio Galadini³, Paolo Galli², Biagio Giaccio³, Paolo Messina³,
Andrea Sposato³

¹INGV, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma (e-mail: moro@ingv.it)

²SSN, Servizio Sismico Nazionale, Roma (e-mail: vittorio.bosi@serviziosismico.it, paolo.galli@serviziosismico.it)

³CNR, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, sez. di Roma-Tor Vergata, Roma
(e-mail: f.galadini@igag.cnr.it, p.messina@igag.cnr.it, b.giaccio@igag.cnr.it, a.sposato@igag.cnr.it)

RIASSUNTO

Il versante sudoccidentale del M. Marine è caratterizzato da una faglia normale ad andamento NW-SE, ritenuta responsabile della formazione del bacino intermontano dell'Alto Aterno. L'area è stata interessata dal terremoto del 2 febbraio 1703 ($M_e=6.7$). Nel corso delle indagini per la realizzazione di una "Cartografia geologica prototipale" sono state individuate alcune scarpate di faglia poste alla base del M. Marine, con direzione WNW-ESE, da ricondurre all'attività recente della faglia. L'identificazione delle scarpate di faglia ha suggerito di avviare un'analisi paleosismologica nell'area. In particolare, è stata realizzata una trincea attraverso una delle scarpate. I risultati ottenuti hanno evidenziato l'occorrenza di un minimo di cinque eventi di dislocazione nell'ambito degli ultimi ca. 15.000 anni, il più recente dei quali è probabilmente da legare al terremoto del febbraio 1703, come evidenziato dalla presenza di colluvi storici fagliati e delle evidenze storiche relative agli effetti geologici del terremoto nell'area investigata. Gli studi paleosismologici hanno fornito maggiori vincoli sull'ipotesi di associazione tra l'evento del 1703 e la faglia del M. Marine. Attraverso l'applicazione di relazioni empiriche che legano la magnitudo momento con la lunghezza della faglia e considerando la struttura del M. Marine come parte del sistema di faglie di L'Aquila (circa 25 km di lunghezza), è possibile ipotizzare che l'attivazione della sorgente, la cui espressione superficiale si manifesta con il sistema menzionato, sia in grado di produrre terremoti con M_w prossima a 6.7.

ABSTRACT

Paleoseismological analyses along the Mt. Marine Fault (High Aterno Valley): preliminary results. *The south-western side of Mt. Marine is characterized by a NW-SE trending normal fault, which has been responsible for the formation of the Alto Aterno intermontane basin. This area was affected by the earthquake of 2 February 1703 ($M_e=6.7$), which represents the last seismic event of a sequence characterized by two other main earthquakes occurred during January 1703.*

During investigations aimed at realizing a "Prototipe Geological Map", some fault scarps (WNW-ESE trending), have been recognized at the base of Mt. Marine; these scarps are related to the recent fault activity. The identification of the fault scarps suggested to perform paleoseismological analyses in the area. A trench was dug across the 10-m-high southernmost scarp. On the basis of the sedimentological and paleoenvironmental characteristics, the stratigraphic sequence recognized within the trench was divided in 4 different complexes, separated by 3 fault zones. The different ages of the defined complexes has been confirmed by the results of the radiocarbon analysis. Paleoseismological analyses indicate the occurrence of a minimum of five displacement events within the last 15,000 years; the most recent of these events is probably related to the 2 February 1703 earthquake, as indicated by the displacement of historical colluviums and by the historical information on the geological coseismic effects in the investigated area. Displacements observed along the secondary faults of the main fault zones vary between 0.10 and 0.60 m. Considering the magnitude ($M_e=6.7$) associated with the 2 February 1703 earthquake and on the basis of the empirical relationships between earthquake magnitude and surficial displacement, a maximum displacement per event of about 1 m can be expected. Paleoseismological studies provided, therefore, further information about the association between the 1703 seismic event and the Mt. Marine fault. Also the magnitude related to this event ($M_e=6.7$) is comparable with the M_w (6.7) which can be derived from the equations linking this kind of magnitude with the length of the surficial fault expression of the entire L'Aquila fault system (about 25 km).

Parole chiave: scarpata di faglia, Italia centrale, fagliazione superficiale, paleoterremoto, paleosismologia

Keywords: fault scarp, central Italy, surface faulting, paleoearthquake, paleoseismology.

1. INTRODUZIONE

Nell'ambito del progetto per la realizzazione di una "Cartografia geologica prototipale" (accordo di programma tra Servizi Tecnici Nazionali, Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche) sono stati eseguiti rilievi di campagna finalizzati alla definizione dell'assetto geologico evolutivo della zona dell'Alta Valle dell'Aterno. Nel corso delle indagini sono state riconosciute alcune scarpate di faglia nella fascia pedemontana del M. Marine, con direzione WNW-ESE. La formazione di tali scarpate è da ricondurre all'attività

recente della faglia che borda, per l'intera lunghezza, il versante sudoccidentale del M. Marine. Questa ha un andamento medio da NW-SE a WNW-ESE ed è ritenuta responsabile della formazione del bacino intermontano dell'Alto Aterno (Bosi, 1975; Blumetti, 1995; Blumetti *et al.*, 1996; Basili *et al.*, 1997; 1999).

In questo lavoro vengono descritti i primi risultati ottenuti dallo studio di una trincea paleosismologica scavata attraverso una delle scarpate di faglia menzionate associate alla struttura del M. Marine. Mediante l'osservazione delle foto aeree, la mappatura e il riconoscimento sul terreno della scarpata, sono stati identifica-

ti siti potenziali per lo scavo di trincee esplorative. La realizzazione di una trincea paleosismologica ha permesso di determinare la natura tettonica della scarpata; quest'ultima è risultata essere l'espressione superficiale di una faglia diretta parallela al versante di faglia e responsabile della dislocazione di depositi alluvionali, di versante e di coltri colluviali recenti (Olocene) (Fig. 1). L'analisi condotta ha fornito informazioni sulla cinematica della struttura ed ha permesso il riconoscimento di eventi di dislocazione cosismica recenti.

A questo proposito va ricordato che l'area è stata interessata da un terremoto distruttivo il 2 febbraio 1703 ($M_e=6.7$, Gruppo di Lavoro CPTI, 1999). Inoltre Blumetti (1995), in base all'osservazione di dislocazioni di depo-

siti colluviali tardo pleistocenici e delle descrizioni storiche degli effetti indotti sul terreno dal terremoto del 1703, ha ipotizzato l'attivazione della faglia del M. Marine proprio in occasione di questo terremoto.

Dopo l'inquadramento geologico dell'area ed alcune indicazioni sulla sismicità, un ampio capitolo del presente lavoro è dedicato ai vari aspetti connessi all'analisi paleosismologica: dall'individuazione e caratterizzazione della scarpata di faglia, alla realizzazione della trincea, descrizione delle varie unità dislocate individuate, interpretazione in termini stratigrafici e inquadramento cronologico dei singoli eventi di fagliazione individuati. Alcune implicazioni dei risultati ottenuti saranno evidenziati nelle conclusioni.

