

ASPETTI MORFOTETTONICI DELL'EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELLA VALLE DEL MELANDRO (APPENNINO CAMPANO-LUCANO)

Claudio Martino ¹ & Marcello Schiattarella ¹

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata, Potenza

RIASSUNTO: C. Martino & M. Schiattarella, *Aspetti morfotettonici dell'evoluzione geomorfologica della valle del Melandro (Appennino campano-lucano)*. (IT ISSN 0394-3356, 2006).

La valle del Melandro è una depressione tettonica che si sviluppa in direzione NO-SE lungo la zona assiale della catena sud-appenninica. È colmata da sedimenti quaternari che giacciono su due grandi unità tettoniche sovrapposte: l'Unità dei Monti della Maddalena, costituita prevalentemente da carbonati meso-cenozoici di mare basso, a tetto e le Unità Lagonegresi, formate da successioni pelagiche mesozoico-terziarie, a letto. Tali caratteri rendono l'area particolarmente adatta alla stima dei tassi di sollevamento: sono infatti presenti successioni sufficientemente resistenti all'erosione da conservare diversi elementi morfotettonici relativamente antichi, con particolare riferimento alle superfici erosionali sospese, sufficientemente vincolabili cronologicamente grazie alla presenza di successioni plioceniche e pleistoceniche.

I tassi di sollevamento sono stati calcolati usando la differenza di quota tra superfici erosionali ed il livello di base assoluto (livello del mare) e locale (*talweg* attuale). Sono stati inoltre stimati i tassi di sollevamento per intervalli temporali compresi tra due fasi di erosione consecutive (sollevamento "partizionato"), considerando la differenza di quota tra un dato ordine di superfici e quello immediatamente più giovane.

Nella valle e sui rilievi contigui sono stati distinti quattro ordini di superfici erosionali con peculiari caratteristiche morfologiche, che differiscono tra la dorsale carbonatica in sinistra orografica ed il fianco opposto in terreni lagonegresi. L'ordine più antico (S1) corrisponde alla Paleosuperficie *Auctt.* di età altopliocenica, poichè rasa depositi marini del Pliocene inferiore-medio affioranti sui Monti della Maddalena. Morfologicamente incastrate nella superficie sommitale appaiono le superfici S2, S3 ed S4. Le superfici S3 rasano il riempimento continentale del bacino della valle del Melandro del Pleistocene inferiore: ciò permette di attribuire tale ordine alla parte alta del Pleistocene inferiore, al passaggio con il Pleistocene medio. Le superfici S2, interposte tra S1 e S3, sono conseguentemente attribuibili al Pleistocene inferiore. Infine, le superfici S4 sono databili al Pleistocene superiore per correlazione morfostratigrafica su scala regionale. Le superfici S1, modellate nel Pliocene superiore, sono state tettonicamente sbloccate durante l'inizio del Pleistocene inferiore, mentre quelle S2, che si sono formate prima della deposizione del riempimento continentale del bacino della valle del Melandro, hanno iniziato a sollevarsi durante l'episodio tettonico regionale di età emiliana. I *glacis* erosionali S3, modellati dopo l'aggradazione del bacino ad opera dei depositi alluvionali, sono stati disattivati e sollevati al debutto del Pleistocene medio, mentre i terrazzi erosionali (S4), morfologicamente incastrati nei precedenti, hanno subito un sollevamento durante il Pleistocene superiore.

I due fianchi del bacino presentano modalità di sollevamento differenti. Nel corso del Pleistocene inferiore, il versante in destra orografica si solleva più velocemente rispetto a quello opposto, mentre - a partire dal Pleistocene medio - avviene il contrario. In generale, i tassi di sollevamento calcolati per l'intero bacino della valle del Melandro hanno messo in evidenza un decremento dei valori tra il Pleistocene inferiore e quello medio, considerando il sollevamento locale e "partizionato", a differenza dei dati relativi al sollevamento regionale che descrivono un *trend* crescente a partire dall'inizio del Pleistocene.

La comparazione tra le quote dei relitti di superfici erosionali con il profilo longitudinale del Fiume Sele, a partire dal Torrente Pergola (affluente del Fiume Melandro, che fa appunto parte del sistema idrografico a recapito tirrenico del Sele), ha permesso di ipotizzare una formazione in ambiente genetico fluviale delle superfici S3 ed S4 ben al di sopra del livello del mare. Queste presentano, infatti, un andamento conforme a quello del profilo longitudinale del Fiume Sele. Le superfici S1 ed S2 hanno, invece, un andamento molto regolare e prossimo alla orizzontalità, come possibile conseguenza di un modellamento in corrispondenza del livello del mare, geneticamente legato all'azione dell'abrasione marina. Queste considerazioni permettono di operare una correzione alla stima dei tassi di sollevamento regionale per le superfici S3, sulla base della differenza di quota che intercorre tra tali superfici ed il paleo-livello di base relativo alla parte alta del Pleistocene inferiore, impostato sui conglomerati di Eboli. Tale correzione modifica l'andamento del tasso di sollevamento regionale e lo rende congruente con i tassi di *uplift* locale e "partizionato".

ABSTRACT: C. Martino & M. Schiattarella, *Morphotectonics and Quaternary geomorphological evolution of the Melandro Valley, southern Apennines, Italy*. (IT ISSN 0394-3356, 2006).

The target of this study is to furnish new data on the morphotectonic setting of a key-area of the southern Italian Apennines, the valley of Melandro River, by means of both geomorphological and structural analyses. Further, a fruitful attempt of morphostratigraphic correlation of several orders of sub-horizontal land surfaces and flat summit landscapes with other similar geomorphic features on a regional scale has been done. The age attribution of such features to sufficiently constrained Pliocene and Pleistocene time intervals allowed the calculation of the regional and local uplift rates and the reconstruction of the morphotectonic history of the study area. The Melandro River basin is a tectonic depression located in the axial zone of the south-Apennines chain, a fold-and-thrust belt strongly uplifted and fragmented by neotectonics and therefore characterized by many Quaternary longitudinal and transversal morphostructural depressions.

The uplift rates have been estimated using geomorphological, stratigraphical and structural data. Geomorphic data consist essentially of elevation values, ages and arrangement of erosional gently dipping land surfaces and other morphotectonic indicators. The morphostructural evolution of the Melandro River basin is characterized by stages of uplift alternated with slack periods in which the erosional surfaces developed. In particular, four generations of land surfaces have been detected on the basis of both field survey and map analysis. The age of these surfaces have been defined on the basis of morphostratigraphic relationships with the Pliocene and Quaternary deposits. Specifically, the oldest surface was sculptured also in the marine Pliocene deposits whereas the intermediate surface cuts the continental lower Pleistocene sediments filling the main depression. The youngest surface is late Pleistocene in age, as verified for similar terraces in adjacent areas. The uplift rates have been calculated on the basis of the difference in height between the absolute (sea level) or local (present-day *talweg*) erosion base levels and the several generations of land surfaces. Further, in this study we also calculated the stage (or partitioned) uplift on the basis of the difference in height between a given order of land surfaces and that immediately younger, aiming to consider the behaviour trend in specific time intervals. The trend of stage uplift is characterized by two increments: the first during the upper part of the early Pleistocene and the second during the late Pleistocene.

