

**EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA E STRUTTURAZIONE DEL SETTORE
DI PIATTAFORMA CARBONATICA LAZIALE-ABRUZZESE NELL'ALTA VALLE DEL F. VELINO(****)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 101
ABSTRACT	” 101
INTRODUZIONE	” 101
ASSETTO STRATIGRAFICO	” 101
<i>Unità dei Monti Giano-Gabbia</i>	” 102
<i>Unità del M. Nuria</i>	” 102
ASSETTO STRUTTURALE	” 104
<i>Unità dei Monti Giano-Gabbia</i>	” 104
<i>Unità del M. Nuria</i>	” 105
MODELLO EVOLUTIVO E PROBLEMI APERTI	” 107
BIBLIOGRAFIA	” 110

RIASSUNTO

Vengono esposti i risultati di analisi stratigrafiche e strutturali svolte nella porzione nord-occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, a contatto ad W e a N con i termini di transizione-bacino rispettivamente sabini e del Gran Sasso. L'insieme dei dati raccolti ha permesso di ricostruire l'evoluzione geologica di quest'area a partire dal Lias medio e fino al Pliocene superiore, mettendone in risalto caratteristiche valide anche in contesti più generali. In particolare si è tentato di differenziare i momenti in cui le variazioni di paleotopografia e sedimentazione sono state guidate principalmente dalle fluttuazioni eustatiche da quelli in cui ha avuto particolare influenza, e con varie modalità, la tettonica. Movimenti tettonici (trans-)tensivi sono responsabili dell'annegamento di gran parte dell'area di piattaforma investigata a partire dall'inizio del Cretacico superiore. Le differenze litologiche e di spessore creati nel tempo fra le successioni eteropiche e la presenza di linee di debolezza mesozoiche, che spesso le hanno pilotate, hanno condizionato sia le geometrie che i meccanismi di deformazione delle principali strutture tettoniche durante la strutturazione in catena neogenica.

Problemi aperti rimangono ancora l'entità del sovrascorrimento del M. Gabbia, la cinematica dell'importante faglia di Micigliano-AnTRODoco-Valle di Corno e la loro possibile connessione con il sovrascorrimento a fondo del pozzo AnTRODoco, per la quale si ipotizza un modello alternativo a quanto esposto in letteratura.

ABSTRACT

The north-western corner of the Latium-Abruzzi carbonate platform, facing North and West respectively the Gran

(*)Borsista post-dottorato - Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.

(**)Dottorato - Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.

(***)Dipartimento di Scienze della Terra - Università "La Sapienza", Roma.

(****)Lavoro eseguito con fondi M.U.R.S.T. 40% e 60% e C.S. per il Quaternario e l'Evoluzione Ambientale, C.N.R. Roma.

Sasso and the Sabina transitional to basin areas, has been studied by stratigraphic and structural points of view.

Geological evolution of the area, from upper Triassic to late Pliocene, has been drawn, taking in mind to explain the various influences of tectonics and eustasy on sedimentation. We suggest that (trans-)tensive tectonics caused the sinking of sectors of the investigated area from Cenomanian age, creating a topographic scenery in which sediments were deposited, being different the thickness and the facies, up to lower Miocene. These differences and the weakness hinges between adjacent sectors conditioned both the geometries and the mechanisms of the deformation of the main structures, during the Neogenic chain building.

Alternative interpretations on some tectonic elements are discussed, particularly about the connection between the surface and the deep data from the AnTRODoco 1 well.

PAROLE CHIAVE: Piattaforma carbonatica, Meso-Cenozoico, Sedimentazione, Tettonica, Appennino centrale.

KEY WORDS: Carbonate platform, Meso-Cenozoic, Sedimentation, Tectonic, Central Apennines.

INTRODUZIONE

Nell'Appennino centrale le zone di passaggio fra i domini di piattaforma carbonatica persistente e quelli bacinali sono caratterizzate da una grande varietà di litotipi, espressione di ambienti deposizionali estremamente variabili nel tempo e nello spazio (MARIOTTI, 1992; DAMIANI *et alii*, 1992). Lungo queste fasce marginali, inoltre, si sono particolarmente concentrati gli effetti di una tettonica pre-neogenica attiva in più periodi ma in special modo nel Cretacico superiore. Ciò che ne scaturisce è che l'effetto combinato della presenza di successioni litologiche disomogenee - e, quindi, a differente stratigrafia meccanica - e di paleolinee di debolezza abbia fortemente controllato le geometrie ed i meccanismi di deformazione di queste aree durante la strutturazione in catena.

In questa nota, in particolare, si vogliono mettere in risalto i caratteri stratigrafici e tettonici e la loro reciproca influenza nel corso dell'evoluzione dello spigolo nord-occidentale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, al passaggio con la successione di transizione sabina, ad W e quella del Gran Sasso a N. (Fig. 1).

ASSETTO STRATIGRAFICO

Nell'area affiorano successioni carbonatiche di ambienti deposizionali compresi fra la laguna interna e la scarpata o la rampa inferiore (v. tavola fuori testo); in generale il passaggio tra i primi ed i secondi avviene geograficamente, da S a N e NO, e nel tempo,

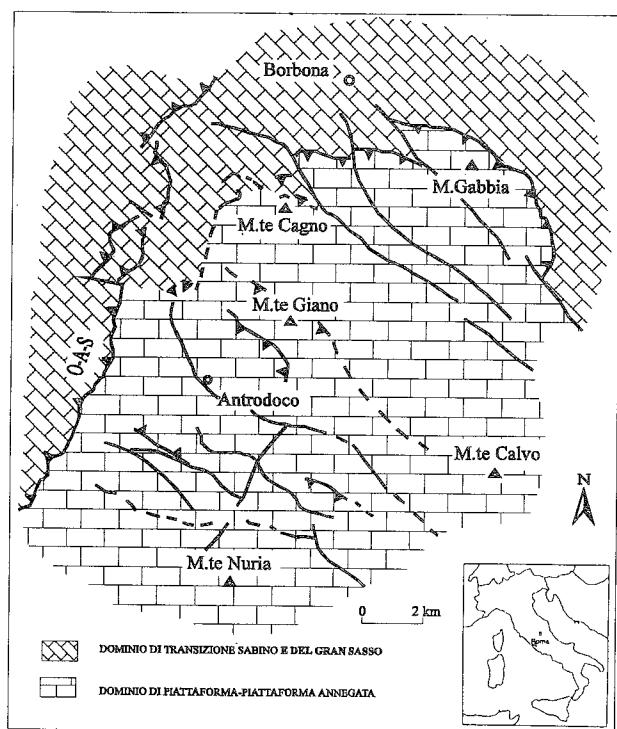


Fig. 1 - Schema geologico semplificato dell'area e sua ubicazione.

dal Trias al Miocene medio. Il tetto di tutte le successioni eteropiche è rappresentato dai termini terrigeni tortoniano superiori-messiniano inferiori delle *Marne ad Orbulina* e delle coeve *Marne a Pteropodi* e della soprastante *Formazione della Laga*.

Nel tempo le progradazioni e gli annegamenti sono stati regolati dalle fluttuazioni eustatiche e dalla tettonica sinsedimentaria, essenzialmente di carattere disgiuntivo, iniziata nel Lias medio e particolarmente attiva nel Cretacico superiore.

L'area è suddivisibile in due unità con evoluzione stratigrafica (litotipi ed età dell'annegamento) differenti: dei Monti Giano-Gabbia a N e del M. Nuria a S, separate lungo le gole di Antrodoco-Valle di Corno da un importante motivo tettonico.

Unità dei Monti Giano-Gabbia

I caratteri litologico-stratigrafici di questa unità e delle sue ulteriori suddivisioni sono già stati descritti in CAPOTORTI *et alii* (1992) e DAMIANI *et alii* (1992) ai cui lavori si rimanda per una migliore definizione. L'unità è costituita da una successione abbastanza continua dal Trias superiore al Miocene medio di termini immergenti mediamente verso NE o N. Gli ambienti deposizionali variano nel tempo e nello spazio da laguna evaporitica (Dolomie di Antrodoco del Trias sup.) e laguna aperta a margine ed a parte superiore dello *slope* o parte media della rampa. Il passaggio da termini di piattaforma carbonatica a termini di transizione prossimi al bacino avviene sia ad W con le facies sabine che a N con le facies dell'unità del Gran Sasso (CAPOTORTI *et alii*, 1992). Nel primo caso, oggi la separazione è rappresentata dalla "linea Olevano-Antrodoco" anche se già lungo la Valle del Velino si riconosce, a partire dal Giurassico medio, una transizione a termini più distali (rampa media nel Giurassico e *slope*

superiore nel Cretacico). A partire dal Cretacico superiore questo passaggio si accentua ancora di più a causa degli *input* tettonici disgiuntivi della piattaforma che portano ad una sovrapposizione in *onlap* dei termini della *Scaglia* al di sopra dei calcari bioclastici di scarpata prossimale (Fig. 2).

