

EVIDENZE MORFOLOGICHE DI TETTONICA RECENTE SUL MARGINE ORIENTALE DELLA MAIELLA (APPENNINO CENTRALE)

Ugo Sauro¹ & Dario Zampieri²

¹Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova, e-mail: ugo.sauro@unipd.it

²Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica dell'Università di Padova, e-mail: dario.zampieri@unipd.it

RIASSUNTO: Sauro U. & Zampieri D., *Evidenze morfologiche di tettonica recente sul margine orientale della Maiella (Appennino Centrale)*. (IT ISSN 0394 – 3356, 2004).

La montagna della Maiella è una delle massime elevazioni dell'Appennino centrale e la sua grande scarpata orientale è una delle forme tettoniche più spettacolari di tutta la catena. La scarpata è modellata sul fianco di una piega anticlinale, espressione di una sottostante faglia inversa facente parte del sistema neogenico di sovrascorrimenti a vergenza adriatica. L'alto strutturale della Maiella deriva tuttavia in parte anche dalla fisiografia dell'avanfossa, in quanto prima della fase di raccorciamento era un horst delimitato da faglie normali antitetiche.

In prossimità dello sbocco a valle del grandioso canyon del Vallone di S. Spirito che incide la Maiella, esiste un fenomeno di sbarramento interpretabile come la conseguenza dell'espulsione verticale di un cuneo tettonico in prossimità della base della scarpata. In relazione ai caratteri della stretta forra che ha inciso lateralmente la "diga in roccia", è possibile ipotizzare che l'evento tettonico che ha determinato l'espulsione del cuneo sia riferibile a un momento relativamente recente, anche se difficile da definire con precisione, del Pleistocene. Pertanto la morfostruttura della Maiella non avrebbe cessato la sua attività nel Pliocene superiore, come sostenuto dalla letteratura geologica, ma sarebbe stata attiva anche nel Quaternario.

ABSTRACT: Sauro U. & Zampieri D., *Geomorphological evidences of recent tectonics along the eastern side of the Maiella Massif (Central Apennines)*. (IT ISSN 0394 – 3356, 2004).

The Maiella mountain is one of the highest elevations of the Central Apennines. Its huge eastern scarp is also one of the most spectacular tectonic landforms of the belt. The escarpment represents the forelimb of a thrust-related anticline belonging to the Neogene Adriatic-verging thrust system. Nevertheless, the Maiella structural high partly results from the shortening of a pre-orogenic horst bounded by antithetic normal faults.

In the lower segment of the Vallone di S. Spirito, one of the main canyons which cuts in the scarp, it is possible to recognize a damming event caused by the extrusion of a tectonic wedge. On the base of the characters of the narrow gorge engraved in the natural dam, the related tectonic episode is referable to a relatively recent moment, even if not easy to be precisely defined, of the Pleistocene. Thus, it is possible to infer that the Maiella morphostructure has not ceased its activity in the Upper Pliocene, as reported in the geological literature, but has been active also during the Quaternary.

Parole chiave: tettonica recente, erosione fluviale, geositi, Appennino Centrale.

Keywords: recent tectonics, fluvial erosion, geosites, Central Apennine

1. PREMESSA

La scarpata che costituisce il margine orientale del Massiccio della Maiella è una delle più spettacolari forme tettoniche dell'Appennino. Tale scarpata, che presenta in pianta una forma arcuata, convessa verso est per una lunghezza di oltre 30 km, raccorda le dorsali e gli altopiani sommitali della Maiella, che si estendono al di sopra dei 2000 m s.l.m., con la fascia di colline che degrada gradualmente verso la costa adriatica. La transizione morfologica fra la scarpata ed il rilievo collinare ha luogo lungo una linea che corre oscillando fra le quote di 400 ed 800 metri, è molto netta e caratterizzata da un cambiamento sia del tipo di rocce, sia dello stile topografico. Infatti, tale linea marca il contatto tra i calcari di piattaforma di scarpata/bacino cretaceo-miocenici e i sedimenti evaporitici e torbiditici silicoclastici miopliocenici (Crescenti *et al.*, 1969; Vecsei *et al.*, 1998; Vezzani & Ghisetti, 1998). Sulla scarpata, ove affiorano estesamente i calcari di piattaforma, si osserva un incre-