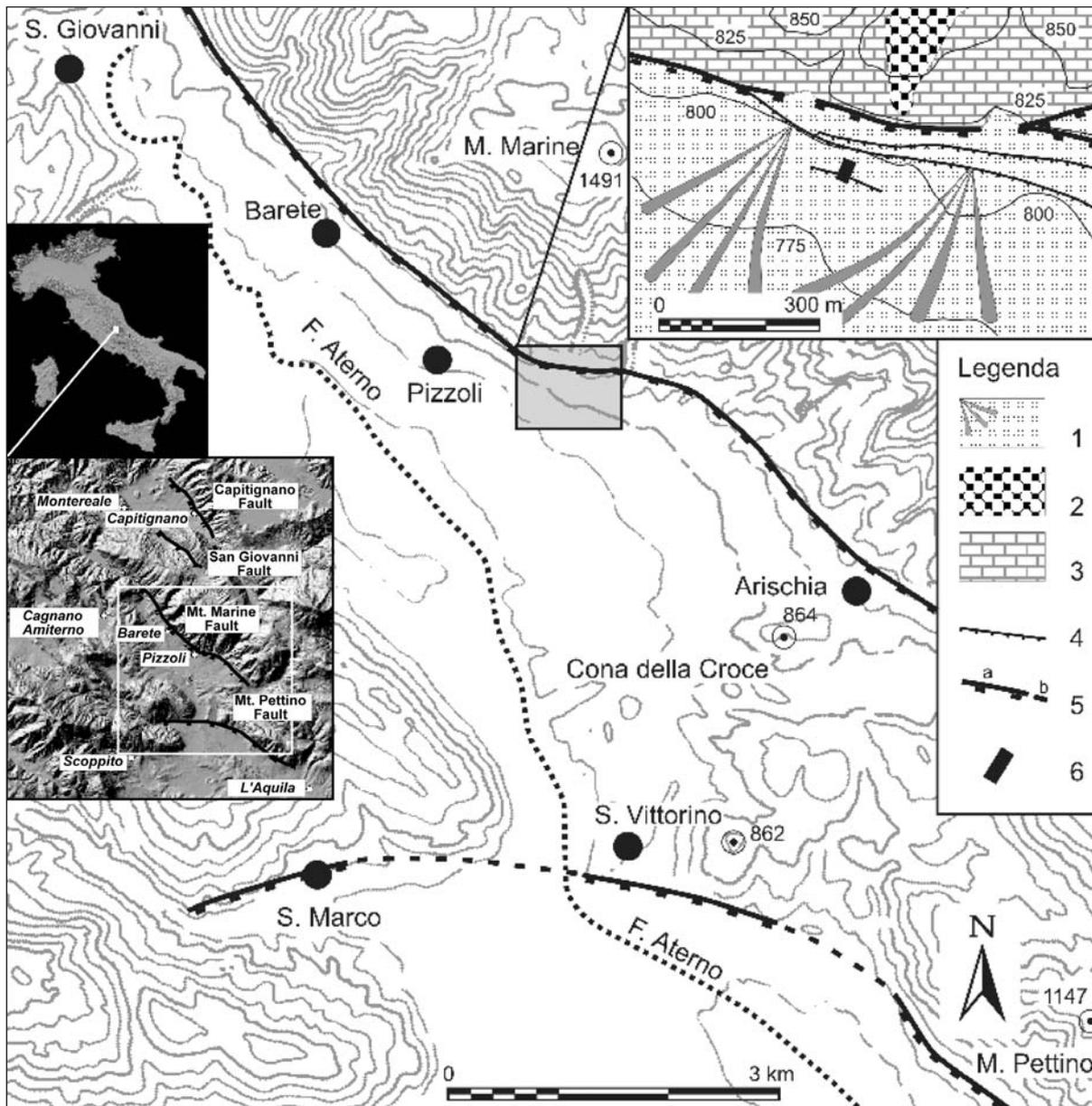


Figura 1. Localizzazione ed inquadramento geologico del sito. 1, sedimenti sabbioso-limosi e coltri colluviali; 2, breccie calcaree di versante; 3, successione carbonatica; 4, scarpate di faglia secondarie; 5, faglia diretta (a) e suo probabile prolungamento (b); i trattini indicano la parte ribassata; 6, sito della trincea.

Geological framework and location of the site. 1, sandy-silty sediments and colluvial deposits; 2, slope-derived calcareous breccias; 3, carbonate succession; 4, secondary fault scarps; 5, normal fault (a) and its probable extension (b); hatching on downthrown side; 6, trench site.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA

L'alta valle del F. Aterno è una depressione allungata in direzione NW-SE all'interno della dorsale appenninica, nel settore più settentrionale dei rilievi abruzzesi. Nel tratto tra Barete e Arischia la valle si immette in un'ampia depressione in gran parte di origine tettonica, bordata dalla faglia del M. Marine, che tende a congiungersi verso sud con la conca aquilana.

I rilievi che bordano la valle sono costituiti da rocce calcareo-dolomitiche appartenenti alla successione meso-cenozoica laziale-abruzzese, mentre in prossimità del fondovalle affiorano depositi fluviali e lacustri plio-quadernari terrazzati e depositi clastici di versante; solo nel tratto a nord di S. Giovanni, il fondovalle dell'Aterno è inciso anche nei depositi silicoclastici miocenici.

Per quanto riguarda gli studi di tettonica plio-quadernaria, i dati geologici disponibili per quest'area sono riportati in Bosi (1975), Blumetti (1995), Bagnaia *et al.* (1996), Blumetti *et al.* (1996), Basili *et al.* (1997), Basili *et al.* (1999), Galadini (1999) e Galadini & Galli (2000). Più recentemente, Bosi *et al.* (2000) e Moro *et al.* (2001) hanno realizzato una carta geologica in cui sono rappresentati gli eventi sedimentari ed erosivi occorsi durante il Plio-Quaternario. Dall'analisi delle informazioni contenute nella carta emerge un quadro di evoluzione geologica caratterizzato dalla presenza di almeno nove episodi sedimentari e numerosi eventi erosivi.

Dal punto di vista dell'assetto strutturale, va evidenziato il fatto che la faglia del M. Marine fa parte di un sistema composto da quattro segmenti principali (Fig. 1) - disposti en-echelon con *step-over* destro (Galadini, 1999; Galadini & Galli, 2000; Galadini & Messina, 2001) - che si sviluppa tra il bacino di Capitignano (a nord dell'area studiata) e la città di L'Aquila. Nell'ambito dell'intero sistema di faglia, tuttavia, le evidenze più marcate di attività tardo-quadernaria riguardano proprio il segmento di M. Marine e quello subito a sud, noto come faglia del M. Pettino. Il primo ha andamento da NW-SE a WNW-ESE e si sviluppa tra gli abitati di Marana e Arischia, mentre il secondo, con andamento da NW-SE ad E-W, termina verso NW tra gli abitati di S. Vittorino e S. Marco e verso sud a ridosso di L'Aquila (Fig. 1). Entrambe le faglie, ritenute attive nel Pleistocene superiore-Olocene (Bosi, 1975; Blumetti, 1995; Blumetti *et al.*, 1996; Basili *et al.*, 1997; Basili *et al.*, 1999; Galadini & Galli, 2000), sono caratterizzate da evidenti scarpate di faglia in roccia e, spesso, da ampie zone cataclastiche laddove tagliano la serie meso-cenozoica.

3. SISMICITÀ DELL'ALTO ATERNO

Le informazioni riguardanti la sismicità storica evidenziano che l'area è stata interessata nel 1703 da una delle più distruttive sequenze sismiche che hanno interessato l'Italia peninsulare. La sequenza è caratterizzata da tre eventi principali, di cui l'ultimo (2 Febbraio), con epicentro nella zona di L'Aquila, è risultato di intensità pari a X MCS (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999). La cronologia degli eventi principali (14 gennaio, 16 gennaio, 2 febbraio) e l'ubicazione delle aree epicentrali evidenziano l'attivazione progressiva di sorgenti sismogenetiche in direzione appenninica, da nord verso sud.

Le numerose scosse causarono rilevanti effetti sull'ambiente, descritti da Grimaldi (1703), Uria de Llanos (1703) e Parozzani (1887): voragini e spaccature nel terreno, fuoriuscita di materiale infiammato e di gas sulfurei, dissesti di vario tipo e modifiche nell'andamento del corso dei fiumi, formazione di laghi di piccole dimensioni. In particolare, nei dintorni di Arischia si formarono due aperture nel terreno dalle quali fuoriuscirono pietre e grandi quantità d'acqua, con formazione di un piccolo bacino idrico. Nei monti vicini alla località Colle vi fu caduta di massi e si aprirono spaccature nel terreno: in una di queste, lunga circa 3 km (2 miglia), precipitarono anche alcune pecore. A Pizzoli è ricordata l'apertura di due fenditure, da una delle quali uscì una grande quantità di materiale roccioso e dell'acqua bianca che aveva formato un laghetto.

Per quanto riguarda altri terremoti distruttivi, l'informazione storica evidenzia che l'area aquilana è stata interessata da una delle scosse della disastrosa sequenza del 1349 (I pari a IX-X MCS a L'Aquila, Monachesi & Stucchi, 1997). Prima di questo evento, tuttavia, l'area aveva già subito il terremoto del 1315, i cui effetti sono, tuttavia, poco noti. Successivamente, L'Aquila e l'alto Aterno sono stati interessati dal terremoto del 1461 e da quello del 1762 (I X e IX rispettivamente a L'Aquila) con effetti non paragonabili a quelli dei terremoti del 1349 e del 1703.

Gli unici dati sismologici strumentali relativi alla sismicità minore dell'alta valle dell'Aterno sono stati pubblicati da Bagnaia *et al.* (1996). In tale lavoro sono stati analizzati i dati raccolti, a partire dal 1992, da una rete locale gestita dal Servizio Sismico Nazionale in collaborazione con il Dipartimento di Fisica dell'Università di L'Aquila. L'attività sismica risulta concentrata in due sequenze, una nell'agosto del 1992 (Mmax = 3.9) e l'altra nel giugno 1994 (Mmax = 3.7). Lo sciame della prima sequenza è localizzato tra il M. San Franco ed il M. Stabiata con una concentrazione degli ipocentri all'interno di una stretta fascia tra 8 e 12 km. Le soluzioni focali indicano meccanismi *dip-slip* con piani di faglia a direzione prevalente NW-SE ed assi T orientati in direzione antiappenninica, compatibili con il regime tettonico distensivo che caratterizza questo settore dell'Appennino centrale. Nel 1994 l'area è stata interessata da un secondo sciame con un evento principale, il 2 giugno, di magnitudo pari a 3.7. La distribuzione spaziale degli eventi è concentrata in una fascia adiacente le località di Barete, Pizzoli e M. Marine. Secondo Bagnaia *et al.* (1996) gli ipocentri proiettati in direzione E-W interessano volumi focali raggruppati nei primi 15 km di crosta, a profondità tipiche dei terremoti appenninici.

4. INDAGINI PALEOSISMOLOGICHE

4.1 Geomorfologia del sito

La scelta del sito della trincea è il frutto di analisi morfologiche eseguite nell'ambito degli studi per la realizzazione di una carta geologica prototipale (Bosi *et al.*, 2000; Moro *et al.*, 2001). Oltre alla scarpata principale, ubicata al piede del versante carbonatico, sono state evidenziate tre ulteriori scarpate di altezza variabile tra 10 e 20 metri (Fig. 1). Queste scarpate sono state ritenute di origine tettonica in base ai seguenti elementi:

- non sono riferibili alla successione terrazzata dell'alta valle dell'Aterno;

- non sono riferibili ad attività antropica (i muri a secco osservabili lungo alcuni tratti delle scarpate sono di limitata altezza ed hanno il solo scopo di impedire fenomeni franosi di piccola entità in una zona densamente abitata).

