

LA VALLE DEL TANAGRO (CAMPANIA):  
UNA DEPRESSIONE STRUTTURALE AD EVOLUZIONE COMPLESSA(\*\*\*)

INDICE

RIASSUNTO	pag. 209
ABSTRACT	" 209
PREMESSA	" 209
INQUADRAMENTO GEOLOGICO E PRECEDENTI CONOSCENZE	" 210
FORMAZIONI E TAPPE MORFOEVOLUTIVE PLIO-QUATERNARIE DELLA VALLE DEL TANAGRO	" 211
DATI MACROSTRUTTURALI, LINEAMENTI MORFOSTRUTTURALI E TAPPE EVOLUTIVE DEL MARGINE SUD-OCCIDENTALE	" 216
CONCLUSIONI	" 217
BIBLIOGRAFIA	" 219

RIASSUNTO

Vengono presentati i risultati di uno studio a carattere geomorfologico, stratigrafico e strutturale effettuato nella Valle del Tanagro, una ampia depressione strutturale situata nel settore assiale dell'Appennino campano-lucano. Lo studio ha messo in luce che tale depressione ha attraversato, nel corso del Plio-Pleistocene, una complessa evoluzione. Essa, infatti, ricalca il limite tra il settore del Monte Marzano, che è stato interessato da sedimentazione marina nel corso del Pliocene superiore, ed il settore del Gruppo degli Alburni che nello stesso periodo era emerso. La depressione è attualmente occupata da una successione sedimentaria continentale, che abbiamo denominato *Unità di Auletta*, che non costituisce il suo riempimento, essendovi stata "incastrata" tettonicamente nel corso dell'approfondimento della depressione.

Il margine del Gruppo degli Alburni prospiciente la Valle è stato coinvolto da deformazioni a carattere trascorrente lungo faglie orientate N 120° che vi hanno prodotto una strutturazione in *pull-apart basins* nel corso del Pliocene. Questo tipo di deformazioni ha probabilmente condizionato anche l'assetto della depressione del Tanagro, anche se alla sua strutturazione attuale hanno contribuito, nel Pleistocene inferiore-medio, dislocazioni a carattere distensivo.

ABSTRACT

The results of a geomorphological, stratigraphic and structural analysis of the Valle del Tanagro are presented in this paper. The study area is located in the axial sector of the Campano-Lucanian Apenninic Chain. The Valle del Tanagro marks the limit between the Monte Marzano sector, which underwent a transgression during the Upper Pliocene, and the Alburni Massif which during the same period was already emerged. In the Tanagro depression a continental sedimentary unit, here called *Unità di Auletta*, outcrops.

(\*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Napoli "Federico II".

(\*\*)Centro di Studio per la Geologia Tecnica - C.N.R. Roma.

(\*\*\*)Lavoro eseguito con i fondi CNR n. 811.

This unit was tectonically *emboîtée* into the Valle del Tanagro during the course of its deepening.

The Alburni Massif was interested, mainly during Upper Pliocene, by intense strike-slip faulting N 120° trending. In the Massif margin facing to Valle del Tanagro, the strike-slip tectonics produced two pull-apart basins. Such deformations have maybe contributed in defining the structural setting of the depression itself, even if it gained its definitive drawing by means of extensional tectonic events, during Lower to Middle Pleistocene.

PAROLE CHIAVE: Geomorfologia, Geologia strutturale, Tettonica trascorrente, Depositi continentali, Appennino meridionale.

KEY WORDS: Geomorphology, Structural Geology, Strike-slip Tectonics, Continental Deposits, Southern Apennines.

PREMESSA

Con il termine "Valle del Tanagro" si intende indicare quella depressione a controllo strutturale nella quale si sviluppa il basso corso del Fiume Tanagro, compreso tra la sua finale confluenza nel Sele e la soglia strutturale dell'ex bacino lacustre del Vallo di Diano, entro cui corre la sua parte alta (Tav. 1).

Tale depressione è collocata in posizione quasi esattamente assiale rispetto all'Appennino campano-lucano e, pur avendo uno sviluppo in pianta articolato, risulta nettamente allungata in direzione NW-SE. Il suo margine sudoccidentale è molto netto e marcato per la presenza di alte e lunghe scarpate di faglia che innalzano il gruppo calcareo dei Monti Alburni. Verso NE, invece, il bordo della depressione risulta marcato da lineamenti a minore rigetto che presentano una espressione morfologica vistosa solo nei tratti dove tagliano e portano in affioramento le unità carbonatiche mesozoiche. Tale bordo, inoltre, è reso più complesso da motivi morfostrutturali obliqui rispetto all'asse della Valle, tra i quali i più rilevanti sono quelli che connettono la depressione in oggetto con quella della Valle del Bianco, tributario di destra del Tanagro (Tav. 1).

Nella zona della Valle del Tanagro è stato avviato uno studio di carattere geomorfologico, strutturale e stratigrafico del quale si forniscono in questa nota i primi risultati. L'area risulta particolarmente interessante perché, in virtù della sua collocazione geografica e per la relativa ricchezza di evidenze che la caratterizza, si presta alla ricerca di elementi di correlazione tra l'evoluzione del margine tirrenico (ben testimoniata nella vicina Piana del Sele) e quella delle aree più interne della catena. Inoltre la depressione del Tanagro si colloca in una zona dove sono chiaramente manifeste le deformazioni a carattere di trascorrenza sinistra orien-

tata lungo linee N 120° che sembra aver giocato un ruolo importante nell'evoluzione tettonica recente della catena (CINQUE *et al.*, 1992).

#### INQUADRAMENTO GEOLOGICO E PRECEDENTI CONOSCENZE

I massicci calcarei degli Alburni e del Marzano, che bordano rispettivamente a SW e NE la valle del Tanagro sono costituiti entrambi da successioni mesozoiche di piattaforma, ma alcune significative differenze di facies e stratigrafiche (queste ultime riscontrabili soprattutto nelle porzioni post-cretaciche delle rispettive successioni) inducono ad attribuirli a due diverse unità tettoniche (Unità Alburno-Cervati-Pollino ed Unità Monte Marzano-Monti della Maddalena; BONARDI *et al.*, 1988). Esse deriverebbero dalla deformazione di due diversi domini paleogeografici e si sarebbero accostate ed accavallate durante fasi tettogenetiche tardomioceniche. Come risulta da nostre recenti indagini (vedi anche AMATO *et al.*, 1992) queste due diverse unità tettoniche del complesso sistema di *roof-thrust* hanno subito vicende tettoniche diversificate anche nel corso del Pliocene e di parte del Pleistocene.

Nel massiccio degli Alburni, al di sopra dei calcari a rudiste del Cretacico superiore si riscontrano, con contatto trasgressivo concordante, calcareniti e calcilutiti di età Paleocene-Eocene, riferibili alla *Formazione di Trentinara* (SELLI, 1962). In paraconcordanza seguono ancora calcareniti del Burdigaliano, che passano ad arenarie di avanfossa distale langhiano-tortoniane. A chiudere la successione si hanno depositi di avanfossa prossimale costituenti la formazione del *Flysch di Castelvete*, ascritta al Messiniano (SANTO, 1988; PATACCA *et al.*, 1993).

All'interno del massiccio del Monte Marzano, invece, il *Flysch di Castelvete* si rinviene in diretto contatto sui calcari cretacici; esso risulta ridotto a pochi affioramenti residui, conservati entro depressioni strutturali o intrappolati lungo linee compressive. Molto più ampiamente affiorano terreni di un ciclo trasgressivo-regressivo che copre in prevalente paraconcordanza i calcari cretacici, ascrivibile almeno al Pliocene superiore iniziale, in quanto vi sono state riconosciute faune appartenenti alla *Zona MPI41* (AMATO *et al.*, 1992). Il prevalere di appoggi diretti di questi terreni sul substrato cretacico testimonia una forte fase denudazionale intervenuta dopo la deposizione dell'*Unità di Castelvete*.

Anche l'assetto strutturale dei due massicci calcarei separati dalla Valle del Tanagro è sensibilmente diverso. Il motivo strutturale tipico e ricorrente nel gruppo montuoso del Marzano consiste in una serie di blocchi monoclinali delimitati da faglie listriche con direzione E-W e fortemente basculati verso Sud dopo la deposizione dei citati terreni pliocenici (AMATO *et al.*, 1992).

Nel gruppo degli Alburni, invece, le immersioni della successione mesozoico-miocenica sono in genere verso SW ed hanno valori di inclinazione molto più modesti che al Marzano. Le strutture più frequenti e più evidenti sono quelle cinematicamente legate a faglie orientate intorno a N 120° che hanno giocato sia come dirette che come trascorrenti sinistre (vedi oltre).

