

GIUSEPPE CAPALDI (\*), ALDO CINQUE (\*\*), & PAOLA ROMANO

## RICOSTRUZIONE DI SEQUENZE MORFOEVOLUTIVE NEI PICENTINI MERIDIONALI (Campania, Appennino Meridionale) (\*\*\*)

**Abstract:** CAPALDI G., CINQUE A. & ROMANO P., *Geomorphological and neotectonic evolution of Picentini Mts. (Southern Apennines, Italy).*

The Monti Picentini massif is one of the largest and more interesting morphostructural units of Southern Apennines. It corresponds on a roughly rectangular horst (of some 37 by 25 km), that rises of several hundred meters above the surrounding hilly landscape where terrigenous units of Miocene age outcrop. Since the latter are much more erodable than the Mesozoic carbonatic rocks forming the massif, the height of the marginal fault scarps appears often increased by differential erosion. This phenomenon is particularly common and relevant along the eastern and north-western sides of the massif, which also correspond on flanks of ancient structural depression, whose soft terrigenous infilling went eroded upon the neotectonic phases of uplift of the axial zone of chain.

The tectonic events that strongly influenced the long and complicated geomorphological evolution of the Monti Picentini can be divided into two groups: those that occurred before, and those that occurred after the modelling of a relatively much mature erosional landscape (herein referred to as *Paleosurface*). This *surface* have had a polycyclic genesis: the early phases of modelling may date as back as the Late Miocene (i.e. they were contemporaneous with the last compressive events of the Apenninic orogenesis), while the last periods of planation were probably synchronous with the first moderate episodes of extensional tectonism (Late Pliocene and Early Pleistocene).

The present paper deals with the tectonic and geomorphological events that shaped the present landscape of the Monti Picentini after the modelling of the *Paleosurface*; i.e. during the following period of strong and fast vertical displacement herein labeled «Neotectonics».

Notwithstanding the complete lack of Pleistocene marine deposits it was possible to identify and to put in order three distinct phases of neotectonic deformation. The fault scarp that were created by the first phase are easily distinguished from the younger ones for their greater maturity. The high relief they created in the area (a dense network of scarps, some of which up to 500 m high) primed the production of huge conglomeratic deposits, both within the massif (outcrops of Iumaiano, Montenero, Rotundo, La Mola, Faito) and alongs its southern piedmont (*Conglomerati di Eboli Auct.*). The facies of those conglomerates are of talus and alluvial cone in the intra-mountain depres-

sions and of alluvial fan, braided river bed and alluvial plain in the piedmont area.

The first generation of detrital deposit is restricted to the southern portion of the Picentini massif which is composed of highly fractured dolostones and dolomitic limestones. In the northern portion of the massif, dominated by almost pure and less fractured limestone, karstic modelling prevailed on the fault-blocky landscape created by the first tectonic phase.

Once the deposition of the first generation of conglomerate had stopped or almost so, a second period of block faulting occurred (second neotectonic phase). It was characterized by smaller throws than the first phase (generally less than 200 meters), a much lower number of faults (broad sectors of the massif moved *in toto*), and a new increase of the average elevation of the massif with respect to the surroundings. The throw of said dislocation was generally in the order of one or two hundred meters.

Along the southern piedmont of Picentini Mts. the thick and extensive Eboli formation went locally broken and tilted by faults. Also within the massif the conglomerates of first generation appear sometime cut by fault scarps of the second tectonic phase.

Another period of a tectonic quite followed in the area. It was accompanied by erosional processes (such as slope decline, broadening of valleys cut into fractured dolostones, and karstic planation within tectono-karstic depressions) producing localized gentle landscapes (*Ripiani erosionali*) which are often cut also on the conglomerates of first generation (Rotundo, Varco Sellara, Castello di Olevano). Probably in the same period, an erosional *glacis* developed on the Eboli formation.

In a few places into the massif the second tectonic phase was followed also by deposition (lacustrine and fluvio-lacustrine in Tizzano basin, alluvial in the Grottelle valley).

Finally, we recognized a third neotectonic phase which again moved a few lines within the Picentini massif (the tectonic lake of Acerno was born and the Picentino River valley deepened). In the piedmont area, the erosional *glacis* cut on the Eboli formation was fragmented into blocks and raised up to 400 meters a.s.l. An uplift of a greater amount affected the nearby Picentini Mts. where the remnants of the gentle erosional landscape (*Ripiani erosionali*), initially bevelled to the above said *glacis*, are now to be found at 600 to 1100 m a.s.l.

Said increase of relief caused, among others, the headward downcutting of the deep canyon of the Tusciano River through the Mt. Raione block which resulted in the capture of Acerno's lacustrine basin (about 0.35 M.y.B.p.).

The results of the first absolute datings ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  on pyroclastic intercalations of the 150 m thick lacustrine sequence) allowed us to estimate that the creation of Acerno's lake (i.e. the third neotectonic phase) occurred about 0.75 M.y. B.p. Since the tectonic events that created the lacustrine depression seem to have the same age of those which primed the fluvial dissection of the damming block, we conclude that the duration of the lake of Acerno corresponds on the time the canyon took to be eroded.

(\*) Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia, Università di Napoli.

(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli.

(\*\*\*) Pubbl. n. 20 del Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli. Lavoro eseguito con il contributo M.P.I. 60% (Resp. A. Cinque) nell'ambito del Progetto di Ricerca del M.P.I. «Morfoevolutiva».

Gli Autori sono grati al prof. Brancaccio ed alla dott. N. Santangelo per le proficue discussioni con loro avute tanto sul terreno che in fase di stesura del lavoro.

The geomorphological study till now conducted indicates that the third neotectonic phase represents the last remarkable period of deformation in the mountainous area, while evidence of other two periods of faulting are present on their lower piedmont.

Downslope of said disturbed sector, the rest of the Sele River costal plain is covered by Upper Pleistocene to recent marine, transitional and fluvial deposits, without evidence of important faulting. However, the elevation of some dated Tyrrhenian beaches (0.13 and 0.1 M.y. old) testifies that the area has recently experienced an almost uniform uplift of 15-20 m.

KEY WORDS: Geomorphology, Neotectonics,  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  Dating, Pleistocene, Southern Apennines.

**Riassunto:** CAPALDI G., CINQUE A. & ROMANO P., *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini meridionali (Campania, Appennino Meridionale).*

L'assetto dei Monti Picentini ricalca quello degli altri massicci carbonatici dell'Appennino campano-lucano: un alto strutturale a pianta grosso modo quadrangolare bordato da ampie depressioni prevalentemente occupate dalle unità terrigene terziarie. In connessione con la surrezione della fascia centrale della catena si è verificato l'approfondimento delle aree depresse che bordano a NW e a Est il massiccio, in parte accentuato dalla maggiore erosione subita dai sedimenti terrigeni.

I Picentini sono poi limitati a Sud dal graben peri-tirrenico della Piana del Sele - Golfo di Salerno, del quale si sta parallelamente chiarendo la evoluzione neotettonica, grazie anche alla presenza di diverse generazioni di depositi quaternari datati o in corso di datazione (BRACCACCIO & alii, 1987).

La vicinanza del massiccio con la Piana del Sele, unitamente al buon grado di conservatività morfologica che caratterizza la sua ossatura carbonatica e alla particolare abbondanza di formazioni epiclastiche continentali (contenenti talora intercalazioni piroclastiche poco alterate sulle quali è possibile effettuare datazioni radiometriche), costituiscono l'insieme dei fattori che ci hanno indotto a selezionare i Monti Picentini come area particolarmente favorevole all'approfondimento delle conoscenze sull'evoluzione plio-quaternaria dell'Appennino campano-lucano.

I risultati conseguiti, per quanto non ancora definitivi, già consentono di delineare con notevole dettaglio le sequenze di eventi registrate da vari settori del massiccio e di correlarle tentativamente in un quadro morfoevolativo e neotettonico generale.

L'età della emersione definitiva dei Monti Picentini rimane ancora largamente incerta a causa della mancanza su di essi di formazioni marine più recenti del Serravalliano. Collochiamo, quindi, in un intervallo compreso tra il Miocene finale ed il Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore il modellamento subaereo di un paesaggio ad elevato grado di maturità morfologica (la Paleosuperficie), probabilmente policiclico, i cui lembi relitti si trovano in posizione sommitale sui vari blocchi monoclinali in cui si articola il massiccio. Essa rappresenta l'elemento morfologico che assumiamo come termine *post-quem* per definire e descrivere la neotettonica di questa area.

A partire dal modellamento della Paleosuperficie il massiccio ha registrato tre distinte crisi tettoniche surrettive (fasi neotettoniche), alternate a pause discretamente lunghe e perciò segnate dal modellamento di morfologie erosionali e/o deposizionali.

La prima fase neotettonica ha smembrato a varie quote lembi quadrangolari della Paleosuperficie, secondo un reticolo di faglie abbastanza fitto e caratterizzato da direzioni variabili. I versanti di faglia derivati da questa prima fase di surrezione, specialmente se impostati su litotipi molto fratturati e prevalentemente dolomitici (quelli della porzione di massiccio a Sud della linea Mercato S. Severino-Calabritto) hanno prodotto imponenti falde detritiche e conoidi alluvionali che sulla fascia pedemontana tirrenica (area della Piana del Sele) formarono almeno la parte bassa delle potenti successioni dei Conglomerati di Eboli.

All'interno dei Monti Picentini gli equivalenti prossimali di questa formazione (i Conglomerati di Iumaiano-Montenero) sono stati localmente interessati da una seconda e più modesta fase neotettonica (faglie di rigetto minore e meno fittamente distribuite nell'area) alla quale è poi seguita un periodo di erosione che ha creato valli ampiamente svasate ed addolcito i pendii impostati sulle formazioni detriti-

che di prima generazione. Più raramente questo periodo di sostanziale stasi tettonica è marcato da depositi, come nel caso della successione lacustre del bacino di Tizzano e dei terrazzi fluviali del V. ne delle Grotte. All'interno di questo secondo stadio dell'evoluzione del massiccio poniamo tentativamente la prima tettonizzazione che interessò i Conglomerati di Eboli lungo il suo piedimonte meridionale, ed il successivo modellamento di *glacis* di erosione discordanti sui vari blocchi di questi conglomerati dislocati e ruotati.

Una terza fase neotettonica segna l'inizio della sedimentazione della successione lacustre di Acerno, depostasi all'interno di un'ampia depressione strutturale intramontana che occupa il settore centrale di Picentini meridionali. A questa stessa fase riteniamo di potere attribuire l'approfondimento tettonico ed erosionale dell'alto bacino del Fiume Picentino cui segue la deposizione dei conglomerati terrazzati di Piani di Giffoni.

