

LINEAMENTI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI LUNGO LA TRASVERSALE ALPI APUANE - APPENNINO REGGIANO-MODENESE

ABSTRACT

The stratigraphic and structural features of the Northern Apennines in a transversal belt (55-60 Km long and 30 Km wide) including the Apuan Alps and the high Emilian Apennines are illustrated by means of two main (and some other auxiliary) cross sections: the Carrara-Corfino-Gova and the Camaiole-Val di Lima-Fanano cross-sections.

In the Northern Apennines the following paleogeographic domains can be distinguished.

1 - The Ligurian Domain, represented by units of oceanic origin (Gottero, Bracco and Elminthoid Flysch Units). Classically it is divided in an Internal Ligurian Domain (Gottero and Bracco Units) and an External Ligurian Domain (Elminthoid Flysch Units)

2 - The Subligurian Domain (Canetolo Unit), corresponding to an intermediate area, located between the the Ligurian and the Tuscan Domain.

3 - The Tuscan Domain, corresponding to the margin of the Austro-alpine continent (Adriatic microplate) involved in the Hercynian orogenesis and subsequently interested by a Trias - Aquitanian continental and marine sedimentation ("Tuscan series"). The internal part of this domain (Internal Tuscan Domain) gave rise to the Tuscan Nappe, the external one (External Tuscan Domain) produced the Massa Unit and the Apuane metamorphic Complex ("Autoctono Auct").

4 - The Cervarola Domain, a Burdigalian-Langhian turbiditic basin, superimposed to the external part of the Tuscan Nappe (and, when present, to the Modino - Pievepelago Unit, too) and lateral, at least cronologically, to the uppermost part of the Umbrian succession.

5 - The Marcheian-Umbrian Domain, represented by a succession similar to the Tuscan one but sedimented in a more external part of the Austro-alpine margin.

The stratigraphic sequences of the tectonic units present in the study area can be summarized as follows:

"Autoctono" and Massa Units - The Apuane Metamorphic complex and the Massa Unit are formed by a paleozoic basement overlain by a Trias - Oligocene sedimentary sequence similar to that of the External Tuscan Domain. Within such sequences the sediments deposited from the Upper Trias up to the Lower Cretaceous present the facies that characterise the evolution of a passive continental margin. Especially the Massa Unit is characterised by a thick sequence of Triassic continental deposits (Verrucano Auct). The Paleozoic basement is made of clayey-arenaceous sediments ("Filladi inferiori", Middle Cambrian - Lower Ordovician in age); Ordovician volcanic and volcanoclastic rocks; arkosic sandstones and quartz-arenites ("Porfiroidi and Scisti Porfirici", Upper Ordovician in age); Silurian and Devonian "Orthoceras Dolostones". The Hercynian metamorphic grade can be as high as that of the the biotite facies.

Tuscan Nappe - The sedimentary sequence is formed by: evaporitic sediments (Cavernoso Limestone and Raethavacula contorta Limestone, Upper-Triassic in age) followed upward by neritic and pelagic limestones and radiolarites (Massiccio, Selcifero inferiore, Posidonia Marls, Selcifero superiore, Diaspri, Maiolica, Jurassic - Early Cretaceous in age) overlain by Cretaceous - Tertiary shales (Scaglia); the sequence is closed by an Upper Oligocene - Aquitanian arenaceous flysch (Macigno).

Modino - Pievelago Unit (debated origin and significance, Cretaceous - Aquitanian in age) - It is formed by a basal succession showing Ligurian and Subligurian affinities followed upward by formations (Fiumalbo Shales, Marmoreto Marls, M. Modino Sandstones) which show an increasing correspondence with the uppermost levels of the Internal Tuscan Domain.

Cervarola Succession (Burdigalian - Langhian in age) - It is made of marls and silstones (Civago Marls, Fontanaluccia Silstones) overlain by a turbiditic arenaceous flysch (M. Cervarola Sandstones)

Gessi del Secchia Unit - This unit is formed by Triassic sediments (especially evaporites and Verrucano-type quartzites) and, locally, by paleozoic metamorphites (micaschists and amphibolites). These rocks are derived from the Tuscan Nappe and are mostly included, as tectonic slices, in the Ventasso Unit.

Ventasso Unit - The stratigraphic composition of this unit is the same of that characterizing the Modino - Pievepelago Unit.

Canetolo Unit. This unit is present only in the northernmost sections among those here presented; it chiefly consists of a shaly-calcareous Paleocene - Eocene formation (Canetolo Formation).

External Ligurian Units - These units mostly consist of an Upper-Cretaceous Elminthoid Flysch overlying a basal succession made up by varicoloured shales and ophiolitic polygenic breccias. The paleogeographic position of the single units (Antola, Caio, Monghidoro - M. Venere Units) is still a much debated question. Especially in the Gargagnana area the External Ligurian Units are partly represented by an ophiolitic complex (Garfagnana Ophiolitic Complex), formed by great masses of basalts and serpentinites and by Cretaceous - Tertiary shaly - calcareous formations.

Internal Ligurian Units - These units are represented by the M. Gottero arenaceous Flysch, Upper Cretaceous - Paleocene in age, which outcrops only on the western side of the Apuan Alps. On the Emilian slope of the Apennines some workers attributed to the same succession the Frassinoro Sandstones.

The general setting of the Northern Apennines, in the considered area, is the result of important compressive episodes (Cretaceous, Eocene and Oligo-Miocene) and of a more recent extensional tectonics. The Cretaceous and Eocene compressive non-metamorphic phases interested, in our opinion, the whole oceanic Ligurian domain up to the inner part of the Austro-alpine continent margin. These early phases are considered westward-verging and generally related to a sub-

(*) Dipart. Scienze della Terra-Via S. Maria 53, 56100 Pisa

(**) Dipart. Scienze della Terra-Via delle Cerchia 3, 53100 Siena

duction plane dipping beneath the Corsica - Sardinia microplate. Starting from the Upper Eocene - Oligocene age the compressive deformation became ensialic and eastward-verging; it progressively propagated across the Italian peninsula, as it is well documented by the closure times of the turbiditic sedimentation in the foredeep basins. The radiometric data show an age of 27 MY for the main metamorphic phase of the Apuan Alps which, however, seems somewhat too high for the biostratigraphic evidences. From the Miocene to the Quaternary the compressional structures have been affected by a large-scale tectonic extension, whose effects are well documented in all the inner parts of the study area (Apuan Alps and Garfagnana): the Apuan Alps tectonic window provides an exceptionally clear exposure of the interference between the Tertiary collision structures (indicated as D1) and the subsequent extensional phases (indicated as D2). The Apuan Alps structural building consists of a basal complex affected by a green-shist facies metamorphism, separated from the overlying anchimetamorphic or non-metamorphic sequences by the Calcare Cavernoso, which repeatedly worked as detachment and glide horizon in the compressive tectonics as well as in the extensional one. The overall Apuan Alps structure can be regarded as a classic core complex as indicated by the tectonic superimposition of younger formations upon older ones, by the presence of warped detachment faults also characterised by brittle deformation and by the presence of polydeformed mylonites within the lowest structural units. The D1 deformation is characterized by a syn-metamorphic axial plane schistosity and by non-cylindrical (mainly NE-verging) folds, often sheath-shaped. A prominent stretching lineation is also present, which is NE-SW trending. The Tuscan Nappe has been affected by an anchizional deformation characterized by a slaty-cleavage in the argillitic layers and by a fracture or pressure-solution cleavage in the more resistant layers. In the Lima Valley the first syn-schistose folds are preceded by a brittle deformation which produced tectonic repetitions. The uppermost unit (Modino-Pievepelago, Cervarola, Canetolo and Ligurian Units) are non-metamorphic and generally characterized by a brittle-ductile deformation without a pervasive cleavage. The extensional deformation began in the Apuan Alps in metamorphic conditions with extensional shear bands, whose position is also controlled by the previous collisional structures. In the same region the later extensional deformation has a brittle feature. It is represented by high-angle normal faults and is associated with the recent uplift of the area. In the adjoining Garfagnana zone an important plio-quaternary normal faulting (locally related with sedimentation of lacustrine and fluvial sediments) is documented since a long time. The Emilian Apennines has the features of a thrust and fold belt which progressively propagated northeastward (N30 is the dominant movement direction). The general structure of the Emilian Apennines can be compared, although much more complicated, with that of a duplex, whose roof-thrust correspond with the basis of the Ligurian and subligurian Units, and whose floor-thrust can be supposed within the Tuscan-Umbrian UpperTriassic evaporites. The horses of the duplex are well represented in the chain by the structures of the Tuscan Nappe and of the M. Modino - M. Cervarola Complex (fault-propagation folds and related thrusts).

QUADRO REGIONALE

L'Appennino settentrionale è una catena a falde derivata dalla deformazione cretaceo-terziaria di unità derivate dal Dominio oceanico ligure e da un settore del paleomargine continentale della microplacca adriatica

prospiciente al Dominio ligure stesso (BOCCALETTI *et al.*, 1971; ALVAREZ *et al.*, 1974; KLIGFIELD, 1979).

Domini paleogeografici

In una restaurazione palinspastica della catena lungo la trasversale dell'Appennino settentrionale vengono tradizionalmente distinti, dall'interno verso l'esterno, i seguenti domini (Fig. 1 e 2):

1 - Il Dominio ligure comprensivo di relitti di basamento oceanico e relative coperture sedimentarie pelagiche del tardo Giurassico-Cretaceo inferiore (p.e.: Unità del Bracco) e dei flysch cretacei-paleogenici scollati dal loro substrato (p.e. Unità Liguri esterne: flysch ad Helmintoidi) (ELTER *et al.*, 1966, con bibl.).

2 - Il Dominio subligure documentato da una successione sedimentaria paleogenica (Unità Canetolo; ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et al.*, 1964) e localmente del Cretaceo superiore (CERRINA FERONI *et al.*, 1992; PLESI *et al.*, 1993) profondamente tettonizzata, e di cui non si conosce nè l'originaria estensione areale, nè la natura del substrato. È verosimile che questa successione si sia sedimentata in un'area di transizione tra la crosta oceanica del Dominio ligure e il substrato continentale del Dominio toscano.

3 - Il Dominio toscano (DALLAN NARDI & NARDI, 1972, con bibl.) attualmente documentato da successioni deformate a livelli strutturali differenti:

- il Dominio toscano interno (Falda toscana) comprende termini da anchimetamorfici a non metamorfici di età compresa fra il Trias superiore e il Miocene inferiore;
- il Dominio toscano esterno ("Autoctono" *Auctt.*), con metamorfismo in facies scisti verdi, che oltre ad una copertura mesozoica e terziaria comprende anche formazioni paleozoiche del suo basamento ercinico. L'Unità di Massa, tettonicamente compresa tra Falda toscana e Autoctono *Auctt.*, è costituita esclusivamente da termini paleozoici e del Trias inferiore e medio. Potrebbe rappre-

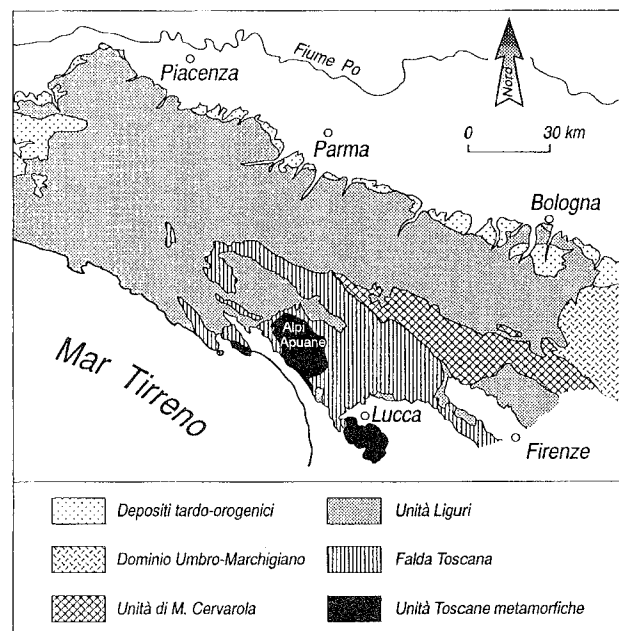


Fig. 1 - Principali unità dell'Appennino settentrionale.

O C E A N O M A R G I N E C O N T I N E N T A L E
 DOMINIO LIGURE DOMINIO SUB LIGURE DOMINIO TOSCANO DOM. UMBRO-MARCH.