L'analisi delle foto aeree ed i rilievi sul terreno lungo le scarpate che interessano i depositi di versante hanno mostrato che in generale questi tre elementi morfologici interessano principalmente aree caratterizzate da erosione durante l'Olocene. L'esiguità di affioramenti di depositi olocenici ha consentito di identificare in questa fase due soli siti per lo scavo di trincee esplorative. I siti identificati si localizzano sulla scarpata più meridionale rispetto alle tre riconosciute (Fig. 1). In questa area la faglia assume una direzione WNW-ESE.

Nella figura 1 sono riportate le unità affioranti in prossimità del sito paleosismologico. Oltre alle formazioni calcareo-dolomitiche presenti sul versante di M. Marine, sono state evidenziate due unità riferibili al Pleistocene superiore - Olocene:

- l'Unità 1 è costituita da più livelli sabbioso-limosi e da coltri detritiche provenienti dai soprastanti versanti; comprende inoltre i depositi di due conoidi detritiche (Pleistocene sup. - Olocene).

- l'Unità 2 è costituita da breccie calcaree di versante ben stratificate a cui si intercalano alcuni livelli centimetrici sabbioso-limosi ricchi di materiale organico. Le datazioni con il metodo del radiocarbonio eseguite su due di questi livelli hanno fornito età rispettivamente di 31.710 ± 760 e 23.330 ± 300 yr B.P. (Galadini & Galli, 2000). Questa unità è dislocata dal sistema di faglie pre-

senti al piede del versante del M. Marine e nel settore ribassato della struttura i depositi non affiorano in quanto ricoperti da unità più recenti.

4.2 Aspetti tecnici dell'analisi paleosismologica

La trincea è stata scavata trasversalmente alla scarpata di faglia (Fig. 2) con direzione N25°E, è lunga circa 28 metri, raggiunge una profondità e larghezza media di 2 metri ed interessa depositi alluvionali, colluviali e di versante.

Allo scopo di cartografare in dettaglio le pareti della trincea, è stato applicato un reticolo a maglie quadrate di un metro di lato e nelle zone in cui necessitava un maggior dettaglio stratigrafico la larghezza delle maglie è stata portata a 0.5 m di lato. I dati desumibili dalle pareti della trincea sono stati trasferiti su carta millimetrata in scala 1:20. Sono state altresì effettuate riprese fotografiche di dettaglio delle pareti con fotocamera digitale, a distanza fissa (circa 1 m) per ogni fotogramma. Ciò ha permesso di realizzare un fotomosaico delle pareti, grazie alla retrodeformazione delle immagini vincolata dalla geometria del reticolo.

L'età dei paleoeventi è stata vincolata sulla base di datazioni radiometriche ^{14}C effettuate su campioni prelevati dalle unità stratigrafiche. Le datazioni sono state eseguite presso il laboratorio Beta Analytic Inc. (Miami-Florida). Le età convenzionali sono state calibrate da Beta Analytic utilizzando il database INTCAL98 di cui in Stuiver et al. (1998).

La conoscenza dei processi deposizionali ed erosivi, relativi all'evoluzione geologica del Pleistocene superiore-Olocene in questo settore appenninico, ha permesso di definire una cronologia relativa per i com-

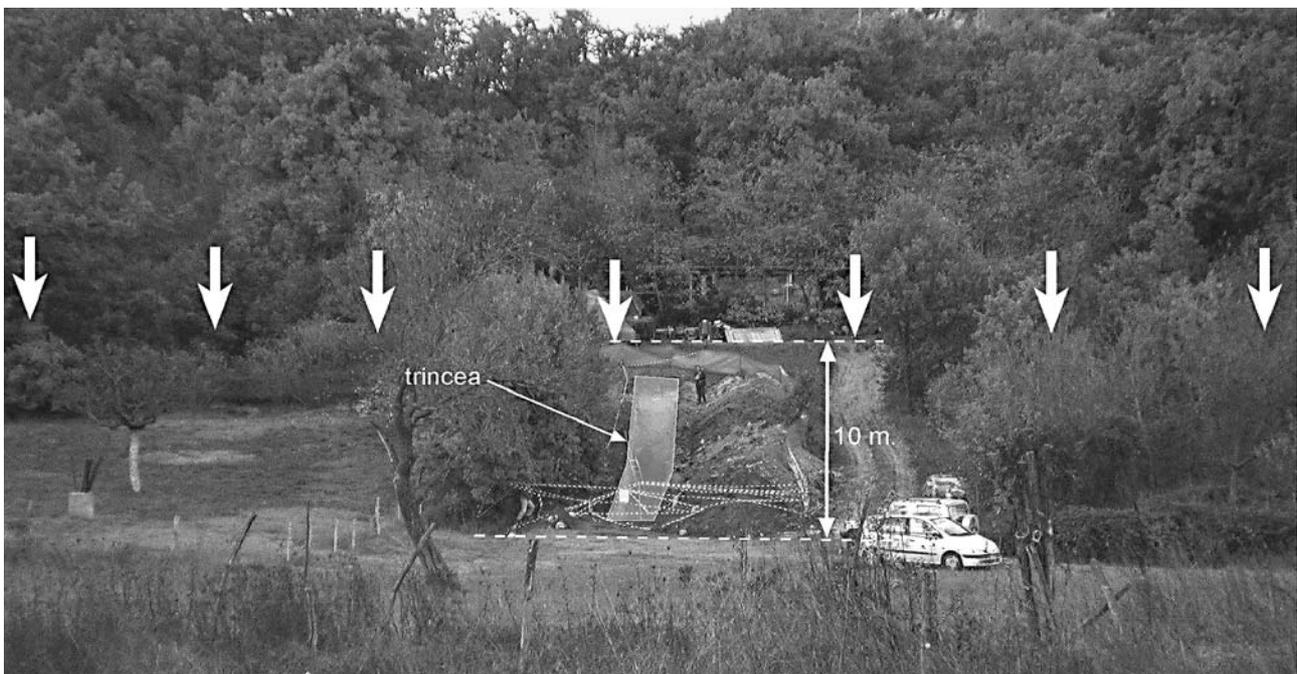


Figura 2. Veduta panoramica del sito paleosismologico. Le linee a tratteggio indicano la parte superiore ed inferiore della scarpata di faglia. Le frecce mostrano l'andamento in superficie della scarpata.

View of the paleoseismological site. Dashed lines indicate the top and the bottom of the fault scarp. Arrows shows the superficial pattern of the scarp.

plessi sedimentari riconosciuti. Come mostrato nel seguito, ciò ha consentito di superare alcune difficoltà legate alla definizione di vincoli cronologici mediante datazioni quantitative.

4.3 Contesto stratigrafico e misure radiocarboniche

Nell'ambito della successione indagata sono state riconosciute 10 unità distinte sulla base dei principali caratteri lito-pedostratigrafici e del loro significato sedimentologico-paleoambientale (Tab. 1). I rapporti stratigrafico-tettonici esistenti fra le unità attraversate dalla trincea permettono, inoltre, di suddividere l'intera successione in quattro principali complessi (Fig. 3). I principali elementi di discontinuità stratigrafica che consentono una simile suddivisione sono rappresentati dalle tre zone di deformazione A, B e C (Fig. 3, 4, 5, 6 e 7). I quattro gruppi di unità, che attraverso tali elementi vengono a contatto fra loro, non mostrano infatti alcun tipo di affinità sedimentologico-stratigrafica; essi pertanto possono essere trattati come complessi discreti stratigraficamente e cronologicamente ben distinti gli uni dagli altri. Tale suddivisione è corroborata dalla cronolo-

gia radiocarbonica disponibile riportata in Tab. 2.

4.3.1 Indizi cronologici forniti dal contesto stratigrafico-paleoambientale

Sebbene in ambito paleosismologico le misure cronometriche siano un requisito essenziale, esse in ogni caso costituiscono solo una parte del complesso di dati necessari per la definizione di una precisa cronologia della sequenza stratigrafica e degli eventi paleosismici riconosciuti. Nel caso in esame, il riconoscimento di alcuni elementi di potenziale valenza tefrocronologica nonché l'analisi dell'evoluzione stratigrafico-paleoambientale della successione indagata permettono di migliorare e ridefinire il quadro cronologico fornito dalle misure radiocarboniche.