Nell'assunzione che la superficie di erosione che taglia alcuni lembi di Conglomerati Iumaiano-Montenero lungo il margine meridionale dei Picentini sia correlabile ai *glacis* tagliati sui Conglomerati di Eboli, le dislocazioni che all'interno del massiccio abbiamo riferito alla terza fase neotettonica sono da ritenere coeve di quelle che sollevarono a gradinata i *glacis* e incrementarono di alcune centinaia di metri l'altezza dei versanti perimetrali dei Monti Picentini.

In questa sede vengono forniti i primi risultati di datazioni radiometriche  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  effettuate su alcune intercalazioni piroclastiche presenti nella successione lacustre di Acerno. Da tali risultati si è potuto stabilire una età di circa 0,75 M.a. per la base della successione pelitica, e, quindi, per gli eventi tettonici che causarono la chiusura del bacino lacustre. Tali eventi, ascritti alla terza serie di dislocazioni, sono stati responsabili, tra l'altro, dell'inizio dell'onda di erosione regressiva che, verso 0,35 M.a.B.p., permise al Tusciano di raggiungere e catturare il bacino lacustre di Acerno stesso. Da tali considerazioni si evince che la durata dell'antico lago coincide con l'intervallo di tempo necessario per l'approfondimento della spettacolare forra del Tusciano.

Nei Monti Picentini quelli della terza fase neotettonica sono gli ultimi eventi dislocativi apprezzabili. Nel settore più esterno della fascia collinare fra Salerno ed Eboli vi sono evidenze anche di una quarta fase disgiuntiva che disegna l'attuale perimetro della Piana del Sele e sospende a circa 200 metri di quota ripiani deposizionali ed erosionali incastrati rispetto al *glacis*. La parte più esterna della piana è, invece, coperta di depositi marini costieri e fluviali del Pleistocene Superiore-Olocene, nei quali non si osservano evidenze di forti sblocamenti. Si può però ritenere che l'intera area si sia sollevata di circa 15-20 metri nel corso del Pleistocene superiore data la elevazione anomala alla quale si trovano alcune spiagge datate a 0,13 e 0,1 M.a.B.p.

TERMINI CHIAVE: Geomorfologia, Neotettonica,  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ , Pleistocene, Appennino Meridionale.

## INTRODUZIONE

Da molti anni, insieme ad altri ricercatori del Dipartimento di Scienza della Terra dell'ateneo napoletano, stiamo svolgendo ricerche finalizzate alla ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano nel corso del Plio-Pleistocene. Trattandosi di un'area e di un intervallo cronologico caratterizzati da una geodinamica particolarmente attiva, le nostre indagini hanno sviluppato in particolar modo l'analisi delle forme strutturali e, più in generale, delle conseguenze dirette ed indirette della neotettonica sull'evoluzione del paesaggio. La scelta di questo tipo di approccio è stato condizionato anche dal fatto che una delle maggiori difficoltà incontrate in queste ricerche è legata alla estrema scarsità (a luoghi assoluta) di formazioni littorali databili, o comunque con caratteristiche tali da potere essere utilizzate come «livelli» di riferimento cronologico ed altimetrico, sulle quali fondare valutazioni di età ed entità dei movimenti verticali.

In simili contesti le ricostruzioni morfoevolutive effettuate in vari settori della regione non sono di solito riuscite ad andare oltre una sia pur preziosa ricomposizione cronologica (relativa) degli eventi riconosciuti. D'altra parte, le datazioni fondate su correlazioni con eventi omologhi datati in regioni nemmeno troppo distanti (area bradanica e arco calabrese) hanno perso molto della loro affidabilità da quando l'infittirsi dei punti di controllo ha dato consistenza all'ipotesi che anche l'evoluzione tettonica recente è stata caratterizzata da un diacronismo degli stadi simili (CINQUE & *alii*, 1981). Negli ultimi anni abbiamo quindi concentrato la nostra attenzione su quelle aree dell'Appennino campano-lucano che, presentando una maggiore concentrazione di evidenze, potessero consentire ricostruzioni più dettagliate insieme a delle datazioni dirette di almeno alcune delle tappe evolutive.

Fra queste aree ricade quella dei Monti Picentini dove le difficoltà di indagine cui si è accennato sopra sono controbilanciate da tutta una serie di contingenze positive.

Innanzitutto la natura carbonatica dei volumi rocciosi e l'intenso stato di fratturazione che talora li caratterizza. Ciò ha garantito da una parte la conservazione di relitti risalenti anche agli episodi morfogenetici più antichi e dall'altra una erodibilità abbastanza elevata da consentire la registrazione morfologica anche delle fasi di modellamento meno intense e/o meno protratte. Questa relativa abbondanza di forme e depositi (tutti continentali, ma alcuni di notevole valenza paleogeografica e paleoclimatica) facilita la discriminazione ed il riordino cronologico degli eventi neotettonici e delle interposte fasi di morfogenesi. Inoltre, alcune di dette formazioni contengono intercalazioni piroclastiche poco alterate che offrono la possibilità di effettuare datazioni radiometriche e di fissare quindi altrettanti punti fermi nelle sequenze morfoevolutive (<sup>1</sup>).

Infine, i Monti Picentini, pur rappresentando un ottimo campione del settore assiale della catena sud-appenninica, si trovano immediatamente alle spalle della piana costiera del fiume Sele, la cui evoluzione quaternaria si va chiarendo grazie anche alla presenza di diverse generazioni di depositi costieri datati ed in corso di datazione (BRACCACCIO & *alii*, 1987). Il confronto e l'integrazione dei dati cronologici ricavati sull'area costiera con quelli ottenuti all'interno del massiccio è reso possibile dalla presenza, nell'area di raccordo, di numerose formazioni fluvio-torrentizie terrazzate in più ordini.

## 1. LINEAMENTI MORFOSTRUTTURALI DEI MONTI PICENTINI

Il massiccio dei Monti Picentini costituisce una delle più estese unità morfo-strutturali dell'Appennino campano-lucano e corrisponde ad un alto strutturale, a pianta gros-

(<sup>1</sup>) Nel presente lavoro vengono illustrati i risultati delle prime datazioni radiometriche, effettuate dal prof. G. Capaldi del Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia dell'Università di Napoli; numerose altre datazioni, relative a diverse unità deposizionali, sono al momento in corso di esecuzione.

so modo quadrangolare (circa 37 per 25 km), limitato a Sud dal graben peri-tirrenico della Piana del Sele-Golfo di Salerno e a NE da faglie appenniniche che preludono alla Fossa Bradanica e segnano, a livello regionale, il limite orientale dell'affiorare dei calcari mesozoici. Il confine nord-occidentale del massiccio è segnato in parte (verso Sud) dall'ampia valle del fiume Irno e in parte ancora da ribassamenti tettonici (depressione di Avellino) (fig. 1).

Dato che le faglie perimetrali mettono spesso a contatto le assisi carbonatiche del massiccio con unità terrigene molto più erodibili, la morfoselezione conferisce di frequente alle relative scarpate un'altezza che supera i rigetti orografici creati dalla neotettonica, specialmente lungo i bordi ad andamento antiappenninico.

Mentre l'elevazione topografica si mantiene grosso modo costante in tutto il massiccio, l'altezza strutturale dei Monti Picentini raggiunge i massimi valori nella metà meridionale del gruppo (a Sud della linea Mercato S. Severino-Calabritto), ove le valli più profonde espongono in finestra le unità tettonicamente sottoposte a quella carbonatica di piattaforma, che costituisce l'ossatura del rilievo (D'ARGENIO & *alii*, 1973; SCANDONE & SGROSSO, 1976; TURCO, 1976). A riguardo, va precisato che l'erosione di finestre tettoniche è stata facilitata dal fatto che nei Picentini meridionali l'unità carbonatica, generalmente potente fra i 4.000 ed i 5.000 metri, si riduce localmente fino a meno della metà per effetto di lacune tettoniche. Queste sono state generalmente imputate a piani di scagliamento coevi dei grossi sovrascorrimenti miocenici che crearono la pila di falde costituente la catena (IETTO, 1963, 1963a, 1965); più di recente dette lacune tettoniche sono state legate a movimenti di tipo distensivo lungo «low angle normal faults», posteriori agli accavallamenti compressivi (D'ARGENIO & *alii*, 1987).

La parte meridionale dei Picentini (Gruppi dei Mai, dell'Accellica e del Polveraccio), strutturalmente più elevata, si presenta dominata dalla parte bassa della successione carbonatica mesozoica (Trias e Giura) e ha quindi natura prevalentemente dolomitica e calcareo-dolomitica. I Picentini settentrionali (Gruppi del Terminio e del Cervialto) sono invece essenzialmente calcarei, perché vi affiora la parte alto-giurassica e cretacea della successione. A questa differenziazione litologica corrispondono anche delle differenze di paesaggio, con i Picentini meridionali molto più dissezionati dall'erosione lineare e più ricchi di formazioni epiclastiche, ed i Picentini settentrionali, che hanno risposto soprattutto ai processi areali ed al carsismo, con una fisiografia che riflette ancora in modo leggibile lo stile «scatolare» conferitogli dalla tettonica a blocchi.

Lo stile a blocchi quadrilateri variamente sollevati, che scandisce a livello regionale l'alternarsi di massicci calcarei e di depressioni (quasi sistematicamente occupate da unità terrigene) si ripete, quindi, a scala minore all'interno dei Picentini. Qui, però, gli affioramenti di unità terrigene (cicli sedimentari miocenici e coltri flyschoidi ad essi associate) sono estremamente rari, anche all'interno dei bassi relativi. Questa differenza dipende dalla diversa età delle due categorie di depressioni strutturali: le prime dove-



## 2. LE SEQUENZE MORFOEVOLUTIVE RICONOSCIUTE ALL'INTERNO DEI MONTI PICENTINI

I risultati del rilevamento geomorfologico condotto sono stati in parte sintetizzati nella allegata «Carta degli indizi geomorfologici» (tav. 1), nella quale sono messe in evidenza solo quelle forme del paesaggio più significative ai fini della ricostruzione dei principali eventi morfoevolutivi e neotettonici. Gli elementi morfologici cartografati, siano essi strutturali che deposizionali o erosionali, sono stati riuniti in un numero limitato di «generazioni» sulla base di principi geomorfostratigrafici (rapporti geometrici intercorrenti fra elementi morfologici e corpi deposizionali; posizione relativa di un dato evento morfogenetico nella successione locale; significato ambientale di forme e depositi; ecc.). Le correlazioni che su tali basi abbiamo tracciato, pur coi limiti di precisione cronologica imposti dal tipo di approccio, vanno considerate sufficientemente attendibili, sia in considerazione della limitata estensione dell'area entro la quale sono state effettuate, sia perché il modello evolutivo sulla loro base ricostruito trova sostanziale riscontro in numerosi settori dell'area stessa; riscontri che difficilmente potrebbero interpretarsi in termini di mere coincidenze.