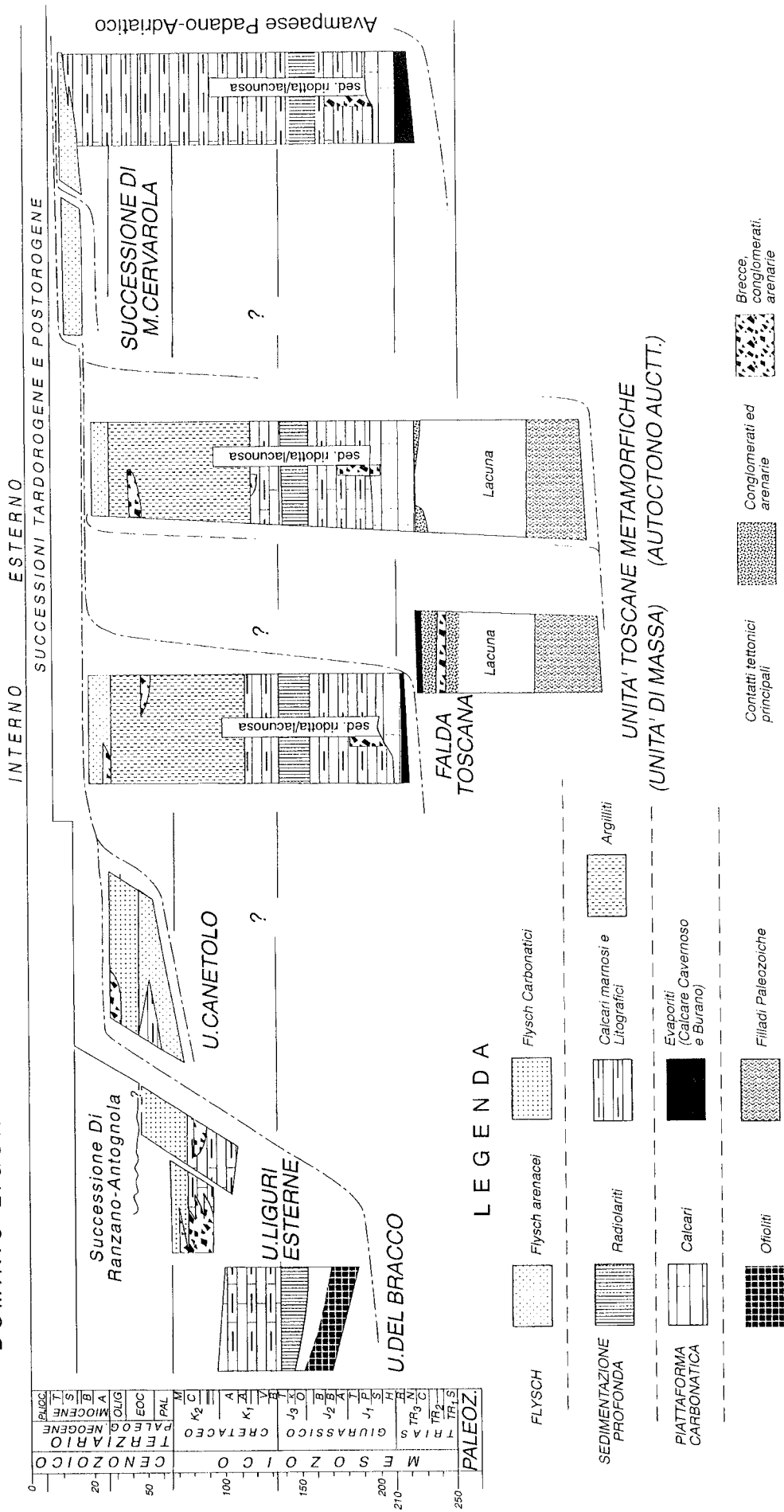


Fig. 2 - Schema dei rapporti spazio-temporali tra le successioni stratigrafiche dell' Appennino settentrionale lungo la trasversale apuana.

sentare il substrato della Falda toscana scollata e avanscora oppure derivare da un dominio intermedio tra i Domini toscani interno ed esterno di cui non si conosce la copertura mesozoica e terziaria.

4 - Il Dominio del Cervarola rappresentato da un flysch (Arenarie del M. Cervarola; GIANNINI *et al.*, 1962; NARDI, 1965) e da sedimenti marno-siltosi pre-flysch (Marne di Civago e siltiti dei Poggi di Fontanaluccia) del Miocene inferiore-medio depositi sulle unità toscane (Falda toscana) e ultratoscane (Modino-Pievepelago), già sovrascorse sulle unità derivate dal Dominio toscano esterno.

5 - Il Dominio umbro-marchigiano (COLACICCHI *et al.*, 1970, con bibl.; GIANNINI & TONGIORGI, 1962; DECANDIA & GIANNINI, 1979 a,b,c), le cui successioni sono andate a costituire un *fold-thrust belt* scollato a livello delle evaporiti triassiche. Esso affiora in Umbria e nelle Marche ed è sepolto dalle coltri liguri sulla trasversale dell'Appennino tosco-emiliano. Rappresenta la zona più esterna della catena, con una successione sedimentaria che arriva fino al Miocene superiore.

Evoluzione paleogeografica

La copertura mesozoico-terziaria del Dominio toscano esterno poggia con netta discordanza angolare su formazioni paleozoiche già interessate da deformazioni e metamorfismo (in facies scisti verdi) ercinici. Ulteriori evidenze di basamento continentale si limitano a clasti di rocce cristalline in conglomerati intercalati a vari livelli stratigrafici nelle successioni sedimentarie deposte nel Dominio ligure esterno e in quello toscano interno (BALDACCINI *et al.*, 1972).

Rocce di età medio triassica affiorano nell'Unità di Massa dove costituiscono una successione vulcano-sedimentaria interpretata come testimonianza di un tentativo di *rifting* (RAU *et al.*, 1988) precursore di quello del Trias superiore-Giurassico inferiore, che porterà all'apertura della Tetide mediterranea. Questa successione è ricoperta da depositi clastici da fluviali a costieri (Verrucano), che mostrano marcate e brusche variazioni di spessore: gli spessori più elevati caratterizzano l'Unità di Massa, mentre nell'Autoctono *Auctt.* la formazione è ridotta o assente.

La successione stratigrafica del Trias superiore-Paleogene riflette l'evoluzione di un margine continentale passivo:

- La fase *syn-rift* (subsidenza iniziale), che dal Trias superiore arriva al Lias superiore-Dogger inferiore (età di apertura dello *hiatus* oceanico), vede successivamente: lo sviluppo di una piattaforma carbonatica (Carnico terminale-Norico/Lias inferiore: dolomie ed evaporiti, Calcari e Marne a *Rhaeticavicula contorta*), la sua frammentazione e il progressivo annegamento (Hettangiano superiore-Pliensbachiano inferiore: Calcare massiccio, Rosso Ammonitico e Calcare selcifero), infine l'instaurarsi di una sedimentazione emipelagica o pelagica, con facies controllate da *block faulting* e subsidenza differenziale (Lias superiore-Dogger: Marne a Posidonia alpina, Calcari e selci nere).

- Durante la fase *post-rift* (subsidenza termica) si assiste ad un graduale aumento delle profondità deposizionali (intensità crescente di dissoluzione del carbonato di calcio), e ad una graduale omogeneizzazione di facies che dal

Malm interessa anche i domini oceanici (Diaspri, Maiolica/Calcari a Calpionelle).

A partire dalla fine del Cretaceo inferiore l'evoluzione del dominio oceanico comincia a differenziarsi da quella dei domini del margine continentale adiacente; mentre il primo viene interessato durante il Cretaceo superiore e il Paleogene da deposizione di flysch, si passa sul margine passivo distale (Dominio toscano) da una sedimentazione carbonatica ad una prevalentemente argillitica.

Nelle successioni del Dominio toscano la sedimentazione emipelagica o pelagica (Giurassico p.p.-Paleogene) è ripetutamente interrotta da episodi clastici. Si tratta di materiali risedimentati provenienti anche da aree di piattaforma, sebbene nell'Appennino settentrionale queste non siano documentate in affioramento oltre il Lias inferiore medio p.p. L'ubicazione di tali aree a sedimentazione neritica persistente è ancora oggetto di discussioni. Questa controversia assieme ai tentativi di ricostruzione della paleogeografia del Trias superiore che hanno portato a prospettare importanti traslazioni verso occidente delle coperture sedimentarie del margine adriatico ("provenienza orientale della Falda toscana"; DALLAN NARDI & NARDI, 1973; BOCCALETTI *et al.*, 1981; PASSERI, 1988), è derivata dal fatto di tener conto solo dei dati geologici relativi ai domini paleogeografici affioranti. Al contrario, lo stile strutturale della catena implica che i domini documentati fossero originariamente separati da spazi difficilmente valutabili, ma presumibilmente vasti (p.e. zone comprese tra il Dominio subligure e il Dominio toscano, tra questo e quello umbro-marchigiano, ecc.) e che le successioni affioranti rappresentino quindi solo una parte della paleogeografia originaria.

L'evoluzione sedimentaria dell'Oligocene superiore-Neogene è controllata dalla deformazione dei Domini toscano e umbro marchigiano. Le età della base e del tetto dei flysch permettono di seguire il progressivo avanzamento verso l'avampaese delle unità alloctone e la deformazione di settori sempre più esterni dell'originario margine adriatico.

Evoluzione strutturale

Il cuneo orogenico dell'Appennino settentrionale si è sviluppato in seguito alla convergenza e collisione del blocco sardo-corso e la microplacca adriatica. Sui rapporti tra il blocco sardo-corso e le catene alpina e appenninica esistono differenti ipotesi. Semplificando molto possiamo distinguere due modelli fondamentali:

- Il primo considera la Corsica alpina come la prosecuzione delle Alpi occidentali. In questa ipotesi l'Appennino settentrionale è caratterizzato da un movimento Europa-vergente delle sue unità più interne nelle fasi cretache ed eoceniche, in relazione alla immersione verso Est del piano di subduzione collegato a queste fasi precoci. Solo in un secondo tempo, durante le fasi oligo-mioceniche, il blocco sardo-corso avrebbe funzionato come retropaese della catena appenninica. La Corsica ercinica sarebbe dunque da considerare sia avampaese delle Alpi che retropaese dell'Appennino (BOCCALETTI *et al.*, 1971; MATTAUER & PROUST, 1976; MATTAUER *et al.*, 1981; DURAND-DELGA, 1984; GIBBONS *et al.*, 1986).

- Il secondo interpreta il sistema Corsica alpina-Appennino come un sistema geodinamico indipendente dalle Alpi ritenendolo un prisma di accrezione (COWAN & SILLING, 1978; CLOOS, 1982; PAVLIS & BRUHN, 1983) legato a subduzione sotto al blocco sardo-corso della crosta oceanica della Tetide (PRINCIPI & TREVES, 1984; TREVES, 1984). Nella copertura si sarebbero sviluppate, a partire dal Cretaceo superiore, unità a vergenza sia corsa che toscana. Modelli geodinamici con immersione verso Ovest del piano di subduzione sono stati sviluppati anche da BOCCALETTI & GUAZZONE (1972), MALINVERNO & RYAN (1986), REUTTER *et al.* (1980), SCANDONE (1979), PATACCA & SCANDONE (1989).

Secondo alcuni Autori i movimenti a vergenza corsa (fasi cretache e "fase ligure" dell'Eocene medio) hanno interessato solamente le Liguridi interne (ELTER & PERTUSATI, 1973; MARRONI & MECCHERI, in stampa) secondo altri (HACCARD, LORENZ & GRANDJACQUET, 1972; PLESI *et al.*, 1993) anche le Liguridi esterne ed i Domini del margine australpino (unità "emiliane"). Nelle fasi oligo-mioceniche si realizza il sovrascorrimento delle unità interne, già strutturate, sull'Unità Canetolo e sulle unità toscano-umbre.

È comunemente accettato che il raccorciamento delle unità più interne (Gottero, Bracco, Antola e Caio) sia connesso con la completa consunzione del settore ligure del bacino oceanico ligure-piemontese. Il raccorciamento dell'Unità Canetolo e dell'intero Dominio toscano si sarebbe attuato a sutura del pavimento oceanico già effettuata e contemporaneamente alla collisione dei margini continentali europeo ed africano. Per quanto fino ad oggi noto sembra che in questo stadio la cinematica compressiva trovi un settore di debolezza in corrispondenza del "rifting abortivo" triassico (RAU *et al.*, 1988) all'interno del Dominio toscano (la futura Unità di Massa del Complesso metamorfico apuano): è così che si sviluppa la fascia di taglio ensialico (CARMIGNANI *et al.*, 1981) almeno in parte corrispondente al Complesso metamorfico apuano.