New data permitted us to restore the palaeomorphology of the different land surfaces and, by comparing them with present-day longitudinal stream profiles, to formulate suitable hypotheses on the genetic environments of these ancient erosional flat landscapes. In particular, the older surfaces seem to be generated at the sea level by marine erosion, whereas the younger ones show a continental origin, maybe related to cold periods of the Pleistocene, and were altered under warm-humid climatic conditions, as deduced from the presence of peculiar weathering fronts and as suggested by correlations with the global sea-level changes.

Parole chiave: Geomorfologia strutturale, superficie erosionale, tasso di sollevamento, Val Melandro, Appennino campano-lucano.

Keywords: Structural geomorphology, land surface, uplift rate, Melandro Valley, southern Apennines (Italy).

1. INTRODUZIONE

Negli ultimi anni viene registrato un sempre crescente interesse verso le problematiche relative alle velocità di sollevamento e alle conseguenti implicazioni sull'evoluzione geomorfologia di aree orogeniche. Per l'Appennino meridionale simili tematiche sono state affrontate, recentemente, con approcci multidisciplinari volti alla comparazione tra sollevamento e smantellamento erosivo (SCHIATTARELLA *et al.*, 2003, 2006; BOENZI *et al.*, 2004).

La valle del Melandro è una depressione tettonica che si sviluppa in direzione NO-SE lungo la "zona assiale" (*sensu* ORTOLANI *et al.*, 1992) della catena sud-appenninica. È colmata da sedimenti quaternari che giacciono su due grandi unità tettoniche sovrapposte: l'Unità dei Monti della Maddalena, costituita prevalentemente da carbonati meso-cenozoici di mare basso, a tetto e le Unità Lagonegresi, formate da successioni pelagiche mesozoico-terziarie, a letto. Tali caratteri rendono l'area particolarmente adatta alla stima dei tassi di sollevamento: sono infatti presenti successioni stratigrafiche sufficientemente resistenti all'erosione da conservare diversi elementi morfotettonici relativamente antichi, con particolare riferimento alle superfici erosionali sospese, databili grazie alla presenza di successioni plioceniche e pleistoceniche.

L'evoluzione geomorfologica della valle del Melandro è stata fortemente condizionata da più fasi di sollevamento, peraltro caratterizzate da un differente comportamento dei due fianchi del bacino. Infatti, nel corso del Pleistocene inferiore, il versante in destra orografica si è sollevato più velocemente rispetto a quello opposto, mentre - a partire dal Pleistocene medio - è avvenuto il contrario.

Nella valle e sui rilievi contigui sono stati distinti quattro ordini di superfici erosionali con peculiari caratteristiche morfologiche, che differiscono tra i Monti della Maddalena in sinistra orografica ed il fianco opposto in terreni lagonegresi. Tali elementi morfotettonici, datati grazie ai rapporti con i depositi plio-pleistocenici, sono stati utilizzati nella stima dei tassi di sollevamento. Quest'ultimi sono stati calcolati usando la differenza di quota tra superfici erosionali ed il livello di base assoluto (livello del mare) e locale (*talweg* attuale). Inoltre, sono stati stimati i tassi di sollevamento per intervalli temporali compresi tra due fasi erosive consecutive (tasso di sollevamento "partizionato" o *stage uplift rate* di SCHIATTARELLA *et al.*, 2006), considerando la differenza di quota tra un dato ordine di superficie e quello immediatamente più giovane.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

L'area investigata è una piccola porzione del prisma di accrezione sud-appenninica derivante dalla deformazione di diverse unità paleogeografiche ubicate lungo il margine passivo mesozoico della placca adriatica e della copertura ofiolitifera proveniente da un adiacente braccio dell'oceano tetideo (D'ARGENIO *et al.*, 1986; SGROSSO, 1988; PESCATORE *et al.*, 1999, tra gli altri). Le differenti unità tettoniche sono sovrascorse l'una sull'altra con vergenza adriatica. Da ovest verso est si riconoscono: i) le unità interne, che rappresenta-

no un prisma di accrezione oligo-miocenico con blocchi di ofioliti, corredato da depositi sintettonici del Miocene inferiore; ii) la piattaforma appenninica; iii) le Unità Lagonegresi, derivanti dalla deformazione del bacino omonimo; iv) le Unità Irpine, depositatesi in bacini satelliti e di avanfossa nel Miocene medio-superiore al di sopra delle Unità Lagonegresi deformate; v) la piattaforma apula.

La deformazione delle differenti unità paleogeografiche è iniziata secondo alcuni autori nel Miocene inferiore (D'ARGENIO *et al.*, 1986; PATACCA & SCANDONE, 2001, tra gli altri) e per altri nell'Oligocene superiore (PESCATORE *et al.*, 1999) ed è proseguita con la migrazione di sovrascorrimenti, bacini di *thrust-top* ed avanfosse sino al Pleistocene (PIERI *et al.*, 1997; PATACCA & SCANDONE, 2001, tra gli altri). L'edificio appenninico così strutturato è stato ampiamente dislocato da faglie ad alto angolo, plio-quaternarie trascorrenti ed estensionali (SCHIATTARELLA, 1998).

Il sollevamento dell'Appennino meridionale è strettamente collegato alle fasi tettoniche plio-pleistoceniche avvenute all'interno del sistema Mar Tirreno - catena. Nel Pliocene medio si è sviluppata una importante fase tettonica (ORTOLANI, 1978), marcata tra l'altro da una vistosa discordanza angolare nel bacino dell'Ofanto (GIANNANDREA, 2003). Durante il Pliocene superiore domina il fagliamento trascorrente (RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; ASCIONE & CINQUE, 1995) con la formazione di alti e bassi strutturali secondo i meccanismi della trazione e della traspressione (ORTOLANI *et al.*, 1992). In questo periodo ha luogo la subsidenza del bacino di Vavilov (SARTORI, 1989) ed un modesto sollevamento del settore peritirrenico della catena accompagnato dalla formazione dei bacini del Golfo di Salerno, della piana del Fiume Garigliano e di quella del Fiume Volturno (BRANCACCIO *et al.*, 1991). I sollevamenti più significativi, però, iniziano con il Pleistocene, in coincidenza di due importanti fasi parossistiche. La prima, sviluppatasi a partire dall'inizio del Pleistocene inferiore, è caratterizzata da forti sollevamenti in catena e dalla contemporanea sedimentazione di imponenti serie clastiche continentali - quali i Conglomerati di Auletta (ASCIONE *et al.*, 1992), i Conglomerati di Eboli (BRANCACCIO *et al.*, 1991) e i depositi del Pergola-Melandro (LIPPMAN PROVANSAL, 1987; SANTANGELO, 1991) - e marine (D'ARGENIO *et al.*, 1986; BRANCACCIO *et al.*, 1991). Una seconda fase parossistica accompagna l'inizio del Pleistocene medio con notevoli sollevamenti differenziali che hanno portato ad una disorganizzazione della rete idrografica con la formazione di diversi bacini intermontani lacustri quali, ad esempio, il Vallo di Diano e il bacino di Acerno (D'ARGENIO *et al.*, 1986; BRANCACCIO *et al.*, 1991). Durante gli intervalli freddi del Pleistocene medio si assiste alla rapida evoluzione delle scarpate di faglia per recessione rettilineo-parallela lungo l'intera fascia peritirrenica (BRANCACCIO *et al.*, 1979) ed i detriti generati ingombrano le valli e colmano i bacini lacustri determinando gli imponenti accumuli clastici attualmente terrazzati e riconoscibili in tutti i bassii morfologici.