mento delle pendenze da monte verso valle, tale da dare l'impressione di trovarsi di fronte ad una forma tettonica particolarmente giovane, ancora attiva. Un problema dello studio di questo tipo di grandi scarpate tettoniche connesse a sistemi di faglie di tipo inverso, e quindi a deformazioni di tipo compressivo, è, tuttavia, quello che, a differenza delle scarpate di faglia normale, non vi si trovano facilmente fenomeni di "surface faulting" tali da permettere di individuare episodi recenti di riattivazione della struttura. E' quindi indispensabile analizzare queste scarpate in tutte le loro caratteristiche morfologiche per tentare di individuarvi altri tipi di indizi di movimenti tettonici recenti. Da questo punto di vista una delle aree più interessanti e complesse di questa grande scarpata è il segmento intermedio, caratterizzato da un complesso sistema di profonde incisioni del tipo canyon fluvio-carsico che seguono prevalentemente le direzioni di massima inclinazione degli strati (valli cataclinali di tipo conseguente), ma che si sono impostate in sistemi di fratturazione connessi, almeno in parte, con le

condizioni di rilascio tensionale innescate dall'evoluzione morfotettonica della stessa scarpata.

In questo lavoro viene presentato un aspetto presente proprio nel contesto di una di queste incisioni, che, secondo noi, è più che un indizio di una riattivazione recente di strutture preesistenti, riconducibile, a grandi linee, ad un momento relativamente recente, anche se di non facile definizione, del Pleistocene.

2. INQUADRAMENTO STRUTTURALE

L'anticlinale della Maiella rappresenta la struttura affiorante più esterna del sistema di sovrascorrimenti dell'Appennino centrale, sviluppatosi a partire dal Miocene inferiore (Casnedi *et al.*, 1981; Ghisetti & Vezzani, 1983, 1997). In pianta l'anticlinale presenta una forma arcuata con la concavità rivolta ad ovest e l'asse immergente a nord, dove la struttura è ricoperta in discordanza dai depositi del Pliocene superiore. In sezione ha una forma asimmetrica con il fianco orientale (esterno) più ripido. Sul lato occidentale (interno) è interessata da un sistema di faglie normali postcollisionali immergenti a ovest, di cui quella del Monte Morrone è tuttora attiva e viene interpretata come collasso gravitazionale del settore appenninico più ispessito e sollevato (Ghisetti & Vezzani, 1999a), oppure come migrazione dell'apertura del bacino tirrenico (e.g. Lavecchia *et al.*, 1994). Faglie normali sinsedimentarie messiniane-plioceniche delimitano il fianco interno (faglia di Caramanico), ma anche il fianco esterno dell'anticlinale della Maiella (Scisciani *et al.*, 2000). Queste ultime erano in origine immergenti verso l'avanfossa e durante lo sviluppo dell'anticlinale connesso al raccorciamento sono state ruotate ad assumere l'attuale immersione verso ovest ed un'apparente geometria da faglie inverse. L'alto strutturale della Maiella sarebbe pertanto in parte derivato dalla fisiografia dell'avanfossa pliocenica inferiore (Scisciani *et al.*, 2002).

I sedimenti di avanfossa silicoclastici del Pliocene inferiore sono coinvolti nella deformazione compressiva e l'età del sovrascorrimento della Maiella viene riferita essenzialmente al Pliocene medio-superiore (Ambrosetti *et alii*, 1983, Casnedi *et al.*, 1981, Ghisetti & Vezzani, 1983, 1997; Scisciani *et al.*, 2000, 2002), non essendo state riconosciute evidenze di un'attività quaternaria. Il contatto tra i carbonati del fianco della Maiella e i sedimenti terrigeni affioranti ad est di Fara S. Martino si presenta verticalizzato. Per Ghisetti & Vezzani (1999b) tale assetto, accompagnato da locali movimenti normali e trascorrenti, sarebbe stato prodotto dall'attività tardo-pliocenica della Linea Volturino-Sangro, una discontinuità profonda ad alto angolo con orientazione generale N-S e cinematica trascorrente destra, che corre lungo il fianco est della Maiella.

Secondo Cello *et al.* (1997) e Tondi & Cello (2003) il campo di stress tardo-quaternario dell'Appennino centrale è caratterizzato da un regime trascorrente con asse principale massimo orizzontale orientato NW-SE.

3. EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

Il Demangeot (1965) nella sua celebre memoria sulla geomorfologia degli Abruzzi Adriatici affronta in

modo organico il problema dell'evoluzione geomorfologica del grande versante orientale di questo massiccio carbonatico e dei grandi canyon che lo incidono. Sottolinea la freschezza della spettacolare scarpata tettonica, che sembra contrastare con l'età relativamente antica della faglia che la delimita a valle. Nell'ambito del grande versante, egli indica diversi ordini di ripiani, che interpreta come spianate in roccia, relitti di antiche piattaforme di spianamento erosivo create in prossimità del livello di base (antico livello del mare) ad opera di fiumi costieri o dello stesso mare. Sostiene di riconoscere nell'ambito dei profili longitudinali dei canyon un'alternanza di tratti relativamente poco inclinati rispetto alla pendenza media, correlabili sia tra di loro, sia con i ripiani dei versanti e distinguibili in un numero di ordini variabile tra due e quattro. Per questo motivo interpreta i grandi canyon come delle forme policicliche, risultanti da un'alternanza di momenti di rapido sollevamento con momenti di stasi del sollevamento tettonico. Conseguenza dell'evoluzione ciclica sarebbe anche il progressivo restringimento delle incisioni a partire dalla dorsale sommitale verso la periferia.

Il più alto degli ordini di ripiani sarebbe riferibile al tardo Oligocene, mentre il più basso alla fine del Pliocene (Villafranchiano). In altre parole, la Maiella si sarebbe andata sollevando e strutturando nell'arco di oltre 30 milioni di anni e l'ultima fase di attività tettonica importante sarebbe riferibile alla fine del Pliocene o all'inizio del Quaternario.

Se da un lato appare abbastanza ovvio che il sollevamento della Maiella e la genesi della grande scarpata orientale siano il risultato di più episodi e fasi tettoniche ed è probabile che almeno alcuni dei ripiani di versante individuati dal Demangeot siano relitti di superfici spianate in prossimità di antichi livelli di base, tuttavia, un'analisi dettagliata del quadro geomorfologico non fornisce elementi convincenti a favore delle conclusioni cui è giunto questo studioso. Infatti, nell'ambito della grande scarpata alcuni ripiani in roccia si riconoscono, con una certa difficoltà, soltanto nel settore settentrionale, e l'analisi dei profili longitudinali dei canyon non consente di rilevare degli ordini di segmenti a bassa pendenza correlabili tra di loro (Fig. 1). Pertanto, il quadro geomorfologico d'insieme farebbe propendere per un sollevamento relativamente continuo, almeno in una dimensione geologica, piuttosto che per uno a scatti. Le variazioni di pendenza dei profili dei canyon sembrano maggiormente legate a fattori locali di diverso tipo, piuttosto che ad un'evoluzione di tipo policiclico.

Da un'analisi geomorfologica, i canyon della Maiella risultano essere forme complesse, risultanti da una cooperazione di processi di tipo diverso che si sono esplicitati nel corso del sollevamento della montagna. E' quindi corretto definirli canyon poligenetici piuttosto che canyon policiclici. Ma si tratta certamente anche di forme relativamente giovani che non sembrano avere alle spalle una storia lunga come quella presupposta nel modello del Demangeot.

4. LO "SBARRAMENTO" DI VALLE DEL VALLONE DI SANTO SPIRITO

Chi si inoltra nello sbocco del Vallone di S. Spirito nel grande versante orientale della Maiella (versante

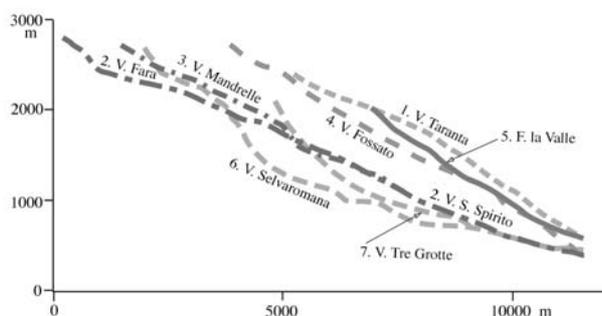
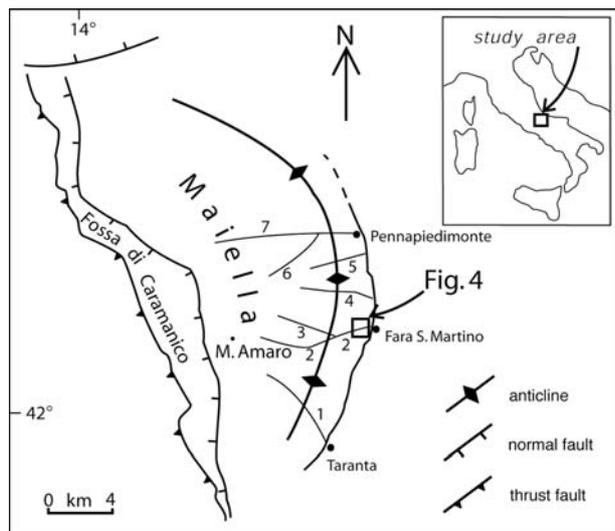


Fig. 1 - Schizzo morfotettonico della Maiella e profili longitudinali dei principali valloni che ne incidono il versante orientale.
Morphotectonic sketch of Maiella mountain group and longitudinal profiles of the main canyons of its eastern slope.