Per quanto concerne la parte più antica della successione (complesso 1 Fig. 3 e 5), l'elemento più significativo ai fini cronologici è senza dubbio rappresentato dalla sequenza costituita dal tephra ridepositato (Unità 8a e 8b) e dal paleosuolo che ne interessa il tetto (Unità 7a) la cui frazione organica ha fornito un'età di 30.110 ± 310 yr ^{14}C B.P. La componente vulcanica del tephra rimaneggiato è costituita in larga misura (>90%)

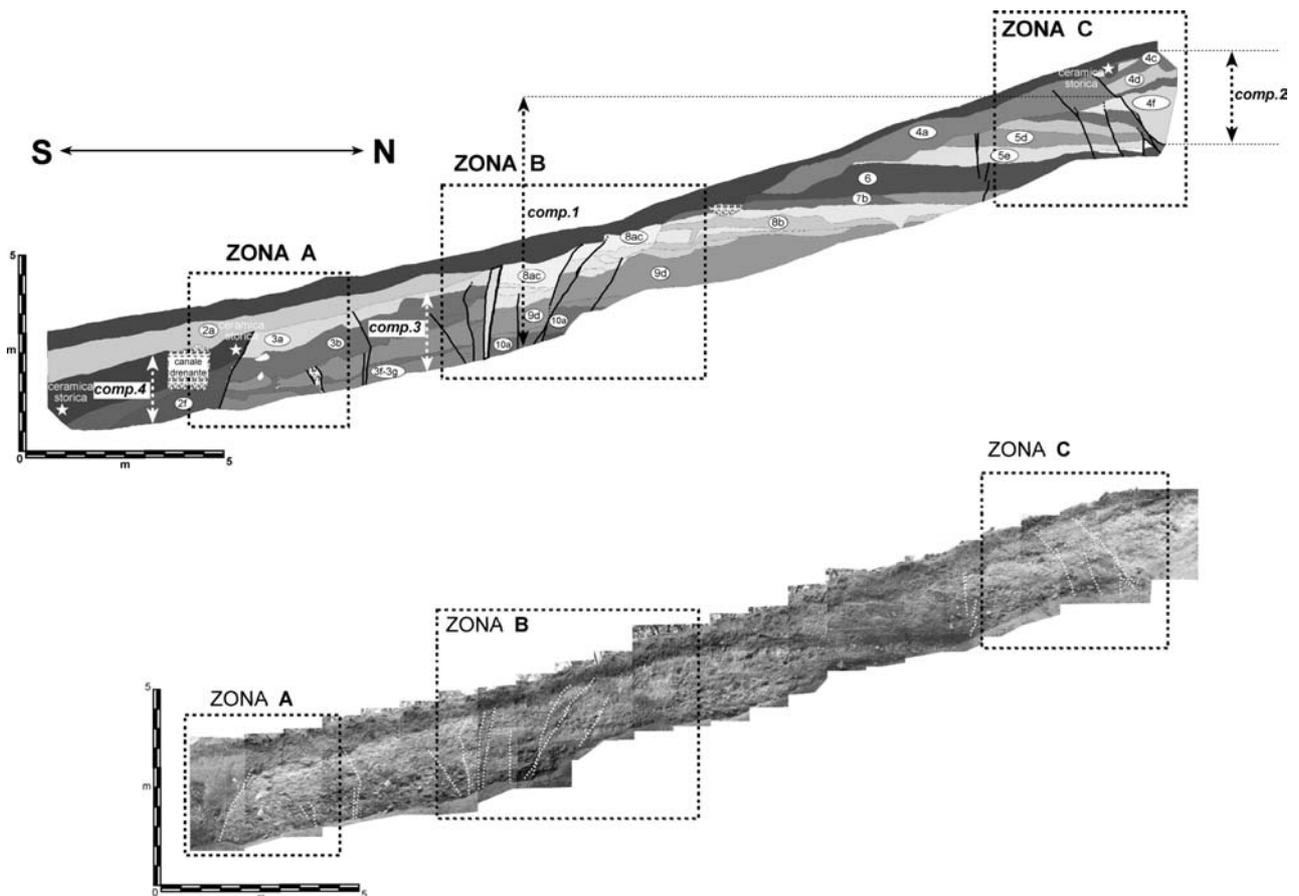


Figura 3. Riproduzione grafica e fotomosaico della parete ovest della trincea. Sono indicate con i riquadri a tratteggio le tre zone principali di deformazione A,B,C. Le unità stratigrafiche così come le zone principali di faglia vengono descritte nel testo. Le faglie sono indicate in nero nello schema grafico ed a tratteggio bianco nel fotomosaico.

Sketch and photomosaic of the western trench wall. Dashed squares indicate the three principal deformation zones A,B,C. Stratigraphic units and the principal fault zones are described in the text. Faults are indicated with black lines in the sketch and with white dashed lines in the photomosaic.

da ceneri molto sottili, dal tipico colore giallastro assunto dai vetri in seguito ad un processo di alterazione, mentre la frazione psammittica si compone di vetro grigio ben vescicolato associato a fenocristalli di mica, piro-seno e plagioclasio in abito discretamente conservato. Il paleosuolo limoso, si presenta ben sviluppato (spessore 70-100 cm) con un orizzonte B bruno-nerastro (7,5YR3/2) che, tramite un orizzonte nodulare discontinuo, sfuma gradualmente in C. Entrambi gli orizzonti B e C sono ben distinti e rappresentati, mentre l'orizzonte A, troncato al tetto da una superficie di erosione, affiora solo in lembi residui.

A completamento di quanto osservato, va ricordato che a meno di un chilometro ad est della trincea, nell'abitato di Frattole, Blumetti (1995) ha descritto una sequenza di depositi quaternari recenti interessata da un fitto e complesso sistema di faglie dirette. Questa

successione presenta nella parte alta un paleosuolo, sviluppato su tephra giallastro, che ha fornito un'età di 29.690 ± 1110 yr ^{14}C B.P. del tutto simile a quella del paleosuolo rinvenuto nella trincea paleosismologica (in seguito PT). Un esame delle caratteristiche mineralogico-sedimentologiche del livello pedogenizzato e del *parent material* del paleosuolo di Frattole (in seguito PF) hanno inoltre evidenziato forti analogie lito-pedostratigrafiche fra i due paleosuoli che, in aggiunta ai dati cronometrici, ne confermano la correlazione.

Sui rilievi carbonatici dell'Appennino centrale è stato identificato, in diversi contesti deposizionali subaerei, un *pedomarker* tardopleistocenico sviluppatosi su un tephra rimaneggiato correlato all'Ignimbrite Campana (Frezotti & Narcisi, 1996). Il paleosuolo è classificato come un andosuolo sviluppatosi sotto condizioni climatiche temperato umide, evolutosi a Luvisol in seguito ad

Tabella 1. Descrizione litostratigrafica, interpretazione sedimentologica e cronologia della trincea Marruci 1.

Lithostratigraphic description, sedimentological interpretation and chronology of the Marruci 1 trench.

Unità	Liv.	Descrizione	Interpretazione	Misure ^{14}C	Età (ky BP)
10	a-c	Ghiaie grossolane caotiche con elementi eterometrici e poco elaborati in scarsa matrice sabbiosa. Verso l'alto le ghiaie passano a livelli decimetrici di sabbie fini.	Sedimenti alluvionali		
9	a-e	Ghiaie stratificate (clast-supported) con elementi calcarei subarrotondati passanti verso l'alto a sabbie fini interessate da patine manganesifere.	Sedimenti alluvionali		>39,3
8	a-b	Sabbie fini e silt giallastro a prevalente componente vulcanica con intercalazioni di ghiaie (8a) in strati decimetrici lenticolari.	Tephra rimaneggiato dell'Ignimbrite Campana		39,3-37,8 ¹
7	A	Limo bruno-giallastro a prevalente componente vulcanica.	Orizzonte B/C di alterazione pedogenetica		37,8-34 ¹
	B	Limo bruno-nerastro (7,5 YR3/2) con abbondante materiale organico, incrostazioni e noduli calcarei. Erosione	Orizzonte B di alterazione pedogenetica	30.310±310	
6		Limo sabbioso bruno-nerastro con rari clasti calcarei.	Colluvio del sottostante paleosuolo (7)		<34
5	a-f	Alternanze di ghiaie ben stratificate ed embriciate e sabbie in livelli decimetrici e geometria lenticolare e cuneiforme.	Sedimenti alluvionali	33.580±270	
4	a-f	Ghiaie calcaree eterometriche e massive ad elementi subangolosi corrosi, a luoghi stratificate in livelli decimetrici con rari intervalli sabbiosi.	Depositi di versante		24-18
3	a-g	Ghiaie grossolane mal stratificate con abbondante matrice limosa ed intercalazioni decimetriche di limo sabbioso.	Sedimenti alluvio-colluviali	21.090±280	<24 >16
2	f-e	Limi sabbiosi bruno-giallastri amalgamati, mal stratificati con elementi calcarei eterometrici.	Sedimenti colluviali	12.930±260	<16
2	a-c	Limi sabbiosi amalgamati, mal stratificati con rari elementi calcarei eterometrici e frammenti di laterizi di età storica (2c-2a).	Sedimenti colluviali	3880±70	<2 ²
1		Limo sabbioso bruno	Suolo attuale		

¹Giaccio *et al.*, 2002; Giaccio & Isaia submitted;

²Età desunta dal contenuto archeologico.

Tabella 2. Età ^{14}C dei campioni prelevati in trincea ottenute sulla base di datazioni radiometriche calibrate e dendrocronette. La localizzazione dei campioni è riportata in figg. 4, 5, 6, e 7 (esclusi i campioni PIZ4 e PIZ7, non rappresentati nel log della trincea). L'intervallo 2σ è dato secondo il programma di calibratura del radiocarbonio di Stuiver *et al.* (1998).