Nel periodo compreso tra le due fasi parossistiche registrate nel Mar Tirreno ha luogo la subsidenza del bacino dei Marsili, a partire da 1.3 Ma (SARTORI, 1989), mentre i fenomeni di *uplift* si propagano anche nei settori più esterni della catena, nella Fossa bradanica e nell'avanpaese (WESTAWAY, 1993). In questo stesso

periodo, una "fase" tettonica in catena, iniziata 1.2 Ma, è responsabile del sollevamento delle superfici erosionali del Pliocene superiore e Pleistocene inferiore (SCHIATTARELLA *et al.*, 2003).

Durante il Pleistocene superiore si assiste ad una sostanziale stabilità del settore peritirrenico, come testimoniato dai terrazzi tirreniani posti pochi metri sul livello del mare lungo tutta la costa (COSENTINO & GLIOZZI, 1988; BORDONI & VALENSISE, 1998; tra gli altri). In questo periodo si sollevano principalmente la zona assiale, il fronte della catena, la Fossa bradanica e settori dell'avampaese (COSENTINO & GLIOZZI, 1988; WESTAWAY, 1993; BORDONI & VALENSISE, 1998; CUCCI & CINTI, 1998; AMATO, 2000; SCHIATTARELLA *et al.*, 2003, 2006).

La depressione tettonica della valle del Melandro rappresenta uno dei diversi bacini intermontani pleistocenici dell'Appennino meridionale (Fig. 1). Tra i bacini posti lungo la zona assiale della catena, è l'unico con depositi di età infrapleistocenica (LIPPMAN PROVANSAL,

1987), mentre gli altri (Vallo di Diano, alta Val D'Agri, Bacino del Mercure) sono non più antichi del Pleistocene medio. Bacini di età comparabile sono invece ubicati lungo il settore tirrenico della catena (bacino di Auletta, area dei Conglomerati di Eboli).

La valle del Melandro è aggradata da depositi alluvionali del Pleistocene inferiore (LIPPMAN PROVANSAL, 1987) distinti in tre unità litostratigrafiche separate da paleosuoli e superfici di erosione (GIANO & MARTINO, 2003). Tali depositi sono spianati da una superficie erosionale che si estende, seppure in modo frammentato, lungo tutto l'asse vallivo e si raccorda con i versanti dei rilievi adiacenti (MARTINO, 2005). Oltre alla superficie impostata sui depositi continentali del bacino, sono state riconosciute diverse superfici di spianamento sia sui Monti delle Maddalena, a quote superiori ai 1000 m, che sui monti che delimitano la valle ad oriente, tra gli 800-900 m e i 1100-1300 m (SANTANGELO, 1991).

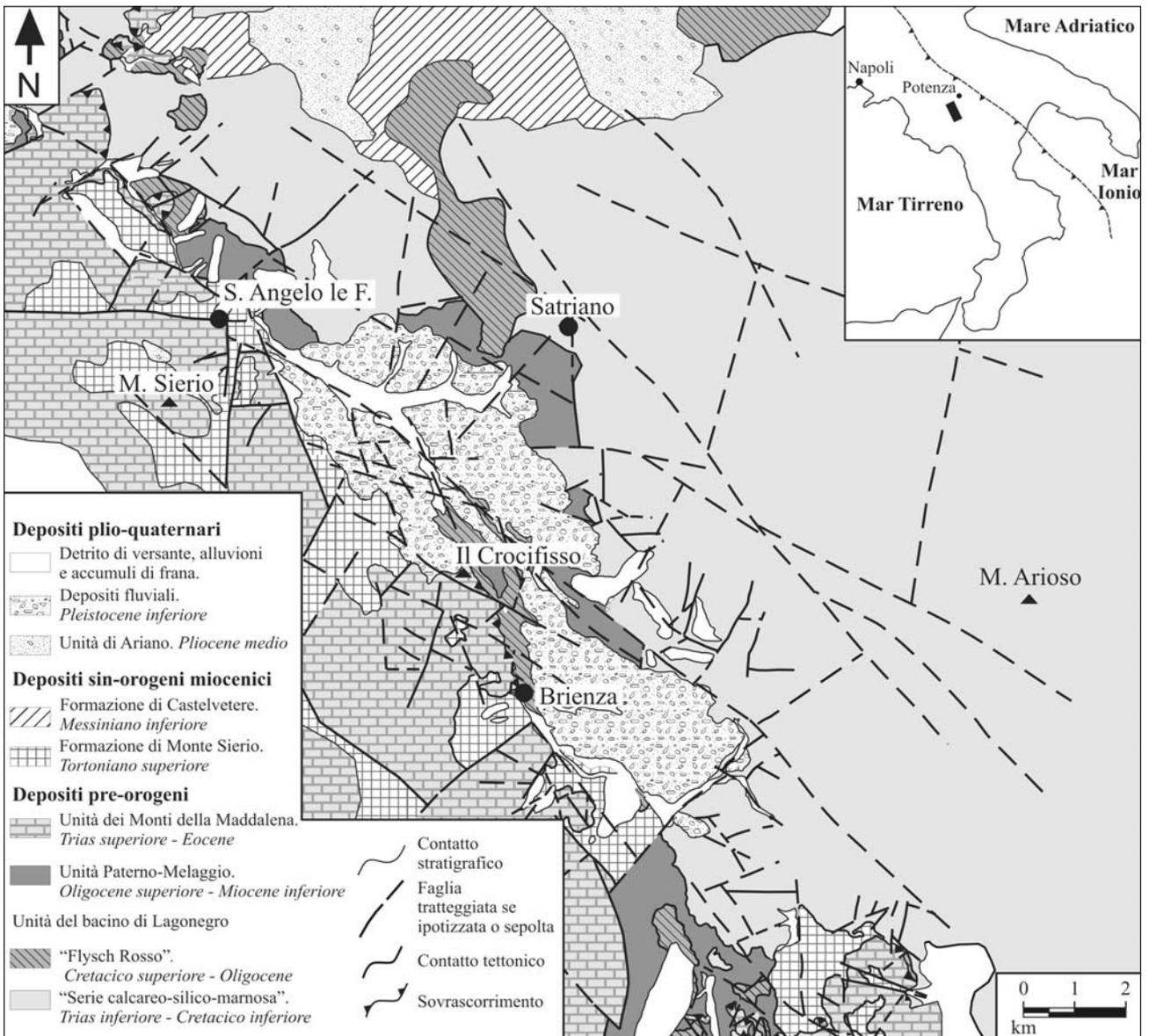


Fig. 1 - Carta geologica schematica del bacino del Fiume Melandro.
Geological sketch map of the Melandro River basin.