Dato che la distinguibilità sul terreno delle varie generazioni di forme e depositi è legata quasi sempre a variazioni dei livelli di base determinati da eventi tettonici, e dato che questi ultimi risultano organizzabili in «crisi» che assumono valore di fasi almeno alla scala dell'intera area considerata, preferiamo esporre i risultati dello studio ripercorrendo la morfoevoluzione dell'area in tappe scandite appunto dalle varie fasi neotettoniche.

### 2.1 LA PALEOSUPERFICIE

Come precisato nella premessa, l'elemento geomorfologico che noi assumiamo come termine *post-quem* per definire e descrivere la neotettonica di quest'area è rappresentato da tutta una serie di lembi relitti di un paesaggio ad elevata maturità morfologica, verosimilmente di genesi policiclica e di estensione regionale, che si era modellato fra la fine del Miocene e l'inizio del Pleistocene.

Lembi di varia estensione di questa Paleosuperficie si rinvencono, oltre che su altri massicci carbonatici dell'Appennino meridionale, su tutti i Monti Picentini. La variabilità delle quote alle quali essi si trovano è in larga misura dovuta a dislocazioni intervenute dopo il modellamento della Paleosuperficie. Ciascun lembo occupa la sommità dei vari blocchi monoclinali in cui si articola il massiccio e molto spesso la presenza di superfici subpianeggianti disposte a varie quote lungo un fianco montuoso si rivela dovuta all'esistenza di una gradinata di blocchi.



FIG. 2 - Il versante Nord del Monte Polveracchio con alla base i residui dell'ampio ripiano deposizionale dei conglomerati di Iumaiano (messi in risalto dalla luce radente). La sommità suborizzontale del M. Polveracchio (1 600-1 800 m) rappresenta un relitto della Paleosuperficie. Leggermente incastrato nel ripiano di Iumaiano si osserva uno dei terrazzi lacustri di Tizzano (indicato dalla freccia).

Il più ampio relitto della Paleosuperficie si trova sulla sommità del Monte Polveracchio [località Lagarelli <sup>(2)</sup>] e si estende fra i 1 600 e i 1 400 metri di quota circa, con una inclinazione tra i 5° ed i 10° verso NW (fig. 2). Lembi minori si trovano a quote variabili e, in qualche caso, hanno assunto posizione di bassi relativi rispetto ai blocchi circostanti per cui si presentano mascherati da più recenti coperture sedimentarie. I lembi in posizione di alto relativo sono più o meno rimodellati e ridotti in estensione dal modellamento retrogrado dei versanti perimetrali. In casi estremi, la preesistenza di una spianata sommitale è testimoniata solo dalla presenza di doline di dissoluzione su certe creste (come, ad esempio, sulla cima del Monte Cervialto, 1 800 m s.l.m.), oppure dall'andamento suborizzontale di certi crinali, anche questi recanti talvolta doline inattive e catturate (crinale sommitale del Monte Accellica, a 1 600 m s.l.m., del Monte della Croce, a 1 530 m s.l.m. e del Varco delle Tavole, a 1 370 m s.l.m.)

Sulla spianata di Lagarelli si rinvencono sporadici e modesti lembi di breccie cementate e vacuolari (Breccie di Lagarelli) che rappresentano piccole falde e coni detritici accumulatisi al piede dei pendii che bordano le forme carsiche e fluvio-carsiche di questo pianoro inclinato. Al momento non abbiamo elementi per precisare con esattezza la posizione cronologica di questi depositi, che vanno comunque collocati in una fase tardiva di modellamento (o di rimodellamento) della Paleosuperficie e ritenuti anteriori alle prime dislocazioni tettoniche che la smembrarono. Affioramenti di queste stesse breccie si osservano, infatti, anche sul lembo di paleosuperficie di località Piano Noresi (a quota 1 300 m circa), il quale si trova a Nord di quello di Lagarelli e ne è separato da un versante di faglia avente un grado di maturità tipico delle scarpate create dalla più antica fase neotettonica (vedi oltre).

<sup>(2)</sup> Per questa e per le altre località citate nel testo si rimanda alla cartografia 1:25 000 dell'I.G.M.

## 2.2 LA PRIMA FASE NEOTETTONICA

Nell'intera area studiata si riconoscono frequenti elementi morfostrutturali che testimoniano di questa prima fase tettonica post-Paleosuperficie. Si tratta di versanti di faglia che presentano il maggior grado di maturità morfologica fra tutti quelli ascrivibili alla neotettonica («versanti di faglia ad elevata maturità» della Carta degli Indizi Geomorfolo­gici). Essi realizzano rigetti fino a circa 500 metri, hanno orientazioni ampiamente variabili<sup>(3)</sup> e sono caratterizzati da pendenze medie comprese fra i 25° ed i 30°. Soprattutto quando si aprono in rocce dolomitiche e/o intensamente fratturate, questi pendii sono affetti da intensa dissezione lineare e l'anastomosi dei ventagli torrentizi di testata può creare un elemento sensibilmente più ripido nel tratto superiore del versante stesso.

La prima fase neotettonica trova evidenza anche in una serie di formazioni epiclastiche continentali, che si produssero principalmente dal modellamento dei versanti di faglia neoformati. A questo gruppo di depositi attribuiamo informalmente il nome di Conglomerati Iumaiano-Montenero, dai toponimi di due località, una sul versante settentrionale ed una su quello meridionale del Monte Polveracchio, ove esso è più ampiamente rappresentato (fig. 2). Si tratta di conglomerati a clasti calcareo-dolomitici da spigolosi a sub-arrotondati, generalmente ben cementati e stratoidi, le cui caratteristiche lito-sedimentologiche indicano facies variabili da falde detritiche (anche con episodi caotici da frane di crollo) a conoidi e fasce proluviali alimentate da ricorrenti colate detritiche parzialmente rielaborate da acque dilavanti o incanalate (fig. 3).

<sup>(3)</sup> Questa variabilità di orientazioni è certamente legata alla coesistenza, affianco ai piani di faglia neoformati, di frequenti movimenti di riattivazione lungo discontinuità tettoniche preesistenti. Questo fenomeno, comune a tutte le fasi neotettoniche individuate, impedisce di utilizzare l'orientazione dei versanti di faglia come criterio di discriminazione cronologica.



Fig. 3 - Località Piano di Montenero, quota 1 100 m. I conglomerati Iumaiano-Montenero in facies prossimale (probabilmente da *debris avalanches*).



Fig. 4 - Il ripiano di Faito (quota 700 m circa) sospeso lungo il versante meridionale dei Picentini. Le pareti biancastre che orlano il ripiano mettono in evidenza la copertura conglomeratica presente su questo lembo di Paleosuperficie. Sul pendio sottostante le pareti sono impostate su dolomia farinosa triassica.

L'imponenza dei depositi e la scarsità di matrice e di intercalazioni pedologiche ne indicano una genesi in condizioni altamente rextastiche alle quali si potrebbe associare un contesto climatico freddo. Ma l'energia del rilievo generato dalle dislocazioni della prima fase tettonica e lo stato di estrema fratturazione delle rocce madri inducono a ridimensionare il ruolo giocato dalla preliminare degradazione crioclastica della roccia stessa. Infatti, anche nel clima attuale è possibile osservare nei Picentini meridionali piccoli ghiaioni e coni alluvionali attivi laddove dislocazioni e/o re-incisioni recenti, creando pendenze tali da non consentire la stabilità delle coperture piroclastiche pedogenizzate e del fitto bosco che esse sorreggono, espongono i carbonati a intensa erosione.

I vari affioramenti di breccie e conglomerati che attribuiamo alla unità Iumaiano-Montenero hanno in comune, oltre alla entità dei volumi e molti caratteri sedimentologici, anche un analogo grado di maturità dei versanti di faglia ai quali risultano geneticamente legati. Inoltre, essi presentano sempre segni di tettonizzazione (assenti o, comunque, molto più modesti nei depositi delle generazioni successive) e di carsificazione.

Gli affioramenti più rappresentativi di questa prima generazione di depositi sono localizzati nella porzione orientale dei Picentini calcareo-dolomitici, ovvero lungo i versanti che bordano il Gruppo del Polveracchio. Ad occidente, altri affioramenti di questa stessa generazione si trovano a partire dalla base della cima del Monte Accellica (lembo di La Mola, a quota 950 m) e poi, andando verso Sud, in località Rotundo (fra 700 e 600 metri di quota) e sul ripiano di Faito (800-700 m) ove coprono un lembo ribassato di paleosuperficie (fig. 4).

Nel Gruppo del Cervialto la prima fase di surrezione e smembramento della Paleosuperficie non ha prodotto formazioni detritiche ascrivibili alla generazione dei Conglomerati Iumaiano-Montenero. In questo settore, piuttosto, alla base di versanti di faglia maturi si modellarono campi



Fig. 5 - Il versante meridionale del Monte Cervialto con alla base la depressione strutturale di Pian del Gaudio. A mezza costa del versante si intravede il lungo sistema di campi tettono-carsici impostato su depressioni di angolo di faglia. Il versante che sospende i polje e ne causa la reincisione appartiene alla successiva fase neotettonica con la quale si approfondì la depressione di Pian del Gaudio. In primo piano si osserva la base della conoide di Serra della Mola.

tettono-carsici posti ad altitudine di 100-200 metri lungo i bordi del Monte Cervialto (Piano Migliato di Calabritto, Piano Migliato di Bagnoli, Piano Cupone, Piano Laceno, ecc.). In qualche caso essi si sviluppavano su lembi ribassati della Paleosuperficie, in altri su depressioni di angolo di faglia (fig. 5). È presumibile che in queste aree i prodotti della degradazione dei versanti di faglia, generati a ritmi più lenti per la minore tettonizzazione della roccia e ridotti dal carsismo già lungo il pendio, venivano alla fine dissolti dalle periodiche acque di esondazione dei polje, non potendo in tal modo dare origine a depositi clastici pedemontani.