Fig. 2 - Lo sbarramento roccioso del Vallone di Santo Spirito visto da valle. Una stretta forra sul lato sinistro permette di superare questa barriera.
The natural rocky barrier of the canyon of Santo Spirito as seen from downvalley. A narrow gorge on the left side allows to bypass this obstacle.

Adriatico) poco a monte di Fara di San Martino ha l'impressione, dopo aver percorso un centinaio di metri, di trovarsi chiuso il cammino da una parete in roccia (Figg. 2, 3). Solo l'osservazione attenta permette di scoprire sul lato sinistro della parete la stretta apertura di una forra che per 50 metri mantiene la larghezza di circa 2-3 m e che poi si apre, all'improvviso, in una forra molto più ampia (20-50 m) (Fig. 4).

Questo stretto accesso alla forra interna ha determinato nel Medioevo la scelta di costruire il monastero benedettino di S. Martino, subito a monte dello sbarramento. Era infatti facile impedire l'accesso ad eventuali predoni. Il toponimo "Vallone di S. Spirito" è legato alla storia del monastero, poi abbandonato in seguito ad uno o più eventi di piena torrentizia, che ne hanno provocato un parziale seppellimento.

L'improvviso restringimento della valle riguarda il tratto terminale del sistema idrografico Val Cannella - Vallone di Macchia Lunga - Vallone di S. Spirito che costituisce una delle più spettacolari valli incassate nel grande versante orientale della Maiella. Su questo versante si scende dai 2793 m del M. Amaro ai 400 m di Fara di San Martino su una distanza planimetrica di 10 km con una pendenza media di circa il 24%. Tuttavia, nella fascia inferiore del versante le pendenze sono considerevolmente maggiori: mediamente quasi il 40% tra il M. Acquaviva (2737) e Fara di S. Martino, circa il 45% tra il M. Pizzone (2214) e Fara di San Martino, circa il 66% nella fascia di scarpata compresa fra 800 e 1800 m s.l.m., 4 km a sud di Fara.

Il sistema idrografico inizia con un ampio circo glaciale per continuare con un vallone dapprima ad U, poi progressivamente a V e quindi con un canyon fluvio-carso sul cui fondo si individua una forra dalle pareti subverticali larga parecchie decine di metri ed a tratti ingombra di accumuli di frana e di grandi coni secchi di debris flow che determinano fenomeni di sbarramento

ed alternanza di segmenti poco ripidi e di gradini. In sinistra idrografica il Vallone di Macchia Lunga riceve la confluenza della Valle delle Mandrelle, la quale nasce da un circo a sud del M. Acquaviva e risulta sospesa rispetto alla valle principale per la presenza di una gradinata di spettacolari salti. In destra idrografica, a SE di Cima dell'Altare c'è un grande circo sospeso sul Vallone di Macchia Lunga. Nel segmento più a monte, la linea di fondovalle presenta la direzione WNW-ESE, per poi tendere, nel tratto intermedio, ad una direzione W-E e quindi, nel segmento più a valle, ad un orientamento SW-NE, obliquo rispetto alla grande scarpata tettonica che qui caratterizza il bordo orientale della Maiella.

La forma del bacino idrografico è grossomodo quella dell'impronta di un fagiolo, più stretta alla sua estremità meridionale e della superficie complessiva di circa 26 km².

Nella parte più a valle della forra, il profilo è spesso asimmetrico, in

quanto sul versante sinistro si alternano superfici di stratificazione, data la giacitura a franapoggio degli strati, con pareti; il versante destro è invece una grande parete interrotta soltanto da alcuni ripidi canaloni. In questa parte, l'andamento della forra risulta condizionato dalla giacitura degli strati, che diventano sempre più inclinati man mano che ci si avvicina alla scarpata periferica. L'incisione tende quindi ad assumere il carattere di valle omoclinale.