A partire dal Miocene la deformazione compressiva, si è propagata da occidente ad oriente attraverso la penisola fino all'Adriatico (MERLA, 1952). Contemporaneamente nella parte interna della catena (es. Toscana) le strutture compressive sono state interessate da una importante tettonica distensiva la cui intensità aumenta da Nord verso Sud. Nella Toscana meridionale la più importante fase tettonica distensiva è pre-tortoniana ed è caratterizzata da faglie dirette a "basso angolo" che hanno portato a sovrapporre le unità più elevate dell'edificio a falde sui complessi metamorfici del margine continentale ("Serie ridotta" *Auctt.*). Successivamente (tardo Miocene-Pleistocene) una tettonica distensiva ad Horst e Graben, associata in Toscana meridionale ad eventi vulcanici ha interessato più a Nord anche la regione apuana, smembrando le precedenti strutture compressive e distensive (BERTINI *et al.*, 1991; CARMIGNANI *et al.*, 1993). Secondo altri Autori (BOCCALETTI *et al.*, con bibliografia in stampa) la Toscana meridionale è stata ripetutamente interessata fra il Tortoniano superiore-Messiniiano ed il Plio-Pleistocene da fasi tettoniche in compressione, a carattere prevalentemente trascorrente, che hanno interrotto il processo estensionale connesso alla apertura ed evoluzione del Tirreno.

Attualmente strutture distensive interessano la parte occidentale dell'Appennino settentrionale, strutture compressive il margine esterno della catena lungo la Pianura Padana e l'Adriatico.

LINEAMENTI STRATIGRAFICO-STRUTTURALI LUNGOLA TRASVERSALE ALPIAPUANE - APPENNINO REGGIANO-MODENESE

Questa trasversale dell'Appennino settentrionale, compresa tra la costa tirrenica e il medio Appennino reggiano-modenese per una lunghezza di circa 55-60 km ed una larghezza intorno a 30 km, corrisponde alla migliore e più completa esposizione della pila di unità tettoniche che ne compongono l'edificio strutturale, soprattutto per quanto riguarda i livelli più profondi. Nella fascia considerata e nelle sue immediate vicinanze sono state distinte le seguenti unità e complessi:

- Complesso metamorfico apuano ("Autoctono" *Auctt.*, Unità di Massa, Scaglie Parautoctone dello Stazzemese e Unità delle Panie);
- Falda toscana;
- Complesso di M. Modino-M. Cervarola (Unità Modino, Unità Pievepelago, Successione del Cervarola, Unità Ventasso-Cisa);
- Unità Canetolo;
- Unità liguri esterne (Unità Caio, Complesso ofiolitifero della Garfagnana, Unità Monghidoro, Unità Antola);
- Unità liguri interne (Unità Gottero).

Nell'alta Val Secchia, appena fuori dalla fascia considerata, affiorano scaglie tettoniche di gessi ed altre formazioni triassiche e pre-triassiche (Unità dei Gessi del Secchia) associate all'Unità Ventasso-Cisa. Di tali unità sarà qui di seguito illustrato il significato strutturale, insieme alle caratteristiche stratigrafiche salienti delle successioni che le compongono. Passeremo poi ad una descrizione più dettagliata delle strutture lungo le singole sezioni rappresentate in Tav. 1.

DESCRIZIONE DELLE UNITÀ E DELLE PRINCIPALI SUCCESSIONI STRATIGRAFICHE

Complesso Metamorfico Apuano.

Tradizionalmente il Complesso metamorfico apuano viene diviso in:

- Unità di Massa, comprendente le formazioni paleozoiche e triassiche affioranti al margine sud-occidentale del massiccio;
- Autoctono *Auctt.*, affiorante nella parte centrale e nord-orientale della finestra e comprendente la parte più profonda del Complesso metamorfico;
- Unità delle Scaglie di Stazzema (o Parautoctono dello Stazzemese) e Unità delle Panie, che affiorano all'estremità sud-orientale della finestra e che secondo alcuni Autori rappresenterebbero l'originaria copertura mesozoica e terziaria dell'Unità di Massa.

È nostra opinione che queste ultime due unità non mostrino differenze nella successione tali da far supporre una loro provenienza da distinte zone paleogeografiche;

preferiamo quindi distinguere solo l'Unità di Massa, ben caratterizzata come successione stratigrafica e nettamente separata dall'Autoctono *Auctt.* e dalla Falda toscana da contatti tettonici di primo ordine, e l'Autoctono *Auctt.*, a sua volta divisibile in sottunità con più modeste differenze stratigrafiche e separate da contatti tettonici di ordine inferiore (Unità delle Scaglie di Stazzema, Unità delle Panie). Il termine più recente del Complesso metamorfico apuano è rappresentato dallo Pseudomacigno la cui parte inferiore è riferita, sulla base di uno studio di una fauna a macroforaminiferi (DALLAN NARDI, 1977), al passaggio fra le biozone P19-P20 di BLOW (parte inferiore dell'Oligocene superiore) o, in alternativa, se si considerano rimanggiati i Nummuliti contenuti nella fauna stessa, alla parte terminale dell'Oligocene.

In tutto il Complesso metamorfico apuano si riconoscono due eventi deformativi principali (CARMIGNANI *et al.*, 1980; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990):

- 1) una deformazione compressiva duttile (D1), legata alla collisione continentale del basamento sardo-corso con il basamento africano (microplacca adriatica);
- 2) una deformazione distensiva duttile (D2), che porta al riequilibrio isostatico della crosta ispessita.

Il Complesso metamorfico apuano comprende basamento e copertura della microplacca adriatica deformati e metamorfosati (facies scisti verdi +/- biotite, +/- cianite), a partire dall'Oligocene superiore, in una fascia di taglio ensialica NE-vergente. Questo complesso metamorfico è sormontato da unità di copertura scollate dal basamento continentale africano (es. Falda toscana, con metamorfismo prevalentemente anchizonale: CERRINA FERONI *et al.*, 1983) e unità derivate dal Dominio oceanico ligure, costituite da ofioliti e dalla loro copertura sedimentaria (Liguridi *s.l.*).

L'esumazione della fascia di taglio ensialica è prodotta dalla denudazione tettonica causata da sollevamento isostatico e dall'erosione, connesse con una tettonica distensiva miocenica e più recente, che ha prodotto deformazioni penetrative duttili (D2) nel Complesso metamorfico (CARMIGNANI & GIGLIA, 1979) e da duttili-fragili a fragili in quello anchimetamorfico.

La distensione si realizza nel Complesso metamorfico apuano prevalentemente mediante zone di taglio duttili, la cui giacitura è controllata dalle precedenti strutture compressive, nell'insieme Falda toscana - Liguridi *s.l.* mediante faglie dirette con rotazione di blocchi. I due complessi sono separati da un orizzonte continuo di cataclasi costituito da elementi metamorfici e non (Calcere cavernoso), che ha funzionato come *thrust* NE-vergente nell'Oligocene superiore e come superficie di scollamento (*detachment*) durante la tettonica distensiva miocenica e più recente (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

Falda toscana.

Lavori fondamentali su questo argomento sono quelli di ELTER *et al.* (1960) GIANNINI *et al.* (1962), BALDACCI *et al.* (1967a). La successione stratigrafica di quest'unità inizia nel Trias sup. e termina nell'Aquitaniense. Essa è priva del proprio substrato pre-triassico: durante l'orogenezia terziaria l'unità si è scollata a livello della formazione

carbonatico-evaporitica del Trias sup. ed è sovrascorsa, con movimento Est-vergente, sull'antistante Dominio toscano esterno. La parte triassico sup.-giurassica e cretaceo inferiore della Falda toscana dei nuclei del Cerreto, Mommio, Soraggio, Corfino e Castelpoggio è caratterizzata da successioni incomplete, condensate e lacunose, di altofondo pelagico, che comportano una notevole riduzione dello spessore complessivo rispetto alle aree più meridionali (Val di Lima e zona perimetrale meridionale delle Apuane, caratterizzate da successioni bacinali ricche di intercalazioni torbiditiche; CERRINA FERONI & PATACCA, 1975).

Molto spesso le riduzioni stratigrafiche del settore più settentrionale si associano a deposizione di breccie e filoni sedimentari, alimentati di volta in volta da termini stratigraficamente più bassi della successione, che compaiono a vari livelli stratigrafici a partire dal tetto del Calcere massiccio. Queste breccie sedimentarie sono state interpretate come prodotto della fratturazione ed erosione sottomarina della copertura sedimentaria del margine australpino, in conseguenza della tettonica distensiva giurassico-cretacea (BOCCALETTI & SAGRI, 1966, 1967; DECANDIA *et al.*, 1968; GÜNTHER, 1966; BALDACCI *et al.*, 1972; CERRINA FERONI & PATACCA, 1975). Le stesse variazioni stratigrafiche, che si osservano nella parte basale della successione della Falda, sono caratteristiche anche dell'Autoctono. Nel complesso più omogenea appare la situazione stratigrafica che riguarda l'intervallo Scaglia-Macigno, ma la batimetria relativamente più profonda del bacino che ospita la Scaglia degli affioramenti più meridionali è ancora testimoniata dalle più frequenti intercalazioni torbiditiche grossolane a vari livelli, sia cretacei che terziari, della formazione medesima (Nummulitico *Auctt.*). Il passaggio Marne di Rovaggio-Macigno è stato datato (CATANZARITI, Tesi inedita, Univ. Pisa) nella sezione delle Porraie (testata della Valle del Serchio di Soraggio) ed avviene all'interno della biozona NP24 (Cattiano) prima della scomparsa di *S. ciperoensis*, diversamente dalle zone più interne (Cinque Terre), dove la sedimentazione del Macigno sembra iniziata (COSTA *et al.*, 1993) un po' dopo (sempre nel Cattiano ma dopo la scomparsa di *S. ciperoensis*). Secondo i dati degli stessi A. questa differenza è valutabile in circa 2 MA. Al passaggio Scaglia-Macigno non è mai stata rinvenuta finora la biozona NP24. Il tetto del Macigno (Strada del Duca nei pressi dell'Abetone e Rio Re presso Ligonchio) ha un'età aquitaniana (NN1-NN2 non meglio definibile; CATANZARITI, Tesi inedita). Lungo la trasversale Cinque Terre - Zerri - M. Sillara (COSTA *et al.*, 1993) il tetto del Macigno è riferibile alla parte terminale dell'Oligocene superiore nelle zone più interne (Cinque Terre) e all'Aquitaniense medio-superiore in quelle esterne. Anche in questo caso la differenza relativa risulta valutabile in circa 2 MA. In termini di età assoluta si può stimare che la sedimentazione del Macigno affiorante fra le Cinque Terre e il M. Sillara sia stata chiusa dall'arrivo delle unità più interne fra circa 24 (Cinque Terre) e circa 22 milioni di anni fa (M. Sillara). Queste determinazioni biostratigrafiche ringiovaniscono di alcuni milioni di anni l'età di messa in posto delle Liguridi sulla Falda toscana, ritenuta dell'Oligocene sup. (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) in base all'età radiometrica (27 MA) della prima fase metamor-

fica del Complesso Metamorfico Apuano (Kligfield *et al.*, 1986).

Unità Modino-Pievepelago.

La successione di M. Modino viene interpretata, dalla maggior parte degli Autori (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI 1964a, 1964b, 1965; DALLAN NARDI & NARDI, 1974; SAGRI, 1976; ABBATE & BRUNI 1989), come tetto stratigrafico del Macigno. Questa interpretazione si basa sulla possibilità di considerare come olistostromi e olistoliti almeno una parte delle intercalazioni (sotto forma di breccie e di lembi di formazioni non dissociate) di età più antica del Macigno ed è stata consentita dal fatto che molte delle unità stratigrafiche interessate potevano essere datate, in base al contenuto di Foraminiferi, solo in modo generico e comprensivo.