Il fatto che l'assetto stratigrafico e strutturale tipico dell'Unità del Monte Marzano, così come sopra descritta, si ripeta immutato anche sul blocco isolato del Monte S. Giacomo (che è il rilievo calcareo più pros-

simo alla valle del Tanagro sul lato NE di questa, Fig. 1), insieme ad altre evidenze che saranno descritte più avanti, porta a ritenere che il sistema di discontinuità tettoniche responsabile, in questo tratto, dell'accostamento tra Unità Alburno-Cervati-Pollino ed Unità Marzano-Monti della Maddalena sia collocato nella valle del Tanagro al di sotto delle unità terrigene e dei sedimenti plio-pleistocenici presenti nella Valle.

A completare la descrizione geologica dell'area in esame occorre aggiungere che lungo il fianco nord-orientale della Valle del Tanagro, soprattutto nel tratto a valle della confluenza col Bianco (tra Buccino e Contursi), sono conservati estesi lembi di depositi terrigeni riferibili alla coltre *Sicilide* ed al *Flysch di Castelvete*. Altri affioramenti di quest'ultima formazione sono presenti ai piedi del Monte S. Giacomo e fino a Caggiano (PESCATORE *et al.*, 1972; COCCO *et al.*, 1974) laddove essi costituiscono il rilievo-sella che, alla quota di circa 700 m, fa da spartiacque tra il bacino del Tanagro e quello del fiume Melandro-Bianco (Fig. 1).

Per la Valle del Tanagro mancano studi precedenti a carattere strutturale, almeno per quanto concerne la evoluzione tettonica posteriore ai grandi accavallamenti tardomiocenici. Qualche indicazione utile a tale riguardo può essere tuttavia ricavata da lavori che hanno preso in esame aree limitrofe. HIPPOLYTE (1992) mette in evidenza che nella zona del Monte Soprano - Monte Sottano (situati ad W degli Alburni), alle fasi tettogenetiche con direzione di compressione orientata NE-SW, è seguita una tettonica distensiva complessivamente poco sviluppata che non avrebbe prodotto faglie dirette del I ordine, anche se è comunque possibile mettere in luce direzioni di massima estensione orientate circa E-W e circa NE-SW.

Lo stesso HIPPOLYTE (1992) nella vicina Piana del Sele mette in luce che la formazione infrapleistocenica dei *Conglomerati di Eboli* (CINQUE *et al.*, 1988) presenta deformazioni sia di tipo trascorrente che diretto, come già osservato da GARS (1983) e successivamente da ZUPPETTA & SAVA (1992) e da PATACCA *et al.* (1993). Mentre, però, secondo GARS si possono distinguere almeno due diverse direzioni di estensione orientate NNE-SSW e NW-SE, secondo HIPPOLYTE tutte le faglie dirette sono compatibili con una direzione di massima estensione orientata NNW-SSE. Le faglie che bordano il bacino del Golfo di Salerno a mare (MOUSSAT, 1983; BARTOLE *et al.*, 1984) sono state originate, secondo HIPPOLYTE, da un campo di *stress* estensionale corrispondente a quello messo in luce a terra: l'apertura del bacino sarebbe così avvenuta grazie a tale estensione ed alla contemporanea limitata compressione WSW-ENE (testimoniata da faglie trascorrenti a terra e da accavallamenti a mare); l'età di questa tettonica sarebbe Pleistocene inferiore.

L'esistenza di faglie trascorrenti sinistre intorno a N 120° e N 150° nella regione circostante l'area in esame è stata messa in evidenza da CINQUE *et al.* (1992), PATACCA *et al.* (1993), TURCO *et al.* (1991) e KNOTT & TURCO (1991). Questi autori concordano nel ritenerle posteriori alle fasi di impilamento tettogenetico anche se nei diversi lavori vengono proposte diverse interpretazioni e collocazioni cronologiche riguardo alla loro attività. In ASCIONE *et al.* (1992), si evidenzia che nel Vallo di Diano si sono succeduti due momenti di attività trascorrente lungo faglie orientate N 120°, dei quali il secondo ha interessato i depositi infra-mediopleistocenici del primo ciclo lacustre del Vallo.

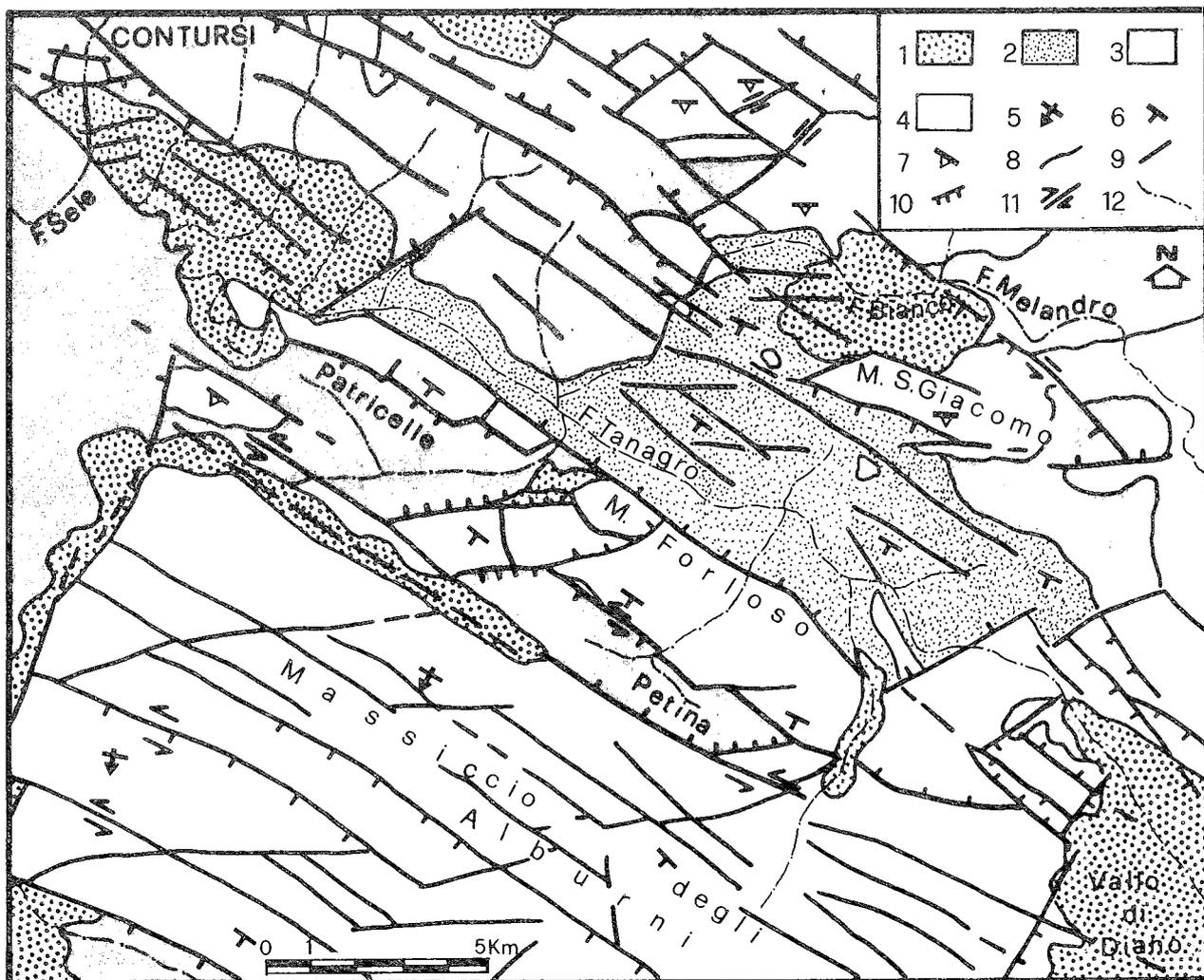


Fig. 1 - Schema geologico dell'area di studio.

Legenda: 1 - Depositi lacustri, falde detritiche, depositi alluvionali. Pleistocene - Olocene. 2 - Unità di Auletta. Pliocene superiore - Pleistocene inferiore?. 3 - Unità terrigene terziarie. 4 - Unità carbonatiche. Mesozoico - Paleogene. 5 - Strati inclinati: 0-15°. 6 - 15°-30°. 7 - >30°. 8 - Limite formazionale. 9 - Faglia. 10 - Faglia diretta. 11 - Faglia trascorrente.