In questo gruppo montuoso, inoltre, i versanti di faglia creati dalle prime dislocazioni neotettoniche hanno pendenze leggermente più forti (anche se non superano i 35°) di quelli grosso modo coevi dei Picentini calcareo-dolomitici. Ciò trova spiegazione sia nell'azione di continuo arretramento del piede esercitata dai polje sui quali essi discendono, sia nel fatto che il loro modellamento è stato pilotato da un più alto valore soglia delle pendenze (angolo massimo per la permanenza del regolite) e ciò a causa dello scarso ruolo che le acque dilavanti hanno potuto giocare su queste tipologie più resistenti e più permeabili.

### 2.3 LA SECONDA FASE NEOTETTONICA

I ripiani originatisi con l'accumulo dei conglomerati della generazione Iumaiano-Montenero si trovano oggi ad altitudini comprese fra i 700 ed i 1300 metri s.l.m. e risultano nettamente sospesi rispetto agli attuali livelli di base. La causa prima di ciò va senza dubbio riconosciuta in successive dislocazioni che, o interessando direttamente i conglomerati, o sollevando complessivamente il massiccio lungo i suoi bordi, hanno anche innescato nuovi cicli di erosione.

I versanti di faglia riferibili a queste più recenti dislocazioni sono nel loro insieme facilmente distinguibili da quelli generati dalla prima fase neotettonica, rispetto ai quali hanno una maggiore pendenza (sempre superiore ai 30°-35°) ed una planarità meglio conservata. La discriminazione di più generazioni di versanti di faglia all'interno di questa seconda serie di dislocazioni non può essere, invece, tentata sulla sola base della diversa maturità delle scarpate, in quanto la variabilità indotta da differenze di litologia, di stato della roccia e di esposizione, può annullare o controvertire quella legata alla diversa età dei versanti.

Dove, però, all'analisi dei versanti di faglia si può affiancare lo studio di altri indizi geomorfologici e geologici, ovvero dove la registrazione degli eventi è più fitta e continua, si riesce chiaramente a riconoscere l'esistenza di almeno altre due crisi tettoniche ed a precisarne il ruolo che hanno giocato nell'evoluzione geomorfologica del massiccio.

Buone evidenze della seconda fase neotettonica si osservano, ad esempio, lungo il versante sud-occidentale dell'Accellica, dove i già menzionati conglomerati de La Mola (nati a valle di un versante ascrivibile alla prima fase neotettonica) sono tagliati e sospesi da una nuova scarpata di faglia, alta circa 100 metri ed orientata in direzione appenninica. Al piede di questa si sviluppa un ampio paesaggio di erosione articolato in blandi dossi e depressioni, riconducibile ad una seconda fase di modellamento fluvio-carsico che in diverse località dei Picentini meridionali arretra ed addolcisce le scarpate create dalle precedenti dislocazioni. Frammenti di una morfologia di spianamento raccordabile a questa si trovano poco più a Sud, in sinistra della valle del fiume Picentino ed insistono senza soluzione di continuità sia sul substrato carbonatico mesozoico che sui conglomerati di prima generazione (lembo di Rotundo), la cui clinostratificazione risulta talora tagliata con piccolo angolo, dal ripiano erosionale (fig. 6). Analoga situazione si può osservare sui conglomerati di Varco Sellara (fig. 7) sul versante meridionale del Polveraccio, 0,5 km ad Ovest di Montenero.



Fig. 6 - I conglomerati di prima generazione affioranti in località Rotundo (quota 700 m circa). Si noti la leggera discordanza con la quale essi sono tagliati dal paesaggio erosionale modellatosi dopo la seconda fase neotettonica.

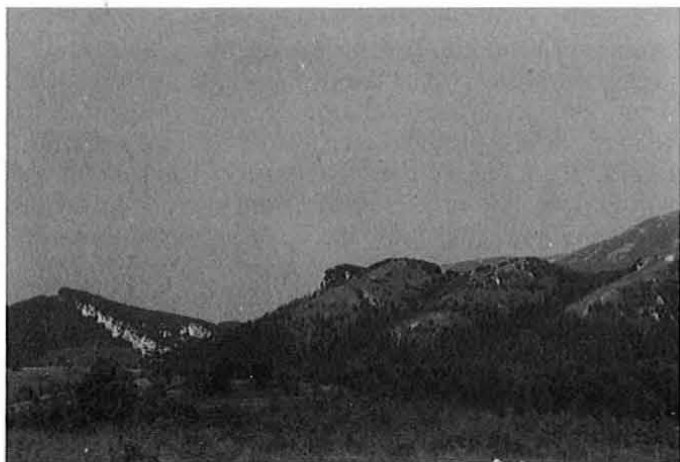


FIG. 7 - La depressione strutturale del Piano di Montenero (versante meridionale del Monte Polveracchio) ove affiorano gli omonimi conglomerati. A sinistra della foto si può osservare la superficie deposizionale sospesa di Varco Sellara dove i conglomerati di prima generazione sono tagliati da una superficie di erosione.



FIG. 9 - I terrazzi deltizi presenti allo sbocco del V.ne del Pezzillo nel bacino lacustre di Tizzano. Alle spalle del terrazzo a destra si nota il versante di Coste del Filigatti: una delle scarpate che nel corso della seconda fase neotettonica individuarono questo bacino lacustre. L'ampia e dolce svasatura che si vede alle spalle del terrazzo a sinistra è il campo carsico di Piano del Cupone, creato dalla prima fase neotettonica ed in corso di reincisione già all'epoca dell'esistenza del lago di Tizzano.



FIG. 8 - I conglomerati di Iumaiano ruotati da una delle faglie che individuano il bacino lacustre di Tizzano.

Nella zona di V.ne delle Grottele i ripiani erosionali modellatisi dopo la seconda fase neotettonica (anche qui a quote intorno agli 850 metri) fanno passaggio verso il fondovalle a placche conglomeratiche di origine alluvionale con stratificazione sub-orizzontale.

Un altro settore dove si hanno testimonianze sedimentarie di questo periodo di modellamento è nell'alta valle del Tusciano, fra Pian del Gaudio ed Acerno. Tra le maggiori evidenze dirette della seconda fase neotettonica citiamo la faglia con direzione appenninica, che ruota i conglomerati di Iumaiano di circa  $50^\circ$  verso SW e che riattiva il versante di Coste del Filigatti (fig. 8). Sul piede di questo versante, come sui conglomerati di Iumaiano ruotati, poggiano, in giacitura orizzontale, i depositi conglomeratici e pelitici di un antico bacino lacustre, aventi una potenza complessiva di un centinaio di metri. Questo lago, i cui terrazzi si trovano intorno ai 900 metri di quota (fig. 9), era ampio circa  $2 \text{ km}^2$  ed era limitato verso SW dall'alto di Toppo Scutero-Castagnulo, poche decine di metri più elevato dei terrazzi. Immissari principali del lago (che definiamo «di Tizzano» dal toponimo del più ampio terrazzo) erano la Fiumara di Tannera ed il V.ne del Pezzillo, entrambi discendenti dal prospiciente Gruppo del Monte Cervialto, dove dissecavano, già all'epoca dell'esistenza del lago di Tizzano, alcuni dei campi tettono-carsici creati dalla prima fase neotettonica. Si deve principalmente agli apporti di questi due corsi, le cui valli erano in forte approfondimento, la componente conglomeratica della successione lacustre di Tizzano, la quale presenta spesso strutture sedimentarie da delta di tipo *Gilbert* (fig. 10). Modesto doveva invece essere l'apporto idrico e detritico portato nel lago dal fiume Tusciano, presso il cui sbocco la serie lacustre appare infatti dominata dalle frazioni fini. Ciò risulta alquanto strano se si considera la notevole estensione del bacino che attualmente il Tusciano sottende a



FIG. 10 - Una bella esposizione delle strutture da delta di tipo Gilbert presenti nella successione di Tizzano.

monte di Tizzano, ma diviene invece comprensibile se si considera che poco più a monte il fondo della depressione strutturale drenata dal Tusciano (quella di Pian del Gaudio) si presenta ingombro da numerose antiche conoidi la cui presenza costituiva una sorta di sbarramento agli apporti clastici diretti verso il lago. La più occidentale e cospicua di queste conoidi (conoide di Serra della Mola) passa verso la base (fra le quote 1 060 e 1 040 metri) a depositi lacustri (fig. 5); anch'essa è posteriore alla seconda fase neotettonica in quanto risulta nettamente incastrata nei ripiani deposizionali di Iumaiano (posti a circa 1 300 metri di altezza) e può essere ritenuta coeva del lago di Tizzano.

Nel Gruppo del Cervialto la seconda fase neotettonica e gli eventi morfogenetici ad essa seguiti non sono particolarmente evidenziabili, soprattutto a causa della già citata mancanza di formazioni detritiche sul cui studio geomorfologico poter fondare una discriminazione cronologica degli eventi. Sulla base delle osservazioni fin qui condotte (l'approfondimento delle indagini è tuttora in corso) riteniamo di poter correlare alla seconda crisi tettonica l'approfondimento lungo le sue faglie bordiere del polje di Laceno ed il troncamento della relativa rete di gallerie carsiche (BELLUCCI & *alii*, 1983). I campi carsici situati presso il bordo sud-occidentale del gruppo venivano in questa fase catturati e re-incisi dalle forre che scendevano verso il Pian del Gaudio (come è il caso del campo del Piano Migliato di Calabritto, fig. 5) e verso il bacino di Tizzano: è il caso del campo del Piano del Cupone, il cui emuntore sotterraneo, la grotta dell'Angelo (GIULIVO & *alii*, 1988), viene intercettato dalla forra di Fiumara di Tannerà (fig. 9).

#### 2.4 LA TERZA FASE NEOTETTONICA

Agli eventi sin qui descritti segue nell'area una ulteriore crisi tettonica che si manifesta sporadicamente e con rigetti mai superiori ai 200-300 metri all'interno del massiccio, mentre causa, lungo i suoi bordi, un sollevamento più forte e generalizzato.