In alternativa a questa ipotesi altri Autori (REUTTER & SCHLÜTER, 1968; REUTTER, 1969; PLESI, 1975; BETTELLI *et al.*, 1989; CHICCHI & PLESI, 1991, 1992) hanno ritenuto la sovrapposizione Modino-Macigno come tettonica. Secondo CHICCHI & PLESI (1991, 1992) anche la successione di Pievepelago costituisce un raddoppio della successione di M. Modino, essendo formata in buona parte dalle stesse unità stratigrafiche. Nell'ambito del Progetto Cartografia Geologica della Regione Emilia Romagna le varie formazioni della successione di base di M. Modino e di Pievepelago sono state cartografate separatamente. I loro rapporti risultano in diversi casi dubbi anche a causa della forte tettonizzazione subita, sia durante le fasi oligo-mioceniche, sia in periodi precedenti: una delle ipotesi avanzate (MARTINI & PLESI, 1988) è che le varie formazioni possano derivare da domini paleogeografici differenti e che siano interessate perciò da vari gradi di alloctonia. Una parte di tali formazioni presenta affinità decisamente liguri (formazione argilloso-calcareo basale, parallelizzabile con le Argille a Palombini e le Argille di S. Siro; successione delle breccie e arenarie ofiolitiche del Fosso della Cà-Flysch dell'Abetina Reale, simile ad una successione tipo Casanova-Ottone). Altre formazioni del medesimo complesso, come ad esempio la formazione argilloso-calcareo eocenica di P. Biola (località tipo) e i calcari del Giardino (ANDREOZZI & CHICCHI, 1988), mostrano una maggior affinità con formazioni del Dominio di Canetolo (Formazione Canetolo, Calcari del Gropo del Vescovo). La parte superiore della successione ha affinità decisamente toscana e in particolare le litofacies delle Arenarie del M. Modino sono molto simili a quelle della parte superiore del Macigno (ABBATE & BRUNI, 1989). L'interpretazione del significato di queste associazioni risulta comunque complessa e non può prescindere da una migliore definizione biostratigrafica delle varie unità litologiche. La parte intermedia della successione di M. Modino è costituita dalle Argille di Fiumalbo (in cui localmente sono separabili i membri delle Arenarie di Fiumalbo e delle Arenarie del M. Sassolera) e dalle Marne di Marmoreto (KRAMPE, 1964). Questo segmento della successione di base delle arenarie, secondo le datazioni effettuate col Nannoplancton (CATANZARITI, Tesi inedita), ha un'età compresa fra l'Eocene superiore e il limite

Oligo-Miocene. Le Arenarie di M. Modino risultano aquitaniane: anche la loro età sembra dunque coincidere con quella della parte alta del Macigno. Sulla base di questi dati le Arenarie di M. Modino potrebbero essersi deposte in un bacino laterale rispetto a quello del Macigno, o al massimo in un bacino di *piggy-back* impostato sul prisma che sovrascorreva il margine interno della successione toscana attualmente sepolta sotto il Tirreno (BETTELLI *et al.*, 1987; CHICCHI & PLESI, 1991, 1992). Le successioni attualmente più interne dell'Unità Modino affiorano lungo l'allineamento Piazza al Serchio - Bagni di Lucca.

Longitudinalmente alla catena la presenza dell'Unità Modino è documentabile fra la zona del Passo del Lagastrello e l'Appennino pistoiese.

La successione di Pievepelago (intesa originariamente nella letteratura come tetto stratigrafico delle Arenarie di M. Modino) (NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI 1964a e b; REUTTER, 1969; DALLAN NARDI & NARDI, 1974) risulta, come detto, composta, con qualche variazione poco significativa, dalle stesse formazioni che si ritrovano nell'Unità Modino. Anche i dati biostratigrafici finora raccolti (CATANZARITI, Tesi inedita) sembrano analoghi, e compatibili con l'ipotesi prospettata di un raddoppio tettonico.

Successione del Cervarola

La successione del Cervarola è composta dalle Marne di Civago, dalle Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia e dalle Arenarie del Cervarola (CHICCHI & PLESI, 1992). Uno studio stratigrafico delle arenarie dalla Val Secchia alla Val Panaro ed un tentativo di correlazione delle varie sezioni misurate è stato pubblicato da ANDREOZZI (1992). Nella finestra di Civago è esposto, secondo la letteratura, il margine occidentale del bacino torbiditico (REUTTER & SCHLÜTER, 1968; PLESI, 1975). La situazione stratigrafico-strutturale di Civago appare molto simile a quella della Finestra di Bobbio in Val Trebbia. La successione del Cervarola è meno definita biostratigraficamente di quella degli altri flysch arenacei. La base potrebbe risultare burdigaliana: ANDREOZZI *et al.* (1992) documentano infatti la presenza della biozona NN3 nelle "Marne di S. Michele", da ritenere stratigraficamente equivalenti alle Marne di Civago. Il tetto arriverebbe alla biozona NN4 (Burdigaliano superiore) nelle zone più esterne della Sezione 2 (Finestra di Gova).

Unità Ventasso-Cisa.

Anche nell'Unità Ventasso-Cisa (MARTINI & PLESI, 1988), corrispondente all'Unità Sestola-Vidiciatico (*sensu* BETTELLI *et al.*, 1989) compare estesamente una successione confrontabile con quella di M. Modino (KRAMPE, 1964). Ad essa si associano spesso, in posizione basale, scaglie tettoniche divelte dalla scarpata e dai margini del bacino torbiditico delle Arenarie del Cervarola. Queste scaglie basali sono costituite per lo più da Marne di Civago e siltiti dei Poggi di Fontanaluccia (es: Finestra di Gazzano e di Gova), più occasionalmente anche da Arenarie del Cervarola (es: Finestra dell'Ozola, Valle dello Scoltenna presso Riolunato).

Unità dei Gessi del Secchia.

Affiora subito a Nord della fascia considerata. Nella vecchia letteratura i Gessi e le altre formazioni pre-triassiche erano state interpretate anche come olistoliti, originati dal fronte della Falda toscana e risedimentati nei bacini antistanti (NARDI, 1965; BALDACCI *et al.*, 1967b). Sulla base dei nuovi dati cartografici e strutturali sembra più verosimile interpretare queste grandi masse come scaglie tettoniche divelte dalle unità alloctone in corrispondenza di una o più megastrutture di estensione della Falda toscana (Struttura di Sassalbo-Passo del Cerreto, Struttura del Passo del Lagastrello ecc.) disposte circa N60, e quindi con direzione di estensione quasi parallela in rapporto agli assi delle pieghe appenniniche. La prima messa in posto di queste lame di gesso di origine toscana, all'interno delle unità del versante emiliano, deve essere comunque considerata come un evento penecontemporaneo della messa in posto delle unità alloctone e precedente rispetto alle pieghe del Complesso Modino-Cervarola, dal momento che i Gessi vi sono coinvolti sistematicamente.

Unità Canetolo

L'Unità Canetolo (ZANZUCCHI, 1963; ELTER *et al.*, 1964) compare, con uno spessore ridottissimo (pochi metri di argille e calcari e di Arenarie di P. Bratica), soltanto nel settore più settentrionale della fascia considerata (Sezione 1) nella sella compresa fra il M. Prampa e il M. Cisa e nei dintorni di Carrara (Sezione 2). Sono questi gli affioramenti più meridionali, riferibili con sicurezza a questa unità. Anche in Garfagnana l'Unità Canetolo è presente soltanto fino ad una trasversale situata pochi km più a Nord della Sezione Carrara-Corfino-Gova, mentre sulla Sezione stessa e più a Sud le Liguridi poggiano direttamente sul Macigno.

Liguridi esterne (Unità Caio, Complesso ofiolitifero della Garfagnana, Unità Monghidoro (Flysch del M. Cantiere), Unità Antola)

Una parte delle unità liguri è rappresentata, lungo la fascia presa in considerazione, da un Flysch ad Helmitoidi del Cretaceo superiore con caratteristiche litologico-sedimentologiche analoghe a quelle del flysch di M. Caio (Unità Caio) e, in Garfagnana, da un Complesso argillitico-ofiolitifero (Complesso ofiolitifero della Garfagnana) in parte del Paleocene-Eocene inf. (Foglio 96-Massa), includente breccie calcaree, granitiche e ofiolitiche; sono anche presenti masse diabasiche massicce o a cuscini, di taglia chilometrica. Per la presenza di unità terziarie al suo interno, si è ritenuto necessario tener distinto questo complesso affiorante in Garfagnana dal flysch limitrofo, non escludendo tuttavia la possibilità che parte di esso possa corrispondere alla sua successione di base. Nel settore emiliano (zona del Prampa, Sezione 1) un flysch ad Helmitoidi, ancora tipo Caio, passa verso il basso, con un contatto che sembra stratigrafico, ad una formazione di argille variegata, molto simile alle Argille di S. Siro. Nemmeno in questo caso si vedono i rapporti con le altre formazioni della possibile successione di base (in cui, anche qui, compaiono fra l'altro breccie argilloso-calcaree

e ofiolitiche). Nei dintorni di Carrara un flysch tipo Caio affiora fra l'Unità Canetolo e l'Unità Gottero. Anche nella Sezione dello Scoltenna (Sez. 3) e in quella di Gova (Sez. 2) compare un flysch ad Helmitoidi (la cui successione di base non è nota con certezza) indicato nella letteratura anche come Flysch di M. Cantiere (FAZZINI, 1963; REUTTER, 1969; RENTZ, 1971). Esso ha un'età senoniano-paleocenica secondo REUTTER (1969); è stato riferito strutturalmente all'Unità Monghidoro (BOCCALETTI & COLI, 1982; BOCCALETTI *et al.*, 1987; ANDREOZZI *et al.*, 1989), che è spesso separata dalla sottostante Unità Caio da un Complesso ofiolitifero, e stratigraficamente alla parte inferiore della successione M. Venere (Cret. sup.-Paleoc.)-Monghidoro (Paleoc. - Eoc. inf. - medio?) (Gruppo della Val di Sambro di ABBATE, 1969). Il Flysch di M. Venere-Monghidoro viene da alcuni assimilato (ZANZUCCHI, 1980) ai flysch di tipo "emiliano" (Flysch di Solignano), da altri (FONTANA *et al.*, 1990) ai flysch liguri interni di alimentazione europea (Arenarie del Gottero, ecc.). Si tratta di un argomento tutt'altro che risolto, sia dal punto di vista sedimentologico sia per ciò che si riferisce al possibile significato strutturale di questa unità. Una parte di questi problemi è discussa anche da TEN HAAF (1985) e da BETTELLI *et al.* (1989). L'Unità Antola, ancora riferibile al Dominio ligure esterno, è l'unità strutturalmente più elevata nel settore interno della Sezione 2. Affiora in piccoli lembi nella zona di Ortonovo (poco a nord della Sezione Carrara-Corfino), rovesciata e geometricamente sottostante all'Unità Gottero, in quanto coinvolta insieme all'Unità Gottero stessa, all'Unità Caio (già rovesciata in prima fase) e all'Unità Canetolo nelle pieghe tardive che caratterizzano le unità toscane del margine tirrenico (CERRINA FERONI, dati inediti).

Liguridi interne (Unità Gottero e (?) Frassinoro)

Affioramenti non potenti dell'Unità Gottero si trovano lungo le pendici occidentali del massiccio apuano (ELTER, 1958). Vicino al tracciato della Sezione 2bis al tetto dell'Unità Ventasso-Cisa e alla base delle unità liguri esterne è intercalato un flysch arenaceo (Arenarie di Frassinoro costituenti l'Unità Frassinoro) che REUTTER & GROSCÜRTH (1978) hanno correlato con le Arenarie del M. Gottero.

DESCRIZIONE DELLE SEZIONI GEOLOGICHE

Le due sezioni principali di Tav. 1 (Sezioni 2 e 4), che attraversano tutto il settore appenninico considerato, sono completate da tre sezioni più brevi che illustrano alcune situazioni particolari.

Sezione 2

La parte sud-occidentale della sezione, tra Luni e Carrara, mostra una monoclinale immergente verso SW, lungo il fianco occidentale del duomo apuano. A partire dalla piana costiera si incontrano le Unità Gottero e Caio; quest'ultima poggia sull'Unità Canetolo, qui ridotta a poche decine di m di spessore. Segue la Falda toscana in cui si distingue il Macigno come elemento tettonico

svincolato dal proprio substrato in corrispondenza della formazione della *Scaglia*. L'intervallo mesozoico della Falda toscana, fino al Calcere cavernoso, presenta evidenti laminazioni di natura meccanica, soprattutto a spese dei livelli giurassici medi.

In particolare, il versante occidentale delle Alpi Apuane, ci offre l'opportunità di confrontare la deformazione polifasica del Complesso metamorfico con quella delle sovrastanti Falda toscana e Unità liguri. Mentre nel primo la tettonica compressiva (fase D1) è ovunque palesata da pieghe ben delineate a tutte le scale e dalla loro pervasiva scistosità di piano assiale, nella Falda toscana essa è testimoniata solo da una scistosità in ambiente anchizonale (PERTUSATI *et al.*, 1979; CERRINA FERONI *et al.*, 1983), ben sviluppata nelle litologie argillitiche. In entrambe le unità le lineazioni di intersezione e gli assi delle pieghe minori della fase D1 sono diretti NW-SE e debolmente immergenti a NW; i rapporti angolari S_0-S_1 indicano costantemente una vergenza verso NE. Le deformazioni dovute alla tettonica distensiva (fase D2) sono invece sempre chiaramente riconoscibili nelle due unità: S_0 e S_1 sono ovunque deformate da pieghe con assi diretti NW-SE immergenti debolmente a NW e con piani assiali suborizzontali.