*Measured and dendrochronologically calibrated ^{14}C age of samples collected in the trench. Sample location and age are shown in Figures 4, 5, 6 and 7 (except for Sample PIZ4 and PIZ7, which is out of the log of Trench). The 2σ interval is given according to the radiocarbon calibration program of Stuiver *et al.* (1998).*

Camp.	Comp.	Unità	Liv.	Materiale datato	Cod. Lab.	Tecnica	Età ^{14}C BP	2σ	Età cal. BP
PIZ4	1	7	a	Paleosuolo	Beta-167950	Radiometrica	30.110	310	-35.090 ² ; -34.100 ³
PIZ3	1	5	e	Carbone	Beta-167949	AMS	33.580	270	-38.900 ² ; -37.400 ³
PIZ7	3	3	e	Silt colluviale	Beta-167951	Radiometrica	21.090	280	-24.800 ² ; -24.000 ³
PIZ10	4	2	e	Silt colluviale	Beta-167952	Radiometrica	12.930	260	16.160-14.340 ¹
PIZ14	4	2	y	Silt colluviale	Beta-167953	Radiometrica	3890	60	4500-4480/4440-4150 ¹
PIZ12	4	2	a	Silt colluviale	Beta-169188	Radiometrica	3880	70	4520-4140/4120-4100 ¹

¹Stuiver *et al.*, 1998; ²Bard, 1998; ³Voelker *et al.*, 2000 (^{14}C calibrazione stimata).

un successivo peggioramento climatico in senso freddo-arido (Frezzotti & Narcisi, 1996). Con l'eccezione di una singola datazione a 38.770 ± 2100 ^{14}C yr B.P., numerose misure radiocarboniche indicherebbero che questo pedomarker appenninico (in seguito PMA) si sia sviluppato nell'intervallo cronologico di 33.000-29.000 yr ^{14}C B.P. (Frezzotti & Narcisi, 1996 con riferimenti). Le età di 29.690 ± 1110 e di 30.110 ± 310 yr ^{14}C B.P., rispettivamente del PF e del PT, si sovrappongono ampiamente alle misure radiocarboniche attualmente disponibili per il PMA suggerendo pertanto una loro correlazione.

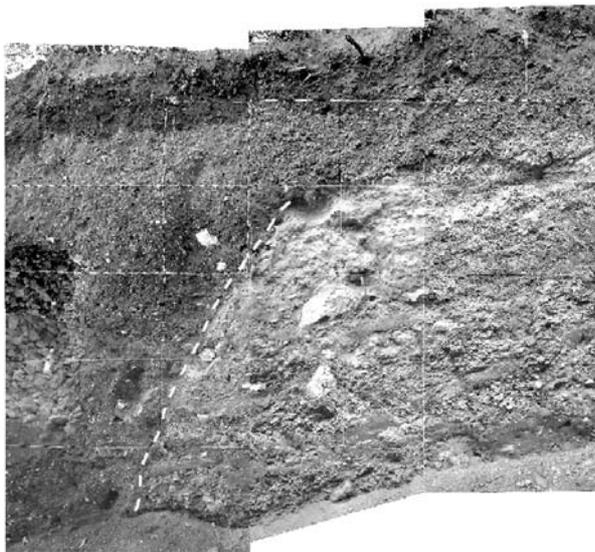
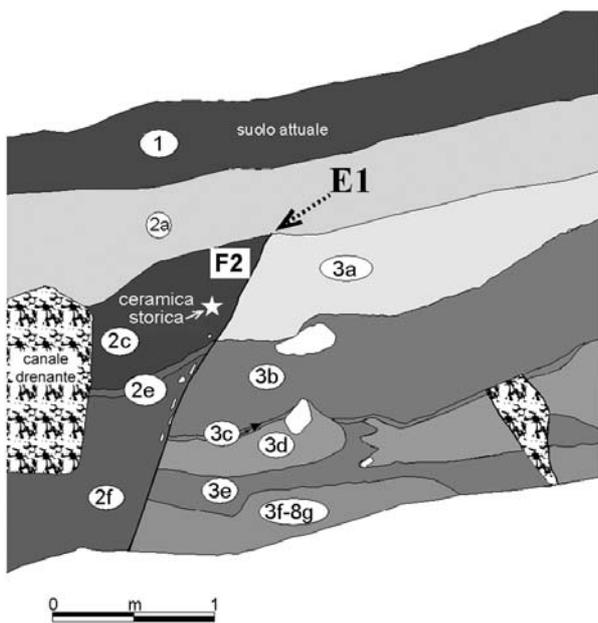


Figura 4. Riproduzione grafica della zona di deformazione A della parete ovest della trincea. Le unità stratigrafiche e le deformazioni vengono descritte all'interno del testo. Le frecce rappresentano gli orizzonti evento relativi agli eventi di dislocazione riconosciuti.

Sketch of the deformation zone A of the western trench wall. Stratigraphic units and deformation zones are described in the text. Arrows represent the event horizons related to the recognized displacement events.

Le più recenti datazioni dei depositi prossimali terrestri dell'Ignimbrite Campana (in seguito IC), hanno fornito un'età di 39.280 ± 110 yr B.P., ottenuta da 18 misure $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (De Vivo *et al.*, 2001), mentre la risedimentazione del tephra (Unità 8) e la sua successiva pedogenesi (Unità 7) sono state correlate rispettivamente all'Heinrich event 4 (ca. 39.300 ± 37.800 cal yr B.P.) e agli interstadi 8-7 (ca. 37.500 ± 34.000 cal yr B.P.) della stratigrafia isotopica groenlandese (Giaccio *et al.*, 2002; Giaccio & Isaia, 2002).

Tramite le zone di deformazione B e C, rappresentate rispettivamente da un sistema di faglie normali e da una faglia diretta antitetica del sistema del M. Marine, il complesso 1 è messo a contatto con i più recenti depositi dei complessi 2 e 3 (Fig. 3, 5 e 6). I depositi del complesso 2 (Unità 4a-f) evidenziano un netto cambiamento di facies rispetto alla sequenza del complesso 1. Si tratta di ghiaie calcaree massive mal stratificate e mal classate ad elementi subangolari con scarsa matrice sabbiosa totalmente priva di componente organica e/o di sedimenti di suolo così frequenti nei livelli sottostanti. Essi, per la posizione stratigrafica che occupano e le caratteristiche di facies che li contraddistinguono, possono essere dubitativamente correlati alle fasi di gelificazione e sedimentazione detritica di versante dell'Ultimo Massimo Glaciale ampiamente documentate in Appennino centrale fra 21.000 e 18.000 ^{14}C yr B.P. (Giraudi & Frezzotti, 1997).

Il complesso 3 (Unità 3a-g) è invece costituito da alternanze di livelli ghiaiosi e sabbioso-limosi presumibilmente riferibili a processi di sedimentazione alluvionale e colluviale. La frazione organica di un campione di sabbie-limose colluviali (livello 3e) di questo complesso ha fornito l'età di 21.090 ± 280 ^{14}C yr B.P. Considerando la natura colluviale del materiale datato, per questi sedimenti tale data va intesa come termine *post quem* per la sedimentazione, mentre si può assumere come età minima la data di 12.930 ± 280 ^{14}C yr B.P. della base del complesso 4 riferibile all'intervallo Tardiglaciale-Olocene recente. L'attribuzione a tale ambito cronologico è suggerita sia dai dati cronometrici (Tab. 1) sia dall'evidenza stratigrafica di numerosi frammenti laterizi fluitati di età storica (Rolfo, com. pers.) distribuiti nella parte alta della sequenza (livelli 2a-c). La serie tardiglaciale-olocenica si compone di sedimenti colluviali amalgamati e malstratificati, tali da rendere piuttosto arbitraria una precisa individuazione dei limiti di base e tetto delle quattro unità riconosciute che rappresentano, in ogni caso, altrettanti distinti episodi colluviali.

Nell'ambito di territori caratterizzati da una costante occupazione umana storico-protostorica associata ad una massiccia attività agricolo-pastorale, quale è certamente il caso in esame, è estremamente critica la distinzione degli effetti geologico-ambientali dovuti all'impatto antropico da quelli ascrivibili alle oscillazioni climatiche oloceniche. Studi stratigrafici ad alta risoluzione hanno in ogni caso evidenziato un comportamento ciclico del clima olocenico con un periodo di circa 1500 ± 500 yr (Bond *et al.*, 1997; Mayewski *et al.*, 1997; Bond *et al.*, 2001). Nell'ambito di questa ciclicità, nel periodo storico (ultimi 2500) si sarebbero verificati due episodi principali di raffreddamento centrati, rispettivamente, intorno a 1400 e 350 yr B.P. che corrispondono a due fasi di dissesto ambientale ben documentate nel territorio italiano (es. Cremaschi & Gasperi, 1989; Ortolani & Pagliuca,

