

FRANCO ORTOLANI (*) & SILVANA PAGLIUCA (**)

EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE DEL MARGINE ORIENTALE DELL'APPENNINO MERIDIONALE TRA IL MOLISE E LA BASILICATA DURANTE IL PLIO-PLEISTOCENE E RAPPORTI CON LA SISMICITÀ (***)

Abstract: ORTOLANI F. & PAGLIUCA S., *Morphostructural evolution of the eastern margin of the Southern Apennines between Molise and Basilicata during the Plio-Quaternary. Relationship with seismicity.*

This study investigates the eastern sector of the Southern Apennines between Molise and Basilicata on the base of residual paleosurfaces findings lying at different elevations (from approximately 600 m to 1000 m). This sector is characterized by a high seismicity connected with Plio-Quaternary compressive tectonics due to crustal deformations.

Plio-Pleistocene terrigenous marine deposits, resting unconformably over the Mesozoic and Pliocene deformed terrains of the chain, are present along this sector (Acerenza, Calvello, S. Arcangelo). Pleistocene continental fluvio-lacustrine basins (Boiano-Sepino, Benevento, Caudina Valley, Serino, Montella, Lioni, Baragiano, high Melandro-Agri rivers valley, Mercure) and volcanic deposits are also present. The paleosurface cuts unconformably all the terrains dated from the Mesozoic to the Early Pleistocene and fossilizes the Miocene and Pliocene tectonic phases. Moreover the top surface is fossilized by the Vulture volcanic rocks, dated from 0.8 to 0.5 m.y.

The paleosurface is characterized by a not deeply excavated hydrographic drainage not connected with fault slopes which are strongly controlled by high morphodynamics due to fluvial and mass erosion.

Morphological, stratigraphical and structural studies permit to explain the origin and significance of the summit paleosurface and seismicity, by reconstructing the stages of morphotectonic evolution during the Plio-Quaternary phases in the geodynamic framework of the eastern sector. It has been noticed that the elevation of the studied area was proximal to the Pleistocene shoreline, therefore the regional paleosurface was prevalently formed by marine abrasion and partially by subaerial erosion, coincidentally with probable periodic emersions during the Early-Middle Pleistocene. An upward rise followed by the dislocation of the summit paleosurface occurred during the Early-Middle Pleistocene phases successively fossilized by the Vulture volcanic rocks.

The fast rise and the tectonic dislocations causing the break up of the paleosurface have modified the fluvial drainage and determined an active slope morphodynamics in argillaceous terrains. The dislocation of the abrasion marine paleosurface caused the development of slopes and hydrographic drainages at present more unbalanced.

The seismicity of the studied area is connected with the seismogenetic structures bounding the western and eastern margins of this sector deformed by recent crustal compressive tectonics.

KEY WORDS: Morphotectonics, Planation surface, Seismicity, Southern Apennines.

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

(**) C.N.R. Napoli.

(***) Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto Nazionale di Ricerca del M.P.I. "Morfotettonica" (Fondi 40%). (Resp. locale: F. ORTOLANI).

Riassunto: ORTOLANI F. & PAGLIUCA S., *Evoluzione morfotetturale del margine orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata durante il Plio-Pleistocene e rapporti con la sismicità.*

Viene studiato il settore orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata, in cui gli autori rilevano la presenza di un'ampia superficie di spianamento sommitale di importanza regionale, dislocata a quote variabili da 600 a 1000 m circa. Tale settore è caratterizzato da un'elevata sismicità, connessa ad una tettonica compressiva recente innescata da deformazioni crostali.

Lungo questa fascia orientale della catena sudappenninica, si ritrovano depositi clastici marini plio-pleistocenici (es. Acerenza, Calvello, S. Arcangelo) discordanti sui terreni mesozoici e pliocenici della catena, sovrascorsi sulla copertura mesozoico-terziaria dell'avampese. Sono presenti anche depositi continentali fluvio-lacustri (es. Boiano-Sepino, Benevento, Valle Caudina, Montella, Lioni, Baragiano, alte valli del Melandro ed Agri, Mercure) e vulcanici pleistocenici. La superficie sommitale tronca in discordanza tutti i terreni di età compresa tra il Mesozoico ed il Pleistocene inferiore e fossilizza le fasi tettoniche mioceniche e plioceniche; inoltre, essa risulta ricoperta dalle vulcaniti del Vulture non tettonizzate e datate tra 0,8 e 0,5 m.a.

Questo elemento morfologico, su cui per alcuni tratti è impostato l'attuale spartiacque appenninico, è caratterizzato dalla presenza di un reticolo idrografico sommitale, poco approfondito e non raccordato con i versanti di faglia dei vari blocchi in cui è stata dislocata la paleosuperficie e che sono interessati da un'attiva morfodinamica per erosione fluviale e in massa.

Le caratteristiche morfologiche e stratigrafico-strutturali studiate in questo settore orientale della catena sudappenninica consentono di affermare che:

- la fascia in esame si è trovata a quote prossime alla linea di riva pleistocenica per cui la superficie di spianamento che la caratterizza a scala regionale si è formata prevalentemente per abrasione marina e limitatamente anche per erosione subaerea, in concomitanza di probabili periodiche emersioni, tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore;
- il sollevamento dell'area in esame e lo smembramento della paleosuperficie sommitale sono avvenuti durante le fasi tettoniche del Pleistocene inferiore-medio e risultano fossilizzati dalle vulcaniti del Vulture;
- il veloce sollevamento e le dislocazioni tettoniche che hanno variamente smembrato la paleosuperficie hanno determinato differenti riorganizzazioni dei reticoli fluviali ed un'intensa morfodinamica di versante nei terreni prevalentemente argillosi.

La sismicità che caratterizza l'area di studio è connessa alle strutture seismogenetiche che bordano i margini occidentale ed orientale di questa fascia e che interessano in profondità anche la crosta superiore, deformata dalla tettonica compressiva recente.

TERMINI-CHIAVE: Morfotettonica, Superfici di spianamento, Sismicità, Appennino meridionale.