Il Macigno ed il Calcere cavernoso rappresentano i limiti di una fascia di taglio distensiva W-vergente entro la quale, poco più a N della traccia della sezione, si sviluppa la nota struttura plicativa di Castelpoggio-Tenerano (DECANDIA *et al.*, 1968).

La Falda toscana è separata dal Complesso metamorfico da uno spessore variabile di breccie poligeniche con clasti derivanti dalle formazioni di entrambe le unità: sono talvolta abbondanti i clasti e blocchi di dolomie e calcari dolomitici, brecciati e cariati.

Sul significato geologico di queste breccie, che sono sempre state cartograficamente associate al Calcere cavernoso, si è sviluppato un dibattito che ha visto contrapporsi due principali posizioni:

a) le breccie sono sedimentarie, di ambiente marino (DALLAN NARDI & NARDI, 1973; DALLAN NARDI, 1979; SANI, 1985) e si sono deposte sopra un substrato costituito dal Complesso metamorfico già metamorfosato e polideformato. Su questo insieme si sarebbe accavallata la Falda toscana;

b) esse sono una cataclaste prodotta alla base della Falda toscana, prevalentemente a spese delle sue formazioni triassiche, sia durante la fase D1, sia durante la fase D2 (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

La diversità delle interpretazioni delle breccie in oggetto deriva probabilmente dalla complessa storia da esse subita. Infatti, in qualunque ipotesi, si deve ammettere che esse siano state sottoposte all'evoluzione tettonica connessa con i movimenti sin e post-collisionali della Falda toscana e ad una successiva, estesa elaborazione carsica; quest'ultima è testimoniata dai valori dei rapporti isotopici dell'ossigeno nella loro matrice, indicativi di ambiente continentale (CERRINA FERONI *et al.*, 1977).

La nostra interpretazione circa l'evoluzione del Complesso metamorfico, delineata nella parte introduttiva, esclude l'ipotesi di un'origine sedimentaria marina delle breccie poligeniche.

Tra la Falda toscana e l'Autoctono *Auctt.*, nella Sezione 2 è riportata l'Unità di Massa che, oltre alle filladi

e alle quarziti costituenti la maggior parte degli affioramenti, comprende marmi del Trias medio (Marmi a Diplopore) e metaconglomerati a elementi marmorei.

Il tratto di sezione tra il F.sso di Torano ed il F.sso Acquabianca attraversa una delle zone classiche della geologia apuana, già illustrata da ZACCAGNA nelle sezioni del 1881.

La Fig. 3 mostra la struttura generale delle Alpi Apuane; la Fig. 4 (a,b) illustra invece più dettagliatamente i diversi settori che compongono la sezione.

Le strutture plicative compressive di primo ordine lungo la Sezione 2 di Tav. 1 sono: le Anticlinali Est-vergenti di Vinca, del M. Tambura e del M. Roccandagia e le relative Sinclinali di Carrara, Orto di Donna e Gorfigliano.

Da W verso E si incontra sulle pendici occidentali del M. Spallone il fianco diritto dell'Anticlinale di Vinca, tra il M. Spallone ed il M. Grondilice (M. Rasori cfr. Fig. 4a) il nucleo dell'anticlinale medesima, composto da filladi e porfiroidi paleozoici, infine ad W del M. Grondilice il fianco rovescio della struttura.

Ad est del M. Grondilice affiora il nucleo della Sinclinale di Orto di Donna, costituito da Calcescisti, Diaspri, Calcari ad Entrochi, Scisti Sericitici e piccoli lembi di Pseudomacigno non rappresentati nella sezione, il cui fianco dritto comprende il M. Pisanino.

Sul versante orientale del M. Pisanino affiora l'Anticlinale di M. Tambura, che su questa trasversale ha a nucleo i marmi dolomitici liassici ed è complicata da una sinclinale di secondo ordine. Il fianco rovesciato di questa struttura è tagliato da un *thrust* sin-metamorfico della fase D1 successivamente riutilizzato come faglia diretta durante la distensione tardiva. Esso sovrappone le precedenti strutture su una pila di pieghe isoclinali di prima fase che costituiscono il settore strutturalmente più profondo del Complesso metamorfico.

Questa parte strutturalmente più profonda del Complesso metamorfico è attraversata solo per un breve tratto dalla Sezione 2 (F.sso dell'Acqua Bianca), ma è estesamente sviluppata poco più a Sud (vedi Fig. 4b). In questa zona tutta la successione, fino al basamento paleozoico, è deformata secondo strette pieghe isoclinali NE-vergenti che dimostrano la complessa storia deformativa subita in questo settore dal Complesso metamorfico apuano. Ad Est dell'Anticlinale del M. Tambura affiorano la Sinclinale di Gorfigliano, l'Anticlinale del M. Roccandagia, e la Sinclinale ed Anticlinale di S. Viviano.

Questa pila di strutture isoclinali ripiega assieme Marmi, Diaspri, Scisti sericitici e modesti spessori di Calcere selcifero. Queste fitte ripetizioni tettoniche, che si sviluppano a Est dell'Accavallamento del M. Tambura attraverso il M. Roccandagia fino a Gorfigliano, erano state in passato erroneamente interpretate come eteropie che avevano portato a ipotizzare l'esistenza sulle Apuane di marmi cretacei (Marmi del M. Roccandagia).

Gli effetti della tettonica post-collisionale sono ben evidenti ad Est del Fosso dell'Acqua Bianca, dove la Sezione 2 comprende le formazioni non metamorfiche della Falda toscana affioranti sul versante destro della Valle del Serchio. La struttura è caratterizzata da una gradinata di faglie dirette. La zona tettonicamente più depressa coincide con la parte centrale della valle princi-

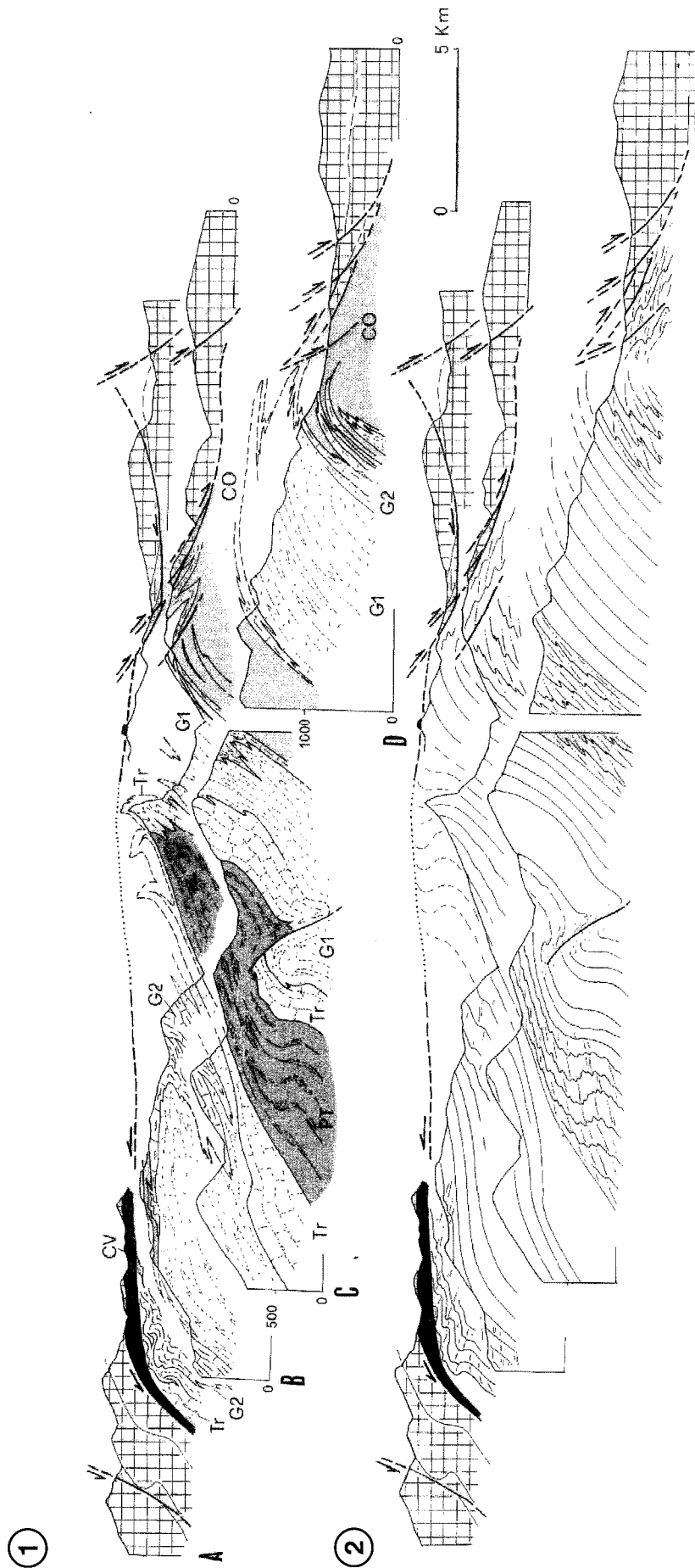


Fig. 3 - Profilo geologico composto attraverso le Alpi Apuane settentrionali. La traccia delle sezioni A, B, C, D è riportata in Fig. 4c. In alto (1) sono riportate le formazioni ed è così evidenziata la struttura della fase compressiva D1; in basso (2) è indicata la scistosità della fase D2. Aree quadrettate: rocce non metamorfiche della Falda toscana e delle Unità Liguri. Cv: cataclasi (Calcare Cavernoso). PT: filladi, metavulcaniti e quarziti (Paleozoico-Trias). Tr: dolomie (Trias superiore). G2: marmi (Lias superiore). G1: marmi (Lias inferiore). CO: Calcarei Selciferi ad Entrochi, metarenarie e filladi (Cretaceo-Oligocene) (da CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

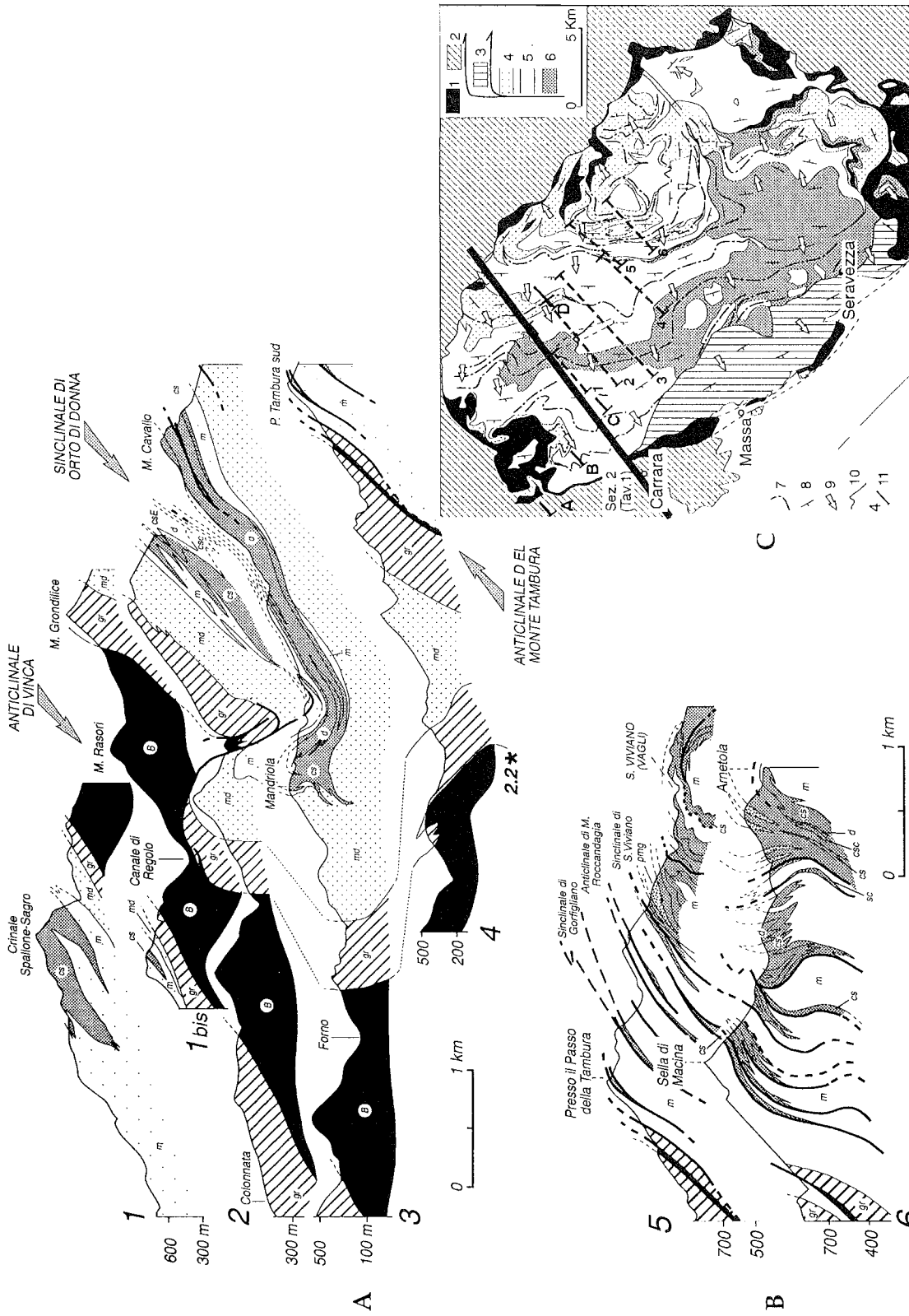


Fig. 4a (in alto) - Sezioni geologiche seriate attraverso il versante occidentale delle Alpi Apuane metamorfiche.
 4b (in basso) - Sezioni geologiche seriate attraverso il versante orientale delle Alpi Apuane metamorfiche.
 4c (a destra) - Ubicazione delle sezioni geologiche A, B, C, D di Fig. 3, 2 di Tav. 1 e 1, 2, 3, 4, 5, 6 di Fig. 4a, b.
 B: Basamento; gr: Grezzoni, Marmi a Megalodonti e Brece di Seravezza (Norico-Retico); md: Marmi Dolomiti (Lias inferiore); m: Marmi s.s. (Lias inferiore); cs: Calcarei seliferi (Lias medio superiore); csc: Calcescisti (Lias superiore-Dogger); d: Diaspri (Malm); CsE: Calcarei seliferi ad Entrochi (Titonico superiore-Cretaceo inferiore); pmg: Pseudomacigno (Oligocene superiore).