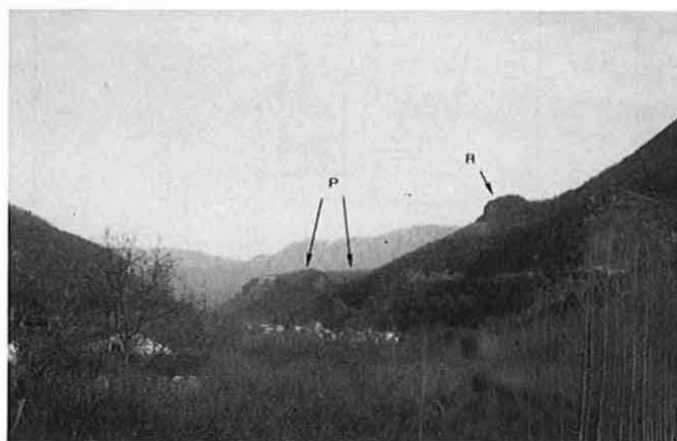


FIG. 11 - La valle del fiume Picentino vista da Giffoni, con il Monte Accellica sullo sfondo. Sul fianco sinistro della valle si nota uno dei lembi di conglomerati di Rotundo (R) e, più in basso, i terrazzi conglomeratici di Piani di Giffoni (P).

Nel bacino del fiume Picentino, che si origina dal M. Accellica, questa terza fase tettonica trova evidenza nell'approfondimento tettonico ed erosionale della valle, che lascia così sospesi i già menzionati ripiani erosionali modellatisi intorno agli 850 metri di quota dopo la seconda fase neotettonica. A questo approfondimento segue una fase di sovralluvionamento oggi testimoniata dai terrazzi conglomeratici di Piani di Giffoni, Pietrapiana, Masseria Canale. Questi ripiani deposizionali (che nel seguito verranno citati come «terrazzi di Piani di Giffoni») si seguono in lembi piuttosto ampi lungo tutto il fianco sinistro della valle (con sporadici lembi di depositi e raccordi erosionali in roccia anche sull'opposto fianco) e degradano regolarmente da quota 750 metri circa nella zona di testata, a quota 350 metri circa nella parte finale della valle (fig. 11 e 12). Presso lo sbocco della valle sulla Piana del Sele



FIG. 12 - Il versante Sud dell'Accellica. Lo sperone a mezza costa è costituito dai conglomerati di Mola, i quali hanno giacitura orizzontale e risultano sospesi per faglia e profondamente erosi, anche alle spalle. La spianata in primo piano costituisce il lembo più interno ed alto dei terrazzi alluvionali di Piani di Giffoni.

A	B	C	D
<p>VERSANTE MERIDIONALE DEI MONTI PICENTINI E PIANA DEL SELE</p> <p>Massiccio in forte sollevamento rispetto al graben della Piana del Saje.</p> <p>Deposizione dei Conglomerati di Eboli (sensu BRANCACCIO &amp; alii, 1987).</p> <p>Prime surrezioni e rotazione a blocchi dei Conglomerati di Eboli.</p> <p>Modellamento di giacis erosionali sui Conglomerati di Eboli.</p> <p>Surrezione a blocchi dei Conglomerati di Eboli.</p> <p>Ulteriore sollevamento del massiccio rispetto all'area pedemontana.</p> <p>Ripresa della subsidenza e nuove faglie nella fascia più esterna della pianura costiera (a valle delle odierne colline conglomeratiche di Eboli - Battipaglia - Montecorvini).</p> <p>Forti smantellamenti erosionali sui Conglomerati di Eboli sollevati. Deposizione proluviale e fluviale sui settori subsidenti della Piana del Sele.</p> <p>Modeste dislocazioni tettoniche</p> <p>Ingressioni marine tirreniane.</p> <p>Modesto sollevamento della Piana.</p>	<p>GRUPPO DEL MONTE ACCELLICA E BACINO DEL FIUME PICENTINO</p> <p>Prima tettonizzazione della Paleosuperficie.</p> <p>Deposizione dei conglomerati di Mola e Rotundo. Modellamento dei "versanti di faglia ad elevata maturità morfologica".</p> <p>Faglia che taglia e sospende il ripiano di Mola. Modesto abbassamento dei livelli di base dell'erosione.</p> <p>Modellamento di dolci morfologie vallive e attenuazione dei pendii anche sulle falde detritiche di Rotundo ("ripiani erosionali").</p> <p>Deposizione dei conglomerati di V.ne Delle Grotte.</p> <p>Approfondimento tettonico ed erosionale della valle del fiume Picentino.</p> <p>Sopralluvionamento (climatico) della valle del Picentino (conglomerati di Piani di Giffoni, Pietrapiana, Masseria Canale).</p> <p>Reincisione dei conglomerati di Piani di Giffoni, Pietrapiana e Masseria Canale.</p>	<p>BACINO DEL FIUME TUSCIANO</p> <p>Prima tettonizzazione della Paleosuperficie.</p> <p>Deposizione dei conglomerati di Iumaiano e di Castello di Olevano. Modellamento dei "versanti di faglia ad elevata maturità morfologica".</p> <p>Faglie che dislocano e ruotano i conglomerati di Iumaiano. Nascita del lago tettonico di Tizzano. Approfondimento tettonico della depressione di Pian del Gaudio.</p> <p>Modellamento di modesti "ripiani erosionali" alla base dei versanti. Deposizione fluvio-lacustre nel bacino di Tizzano e sul Pian del Gaudio (conoidi e lago di Serra della Mola). Modellamento del glacis di Castello di Olevano.</p> <p>Faglie che approfondiscono e chiudono il bacino di Acerno (0,75 M.a.B.P.).</p> <p>Reincisione dei depositi lacustri di Tizzano e deposizione deltizia e lacustre nel bacino di Acerno.</p> <p>La forra del basso Tusciano cattura il lago di Acerno innescando la reincisione dei relativi depositi (0,35 M.a.B.P. circa).</p>	<p>GRUPPO DEL MONTE CERVALTO</p> <p>Prima tettonizzazione della Paleosuperficie.</p> <p>Modellamento dei campi tettono-carsici e dei relativi versanti di faglia marginali. Ritocco carsico ai lembi di Paleosuperficie rimasti a mezza costa.</p> <p>Approfondimento tettonico del campo carsico del Piano Laceno. Probabile sollevamento dell'intero gruppo montuoso.</p> <p>Cattura e reincisione dei campi tettono carsici sospesi sulla depressione di Pian del Gaudio-Tizzano.</p>

Nei settori B, C e D, agli eventi riportati seguono episodi erosionali e deposizionali di minore portata che, comunque, sono in rapporti non ancora sufficientemente chiari con gli ultimi eventi riportati nel quadro A.

TAV. 2 - Schema sinottico delle successioni degli eventi principali ricostruite in alcuni settori dei Monti Picentini (quadri B, C, D) e nella sua zona pedemontana meridionale (quadro A). L'ordine degli eventi in ciascun quadro (dal più antico in alto, al più recente in basso) è sempre suffragato da sufficienti evidenze geomorfologiche e/o geologiche. I raggruppamenti orizzontali di eventi simboleggiano le correlazioni proposte nel testo. L'ampiezza delle fasce orizzontali non riflette in alcun modo la durata degli stadi evolutivi.

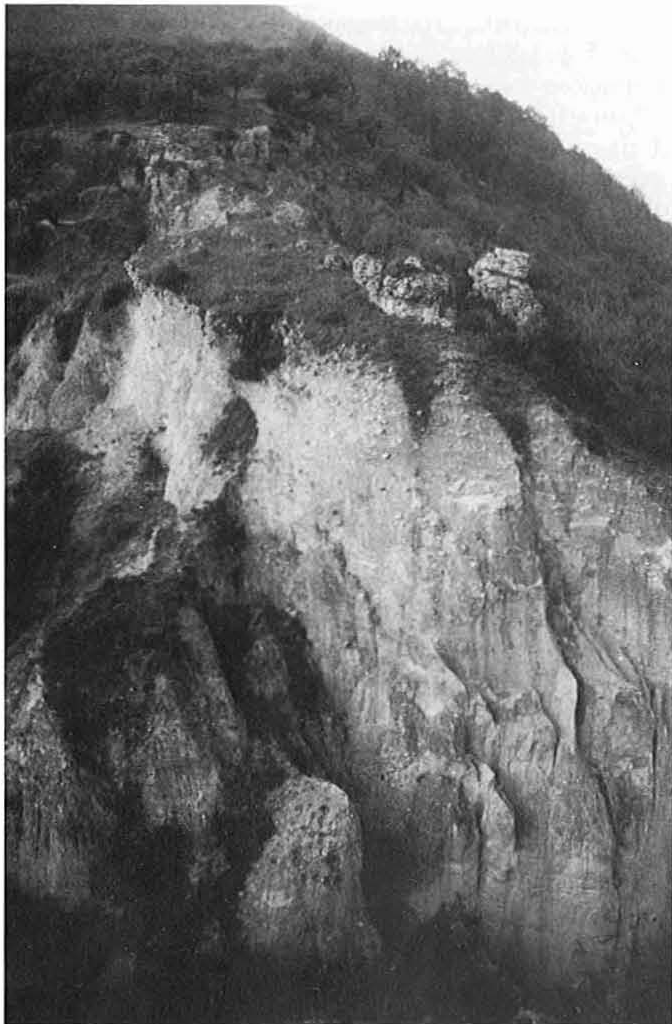


FIG. 13 - L'affioramento di Conglomerati di Eboli presso Terravecchia. La stratificazione immerge verso la valle del Picentino (a destra della foto). La sommità dei conglomerati è invece erosa da una superficie che inclina verso l'osservatore, cioè verso la Piana del Sele.

(località Terravecchia) si può anche osservare un dolce pendio erosionale che tende a raccordarsi ai terrazzi fluviali in questione e che, probabilmente, si è modellato fra la deposizione dei conglomerati di Piani di Giffoni e la loro reincisione (fig. 13).

All'interno del Gruppo del Cervialto e lungo il versante settentrionale del Polveracchio (inclusa la interposta depressione Pian del Gaudo-Tizzano) non si riscontrano evidenze di dislocazioni ascrivibili alla terza fase neotettonica. Essa ha invece agito lungo i versanti meridionale ed orientale del gruppo del Polveracchio, troncando e sollevando a gradinata il paesaggio modellatosi dopo la seconda crisi tettonica ed innescando l'erosione della finestra tettonica di Campagna. All'interno del massiccio, tra gli effetti più cospicui ed interessanti della terza fase deformativa vi è la nascita del bacino lacustre di Acerno, alla cui descrizione riteniamo utile dedicare più ampio spazio, specialmente in considerazione del fatto che proprio dai sedimenti di questo antico lago provengono le uniche datazioni assolute al momento disponibili.