## FORMAZIONI E TAPPE MORFOEVOLUTIVE PLIO-QUATERNARIE DELLA VALLE DEL TANAGRO

La fascia assiale della depressione del Tanagro, come di quella ad essa collegata del Bianco, è occupata da numerose formazioni continentali di età e *facies* diverse, ma comunque successive ai citati depositi marini pliocenici che avevano trasgredito l'area a NE degli Alburni. Lo studio dei rapporti stratigrafici e geomorfologici tra queste varie formazioni (a molte delle quali si associano chiare fasi di terrazzamento), ha consentito di porle in ordine cronologico e di stabilire che esse sono tutte posteriori ai sopracitati depositi marini pliocenici dell'area del Marzano. La distribuzione spazio-temporale dei vari episodi di sedimentazione continentale succedutisi all'interno della depressione del Tanagro, unitamente all'analisi dei rapporti con le linee tettoniche ad attività recente, fornisce significativi indizi riguardo all'evoluzione di questo complesso bacino. Andando da NW verso SE, ovvero da valle verso monte, si riscontrano formazioni via via più antiche che sono terrazzate (o comunque poste) a quote crescenti ed interessate da più intensa deformazione tet-

tonica, spesso diversificata anche per orientazione e stile.

### a - Il Pleistocene medio

Presso la confluenza tra il Tanagro ed il Sele affiorano conglomerati riferibili ad una *facies* di conioide formata da quest'ultimo fiume allo sbocco della forra di Contursi, attraverso la quale esso si immette nella depressione del Tanagro (Tav. 1). Queste alluvioni, che sono state ascritte alla parte alta del Pleistocene medio (AMATO *et al.*, 1991), risultano terrazzate in due ordini: il più alto, deposizionale, è posto a circa 150 m di quota (circa 75 m al di sopra del fondovalle attuale); il più basso, intorno a quota 100 m, è di origine erosionale. Entrambi questi terrazzi, che sono attraversati da modeste discontinuità tettoniche orientate N 70° evidenziate da corsi d'acqua susseguenti, risultano "incastrati" rispetto a quelli che, nel tratto della Valle del Tanagro immediatamente a monte, sono impostati su una potente successione travertinoso (Tav. 1). Per il prevalere di *facies* riconducibili ad ambienti palustri e lacustri (BUCCINO *et al.*, 1978) e per i rapporti geomorfologici con le morfostrutture circostanti, i travertini testimoniano un periodo di drenaggio ostacolato, a mo-

menti del tutto interrotto, che ha interessato il tratto inferiore della depressione della valle del Tanagro. In particolare appare essere stato determinante il relativo lento sollevarsi dei rilievi marginali in sinistra orografica (alto di Morignano) che si è realizzato lungo linee tettoniche a direzione N 140°, ancora riconoscibili attraverso numerosi indizi geomorfologici (Tav. 1). Linee parallele a queste si possono riconoscere anche sull'opposto fianco della depressione occupata dai travertini e, oltre il limite NW di questa, nei terreni di substrato che affiorano ad ovest di Contursi (AMATO *et al.*, 1991). La geometria dell'area occupata dai travertini indica che la depressione entro la quale essi si sono depositati fosse delimitata a NW e SE da scarpate di faglia diretta, non ben esposte a causa della facile alterabilità dei terreni, orientate rispettivamente circa N 150° e N 40° che non continuano al di là delle faglie longitudinali N 140°. Tale ribassamento sembra, pertanto, possa essere legato a fenomeni di collasso governati principalmente dai lineamenti appenninici e subordinatamente da faglie NE-SW che assumerebbero, pertanto, un'importanza relativa.

La successione travertinoso è stata interessata, durante e dopo le ultime fasi di deposizione (BUCCINO *et al.*, 1978), da basculamenti di pochi gradi verso SW e da disgiunzioni lungo faglie orientate intorno a N 130° che mostrano rigetti verticali di poche decine di metri al massimo; è stata osservata anche una faglia orientata N 100° sul cui piano sono state rinvenute strie orizzontali. Tali dislocazioni hanno prodotto duplicazioni e innalzamenti verso NE del terrazzo impostato sui travertini che, da circa 170 m di quota nell'area assiale, è sollevato fino a circa 250 m lungo il fianco nord-orientale della depressione. Questa tettonica si è realizzata anteriormente alla reincisione dei travertini che, accompagnata anche dalla sovrapposizione di forre su blocchi calcarei sepolti dal riempimento, è seguita ad una migrazione del Tanagro verso la sponda SW della depressione, quest'ultima senz'altro imputabile al predetto basculamento.

#### b - Unità collocabili tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore

Passando ad esaminare il tratto sudorientale della depressione del Tanagro, va innanzitutto segnalata la potente formazione conglomeratica che affiora estesamente a partire dai dintorni della stazione di Sicignano degli Alburni e sino alla soglia che separa la Valle del Tanagro dal bacino del Vallo di Diano. Sul Foglio 198 della Carta Geologica d'Italia (CESTARI *et al.*, 1970) questi depositi, indicati con la sigla *Pcg*, sono descritti come "conglomerati in facies deltizia e lacustre" ed attribuiti al Pliocene iniziale. Più recentemente, LIPPMAN-PROVANSAL (1987) ha interpretato come fluviale la facies deposizionale di questi conglomerati, i quali rappresenterebbero il riempimento di un ambiente con tali caratteristiche individuatosi in seguito ad una fase di collasso distensivo della valle. Essi avrebbero subito un successivo basculamento causato da un relativo maggior sollevamento del margine nord-orientale della valle rispetto a quello sud-occidentale. La stessa autrice propone una attribuzione di questi conglomerati al Pleistocene inferiore, basata sui rapporti geomorfologici che li legano a superfici di spianamento pre-collasso (attribuite al Pliocene medio) ed all'instaurarsi del bacino lacustre del Vallo di Diano (ritenuto dall'Autrice di età medio-pleistocenica).

Altre due formazioni continentali sono presenti in quest'ultimo tratto della valle del Tanagro, una prevalentemente argillosa ed una travertinoso. Secondo LIPPMAN-PROVANSAL (1987) esse apparterebbero entrambe ad un medesimo ciclo, risultando geomorfologicamente "incastrate" rispetto ai conglomerati infra-pleistocenici sopra descritti e sarebbero riferibili al Pleistocene medio.

#### Le Argille ed i Conglomerati di Auletta

Dal dettagliato rilevamento condotto nell'area risulta invece chiaro che i citati depositi pelitici, la base dei quali non affiora perché sottostante i fondivalle attuali, sono in realtà stratigraficamente sottoposti ai conglomerati fluviali (qui di seguito denominati *Conglomerati di Auletta*) e risultano essere molto più diffusi, sebbene raramente ben esposti, di quanto precedentemente segnalato. I depositi pelitici sono costituiti da argille limose e sabbiose grigiastre potenti almeno 60 m e recanti intercalazioni sabbiose e ghiaiose le quali divengono più frequenti verso l'alto, laddove si osserva poi il passaggio, in apparente continuità di sedimentazione, ai *Conglomerati di Auletta*. Le strutture sedimentarie e la presenza di ostracodi (*Candona s.p.*) permettono di attribuire le argille ad un ambiente lacustre. Per brevità, questa unità argillosa viene qui di seguito indicata col nome informale di *Argille di Auletta* (Fig. 2).

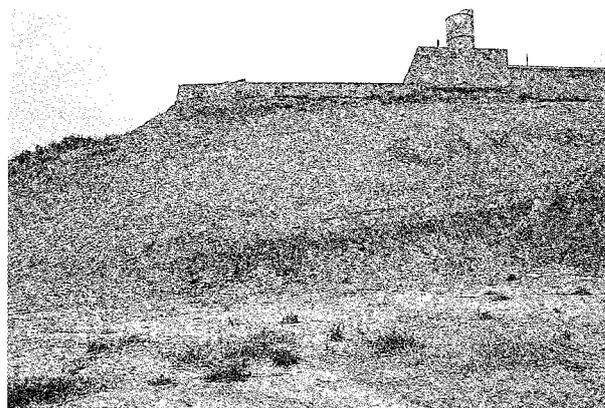


Fig. 2 - Valle del Tanagro, presso la stazione di Sicignano degli Alburni. Le *Argille di Auletta* passanti verso l'alto, in apparente continuità di sedimentazione, ai *Conglomerati di Auletta*.

Come si esporrà meglio in seguito, i travertini che in località S. Giovanni coprono le *Argille* sono in discordanza su queste e sono correlabili ad altri analoghi affioramenti che coprono, sempre in chiara discordanza, anche i *Conglomerati di Auletta*.

Questi ultimi sono costituiti da ghiaie ben selezionate con matrice sabbiosa (Fig. 3) e mostrano strutture sedimentarie testimonianti un ambiente fluviale tipo *braided*. La poligenicità dei clasti ed il loro diverso grado di arrotondamento testimoniano un'alimentazione da un bacino vasto e ricco di diverse formazioni tra le quali dovevano essere abbondantemente esposte quelle delle Unità lagonegresi. Questo ultimo dato porta ad escludere l'ipotesi che il corso d'acqua che ha alimentato questa deposizione conglomeratica fosse il Tanagro, nel cui bacino le Unità lagonegresi sono molto



Fig. 3 - L'aspetto tipico dei *Conglomerati di Auletta* in uno degli affioramenti situati entro la Valle del Tanagro.

poco rappresentate. D'altra parte, poco a monte dell'area di Auletta gli apporti solidi del Tanagro sono stati interrotti dal bacino lacustre del Vallo di Diano almeno a partire dalla parte alta del Pleistocene inferiore. Dati di sottosuolo e di affioramento, poi, evidenziano l'assenza di formazioni fluviali paragonabili per composizione ai *Conglomerati di Auletta* sia a letto che a tetto dei depositi lacustri del Vallo (SANTANGELO, 1991).