3. ANALISI MORFOSTRUTTURALE

I margini del bacino della valle del Melandro sono contraddistinti da un andamento molto irregolare a causa di un'evoluzione tettonica polifasica (Fig. 1). Dall'analisi statistica delle mesofaglie rilevate in massima parte nel massiccio carbonatico dei Monti della Maddalena è stato possibile osservare una cinematica polifasica per tutte le principali famiglie di faglia (Fig. 2). Alcune faglie mostrano un carattere sin-sedimentario rispetto ai depositi alluvionali del Plei-

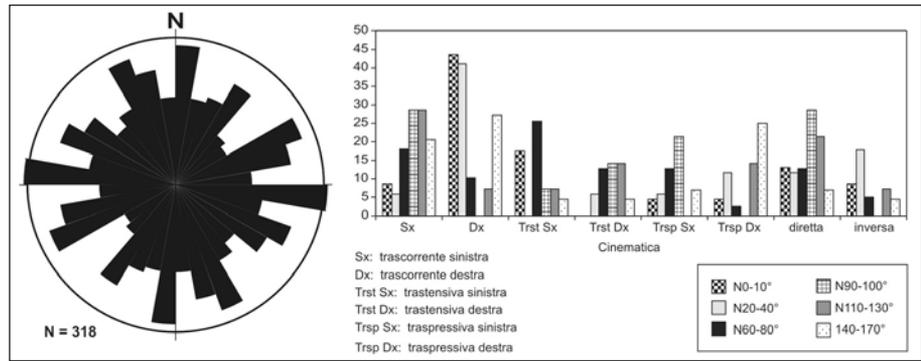


Fig. 2 - Diagramma a rosetta delle mesofaglie misurate nell'area del bacino del Fiume Melandro e frequenza relativa delle cinematiche delle faglie.

Rose diagram of the mesoscopic faults from the study area and frequency of kinematic behaviour of fault sets.

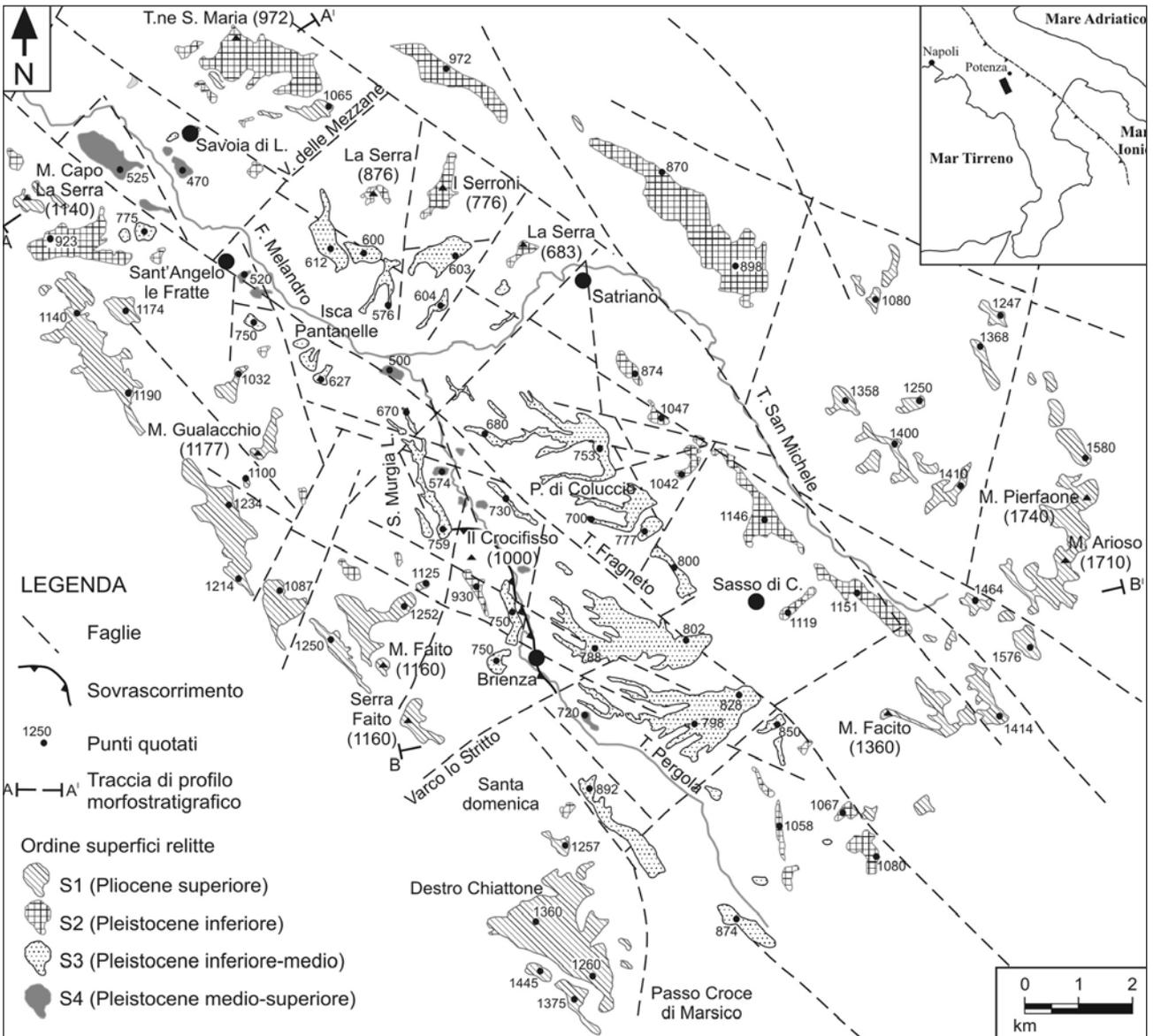


Fig. 3 - Carta morfostrutturale del bacino del Fiume Melandro. Morphostructural map of the Melandro River basin.

stocene inferiore (GIANO & MARTINO, 2003).

Nell'ambito del bacino e dei rilievi al contorno sono stati individuati quattro ordini di superfici (Fig. 3) che decrescono di quota sia lungo il fianco occidentale (Monti della Maddalena) che lungo quello orientale (Fig. 4).

L'ordine più antico (S1) corrisponde alla Paleosuperficie *Auctt.* di età altopliocenica: sulla sommità della dorsale dei Monti della Maddalena, e segnatamente in località La Conca, rasa infatti depositi marini del Pliocene inferiore-medio. Morfologicamente incastrate nel paleopaesaggio S1 appaiono le superfici S2, S3 ed S4. Le superfici S3 rasano il riempimento continentale del bacino della Valle del Melandro, datato al Pleistocene inferiore (LIPPMAN PROVANSAL, 1987): ciò permette di attribuire tale ordine alla parte alta del Pleistocene inferiore. Le superfici S2, interposte tra quelle S1 ed S3, sono conseguentemente attribuibili al Pleistocene inferiore. Infine, le superfici S4 sono state certamente disattivate nel Pleistocene superiore, in accordo con quanto rilevato in aree limitrofe da SCHIATTARELLA *et al.* (2003), e pertanto la loro genesi può essere compresa tra la parte alta del Pleistocene medio e il Pleistocene superiore. Le superfici S1, modellate nel Pliocene superiore, sono state tettonicamente sbloccate durante l'inizio del Pleistocene inferiore (BRANCACCIO *et al.*, 1991; SCHIATTARELLA *et al.*, 2003), mentre quelle S2, che si sono formate prima della deposizione del riempimento continentale del bacino della valle del Melandro, hanno iniziato a sollevarsi durante l'episodio tettonico emiliano (D'ARGENIO *et al.*, 1986), ed in particolare in corrispondenza dell'intervallo 1.2-1.3 Ma (SARTORI, 1989, 1990; SCHIATTARELLA *et al.*, 2003). I glacis erosionali S3, modellati dopo l'aggradazione del bacino ad opera dei depositi alluvionali, si sono sollevati al debutto del Pleistocene medio (BRANCACCIO *et al.*, 1991; Schiattarella *et al.*, 2003), mentre i terrazzi erosionali S4, morfologicamente incastrati nei precedenti, hanno subito un sollevamento durante il Pleistocene superiore (0.125 Ma in BORDONI & VALENSISE, 1998, e SCHIATTARELLA *et al.*,

2003).