La "diga" in roccia che costituisce lo sbarramento ha la forma di un cuneo più largo sul lato settentrionale e più stretto sul lato meridionale (rispettivamente circa 70 e 45 m). La sua superficie superiore è inclinata verso sud e pertanto l'altezza dello sbarramento decresce da nord verso sud (fra circa 40 e 20 m). La parete che guarda verso monte è obliqua rispetto all'asse della forra principale; la parete a valle è invece quasi ortogonale. Lo spigolo superiore della parete a valle è arrotondato e pertanto il profilo è convesso, con un'accentuazione dove la parete è più bassa. Qui la roccia appare molto più fessurata e fratturata che nella fascia inferiore. In basso la parete appare arretrata di pochi metri (1-5 m) rispetto al piano tettonico sezionato dal fianco destro della valle. La parete a monte mostra un arretramento più modesto rispetto al piano tettonico, dell'ordine del metro; risulta inoltre degradata da incavi e fessure da carsismo di contatto che raggiungono la profondità di circa 1 metro.

La stretta forra che costituisce il bypass è una tipica forma di erosione torrentizia. Presenta un asse inclinato di circa 70% verso sud, cioè verso la base del versante destro (meridionale). Le pareti mostrano incavi e marmitte di parete, espressioni dell'elevata energia del corso d'acqua che ha percorso questa incisione trasportandovi ciottoli e massi.

5. ASPETTI E CONSEGUENZE DI UN EVENTO TETTONICO RECENTE

La "diga" in roccia che sbarrava il Vallone di S. Spirito non può essere spiegata sulla base di semplici fenomeni di modellamento del rilievo ad opera di processi dell'erosione. Certamente non si tratta di una contropendenza originata dall'erosione glaciale. A queste quote non esistono indizi di alcun tipo di modellamento glaciale.

La congruenza tra questa forma ed i piani di faglia che la delimitano e che proseguono nelle pareti laterali (Fig. 5) permette di ipotizzare che si tratti di una forma tettonica risultante dall'espulsione verticale di un cuneo tettonico in concomitanza con una riattivazione di strutture connesse con il sistema tettonico della grande scarpata orientale della Maiella. È verosimile che un campo di stress attuale con asse principale massimo orizzontale orientato NW-SE (Cello *et al.*, 1997, Tondi & Cello,



Fig. 3 - Lo sbarramento roccioso del Vallone di Santo Spirito visto da monte. Si intravede la stretta forra di incisione torrentizia sul lato destro.

The natural rocky barrier of the canyon of Santo Spirito as seen from up-valley. The narrow gorge cut by a creek is on the right side.

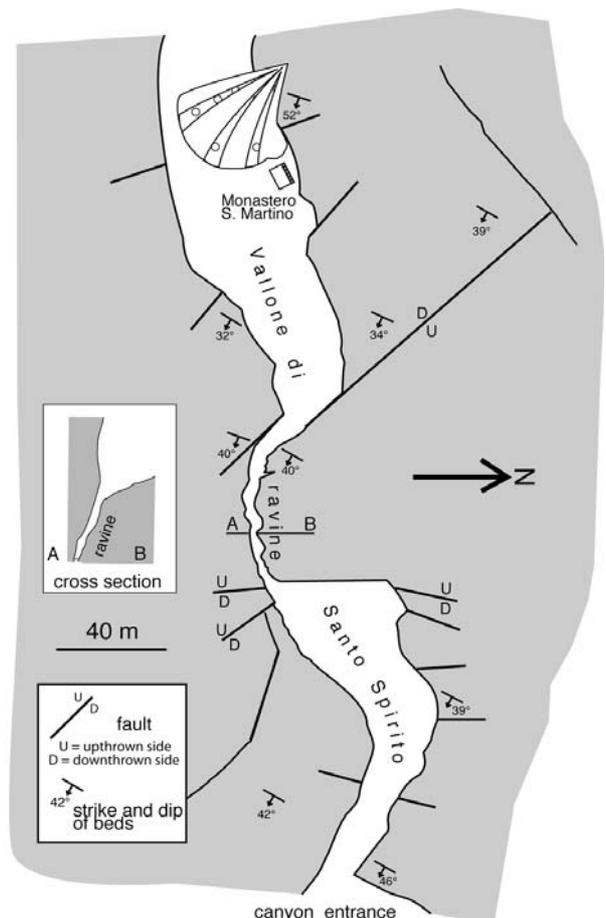


Fig. 4 - Pianta della forra con i principali elementi strutturali.
Plan view of the gorge with the main structural elements

Fig. 5 - Schizzo delle strutture tettoniche riconoscibili sulle pareti della forra principale appena a valle dello sbarramento.
Sketch of the main tectonic structures on the sides of the main canyon just downstream of the natural dam.