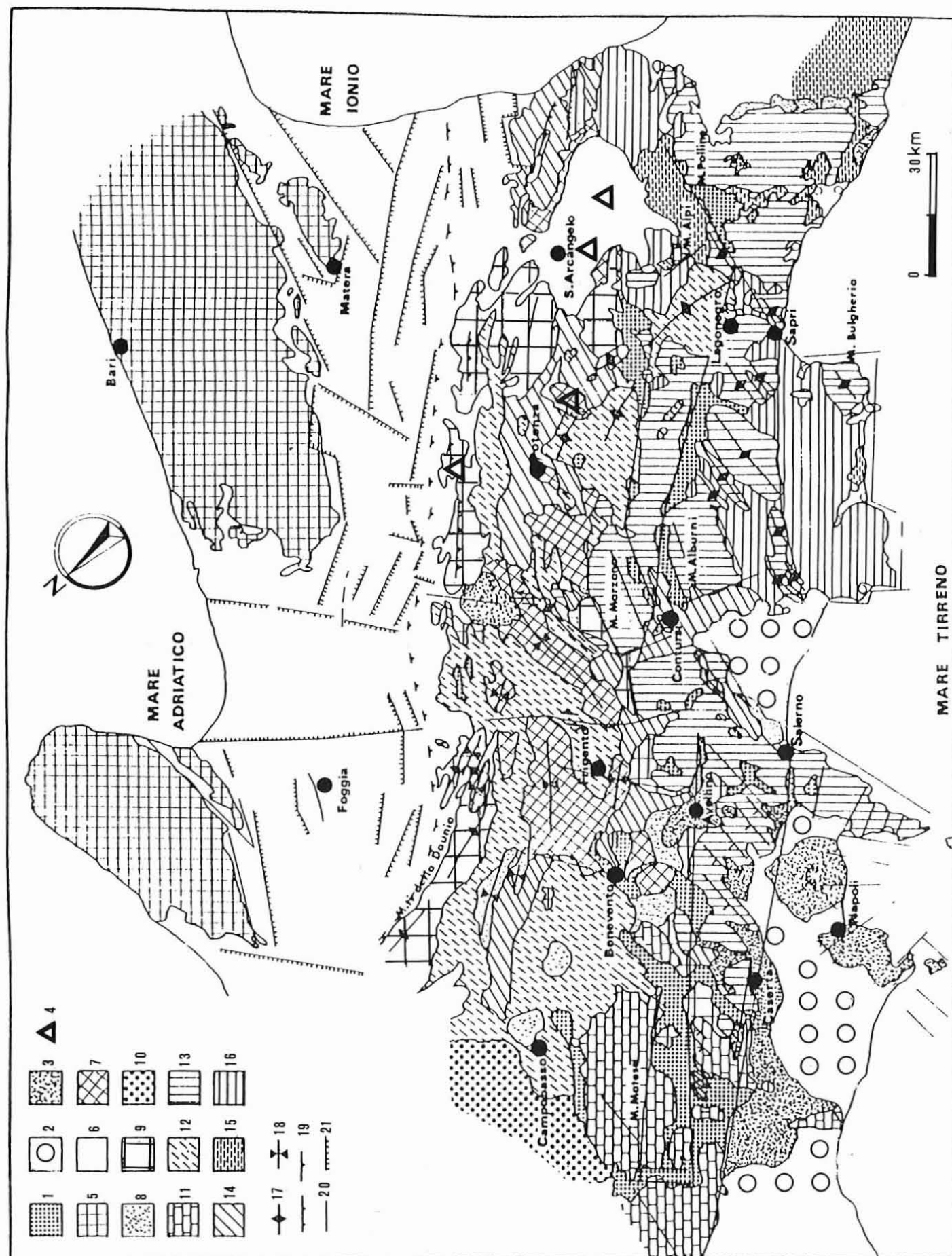


Fig. 1 - Schema delle principali unità tettoniche dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata (da D'ARGENIO, ORTOLANI & PESCATORE, 1986): 1) Terreni vulcanici dei principali centri eruttivi (Pleistocene medio-Olocene). 2) Depositi continentali dei bacini intrappenninici (Pleistocene medio-Olocene). 3) Depositi continentali, marini e vulcanici dei bacini costieri (Pleistocene inferiore-medio). 4) Depositi marini clastici dei bacini intrappenninici (Plio-Pleistocene). 5) Terreni carbonatici dell'avampaese apulo-garganico (Trias superiore-Miocene superiore). 6) Terreni clastici marini dell'avanfossa appenninica (Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore). 7) Terreni clastici marini dei bacini intrappenninici (Unità di Ariano; Pliocene inferiore-medio). 8) Terreni clastici marini ed evaporitici dei bacini intrappenninici (Unità di Altavilla; Tortonian-Messiniano e Messiniano-Pliocene inferiore). 9) Terreni clastici marini dell'avanfossa miocenica (Bacino Irpino; Langhiano-Tortoniano). 10) Depositi carbonatici e terrigeni marini del Bacino Molisano (Unità di Frosolone; Cretacico-Miocene superiore). 11) Depositi carbonatici di piattaforma del Trias-Miocene inferiore e relativa copertura terrigena del Miocene medio-superiore (Unità della Piattaforma abruzzese-campana). 12) Depositi carbonatici, silicei e terrigeni del Bacino Lagonegrese (Unità lagonegrese e sannitica; Trias-Miocene medio-superiore). 13) Depositi carbonatici di piattaforma del Trias-Miocene inferiore e relativa copertura terrigena del Miocene inferiore (Unità della Piattaforma campano-lucana). 14) Depositi terrigeni e carbonatici delle Unità Sicilidi (Cretacico-Miocene inferiore). 15) Terreni a basso grado di metamorfismo (Unità del Frido; Cretacico). 16) Depositi terrigeni delle Unità Liguridi (Cretacico-Miocene inferiore). 17) Asse di anticlinale. 18) Asse di sinclinale. 19) Fronte orientale della catena. 20) Faglie di superficie. 21) Faglie sepolte.

INTRODUZIONE

Gli studi strutturali e geomorfologici eseguiti nell'Appennino meridionale hanno evidenziato che, a partire dal Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, la catena viene interessata da un'importante tettonica connessa direttamente a deformazioni del basamento che hanno determinato i principali lineamenti morfo-strutturali e controllato anche i fenomeni endogeni quali il vulcanismo e la sismicità (ORTOLANI & PAGLIUCA 1984, 1986, 1987; INCORONATO & *alii*, 1985; DI GIROLAMO & *alii*, 1988).

Come è noto, le principali fasi tettoniche mioceniche e plioceniche hanno provocato notevoli compressioni nella copertura sedimentaria, il conseguente scollamento dal rispettivo basamento e la formazione di una serie di falde prevalentemente senza il coinvolgimento in esse dei terreni del basamento stesso (BRANCACCIO & *alii*, 1979; ORTOLANI, 1979; D'ARGENIO & *alii*, 1986); (si veda anche la fig. 1).

Le recenti ricerche hanno consentito di individuare varie fasce lungo la catena, ampie fino ad oltre 50-60 km, caratterizzate da peculiari caratteristiche strutturali, geomorfologiche, sedimentarie, sismiche, vulcaniche e geotermiche, individuatesi ed accentuatesi tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene, che si sovrappongono in netta discordanza sulle principali linee tettoniche impostatesi nelle unità della catena, essenzialmente in seguito alle fasi tettonogenetiche mioceniche (fig. 2).

Nel presente lavoro vengono descritte le principali caratteristiche geomorfologiche e strutturali delineabili nella parte più orientale della catena appenninica, lungo un settore mediamente ampio circa 40 km e lungo circa 300-400 km (fig. 2) compreso tra il Molise e la Basilicata, che consentono di ricostruirne, nelle grandi linee, l'evoluzione morfotettonica plio-quadernaria. Le ricerche sono state espletate in quest'area di studio perché in essa risulta concentrata la più intensa attività sismica innescata da una tettonica ancora in atto e connessa a deformazioni crostali (fig. 3), (ORTOLANI & TORRE, 1981; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1984).

LINEAMENTI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI, MORFOLOGICI E SISMICI DELLA FASCIA ESTERNA DELLA CATENA

La parte esterna della catena (fascia B2 di fig. 2) è costituita da alcune migliaia di m di spessore di terreni di età compresa tra il Mesozoico ed il Pliocene poggianti tettonicamente su terreni del Miocene superiore e Pliocene, legati alla copertura mesozoico-terziaria dell'avampaese più o meno deformata (fig. 1); (BRANCACCIO & *alii*, 1979b; D'ARGENIO & *alii*, 1986). Su tali terreni, in discordanza, si rinvencono talvolta depositi clastici marini di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, come ad esempio nella zona di Acerenza (MAGGIORE & WALSH, 1975); Calvello (CIAMPO, 1970) e S. Arcangelo (VEZZANI, 1967; LENTINI, 1968) in Basilicata, sedimenta-