Verso N il passaggio ai termini di transizione-bacino del Gran Sasso coincide attualmente, per lunghi tratti, con la linea d'accavallamento M. Gabbia-M. Cagno.

Gli effetti della menzionata tettonica alto cretacea hanno portato presumibilmente all'annegamento di tutta l'unità in esame. Dove affioranti, le pelagiti che marcano tale annegamento sono rappresentate sempre da successioni condensate e lacunose di "scaglia" fino all'Oligocene e di marne spongolitiche e calcari (cfr. formazione di Guadagnolo) nel Miocene (CAPOTORTI *et alii*, 1992; DAMIANI *et alii*, 1992; CAPOTORTI, 1993; *Dela Pierre*, 1994). Per motivi giacaturali questo passaggio è però visibile solo lungo il bordo settentrionale, a ridosso del fronte settentrionale dell'unità (v. Tav. f.t., v. anche CAPOTORTI, 1993). Sempre lungo tutto questo bordo sono evidenti gli effetti della tettonica cretacea: sia la creazione di una articolata paleomorfologia, ricostruibile dagli spessori e dai caratteri sedimentologici (entrambi assai variabili) dei termini post cenomaniani eteropici, sia la formazione di un fitto fascio di fratture (che accompagnavano e precedevano il movimento delle faglie principali) all'interno dei termini aptiano-cenomaniani, riempite da silt e micriti sterili o da "scaglia". L'analisi geometrica di questi filoni, profondi fino a qualche decina di metri, è rappresentata in Fig. 3; per essi si riconosce, oltre alla buona concentrazione nelle direzioni per ogni sito, il sostanziale parallelismo fra queste e la locale direzione che assume il fronte di sovrascorrimento del M. Gabbia-M. Cagno affiorante poco a N. Questo particolare è spiegabile con il riutilizzo preferenziale, durante la strutturazione compressiva neogenica, delle precedenti linee di debolezza cretache che avevano condizionato la fratturazione dei settori bordieri della piattaforma.

Unità del M. Nuria

In quest'unità affiorano termini del Cretacico inferiore-Miocene in costante immersione verso N-NE. La successione carbonatica (neritica anche nel Miocene medio) è riferibile ad un ambiente di piattaforma più interno rispetto a quella dei Monti Giano-Gabbia. Pur in presenza di interessanti eteropie tra le due successioni non è chiaro il rapporto fra gli originali ambienti deposizionali, attualmente separati dalla faglia di Micigliano-Antrodoco-Valle di Corno, la cui caratterizzazione cinematica è oggetto di diverse ipotesi, come descritto nel prossimo capitolo.

Le differenze di facies rispetto all'unità settentrionale si possono così riassumere:

- il Cretacico inferiore è rappresentato da successioni cicliche *shallowing-upward* con forte sviluppo di facies intertidali nel pre-Aptiano e di facies palustri a Characee e *Salpingoporella dinarica* nell'Aptiano inferiore e medio. L'Aptiano superiore-Albiano è caratterizzato da facies ristrette, con *mudstones* sterili e superfici ossidate;
- presenza di arrossamenti e di livelli bauxitici nel Cenomaniano sup. - Turoniano;
- l'annegamento della piattaforma, sempre per motivi tettonici, avviene successivamente rispetto all'unità

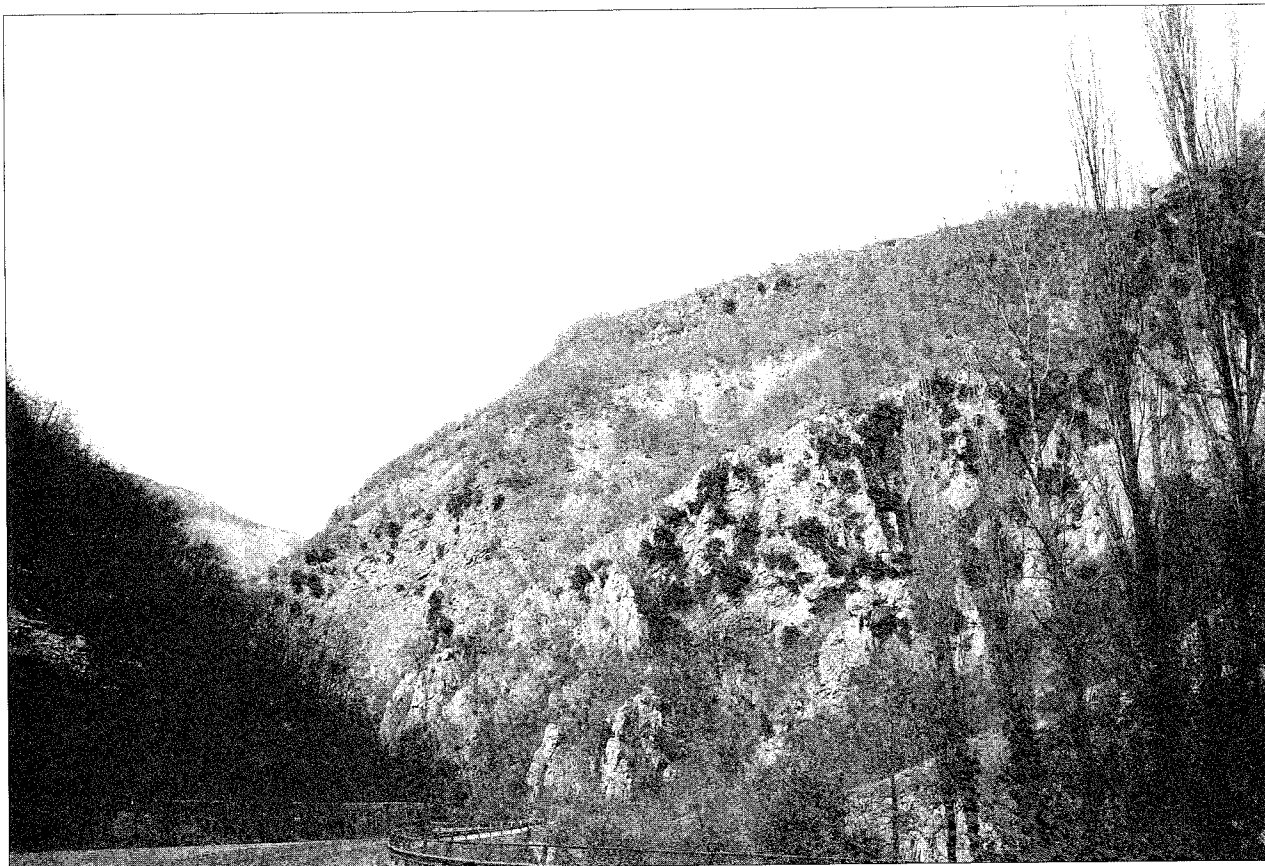


Fig. 2 - Gole del velino. Presso il Km 118 della Salaria è visibile l'appoggio in *onlap* dei termini della *Scaglia rossa e cinerea* sui calcari biclastici (calcari "saccaroidi") alto cretatico. Verso SE (destra foto) si nota come lo spessore della successione della *Scaglia* va velocemente diminuendo fino ad annullarsi presso Pian della Fonte (poco fuori foto).

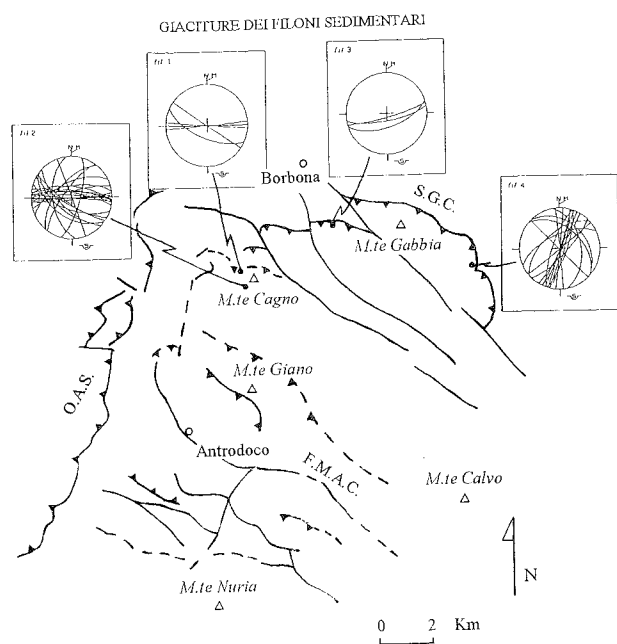


Fig. 3 - Ubicazione e diagrammi (Schmidt, emisfero inferiore) relativi alle giaciture dei filoni sedimentari entro le calcareniti cretache. E' evidente il parallelismo fra le locali direzioni misurate e l'andamento del sovrascorrimento del M. Gabbia - M. Cagno (S.G.C.).

setentrionale, cominciando nel Coniaciano-Santoniano invece che nel Cenomaniano superiore-Turoniano. Gli ultimi termini pre-annegamento sono dei livelli alternati micritici e calcarenitici laminati a frammenti di Rudiste e clasti neri;

— le successioni di annegamento del Cretaceo superiore-Oligocene (affioranti presso Rocca di Fondi e poco a S delle Gole di Antrodoto) sono di ambiente più prossimale rispetto a quelle settentrionali, con prevalenti calcari anche glauconitici con foraminiferi planctonici e bentonici; questa differenza si accentua nel Miocene, rappresentato da calcareniti a punti rossi di rampa prossimale, poco marnose e senza spicole.