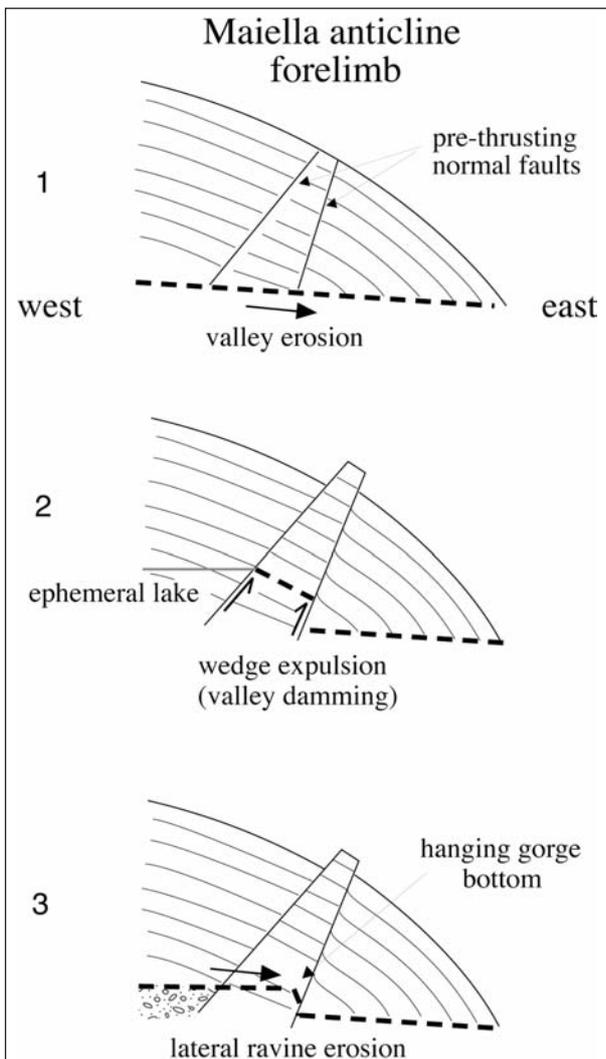
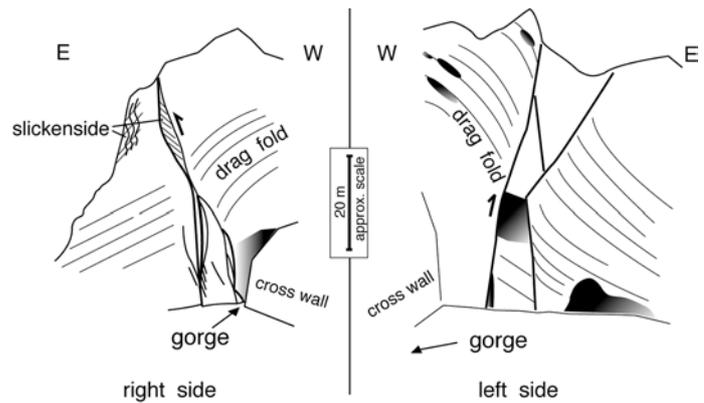


Fig. 6 - Schizzo della possibile evoluzione del fenomeno di sbarramento e di incisione della stretta forra. 1: situazione di pre-sbarramento, 2: espulsione tettonica e sbarramento, 3: incisione della forra. E' necessario considerare che l'espulsione del cuneo ha comportato l'attivazione di più faglie sui due lati dello stesso con movimenti sia obliqui, sia verticali.

Sketch of the possible evolution of of the tectonic damming and of the down-cutting of the gorge. 1: pre-damming situation, 2: wedge expulsion and valley damming, 3: gorge cutting. It must be considered that the wedge expulsion interested different faults on both sides of the morphostructure with both oblique and vertical movements.

2003) possa produrre una transpressione sinistra su una struttura siffatta. Non è tuttavia ancora del tutto chiaro il meccanismo cinematico in grado di produrre un movimento essenzialmente verticale di un cuneo che in sezione appare divergente verso il basso. Alternativamente, nel caso il cuneo descritto fosse compatibile con il modello di deformazione del margine orientale della Maiella descritto da Ghisetti & Vezzani (1999b), la Linea Volturino-Sangro avrebbe continuato la sua attività anche nel Pleistocene.