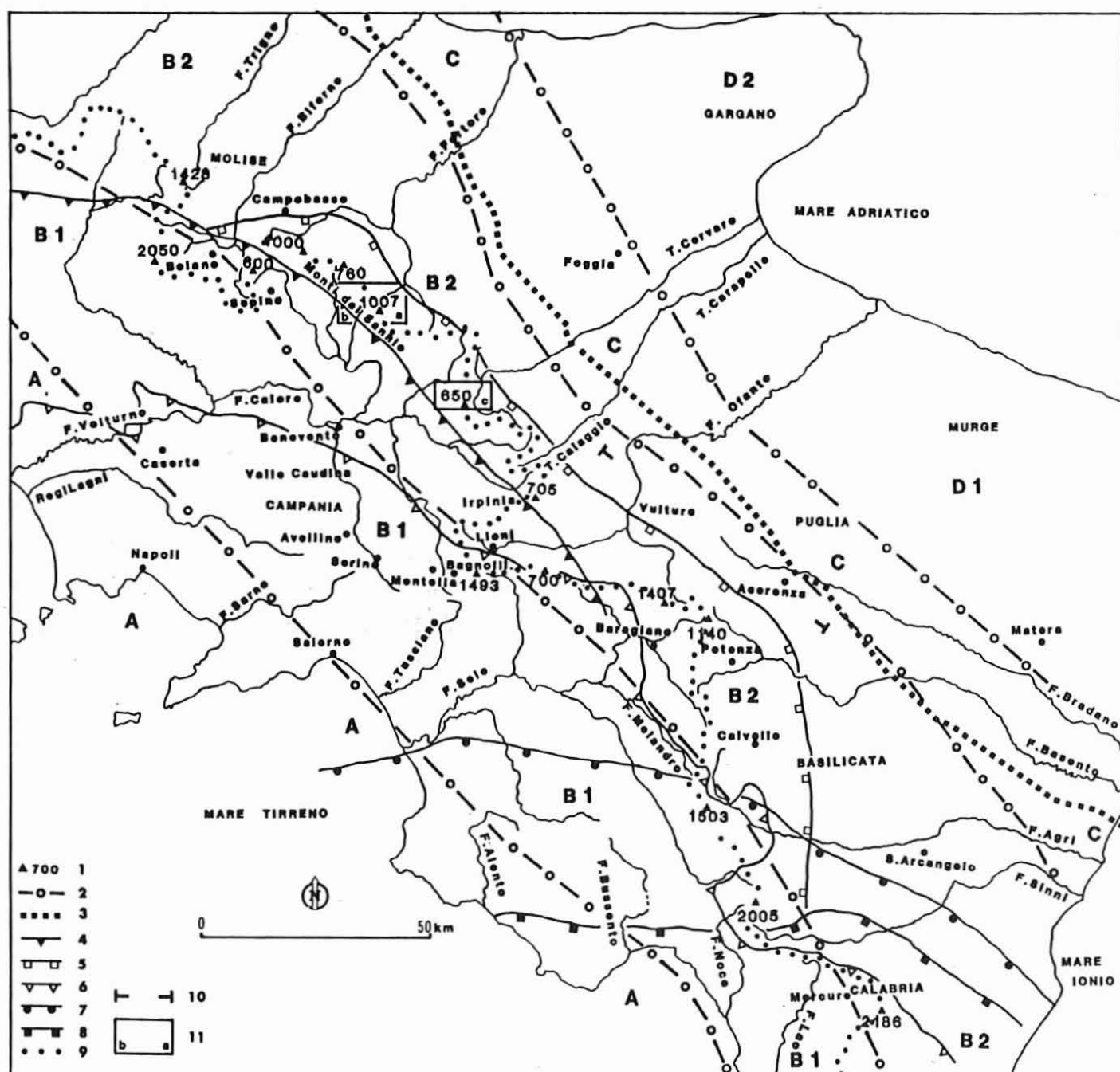


Fig. 2 - Schema dei principali lineamenti morfostrutturali miocenici e quaternari della catena: 1) Quota topografica. 2) Margini delle principali unità morfostrutturali quaternarie della catena. 3) Fronte orientale della catena. 4) Fronte esterno delle Unità della Piattaforma abruzzese-campana. 5) Fronte esterno delle Unità Lagonegresi. 6) Fronte esterno delle Unità della Piattaforma campano-lucana. 7) Fronte esterno delle Unità Liguridi. 8) Fronte esterno delle Unità del Frido. 9) Spartiacque appenninico. 10) Traccia della sezione stratigrafica schematica di fig. 4. 11) Ubicazione delle aree a cui si riferiscono gli schemi morfostrutturali di fig. 5. A) Fascia occidentale della catena. B1) Fascia centrale della catena. B2) Fascia orientale della catena. C) Avanfossa del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. D1) Avampaese poco deformato. D2) Avampaese molto deformato.

tisi sulle unità della catena dopo le ultime fasi tettoniche traslative. In vari bacini intrappenninici di questa fascia si rinvenivano depositi continentali fluvio-lacustri accumulatisi a partire dal Pleistocene medio e più o meno coevi alle vulcaniti del Vulture (PICCARRETA & RICCHETTI, 1970; LA VOLPE & RAPISARDI, 1977; PALMENTOLA & *alii*, 1980; RAPISARDI, 1980), la cui attività si sarebbe esplicata tra 0,8

e 0,5 m.a. (LA VOLPE & PICCARRETA, 1967; CORTINI, 1975); (fig. 2).

Lungo questa fascia si riscontra un elemento morfologico di importanza regionale costituito da una superficie sommitale di spianamento che tronca le dislocazioni connesse alle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche ed interessa tutti i terreni della catena di età compresa tra il

Mesozoico ed il Pleistocene inferiore (fig. 3). I rilevamenti effettuati evidenziano che a loro volta le vulcaniti del Vulture, non tettonizzate, fossilizzano tale paleosuperficie fagliata e dislocata a diverse quote; l'intervallo di tempo in cui essa si è originata sarebbe compreso quindi tra

il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore ed il Pleistocene inferiore-medio (fig. 4).

I lembi di tale paleosuperficie, dislocati a quote variabili da circa 600 m a circa 1000 m, sono ben evidenti tra il fiume Biferno e la zona di Potenza-S. Arcangelo e tra

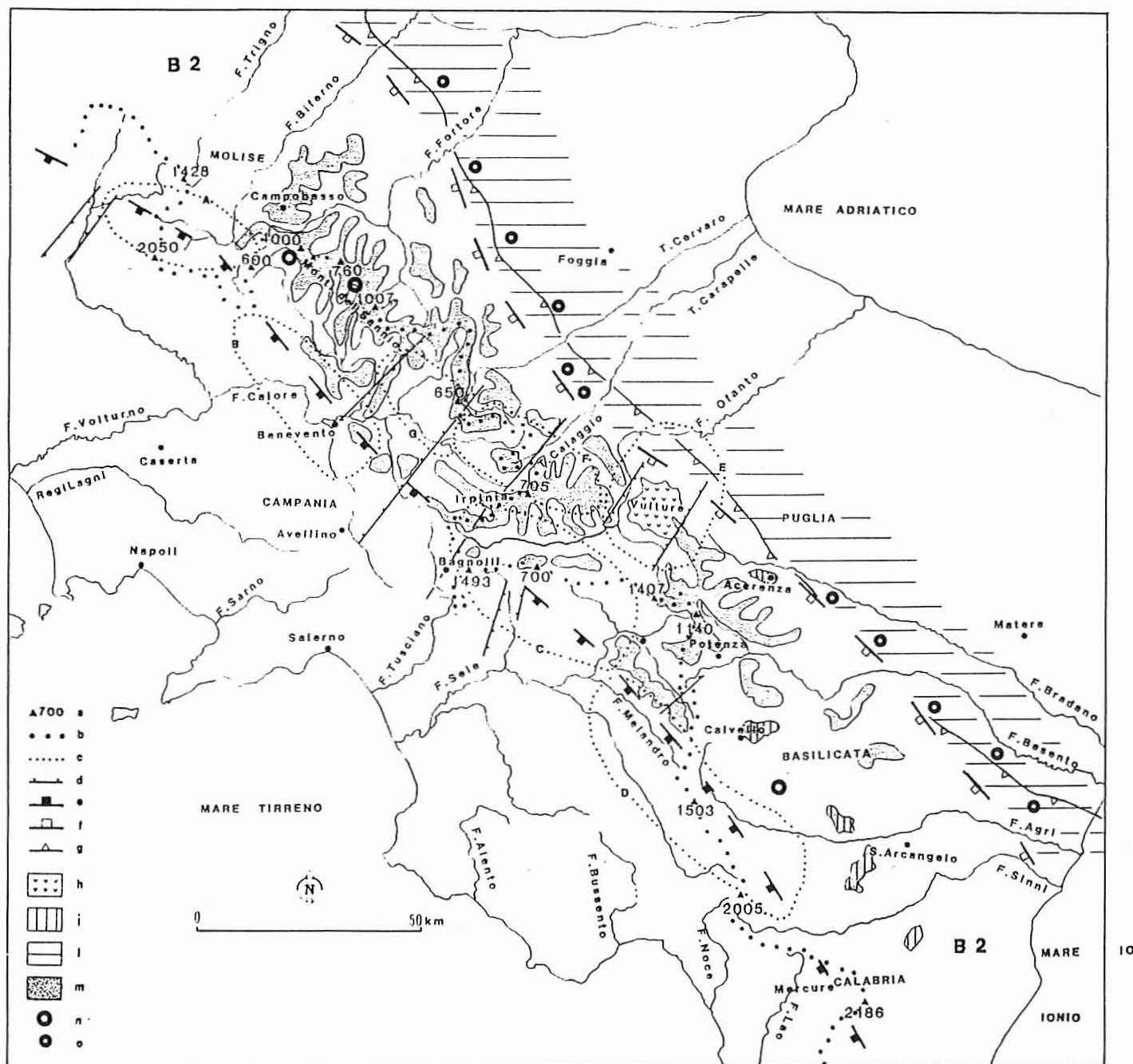


Fig. 3 - Schema delle principali caratteristiche stratigrafico-strutturali, morfologiche e sismiche della fascia orientale della catena: a) Quota topografica. b) Spartiacque appenninico. c) Aree epicentrali dei principali eventi sismici appenninici (A = 1456, 1805; B = 1456, 1688; C = 1694, 1980; D = 1857; E = 1851; F = 1930; G = 1962). d) Principali faglie dirette quaternarie antiappenniniche (di cui la Bagnoli Iripinta-Torrente Calaggio ha caratteristiche di trascorrenza sinistra). e) Limite occidentale della fascia esterna della catena (B2) caratterizzato da strutture crostali sismogenetiche. f) Limite orientale della fascia esterna della catena (B2) caratterizzato da faglie crostali di tipo inverso, talora sismogenetiche. g) Fronte orientale sepolto della catena. h) Vulcaniti del Vulture (0,8-0,5 m.a.). i) Terreni plio-pleistocenici marini depositi sulla catena. l) Terreni plio-pleistocenici marini dell'avanfossa sollevati dalla fase tettonica del Pleistocene inferiore-medio. m) Lembi di paleosuperficie sommitale. n) Principali giacimenti di idrocarburi liquidi rinvenuti nelle unità della catena. o) Principali giacimenti di idrocarburi gassosi e liquidi rinvenuti nei terreni pliocenici e mesozoici dell'avanfossa e dell'avampaese.