Altri dati portano invece ad ipotizzare che i *Conglomerati di Auletta* siano stati alimentati da un corso drenante l'area attualmente sede del bacino del fiume Melandro, laddove affiorano estesamente le formazioni lagonegresi e dove, inoltre, sono presenti affioramenti di conglomerati del tutto assimilabili a quelli di Auletta. In coerenza con questa ricostruzione paleogeografica si deve ammettere che la stretta fascia di rilievi che oggi separa il bacino del Melandro da quello della Valle del Tanagro (nell'area intorno a Caggiano; Tav. 1) sia stata sollevata di alcune centinaia di metri, dopo la deposizione dei conglomerati, lungo faglie con direzione intorno a N 120°.

L'insieme di queste osservazioni porta a concludere che le *Argille* ed i *Conglomerati di Auletta* non rappresentino il riempimento della depressione del Tanagro così come essa appare oggi configurata, ma che si siano invece depositi in un contesto morfostrutturale ed idrografico sensibilmente diverso da quello odierno per poi essere tettonicamente "incastrati" entro le depressioni del Tanagro e del Bianco.

Ad avvalorare tale ipotesi va osservato che a monte della Valle del Tanagro, in corrispondenza degli ultimi affioramenti dei *Conglomerati*, è stata rilevata una faglia normale con direzione N 35° che pone questi ultimi a contatto con i calcari mesozoici della soglia che separa la Valle del Tanagro dal Vallo di Diano, ribasandoli verso SW. Va evidenziato che questa ed altre faglie che interessano l'*Unità di Auletta* (comprendendo, con tale definizione sia le *Argille* che i *Conglomerati*) sono "rasate" da un paesaggio erosionale (vedi oltre) che si segue fino alla soglia del Vallo di Diano e che si configura come anteriore all'impostazione del lago.

Le *Argille di Auletta*, con medesime facies e contenuto paleontologico, affiorano anche lungo il versante sinistro della valle del Bianco, laddove è stato possibile verificare che esse mantengono giaciture molto simili (fino a circa 40° di inclinazione e generalmente verso Sud) ai terreni marini pliocenici (Zona *MPI4*, *AMA-*

*to et al.*, 1992) che, in paraconcordanza sui calcari, marciano la base dei versanti di strato che bordano in destra la valle stessa. Anche nella Valle del Tanagro è stato possibile verificare che i valori di inclinazione delle *Argille*, sono molto più prossimi a quelli dei terreni pliocenici affioranti lungo il versante di strato del Monte S. Giacomo (anche qui con immersione a S di 40°-50°) che non a quelli che caratterizzano, in tutta l'area, le formazioni continentali quaternarie.

Pur in mancanza di una chiara esposizione del contatto, sempre oscurato da eventi erosivi e/o da coperture, riteniamo quindi certo che le *Argille di Auletta* rappresentino, nell'area, l'unità sedimentaria più antica dopo quelle plioceniche marine e che la loro deposizione predati gran parte dei basculamenti tettonici registrati nell'area a partire dal Pliocene medio. Allo stato delle conoscenze è, invece, solo ipotizzabile che questa formazione lacustre sia in continuità di sedimentazione sul ciclo pliocenico, rappresentando un termine di passaggio tra gli ultimi depositi marini regressivi e la finale copertura fluviale rappresentata dai *Conglomerati di Auletta* (vedi oltre).

Alcuni indizi, quali leggere variazioni giaciture e differenze nella distribuzione areale dei due complessi, fanno in realtà sospettare che una fase deformativa (primi momenti della fagliazione a blocchi e del basculamento verso Sud) sia intervenuta tra la chiusura del ciclo marino pliocenico del Monte Marzano e la deposizione dell'*Unità di Auletta*. E' probabile che proprio questa fase deformativa sia stata responsabile della generalizzata regressione e del locale impiantarsi di bacini chiusi.

Il fatto che tali ambienti abbiano registrato prima un riempimento pelitico, testimoniato dalle *Argille di Auletta*, e poi abbastanza bruscamente siano passati a ricevere apporti fluviali grossolani (*Conglomerati di Auletta*) fa pensare che nel frattempo nuovi eventi tettonici (una continuazione ed accelerazione di quelli precedenti?) siano intervenuti a rinvigorire il rilievo della regione, determinando valli più accentuate, orientate secondo direttrici a luoghi diverse da quelle delle valli attuali.

In definitiva il complesso delle osservazioni di campagna porta a concludere che nell'arco di tempo comprendente il Pliocene superiore e, forse, anche parte del Pleistocene inferiore si è registrata la chiusura regressiva del ciclo pliocenico del Monte Marzano ed, in seguito, la deposizione prima delle *Argille* e, poi, dei *Conglomerati di Auletta* che è stata accompagnata da ripetute crisi tettoniche (forse vari momenti di una singola fase deformativa) che hanno, in massima parte, prodotto basculamenti a blocchi verso Sud.

Questo tipo di tettonizzazione che, come si dirà più avanti, ha avuto repliche più modeste anche dopo la deposizione dei *Conglomerati di Auletta*, è da riconoscere come il principale responsabile della individuazione del margine nord-orientale della depressione della Valle del Tanagro.

Al fine di chiarire quale sia stato, nel contempo, il comportamento del margine sud-occidentale c'è, innanzitutto, da osservare che nei *Conglomerati di Auletta*, soprattutto negli affioramenti più accostati al margine degli Alburni (ad esempio in località Caprizzo ed Orto Manco), alle facies poligeniche riferibili ad apporti longitudinali di tipo *braided* lungo un fondovalle, si intercalano intervalli caotici riferibili a depositi tipo *debris flow* riferibili ad una facies di conoi-

de alluvionale. La forma e la distribuzione di questi affioramenti, insieme alla natura quasi esclusivamente calcarea dei clasti, induce ad attribuirli a conoidi laterali provenienti da incisioni dissecanti il margine del gruppo dei Monti Alburni (conoidi di I generazione). Ciò testimonia che, almeno all'atto della deposizione dei *Conglomerati di Auletta* tale gruppo montuoso fosse già in notevole aggetto rispetto all'area del Tanagro. D'altra parte queste conoidi marcano molto chiaramente il piede del lungo ed alto versante di faglia orientato N 130° che innalza la "dorsale del Monte Forloso" (parte più settentrionale e meno sollevata del gruppo degli Alburni) rispetto all'area del Tanagro, lungo quella che denominiamo "faglia del Tanagro".

Si può ritenere, del resto, che anche durante la sedimentazione del ciclo pliocenico, la *faglia del Tanagro* doveva dar luogo ad una scarpata che, sebbene meno pronunciata di quella odierna, separava l'area del Marzano, su cui trasgredivano le sequenze marine, da quella degli Alburni, rimasta emersa. Ma il lineamento del Tanagro mostra di essersi riattivato anche posteriormente alla deposizione dei *Conglomerati di Auletta*, permettendo il basculamento di circa 20° verso SSW di questa unità.

Durante questa ultima fase di attività una nuova serie di conoidi (conoidi di II generazione) si è sovrapposta ai *Conglomerati di Auletta* (conoidi di Coste del Principe, Caprarizzo e Orto Manco), per essere poi leggermente "sganciata" dal retrostante versante e basculata di circa 10° verso SW (Fig. 4 sez. A-B e C-D). Incastrate in queste conoidi basculate e reincise se ne rinvengono altre più recenti (conoidi di III generazione) che si raccordano ai depositi di fondovalle del Tanagro e che sono, quindi, posteriori all'ultima reincisione della Valle (ascrivibile, come si vedrà, al Pleistocene superiore).

#### *I travertini di Tufariello-Tempa Truiana*

Dopo il basculamento dei *Conglomerati di Auletta* ed il loro "incastrò" nelle valli del Tanagro e del Bianco lungo faglie orientate N 120° e N 35°, il fondo di quest'ultima è stato interessato da una fase erosionale della quale resta traccia in numerosi relitti di spianamento che tagliano sia i *Conglomerati* che le *Argille di Auletta* e, verso SE, anche le unità mioceniche del substrato. Tali ripiani relitti, talora ridotti a spartiacque piatti e accordanti, appaiono spostati a varie quote da scarpatine tettoniche orientate circa E-W e N 120° ribassanti verso meridione che li portano a quote variabili tra 500 e 300 m. In sinistra Tanagro, risultano forse coevi di tali ripiani quelli che rimodellano, intorno a quota 300-350 m, la sommità delle conoidi di II generazione.