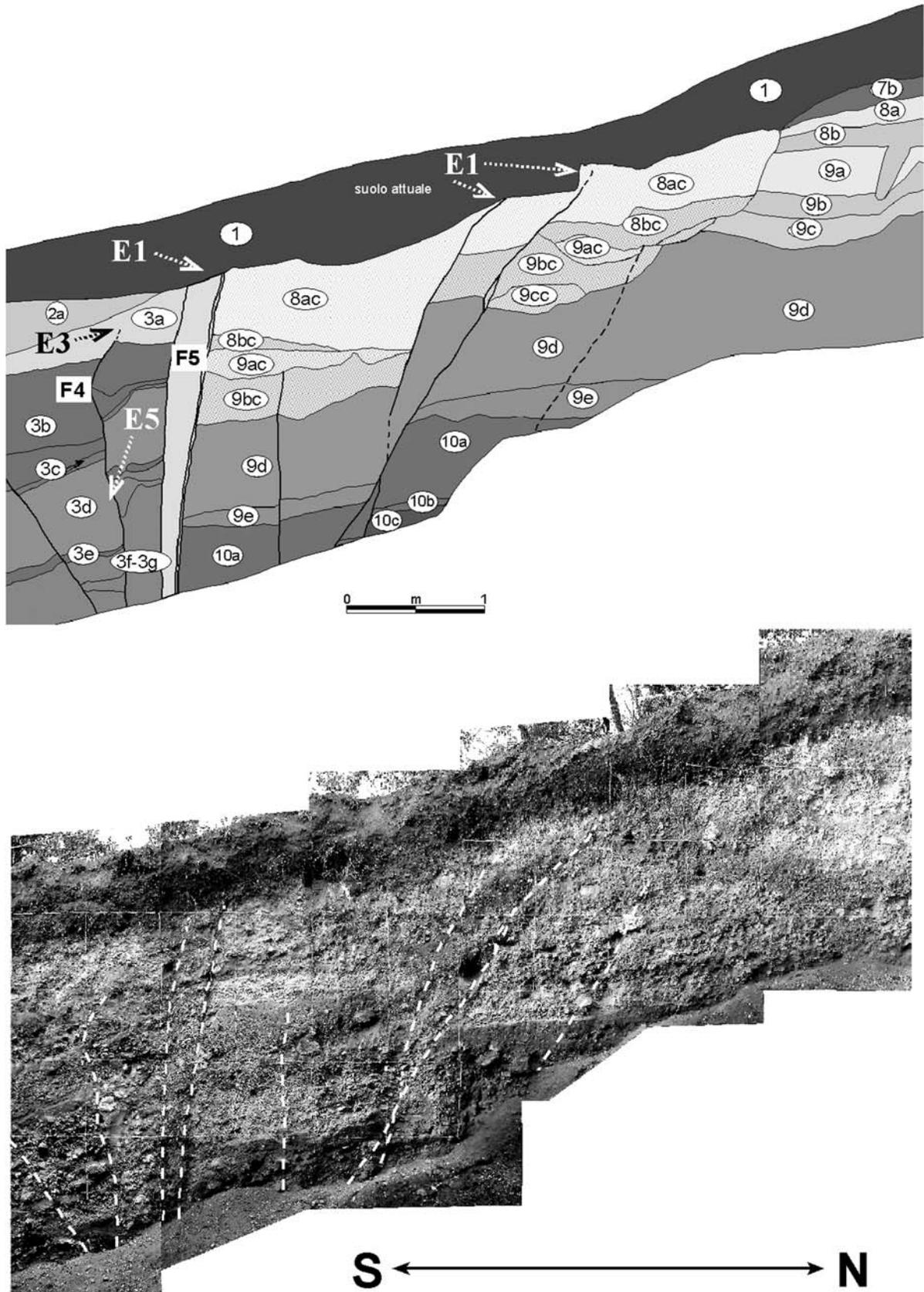


Figura 5. Riproduzione grafica della zona di deformazione B della parete ovest della trincea. Le unità stratigrafiche e le deformazioni vengono descritte all'interno del testo. Le frecce rappresentano gli orizzonti evento relativi agli eventi di dislocazione riconosciuti.

Sketch of the deformation zone B of the western trench wall. Stratigraphic units and deformation zones are described in the text. Arrows represent the event horizons related to the recognized displacements.

1994; Veggiani, 1995; Antonioli *et al.*, 2000; Giraudi, in stampa). A questi periodi, noti nella letteratura della climatologia storica come la "Fase dei dissesti alto medievali" e la "Piccola Età Glaciale", sono associati episodi di intensa erosione di suoli e accumulo di sedimenti colluviali.

Alla luce di quanto precede, e considerando la criticità interpretativa delle misure cronometriche ottenute dai sedimenti colluviali di questo complesso, è possibile correlare dubitativamente la parte alta delle unità oloceniche, contenenti laterizi storici, ad una fra le due ultime fasi di instabilità ambientale dell'alto medioevo e della Piccola Età Glaciale.

4.4 Deformazioni osservate ed eventi di dislocazione cosismica riconosciuti

I rapporti tra le unità stratigrafiche ed i vari piani di

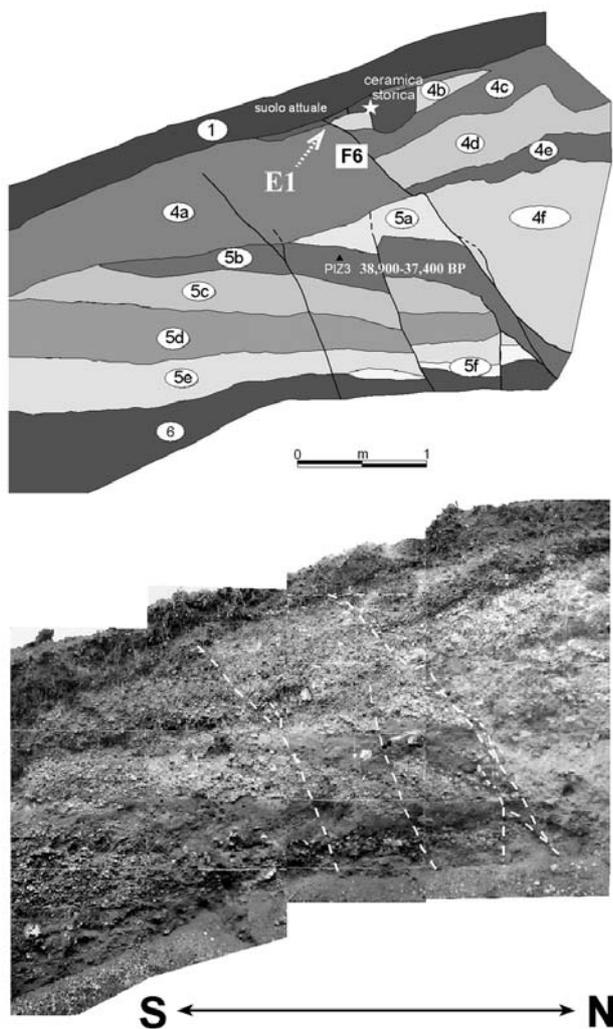


Figura 6. Riproduzione grafica della zona di deformazione C della parete ovest della trincea. Le unità stratigrafiche e le deformazioni vengono descritte all'interno del testo. Le frecce rappresentano gli orizzonti evento relativi agli eventi di dislocazione riconosciuti.

Sketch of the deformation zone C of the western trench wall. Stratigraphic units and deformation zones are described in the text. Arrows represent the event horizons related to the recognized displacement events.

taglio esposti in entrambe le pareti dello scavo hanno portato al riconoscimento delle tre zone di deformazione principali indicate in figura 3 e citate nel paragrafo precedente. Le zone sono composte da sistemi più o meno complessi di faglie prevalentemente dirette, ad alto angolo, con orientamento WNW-ESE, che ribassano il settore sudoccidentale (tranne la faglia F6 che ribassa il settore settentrionale).

Le relazioni tra unità stratigrafiche e piani di taglio hanno permesso di riconoscere l'occorrenza di almeno cinque eventi di fagliazione superficiale.

La zona di deformazione A (Fig. 3, 4 e 7) risulta ampia circa 2 m; è composta da una serie di faglie dirette ad alto angolo (F2) con locale movimento inverso (F1) e mette a contatto due differenti sequenze stratigrafiche (complesso 3 e 4). La sequenza delle unità 2 (da 2c a 2f) risulta costituita da corpi colluviali massivi recenti (presenza al loro interno di frammenti di ceramica storica) mentre la sequenza 3 è rappresentata da depositi alluvio-colluviali mal stratificati che potrebbero costituire il prodotto della rielaborazione delle unità alluvionali più antiche 5-10 (complesso 1). La faglia è sigillata dall'unità 2a che poggia indisturbata sulle sequenze sottostanti.

La zona di deformazione B (Fig. 3 e 5) presenta un'ampiezza di circa 5 m e risulta costituita da una serie di faglie normali ad alto angolo localmente con movimento inverso. La faglia principale (F5) mette a contatto la sequenza stratigrafica 3 (complesso 3) con la 5-10 (complesso 1), costituita prevalentemente da depositi fluviali a diverso grado di energia deposizionale, con stratificazione suborizzontale, riferibili ad un livello di base antico non corrispondente con l'attuale. Tale faglia disloca l'intera sequenza stratigrafica fino alla base del suolo attuale. La struttura F4 che interessa la sequenza 3 presenta una diminuzione dell'entità del rigetto verticale procedendo verso la porzione superiore della sequenza, ad indicare una riattivazione della struttura. In particolare la base dell'unità 3e ed il tetto dell'unità 3c risultano dislocati rispettivamente di circa 0,50 m e 0,30 m. Le faglie che interessano la sequenza 5-10 presentano una entità del rigetto costante e tagliano l'intera sequenza fino alla base del suolo attuale mostrando un rigetto massimo osservabile di circa 0,60 m.

La zona di deformazione C (Fig. 3 e 6) risulta ampia circa 3 m ed è composta da strutture antitetiche e da strutture a movimento inverso. La faglia antitetica F6 mette a contatto i depositi detritici di versante della sequenza 4 (complesso 2) con la sequenza 5-10 (complesso 1) ed è sigillata dal suolo attuale. Nella parete est uno degli ultimi livelli dislocati presenta al suo interno un frammento di ceramica storica. Sono presenti altre strutture a componente inversa che mostrano rigetti di 0,1-0,15 m.