pale, dove affiora il Complesso ofiolitifero della Garfagnana. Il versante orientale della Valle del Serchio è caratterizzato da un Horst che porta il Trias ad affiorare in corrispondenza della Pania di Corfino.

Gli effetti della tettonica post-collisionale sono ben evidenti anche a grande scala sul versante meridionale del M. Grondilice: il fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca è piegato da una sinforme con a nucleo il basamento filladico e da una antiforme con a nucleo i marmi liassici (Sinforme e Antiforme di M. Rasori). La complessa struttura delle dolomie nel fianco rovesciato dell'Anticlinale di Vinca è determinata dal trasferimento dello spostamento (CARMIGNANI *et al.*, 1993a, 1993b) dalle zone di taglio distensive entro le formazioni meno competenti del nucleo della Sinclinale di Orto di Donna (filladi e calcescisti cretacico-eocenici) a quelle del nucleo dell'Anticlinale di Vinca (filladi paleozoiche).

Settore toscano della Sezione 4.

Procedendo da SW verso NE lungo la Sezione 4a, dopo i depositi quaternari della pianura costiera versiliese, i primi rilievi sono costituiti dall'Unità di Massa, su cui poggia la formazione del Macigno mediante una faglia normale a basso angolo. Sul fianco orientale della depressione di Camaiore, il Macigno poggia tramite un ridotto spessore di Scaglia sulla formazione della Maiolica appartenente alla struttura di M. Prana. In quest'ultima recenti ricerche di CARMIGNANI *et al.* (1991) hanno evidenziato l'esistenza di due elementi tettonici, l'Unità del M. Prana e l'Unità di M. Matanna - M. Piglione, separate da un contatto tettonico distensivo a basso angolo Tirreno-vergente. L'Unità di M. Prana è una monoclinale debolmente immergente (20°-30°) verso WSW-SW, comprendente termini della successione toscana che vanno dalle Marne a Posidonia fino alla Maiolica. Quest'ultima affiora su tutta la dorsale montuosa che dal M. Prana scende verso SW nei dintorni di Camaiore ed è interessata da forte fratturazione e da pieghe decametriche della fase D2 vergenti verso il Tirreno. L'Unità di M. Matanna - M. Piglione presenta una struttura generale ad ampie pieghe plurichilometriche di seconda fase, che deformano il sistema di superfici S_0-S_1 . Esse sono sviluppate nelle formazioni comprese tra il contatto tettonico di M. Prana ed il Calcere cavernoso. Secondo CARMIGNANI *et al.* (1991) queste due superfici tettoniche limitano una fascia di taglio distensiva Tirreno-vergente entro cui si sono sviluppate le strutture plicative suddette.

Le due unità ed il loro contatto sono successivamente dislocate da faglie dirette ad alto angolo, riferibili al sistema del Graben del Serchio. La più importante di queste è la Faglia di Pescaglia, che mette a contatto la serie laminata della zona a Est di Pescaglia con il nucleo triassico dell'Antiforme del M. Piglione. Procedendo verso Est, a una zona strutturalmente depressa corrispondente ai due affioramenti di Macigno di M. Botronaccio segue l'alto strutturale corrispondente all'affioramento di formazioni mesozoiche di Cima Carici e di q. 950 (basso corso della Turrite Cava). Lungo tutto questo tratto di sezione le pieghe deformano sempre il sistema S_0-S_1 e sono quindi riferibili alla fase distensiva D2. La struttura positiva della bassa Turrite Cava coincide con allinea-

mento di analoghi alti strutturali seguibili verso NW fino alla Turrite Secca e oltre (ad es. zona di Fornovolasco, "duomo" di Boana a Vagli, ecc.). Il Complesso metamorfico affiorante tra Seravezza e Stazzema è rappresentato al di sotto del profilo principale (Sezione 4b); esso corrisponde alla parte superiore delle scaglie parautoctone dello Stazzemese, in cui le elisioni tettoniche hanno carattere duttile e sono in gran parte imputabili alla tettonica distensiva post-collisionale.

Sezione 5

La Sezione 5 taglia la classica struttura della Falda toscana in Val di Lima ed è tratta dal lavoro di BALDACCI *et al.* (1982) ma recenti osservazioni di uno degli scriventi (G. PLESI) modificano in parte le conclusioni degli AA. precedenti (PERTUSATI *et al.*, 1979; BALDACCI *et al.*, 1982). In Val di Lima è conosciuto da tempo un fianco inverso, affiorante al di sotto di quello normale fino al livello stratigrafico delle Marne a Posidonia; esso appare piegato insieme al fianco normale sovrastante secondo meso e megapieghe a vergenza orientale, fino all'Antiforme di Tana a Termini in posizione "frontale". In nessun punto si vede come il fianco rovesciato si raccordi a quello normale: il raccordo potrebbe avvenire con una piega (di prima generazione, di geometria e vergenza ignota), ma è anche possibile che l'originaria cerniera sia stata tranciata da una superficie di taglio passante nel nucleo triassico (superficie successivamente coinvolta, insieme ai fianchi dritto e rovescio, nella deformazione plicativa). Il fianco normale della struttura è interessato da tutta una serie di superfici di sovrascorrimento il cui effetto complessivo, come risulta dalla Sezione 5, è quello di far sì che scaglie tettoniche più o meno spesse di Macigno e di Scaglia (50-100 m in media) risultino interposte fra il corpo principale della Scaglia e il tetto dei Calcari mesozoici.

Un livello di Macigno in posizione anomala era già stato cartografato con discreta precisione da ZACCAGNA (1933). In Val di Lima, in conclusione, sono evidenti le testimonianze di due eventi tettonici più importanti: un primo stadio deformativo cui è legata l'individuazione del fianco inverso e dei contatti tettonici che interessano il fianco normale, un secondo in cui si sono formate le pieghe attualmente visibili. A queste pieghe è spesso associato un clivaggio che nei livelli meno competenti può essere definito come uno *slaty cleavage* poco evoluto, mentre nei livelli più competenti assume la forma di un clivaggio di frattura o di dissoluzione (Fig. 5a e 5b). Queste varie forme di clivaggio hanno stile simile a quelle che nella Falda toscana affiorante attorno al Complesso metamorfico apuano sono state attribuite da vari AA. (PERTUSATI *et al.*, 1979; CARMIGNANI *et al.*, 1991) alla fase compressiva D1.

L'insieme delle precedenti osservazioni mostra che in Val di Lima la prima deformazione sinscistosa è da ritenere sostanzialmente tardiva rispetto ad una tettonica importante di stile relativamente più fragile e sembra in accordo con quanto si osserva anche in alcune località del Complesso metamorfico apuano dove è possibile riconoscere una evoluzione complessa della tettonica compressiva. Come esempio citiamo i lembi di Calcere cavernoso della Falda toscana ripiegati in sinclinali isoclinali della

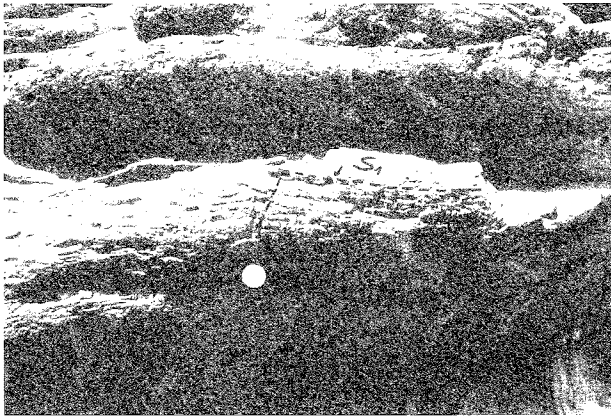


Fig. 5a e 5b - *Slaty cleavage* delle Marne a Posidononia del fianco inverso della Val di Lima (Strette di Cocciglia). Clivaggio di dissoluzione e frattura della Maiolica (Lucchio).

fase D1 ad Arni e Vagli (CARMIGNANI, 1985). Si ha qui un chiaro esempio di come la messa in posto delle unità tettoniche e la transizione di alcune di queste dai domini sedimentari a quelli metamorfici sia un processo di deformazione progressiva lungo ed articolato che solo convenzionalmente può essere schematizzato in una singola fase deformativa (D1).

Settore Emiliano (Sezioni 2 bis, 3, 4)

La struttura della parte emiliana della trasversale considerata è stata recentemente illustrata nei lavori di CHICCHI (1990), CHICCHI & PLESI (1991a, 1991b, 1992)

e, limitatamente alla Finestra di Gova, da PLESI (1989). L'edificio tettonico si compone delle "unità" principali, di cui è già stato fornito in precedenza l'elenco ed una breve descrizione (i rispettivi contatti sono contrassegnati sulle sezioni con una linea dentellata), e di "elementi" strutturali, delimitati da sovrascorrimenti di importanza minore, che conducono a raddoppi nella stessa successione o nella stessa pila di unità tettoniche. I sovrascorrimenti di quest'ultimo gruppo sono normalmente più inclinati dei precedenti (di solito verso SW), appaiono meno deformati e tagliano ripetutamente le superfici principali. Si configurano in sostanza come superfici più tardive. Nella Sezione Carrara-Corfino-Gova la spaziatura di questi sovrascorrimenti tardivi appare abbastanza regolare: essi si susseguono a distanze comprese fra circa 3 e circa 7 km. Nelle sezioni più meridionali la spaziatura dei sovrascorrimenti tardivi è più irregolare: zone a sovrascorrimenti molto ravvicinati (Riolunato, M. Lagoni, M. Cimone) si alternano con zone a sovrascorrimenti più distanziati. Sulla Sezione dello Scoltenna sono interessanti alcune notazioni, sempre in merito alla famiglia di sovrascorrimenti definita tardiva. La prima riguarda la presenza del Macigno, anche oltre la struttura classicamente considerata come fronte della Falda toscana (Struttura M. Orsaro - Val di Lima) che lungo questa sezione corrisponderebbe al Sovrascorrimento della Cima dell'Omo (Sez. 3). La seconda riguarda la mancanza di un collegamento fra il medesimo *thrust* della Cima dell'Omo e la struttura della Val di Lima: il *thrust* della Cima dell'Omo non si prolunga infatti sulla Sezione della Val di Lima, ma passa semmai alle sue spalle. L'antiforme "frontale" della Val di Lima (Antiforme di Tana a Termini) deve essere invece in qualche modo correlata con il Sovrascorrimento del M. Lagoni. La superficie di sovrascorrimento della Cima dell'Omo è stata riattivata in estensione con abbassamento del blocco occidentale. Dei sovrascorrimenti precoci quello analizzato più in dettaglio è la superficie che separa l'Unità Cervarola dall'Unità Ventasso-Cisa, anche perché si tratta della superficie meglio esposta. Informazioni di dettaglio sulla geometria e cinematica di questo sovrascorrimento sono disponibili nei lavori strutturali già citati. La direzione di movimento prevalente, sia su questa superficie che su altre della fascia considerata è vicina a N 30, ma vi sono settori in cui la direzione di movimento "finita" si discosta molto da questo valore. Nella zona di Ligonchio ad esempio i vettori spostamento deviano di circa 50° rispetto a questa direzione e si dispongono circa N160, per effetto di una rotazione rigida molto tardiva che coinvolge sia le lineazioni tettoniche che quelle sedimentarie (CHICCHI & PLESI, 1991a). Sia ai sovrascorrimenti precoci più importanti che a quelli tardivi sono associate pieghe. Fra le prime (che sono casi più isolati, perché le strutture di "prima fase" hanno spesso un carattere fragile) gli esempi più significativi riguardano la *footwall syncline* presente nel muro del *thrust* di Gova e la struttura analoga alla base del *thrust* di Poggio del Cuculo nella Valle del Fellicarolo, con assi circa ortogonali rispetto alle direzioni di movimento misurate localmente. Ai sovrascorrimenti di "seconda fase" sono