Intorno a 400 m di quota, lungo il versante destro della valle, sopra i lembi spianati e quindi in discordanza angolare sull'*Unità di Auletta*, si rinvengono placche isolate di travertini laminati in facies palustre e di pendio dolce, il cui spessore arriva fino a 20 m (località Tempa Truiana, Fontana S. Giovanni; Fig. 4 sez. C-D). Per *facies*, posizione altimetrica e per continuità fisica, questi travertini sono correlabili con quelli che nella contigua valle del Bianco (località Tufariello) coprono in discordanza altri affioramenti di *Argille di Auletta*. Anche nella valle del Bianco le placche di travertino, così come i ripiani erosionali che esse rivestono, appaiono duplicati da scarpatine di faglia orientate E-W e NE-SW.

Dato che le dolci morfologie erosionali sulle quali poggiano i travertini passano verso SE a forme di spianamento anteriori al riempimento lacustre del Vallo di Diano (ripiano di Cangito, nella zona di soglia del lago), riteniamo che la fase di "spianamento" si era conclusa prima che si impostasse il lago del Vallo di Diano, vale a dire nel Pleistocene inferiore. I travertini di Tufariello e Tempa Truiana potrebbero essere, invece, coevi di quelli che sigillano i terrazzi lacustri nella zona di Polla, collocandosi intorno al passaggio Pleistocene inferiore-medio.

#### *Osservazioni strutturali alla scala dell'affioramento sulle formazioni Plio-pleistoceniche della Valle del Tanagro*

Visti gli scopi del lavoro e la situazione di terreno, non è stata organizzata una vera e propria rete di stazioni di misura, ma le osservazioni sono state distribuite soprattutto lungo il margine meridionale dell'area. Gli elementi misurati sono fratture estensive e faglie per un totale di circa 250 dati; per le faglie, solo in qualche caso è stata osservata la presenza di elementi cinematici.

I diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) in cui sono rappresentati gli elementi strutturali raccolti (Fig. 5), sono stati elaborati utilizzando il metodo di analisi di Angelier, già discusso in molti lavori e sperimentato in altre zone dello stesso Appennino meridionale (per esempio CAPOTORTI & TOZZI, 1992; HIPPOLYTE, 1992).

Le faglie trascorrenti, molto evidenti sui rilievi carbonatici, non sono state riscontrate con sistematicità nella depressione della Valle del Tanagro e questo, in parte, va anche imputato a peggiori condizioni di esposizione ed alle caratteristiche dei terreni affioranti. Comunque, nei *Conglomerati di Auletta* (nei dintorni dell'abitato omonimo) sono stati rinvenuti ciottoli con strie oblique su piani orientati N 130°. L'*Unità di Auletta* presenta deformazioni fragili, rappresentate soprattutto da fratture estensive. Oltre ai limitati piani con strie oblique (orientati fra NE-SW ed E-W), si rinvengono vistose fasce tettonizzate sub-verticali spesso contrassegnate dalla disposizione disturbata dei ciottoli piuttosto che da chiari piani di taglio con strie. Il campo di fratturazione estensiva superficiale presenta due principali azimut di concentrazione, tra N 40° e N 80° e N-S (Fig. 5a, b, c). Inoltre è stato possibile misurare alcune faglie dirette orientate N 130°, probabilmente riattivazioni di precedenti motivi trascorrenti (per analogia con i sistemi del massiccio degli Alburni; vedi oltre), e fratture tensionali orientate circa N 20°-30° (Fig. 5a).

Le sabbie calcaree travertinosi di Tempa Truiana mostrano una famiglia di fratture estensive a direzione circa N 70° delimitata da piani meno visibili orientati circa N-S.

Le fratture estensive N 70°-80° e N-S sono quelle che interessano i depositi dell'*Unità di Auletta* ed i travertini con maggiore frequenza ed importanza, mentre in qualche caso assumono rilievo anche le fratture antiappenniniche (Fig. 5a). Il sistema di fratturazione estensivo a direzione N 70°-80° è geometricamente compatibile con quello generato da un campo di *stress* trascorrente con faglie sinistre orientate N 120°, quale quello caratterizzante il Gruppo degli Alburni (PATAcca *et al.*, 1993), risultando, a nostro avviso, geneticamente legato a quest'ultimo.

Fratture estensive e faglie dirette orientate NE-SW assumono un rilievo maggiore solo nella zona di Per-

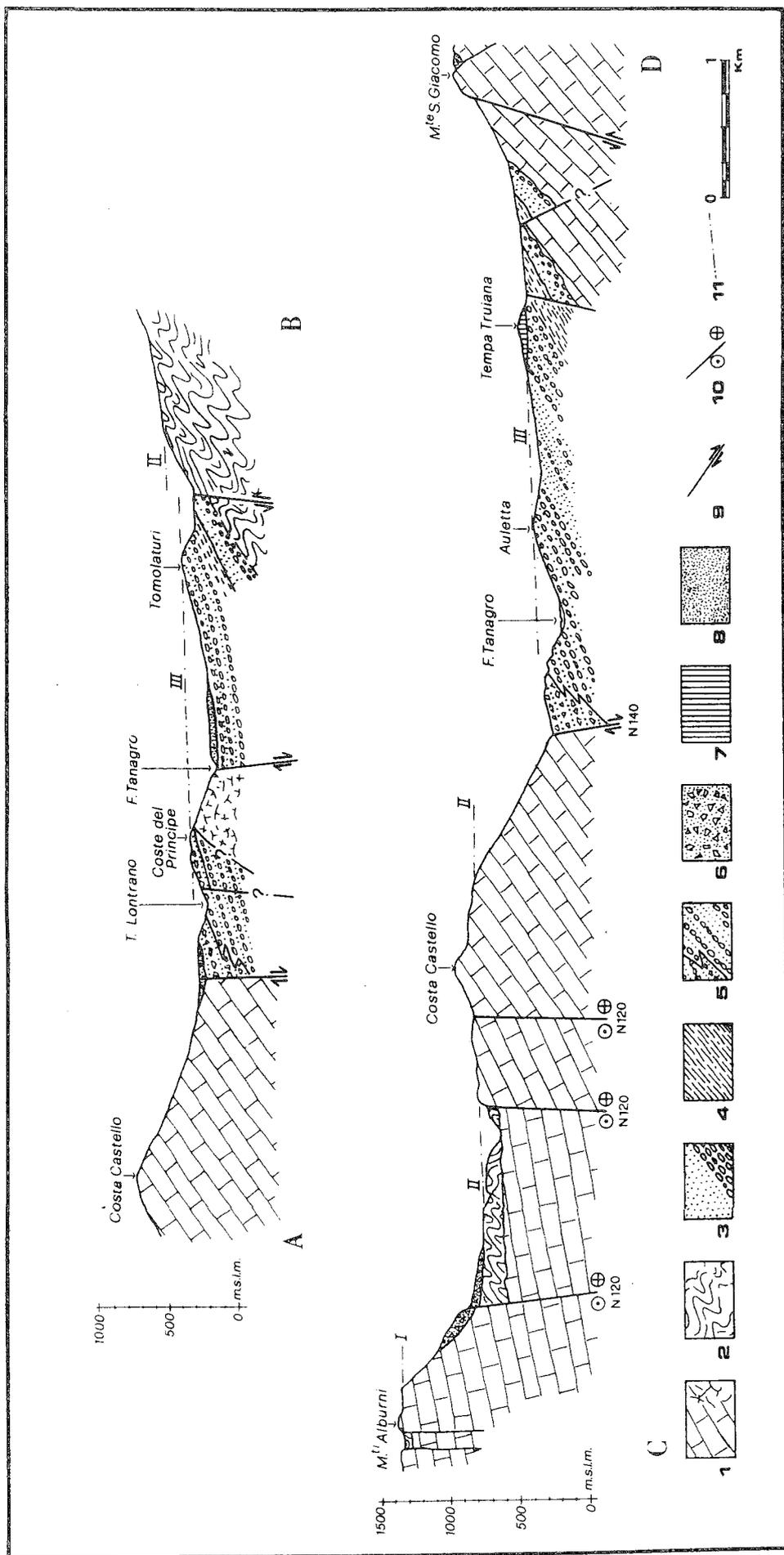


Fig. 4 - Sezioni geologiche trasversali alla Valle del Tanagro (per l'ubicazione vedi Tav. 1). 1 - Calcarei mesozoici. 2 - Unità di Castelvetero (Miocene superiore) ed Unità Sicilidi. 3 - Depositi marini del Monte Marzano (Pliocene superiore). 4 - Argille di Auletta (Pliocene superiore). 5 - Conglomerati di Auletta (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore). 6 - Detriti di falda cementati (Plio-Pleistocene?). 7 - Travertini di Tempa Truiana-Tufariello (Pleistocene inferiore-medio). 8 - Alluvioni del fondovalle Tanagro (Pleistocene superiore). 9 - Faglia diretta. 10 - Faglia trascorrente 11 - Paleomorfologia erosionale a bassa pendenza: I "Paleosuperficie" dei Monti Alburni. II Superficie erosionale di quota 600-700 m. III Superficie erosionale di quota 500 m.