Spessori maggiori e ambienti di sedimentazione più aperti caratterizzano le successioni d'annegamento spostandosi dagli affioramenti più meridionali (Rocca di Fondi) a quelli settentrionali (a ridosso delle Gole di Antrodoto) e nord-orientali (zona fra Canetra e Colerinaldo). Situazioni locali, come presso Paterno (in destra del fiume Velino e appena a ridosso della "linea Olevano-Antrodoto"), dove calcareniti glauconitiche mioceniche a frammenti di *Lepidocyclina* trasgrediscono direttamente su calcareniti a frammenti di Rudiste del Cretaceo superiore, suggeriscono però un limite piuttosto articolato, con settori rialzati a mò di promontori fra le aree di piattaforma in annegamento e quelle bacinali. Comunque, una migrazione e graduale annullamento in generale verso S-SE dei tempi e modi dell'annegamento della piattaforma è confermata dall'assenza appena fuori area, in questa direzione, di successioni di annegamento al di sopra dei calcari a Rudiste.

ste del Cretacico superiore (CAPOTORTI, 1993).

Al di sopra delle calcareniti mioceniche, anche in questa unità, affiorano in continuità stratigrafica i termini terrigeni alto miocenici. Le torbiditi affioranti nella depressione di Antrodoco contengono olistostromi di terreni miocenici (CENTAMORE, dati inediti); la loro presenza, oltre alle loro caratteristiche, sottolinea il locale carattere di prossimalità e la morfologia articolata del bacino di avanfossa.

ASSETTO STRUTTURALE

Due importanti elementi di discontinuità limitano ad W e a N l'area (v. tavola fuori testo), rispettivamente il tratto piú settentrionale della linea d'accavallamento Olevano-Antrodoco (*sensu* SALVINI & VITTORI, 1982) e il discusso accavallamento del M. Gabbia-M. Cagno (PAROTTO & PRATURLON, 1975; CAPOTORTI *et alii*, 1992; PIANA, 1992 e 1995; CAPOTORTI, 1993; SALVUCCI, 1995). All'interno dei massicci carbonatici da essi limitati, analogamente a quanto illustrato nella parte stratigrafica, si distinguono due sub-unità tettono-stratigrafiche (dei Monti Giano-Gabbia e del M. Nuria) separate dall'importante faglia di Micigliano-Antrodoco-Valle di Corno.

La "linea Olevano-Antrodoco" decorre in questo tratto con andamento circa N 20°; come noto essa rappresenta l'involuppo dei *thrust* appartenenti al dominio sabino, sovrapposti verso E sulla piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e sui sedimenti terrigeni alto miocenici ad essa associati. Per una sua migliore caratterizzazione geometrica e cinematica e per la bibliografia relativa si rimanda a CALAMITA *et alii* (1987) e CORRADO & MONTONE (1994). In questa sede è solo opportuno ricordare come essa si sia sviluppata in fuori sequenza durante il Pliocene inferiore (PATACCA *et alii*, 1990; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992) come probabile rampa obliqua di un sovrascorrimento, lungo una precedente fascia di debolezza tettonica e di differenziazione litologica corrispondente alla linea Ancona-Anzio *Auctorum*. Degli altri due elementi (sovrascorrimento di M. Gabbia - M. Cagno = S.G.C. e faglia Micigliano - Antrodoco - Valle di Corno = F.M.A.C.), meno noti in letteratura, si parlerà assieme all'unità dei Monti Giano - Gabbia.

Unità dei Monti Giano-Gabbia

Il S.G.C. (v. schema strutturale fuori testo) limitata a N questa unità. La traccia di questo *thrust* ha una geometria arcuata con un andamento medio circa E-W fra la Valle del Velino ed il paese di Fiugni, per poi girare in senso meridiano fino al paese di Termine. Il sovrascorrimento segna la sovrapposizione verso N-NE delle facies marginali della piattaforma, con al tetto la successione di annegamento alto cretacea-paleogenica, sui sedimenti di *slope* appartenenti al dominio marchigiano (unità del Gran Sasso in CENTAMORE *et alii*, 1992). Il S.G.C. è stato oggetto di diverse interpretazioni riguardo sia alla sua stessa esistenza nella porzione piú occidentale, sia alla sua eventuale connessione con la superficie tettonica rilevata a fondo del pozzo Antrodoco 1 (Servizio Geologico d'Italia, 1955; PAROTTO & PRATURLON, 1975; CAPOTORTI *et alii*, 1992; CAPOTORTI, 1993; PIANA, 1992 e 1995; SALVUCCI, 1995). In effetti, evidenze sia stratigrafiche che tettoniche di una chiara sovrapposizione tettonica si hanno solo a

partire da Vallemare e, verso E, fino a Termine (v. carta geologica fuori testo). In questo tratto il piano principale di taglio si sviluppa o al passaggio fra i termini cretaci di piattaforma-piattaforma annegata e quelli paleogenici e miocenici di *slope*-bacino o, piú spesso, all'interno ed alla base di quest'ultimi. La piega anticlinale frontale del *thrust* è stretta e, spostandosi da W verso E, mostra un *forelimb* da fortemente inclinato a rovesciato o spesso coricato (Gabbia, Termine). Anche al letto, quando chiaramente visibili, i terreni appaiono il piú delle volte rovesciati. Una geometria di questo tipo sembra legata ad un meccanismo del sovrascorrimento, almeno nei primi stadi, del tipo *fault-propagation-folding* (*sensu* SUPPE & MEDWEDEFF, 1990), con aumento delle deformazioni da *thrusting* (e possibile *high-angle breakthrough*) spostandosi verso E. A partire da Vallemare e verso W, sia le evidenze stratigrafiche che tettoniche del sovrascorrimento diminuiscono. L'anticlinale del M. Cagno, sul cui fianco settentrionale affiorano i termini di annegamento post-cenomani, potrebbe ancora rappresentare il fronte del *thrust* che qui, sempre seguendo il meccanismo di deformazione *fault-propagation-folding*, potrebbe essere rimasto cieco. Altre alternative, tutte da verificare, prevedono che il sovrascorrimento si trasferisca poco piú a N del M. Cagno, portando i termini miocenici di rampa prossimale a sovrapporsi su quelli coevi piú distali (CAPOTORTI *et alii*, 1992), o che esso sia stato ripreso ed invertito dalla faglia diretta Laculo-Vallemare (SALVUCCI, 1995) o ancora che si trasferisca in una mega zona di taglio fra Laculo e Sigillo, all'interno della scaglia cinerea dell'unità del Gran Sasso (PIANA, 1995).

Il S.G.C. è tagliato da una serie di faglie NW-SE immergenti a SW che, dislocandolo a dente di sega in senso sinistro, possono essere interpretate (in mancanza di indicatori cinematici certi) come faglie a doppio movimento, diretto e trascorrente sinistro, o direttamente transtensive sinistre. In effetti, questo fascio di faglie si raccorda, a SE, alla zona di Scoppito-Tornimparte, dove è segnalata un'importante tettonica trascorrente-transtensiva sinistra lungo direzioni NNW-SSSE (BIGI *et alii*, questo volume).

Il massiccio dei Monti Giano-Gabbia è suddiviso al suo interno in altre scaglie minori separate da piani di sovrascorrimento (affioranti a NE del M. Giano). Altre faglie distensive, immergenti a NE, sono responsabili, insieme a quelle sopra menzionate, della formazione di piane intramontane anche estese (ad es. la piana di Cascina; v. BIGI *et alii*, 1993).