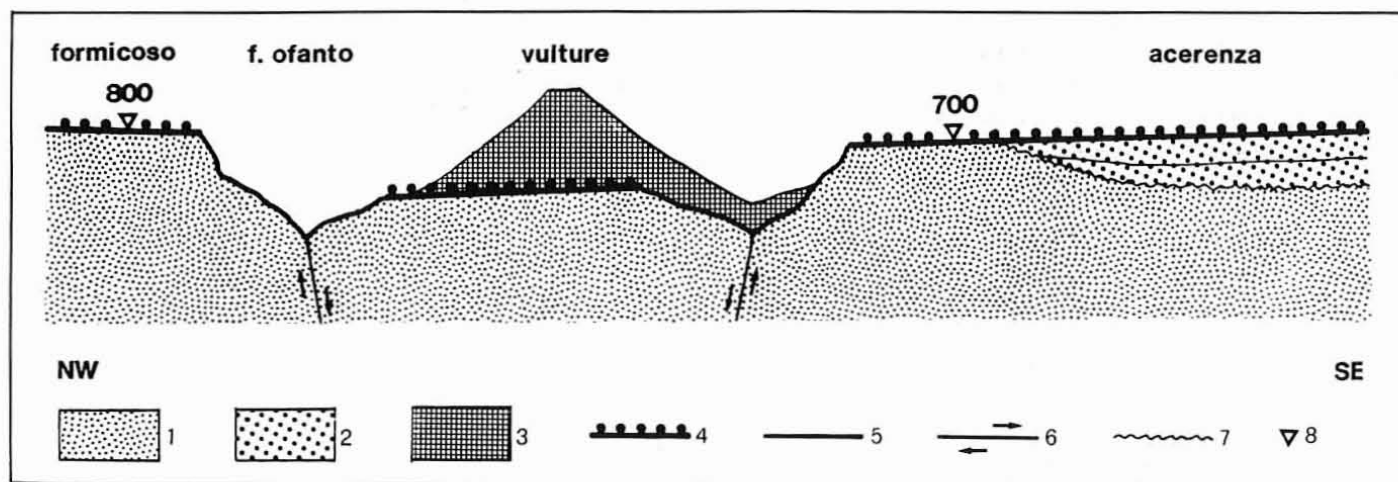


FIG. 4 - Sezione stratigrafica schematica (non in scala) dei rapporti tra paleosuperficie, substrato e vulcaniti del Vulture: 1) Terreni deformati della catena di età compresa tra il Trias ed il Pliocene medio. 2) Terreni clastici marini del ciclo Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. 3) Vulcaniti del Vulture (0,8-0,5 m.a.). 4) Paleosuperficie sommitale. 5) Versanti di faglia modellati da attivi processi morfodinamici. 6) Faglie relative alla fase tettonica del Pleistocene inferiore-medio. 7) Trasgressione. 8) Quota topografica.

le valli dei fiumi Fortore, Ofanto, Bradano e Basento (fig. 3). La fascia di catena, caratterizzata dalla presenza della paleosuperficie dislocata, risulta delimitata da faglie principali orientate NW-SE che ne hanno determinato il sollevamento generale; altre faglie orientate SW-NE determinano aree più o meno sollevate lungo l'asse della catena (fig. 3).

Un'altra peculiarità della fascia esterna della catena è rappresentata dalla elevata sismicità storica e recente concentrata prevalentemente lungo il suo bordo occidentale ed in parte di quello orientale ed in misura minore nella parte centrale (fig. 3). Fra gli eventi più disastrosi (IX-X MCS) si ricordano quelli del 1456, 1688, 1694, 1702, 1857 lungo il bordo occidentale, quelli del 1732, 1858, 1910 nella parte centrale e quelli del 1851, 1930 e 1962 lungo il bordo orientale (BARATTA, 1901; CARROZZO & *alii*, 1979; ORTOLANI & PAGLIUCA, 1984; MAGRI & MOLIN, 1979; SERVA, 1981a e b). La più forte sismicità è concentrata lungo la fascia orientale della catena, mentre nella fascia centrale ed occidentale la sismicità è molto limitata e di più bassa intensità e concentrata prevalentemente nelle aree vulcaniche costiere (fig. 3); (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1984; 1986).

Gli eventi sismici più importanti studiati recentemente sono caratterizzati da profondità ipocentrali comprese tra 12 e 18 km circa ricadenti all'interno della crosta superiore (DE VIVO & *alii*, 1979); essi sarebbero connessi, quindi, a rotture crostali ubicabili in corrispondenza dei bordi ed all'interno della fascia esterna della catena (fig. 3). La sismicità dell'area quindi mette in evidenza che le faglie superficiali che bordano il settore appenninico in esame sono in corrispondenza di strutture profonde che interessano anche la crosta, per cui è possibile riconoscere una diretta rispondenza tra dislocazioni superficiali e deformazione crostale profonda (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1984; 1986).

PRINCIPALI CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE E STRUTTURALI DELLA PALEOSUPERFICIE SOMMITALE

L'elemento morfologico che si vuole mettere in evidenza nella presente nota, costituito da una paleosuperficie di spianamento sommitale, si rinviene lungo il settore appenninico orientale delimitato ad Est da faglie dirette superficiali, che sollevano di varie centinaia di metri la catena rispetto ai terreni autoctoni pliocenici e pleistocenici marini dell'avanfossa, e ad Ovest da una serie di faglie che hanno individuato bacini pleistocenici continentali, come ad esempio il bacino di Boiano-Sepino, Benevento, Valle Caudina, Serino, Montella, Lioni, Baragiano, alte valli del Melandro ed Agri, Mercure, ecc. (fig. 3); (RICCHETTI, 1967; BOUSQUET & GUEREMY, 1968; PICCARRETA & RICCHETTI, 1970; BRANCACCIO, 1971; BRANCACCIO & *alii*, 1979a).

I rilievi montuosi e collinari di tale fascia appenninica sono formati essenzialmente da terreni argillosi e subordinatamente da rocce calcareo-marnose e conglomeratiche di età compresa tra il Trias ed il Pliocene medio costituenti le varie unità stratigrafico-strutturali della catena (fig. 1). In aree limitate si rinvencono anche rocce marine clastiche di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. Solo nelle aree strutturalmente e morfologicamente depresse (es. fondo valle), si trovano depositi clastici continentali del Pleistocene medio-superiore ed Olocene; nella zona del Vulture, in una depressione strutturale orientata SW-NE (INCORONATO & *alii*, 1985), si rinvennero i terreni vulcanici datati 0,8-0,5 m.a. (CORTINI, 1975). I terreni di età compresa tra il Trias ed il Pliocene medio sono variamente tettonizzati, mentre quelli di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore sono interessati solo da faglie dirette, tranne che nella zona di S. Arcangelo e lungo il bordo della catena, dove sono limitatamente interessati anche da strutture compressive.

I terreni vulcanici e continentali fluvio-lacustri sono praticamente indisturbati o interessati da dislocazioni locali di limitata entità (APRILE & *alii*, 1979, 1980; BRANCACCIO & *alii*, 1979b).

Sulla sommità dei rilievi del settore orientale della catena è riconoscibile una superficie di spianamento che tronca in discordanza tutti i terreni marini di età fino al Pleistocene inferiore e sulla quale non si rinvenivano depositi marini più recenti. Tale superficie risulta interessata da un reticolo idrografico appena accennato, da ampie valli e corsi d'acqua con profili longitudinali a bassa pendenza (1-2% circa). Spesso l'attuale spartiacque appenninico si trova impostato proprio sulla paleosuperficie sommitale, come ad

esempio nei Monti del Sannio (quota compresa tra 600 m e 1000 m circa), in Irpinia (quota compresa tra 600 e 900 m circa) ed in Basilicata (quota compresa tra 900 e 1000 m circa); (fig. 3). La paleosuperficie è ricostruibile con continuità lungo tutta la fascia B2 nonostante si presenti dislocata a quote diverse comprese tra 600 m e 1000 m circa. Dove ne risulta interrotta la continuità fisica, è possibile stabilire che la discontinuità è stata determinata da un sollevamento differenziato di blocchi in corrispondenza di faglie e dalla conseguente erosione. Dalla giacitura della paleosuperficie è stato possibile determinare le rotazioni dei blocchi ed il condizionamento esercitato dalla tettonica sull'impostazione del reticolo idrografico e sul-