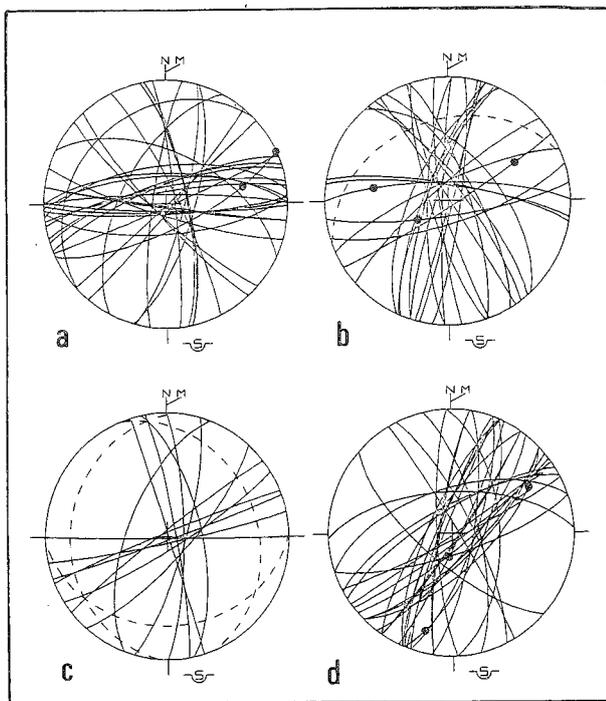


Fig. 5 - Diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) relativi a gruppi di dati misurati in quattro stazioni nei terreni dell'Unità di Auletta (fratture estensive in nero, faglie con il pallino nero, stratificazione a tratteggio). a - Auletta. b - Area di confluenza tra i fiumi Tanagro e Bianco. c - Pertosa. d - Buccino.

tosa e di Buccino, proprio laddove è possibile notare un loro riflesso alla macroscale (Fig. 5d). Esse potrebbero essere legate alla tettonica distensiva, possibile diretta conseguenza dell'ipotizzato rimbalzo elastico della piattaforma Apula (CINQUE *et al.*, 1992) insieme alle più diffuse NW-SE; in particolare le faglie antiappenniniche potrebbero configurarsi come faglie di trasferimento (in distensione) fra i diversi settori ribassati all'interno delle grandi faglie dirette appenniniche, esaurendosi contro queste ultime.

#### DATI MACROSTRUTTURALI, LINEAMENTI MORFOSTRUTTURALI E TAPPE EVOLUTIVE DEL MARGINE SUD-OCCIDENTALE

Mentre i dati riguardanti lo stile e la evoluzione morfostrutturale del margine nord-orientale della Valle del Tanagro sono stati già esposti nel paragrafo precedente, in virtù delle strette relazioni che li legano alla evoluzione del fondovalle, quelli che riguardano il margine sud-occidentale della depressione meritano di essere esposti separatamente, prima di tentare di correlarli con le tappe evolutive della Valle del Tanagro.

#### *Dati macrostrutturali nel settore settentrionale dei Monti Alburni*

Il Gruppo dei Monti Alburni è interessato da frequenti ed importanti discontinuità di tipo trascorrente sinistro orientate N 120°, interpretate come posteriori alla tettonica compressiva legata all'acme della tettonogenesi appenninica (CINQUE *et al.*, 1992). In tutta l'area è possibile riconoscere, oltre alle faglie *strike-slip*, un insieme di deformazioni associabili alla tettonica trascorrente costituito da pieghe (ben sviluppate anche alla

scala dell'affioramento), strutture e fratture *en-écheleon*, limitati accavallamenti, faglie distensive e strutture a fiore positive e negative superficiali. Meccanismi transpressivi sembrano essere stati attivi, lungo le stesse direttrici, in un periodo precedente rispetto a meccanismi transtensivi (ASCIONE *et al.*, 1992), come è possibile rilevare lungo il versante meridionale (Sant'Angelo a Fasanella), laddove essi tagliano tutti gli altri elementi preesistenti (con particolare chiarezza quelli legati agli accavallamenti).

Lungo le faglie N 120° è possibile rilevare anche movimenti verticali con rigetti singolarmente più importanti (fino a migliaia di metri) rispetto a quelli orizzontali che, invece, assumono importanza solo se si considera la sommatoria dei rigetti nel suo insieme. La sovrapposizione lungo le medesime fasce di debolezza dei motivi sia distensivi che trascorrenti suggerisce l'azione alternata e/o contemporanea dei due movimenti e ne rende altresì difficile la discriminazione temporale.

Nel settore settentrionale dei Monti Alburni risulta evidente la sovrapposizione di motivi tettonici diversi (per età e cinematica) lungo la stessa fascia. Le grandi scarpate di faglia che isolano il blocco principale (Massiccio degli Alburni) a NE sono impostate, infatti, lungo faglie distensive o a movimento sub-verticale, ma anche a complesse zone di taglio a movimento orizzontale od obliquo. La trascorrenza sinistra orientata N 120° è ben evidente lungo la faglia bordiera (che denominiamo "faglia di Sicignano"), dove risulta peraltro precedente a motivi di tipo distensivo.

Tra le osservazioni mesostrutturali effettuate lungo il margine settentrionale del Massiccio degli Alburni, sembrano particolarmente interessanti quelle nei dintorni di Sicignano degli Alburni (presso un'opera di captazione di acque) laddove sono stati riscontrati piani di taglio inversi a direzione circa E-W e ad immersione verso Sud; tali piani interessano un'ampia fascia detritica di probabile età plio-pleistocenica (vedi oltre), con un corteo di deformazioni minori compatibili con una direzione di massima compressione diretta verso i quadranti settentrionali. Dal momento che l'orientazione di tali strutture non è compatibile con i movimenti trascorrenti evidenziati lungo le faglie N 120°, esse sembrerebbero legate agli ultimi accavallamenti del massiccio durante le fasi di *thrusting*.

#### *Lineamenti morfostrutturali e principali tappe evolutive del settore sudoccidentale della Valle del Tanagro*

Il margine nordorientale del Gruppo degli Alburni è articolato in diverse morfostrutture, tra le quali hanno risalto quelle che sono espressione delle citate faglie a direzione N 120°.

Il grande versante rettilineo orientato N 120° che si svolge lungo la *faglia di Sicignano*, seguibile per oltre 10 km ed alto tra 500 e 700 m, separa il Massiccio degli Alburni, a SW, dalla meno elevata dorsale del Monte Forloso, a NE. Quest'ultima è in realtà articolata in una serie di blocchi minori (Costa Castello - Monte Forloso, Castelluccio Cosentino - Serra Picciola, Scorzo). L'intera dorsale è limitata verso NE da un altro lungo ed alto versante di faglia N 120°-130° ("faglia del Tanagro"). Lungo tale lineamento, nei dintorni della stazione di Galdo, i clasti della roccia di faglia che affiora presentano vistose strie *strike-slip* su piani orientati circa N 130°.

Tra il versante degli Alburni e la dorsale del Monte Forloso è possibile riconoscere due depressioni (Fig. 1):

quella di Petina (la più ampia, posta alle spalle del blocco del Monte Forloso) e quella di Patricelle (alle spalle del blocco di Castelluccio Cosentino). In esse si conservano cospicui spessori delle unità terrigene (*Flysch di Castelvetere* e coltre *Sicilide*, Fig. 2).

Queste depressioni, per la loro geometria in pianta e per il tipo di cinematica delle deformazioni al contorno, vengono interpretate come *pull-apart basins*. Infatti lungo il versante di Serra Carpineto, che margina a Nord la depressione di Petina, le faglie trascorrenti principali, ben evidenti alla scala mesostrutturale, hanno direzione N 120° e movimento sinistro. Nello stesso settore si hanno faglie dirette orientate circa N 85°-90° con *pitch* delle strie obliqui e sono marcate da piccole fasce di cataclasite. La combinazione di questi elementi porta ad una configurazione romboidale della depressione per la quale si può ipotizzare una genesi da faglie a prevalente movimento orizzontale.

L'assenza di significative formazioni di riempimento (le uniche presenti sono le falde detritiche, che non sono databili) non consente di precisare bene l'età di tali depressioni. Un limite cronologico *ante quem* può essere tuttavia stabilito tentando di datare le forme di spianamento, oggi fortemente reincise e sospese, che mostrano di averne rimodellato il fondo ed i fianchi.