L'analisi mesostrutturale degli elementi fragili lungo il S.G.C. mostra una notevole dispersione sia nelle giaciture dei piani che nei *pitch* degli indicatori cinematici (Fig. 4). L'analisi di quest'ultimi ha evidenziato quattro principali direzioni di compressione. In ordine di frequenza la compressione NE-SW è prevalente e presente un pò ovunque lungo il segmento analizzato; è rappresentata da faglie inverse appenniniche immergenti a SW e faglie transpressive sinistre e destre coniugate. Le altre tre compressioni (NW-SE, WSW-ENE e N-S) sono legate ad alcune faglie inverse ed a prevalenti faglie trascorrenti-transpressive. La prima di queste è legata a movimenti orizzontali od obliqui lungo piani di faglia secondari o lungo tratti ad andamento NNE-SSW del sovrascorrimento (es. a Termine); la seconda è maggiormente rappresentata nella porzione occidentale (Pian Mattano) o lungo tratti del sovrascor-

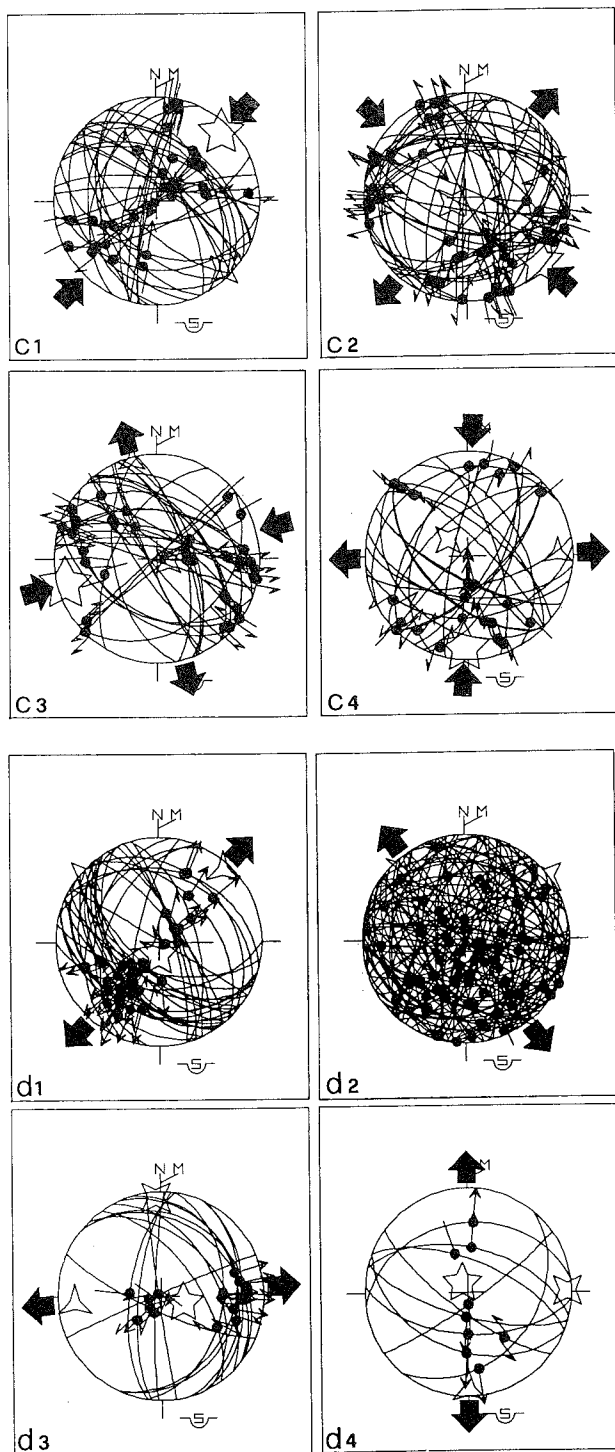


Fig. 4 - Diagrammi relativi al totale degli elementi fragili misurati lungo il sovrascorrimento del M. Gabbia - M. Cagno (S.G.C.). Elaborazione con il programma d'inversione di ANGELIER (1979 e 1984). I 4 eventi a sigma₁ sub-orizzontale ("compressivi") (C1-4) e gli altrettanti distensivi (D1-4) che si ricavano non rappresentano necessariamente altrettante fasi tettoniche (come specificato nel testo). L'ubicazione delle stazioni di misura mesostrutturale è indicata nello schema strutturale della tavola fuori testo (lettere a-n).

ramento localmente ad andamento meridiano (es. a Gabbia) e la terza (la meno evidente in campagna) è stata rilevata in particolare lungo il tratto centrale, circa E-W, del sovrascorrimento (zona di Cesaproba). Non avendo informazioni su possibili rotazioni delle strut-

ture e mancando sistemi di strie sovrapposte non si può specificare se questa dispersione di dati sia espressione di più fasi tettoniche o di una sola fase con rotazioni locali dello stress (*stress-partitioning*) o delle strutture.

Anche le distensioni mostrano la medesima dispersione azimutale; sono posteriori alle compressioni, come documentato sia dalle geometrie che dai rapporti fra gli indicatori cinematici, mentre non sono chiari i rapporti con i movimenti trascorrenti. Spesso l'andamento dei piani diretti ha direzione vicina a quella dei compressivi e la loro frequente bassa inclinazione suggerisce una possibile riattivazione distensiva di precedenti strutture (ad es. nella zona di Colle Maggio, Gabbia e Termine).

Verso S l'unità è delimitata dalla F.M.A.C. (v. schema strutturale fuori testo), ad andamento NNW-SSE nel suo tratto più occidentale per poi proseguire in direzione NW-SE. Il rigetto stratigrafico di questa faglia è notevolissimo, separando, nei pressi di Antrodoco, le dolomie triassiche del M. Giano, a NE, dalle torbiditi messiniane, a SW. La sua geometria appare però complessa, rinvenendosi lungo il suo sviluppo alcuni tratti immergenti a NE (specie lungo la Valle di Corno, appena fuori carta). Questo particolare ne ha fatto ipotizzare, in disaccordo con quanto illustrato in BALLY *et alii* (1986), un suo movimento esclusivamente inverso come *back-thrust* della struttura del M. Giano - M. Calvo verso SW (CENTAMORE *et alii*, 1992; SALVUCCI, 1995). In Fig. 5 e relativa didascalia vengono illustrate due ipotesi alternative che rendono conto sia di quanto visibile in affioramento e dei dati derivanti dal pozzo Antrodoco1 (MARTINIS & PIERI, 1965), sia delle precedenti interpretazioni di dati geofisici e geologici (PAROTTO & PRATURLON, 1975; BALLY *et alii*, 1986). Nella seconda delle ipotesi illustrate si suppone che la F.M.A.C. sia attualmente una faglia diretta con immersione a SW, ma ribatta su di un precedente lineamento inverso con immersione a NE. Nella sezione geologica nella tavola fuori testo si è cercato di tener presente e mediare entrambe le ipotesi.

Unità del M. Nuria

Questa unità si presenta come una potente monoclinale immergente a N-NE dislocata da una serie di faglie a direzione, movimento e tempi di attivazione differenti. Considerando che pochi km a S del M. Nuria la successione è generalmente immergente a S-SW ed inoltre tenendo conto dell'integrazione dei nostri dati con analisi gravimetriche inedite (in collaborazione con M. DI FILIPPO), riteniamo possibile che l'area cartografata rappresenti nel suo insieme il fianco settentrionale di una grossa anticlinale da *thrust* che ha portato il massiccio del Nuria a sovrascorrere verso N-NE all'altezza della Valle di Corno. Quest'ultima, quindi, delimitata sul suo versante settentrionale dalla già descritta F.M.A.C., rappresenterebbe una zona di svincolo dalla cinematica molto complessa.

All'interno dell'unità del M. Nuria sono invece visibili alcuni piani minori di sovrascorrimento (ad es. a N di Piscignola) e di retrosovrimento (fra Rocca di Fondi e Collerinaldo). Anche in questo caso la fascia di debolezza degli accavallamenti si ha in presenza di successioni di annegamento della piattaforma. Rispetto alla zona di M. Gabbia i *thrusts* in questa zona si sviluppano sostanzialmente entro successioni di tetto e di letto a stratigrafia meccanica molto simile (qui le successioni d'annegamento sono per lo più calcaree) e