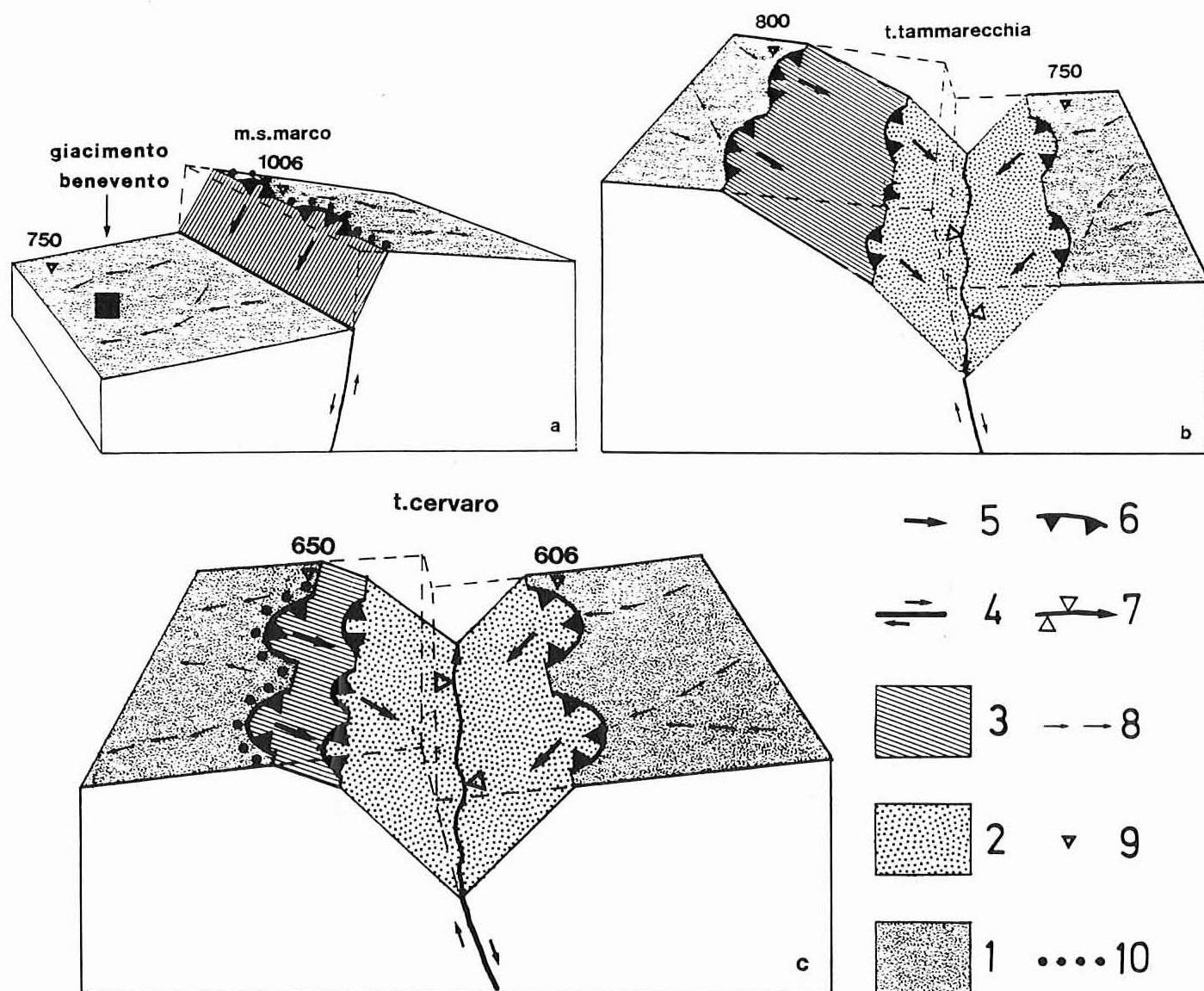


FIG. 5a, b, c - Schemi (non in scala) dei rapporti tra tettonica e processi morfoevolativi (l'ubicazione delle aree a cui si riferiscono gli schemi è riportata in fig. 2): 1) Paleosuperficie sommitale dislocata. 2) Versante interessato da attivi processi di erosione lineare lungo le dislocazioni tettoniche, con scalzamento al piede e movimenti in massa. 3) Versante di faglia arretrato ed evoluto per grandi fenomeni franosi generalizzati. 4) Faglie relative alla fase tettonica del Pleistocene inferiore-medio. 5) Dissesti superficiali e profondi, attivi e non. 6) Nicchia di frana. 7) Corso fluviale principale in approfondimento ed erosione laterale, impostato lungo le linee tettoniche. 8) Reticolo idrografico sommitale poco sviluppato. 9) Quota topografica. 10) Spartiacque appenninico. Le linee tratteggiate indicano i piani di faglia e l'ampiezza originaria dei blocchi dislocati; il quadrato nero indica il giacimento di idrocarburi liquidi di Benevento.

l'evoluzione dei versanti, individuatisi in seguito allo smembramento e sollevamento dell'originaria superficie di spianamento.

La conservazione della paleosuperficie, impostata su terreni prevalentemente argillosi e quindi facilmente erodibili, è da imputare ad un sollevamento veloce e recente dell'area, dato che il reticolo idrografico sommitale risulta poco approfondito e non raccordato con i fondovalle attuali. Lo smembramento differenziato dei blocchi, determinato dalla tettonica con differenti rotazioni relative, ha provocato varie organizzazioni nei deflussi superficiali ed una morfodinamica di versante estremamente accelerata (fig. 5a, b, c).

Laddove la rotazione dei blocchi ha causato pendenze divergenti dai piani di faglia, il deflusso superficiale ha acquisito una disposizione centrifuga rispetto all'area sollevata, creando così reticoli idrografici poco approfonditi sulla paleosuperficie e nessun corso fluviale principale lungo le linee tettoniche; i versanti di faglia sono stati modellati essenzialmente da grandi movimenti franosi generalizzati (fig. 5a). Laddove si sono determinate pendenze convergenti verso i piani di faglia, si è impostata una rete idrografica principale lungo le linee tettoniche per cui l'erosione lineare accelerata, lungo i margini ribassati dei blocchi, ha originato nuovi versanti ed ampliato quelli di faglia contribuendo alla loro evoluzione mediante fenomeni franosi profondi, che progressivamente hanno ridotto l'originaria ampiezza della paleosuperficie.

Anche in questo caso (fig. 5b), sulla paleosuperficie si è impostato un reticolo idrografico primitivo poco approfondito e con disposizione centripeta verso le aree ribassate. Anche nel caso illustrato in fig. 5c, dove i blocchi ruotati hanno pendenza divergente e convergente rispetto al piano di faglia, il risultato è un reticolo sommitale poco approfondito ed un'attiva morfodinamica di versante da parte dei corsi d'acqua che si approfondiscono in corrispondenza del piano di faglia, determinando continue condizioni di instabilità per scalzamento al piede. Per quanto riguarda i reticoli sommitali poco approfonditi sulla paleosuperficie, si mette in evidenza che possono essersi probabilmente impostati su di un vecchio reticolo sospeso non raccordato a causa del veloce e recente sollevamento regionale; allo stato attuale, l'analisi di questa probabile «antecedenza» fluviale non è stata ancora approfondita.

IPOTESI SULLA GENESI ED ETÀ DELLA PALEOSUPERFICIE

I dati emersi dalle ricerche finora espletate evidenziano la presenza a scala regionale della paleosuperficie sommitale lungo la fascia orientale della catena (fig. 3), con i terreni plio-pleistocenici marini depositati nell'avanfossa appenninica. La presenza di terreni marini plio-pleistocenici depositati all'interno della fascia indica che anch'essa era sicuramente di dominio marino in alcune aree, come ad esempio la zona di Acerenza, Calvello e S. Arcangelo e quindi in comunicazione con l'avanfossa. Il successivo solleva-

mento è stato di entità simile per tutta la fascia, testimoniando che la paleosuperficie era originariamente a quote molto prossime a quelle del tetto dei terreni pleistocenici conservatisi sulla catena perché depositati in depressioni del substrato (fig. 4).

L'originaria quota alla quale si è formata la paleosuperficie doveva essere prossima all'antica linea di riva del mare pleistocenico, che periodicamente poteva anche subire oscillazioni, probabilmente di tipo glacio-eustatico, esercitando una attiva azione abrasiva sulla sommità della fascia, che strutturalmente si trovava più ribassata rispetto alla contigua porzione centrale della catena. È ipotizzabile quindi che, dopo la fase tettonica traslativa del Pliocene medio, la fascia esterna della catena si sia trovata in condizioni strutturali e morfologiche tali da non subire una attiva erosione areale subaerea, ma prevalentemente una azione abrasiva da parte del mare che la delimitava ad Est, in corrispondenza dell'avanfossa appenninica in cui fino al Pleistocene inferiore si è avuta una attiva sedimentazione terrigena prevalentemente argillosa (FOLLADOR, 1973; RUGGIERI & SPROVIERI, 1978).

Il periodo di tempo durante il quale si può essere formata la paleosuperficie, compreso tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, non appare sufficiente per poter determinare lo spianamento della fascia con il solo modellamento da parte dei normali fattori morfogenetici e climatici subaerei. L'ipotesi che qui si avanza è che la paleosuperficie sia stata determinata da una prevalente azione abrasiva marina combinata con un lieve ed eventualmente periodico modellamento subaereo, allorché la fascia si trovava in condizioni di emersione (e comunque a basse quote). Questi eventi morfogenetici si sarebbero esercitati abbastanza omogeneamente fino al Pleistocene inferiore poiché anche il tetto dei terreni quaternari marini depositati all'interno della fascia sono stati interessati dallo spianamento e modellamento subaereo (fig. 4).

La fase tettonica che nel Pleistocene inferiore-medio (0,7 m.a. circa) ha interessato la catena e l'avanfossa ha determinato il generale sollevamento dell'area ed in particolare ha individuato linee di discontinuità superficiali orientate prevalentemente NW-SE e NE-SW, oggi molto evidenti in superficie. La fascia orientale della catena è stata sollevata di più rispetto al contiguo margine occidentale dell'avanfossa, per cui il tetto dei terreni pleistocenici marini si rinviene a circa 1000 m di quota nella catena ed a circa 500 m nell'«avanfossa». Il periodo in cui si è avuto il sollevamento è compreso tra il Pleistocene inferiore-medio e l'inizio dell'attività del Vulture (esplicitasi tra 0,8 e 0,5 m.a. secondo CORTINI, 1975) ed è quindi valutabile dell'ordine di poche centinaia di migliaia di anni.