Sulla base dei diversi elementi raccolti è possibile abbozzare il seguente modello di evoluzione morfotettonica (Fig. 6):

- in un momento geologico recente, eventi tettonici ravvicinati di riattivazione delle strutture connesse con la grande scarpata causano l'espulsione di un cuneo per un rigetto morfologico verticale superiore ai 20 metri; la parte superiore di questo cuneo presenta già un sistema di fessure precedentemente allargate dal fenomeno carsico, quando la roccia si trovava coperta dai riempimenti alluvionali del fondo-valle;
- in seguito allo sbarramento della valle si forma una conca chiusa che potrebbe aver ospitato un lago effimero per le perdite di tipo carsico;
- il torrente riempie di depositi ciottolosi la depressione che si è creata a monte sino a colmarla; l'acqua presente nell'acquifero ospitato in questi depositi favorisce la carsificazione della parete sepolta;
- il torrente inizia ad incidere la soglia della diga in roccia; l'azione di incisione diventa efficace dopo che la depressione è stata colmata di depositi ciottolosi. Nei momenti di piena si formano una corrente ed una cascata di acqua che trascinano ciottoli e che quindi esercitano una notevole capacità abrasiva;
- nei momenti di piena, la cascata determina uno smussamento dello spigolo a valle della "diga" ed un arretramento della parete, a cui si accompagna un'azione di incisione sul lato più basso della "diga", cioè sul suo margine meridionale, con conseguente formazione della stretta forra nella cui genesi gioca un ruolo importante l'azione di evorsione esercitata dai ciottoli trasportati.

E' possibile formulare anche altri modelli che, per esempio, prevedano un ripetersi degli episodi di deposizione a monte della "diga", con riempimento e ostruzione della forra in formazione, o, addirittura, seppellimento dell'intera "diga" in relazione all'alternarsi di fasi di maggiore o minore attività idrica del torrente e di produzione

di detrito nel bacino a monte.

Dal punto di vista dell'età di questa forma, se si tiene conto della larghezza e profondità della forra e dell'arretramento subito per erosione meccanica e per degradazione fisica e chimica dalle pareti della diga, si può ragionevolmente supporre si tratti di una forma che ha attraversato almeno una fase di intensa attività torrentizia, molto maggiore rispetto a quella attuale. Nelle Alpi, forme simili in ambienti glacializzati sono comunemente ritenute forme polifasiche, che si sono evolute nel corso di più oscillazioni glaciali (Castiglioni, 1958). Forme di queste dimensioni in Val di Non sono state però attribuite all'ultima glaciazione, sulla base di considerazioni sia morfologiche che di correlazione con i depositi glaciali (Sauro, 1976). Tuttavia, negli ambienti appenninici, date le condizioni ambientali e paleoambientali diverse da quelle delle Alpi, tra cui il notevole sviluppo di un'idrologia di tipo carsico, è particolarmente difficile attribuire un'età precisa a queste forme. L'attività torrentizia che le ha create potrebbe essere stata particolarmente intensa quando nel bacino a monte esisteva un ghiacciaio, durante l'ultima fase di espansione glaciale che nell'Appennino centrale ha avuto il suo massimo intorno ai 22 mila anni fa (Giraudi & Frezzotti, 1997). E' quindi molto probabile che l'espulsione del cuneo sia avvenuta prima di questo momento del Pleistocene superiore.

6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

La "diga in roccia" che ha determinato la formazione della forra, considerata nel suo contesto morfostrutturale, rappresenta un'evidenza di un movimento tettonico recente nell'ambito della grande scarpata orientale della Maiella.

Un'attenta analisi di questo sbarramento naturale permette di escludere sia che esso possa essere la conseguenza di un fenomeno di sovraescavazione a monte, sia che possa trattarsi della conseguenza di un movimento gravitativo nell'ambito della grande scarpata. Nella fascia inferiore della stessa scarpata è possibile riconoscere altre strutture cuneiformi espulse in seguito a fenomeni tettonici, spesso associate a strutture di trascinamento degli strati (drag folds) (Fig. 7). Queste forme meriterebbero un'approfondita analisi strutturale.

Questo cuneo espulso, che ha rappresentato una sorta di "diga naturale", non costituisce un semplice dettaglio nell'ambito della grandiosa scarpata orientale della Maiella, ma l'espressione del fatto che la scarpata è una forma tettonica ancora "viva", che mostra una notevole freschezza. Dato il contesto erosivo è difficile trovare dei marker cronologici, in particolare di tipo sedimentario, che possano favorire una ricostruzione più precisa di momenti chiave di quest'evoluzione. Non dimentichiamo tuttavia che all'interno dei canyon esistono numerose grotte carsiche che non sono mai state studiate, ed, in parte, neppure esplorate e che potrebbero aver registrato nei loro sedimenti eventi significativi della storia di questo versante della Maiella.