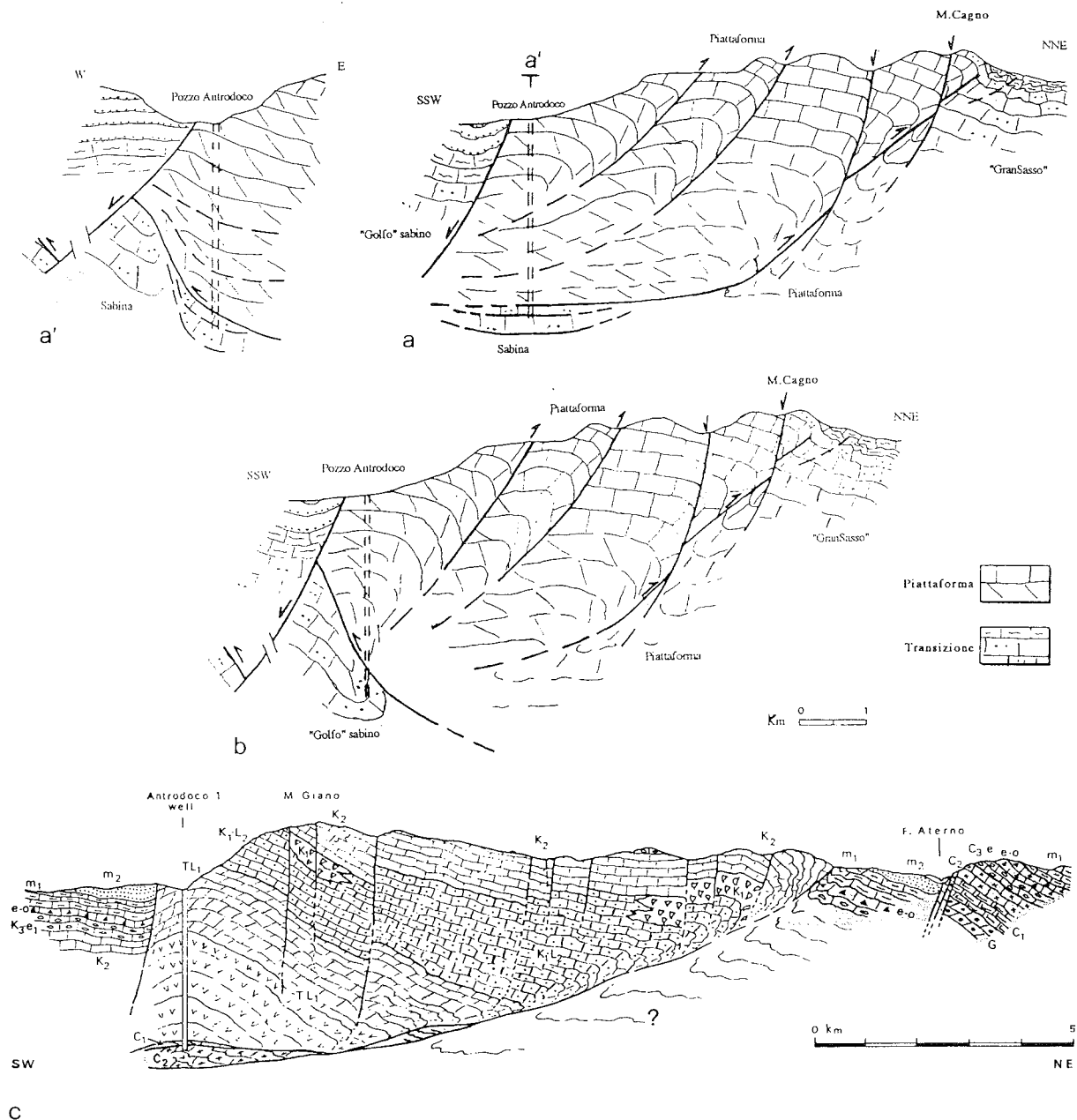


Fig. 5 - Figura e legenda da CAPOTORTI (1993), modificata. Le due sezioni schematiche a) e b) (passanti sulla congiungente fra il pozzo Antrodoco1 ed il M. Cagno, indicati nello schema strutturale della tavola fuori testo) illustrano un'ipotesi alternativa al collegamento fra *thrust* del M. Gabbia e pozzo Antrodoco 1 così come ricostruito in PAROTTO & PRATURLON (1975). In quest'ultimo lavoro (profilo c) il *thrust* in emersione del M. Gabbia è direttamente collegato in profondità verso SW con il contatto, a fondo pozzo, fra dolomie del Trias ed i terreni del Cretacico inferiore; quest'ultimi sono raffigurati come "truciolini tettonici" che riteniamo probabilmente staccatisi dall'*hangingwall* in accavallamento (vista la difficoltà di riaffiancarli, con una retrodeformazione, con quelli coevi del *footwall*, presenti lungo la Valle dell'Aterno ed immergenti a NE). Una interpretazione di questo tipo, che presuppone un sovrascorrimento della struttura del M. Gabbia di alcuni Km, non chiarisce appieno la presenza in pozzo dei termini di transizione del Cretacico inf., in quanto quelli coevi nell'*hangingwall* sono di piattaforma. Nelle due prime sezioni la differenza principale con il profilo c) sta nel considerare i terreni cretaci di transizione trovati a fondo del pozzo come appartenenti al dominio sabino affiorante poco ad W e non a quello del Gran Sasso affiorante a N. Per giustificare questo si presuppone nella sezione a) che l'unità dei Monti Giano - Gabbia nel suo movimento si sia sovrapposta, oltre che frontalmente verso NE, anche in rampa laterale sulla successione sabina ad occidente (profilo a'): la porzione orizzontale del piano d'accavallamento nella parte sinistra del profilo a) rappresenterebbe proprio l'emergenza, sul piano della sezione, di questa rampa. La rampa non affiora perché ribassata dalla faglia di Antrodoco: la successione pelagica "conservata" nell'*hangingwall* di questa faglia rappresenterebbe una complicazione paleogeografica, con un paleogolfo entro la piattaforma, corrispondente alla attuale zona della depressione di Antrodoco. Nella sezione b) invece, i termini cretaci sabini di fondo pozzo sarebbero sottostanti al possibile grosso *back-thrust* della struttura del M. Giano, successivamente tagliato dalla faglia di Antrodoco nel suo movimento tardivo diretto. Rimane ferma l'ipotesi della presenza in origine di una paleogeografia articolata del bordo della piattaforma antistante il bacino sabino. Per entrambe le sezioni viene ipotizzato un sovrascorrimento dell'unità in esame secondo un meccanismo di *fault-propagation-folding*, con il piano d'accavallamento che qui rimane cieco ma è invece affiorante più ad est (M. Gabbia; v. sezione geologica nella tavola fuori testo). Il fronte della Olevano-Antrodoco, non rappresentato perché parallelo alla traccia del profilo, è considerato successivo e al di sopra degli elementi descritti.

ciò sembra influire sui meccanismi di deformazione (più simili ad un *fault-bend-folding*), con possibile presenza di anticlinali di rampa solo a grande scala ed assenza di successioni rovesciate al tetto ed al letto dei piani di sovrascorrimento (si veda anche CAPOTORTI & MARIOTTI, 1992).

Menzione a parte merita un importante elemento tettonico circa E-W che decorre dal piano di Piscignola fin presso Canetra, non direttamente visibile sul terreno ma facilmente deducibile dagli anomali accostamenti di facies e di età lungo tutto il suo percorso. Fra questi spiccano gli affioramenti di torbiditi messiniane a Piscignola e a Colle della Macchia inglobate entro i calcari del Cretacico. Simili evenienze possono essere spiegate sia come trucioli tettonici impigliati nel movimento di un grosso *thrust* o *back-thrust* (ma che implicherebbe anche l'ipotesi di precedenti deformazioni in quanto si hanno alternativamente sovrapposizioni "normali" e "younger on older") sia come piccoli bacini distensivi creati da una trascorrente sinistra segmentata *en-échelon* (al momento quest'ultima ci sembra la soluzione più probabile).

Alcune faglie dirette appenniniche sono particolarmente sviluppate nel settore fra Rocca di Fondi e Collierinaldo e sono tagliate da un importante elemento trascorrente NE-SW, con indicatori cinematici destri. Questo decorre fra le Gole di Antrodoco e Rocca di Fondi e con molta probabilità prosegue entro la vallecola ad W del M. Nuria (v. carta geologica in tavola fuori testo). Ulteriori indizi di trascorrenza destra su piani antiappenninici si hanno nella zona di Ponte.

L'analisi mesostrutturale all'interno di questa unità risente della povertà degli indicatori cinematici rinvenuti lungo i principali lineamenti. I dati migliori (Fig. 6) si riferiscono alla faglia trascorrente Rocca di Fondi-Gole di Antrodoco ed al *back-thrust* di Rocca di Fondi-Collierinaldo che sovrappone le calcareniti alle torbiditi mioceniche. Lungo la prima (Fig. 6a), i piani destri NE-SW sono compatibili con un tensore di massima compressione circa E-W che si riscontra spesso lungo la vicina linea Olevano-Antrodoco. Sono però presenti (Fig. 6a') anche molti piani minori circa N-S a movimento sinistro e piani inversi NE-SW; la compressione in direzione NNW-SSE che li giustifica si ritrova anche lungo il tratto occidentale del *back-thrust* sopra menzionato (Fig. 6b). La trascorrenza destra lungo la Rocca di Fondi-Gole di Antrodoco è caratterizzata da geometrie e tensori correlabili con quelli connessi alla strutturazione pliocenica della Olevano-Antrodoco (op. cit.) e potrebbe pertanto rappresentare un momento tettonico diverso e posteriore rispetto alla trascorrenza sinistra sui piani minori N-S ed allo sviluppo del *back-thrust*; inoltre essa, delimitando verso E le torbiditi della depressione di Antrodoco-Borgo Velino, risulta probabilmente anteriore alla formazione della F.M.A.C.