### 3. IL BACINO LACUSTRE DI ACERNO

La depressione occupata dall'antico lago di Acerno presenta i caratteri morfostrutturali di un piccolo graben dal contorno poligonale e prevalentemente allungato in direzione N-S (fig. 14). Alcune delle faglie dirette che lo bordano hanno estensione regionale ed avevano in precedenza espresso una cinematica diversa. Così, la scarpata di faglia che si innalza dal bacino verso la cima dell'Accellica (1 600 metri circa s.l.m.) sembra il frutto di una riattivazione parziale, in regime distensivo, della linea Bagnoli Irpino-Torrente Calaggio, una trascorrente sinistra ritenuta attiva nel corso del Pliocene Superiore (INCORONATO & *alii*, 1985). La faglia che chiude a meridione il bacino lacustre taglia l'intero massiccio da Montecorvino Rovella fino a

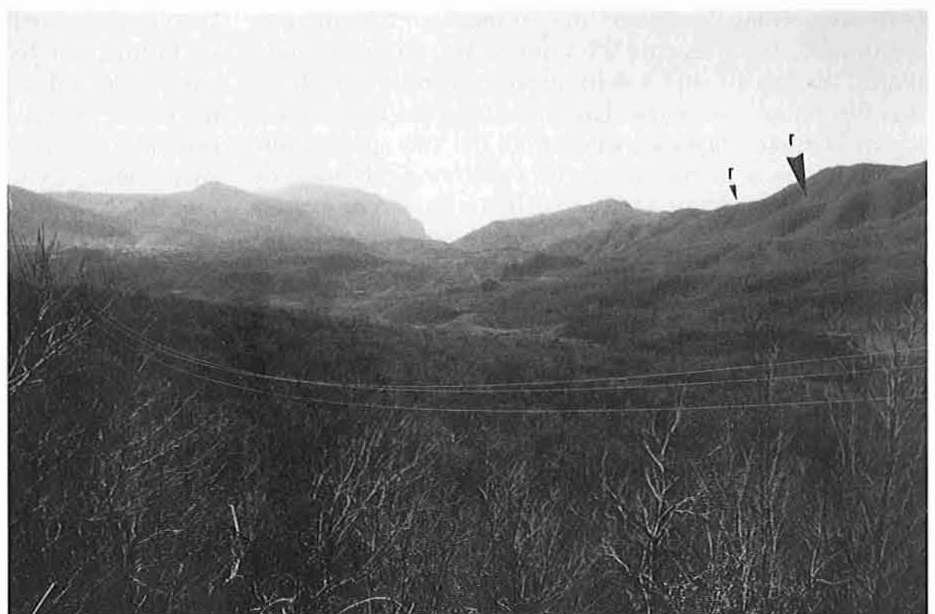


FIG. 14 - La parte meridionale del bacino di Acerno vista da Nord. Sui rilievi dolomitici che bordano a destra il bacino si notano alcuni ripiani erosionali modellatisi fra la seconda e la terza fase neotettonica (r). Sullo sfondo si profila l'alto strutturale del M. Raione, con relitti della Paleosuperficie e profondamente disseccato dalla forra emissaria del Tusciano.

Calabritto e sulle immagini LANDSAT può essere seguita anche al di fuori di esso: verso Ovest fino a Salerno e forse lungo il margine Sud della Penisola Sorrentina; verso Est fino al vulcano del Vulture. Nel tratto compreso nel massiccio dei Picentini l'analisi morfostrutturale ha evidenziato con certezza solo i suoi rigiochi distensivi, ma alcune situazioni geologiche testimoniano della sua precedente attività (miocenica?) in regime compressivo (CELICO & CIVITA, 1976) cui si è forse accompagnata anche una componente trascorrente.

Nella porzione meridionale della depressione è evidente come questa sia successiva ai ripiani erosionali nati dopo la seconda fase neotettonica, i quali risultano sospesi lungo versanti di faglia che bordano il lago.

Ancora più interessante è la situazione presente a monte dell'abitato di Acerno, lungo il Tusciano. Qui il conoide-delta che questo fiume ha formato nel lago di Acerno fa apice in una forra che taglia profondamente il blocco calcareo di Toppo Scutero-Castagnulo, dietro il quale si era in precedenza impostato il lago di Tizzano. I depositi di quest'ultimo bacino erano quindi in fase di reincisione durante l'esistenza del lago di Acerno. È anzi probabile che proprio l'approfondimento della depressione tettonica di Acerno abbia innescato l'onda di erosione regressiva che modellò la forra in questione, visto che i depositi deltizi del Tusciano fanno eteropia fin dalla base con le peliti lacustri di Acerno.

Per quanto attiene allo svuotamento del lago di Acerno, va innanzitutto precisato che lungo il suo perimetro non si riscontra alcuna traccia di dislocazioni cui poter ascrivere una eventuale elisione strutturale sui rilievi arginanti. Il lago si è estinto, ed i suoi depositi sono stati reincisi, per l'approfondimento erosionale della spettacolare forra con la quale il Tusciano disseca l'alto bordiero del Monte Raione. Questo approfondimento è stato certamente favorito dal sollevarsi del massiccio rispetto alla prospiciente Piana del Sele, mentre resta ancora incerto se il corso d'acqua che operò questa dissezione era fin dall'inizio un emissario del lago o, invece, un più modesto torrente che catturò solo tardivamente il bacino di Acerno. La seconda ipotesi sembra al momento in migliore accordo con gli indizi disponibili. In particolare, la morfologia delle «spalle» della forra suggerisce che prima del suo approfondimento esistesse in questa area un valico non più basso di circa 800 metri, mentre i terrazzi deltizi e lacustri di Acerno indicano che il livello del lago si aggirava intorno ai 700 metri. Né si può invocare un sollevamento posteriore del blocco recante la forra, visto che la faglia che lo limita verso il bacino di Acerno è tuttora sigillata dai depositi lacustri (località Piano Antico).

### 3.1 CARATTERI ED ETÀ DEI SEDIMENTI LACUSTRI DI ACERNO

Per quanto profondamente reincisi dal Tusciano e da alcuni suoi tributari, la successione lacustre di Acerno non si segue interamente e con continuità lungo alcuna sezione naturale, soprattutto a causa delle coperture pedologi-

che e vegetali che si estendono sui dolci fianchi delle incisioni. Solo laddove la successione diviene prevalentemente ghiaioso-conglomeratica (ovvero presso lo sbocco degli immissari) la reincisione ha creato pendii abbastanza ripidi da consentire una ispezione pressoché integrale della sequenza. Ma più che in queste facies prossimali di conoide-delta, il valore paleoambientale e geocronologico della successione di Acerno risiede nelle sue facies assiali, dove prevalgono nettamente gli intervalli pelitici (marne, silt e argille fittamente laminate e a volte ricche di sostanza organica e detriti vegetali) e dove la sedimentazione sembra essere stata assolutamente continua e piuttosto regolare. Le analisi fin qui svolte hanno dimostrato che queste peliti sono generalmente ricche in resti fossili (ostracodi, piccoli molluschi, diatomee, pollini, foglie) che dovrebbero garantire una buona ricostruzione delle vicende paleoclimatiche vissute dall'area. Inoltre la successione presenta una fitta serie di sottili intercalazioni piroclastiche (circa 80 sono quelle che superano i 5 millimetri in spessore) molte delle quali si prestano a datazioni  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  e, quindi, a precisare la cronologia degli eventi climatici e ecologici. Recentemente abbiamo effettuato una trivellazione a carotaggio continuo che ha attraversato tutta la parte pelitica della sequenza (99 metri, cui vanno aggiunti altri 50 metri circa di conglomerati deltizi sommitali), e ci ha consentito di avviarne uno studio palinologico organico.

In questa sede presentiamo i risultati delle prime datazioni assolute da noi effettuate su alcune delle intercalazioni piroclastiche campionate, prima della trivellazione, lungo sezioni naturali. Date le difficoltà a ricomporre gli spezzoni di serie affioranti, l'ubicazione stratigrafica dei livelli datati non può essere molto precisa; tuttavia la giacitura orizzontale dei depositi e l'assenza di forti dislocazioni ci consente di fissare con buona approssimazione la posizione relativa che i campioni occupano all'interno della intera successione.

Un primo gruppo di campioni (denominati A15, A16, A17) provengono da livelli molto vicini tra loro, affioranti sulla destra della strada che conduce a Masseria Giannattasio, circa 200 metri prima di giungere alla sorgente che sgorga dal contatto fra le peliti ed i sovrastanti conglomerati di conoide. La posizione stratigrafica di questi campioni è a circa 15 metri dalla sommità terrazzata della successione. Il campione A9 è stato prelevato da un affioramento sito anch'esso lungo la strada che da Acerno conduce a Masseria Giannattasio. Stratigraficamente esso si colloca circa 13 metri più in basso del primo gruppo di campioni. Il campione A1, infine, è stato prelevato nella parte bassa della piccola forra incisa nelle peliti dal rivolo che scende dal terrazzo deltizio di Acerno (località Villaggio del Fanciullo) e che si immette nel V.ne Isca della Serra, 500 metri a valle delle Sorgenti dell'Ausino. Il livello piroclastico campionato si trova a pochi metri dalla base apparente della successione lacustre; ma i dati della perforazione da noi effettuata nelle vicinanze dimostrano che le peliti proseguono al di sotto del fondovalle, per cui il livello A1 si troverebbe a circa 30 metri sopra la base dei depositi lacustri.

Campione	Fase analizzata	K(%)	<sup>40</sup> Ar rad.(%)	<sup>40</sup> Ar rad. (moli/g x 10 <sup>-6</sup> )	Età (M. a.)
A 17	vetro	5.95 ± .05	4.60 4.70	4.70 4.30	.46 ± .07 .42 ± .06
A 16	sanidino	12.80 ± .10	41.60	10.30	.46 ± .01
A 15	vetro	6.05 ± .05	4.20	4.70	.45 ± .07
A 9	feldspato	6.75 ± .05	41.20	6.40	.55 ± .03
A 1	feldspato	5.95 ± .05	61.80	6.50	.63 ± .02

TAB. 1 - Risultati delle datazioni <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar eseguite su alcune intercalazioni piroclastiche della successione lacustre di Acerno. Costanti utilizzate:  $\lambda_e = 4,962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda_c = 0,581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ; <sup>40</sup>K = 0,01167% di K (atomi).