I rapporti stratigrafici e le datazioni eseguite consentono di affermare che la parte più antica delle vulcaniti del Vulture è stata probabilmente coeva con le fasi di smembramento della paleosuperficie mentre i prodotti successivi, costituenti la parte principale dell'apparato vulcanico, sono posteriori alle dislocazioni tettoniche dal momento che essi fossilizzano le faglie che hanno determinato il ribassamento dell'area su cui si è impostato il vulcano (figg. 3 e 4).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Le indagini finora compiute hanno consentito di riconoscere a scala regionale, lungo la fascia orientale della catena, la presenza di una paleosuperficie di spianamento sommitale ampiamente conservata, caratterizzata da un reticolo idrografico giovanile in netto contrasto con le quote attuali (variabili da circa 600 m a circa 1000 m) e non raccordata con i versanti interessati da una attiva morfodinamica ai margini dei grandi blocchi dislocati alla cui sommità si rinviene l'altopiano (fig. 3).

Dai dati rilevati risulta che i terreni più antichi che fossilizzano la paleosuperficie sommitale già dislocata sono le vulcaniti del Vulture (fig. 4), datate 0,8-0,5 m.a. (CORTINI, 1975), mentre i terreni più recenti su cui si è imposta la paleosuperficie hanno un'età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. È possibile quindi affermare che il periodo di individuazione della paleosuperficie è compreso tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, mentre il periodo in cui è avvenuto il suo smembramento e dislocazione a varie quote è compreso tra il Pleistocene inferiore ed il medio.

La paleosuperficie ha una estensione regionale, molto probabilmente fino alla Calabria, dove sono noti terreni pliocenici marini attualmente dislocati a circa 1500 m di altezza (VEZZANI, 1967; OGNIBEN, 1973) e la sua evoluzione è stata controllata dagli eventi tettonici regionali che hanno interessato la catena e l'avanfossa tra il Pliocene medio ed il Pleistocene (BRANCACCIO & *alii*, 1979b; D'ARGENIO & *alii*, 1986). Si avanza l'ipotesi che, prima della fase tettonica del Pleistocene inferiore-medio, la fascia orientale della catena su cui è presente la paleosuperficie si trovasse a quote prossime alla linea di riva marina e che il mare, ricoprente la zona di avanfossa e parte della fascia stessa in seguito a periodiche oscillazioni, determinasse una attiva azione abrasiva sui terreni prevalentemente argillosi, intervallata da fasi di erosione subaerea con scarso approfondimento del reticolo idrografico. In conclusione, tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore-medio è delineabile la seguente paleogeografia della catena sudappenninica, da Est verso Ovest, caratterizzata da fasce orientate generalmente NW-SE e controllate da strutture regionali (figg. 2 e 6).

— zona dell'avanfossa in attiva sedimentazione per il pro-

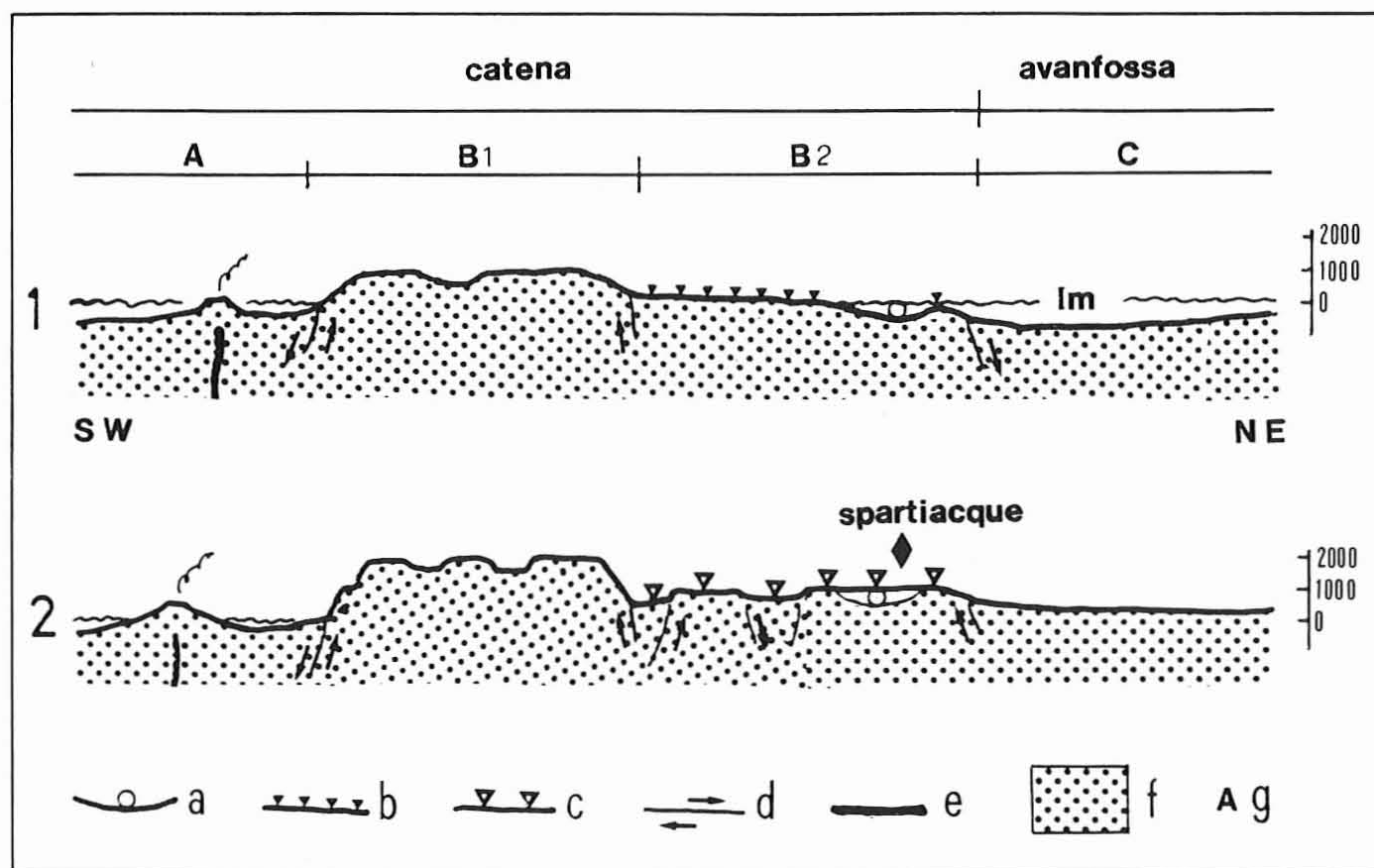


FIG. 6 - Sezioni paleogeografiche schematiche dell'evoluzione morfotettonica della catena tra il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (sez. 1) ed il Pleistocene inferiore e medio (sez. 2): a) Terreni clastici marini dei bacini intrappenninici (es. Acerenza, Calvello, S. Arcangelo) del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. b) Area soggetta periodicamente ad abrasione marina ed erosione subaerea su cui si individua la superficie peneplanata. c) Superficie peneplanata dislocata su cui è ubicato, a tratti, lo spartiacque appenninico. d) Principali faglie di superficie. e) Faglie profonde a cui è connesso il vulcanismo del bordo occidentale e tirrenico della catena. f) Terreni carbonatici e clastici della catena, avanfossa e avampaese. g) Principali fasce morfostrutturali della catena (A = fascia occidentale; B1 = fascia centrale. B2 = fascia orientale; C = avanfossa).