La stima dei tassi di *uplift*, calcolati sulla base della distribuzione altimetrica delle superfici sopra discusse, dei profili morfostratigrafici che ne derivano (Fig. 5), e dell'attribuzione dei *marker* a range di età



Fig. 4 - A: Panoramica dei Monti della Maddalena. È possibile osservare la Paleosuperficie *Auctt.* (S1), che rassa la sommità della dorsale carbonatica, e le superfici S2 ed S3 in essa morfologicamente incastrate. B: Panoramica della destra orografica del bacino. È possibile osservare la superficie sommitale (S1) che rassa i rilievi modellati nella successione mesozoica lagonegrese. Incastrate nel paesaggio della paleosuperficie sommitale sono ben evidenti le superfici più giovani S2 ed S3.

A: General view of the Maddalena Mts: note the highest and oldest palaeosurface (S1) cutting the top of the carbonate ridge, and the younger and lower S2 and S3 land surfaces. B: General view of the right flank of the basin: note the summit land surface cutting the top of the mountains formed of Lagonegre units, and the younger and lower S2 and S3 land surfaces.

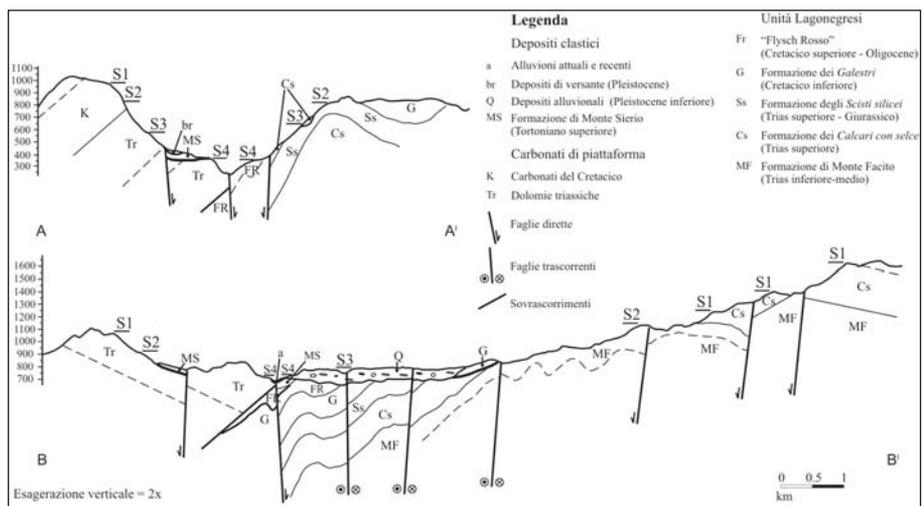


Fig. 5 - Esempi di profili morfostratigrafici trasversali al bacino, utilizzati per la stima dei tassi di sollevamento.

Examples of morphostratigraphic cross-sections through the basin used for the estimate of uplift rates.

relativamente ristretti (Fig. 6), ha permesso di apprezzare una differente dinamica del sollevamento per i due fianchi del bacino: nel corso del Pleistocene inferiore, il versante in destra orografica si solleva più velocemente rispetto a quello opposto, mentre a partire dal Pleistocene medio avviene il contrario. In generale, i tassi di sollevamento calcolati per l'intero bacino della valle del Melandro hanno messo in evidenza un decremento dei valori tra il Pleistocene inferiore e quello medio, considerando il sollevamento locale e "partizionato", a differenza dei dati relativi al sollevamento regionale che descrivono un *trend* crescente a partire dall'inizio del Pleistocene.

La comparazione tra le quote dei relitti di superfici erosionali con il profilo longitudinale del Fiume Sele (Fig. 7a), a partire dal Torrente Pergola (affluente del Fiume Melandro, che fa appunto parte del sistema idrografico a recapito tirrenico del Sele), ha permesso di ipotizzare una formazione in ambiente genetico fluviale - e ben al di sopra del livello del mare - delle superfici S3 ed S4. Queste presentano, infatti, un andamento conforme a quello del profilo longitudinale del Fiume Sele. Le superfici S1 ed S2 hanno, invece, un andamento molto regolare e prossimo all'orizzontalità (Fig. 7), come possibile conseguenza di una formazione in corrispondenza del livello del mare e geneticamente legata all'azione dell'abrasione marina. Queste considerazioni permettono di operare una correzione alla stima dei tassi di sollevamento regionale per le superfici S3, sulla base della differenza di quota che intercorre tra tali superfici ed il paleo-livello di base relativo alla parte alta del Pleistocene inferiore, impostato sui conglomerati di Eboli (BRANCACCIO *et al.*, 1991). Tale correzione modifica l'andamento del tasso di sollevamento regionale e lo rende congruente con i tassi di *uplift* locale e "partizionato" (Fig. 8). Inoltre, il tasso di sollevamento regionale così corretto calcolato a 1.2 Ma risulta essere pari a circa 1 mm/a, che è un valore corrispondente al tasso di subsidenza del bacino di Marsili, stimato per lo stesso periodo da SARTORI (1989).

Le superfici S1 sono riconducibili alla Paleosuperficie *Auctt.* a sviluppo regionale, la cui formazione è avvenuta durante il Pliocene superiore. In questo periodo il rilievo era molto modesto (BARTOLINI, 2003), per cui le oscillazioni positive del livello del mare hanno giocato un ruolo fondamentale nello spianamento di aree molto ampie (Fig. 9). Un discorso analogo sembra valere anche per le superfici S2, che in parte sono state modellate - sempre in corrispondenza del livello del mare - a partire dalle morfologie dei paleopaesaggi altopliocenici e quindi ereditate dalle superfici S1. Considerando un intervallo temporale di formazione per la superficie S1 di almeno 0.4-0.5 Ma, che termina a 1.8 Ma con l'inizio del sollevamento, si può osservare dalla curva eustatica che in questo periodo il livello del mare si trovava mediamente a -40 m rispetto all'attuale (Fig. 10). All'interno di questo intervallo temporale vi sono state almeno cinque importanti oscillazioni positive del livello del mare (rispetto ai -40 m), che con ogni probabilità hanno giocato un ruolo fondamentale nel modellamento della superficie. Per le superfici S2 si può ipotizzare un periodo di formazione più breve (circa 0.25 Ma), essendo queste in parte il prodotto del rimodellamento di quelle S1, come segnalato per la vicina area della Val d'Agri (BOENZI *et al.*, 2004). La compara-