In tutta la trincea si osservano inoltre strutture e fratture secondarie con rigetti minimi o nulli.

L'analisi delle sequenze sedimentarie unitamente allo studio delle strutture deformative ha permesso di identificare le evidenze geologiche di almeno cinque eventi di dislocazione cosismica.

L'evento più recente (E1) è desumibile dalla dislocazione, nella zona A, dell'intera sequenza stratigrafica fino alla base dell'unità 2a; la dislocazione riguarda unità recenti che contengono frammenti di ceramica storica. Nelle zone B e C tutte le unità sono dislocate, ad

eccezione del suolo attuale. L'evento E1 ha causato la formazione di una scarpata la cui degradazione ha alimentato la deposizione del cuneo colluviale 2b e successivamente 2a, osservabile nella zona A delle pareti. Anche nella zona C, così come nella zona A, la dislocazione interessa un livello contenente manufatti storici. Tale evento ha prodotto un progressivo ribassamento verso S delle sequenze stratigrafiche. L'entità minima del rigetto calcolata per questo evento è risultata di 0,3 m, considerando la dislocazione dell'unità 2d (Fig. 7). Nonostante l'analisi col metodo del radiocarbonio dei depositi fagliati (unità 2y) e di quelli sigillanti (2a) fornisca età piuttosto antiche (vedi tabella 2), la presenza di ceramica storica garantisce che tali livelli siano il frutto di colluviamento da riferire ad una fra le due più recenti

fasi di instabilità climatica; la deposizione sarebbe pertanto da riferire o all'alto medioevo o alla Piccola Età Glaciale, come detto in precedenza. Questa osservazione, unita alle evidenze storiche sugli effetti geologici del terremoto del 2 febbraio 1703, alla localizzazione dell'epicentro e all'intensità di questo evento sismico, permette di associare ad esso l'evento di dislocazione E1.

Un ulteriore evento (E2) è riconoscibile nella zona A della parete est (Fig. 7), a causa della presenza di un probabile cuneo colluviale (unità 2d), che dovrebbe rappresentare il prodotto dello smantellamento di una scarpata di faglia prodottasi durante E2. Il cuneo colluviale (unità 2d) verrà successivamente fagliato dall'evento E1, più recente, descritto in precedenza.

Nella parete est, in corrispondenza della faglia F3

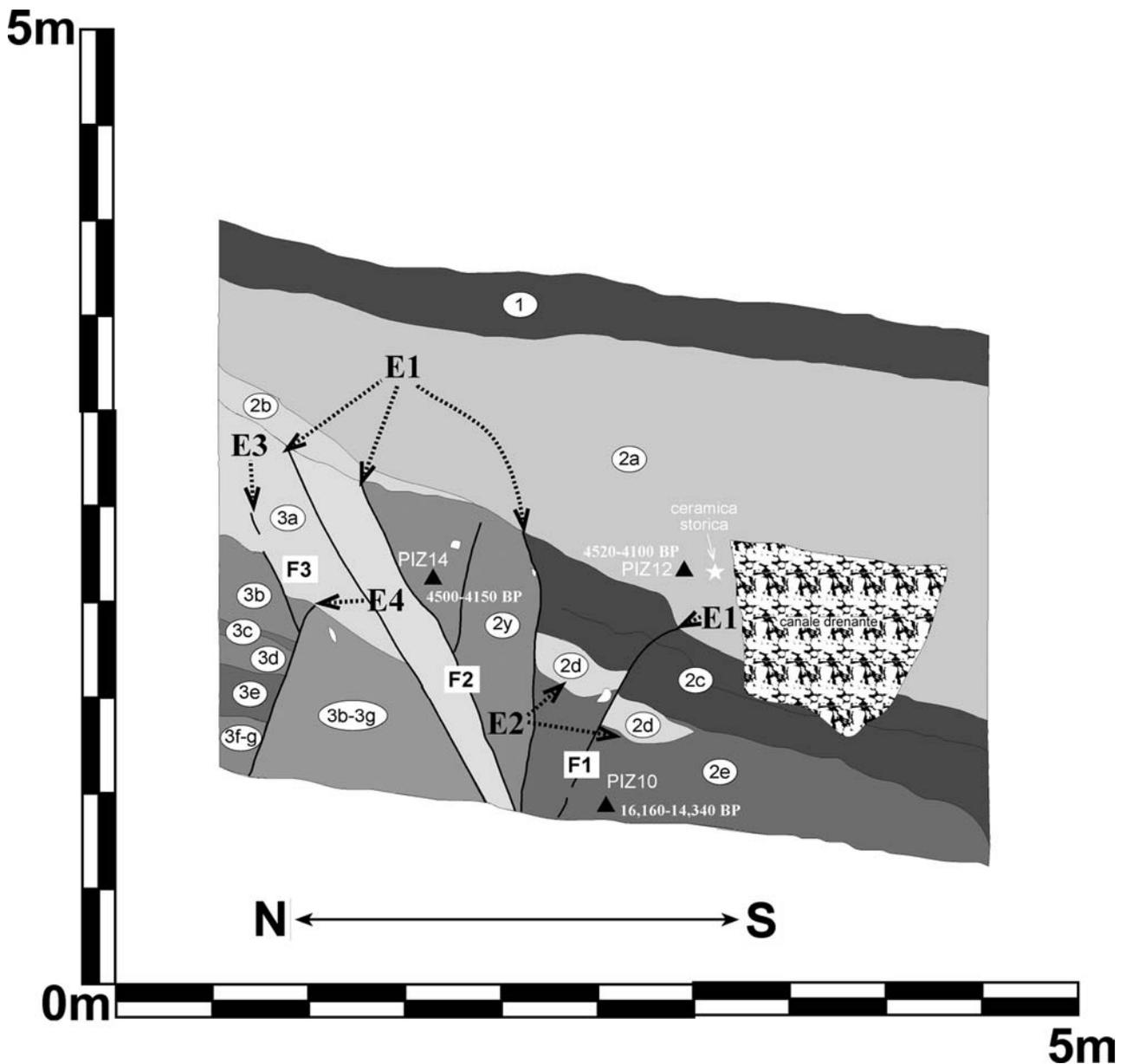


Figura 7. Riproduzione grafica della zona di deformazione A della parete est della trincea. Le unità stratigrafiche e le deformazioni vengono descritte all'interno del testo. Le frecce rappresentano gli orizzonti evento relativi agli eventi di dislocazione riconosciuti.

Sketch of the deformation zone A of the eastern trench wall. Stratigraphic units and deformation zones are described into the text. Arrows represent the event horizons related to the recognized displacement events.

(Fig. 7), è possibile riconoscere altri due eventi: il più recente (E3) disloca la parte basale dell'unità 3a (F4 di Fig. 5 e F3 di Fig. 7), producendo un rigetto di circa 0,30 m; l'evento più antico (E4) interessa l'intera successione 3 fino al tetto dell'unità 3b, con l'unità 3a che ne sigilla il piano di faglia. In base alle considerazioni riportate nel paragrafo 4.3.1, si ipotizza che la porzione superiore del complesso 3 sia riferibile all'intervallo di tempo 15.000-12.000 B.P.; l'età di questi due ultimi eventi è quindi attribuibile al periodo Tardiglaciale.

L'evento più antico (E5) è riconoscibile nella zona B (parete ovest) sulla struttura F4 (Fig. 5), a causa dell'aumento del rigetto tra le unità 3c e 3e, che passa da circa 0,30 m a 0,50 m. L'età del campione PIZ 7 relativo all'unità 3e è risultata di 21.090 ± 280 yr BP; considerando la natura colluviale di tali depositi, l'età di sedimentazione di tale livello potrebbe essere ringiovanita come detto nel capitolo 4.3.1, fino a circa 12.930 ± 280 yr B.P. L'evento riconosciuto sarebbe quindi databile al periodo Tardiglaciale (15.000-12.000 B.P.).

La mancanza di correlazioni stratigrafiche fra i vari complessi sedimentari non consente di individuare il rigetto complessivo degli eventi individuati.

5. CONCLUSIONI

L'identificazione di scarpate di faglia formatesi con l'attività recente (Pleistocene superiore-Olocene) della faglia del M. Marine ha suggerito di approfondire le caratteristiche di tale attività mediante analisi paleosismologica. La scarpata attraverso la quale è stata realizzata la trincea paleosismologica si è formata a causa dei movimenti ripetuti di alcuni piani di faglia che costituiscono parte dell'espressione superficiale della struttura del M. Marine.

L'analisi paleosismologica ha evidenziato l'occorrenza di eventi di dislocazione nel Pleistocene superiore e nell'Olocene. In particolare la trincea ha esposto evidenze relative a cinque eventi nell'ambito degli ultimi 15.000 anni. Il più recente di tali eventi è da riferire con molta probabilità al terremoto del 2 Febbraio 1703, come evidenziato dalla fagliazione di colluvi storici e dalle informazioni storiche sugli effetti geologici del terremoto. Le dislocazioni osservate lungo le singole faglie presentano rigetti variabili tra 0,10 e 0,60 m; tali valori, alla luce delle osservazioni sulle deformazioni prodotte dall'ultimo evento (E1), potrebbero rappresentare un minimo se si ipotizza la riattivazione contemporanea dei vari piani di faglia durante un singolo evento sismico.