Detti campioni sono stati datati con il metodo <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar applicato sulla frazione vetrosa o sui feldspati. Le misure di <sup>40</sup>K sono state effettuate mediante uno spettrometro di massa GD-150 della Varian Mat utilizzando il metodo della diluizione isotopica. Lo *spike* impiegato è stato fornito dallo I.A.A.P.C. dell'Università di Berna. Una dettagliata descrizione della strumentazione, delle tecniche di misura e di taratura è riportata in CIVETTA & *alii* (1971). L'accuratezza delle misure è stata controllata attraverso l'analisi dello standard interlaboratorio di muscovite BERN-4 e di due standard interni: MCT (muscovite), misurato ripetutamente presso la Rice University di Houston, Texas (U.S.A.) ed MZ (fonolite) del BRGM. È stato anche analizzato uno standard (H-1), di età zero, costituito da un campione della colata lavica prodotta dall'eruzione del 1955 alle Isole Hawaii e caratterizzato da un rapporto <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar atmosferico.

La determinazione delle concentrazioni di potassio è stata eseguita in duplicato mediante la spettrofotometria per assorbimento atomico e usando uno spettrofotometro Perkin-Elmer mod. 303 a doppio raggio. La riproducibilità delle misure è risultata essere migliore dell'1%. Gli errori (1 $\sigma$ ) delle età ottenute sulle fasi non vetrose (vedi tab. 1) sono stati calcolati con la formula di Cox & *alii* (1967).

I risultati di queste prime datazioni radiometriche risultano in accordo con l'ordine stratigrafico dei campioni e consentono di dare un primo e prezioso inquadramento cronologico al lago di Acerno ed agli eventi tettonici che ne segnarono la nascita e l'estinzione. L'età della base e del tetto dei depositi lacustri può essere stimata sulla base dei ritmi medi di sedimentazione che i dati per ora disponibili permettono di calcolare. Considerata la scarsa pre-

cisione con la quale riusciamo al momento a definire le distanze stratigrafiche fra i livelli datati, e lo scarso numero di questi, preferiamo limitarci a fissare nell'ordine dei millimetri per secolo il ritmo medio di sedimentazione nelle zone centrali del bacino (intervalli a sedimentazione fine) ed ipotizzare per la base della successione un'età sensibilmente maggiore dei 0,65 M.a. indicati dal campione A1 (probabilmente intorno a 0,75 M.a.) e per il tetto un'età intorno a 0,35 M.a., ovvero di poco inferiore a quella indicata dai campioni A15, A16, A17.

#### 4. L'EVOLUZIONE DEL PIEDIMONTE MERIDIONALE DEI MONTI PICENTINI E I SUOI RAPPORTI CON GLI EVENTI RICOSTRUITI NEL MASSICCIO

##### 4.1 NEOTETTONICA E MORFOEVOLUZIONE DEL PIEDIMONTE MERIDIONALE

Gli elementi morfostrutturali che marginano a SSW e a SSE il massiccio dei Monti Picentini sono rispettivamente il graben della Piana del Sele-Golfo di Salerno e la depressione della Valle del Sele, entrambi con una evoluzione neotettonica molto articolata e, per molti aspetti, ancora mal conosciuta (CINQUE, 1986, BRANCACCIO & *alii*, 1986b). Molto probabilmente anche questi due settori dell'Appennino campano-lucano subirono il lungo modellamento che (fra la fine del Pliocene e l'inizio del Pleistocene) portò alla genesi della già citata Paleosuperficie. Ma essa, essendo qui impostata sulle poco conservative unità terrigene della Catena, è stata fortemente reincisa e smantel-

lata quando la tettonica disgiuntiva quaternaria ha conferito forti gradienti e dislivelli al versante tirrenico dell'Appennino meridionale. All'interno delle due depressioni sopra menzionate, inoltre, le aree più prossime al massiccio dei Monti Picentini presentano estese e potenti coperture epiclastiche pedemontane (anch'esse legate alla tettonica quaternaria), le più antiche delle quali potrebbero aver fossilizzato lembi residui della Paleosuperficie.

La più antica e cospicua fra queste formazioni epiclastiche è quella dei Conglomerati di Eboli *Auct* che costituisce quasi per intero il paesaggio collinare che separa il fronte dei Picentini dalla prospiciente Piana del Sele, nella zona che va da Salerno ad Eboli. Si tratta di una successione, potente fino a 400 metri in affioramento, di ghiaie, conglomerati e, molto subordinatamente, di sabbie e limi, depostasi in facies variabili fra il fluviale franco (letti *braided* e piana di esondazione) e la media e bassa conoide alluvionale.

L'analisi geomorfologica evidenzia che i Conglomerati di Eboli hanno subito diverse fasi di dislocazione e smembramento a blocchi, la prima delle quali ha anche avuto una notevole componente rotazionale. Ad essa è seguita una pausa sufficientemente lunga da permettere il modellamento di un *glacis* di erosione discordante con la giacitura dei depositi e che è stato poi smembrato e sollevato a blocchi (BRANCACCIO & *alii*, 1987).

Evidenze geomorfologiche ancora in fase di studio permettono di ipotizzare che il sollevamento fino a 400 metri del *glacis* eroso sui Conglomerati di Eboli è avvenuto attraverso due distinte crisi tettoniche. La più recente di queste, tuttavia, ha interessato solo la parte più meridionale della fascia collinare e non sembra aver rimosso le faglie perimetrali del massiccio carbonatico, se non nel tratto a NE di Eboli.

A valle dei versanti di faglia che bordano le colline conglomeratiche di Eboli si sviluppa tutta una serie di più recenti unità deposizionali (conoide alluvionali, depositi fluviali terrazzati in più ordini, depositi lagunari e littorali), solo le più antiche delle quali (terrazzi dell'alto e medio Sele, conoide di Campagna) presentano segni di una tettonizzazione, peraltro molto modesta. Quelli più recenti (parte distale del terrazzo di primo ordine e terrazzo di secondo ordine del Sele) passano verso valle a cordoni di spiaggia di età tirreniana (tra e 0,13 e 0,1 M.a.B.P., valori ottenuti con il metodo della racemizzazione degli amminoacidi, BRANCACCIO & *alii*, 1986a), il più antico dei quali corre circa 7 km all'interno della linea di costa attuale. La successiva progradazione della Piana del Sele è stata in qualche misura favorita dal leggero sollevamento che essa ha registrato nel corso del Pleistocene superiore; i depositi tirreniani si spingono, infatti, sino a circa 25 m di quota.

#### 4.2 ELEMENTI DI CORRELAZIONE

Riteniamo di potere correlare i Conglomerati di Eboli che affiorano sulla Piana del Sele agli analoghi depositi che occorrono, in lembi più o meno estesi, all'interno dei Pi-

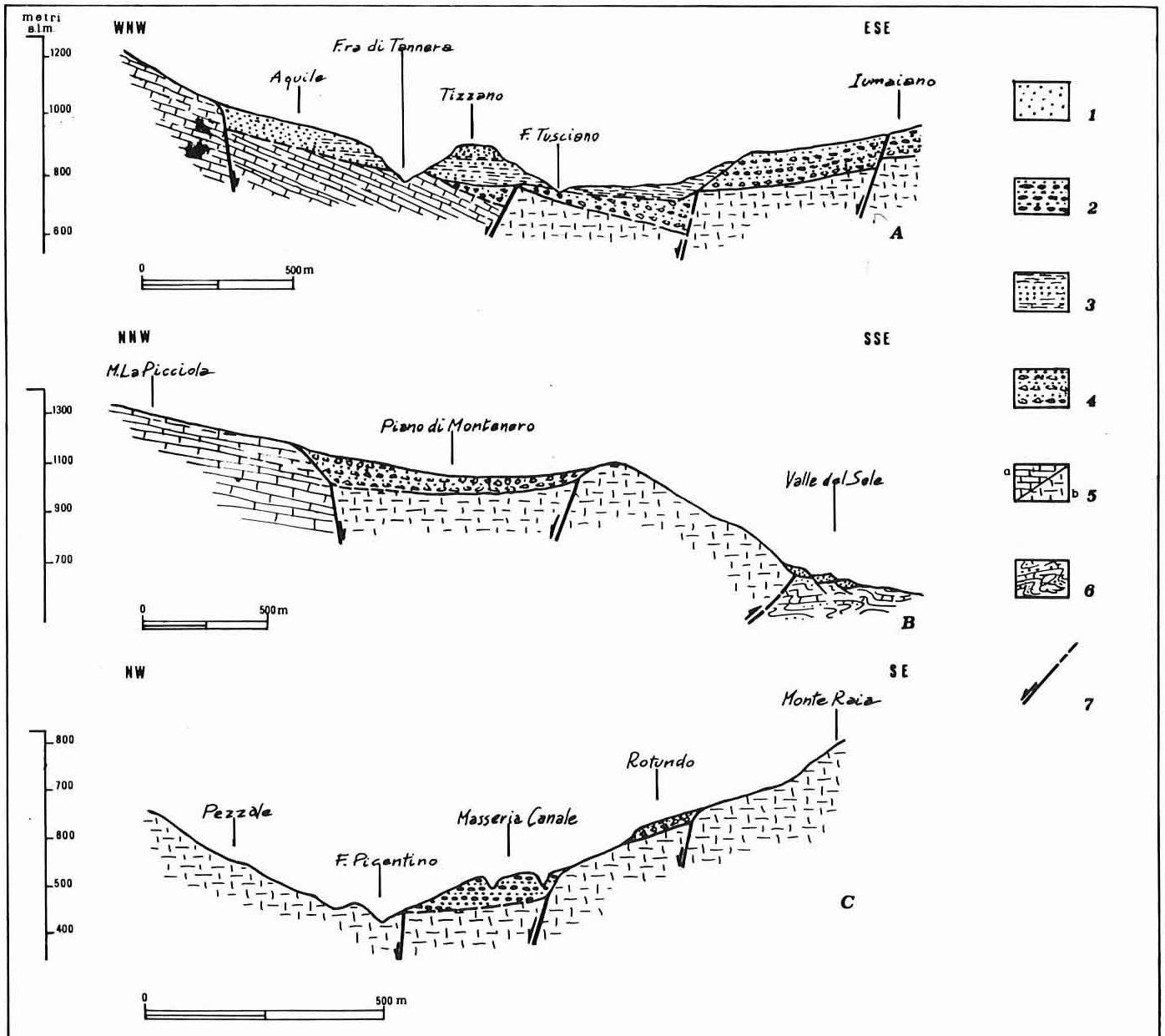
centini, ovvero a quelli da noi definiti come Conglomerati Iumaiano-Montenero (vedi par. 3.2). Tale correlazione si fonda, oltre che sulle numerose analogie lito-sedimentologiche che le due formazioni presentano (natura dei clasti e della matrice, facies simili e compatibili, entità dei volumi, ecc.), anche sulla considerazione che entrambe rappresentano, nelle rispettive aree di affioramento, la prima e la più cospicua formazione clastica, ovvero quella che risultò dalle prime forti dislocazioni della Paleosuperficie pliocenica (prima fase neotettonica). Va, inoltre, sottolineata la quasi continuità fisica che si riesce a ricostruire, al di là delle dislocazioni tettoniche interposte, fra gli affioramenti francamente intramontani (Iumaiano, Atrano, La Mola e Rotundo), quelli pedemontani (Montenero, Faito, Castello di Olevano) e quelli di pianura alluvionale (colline di Eboli e di Montecorvino Rovella).