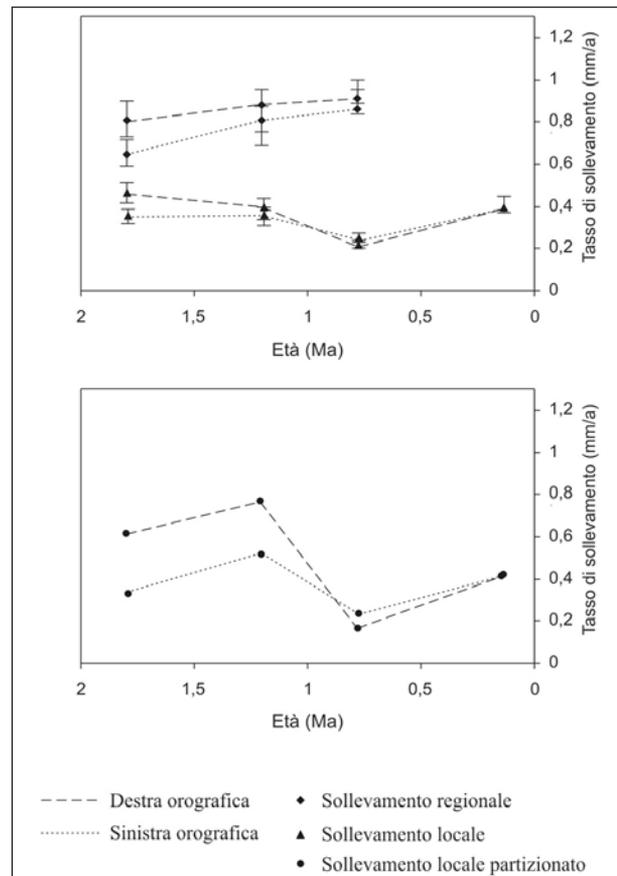


Fig. 6 - Diagrammi relativi alle variazioni nel tempo dei tassi di sollevamento regionali, locali e locali partizionati stimati per l'area del bacino del Fiume Melandro.

Diagrams showing the variations during the Quaternary of regional, local and stage uplift rates from the Melandro basin area.

zione con la curva eustatica suggerisce che le superfici S2, sollevate a partire da 1.2 Ma (SCHIATTARELLA *et al.*, 2003), si sono formate in un periodo in cui il livello del mare si trovava mediamente a -60 m. Probabilmente gran parte del modellamento è avvenuto ai due estremi di tale intervallo temporale, in coincidenza di due significative risalite del livello del mare (Fig. 10).

Le superfici S3 ed S4 sono state modellate a quote di alcune centinaia di metri al di sopra del livello del mare (Fig. 7), presumibilmente durante periodi freddi, come ipotizzato da LIPPMAN PROVANSAL (1987) per la formazione dei *glacis* corrispondenti alle superfici S3, avvenuta in ambiente periglaciale. Il fatto che in simili contesti morfoclimatici si possono formare aree pedemontane sub-pianeggianti molto ampie è in accordo con l'estensione delle superfici S3 ed il loro raccordo morfologico a profilo concavo con i versanti adiacenti (Fig. 11).

I *glacis* erosionali S3 sono caratterizzati da un carapace di alterazione spesso alcuni metri. In corrispondenza delle alluvioni del Pleistocene inferiore, tale orizzonte è caratterizzato da una generale ossidazione dei depositi che conferisce una tipica colorazione rossastra. Laddove la superficie S3 insiste sul substrato

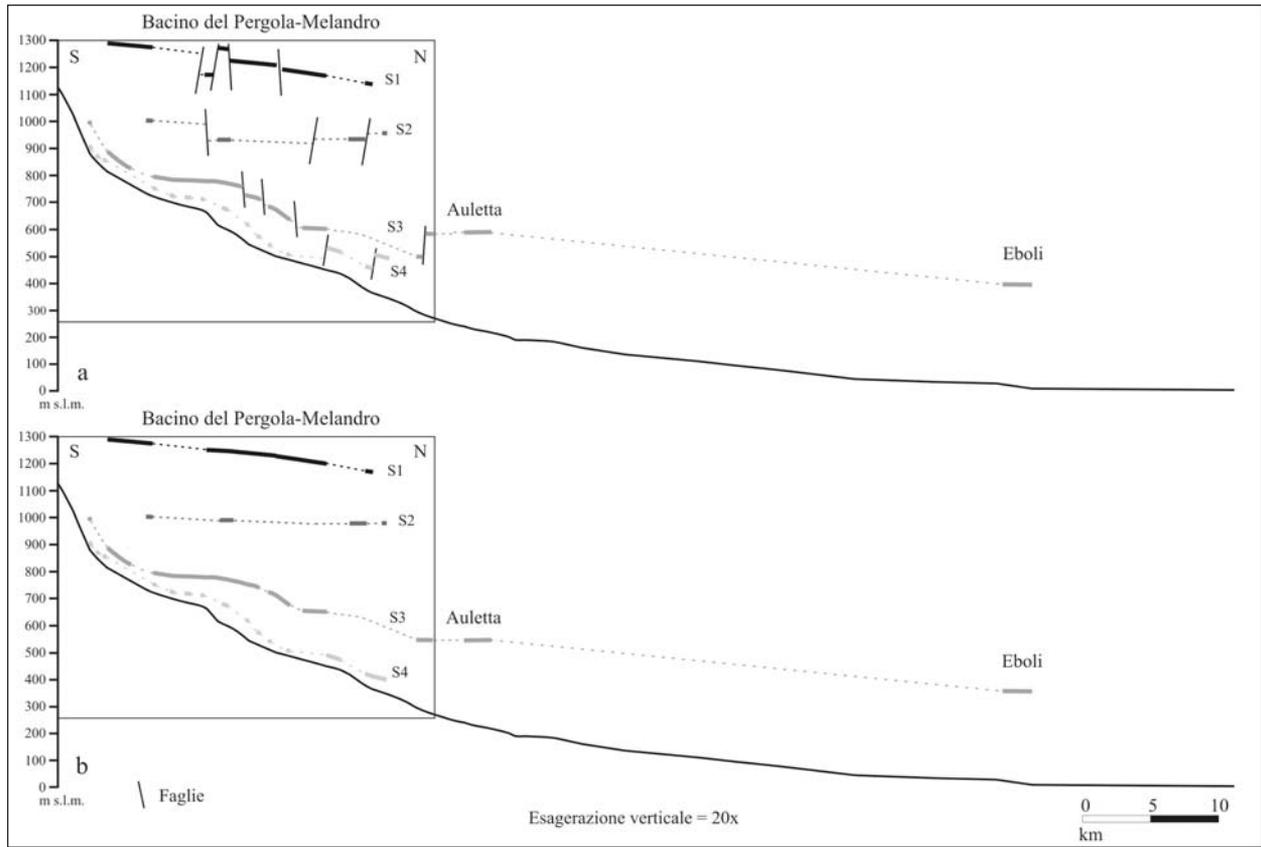


Fig. 7 - a) Comparazione del profilo longitudinale del Fiume Sele -Torrente Pergola con i lembi dei diversi ordini di superfici erosionali relitte; b) ricostruzione della paleomorfologia delle stesse superfici effettuata sulla base della restituzione del rigetto delle faglie.

a) Comparison of longitudinal stream profile of the Sele-Pergola rivers and land-surface relicts; b) palaeomorphological reconstruction of land surfaces by fault displacement restoration.