Infine, le distensioni misurate in quest'unità mostrano una direzione prevalente del σ_3 NE-SW.

MODELLO EVOLUTIVO E PROBLEMI APERTI

L'analisi contemporanea dei caratteri lito-stratigrafici e strutturali ne ha evidenziato le reciproche influenze, permettendo di ricostruire una evoluzione geodinamica dell'area (dal Triassico al Pliocene) nel corso della quale si possono distinguere tre fasi.

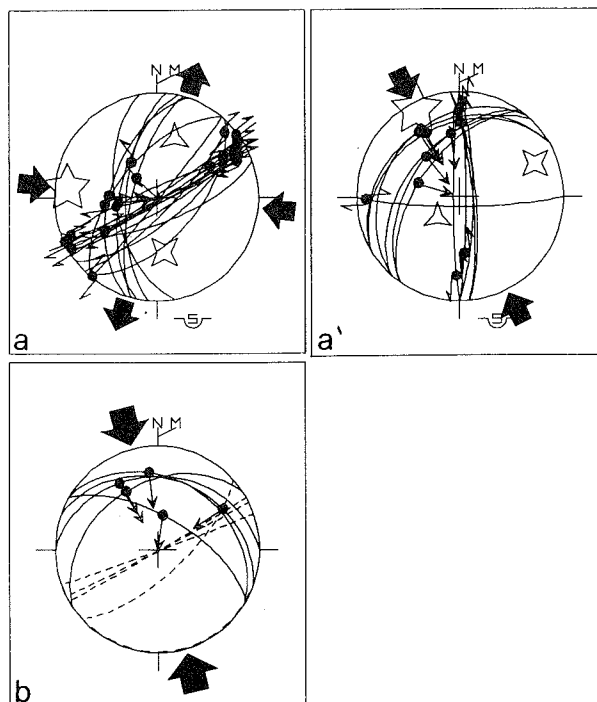


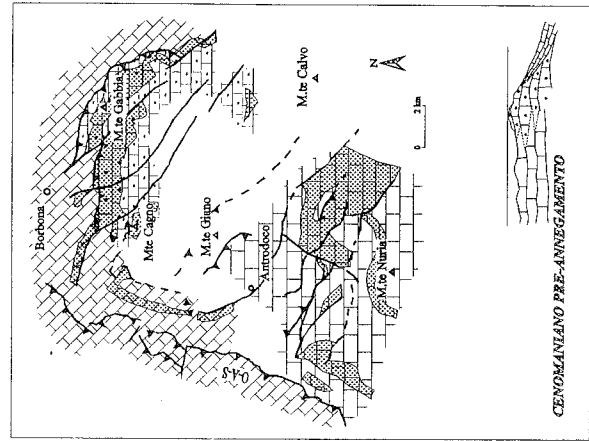
Fig. 6 - Diagrammi (con relativi tensori) derivati dall'analisi mesostrutturale lungo la faglia Rocca di Fondi-Gole di Antrodoco (a ed a') ed al *back-thrust* Rocca di Fondi-Collierinaldo (b). In quest'ultimo, a tratteggio, gli assi di mesopiege nel *foot-wall*. L'ubicazione delle stazioni di misura è indicata nello schema strutturale della tavola fuori testo (lettere o-q).

La prima fase, iniziata nel Trias superiore con il *rifting* mesogeoeo, vede la separazione, nel Lias medio, del bacino umbro-marchigiano ad W e a N dal dominio di piattaforma laziale-abruzzese ad E e a S. La separazione in senso E-W è guidata da una *master-fault* a carattere transtensivo che doveva passare poco ad W dell'attuale Valle del Velino (linea Ancona-Anzio Auct.) e che, già a partire dal Trias, poteva aver condizionato e differenziato la sedimentazione nel dominio umbro-marchigiano sabino (prevalentemente anidritica) ed in quello laziale-abruzzese (prevalentemente carbonatico-dolomitica) (CENTAMORE *et alii*, 1973; CASTELLARIN *et alii*, 1978; ACCORDI & CARBONE, 1988). Fino al Cretacico superiore l'evoluzione degli ambienti deposizionali e le distribuzioni delle relative facies furono condizionate soprattutto dalle variazioni eustatiche e biologiche (illustrate in Fig. 7).

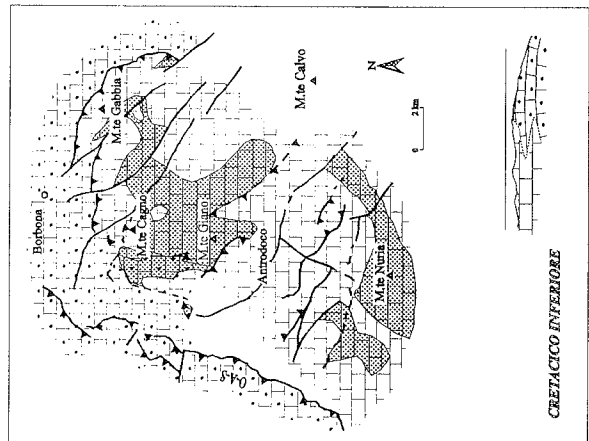
Con il Cenomaniano superiore inizia la seconda fase, innescata da una ripresa di notevole entità dei movimenti disgiuntivi che provocarono lo sbloccamento e l'annegamento delle aree periferiche di piattaforma (Fig. 7). La contemporaneità della tettonica tensiva ai margini con l'emersione delle zone interne di piattaforma (come sul M. Nuria), nonostante l'alto eustatico globale (HAQ *et alii*, 1988), è giustificabile con fenomeni di *buldge* litosferico indotto da compressione distale, come interpretato in situazioni simili da D'ARGENIO & MINDSZENTY (1987).

L'annegamento progressivo di tutta l'area è il risultato del perdurare di questa attività tettonica, cui si sommano gli effetti dell'eustatismo, per tutto il Cretacico superiore-Paleogene.

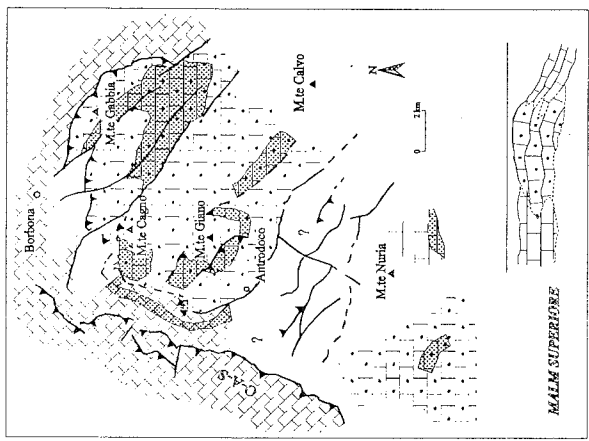
Una interpretazione tettonica piuttosto che solo eustatica o biologica dell'annegamento di questa par-