più regolarmente associate grosse strutture plicative: si tratta in molti casi di pieghe rovesciate o coricate (probabilmente del tipo delle *fault-propagation folds*, con propagazione della faglia nel fianco inverso della struttura). A volte questi fianchi risultano lunghi oltre 2 km (Corfino, M. Ravino) e sono caratterizzati da una tettonica a deformazioni sovrapposte che può dar luogo anche a delle strutture a *tête plongéante*. Nei casi di Soraggio e di Corfino la geometria originaria delle strutture plicative è molto modificata dagli effetti della tettonica distensiva recente. In generale queste pieghe hanno assi di direzione appenninica (N130-150) e, almeno nei livelli meno resistenti, sono di solito interessate da un clivaggio *slaty*. La struttura complessiva della catena del settore emiliano è stata ritenuta (CHICCHI & PLESI, 1991b) il prodotto di una tettonica progressiva, sostanzialmente continua, legata al regolare spostamento dell'onda orogenetica verso l'esterno. Essa si sarebbe realizzata a partire dall'Aquitaniense medio-superiore per le zone e unità più interne, a partire dal Burdigaliano-Langhiano per le zone e unità più esterne. La struttura complessiva stessa è confrontata dagli AA. citati, sottolineando alcune differenze importanti, con una geometria di tipo *duplex* (BOYER & ELLIOT, 1982). I sovrascorrimenti secondari, visibili a livello del Complesso di M. Modino-M. Cervarola e della parte superiore della Falda toscana, a delimitare elementi tettonici equivalenti a degli *horses* sembrano infatti troncarsi contro la superficie di base del complesso Liguridi-Cane-tolo, che assume pertanto una geometria da *roof thrust*. Una superficie principale con significato di *floor thrust* potrebbe essere immaginata alla base della Falda toscana in corrispondenza delle evaporiti triassiche. Nell'interpretazione degli Autori citati la geometria in oggetto

veniva esplicitamente riferita ad una struttura di tipo compressivo, collegando l'immersione verso NE delle superfici di movimento principali al sollevamento recente delle Alpi Apuane e delle zone limitrofe.

NOTA CONCLUSIVA

A titolo conclusivo ci sembra importante rilevare che da quanto esposto e dai profili di Tav. 1 nel loro insieme, emergono alcune differenze tra i settori occidentali ed orientali. Dal crinale dell'Appennino al Tirreno appare evidente una inversione tettonica con passaggio da tettonica compressiva a tettonica distensiva. Quest'ultima comprende, come detto, nel Complesso metamorfico, sia deformazioni duttili associate a zone di taglio distensive sia faglie dirette a basso angolo e ad alto angolo che hanno determinato l'esumazione delle metamorfite del "Core Complex" apuano. L'età radiometrica di chiusura del metamorfismo apuano impone che la tettonica distensiva interessi questa parte della catena almeno a partire dal Miocene medio. Il settore emiliano della catena non sembra mostrare, al contrario, importanti indizi di strutture distensive (o almeno indizi di strutture altrettanto importanti ed antiche di quelle presenti sul versante toscano).

Tali differenze strutturali, se non sono imputabili alla difficoltà di correlare ampi settori di un edificio analizzato con metodologie non rigorosamente omogenee, potrebbero essere riferite ad una diversa entità dell'estensione tettonica tra i settori interni e quelli esterni, con una variazione analoga a quella che si verifica più a Sud lungo la trasversale della Toscana meridionale, come sembra dimostrato anche dalla distribuzione spazio-temporale

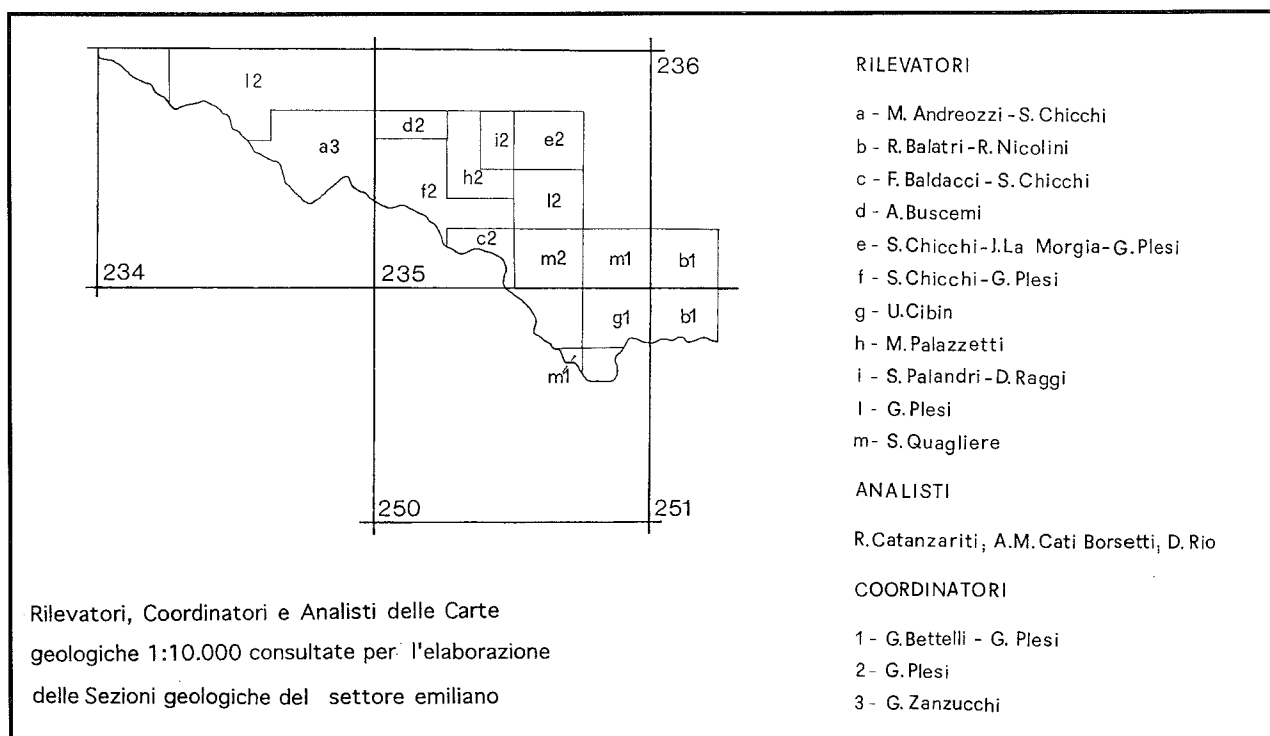


Fig. 6 - Autori e Coordinatori dei rilevamenti al 10.000 nell'ambito del "Progetto Cartografia Geologica" della Regione Emilia-Romagna consultati per questo lavoro.

dei depositi neautoctoni e del magmatismo tardo-orogeo-nico.

FONTI DEI DATI UTILIZZATI PER LE SEZIONI GEOLOGICHE ED AUTORI DELLE SEZIONI:

I settori sud-occidentali delle due sezioni principali (Sezione 2 e Sezione 4), per il tratto compreso fra la costa tirrenica e la valle del F. Serchio, derivano dalla seguente cartografia geologica:

- Sezione settentrionale (Sezione 2): dalla Carta Geologico-Strutturale del Complesso metamorfico delle Alpi Apuane-Foglio Nord (CARMIGNANI, 1984): dalla pianura costiera (Carrara) al Fosso dell'Acqua Bianca (Gorfigliano); da rilievi inediti e dal Foglio 96-Massa: da Gorfigliano al F. Serchio. Da Carrara a Gorfigliano sono state utilizzate le sezioni geologiche di CARMIGNANI *et al.* (1987).
- Sezione meridionale (Sezione 4): da rilievi inediti e dai Fogli 97 (S. Marcello Pistoiese), 104 (Pisa) e 105 (Lucca): dalla piana costiera (Viareggio) al F. Serchio. Da Viareggio a Pescaglia è stata ripresa la Sezione B di Tav. I di CARMIGNANI *et al.* (1991).

I dati relativi al versante orientale della Garfagnana e Lucchesia si basano principalmente su dati editi ed inediti di F. BALDACCI; di F. BALDACCI e G. PLESI per le strutture della Finestra di Soraggio e del nucleo di Corfino; di F. BALDACCI, A. CERRINA FERONI, P. PERTUSATI e G. PLESI per la Val di Lima. I lavori editi cui è stato fatto riferimento sono: PERTUSATI *et al.* (1979), DALLAN NARDI *et al.* (1981), BALDACCI & PLESI (1989) ed il Foglio 96 (Massa) (1° Quadrante rilevato da F. BALDACCI). La Sez. 5 della Val di Lima è tratta integralmente da BALDACCI *et al.* (1982).

Le sezioni del settore emiliano della fascia considerata hanno per base i rilevamenti geologici di scala 1/10.000 eseguiti nell'ambito del Progetto di Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna. Una parte delle carte sono state già pubblicate (vedi bibliografia), una parte sono in stadio di avanzata elaborazione. È iniziata anche la realizzazione dei Fogli al 50.000. Un elenco degli Autori, Coordinatori e Analisti di questi rilevamenti, che sono stati consultati e da cui sono tratti alcuni dati per la compilazione delle sezioni, è fornito in Fig. 6.

Gli Autori dei singoli tratti delle Sezioni sono indicati nella Tavola relativa.

BIBLIOGRAFIA

ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro Auctt.) ed i terreni sovrastanti. (Appennino modenese e bolognese-Dati preliminari)*. Boll. Soc. Geol. It., **88** (4), 637-644.

ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1961) - *Tentativo di interpretazione dei livelli di "Argille Scagliose" intercalate nella parte alta del "Macigno" lungo l'allineamento M. Prado-Chianti (Appennino sett.) mediante colate sottomarine*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2), 335-342.

ABBATE E. & BRUNI P. (1989) - *Modino-Cervarola o Modino e*

Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 19-33.

ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**, 309-314.

ANDREOZZI M. (1992) - *Stratigrafia fisica delle Arenarie del M. Cervarola nel settore nord-occidentale dell'Appennino settentrionale tra la Val Secchia (RE) e la Val Panaro (MO)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 269-285.

ANDREOZZI M. & CHICCHI S. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano - romagnolo 1:10.000. Sezione 234080-Collagna*. Regione Emilia-Romagna.

ANDREOZZI M., FORNACIARI E., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1992) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei ed età dell'Unità Cervarola nell'Appennino reggiano-bolognese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 185 pp.

ANDREOZZI M., CASANOVA S., CHICCHI S., FERRARI S., PATERLINI P.E., PESCI M. & ZANZUCCHI G. (1989) - *Riflessione sulle evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia (RE)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 69-75.

BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967a) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 2, 199-211.

BALDACCI F., BRANDI G. P., NARDI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1967b) - *Sulla giacitura dei Calcari cavernosi e dei Gessi di Sassalbo del Passo del Cerreto e della Val di Secchia (Appennino toscano-emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, 119-211.

BALDACCI F., CERRINA FERONI A., ELTER P., GIGLIA G. & PATACCA E. (1972) - *Il margine del paleocontinente nord appenninico dal Cretaceo all'Eocene: nuovi dati sulla Ruga Insubrica*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 367-390.

BALDACCI F., CERRINA FERONI A. & PLESI G. (1982) - *Una nuova interpretazione della struttura della Val di Lima*. Atti Soc. Tosc. Nat. Mem. (1981), Ser. A, **88**, 159-168.

BALDACCI F. & PLESI G. (1989) - *Sul significato della Finestra tettonica di Soraggio e sui rapporti fra i flysch arenacei oligo-miocenici lungo la sezione Valle di Soraggio-M. Cusna-M. Prampa*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 49-57.