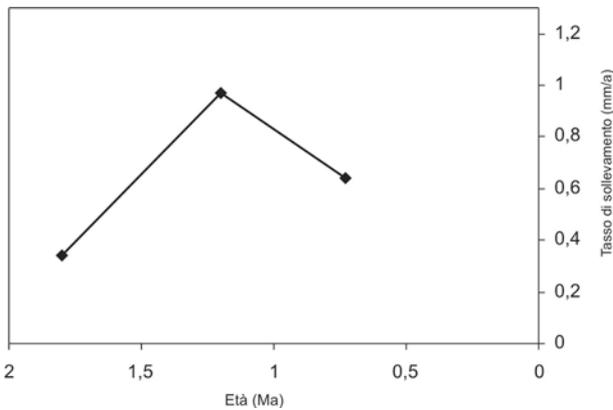
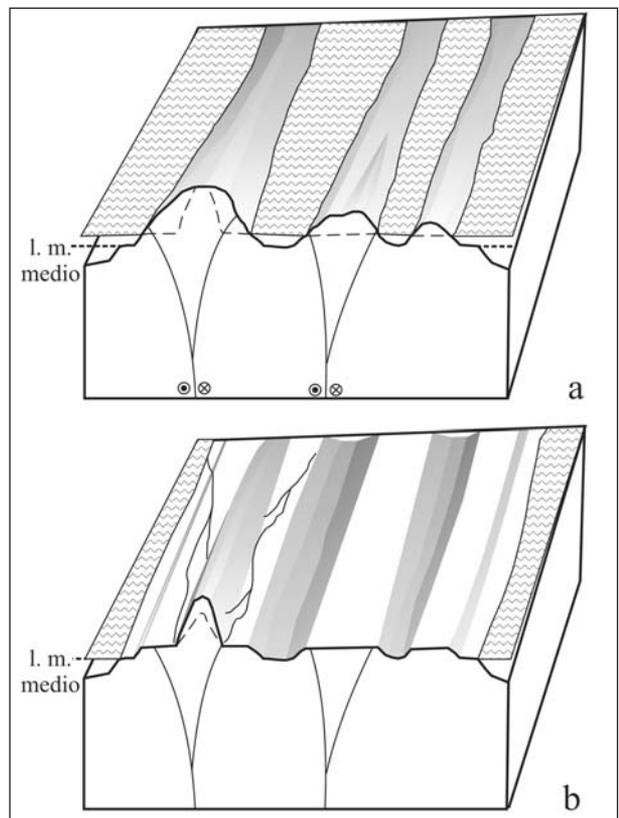


Fig. 8 - Tasso di sollevamento regionale corretto sulla base della ricostruzione dei paleolivelli di base dell'erosione (cfr. Fig. 8).

Base-level-corrected regional uplift rate (cf. Fig. 8).

Fig. 9 - Diagramma a blocchi della possibile genesi multitemporale delle superfici erosionali S1 ed S2; a) abrasione marina durante i periodi di oscillazione positiva del livello eustatico; b) successivo modellamento ad opera dei corsi d'acqua.

Block diagram illustrating the possible two-step origin of the S1 and S2 land surfaces; a) marine erosion during sea-level raising periods; b) subsequent shaping of the surface by fluvial erosion.



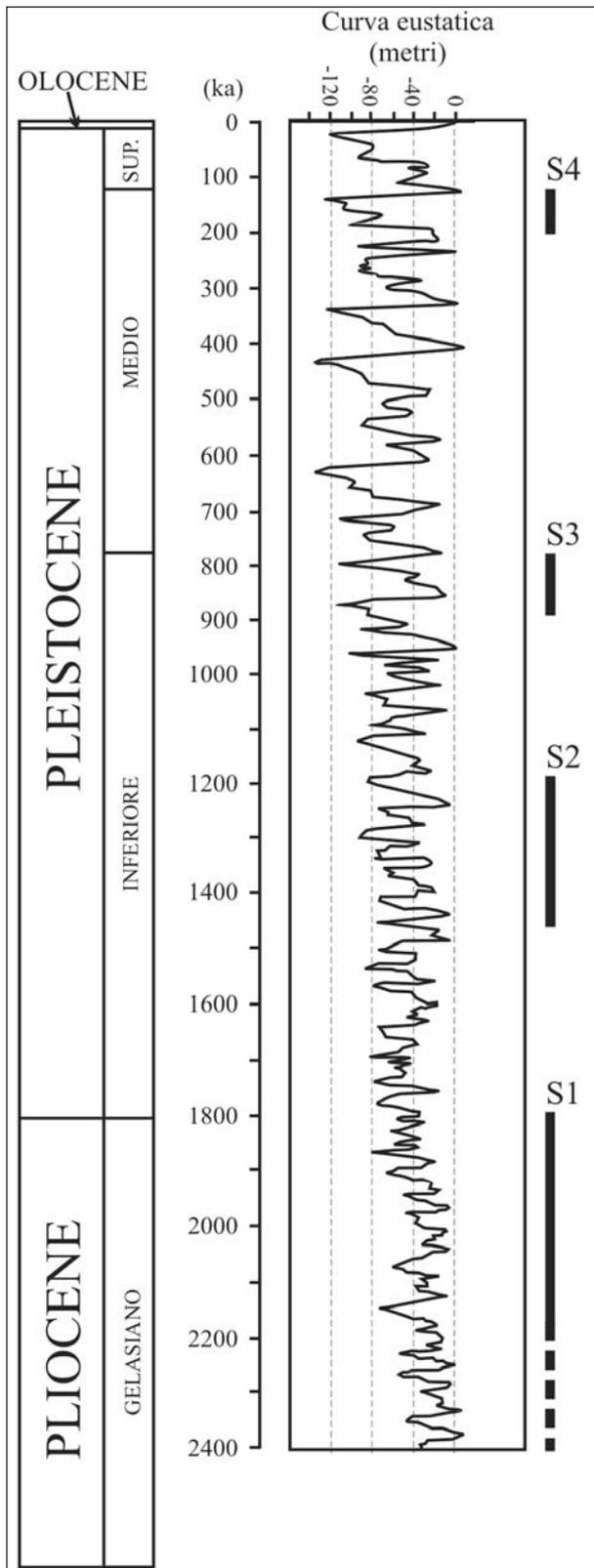


Fig. 10 - Intervalli cronologici in cui si sono modellati i diversi ordini di superfici, nel quadro della curva eustatica plio-quadernaria (modificata da BINTANJA *et al.*, 2005, per il primo milione di anni; per la restante parte ricavata dalla curva degli isotopi dell'ossigeno di GRADSTEIN *et al.*, 2004).

*Time intervals related to the genesis of different land surface, in the frame of the global sea level curve (modified after BINTANJA *et al.*, 2005, for the last 1 My, and reconstructed for the remaining part by means of marine oxygen-18 isotope curve after GRADSTEIN *et al.*, 2004).*



Fig. 11 - Raccordo concavo tra il versante settentrionale del Monte Il Crocifisso e la superficie S3 di Serra Murgia Longa, impostata sui conglomerati del Pleistocene inferiore.

Concave profile of the northern slope of Mt. Il Crocifisso connected with the S3 land surface of the Serra Murgia Longa lower Pleistocene conglomerates.

pre-quadernario, si può osservare un fronte di *weathering* spesso 2-3 m, caratterizzato - in special modo nei litotipi costituiti da un'alternanza di livelli argillosi e litoidi, come ad esempio nella Formazione dei *Galestri* - da blocchi litoidi di varie dimensioni immersi in una matrice argillosa fortemente alterata. Inoltre, all'interno della componente argillosa è possibile osservare delle plaghe biancastre, corrispondenti a livelli di precipitazione calcarea prossimi alla superficie, che ricalcano l'andamento della topografia e, segnatamente, delle superfici piane o blandamente ondulate. L'insieme di questi caratteri fa supporre che il carapace di alterazione si sia formato in un clima caldo-umido e con la superficie non ancora disseccata dall'erosione lineare. Simili fronti regolitici possono essersi formati poco prima dell'inizio del sollevamento del *glacis*, periodo in cui si registra un picco eustatico positivo (Fig. 10).