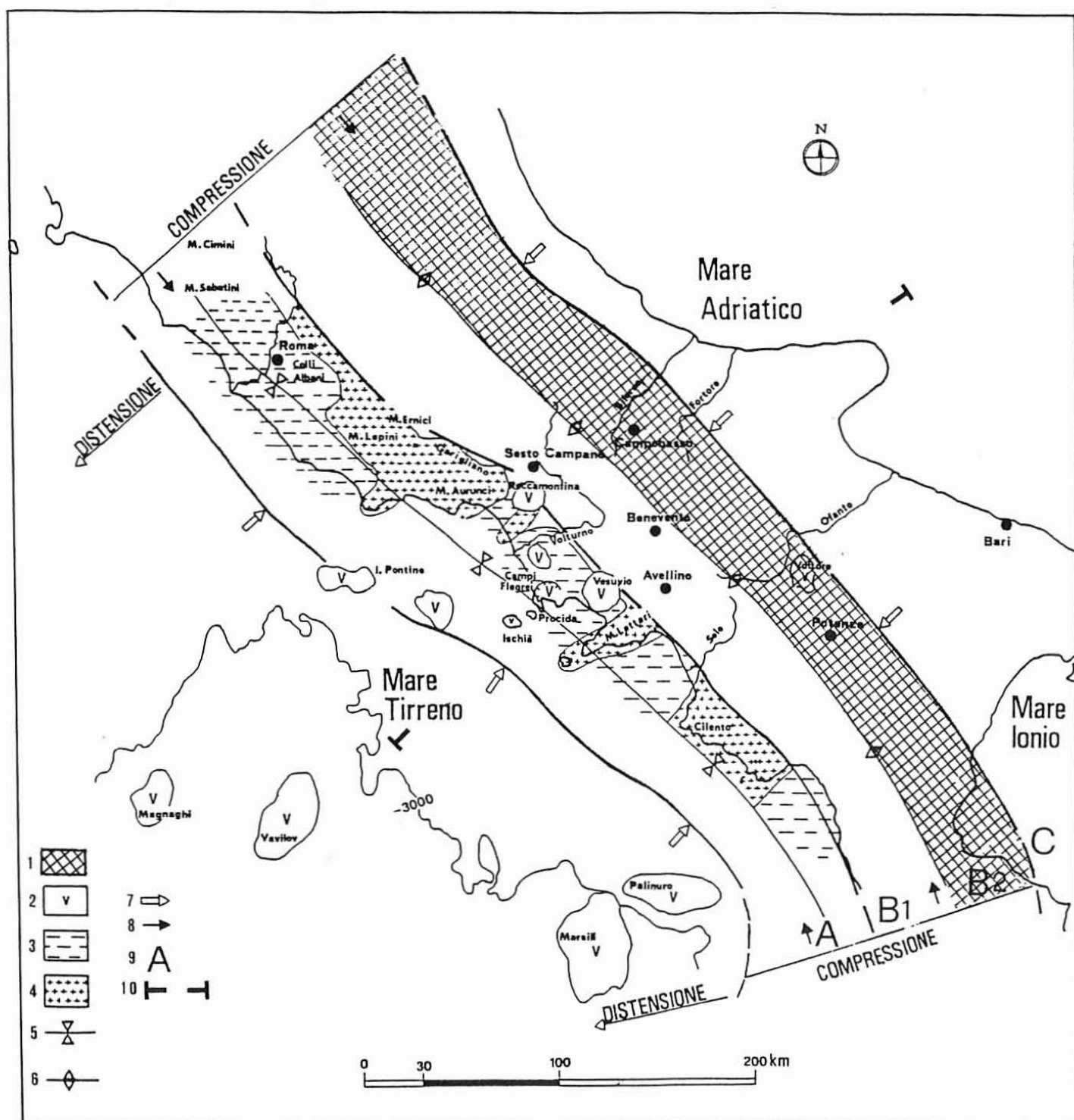


Fig. 7 - Schema delle principali deformazioni superficiali e profonde della catena: 1) Fascia orientale della catena interessata da intenso sollevamento nella fase tettonica del Pleistocene inferiore-medio. 2) Vulcaniti del Pleistocene-Olocene, relative ai principali centri eruttivi della fascia occidentale ed orientale della catena e dell'area tirrenica. 3) Zone in ribassamento dal Pliocene superiore (bacini costieri) lungo la fascia occidentale della catena. 4) Zone in sollevamento nel Pleistocene lungo la fascia occidentale della catena. 5) Asse della megasinclinale. 6) Asse della meganticlinale. 7) Sforzi compressivi secondari. 8) Sforzi compressivi principali. 9) Principali fasce morfostrutturali della catena (A = fascia occidentale; B1 = fascia centrale; B2 = fascia orientale; C = avanfossa-avampaese). 10) Traccia delle sezioni paleogeografiche di fig. 6 e della sezione profonda di fig. 8.

gressivo ribassamento tettonico del substrato sedimentario prepliocenico autoctono e del relativo basamento (fascia C);

— zona orientale della catena, ampia da circa 30 a 50 km, interessata da sedimentazione marina più o meno continua nelle aree depresse e da attiva erosione preva-

lentemente per abrasione marina e, limitatamente, per erosione subaerea (fascia B2);

- zona centrale della catena totalmente emersa e soggetta ad attiva morfogenesi di versante e fluviale (fascia B1);
- zona occidentale tirrenica della catena in gran parte sommersa, caratterizzata da bacini sedimentari in rapido sprofondamento e da attivo vulcanismo, come ad es. la Piana campana (fascia A).

Fino al Pleistocene inferiore, nell'area in esame si aveva quindi lo spartiacque appenninico ad Ovest della fascia orientale della catena, nell'ambito della zona appenninica centrale (fig. 6). Tra il Pleistocene inferiore ed il medio, la catena e l'avanfossa sono state interessate da una tettonica che ne ha determinato il sollevamento generale (fasce B1, B2 e C di fig. 2), provocando l'estinzione generale del bacino di avanfossa, caratterizzato da intenso sprofondamento tettonico dal Pliocene medio. In particolare, la fascia orientale della catena è stata sollevata a quote variabili da circa 600 m a circa 1000 m, con locali blocchi più sollevati, mediante faglie che in superficie hanno orientamento preferenziale NW-SE e SW-NE. Il bordo occidentale dell'avanfossa è stato generalmente sollevato a quote variabili da 300 m a 500 m circa (fig. 3). Il rapido sollevamento, avvenuto in un periodo di alcune centinaia di migliaia di anni tra il Pleistocene inferiore ed il medio, avrebbe determinato lo spostamento verso Est dello spartiacque appenninico dalla originaria posizione, lungo la fascia centrale della catena, in corrispondenza di principali struttu-

re trasversali plio-quadernarie, come ad esempio la faglia trascorrente Bagnoli-Irpino-Torrente Calaggio (INCORONATO & *alii*, 1985) ed in relazione al locale assetto tettonico di grandi blocchi interessati da differenti sollevamenti e rotazioni, nonché la riorganizzazione del deflusso superficiale, mediante l'impostazione di reticoli fluviali conseguenti fortemente controllati dalla tettonica a grande e piccola scala.

Come messo in evidenza da ORTOLANI & PAGLIUCA (1984), la fascia orientale della catena è quella più sismica dell'Appennino meridionale ed è caratterizzata, lungo i suoi bordi, da strutture sismogenetiche principali che interessano la catena fino alla crosta superiore. Secondo l'ipotesi proposta in ORTOLANI & PAGLIUCA (1984; 1986) e in DI GIROLAMO & *alii* (1988), la crosta superiore sottostante la catena sarebbe attualmente interessata da una tettonica compressiva che avrebbe determinato deformazioni tipo megasinclinale e meganticlinale con asse parallelo alla catena stessa (fig. 7). In particolare, la meganticlinale si troverebbe in corrispondenza della fascia centrale ed orientale della catena, mentre la megasinclinale coinciderebbe con quella occidentale tirrenica; esse si sarebbero individuate tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore ed accentuate con la fase tettonica del Pleistocene inferiore-medio. Questa fase avrebbe determinato una zona di faglia con diffusione regionale lungo la cerniera della struttura meganticlinale con conseguente rottura di essa in due blocchi principali, di cui quello più orientale si sarebbe sollevato maggiormente e sarebbe stato interessato da faglie inverse lungo il margine esterno fino alla crosta su-