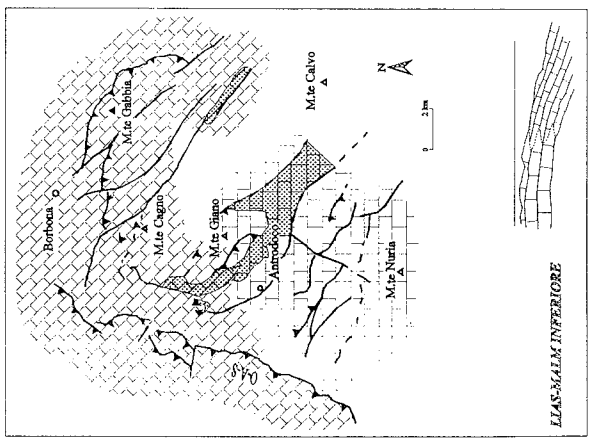
CENOMANIANO PRE-ANNEGAMENTO



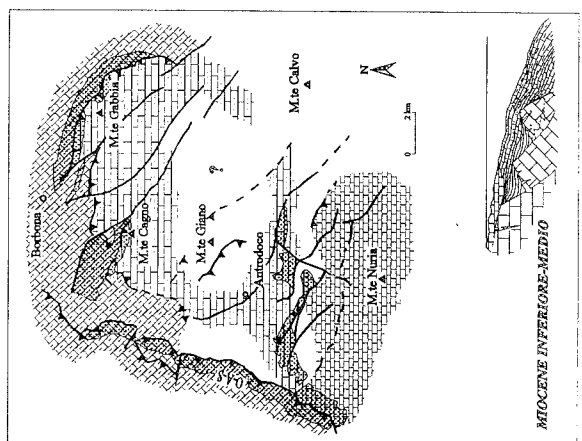
CRETACICO INFERIORE



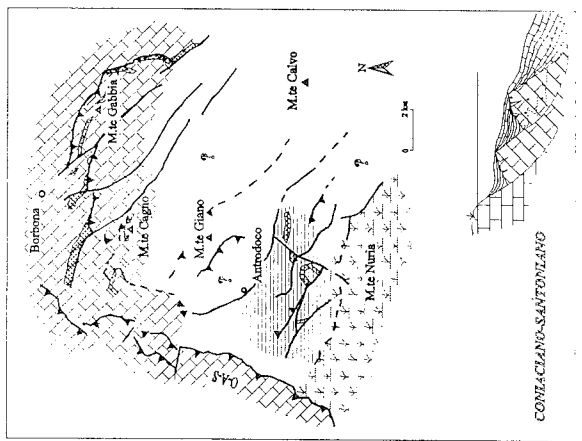
MALM SUPERIORE



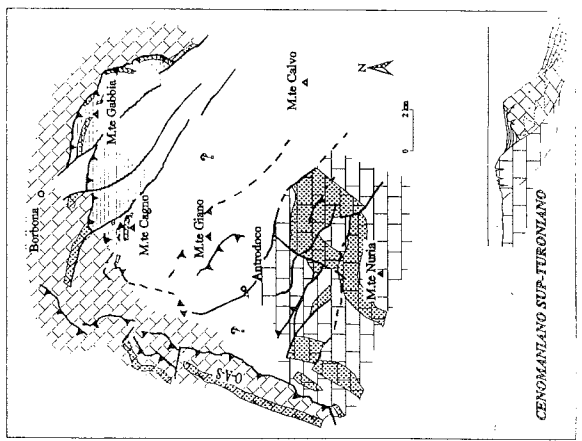
LIAS-MALM INFERIORE



MIOCENE INFERIORE-MEDIO



COMACINA-SANTONIANO



CENOMANIANO SUP-TURONIANO

LEGENDA

Planimetria	Sezioni	
		Piattaforma interna s.l.
		Margine s.l.
		Slope s.l.
		Piattaforma annegata
		Rampa prossimale
		Rampa media
		Rampa distale
		Aree emerse

Fig. 7 - Schemi di distribuzione delle facies meso-cenozoiche così come ricavate dall'analisi stratigrafico-sedimentologica delle successioni affioranti. Il grigio sovrapposto ai simboli delle singole litofacies indica le principali aree ove queste sono osservabili in affioramento. In sezione sono raffigurati modelli schematici interpretativi della distribuzione delle facies.

te di piattaforma ci sembra giustificata sia, come già detto, dalla contemporanea emersione di altre zone e dalla diacronia dell'annegamento, sia dalla rapida differenziazione in senso laterale delle litofacies ad esso legate (spiegabile con una scomposizione a blocchi della piattaforma), sia infine dall'incremento continuo di spessori e di approfondimento. A ciò va aggiunta la testimonianza diretta della formazione dei filoni con pelagiti a planctonici. Riteniamo che i sollevamenti eustatici possano aver eventualmente contribuito a far passare alcuni settori da una condizione di annegamento incipiente ad una di annegamento definitivo (cfr. BRICE & STEWART, 1990), in maniera particolarmente efficace al passaggio fra il Cenomaniano ed il Turoniano. Le ulteriori complicazioni derivanti dagli effetti eustatici (stazionamenti bassi e risalite) sono soprattutto riconoscibili in frequenti *hiatus* sedimentari e condensazioni con *hard-grounds*, particolarmente evidenti a più livelli stratigrafici in tutte le successioni analizzate (presso Pian della Fonte, Gabbia, Rocca di Fondi; v. anche CAPOTORTI, 1993). Al momento sembra inoltre anche da escludere un preminente controllo da crisi biologica sull'annegamento per la diacronia e l'irregolarità dei fenomeni osservati e per la persistenza di condizioni ottimali in settori paleogeograficamente analoghi.

Un ulteriore elemento di discussione è la cinematica di questa tettonica chiaramente tensionale. Essa può essere stata sia diretta pura sia trascorrente-transensiva così come già ipotizzato, in situazioni simili anche se in luoghi o momenti diversi, da altri Autori (p.e. BOSELLINI, 1981; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; LAVECCHIA, 1985). Alcune delle successioni d'annegamento analizzate sembrano essersi deposte su alti isolati essendo estremamente condensate e prive di risedimenti (p.e. a Pian della Fonte, Gabbia, Rocca di Fondi), mentre lateralmente, e su più direzioni, si aprono anche in maniera piuttosto brusca e contengono risedimenti. Una tale paleotopografia, ricostruibile per i settori marginali di entrambe le unità analizzate, potrebbe essere legata al basculamento di blocchi lungo

faglie immergenti a N (attuale) e lateralmente interrotte da faglie di trasferimento o più semplicemente all'azione di faglie trascorrenti curvilinee con formazione di *ridges* e piccoli bacini di *pull-apart* (Fig. 8).

Con il Miocene inferiore e medio si instaura una sedimentazione o marnosa con spicole e risedimenti o calcarenitica (verso l'alto e verso l'interno della piattaforma) che ricalca ancora la precedente paleomorfologia. Nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore l'area entra rapidamente a far parte dell'avanfossa e subito dopo comincia la strutturazione in catena.

L'inizio della terza fase coincide con la strutturazione neogenica. Questa è vincolata nelle geometrie e meccanismi di deformazione dalle precedenti condizioni paleogeografiche e paleotettoniche. I due maggiori fronti compressivi presenti nell'area od immediatamente ad W, il sovrascorrimento del M. Gabbia - M. Cagno e la "linea Olevano-Antrodoco", pur avendo tempi di messa in posto probabilmente differenti (Messiniano superiore o massimo Pliocene inferiore il primo, Pliocene inferiore la seconda - BIGI *et alii*, 1992; CIPOLLARI & COSENTINO, 1992), ribattono entrambi le paleolinee liassiche e cretache di smembramento e annegamento della piattaforma. Le differenze di stratigrafia meccanica nelle successioni al passaggio fra piattaforma e bacino favoriscono probabilmente una messa in posto secondo meccanismi *fault-propagation-folding* (per la Olevano-Antrodoco si veda CAPOTORTI, 1993 *cum bib.*). In altre zone, come nell'area di Rocca di Fondi, si ha pure una fascia preferenziale di enucleazione di *thrusts* guidati da paleolinee cretache, ma la comparabile ed alta competenza meccanica delle successioni di tetto e letto favorisce un meccanismo di deformazione più rigido.

L'analisi mesostrutturale ha evidenziato lungo le principali strutture diverse direzioni di massima compressione, che non riteniamo attribuibili a differenti fasi compressive (e/o a diversi "motori") in mancanza di dati paleomagnetici che non possono comprovare rotazioni nelle strutture. La compressione SW-NE appare

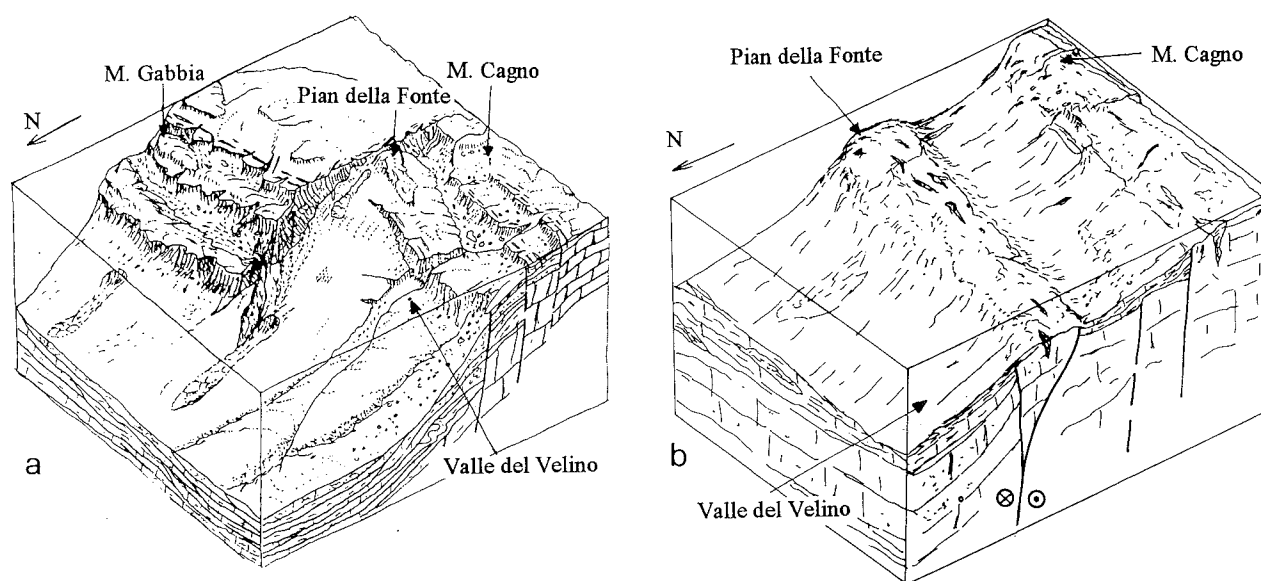


Fig. 8 - Schemi in cui vengono raffigurati i due possibili movimenti, a) diretto - ripreso da JADOU (1985) e modificato - e b) trascorrente, responsabili, lungo i bordi settentrionali delle due unità esaminate, della formazione di alti relativi isolati a sedimentazione condensata contornati su più lati da zone a maggiore profondità (con successioni più spesse e con risedimenti).

la predominante, analogamente a quanto si osserva, insieme a compressioni WSW-ENE, anche lungo vari tratti della Olevano-AnTRODoco piú o meno prossimi a quello dell'area (CAVINATO *et alii*, 1986; CAPOTORTI, 1993; CORRADO & MONTONE, 1994).