Alla seconda fase neotettonica riconosciuta nel massiccio correliamo, ma solo in senso lato, le prime dislocazioni che interessarono i Conglomerati di Eboli. Queste ultime potrebbero essere infatti alquanto più recenti di quelle registrate dai Conglomerati Iumaiano-Montenero, e l'erosione del *glacis* sui Conglomerati di Eboli essere quindi avvenuta nelle fasi finali del modellamento dei Ripiani erosionali.

Alla prima delle due crisi tettoniche responsabili del sollevamento alle attuali quote del *glacis*, cui si accompagnarono forti rigiochi lungo le faglie perimetrali del massiccio carbonatico, si possono correlare le dislocazioni intramassiccio da noi raggruppate nella terza fase neotettonica (vedi par. 3.4). Fra queste ultime ricordiamo quelle che individuarono il bacino di Acerno (tettonicamente incastrato rispetto ai Ripiani Erosionali) e quelle che approfondirono la valle del Picentino, nella quale presero a depositarsi i conglomerati dei terrazzi di Piani di Giffoni (chiarmente posteriori a quelli della formazione di Eboli, vedi par. 2.4).

L'approfondimento regressivo della forra del Tusciano attraverso il blocco sollevato del Monte Raione, che ha portato alla cattura del bacino di Acerno, è stato anch'esso innescato dal maggiore sollevamento che hanno avuto i Monti Picentini rispetto alle colline di Eboli durante la seconda e, soprattutto, durante la terza fase neotettonica. Al momento del modellamento del *glacis* di erosione sui conglomerati ruotati dalla seconda fase (prima tettonizzazione dei Conglomerati di Eboli), la forra del Tusciano era probabilmente già abbozzata, ma la sua testata non aveva certamente raggiunto il bacino idrografico di Acerno. Infatti i depositi di apice di conoide che questo paleo-Tusciano ha lasciato sul lembo di *glacis* di Olevano (posto a circa 600 metri di quota) non contengono clasti ascrivibili alle unità mesozoiche che affiorano in quel bacino.

Il fatto che detti depositi di conoide, come pure il *glacis* che li sorregge, si trovano fortemente sospesi sul locale livello di base odierno (circa 200 metri s.l.m.) e rispetto alla sommità delle colline di Eboli (circa 400 metri s.l.m.) fa ritenere che una nuova decisiva fase di approfondimento della forra sia stata innescata dalla terza fase neotettonica.



TAV. 3 - Alcune sezioni geologiche attraverso i Picentini meridionali. La sezione A evidenzia i rapporti fra i Conglomerati Iumaiano-Montenero e i depositi del bacino lacustre di Tizzano. La sezione B si riferisce ad un tratto del versante meridionale del Monte Polveracchio ed attraversa una depressione strutturale qui creata dalla prima fase neotettonica. La sezione C è all'incirca trasversale alla valle del fiume Picentino e mostra i rapporti fra i conglomerati di prima generazione (qui rappresentati dal lembo di Rotundo) ed i terrazzi di Piani di Giffoni. Legenda: 1) Conoidi e falde detritiche recenti; 2) Conglomerati fluviali di Piani di Giffoni; 3) Lacustre e fluvio-lacustre di Tizzano; 4) Conglomerati Iumaiano-Montenero; 5) Unità carbonatiche mesozoiche, (a) poco fratturate, (b) molto fratturate e prevalentemente dolomitiche; 6) Unità terrigene meso-cenozoiche; 7) faglie (tratteggiate se presunte), la freccia indica il movimento relativo tra i blocchi.

Tutto ciò porta a concludere che la nascita del lago di Acerno è stata determinata dalla stessa crisi tettonica che innescò l'erosione della forra del Tusciano e che la durata del lago corrisponde all'intervallo di tempo impiegato dall'onda di erosione regressiva per raggiungere ed abbassare la soglia del bacino lacustre.

Un meccanismo per molti versi simile sembra aver funzionato per la reincisione dei conglomerati del fiume Picentino (terrazzi di Piani di Giffoni), dato che gli eventi

tettonici immediatamente precedenti alla loro deposizione sono probabilmente coevi di quelli che, fuori del massiccio, sollevarono la fascia di colline conglomeratiche (Conglomerati di Eboli) che si interpone fra il massiccio carbonatico e la piana costiera s.s., le quali funzionarono come livello di base presso lo sbocco della valle mentre essa si sovralluvionava. Nel frattempo i Conglomerati di Eboli erano soggetti a forti smantellamenti erosionali che, propagandosi regressivamente, raggiunsero infine il fronte mon-

tuoso e innescarono anche la reincisione dei conglomerati di Piani di Giffoni. Questa interpretazione è suffragata dalle evidenze di ampie inversioni del rilievo strutturale precedentemente creato dalla terza fase neotettonica nella suddetta fascia collinare del piedimonte meridionale dei Picentini.

Agli ultimi eventi disgiuntivi che hanno interessato i Conglomerati di Eboli lungo il margine interno della Piana del Sele non hanno corrisposto sensibili movimenti all'interno del massiccio dei Picentini, il cui assetto morfostrutturale definitivo era ormai acquisito alla fine della terza fase neotettonica.

#### 4.3 PRECISAZIONI CRONOLOGICHE

Alla luce delle prime datazioni assolute effettuate sui sedimenti del bacino lacustre di Acerno è possibile porre alcuni punti fermi nella ricostruzione morfoevolutiva qui presentata.

La terza fase neotettonica dei Monti Picentini risulta avere una età di circa 0,75 M.a. (età della base della successione lacustre di Acerno).

La prima e la seconda fase neotettonica restano inquadrare fra 0,75 M.a.B.P. e l'età della Paleosuperficie, il cui modellamento riteniamo si sia protratto fino al Pliocene Superiore e forse anche a parte del Pleistocene Inferiore. In tale accezione, sia i conglomerati di prima generazione sia i ripiani erosionali modellatisi dopo la seconda fase neotettonica, sia, infine, i depositi del bacino lacustre di Tizzano ed i conglomerati fluvio-torrentizi di V.ne delle Grotte vanno riferiti al Pleistocene Inferiore.

Le formazioni che si sono deposte nella parte interna della Piana del Sele dopo la terza fase neotettonica e prima della costruzione dei cordoni di spiaggia tirreniani vanno obiettivamente inquadrati fra circa 0,75 e 0,13 M.a.B.P. L'ampia conoide formata dal torrente Tenza a valle della finestra tettonica di Campagna ed il terrazzo di primo ordine del Sele sono da ritenere molto più prossimi alla seconda data che non alla prima, in quanto essi sono posteriori, oltre che alla terza, anche ad una ulteriore serie di dislocazioni che, fuori dell'area qui presa in esame (nelle zone fra Salerno e Battipaglia), troncano paesaggi erosionali e deposizionali incastrati nei Conglomerati di Eboli e sospesi intorno ai 200 metri di quota.

#### BIBLIOGRAFIA

- BELLUCCI F., BRANCACCIO L., CELICO P., CINQUE A., GIULIVO I., SANTO A. & TESCIONE M. (1983) - *Evoluzione geomorfologica, carsismo e idrogeologica della grotta dal Caliendo (Campania)*. Le Grotte d'Italia, 4, XI, 371-385.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986a) - *Isoleucine Epimerization dating and tectonic significance of Upper Pleistocene sea-level features of the Sele Plain (Southern Italy)*. Zeit. Geom., 62, 159-166.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I. (1987) - *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 10 (in stampa).
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1986b) - *Elementi morfostutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. (in stampa).
- CELICO P. & CIVITA M. (1976) - *Sulla tettonica del Massiccio del Cervialto (Campania) e le implicazioni idrogeologiche ad essa connesse*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 85, 555-580.
- CINQUE A. (1986) - *Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini)*. Riunione annuale Gr. Naz. Geogr. Fis. e Geomorf. Amalfi 1986. Pubbl. n. 33 del Dip. Scienze della Terra, Univ. di Napoli, 119 pp., Napoli.
- CINQUE A., ORTOLANI F. & SGROSSO I., (1981) - *Problemi di neotettonica nell'area interessata dal sisma del 23.11.80*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 57-61.
- CIVETTA L., CORTINI M., GASPARINI P. & SCANDONE R. (1971) - *Il laboratorio K-Ar dell'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Napoli*. Rend. SIMP, 27, 309-319.
- COX A. & DALRYMPLE G.B. (1967) - *Statistical analysis of geomagnetic reversals data and the precision of the potassium-argon dating method*. Journ. Geoph. Res., 72, 2603-2614.
- D'ARGENIO B., IETTO A. & OLDOW J.S. (1987) - *Low angle normal faults in the Monti Picentini, Southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., 9, 113-122.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. dei Lincei, Quad. 183, 220-248.
- GIULIVO I., NICASTRO N. & SANTO A. (1988) - *Alcune osservazioni sulle grotte di Strazzatrippa e degli Angeli. Appennino Meridionale, 1*, Notiziario C.A.I. Napoli, 37-41.
- IETTO A. (1963a) - *I rapporti tettonici fra «Scisti silicei» e dolomie nei dintorni di Giffoni Vallepiana (Salerno)*. Mem. Soc. Geol. It., 4 (2), 1049-1069.
- IETTO A. (1963b) - *Nuovi aspetti della tettonica della Serie calcareo-dolomitica mesozoica nel Salernitano*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 72, 31-44.
- IETTO A. (1965) - *Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 74, 65-85.
- INCORONATO A., NARDI G., ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1985) - *The Plio-Quaternary Bagnoli Iripino - Calaggio torrent strike slip fault. Campania - Lucania (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 399-404.
- ORTOLANI F. (1974) - *Assetto strutturale dei Monti Picentini, della Valle del Sele e del Gruppo di Monte Marzano - Monte Ognà (Appennino Meridionale)*. Implicazioni idrogeologiche. Boll. Soc. Geol. It., 94, 209-230.
- SCANDONE P. & SGROSSO I. (1976) - *La successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 83, 1043-1047.
- TURCO E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 85, 639-651.