BELLINCIONI P. (1959) - *Il nucleo mesozoico della Val di Lima (Appennino lucchese)*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2), 14-72.

BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI M., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. St. Geol. Camerti, **1**, 155-178.

BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989) - *Macigno, Arenarie di M. Modino e Arenarie di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 1-17.

BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989) - *Schema introdot-*

- tivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987), 91-125.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale 1:250.000*. CNR Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA, Firenze.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale. Note illustrative*. CNR, P.F. Geodinamica, 203 pp., Tipografia Senese, Siena.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G. & PLESI G. (in stampa) - *L'area toscano-laziale come dominio di transizione tra il Bacino tirrenico e i thrusts esterni. Rassegna di dati mesostrutturali e possibili relazioni con le discontinuità del "Ciclo Neoautoctono"*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 359-373.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica*. Mem. Soc. Geol. It., **10**, 371-378.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonic models for the development of the western Alps and Northern Apennines*. Nature Ph. Sc., **234** (49), 108-111.
- BOCCALETTI M. & GOSSO G. (1980) - *Analisi della deformazione plicativa e rapporti con lo sviluppo della blastesi metamorfica nell'area di Campocecina - M. Pisanino delle Alpi Apuane settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 101-110.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 201-216.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della serie toscana 2 - Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo Scisti Policromi in Val di Lima*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 19-66.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967) - *Olistostromi e olistoliti di Maiolica negli Scisti Policromi della Val di Lima (Provincia di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 525-533.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982) - *Thrust systems*. AAPG Bull., **66** (9), 1196-1230.
- CARMIGNANI L. (1984) - *Carta geologico strutturale del Complesso metamorfico della Apuane (Foglio Nord)*. Litografia artistica cartografica. Firenze.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1979) - *Large scale reverse "drag folds" in the late Alpine building of the Apuane Alps (Northern Apennines)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, **86**, 109-125.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993a) - *Tettonica distensiva del Complesso Metamorfico Apuano - Guida all'escursione*. Univ. Siena, 1-128.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1993b) - *Pieghe associate alla distensione duttile del Complesso Metamorfico Apuano*. Mem. Soc. Geol. "Scritti in Onore di L. Trevisan", in stampa.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., KÁLIN O. & MECCHERI M. (1987) - *Guida all'escursione sul Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane*. Escurs. Conclusiva della "Summer School di Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini", Tip. Ed. Pisana, 110 pp.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1981) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 93-100.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L. & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza "Sin" e "post-nappe" della Falda toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 351-364.
- CATANZARITI R. - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei ed età dei flysch oligo-miocenici (Macigno, Modino) nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Tesi di laurea inedita Università di Pisa. Anno acc. 1987-1988.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N.M.L. (1992) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**, 301-312.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio toscano interno tra il Trias superiore ed il Miocene medio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A, **82**, 43-54.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C. & PLESI G. (1977) - *Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al Calcare cavernoso dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1161-1174.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., LEONI L. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda toscana nell'area di ricoprimento apuano*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 269-280.
- CHICCHI S. (1990) - *Studio strutturale (scala mega e meso) del "complesso" di M. Modino - M. Cervarola e dei suoi rapporti con la Falda toscana tra la Valle del Secchia e la Valle del Dolo*. Tesi di Dottorato - Univ. di Parma.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991a) - *Sedimentary and tectonic lineations as markers of regional deformation: an example from the Oligo-Miocene arenaceous flysch of the Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 601-616.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991b) - *Sovrascorrimenti e strutture associate dell'alto Appennino emiliano fra il Passo di Lagastrello e il M. Cimone*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1990), 99-108.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino - M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (fra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda*

- toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991), 139-163.
- CIBIN U. (1992) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000. Sezione 250040-Fiumalbo*. Regione Emilia-Romagna.
- CLOOS M. (1982) - *Flow mélanges: numerical modeling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California*. Geol. Soc. Am. Bull., **93**, 330-345.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano e ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 839-874.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1993) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. Studi Geol. Cam., Vol. spec. **1992/2**, 229-248.
- COWAN D.S. & SILLING R.M. (1978) - *A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes*. Jour. Geoph. Res., **83** (B11), 5389-5396.
- DALLAN NARDI L. (1977) - *Segnalazione di Lepydocicline nella parte basale dello "pseudomacigno" delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 459-477.
- DALLAN NARDI L. (1980) - *Microfossili miocenici nella matrice sedimentaria delle breccie situate alla base della "Falda toscana" nelle Apuane meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **98** (1979), 119-128.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G. Capellini", **42**, 1-212.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1973) - *Ipotesi sulla genesi e sul significato delle breccie stratigrafiche associate ai "calcari cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **92**.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G. Capellini", **42** (1972), 212 pp.
- DALLAN NARDI L., PUCCINELLI A., VERANI M. (1981) - *Geologia dell'Appennino settentrionale fra l'alta Val di Lima e Pistoia*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, (Carta geologica).
- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1979a) - *Studi geologici dell'Appennino umbro-marchigiano. 1. Evidenze di due fasi tettoniche a SE di Spoleto (Prov. di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 713-722.
- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1979b) - *Studi geologici dell'Appennino umbro-marchigiano. 2. Le scaglie di copertura*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 723-734.
- DECANDIA F.A. & GIANNINI E. (1979c) - *Studi geologici dell'Appennino umbro-marchigiano. 3. Tettonica della zona di Spoleto*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 735-745.
- DECANDIA F.A., FEDERICI P.R. & GIGLIA G. (1968) - *Contributo alla conoscenza della serie toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **75**, 102-124.
- DURAND-DELGA M. (1984) - *Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 285-329.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du Domaine Ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes Romandes et Chablaisiennes*. Arch. Sciences Geneve, **19**, 279-377.
- ELTER P. (1958) - *Nuove osservazioni sull'Arenaria superiore nella regione di La Spezia e di Carrara*. Boll. Soc. Geol. It., **77**, 133-166.
- ELTER P., GIANNINI E., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1960) - *Le varie Unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale*. Rend. Acc. Naz. Lincei. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat. Ser. 8, **29** (6), 497-502.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di un'unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2), 373-395.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 359-375.
- FAZZINI P. (1963) - *Osservazioni geologiche nel gruppo di M. Cantiere (Appennino modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2), 39-79.
- FONTANA D., STEFANI C., TATEO F. & ZUFFA G.G. (1990) - *Il Flysch di Solignano nel quadro dei Flysch ad Helmtintoidi (Maastrichtiano inferiore, Appennino settentrionale)*. Giornale di Geologia, **52**, 1/2, 99-120.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1962) - *Les phases tectoniques néogènes de l'orogène alpine dans l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Géol. France, Ser. 7, **4**.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**, 2, 17-98.
- GIBBONS W., WATERS C. & WARBURTON J. (1986) - *The blueschists facies schistes lustrés of Alpine Corsica: a review*. Mem. Geol. Soc. Am., **164**, 301-311.
- GÜNTHER K. (1966) - *Zur Geologie der Zone zwischen den nordlichen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin, 179 pp.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennins (da la Ligurie a la Calabrie)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 309-343.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. J. Science, **279**, 676-691.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar techniques: results from the Northern Apennines*. J. Structural

Geology, **8**, 781-798.

KRAMPE K. (1964) - *Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin, 161 pp.

LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.

LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, Vol Spec. (1990), 155-178.

MALINVERNO A. & RYAN W. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-246.

MARRONI M. & MECCHERI M. (in stampa) - *L'Unità di Colli-Tavarone in alta Val di Vara (Appennino Ligure): con caratteristiche litostratigrafiche e assetto strutturale*. Boll. Soc. Geol. It.

MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte dal Complesso di M. Modino e trascinate alla base delle Unità subligure e liguri: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino reggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 171-191.

MATTAUER M. & PROUST F. (1976) - *La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme de haute pression par subduction de croûte continentale sous de matériel océanique*. C. R. Acad. Sci., **282**, 1249-1252.

MATTAUER M., FAURE M. & MALAVIEILLE J. (1981) - *Transverse lineation area large scale structures related to Alpine obduction in Corsica*. J. Struct. Geol., **3**, 401-409.

MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, 95-382.

NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: I-Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3), 1-76.

NARDI R. (1964a) - *Contributo alla Geologia dell'Appennino tosco-emiliano: 3- I rapporti tra le Arenarie del M. Cervarola e il Macigno lungo la Valle dello Scoltenna (Prov. di Modena)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2), 361-372.

NARDI R. (1964b) - *Contributo alla Geologia dell'Appennino tosco-emiliano: 4- La Geologia della Valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4), 353-400.

NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5), 35-92.

PASSERI L. (1988) - *I principali eventi tettonici nell'area apuana in accordo con le nuove ricostruzioni paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **30**, 225-231.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain*

building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 157-176.

PAWLIS T.L. & BRUHN R.L. (1983) - *Deep-seated flow as mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes*. Tectonics, **2**, 473-497.

PERTUSATI P., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **96** (1977), 587-603.

PLESI G. (1975) - *La giacitura del Complesso Bratica-Petri-gnacola nella serie del Rio di Roccaferrara (Val Parma) e dei flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **44** (1-2), 157-176.

PLESI G. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000. Sezione 234040-Busana. Regione Emilia-Romagna*.

PLESI G. (1989) - *Geometrie di un sovrascorrimento piegato: la struttura della Finestra di Gova (Val Dolo-Appennino emiliano)*. Mem. Acc. Lunig. Scienze "G. Capellini", **62-63** (1988), 55-75.

PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) - *Le unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, **36**, 183-229.

PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**, 549-576.

QUAGLIERE S. (in stampa a) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000. Sez. 250080-Abetone. Regione Emilia-Romagna*.

QUAGLIERE S. (in stampa b) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000. Sez. 235150-Piandelagotti. Regione Emilia-Romagna*.

QUAGLIERE S. (in stampa c) - *Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000. Sez. 235160-Riolunato. Regione Emilia-Romagna*.

RAU A., TONGIORGI M. & MARTINI I.P. (1988) - *La successione di Punta Bianca: un esempio di rifting "abortivo" nel Trias medio del Dominio Toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **30**, 115-125.

RENTZ K. (1971) - *Zur Geologie der Zone zwischen der Secchia und dem Apennin-Hauptkamm (Prov. Modena und Reggio Emilia)*. Diss. Freie Univ. Berlin. 337 pp.

REUTTER K. J. (1969) - *La geologia dell'alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sulla Unità di M. Modino - M. Cervarola*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **5**, 1-86.

REUTTER K., GIESE P. & CLOSS (1980) - *Lithospheric split in the descending plate: observations from the North Apennines*. Tectonophysics, **64**, T1-T9.

REUTTER D.J. & GROSCÜRTH J. (1978) - *The Pile of Nappes in*

the Northern Apennines, its Unravelment and Emplacement. In: Alps, Appennines, Hellenides; H. CLOSS, D. ROEDER & SCHMIDT (Eds.), Schweizerbart-Stuttgart, 234-243.

REUTTER K.J. & SCHLÜTER H.U. (1968) - *La struttura delle arenarie dell'Unità di M. Modino - M. Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell'Appennino modenese.* Ateneo Parmense, Acta Nat., **4**, 1-23.

SAGRI M. (1976) - *Ambienti di deposizione e meccanismi di sedimentazione nella successione Macigno - olistostrota - Arenarie del M. Modino (Appennino modenese).* Boll. Soc. Geol. It., **94**, 771-778.

SANI M. (1985) - *Le Breccie della Versilia tra la successione metamorfica e la Falda toscana nell'area di Casoli-Metato (Apuane meridionali).* Rend. Soc. Geol. It., **8**, 25-29.

SCANDONE P. (1979) - *Origin of Tyrrhenian sea and Calabrian arc.* Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia (1:100.000). Foglio 96 Massa, Foglio 97 San Marcello Pistoiese, Foglio 104 Pisa.* II Edizione.

TEN HAAF E. (1985) - *A structural review of the Bolognese*

Apennines (with two field trip itineraries). Giornale di Geologia, **47** (1-2), 35-45.

TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines.* Ofioliti, **9**, 577-618.

TREVISAN L. (1955) - *Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **62** (1), 1-30.

ZACCAGNA D. (1898) - *Sezioni geologiche attraverso le Alpi Apuane secondo le linee tracciate sulla carta al 1/50.000.* Regio Uff. Geol. Litogr. Virano, Roma.

ZACCAGNA D. (1933) - *Carta geologica del nucleo secondario della Val di Lima.* St. Cart. G. Giardi. Firenze.

ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'alta Val di Parma.* Mem. Soc. Geol. It., **4** (1), 131-213.

ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla carta e sezioni geologiche della Provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000).* Vol. dedicato a Sergio Venzo, Univ. Parma, Grafiche Step Ed., Parma, 201-233.