A quella compressiva segue una fase distensiva e trascorrente-transtensiva, con rapporti temporali fra i due movimenti non chiari e probabilmente contemporanei (si veda BIGI *et alii*, questo volume). Le distensioni tendono in alcuni casi a riutilizzare i precedenti lineamenti compressivi (come a SW del M. Gabbia e come forse anche lungo l'allineamento Micigliano-AnTRODoco-Valle di Corno) e si hanno su direzioni preferenziali del sigma₃ NE-SW.

In definitiva gli attuali rapporti areali delle litofacies affioranti, conseguenti alle varie deformazioni, ricalcano approssimativamente gli antichi rapporti paleogeografici: la porzione NW della piattaforma laziale-abruzzese con bordi ribassati e annegati, sfruttando le discontinuità litostratigrafiche e topografiche della transizione al bacino adiacente è sovrascorsa su di esso, verso N e NE e, forse, per alcuni tratti, anche verso W attraverso rampe laterali, prima di essere a sua volta sovrascorsa dal dominio sabino. La tettonica neogenica ha probabilmente accentuato, arcuandone con i sovrascorrimenti gli originali limiti, la forma di quello che nel Cretacico doveva essere un grosso paleopromontorio articolato in estensioni e rientranze minori (come p.e. nella zona di Paterno-AnTRODoco-Rocca di Fondi). Questa tettonica ha inoltre nascosto in parte le vecchie scarpate per il riavvicinamento e la sovrapposizione di facies di *slope* s.l. su quelle di piattaforma, nel suo lato W e, viceversa, di piattaforma su quelle bacinali a settentrione. L'entità di queste traslazioni, pur essendo stata in passato ipotizzata in diversi Km (PAROTTO & PRATURLON, 1975; CENTAMORE *et alii*, 1992), potrebbe essere, almeno per quanto riguarda la tettonica pellicolare, di entità modesta in superficie (come nella zona di M. Cagno) per poi crescere progressivamente in profondità secondo un meccanismo di deformazione *fault-propagation-folding*.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI G. & CARBONE F. (1988) - *Sequenze carbonatiche mesozoiche*. In: Accordi G. et Alii: "Note illustrative alla Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe". Quaderno n. 5 del PFG CNR, 11-92.
- ANGELIER J. (1979) - *Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population*. Tectonophysics, **56**, 17-26.
- ANGELIER J. (1984) - *Tectonic analysis of fault slip data set*. Journ. Geophys. Res., **89**, B7, 5835-5848.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.
- BICE D.M. & STEWART K.G. (1990) - *The formation and drowing of isolated carbonate seamounts: tectonic and ecological controls in the northern Apennines*. In: "Carbonate platforms, facies, sequences and evolution". Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **9**, 145-168.
- BIGI S., CALAMITA F., CENTAMORE E., DEIANA G., RIDOLFI M. & SALVUCCI R. (1992) - *Assetto strutturale e cronologia della deformazione della "zona d'incontro" tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 21-26.
- BIGI S., CENTAMORE E., DRAMIS F. & SALVUCCI R. (1993) - *Faglie distensive: esempi da due aree dell'Appennino abruzzese*. Abstract Convegno AIQUA: "Le conche intermontane". Roma 13-15/9/1993.

- BIGI S., CAPOTORTI F., CENTAMORE E. & FUMANTI F. (1995) - *Caratteri geologico-strutturali dell'area compresa tra Tornimparte e i Monti d'Ocre (Appennino centrale, Italia)*. Studi Geol. Camerti, presente volume.
- BOSELLINI A. (1981) - *The Emilia fault; a Jurassic fracture zone that evolved into a Cretaceous-Paleogene sinistral wrench fault*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 161-169.
- CALAMITA F., DEIANA G., INVERNIZZI C. & MASTROVINCENTO S. (1987) - *Analisi strutturale della linea Ancona-Anzio tra Cittareale e Micigliano (Rieti)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 365-375.
- CAPOTORTI F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., CIVITELLI G., CORDA L., MANCINELLI A., MARIOTTI G., ROMANO A. & SALVUCCI R. (1992) - *Dati preliminari geologico-stratigrafici sull'unità di M. Giano e M. Gabbia*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 119-123.
- CAPOTORTI F. & MARIOTTI G. (1992) - *Le strutture sabine e della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'area del Lago del Salto (Rieti)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 27-32.
- CAPOTORTI F. (1993) - *Sedimentazione e deformazioni di un settore annegato di piattaforma carbonatica: l'evoluzione geologica dello spigolo nord-occidentale della piattaforma laziale-abruzzese*. Tesi di Dottorato inedita, Università degli studi di Roma "La Sapienza".
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrente e sovrascorrimenti lungo la "linea Ancona-Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Rom., **17**, 161-189.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Infralassic Strike-Slip Tectonics in Sicily and Southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **5**, 5-10.
- CAVINATO G.P., SALVINI F. & TOZZI M. (1986) - *Evoluzione strutturale del settore centrale della linea Olevano-AnTRODoco*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 591-601.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1973) - *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni con le regioni adiacenti*. Boll. Serv. Geol. It., **93**, 155-188.
- CENTAMORE E., CANTALAMESSA G., MICARELLI A., POTETTI M., BERITTI D., BIGI S., MORELLI C. & RIDOLFI M. (1992) - *Stratigrafia ed analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 125-132.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - *La linea Olevano-AnTRODoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 143-150.
- CORRADO S. & MONTONE P. (1994) - *Stili deformativi a confronto in aree di piattaforma carbonatica e di transizione in Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 261-281.
- DAMIANI A.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1992) - *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 187-213.
- D'ARGENIO B. & MINDSZENTY A. (1987) - *Cretaceous bauxite in the tectonic framework of the mediterranean*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, 257-262.
- DELA PIERRE F. (1994) - *Stratigrafia della successione cretacea-paleogenica affiorante tra la Valle del Velino e la Valle dell'Aterno (Appennino centrale)*. Atti Tic. Sc. Terra (serie speciale), **2**, 119-130.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level chang*. S.E.P.M., Spec. Publ., **42**, 71-108.
- JADOU F. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **91** (4), 479-512.
- LAVECCHIA G. (1985) - *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 161-194.
- MARIOTTI G. (1992) - *Note introduttive alla geologia dell'Appennino centrale*. In: A.A.V.V.. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche. Libro-guida delle escursioni, Roma 27-9/3-10/1992.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Trias superiore nell'Italia centrale e meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 648-679.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the central Apennines*. Quad. Ric. Scient. CNR, **90**, 257-311.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-452.

- PIANA F. (1992) - *Configurazione geometrica ed evoluzione cinematica della zona di convergenza strutturale tra l'arco umbro ed il dominio laziale-abruzzese (Appennino Centrale)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 85-94.
- PIANA F. (1995) - *Carta geologica delle Valli Velino ed Aterno tra Micigliano e Marana (Appennino centrale) scala 1:25.000*. Abstract Convegno: "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino, Camerino 9-10/2/1995.
- SALVINI F. & VITTORI E. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olevano-Antrodoco-Posta (Ancona-Anzio Auct.): metodologie di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 337-355.
- SALVUCCI R. (1995) - *Caratterizzazione geologico-strutturale della "zona d'incontro" tra il dominio sabino e quello abruzzese a nord di Antrodoco*. Abstract Convegno: "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino, Camerino 9-10/2/1995.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1955) - *Foglio Geologico 139 "L'Aquila" alla scala 1:100.000*.
- SUPPE J. & MEDWEDEFF D.A. (1990) - *Geometry and kinematics of fault-propagation folding*. Eclogae Geol. Helv., **83**, 409-454.