In ogni caso, la stretta forra, considerata nel suo contesto tettonico e geomorfologico, rappresenta una particolarità "geologica" meritevole sia di ulteriori studi, sia di interventi di tutela e valorizzazione nell'ottica di una didattica di tipo naturalistico-culturale. E' certamen-

te meritevole di essere censita come un importante "geosito", per il suo interesse rilevante per la conoscenza della storia della seconda montagna dell'Appennino.

Ringraziamenti

Esprimiamo un particolare ringraziamento a Ezio Burri e Andrea Borsato che ci hanno accompagnato sul terreno e hanno contribuito alla discussione sull'evoluzione della forma. Questo lavoro è stato in parte finanziato dal MIUR Cofin 2002 (prot. 2002043912_002).



Fig. 7 - Cuneo tettonico espulso nell'ambito della fascia inferiore della grande scarpata tettonica della Maiella, in prossimità di Fara di San Martino. Sul lato a valle si riconosce una piega di trascinamento. Questa struttura presenta forti analogie con quella descritta, che si trova poche centinaia di metri più a ovest.

A partially extruded wedge in the lower belt of the tectonic scarp of Maiella near Fara di San Martino. A drag fold affects the downvalley side. This structure shows strong analogies with that described, which is located few hundred metres westwards.

Bibliografia

- Ambrosetti P., Bosi C., Carraro F., Ciaranfi N., Panizza M., Papani G., Vezzani L. & Zanferrari A. (1983) – *Neotectonic map of Italy*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma.
- Casnedi R., Crescenti U., D'Amato C., Mostardini F. & Rossi U. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geol. Romana, **20**, 1-42.
- Castiglioni G.B. (1958) – *Studi geologici e morfologici del territorio di Baceno e Premia (Val d'Ossola, Alpi Lepontine)*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Università di Padova, **20**, 1-82.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E. & Turco E. (1997) – *Active tectonics in the Central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy*. Tectonophysics, **272**, 43-68.
- Crescenti U., Crostella A., Donzelli G. & Raffi G. (1969) - *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte II – Litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 343-420.
- Demangeot J. (1965) - *La Montagne de la Maiella. Mém. et doc., in Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*. Ed. du Centre Rec. Doc. Cart. Geogr., CNRS, n.h.s., 403 pp, Paris.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1983) - *Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella ed arco Morrone - Gran Sasso)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 563-577.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1997) - *Interfering paths of deformation and development of arcs in the fold-and-thrust belt of the central Apennines (Italy)*. Tectonics, **16**, 523-536.
- Ghisetti F. & Vezzani, L. (1999a) - *Depth and modes of Pliocene-Pleistocene crustal extension of the Apennines (Italy)*. Terra Nova, **11**, 67-72.
- Ghisetti F. & Vezzani L. (1999b) – *Geometrie deformative ed evoluzione cinematica dell'Appennino centrale*. Studi Geologici Camerti, **14**, 127-154.
- Giraudi C. & Frezzotti M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the central Apennines, Italy*. Quaternary-Research, **48** (3), 280-290.
- Lavecchia G., Brozzetti F., Barchi M., Menichetti M. & Keller J.V.A. (1994) - *Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from an analysis of the Neogene to Present deformations and related stress fields*. Geol. Soc. of Am. Bull., **106**, 1107-1120.
- Sauro U. (1976) - *Cenni morfologici sulla Val di Non*. In: Aspetti Geografici del Trentino- Alto Adige occidentale. Ist. Geogr. Padova, **XI**, 1974, 113-125.
- Scisciani V., Calamita F., Bigi S., De Girolamo C. & Paltrinieri W. (2000) - *The influence of syn-orogenic normal faults on Pliocene thrust system development: the Maiella structure (Central Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 193-204.
- Scisciani V., Tavarnelli E. & Calamita F. (2002) - *The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy*. J. Struct. Geol., **24**, 1647-1658.
- Tondi E. & Cello G. (2003) – *Spatiotemporal evolution of the Central Apennines fault system (Italy)*. J. Geodynamics, **36**, 113-128.
- Vecsei A., Sanders D., Bernoulli D., Eberli G. & Pignatti J. (1998) - *Cretaceous to Miocene sequence stratigraphy and evolution of the Maiella carbonate platform margin, Italy*. SEPM Sp. Publ., **60**, 53-74.
- Vezzani L. & Ghisetti F. (1998) - *Carta Geologica dell'Abruzzo*. Scala 1:100.000. SELCA, Firenze.

Ms. ricevuto il 22 luglio 2003
 Testo definitivo ricevuto il 4 novembre 2003

Ms. received: July 22, 2003
 Final text received: November 4, 2003