4. CONSIDERAZIONI FINALI

Il bacino della Valle del Melandro è caratterizzato da un'evoluzione morfotettonica polifasica che ha determinato una complessa articolazione dei suoi margini. Episodi di sollevamento sono intervallati a periodi di stasi durante i quali sono state generate superfici erosionali, organizzate in quattro ordini distribuiti temporalmente dal Pliocene superiore al Pleistocene superiore.

I tassi di sollevamento, calcolati grazie all'attribuzione cronologica per correlazione morfostratigrafica delle superfici ad intervalli temporali sufficientemente vincolati, hanno permesso di evidenziare un comportamento differenziale del sollevamento dei due fianchi del bacino, più rapido in destra orografica durante il Pleistocene inferiore e a velocità invertite a partire dal Pleistocene medio. In generale, i tassi di *uplift* calcolati per l'intero bacino della Valle del Melandro mostrano per il sollevamento locale e "partizionato" un decremento dei valori tra il Pleistocene inferiore e quello medio, a differenza dei dati relativi al sollevamento regionale che descrivono un andamento crescente a partire dall'inizio del Pleistocene. La ricostruzione del paleolivello di base riferibile alle superfici S3 ed S4 per-

mette di operare una correzione al valore del tasso di sollevamento regionale, che in seguito a questa modifica assume una *trend* comparabile con quello del sollevamento locale e "partizionato".

La comparazione tra il profilo longitudinale del Fiume Sele con i lembi delle superfici relitte ha permesso di ipotizzare per le superfici S1 ed S2 una formazione in corrispondenza del livello del mare e per quelle più giovani (S3 ed S4) un modellamento avvenuto alcune centinaia di metri al di sopra del livello di base assoluto. Le superfici S1 ed S2 sono state modellate probabilmente durante le oscillazioni positive del livello del mare del Pliocene superiore e del Pleistocene inferiore. Al contrario, le superfici S3 ed S4 sono state scolpite durante fasi climatiche fredde che hanno generato ampi *glacis* in roccia. Inoltre, le superfici S3 sono caratterizzate da uno spesso carapace di alterazione probabilmente prodotto in un clima caldo-umido. Si può dunque ipotizzare che il *glacis* S3 è il prodotto derivante dall'accoppiamento di un regime climatico di tipo periglaciale, che ha favorito lo spianamento, con un successivo periodo caldo-umido, durante il quale è stata alterata la superficie.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare due *referee* anonimi per gli utili suggerimenti. Lavoro finanziato con il contributo Cofin PRIN 2005, Unità Operativa dell'Università della Basilicata (Resp. M. Schiattarella).

BIBLIOGRAFIA

- AMATO A. (2000) - *Estimating Pleistocene Tectonic Uplift Rates in the Southern Apennines (Italy) from Erosional Land Surfaces and Marine Terraces*. In: Slaymaker O. (ed.), "Geomorphology Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley & Sons, New York, 67-87.
- ASCIONE A. & CINQUE A. (1995) - *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino Campano: il contributo dell'analisi geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**, 41-52.
- ASCIONE A., CINQUE A. & TOZZI M. (1992) - *La valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1992/1**, 209-219.
- BARTOLINI C. (2003) - *When did the Northern Apennine become a mountain chain?* Quaternary International, **101-102**, 75-80.
- BINTANJA R., VAN DE WAL R. S. W. & OERLEMANS J. (2005) - *Modelled atmospheric temperature and global sea levels over the past million years*. Nature, **437**, 125-128.
- BOENZI F., CAPOLONGO D., CECARO G., D'ANDREA E., GIANO S. I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2004) - *Evoluzione geomorfologica polifasica e tassi di sollevamento del bordo sud-occidentale dell'alta Val d'Agri (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol., **123**, 357-372.
- BORDONI & VALENSISE (1998) - *Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications*. In: Stewart I. & Vita-Finzi C. (eds), "Late Quaternary Coastal Tectonics". Geological Society, London, Special Publications, **146**, 71-110.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1979) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Ren. Acc. Sc., Let. e Art. in Napoli, **46**, 1-21.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Z. Geom., Suppl-Bd, **82**, 47-58.
- COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1988) - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 653-665.
- CUCCI L. & CINTI F. R. (1998) - *Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on Ionian coast of northern Calabria (southern Italy)*. Tectonophysics, **292**, 67-83.
- D'ARGENIO B., ORTOLANI F. & PESCATORE T. (1986) - *Geology of southern Apennines. A brief outline*. Geol. Appl. Idrogeol., **21**, 135-160.
- GIANNANDREA P. (2003) - *Analisi sedimentologica del sistema di Monte Sirico (parte alta della successione del bacino dell'Ofanto), Appennino meridionale, Basilicata*. Il Quaternario, **16**, 269-277.
- GIANO S. I. & MARTINO C. (2003) - *Assetto morfotettonico e morfostratigrafico di alcuni depositi continentali pleistocenici del bacino del Pergola-Melandro (Appennino lucano)*. Il Quaternario, **16**, 289-297.
- GRADSTEIN F.M. et al. (2004) - *A geologic time scale 2004*. Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report **86**, 1 poster.
- LIPPMAN PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin meridional (Italie): etude geomorphologique*. These de Doctorat d'Etat en Geographie Physique, Université d'Aix-Marseille.
- MARTINO C. (2005) - *Studio morfostrutturale e valutazione dei tassi di sollevamento e dei carichi tettonici nell'area del Bacino del Pergola-Melandro (Appennino Lucano)*. Tesi di dottorato inedita, Università della Basilicata, pp. 168.
- ORTOLANI F. (1978) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche a plioceniche dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 609-616.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R. M. (1992) - *Active tectonic in the Southern Apennines: relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP N. 276, Newsletter, **5**, 413-419.
- PATACCA E. & SSCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: VAI G.B., MARTINI I.P. (eds): "Anatomy of a mountain: The Apennines and Adjacent Mediterranean basins". Kluwer Academic Publishers, 401-440.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**, 269-286.

- PIERI P., VITALE G., BENEDEUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO S. I., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSER G., SABATO L., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. & TROPEANO M. (1997) - *Tettonica quaternaria nell'area bradanico-ionica*. Il Quaternario, **10**, 535-542.
- RUSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec., **1992/1**, 271-278.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine calabro-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato inedita, Università "Federico II", Napoli.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giornale di Geologia, **51**, 1-39.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of peritirrenian areas*. In: Kastens K.A., Mascle J. et alii (eds.), Proc. ODP, Scientific Results, **107**, 715-730.
- SCHIATTARELLA M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*. In: HOLDSWORTH R. E., STRACHAN R. A. & DEWEY J. F. (eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, **135**, 341-354.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. Quaternary International, **101-102**, 239-251.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P., GIANO S.I. & MARTINO C. (2006) - *Tectonically driven exhumation of a young orogen: an example from the southern Apennines, Italy*. In: Willett S.D., Hovius N., Brandon M.T. & Fisher D. (eds): "Tectonics, climate, and landscape evolution". Geological Society of America, Special Paper **398**, Penrose Conference Series, 371-385.
- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-242.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary Uplift of Southern Italy*. Journ. Geophys. Res., **98**, 21741-21772.

Ms. ricevuto il 6 giugno 2006

Testo definitivo ricevuto il 17 ottobre 2006

Ms. received: June 6, 2006

Final text received: October 17, 2006