Relitti di questo antico paesaggio erosionale sono conservati laddove tagliano i calcari e, nelle zone di spartiacque, anche sulle unità terrigene (Tav. 1). Essi si svolgono a quote comprese tra 600 e 700 m nella depressione di Petina. Nella depressione di Castelluccio, tracce di spianamento di significato e caratteristiche geomorfologiche del tutto analoghi, si trovano invece intorno a 300 m di quota. Sul lato NE delle depressioni gli spianamenti sembrano essere di tipo carsico (*polje* di contatto) e "rasano" faglie che mettono a contatto i calcari cretaccici con le unità terrigene. Che il livello di base all'atto di questi spianamenti non fosse completamente indipendente da quello operante nella vicina area del Tanagro lo testimonia il fatto che ripiani erosionali alla stesse quote si rinvengono anche lungo il fianco NE della dorsale del Monte Forloso, la quale doveva, già all'epoca, essere dissecata da valli trasversali come quelle, oggi secche, di Vallone Curcio e di Coste del Gorgo, che raccordano perfettamente i ripiani erosionali interni alle depressioni con i ripiani e le rotture di pendenza sospesi lungo i versanti che si affacciano sulla valle del Tanagro.

Il modellamento di questa paleomorfologia d'erosione è da ritenersi più antico dei *Conglomerati di Auletta*, in quanto coevo di questi ultimi risulta essere il suo primo forte sollevarsi rispetto alla prospiciente area del Tanagro; ciò è provato dalla presenza, nei *Conglomerati*, dei citati depositi di conoide alimentati attraverso le forre che dissecarono la dorsale del Monte Forloso in seguito a quel sollevamento.

La fase di modellamento prima citata può essere ritenuta coeva o del ciclo pliocenico del Monte Marzano, o delle successive *Argille di Auletta*, ricadendo in ogni caso nel Pliocene superiore.

Il sollevamento della dorsale del Forloso rispetto all'area del Tanagro non sembra essere stato uniforme. Nella porzione più settentrionale (dorsale di Castelluccio, Fig. 6; bacino di Patricelle), infatti, i relitti del paesaggio pliocenico si trovano intorno a 300 m di quota, contro i 600-700 m dell'area di Petina. Data la sua entità ed il poco spazio nel quale si realizza, il di-



Fig. 6 - Veduta longitudinale della Valle del Tanagro (in primo piano) che si apre, a NW sulla depressione della Piana del Sele (sullo sfondo). Da sinistra, l'elevato versante che margina a NE, lungo la *faglia di Sicignano*, il massiccio degli Alburni; la depressione di Patricelle, marginata dalla dorsale di Castelluccio Cosentino; la Valle del Tanagro (occupata dall'*Unità di Auletta*). Sulla destra, il ripiano di quota 500 m modellato sui terreni dell'*Unità di Auletta*.

slivello non sembra interpretabile come un paleogradiente dell'antico paesaggio erosionale, ma appare invece imputabile all'attività del lineamento tettonico che trova evidenza nella scarpata di faglia orientata circa E-W che borda a settentrione Serra Carpineto, la quale aveva in precedenza agito come lineamento di chiusura trasversale del *pull-apart basin* di Patricelle.

Lungo il versante di faglia che borda a NE la dorsale del Monte Forloso ci sono evidenze anche di riattivazioni intervenute dopo la deposizione dei *Conglomerati di Auletta*. Come evidenziato in precedenza, le conoidi alluvionali poggianti sui *Conglomerati* appaiono "sganciate" dal versante e basculate di circa 10° verso SSW. Questa riattivazione deve aver innescato, tra l'altro, una fase di erosione regressiva lungo il torrente Galdo che ha provocato la parziale evacuazione dalla depressione di Patricelle delle unità terrigene. Questa fase erosiva è avvenuta con livello di base, presso la confluenza col Tanagro, intorno a quota 260 m, come è testimoniato da terrazzi erosionali, a luoghi coperti da sottili spessori di depositi alluvionali. La re-incisione di questi terrazzi è avvenuta, probabilmente, nel Pleistocene superiore, durante l'ultimo approfondimento (in gran parte erosionale) del fondovalle del Tanagro che si trova, in questo tratto, intorno a 140 m di quota.

Un elemento da sottolineare è che il basculamento dei blocchi calcarei formanti la complessa dorsale del Monte Forloso sembra essere definitivamente cessato con il modellamento delle paleomorfologie tardo-plioceniche, le quali non appaiono basculate. Ciò contrariamente a quanto si rileva nella Valle del Tanagro laddove, invece, i basculamenti verso SW sono continuati anche dopo la deposizione dei *Conglomerati di Auletta* e delle sovrastanti conoidi.

## CONCLUSIONI

Lo studio condotto ha permesso di stabilire che la depressione del Tanagro ha subito una evoluzione particolarmente complessa: nel corso del Pliocene su-

periore e forse della parte iniziale del Pleistocene inferiore, essa ha fatto parte di un bacino diversamente delimitato, che costituiva il prolungamento di quello che attualmente è il bacino del Melandro e, solo nel corso del Pleistocene inferiore-medio, essa ha visto realizzarsi la sua attuale strutturazione.

Il margine sud-occidentale della Valle costituisce il limite tra l'area del Marzano, che nel corso del Pliocene (almeno Zona *MP14*) è stata sede di sedimentazione marina, e la struttura degli Alburni che già durante tale periodo era emersa, sebbene fosse delimitata da versanti bordieri altimetricamente meno pronunciati. Non è possibile stabilire con certezza quale fosse l'assetto strutturale e quali le caratteristiche cinematiche del margine degli Alburni in tale momento. E' probabile, tuttavia, che avesse già iniziato a delinarsi la strutturazione, controllata dalle faglie trascorrenti sinistre orientate N 120° e dalle faglie dirette orientate ENE-WSW, responsabili dell'apertura dei *pull-apart basins* di Petina e Patricelle.

Nel Pliocene superiore, il settore interessato dalla sedimentazione marina subisce un primo basculamento a blocchi verso Sud, iniziandosi così a delineare sia il margine orientale della Valle che l'area depressa entro la quale sedimentano, nel corso del Pliocene superiore e, forse, del Pleistocene inferiore iniziale, prima le *Argille* e poi i *Conglomerati di Auletta*.

I paesaggi erosionali che suturano i *pull-apart basins* di Petina e di Patricelle, rispettivamente alle quote di 600-700 m e 300 m, sono anteriori ai *Conglomerati di Auletta*, risultando coevi o dei sedimenti marini pliocenici del Marzano, o delle *Argille di Auletta* ed, in ogni caso, ascrivibili al Pliocene superiore. I movimenti a componente verticale che dislocano tra loro quei paesaggi e sollevano la dorsale del Monte Forloso si realizzano, poi, nel corso della sedimentazione dei *Conglomerati di Auletta*.

Queste dislocazioni sono seguite, dopo e forse anche durante la deposizione dei *Conglomerati di Auletta*, da ulteriori basculamenti verso SSW dell'area del Tanagro. Essi coinvolgono, oltre ai *Conglomerati di Auletta*, anche le conoidi carbonatiche di Caprarizzo, Orto Manco e Coste del Principe che ad essi si sovrappongono in sinistra della Valle.

Una importante crisi tettonica, forse coeva o posteriore ai basculamenti, produce l'approfondimento del settore assiale della depressione entro la quale viene "incastrata" l'*Unità di Auletta*. Queste dislocazioni si realizzano lungo le direttrici N 120° della *faglia del Tanagro* (le conoidi su citate sono infatti "sganciate" dai retrostanti versanti) e lungo lineamenti con analoga direzione situati alla base del Monte S. Giacomo, che producono anche il relativo sollevamento della soglia di Caggiano. Trasversalmente alla Valle, il ribassamento avviene lungo faglie di direzione N 35° evidenti, in particolare, presso Pertosa e Buccino.

Sia i basculamenti che le disgiunzioni verticali sono suturati da morfologie erosionali a bassa pendenza che cingono ai bordi il Monte S. Giacomo, sulle quali poggiano i travertini di Tempa Truiana, Tufariello e Fontana S. Giovanni, questi ultimi ascrivibili alla parte finale del Pleistocene inferiore per i loro rapporti con il I ciclo lacustre del Vallo di Diano (SANTANGELO, 1991).

Dopo la deposizione dei travertini, una nuova crisi tettonica disloca a gradinata, tra 500 e 300 m, quelle morfologie erosionali ed è forse coeva della riattiva-

zione della faglia orientata N 120° che attraversa il versante del Monte S. Giacomo (Fig. 7), evidenziata dalla uncinatura verso l'alto degli strati della falda detritica associata al versante.



Fig. 7 - Versante meridionale del Monte S. Giacomo. Si nota la scarpata di faglia che ne disloca la falda detritica, evidenziata dai numerosi *gullies*.