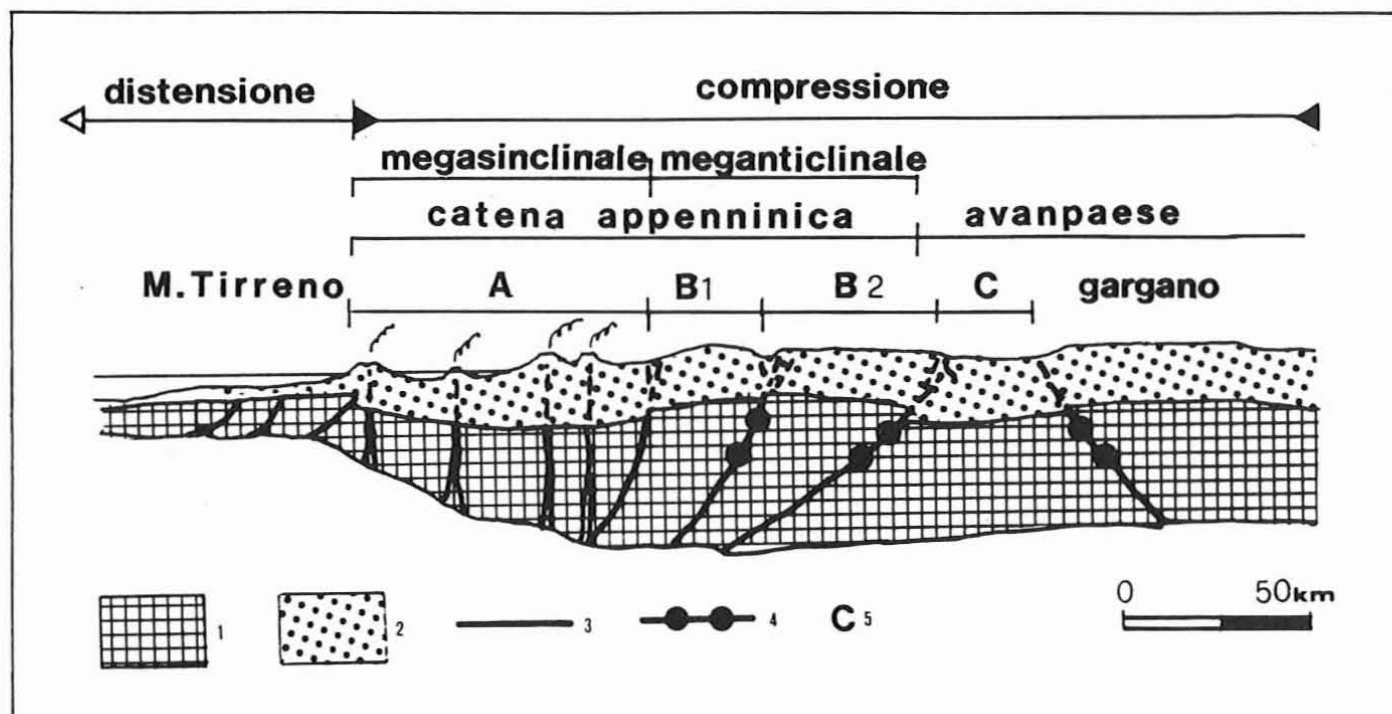


Fig. 8 - Sezione schematica dei rapporti tra deformazioni superficiali e profonde lungo la catena (modificata da ORTOLANI & PAGLIUCA, 1984; l'ubicazione della traccia è riportata in fig. 7): 1) Basamento metamorfico-cristallino della crosta superiore. 2) Copertura sedimentaria dell'avanpaese e unità della catena. 3) Faglie principali. 4) Strutture sismogenetiche. 5) Principali fasce morfostrutturali della catena (A = fascia occidentale; B1 = fascia centrale; B2 = fascia orientale) e dell'avanfossa (C). Lungo il bordo occidentale e tirrenico della fascia A sono ubicati i principali vulcani attivi.

periore (fig. 8). Anche la fase tettonica del Pleistocene inferiore-medio, riscontrata in superficie, sarebbe imputabile ad una tettonica compressiva crostale che avrebbe accentuato la megadeformazione anticlinale profonda e determinato una compressione contro il basamento dell'avvanso, tale da provocare l'inarcamento generale evidenziato dal sollevamento dei terreni marini pleistocenici.

Le deformazioni crostali rappresentano la principale causa dell'impostazione delle strutture sismogenetiche regionali; infatti, lungo le strutture attive dei margini occidentale ed orientale della fascia B della catena, sono ubicati i principali eventi sismici storici e recenti (fig. 3) (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1984). In particolare, il margine occidentale è correlabile in profondità con la zona di faglia di tipo diretto lungo la cerniera della meganticlinale crostale, mentre quello orientale corrisponderebbe alla zona di taglio inverso profonda (fig. 8).

La regionalità ed omogeneità dell'evoluzione morfostrutturale plio-quaternaria, prima delineata lungo questo settore appenninico, conferiscono una notevole importanza al riconoscimento della paleosuperficie di spianamento sommitale come elemento guida per l'individuazione degli spostamenti relativi avvenuti lungo l'area in esame dal Pleistocene inferiore-medio, connessi alle deformazioni crostali prima descritte.

BIBLIOGRAFIA

- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 174 (Ariano Irpino), 186 (S. Angelo dei Lombardi), 198 (Eboli)*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 251, 149-178.
- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento), 209 (Vallo della Lucania)*. C.N.R., Progr. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 249-272.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. F.lli Bocca, Torino.
- BRANCACCIO L. (1971) - *Osservazioni geomorfologiche sull'alta valle del Sabato presso Serino (Prov. Avellino)*. Mem. Soc. Nat. Napoli, suppl. Boll., 80, 95-104.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., SCARPA R. & SGROSSO I. (1981) - *Evoluzione neotettonica e sismicità in Penisola Sorrentina e in Baronia (Campania)*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 145-149.
- BRANCACCIO L., SGROSSO I., CINQUE A., ORSI G., PECE R. & ROLANDI G. (1979a) - *Lembi residui di sedimenti lacustri pleistocenici sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 88, 34-40.
- BRANCACCIO L., D'ARGENIO B., FERRERI M., METCALF G., OLIVERI A., ORTOLANI F., PESCATORE T.S., STANZIONE D., TORRE M. & VALLARIO A. (1979b) - *Prospettive geotermiche e assetto strutturale dell'Appennino Meridionale (Campania e Basilicata)*. Ist. Geol. Geof., Napoli, 1-61.
- BOUSQUET J.C. & GUEREMY P. (1968) - *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Appennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. I. Bassin du Mercure et haute vallée du Sinni*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 10, 225-238.
- CARROZZO M.T., DE VISENTINI G., GIORGETTI F. & IACCARINO E. (1973) - *General catalogue of Italian earthquakes*. CNEN RT/PROT (73), 12.
- CIAMPO G. (1970) - *I terreni plio-pleistocenici nei dintorni di Calvello (Potenza)*. Mem. Soc. Nat. Napoli, 78, 181-209.
- CORTINI M. (1975) - *Età K-Ar del Monte Vulture (Lucania)*. Riv. It. Geof. Sc. App., 2, 45-46.
- D'ARGENIO B., ORTOLANI F. & PESCATORE T. (1986) - *Geology of the Southern Apennines. A brief outline*. Int. Ass. Eng. Geol., Geol. App. Idrogeol., 304-319.
- DE VIVO B., DIETRICH D., GUERRA I., IANNACCONE G., LUONGO G., SCANDONE P., SCARPA R. & TURCO E. (1979) - *Carta sismotettonica preliminare dell'Appennino meridionale*. C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 166, 1-28.
- DI GIROLAMO P., MORRA V., ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) - *Osservazioni petrologiche e geodinamiche sul magmatismo «orogenico transizionale» della Campania nell'evoluzione della fascia tirrenica della catena appenninica*. Boll. Soc. Geol. It., 107, 561-578.
- FOLLADOR U. (1973) - *Paleogeografia del Pliocene e del Pleistocene dell'Italia centro-meridionale, versante adriatico*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 141-160.
- INCORONATO A., NARDI G., ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1985) - *The Plio-Quaternary Bagnoli Irpino - Calaggio Torrent strike slip fault, Campania-Lucania (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 399-404.
- LA VOLPE L. & PICCARRETA G. (1967) - *Il vulcanismo quaternario del M. Vulture in Lucania*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, 18, 75-88.
- LA VOLPE L. & RAPISARDI L. (1977) - *Osservazioni geologiche sul versante meridionale del M. Vulture; genesi ed evoluzione del bacino lacustre di Atella*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 181-197.
- LENTINI F. (1968) - *Stratigrafia micropaleontologica dei terreni plio-pleistocenici di S. Arcangelo (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, 19, 141-160.
- MAGGIORE M. & WALSH N. (1975) - *I depositi plio-pleistocenici di Aceenza (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 93-109.
- MAGRI G. & MOLIN D. (1979) - *Attività macrosismica in Basilicata, Campania e Puglia dal 1847 al 1861*. CNEN, Roma, 91-115.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, 12, 1-315.
- ORTOLANI F. (1979) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 609-616.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal sisma del 23 novembre 1980*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 173-214.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1984) - *Geologia, struttura e macrozonazione sismica dell'Appennino meridionale (Molise, Campania e Basilicata)*. Atti 5° Congr. Ord. Naz. Geol., Palermo 1984.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1986) - *Relazioni tra struttura profonda ed aspetti morfologici e strutturali della fascia tirrenica dell'Appennino campano*. Gruppo Naz. Geogr. Fis. Geomorf., Riun. Ann., Guida alle escursioni geomorfologiche, Amalfi. 1986.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1987) - *Relationships between volcanism and structures in Campania during the Quaternary*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, Special Issue, 78-91.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) - *Tettonica transpressiva nel Gargano e rapporti con le catene appenninica e dinarica*. Boll. Soc. Geol. It., in corso di stampa.
- PALMENTOLA G., MARCHESE F. & VIGNOLA N. (1980) - *Dati e considerazioni sulla neotettonica dell'area dei Fogli 199 «Potenza» e 210 «Lauria»*. C.N.R., Progr. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 135-154.
- PICCARRETA G. & RICCHETTI G. (1970) - *I depositi del bacino fluvio-lacustre della Fiumara di Venosa-Mattinelle del Torrente Basentello*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 121-134.
- RAPISARDI L. (1980) - *Osservazioni sulla neotettonica del Foglio 187 «Mel-fi»*. C.N.R., Progr. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 121-134.
- RICCHETTI G. (1967) - *Lineamenti geologici e morfologici della media valle del Fiume Bradano*. Boll. Soc. Geol. It., 86, 607-622.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1978) - *A revision of Italian Pleistocene stratigraphy*. Geol. Romana, 16, 131-139.
- SERVA L. (1981a) - *Il terremoto del 1688 nel Sannio*. CNEN, Roma.
- SERVA L. (1981b) - *Il terremoto del 1694 in Irpinia e Basilicata*. CNEN, Roma.
- VEZZANI L. (1967) - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, 18, suppl., 207-227.