Nel complesso, l'analisi paleosismologica ha fornito vincoli geologici più affidabili riguardo l'ipotesi di associazione tra l'evento del 1703 e la faglia del M. Marine, sebbene i risultati esposti abbiano carattere preliminare e si attenda la realizzazione di ulteriori scavi nell'area indagata.

Attraverso l'applicazione di relazioni empiriche che legano la magnitudo momento con la lunghezza della faglia (Wells & Coppersmith, 1994), e considerando la struttura del M. Marine come parte del sistema di faglie di L'Aquila (circa 25 km di lunghezza) (Galadini & Messina, 2001), è possibile ipotizzare che il sistema sia in grado di produrre terremoti con magnitudo massima a 6.7.

Il riconoscimento di evidenze di deformazione

legate con molta probabilità all'evento sismico del 2 febbraio 1703 ($M_e = 6.7$) permette di definire per la faglia del M. Marine un tempo intercorso dall'ultimo evento di fagliazione di superficie piuttosto ridotto (dell'ordine dei 300 anni). Considerando i dati disponibili sui tempi di ritorno delle faglie appenniniche (in genere superiori al millennio, si veda Galadini & Galli, 2000, per una sintesi sull'argomento), le valutazioni relative al M. Marine definiscono una scarsa probabilità di attivazione in un futuro di interesse sociale.

Infine, l'individuazione di cinque eventi di dislocazione negli ultimi ca. 15.000 anni, sebbene la sequenza dislocativa sia probabilmente incompleta, è congruente con le indicazioni finora acquisite sui lunghi tempi di ritorno che caratterizzano le faglie appenniniche.

RINGRAZIAMENTI

Il lavoro è stato parzialmente finanziato dal programma CNR Agenzia 2000 "Strutture attive nel sistema orogenico appenninico: caratterizzazione geomorfologica, geologico-strutturale, sismogenetica e geodetica". A. Cittadini ha partecipato alle attività di rilievo paleosismologiche. M. Rolfo ha effettuato determinazioni archeologiche su frammenti ceramici. Si ringrazia C. Giraudi per le utili discussioni sulla stratigrafia delle unità riconosciute sulle pareti della trincea. Si ringrazia infine F. Cococcia per l'aiuto logistico fornito.

BIBLIOGRAFIA

- Antonioli F., Baroni C., Camuffo D., Carrara C., Cremaschi M., Frisia S., Giraudi C., Improta S., Magri D., Margottini C., Orombelli G. & Silenzi S. (2000) - *Le fluttuazioni del clima nel corso dell'olocene: stato dell'arte*. Il Quaternario, **13** (1/2), 95-128.
- Bagnaia R., Blumetti A.M., De Luca G., Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G., Salvucci R. & Zambonelli E. (1996) - *Morfotettonica dei rilievi a nord della Conca aquilana*. Il Quaternario, **9**(1), 287-292.
- Bard E. (1998) - *Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration*. Geochimica et Cosmochimica Acta **62**, 2025-2038.
- Basili R., Bosi C. & Messina P. (1997) - *La tettonica Quaternaria dell'alta valle del F. Aterno (Appennino Centrale) desunta dall'analisi di successioni di superfici relitte*. Il Quaternario, **10**(2), 621-624.
- Basili R., Bosi C. & Messina P. (1999) - *Paleo-landsurfaces and Tectonics in the Upper Aterno Valley (Central Apennines)*. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **118**, 17-25
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Prior, P., Cullen H., Hajdas I. & Bonani G. (1997) - *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climate*. Science, **278**, 1257-1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I. & Bonani G. (2001) - *Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene*.

- Science, **294**, 2130-2136.
- Blumetti A.M. (1995) - *Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes*. In "Perspectives in paleoseismology" (L. Serva, ed.). Association of Engineering Geologist, Special Publication, **6**, 83-100.
- Blumetti, A.M., Cavinato, G.P. & Tallini M. (1996) - *Evoluzione plio-quaternaria della Conca di l'Aquila-Scoppito: studio preliminare*. Il Quaternario, **9**(1), 281-286.
- Bosi C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 827-859.
- Bosi C., Messina P. & Moro M. (2000) - *Carta geologica prototipale del Quaternario dell'alta Valle dell'Aterno (Aq)*. Incontro di Studio "Progetto Carte Prototipale". Bologna 27-28 Gennaio 2000, 20
- Crevaschi M., Gasperi G. (1989) - *L'alluvione alto-medioevale di Modena in rapporto alle variazioni climatiche oloceniche*. Mem. Soc. Geol. **42**, 179-190.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrsen W.A., Spera F.J. & Belkin H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology, **73**, 47-65.
- Frezzotti M. & Narcisi B. (1996) - *Late Quaternary tephra-derived paleosols in Central Italy's carbonate Apennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications*. Quaternary International, **34-36**, 147-153.
- Galadini F. (1999) - *Pleistocene change in the central Apennine fault kinematics, a key to decipher active tectonics in central Italy*. Tectonics, **18**, 877-894.
- Galadini F. & Galli P. (2000) - *Active tectonics in the central Apennines (Italy) – input data for seismic hazard assessment*. Natural Hazard, **22**, 225-270.
- Galadini F. & Messina P. (2001) - *Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the Central Apennines (Italy)*. Geodinamica Acta, **14**, 321-334
- Giaccio B., Fedele F.G., Rolfo M.F., Galadini F., Messina P. & Sposato A. (2002) - *Rapid, synchronous geoenvironmental and human responses to the Heinrich event 3 in the central Apennines: new evidence from the Colfiorito Plain (central Italy)*. Geophysical Research Abstract **4**, EGS02-A-04258.
- Giaccio B. & Isaia R. (2002) - *The Campanian Ignimbrite position in terrestrial and marine Mediterranean successions and Greenland ice-core: implications for paleoclimatic reconstructions of the mid to high latitude OIS 3*. Geophysical Research Abstract, **4**, EGS02-A-04515.
- Giaccio B. & Isaia R. (submitted) - *The Campanian Ignimbrite position (~39,300 yr B.P.) in Greenland GISP2 ice-core and Mediterranean Europe successions: implications for Late Pleistocene chronology, climate and cultural change*. Quaternary Science Reviews.
- Giraudi C. & Frezzotti M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary Research **48**, 280-290.
- Giraudi C. (in stampa) - *Le oscillazioni del ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso, Abruzzo – Italia centrale) e le variazioni climatiche degli ultimi 3000 anni*. Il Quaternario.
- Grimaldi F. A. (1703) - *De novo et ingenti in universa provincia Umbriae et Aprutii Citerioris terremotu: typis A. Sambuchi, Todi*.
- Gruppo di Lavoro CPTI (1999) - *Catalogo parametrico dei terremoti italiani*. ING, GNDDT, SGA, SSN. Bologna 1999, 92 pp.
- Mayewski P.A., Meeker L.D., Twickler M.S., Whitlow S., Yang Q., Berry Lyons W. & Prentice M. (1997) - *Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-years-long glaciochemical series*. Journal of Geophysical Research **102**, (C12), 26,345-26,366.
- Monachesi G. & Stucchi M. (1997) - *DOM4.1, un data base di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno*. GNDDT, Rapporto tecnico, Milano. Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>
- Moro M., Bosi C. & Messina P. (2001) - *A prototipe geological map of the quaternary of the upper Aterno valley (Central Italy)*. The Stephan Mueller Topical Conference of the European Geophysical Society, Quantitative Neotectonics And Seismic Hazard Assessment: New Integrated Approaches For Environmental Management, Balatonfüred (Ungheria), 22-26 Settembre 2001. Sessione Poster, 42.
- Ortolani F. & Pagliuca S. (1994) - *Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato*. Il Quaternario, **7**(1), 351-356.
- Parozzani G. (1887) - *Notizie intorno al Terremoto del 2 febbraio 1703 ricavate dai manoscritti Antinoriani precedute da alcune notizie intorno agli attuali terremoti*, Tip. B. Vecchioni, L'Aquila.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., van der Plicht J. & Spurk M. (1998) - *INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP*. Radiocarbon, **40**, 1041-1083.
- Uria De Llanos A. (1703) - *Relazione ovvero itinerario fatto dall'auditore D. Alfonso Uria De Llanos per riconoscere li danni causati dalli passati Terremoti seguiti li 14 Gennaio e 2 Febbrao MDCCIII con il numero de' Morti, e Feriti nella provincia dell'Aquila, e tutti li luoghi circonvicini per darne di essi distinta notizia al Signor Vice Ré di Napoli*. Stamperia Gaetano Zenobj, Roma.
- Veggiani A. (1995) - *I deterioramenti climatici dell'età del ferro e dell'alto medioevo*. In Torricelliana, Faenza, 1995.
- Voelker A.H.L., Grootes P.M., Nedeau M.-J. & Sarinthein M. (2000) - *Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25-53 kyr and their link to the magnetic field intensity*. Radiocarbon, **42**, 437-452.
- Wells, D., & Coppersmith K., (1994) - *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement*. Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 974– 1002.

Ms. ricevuto il 27 novembre 2002
 Testo definitivo ricevuto il 20 gennaio 2003

Ms. received: November 27, 2002
 Final text received: January 20, 2003