I riflessi di queste dislocazioni si avvertono, con conseguenze più marcate, nel settore settentrionale della depressione laddove, a nord del lineamento N 40° del Vallone Canne, i terreni dell'*Unità di Auletta* subiscono un forte ribassamento che produce un sostanziale spostamento a nord del depocentro principale del bacino. Entro tale depressione, legata a fenomeni di collasso governati principalmente da faglie N 140° e subordinatamente da faglie NE-SW, avviene la sedimentazione dei travertini che occupano la bassa Valle del Tanagro che sono ascrivibili al Pleistocene medio (AMATO *et al.*, 1991).

Dopo la sedimentazione dei *Travertini del basso Tanagro*, una ultima fase tettonica ne disloca i terrazzi lungo lineamenti a direzione N 100°-120°, ribassandoli a gradinata verso SW e provocando lo spostamento del corso del Tanagro nella medesima direzione, fino a lambire i versanti carbonatici bordieri.

L'ultimo evento riconoscibile risiede nella profonda reincisione dei *Travertini del basso Tanagro* e dei depositi dell'*Unità di Auletta* con ogni probabilità imputabile, più che a ragioni climatiche, alla ondata di erosione regressiva prodotta, nella Valle del Tanagro, dall'ultimo ribassamento tettonico della Piana del Sele.

Con i dati raccolti non è possibile effettuare ipotesi univoche riguardo ai meccanismi che hanno governato le diverse tappe della delimitazione della depressione della Valle del Tanagro, tuttavia essi suggeriscono che la tettonica trascorrente, che ha certamente avuto un importante ruolo nelle sue prime fasi (plioceniche) di strutturazione, ne abbia condizionato anche le successive fasi di ridisegno ed approfondimento.

I dati strutturali alla scala dell'affioramento permettono, infatti, di estendere almeno a tutto il settore bordiero della Valle del Tanagro i risentimenti della fascia di taglio Cilento-Pollino (CINQUE *et al.*, 1992), orientata N 120° trascorrente sinistra, che interessa il Gruppo degli Alburni. Lungo tale fascia avrebbero agito due importanti eventi nel corso del Plio-Pleistocene, il primo dei quali, transpressivo avrebbe generato an-

che strutture compressive di rilievo (per esempio, le pieghe che interessano i calcari; vedi sopra). Al secondo evento, transtensivo, sarebbero imputabili i *pull-apart basins* di Petina e Patricelle ipotizzati lungo il margine della Valle del Tanagro, i quali confermano anche che l'azione di tali disturbi può essere estesa alla dorsale del Monte Forloso.

L'azione dei lineamenti orientati N 120° è riconoscibile, d'altra parte, anche nel prospiciente massiccio del Monte Marzano ove è rilevabile la frequente presenza di morfostrutture e faglie con tale direzione, delle quali, tuttavia non è nota la cinematica.

I sedimenti dell'*Unità di Auletta* mostrano solo deboli evidenze di fagliazione trascorrente, forse a causa di motivi di ordine reologico, dipendenti dal tipo di terreni e dalle caratteristiche della successione e/o, probabilmente, a causa della bassa resistenza al taglio che, in prima approssimazione, sembra essere stata (almeno dal punto di vista qualitativo) significativamente bassa per via dello scarso carico litostatico che insiste sulla formazione. Gli spessori relativamente modesti potrebbero, dunque, giustificare che il risentimento degli eventi trascorrenti abbia qui prodotto solo deformazioni come le fratture estensive, comunque collegabili alle trascorrenze, ma compatibili con pressioni litostatiche minori.

Più difficile appare ipotizzare che l'assenza di significative faglie trascorrenti N 120° nell'*Auletta* sia dovuta ad una più giovane età di quest'ultima rispetto all'attività trascorrente. Infatti i depositi ad essa parzialmente coevi e poco distanti dei Conglomerati di Eboli e del lacustre del primo riempimento del Vallo di Diano (ASCIONE *et al.*, 1992) sono interessati da deformazioni a prevalente movimento orizzontale. Gli stessi depositi dell'*Unità di Auletta*, d'altro canto, presentano un campo di fratturazione superficiale (orientato intorno a N 80°) geometricamente compatibile con il campo di stress responsabile della tettonica trascorrente N 120°.

Sembra, quindi, che sebbene si abbiano dati attendibili circa il ruolo avuto dalle faglie trascorrenti sinistre N 120° nella creazione di conche solo per ciò che concerne il margine degli Alburni, esistano indizi sufficienti almeno ad estendere l'attività di tali faglie a tutta la depressione del Tanagro (che ne è stata interessata in più momenti), anche se andrà comunque accertata, con il prosieguo delle ricerche, la loro estensione ad altre vicine depressioni quali quelle del Melandro, dell'alta Val d'Agri, del Pantano, di S. Gregorio.

Va inoltre evidenziato che basculamenti verso Sud, quali quelli che interessano le unità plioceniche della depressione, ma anche i blocchi della dorsale carbonatica del Monte Forloso, sono geometricamente compatibili con un regime transtensivo sinistro avente direzione N 120°, per cui tale strutturazione potrebbe essersi realizzata ancora nel corso della trascorrenza.

Ad un diverso tipo di regime tettonico potrebbero essere imputati i ribassamenti, controllati da lineamenti appenninici (direzioni comprese tra N 140° e N 120°) e faglie dirette orientate NE-SW, che hanno prodotto l'attuale assetto della depressione del Tanagro. E' possibile ipotizzare che le faglie appenniniche, in regime distensivo, abbiano guidato i ribassamenti mentre le antiappenniniche, che si esauriscono contro queste ultime, potrebbero configurarsi come faglie di trasferimento tra i diversi settori ribassati. Questi ultimi eventi potrebbero, in questo quadro, essere legati alla tettonica disten-

siva conseguente all'ipotizzato rimbalzo elastico della piattaforma Apula (CINQUE *et al.*, 1992).

## BIBLIOGRAFIA

- AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A. & LAMA A. (1991) - *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'Alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie (Campania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14** (1), 5-16.
- AMATO A., CINQUE A., SANTANGELO N. & SANTO A. (1992) - *Il bordo meridionale del Monte Marzano e la valle del Bianco: geologia e geomorfologia*. Questo volume.
- ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N. & TOZZI M. (1992) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente Pliocuaternaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici*. Questo volume.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin of Campania, Southern Italy*. Marine Geology, **55**, 2/2, 163-180.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (EDS) (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino Meridionale*. Congresso Soc. Geol. It., Sorrento, 1988.
- BUCCINO G., D'ARGENIO B. & FERRERI V., BRANCACCIO L., FERRERI M., PANICHI C. & STANZIONE D. (1978) - *I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania)*. Studio geomorfologico, sedimentologico e geochimico. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 617-646.
- CAPOTORTI F. & TOZZI M. (1992) - *Tettonica trascorrente nella Penisola Sorrentina*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa (1991).
- CESTARI G., DAVICO G. & MARINI M. (1970) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, F. 198 Eboli*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CINQUE A., GUIDA F., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988) - *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi continentali della Piana del Sele (Campania): i "Conglomerati di Eboli"*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **11** (1), 39-44.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1992) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., in stampa (1991).
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le Unità Iripine a Nord di Monte Marzano. Appennino Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**.
- GARS G. (1983) - *Etude sismotectonique en Méditerranée Centrale et Orientale*. These 3eme cycle, Univ. Paris Orsay, 219 pp.
- HYPPOLITE J.C. (1992) - *Tectonique de l'Apennine meridionale: structures et paleocontraintes d'un prisme d'accrétion continentale*. These de Doct., Univ. P. & M. Curie, Paris.
- KNOTT & TURCO G. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabria arc, Southern Italy*. Tectonics, **10**, 6, 1164-1172.
- LIPPMANN-PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin meridionale (Italie): etude geomorphologique*. These de Doct. d'Etat en Geogr. Phys., Univ. d'Aix, Marseille.
- MOUSSAT E. (1983) - *Evolution de la Mer Tyrrhenien Centrale et Orientale et des sus marges septentrionales en relation avec la neotectonique dans l'Arc Calabrais*. These de Doct., Univ. P. & M. Curie, Paris, 145 pp..
- PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (EDS) (1993) - *Stratigraphical and structural analysis along the CROP 04-89 deep seismic line*. In stampa.
- PESCATORE T.S., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - *Lineamenti di sedimentazione e tettonica nel Miocene dell'Appennino campano lucano*. Mem. Soc. Nat. in Napoli, **378**, 337-408.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)* - Tesi di Dottorato, Univ. "Federico II", Napoli.
- SANTO A. (1988) - *Ricerche sul Terziario dei Monti Alburni*. Riasunti 74 Congresso Soc. Geol. It., Sorrento, 1988, **A**, 481-485.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**.
- TURCO G., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1991) - *La tettonica Plio-Pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa (1990).
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1992) - *Pleistocene brittle deformation in the Eboli Conglomerates (Sele Plain-Campanian Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 273-281.

