Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Serie A, 102 (1995)
pagg. 137-146, figg. 8, 1 tav. f.t.

G. OTTRIA (*), L. PANDOLFI (**), R. BARBIERI (**)

LE UNITÀ LIGURI E SUBLIGURI DELLE COLLINE DEL CANDIA (ALPI APUANE): LITOSTRATIGRAFIA ED ASSETTO TETTONICO (***)

Riassunto - Il rilevamento geologico alla scala 1:5000 di un settore ad ovest della finestra tettonica delle Alpi Apuane noto come «colline del Candia» (provincia di Massa-Carrara), unitamente ad un'analisi biostratigrafica preliminare (Nannofossili calcarei), ha permesso una migliore definizione delle unità tettoniche appartenenti ai domini ligure (Unità Ottone) e subligure (Unità Canetolo) sovrascorse al Macigno della «Falda Toscana» che affiorano in questo settore. In particolare tra l'Unità Canetolo ed il Macigno viene segnalata la presenza di una unità tettonica, probabilmente appartenente al Dominio subligure, costituita da siltiti marnose dell'Oligocene sup. (formazione di M. Olivero) e correlata alle unità Sanguineto e Marra dell'Appennino ligure-emiliano.
L'individuazione di livelli di brecce poligeniche a matrice argillitica intercalate alle sequenze calcareo-marnose che costituiscono l'Unità Ottone (formazione di Ortonovo; Campaniano) consente la correlazione di questa formazione con il Flysch di Ottone dell'Appennino ligure-emiliano.
Lungo la trasversale delle colline del Candia l'intero edificio strutturale rappresenta la zona di cerniera di una grande piega post-impilamento a piano assiale sub-orizzontale e vergenza a SW (asse N140) che costituisce la prosecuzione verso SE dell'antiforme Castelpoggio-Ortonovo. Nell'ambito di questa interpretazione strutturale, vengono inoltre messe in evidenza le deformazioni plicative pre-impilamento che caratterizzano le unità liguri e subliguri.

Parole chiave - Unità Liguri, unità Subliguri, Alpi Apuane, litostratigrafia.

Abstract - *The Liguride and Subliguride units of the Candia Hills (Apuan Alps): lithostratigraphy and tectonic setting.* A detailed field mapping (scale 1:5000) of the area located at the west side of the Apuan Alps (Candia Hills, Massa-Carrara province) has been carried on. The lithostratigraphic features and new findings of calcareous Nannofossils from the units outcropping in this area are reported.
The Candia Hills represents an interesting sector belonging to the Northern Apennine where ligurian (Ottone Unit; Bertotti *et al.*, 1986; Elter *et al.*, 1991, Zanzucchi *et al.*, 1993; Elter *et al.*, in press), subligurian (Canetolo and Sanguineto-Marra units; Plesi, 1974; Labaume, 1992, Elter *et al.*, in press; Pagani e Zanzucchi, 1970) and non-metamorphic tuscan unit (Tuscan Nappe), overriding the Apuan Metamorphic Complex, are exposed. A good knowledge of this sector could help to understand the complex miocenic tectonic events that led to Apuan Alps exumation (Carmignani *et al.*, 1980; Coli, 1989; Carmignani e Kligfield, 1990).
A tectonic stack of units belonging to the liguride and subliguride domains overlies the Macigno Formation of the Tuscan Nappe.
The sequence of the Ottone Unit consists of thick calcareous turbidite with minor intercalations of ophiolite-bearing polimict pebbly-sandstones and -mudstones.
The Canetolo Unit consists of the Argille and calcari Formation (Early-Middle Eocene) characterized by two lithostratigraphic units («shaly-calcareous» and «calcareous») whose relationships are connected to an early folding phase.
Between Canetolo Unit and Tuscan Nappe a non-continuous level of silty-marlstones has been recognized; the calcareous Nannofossils assemblage seems indicate a Late Oligocene age. This unit has been here called «Mt. Olivero formation» and it can be probably referred to the subliguride domain (Sanguineto and Marra units of the Northern Apennines; Plesi, 1974; Labaume, 1992, Elter *et al.*, in press; Pagani e Zanzucchi, 1970; Cerrina Feroni *et al.*, 1990).
Near Case Lazzoni the contact between the Canetolo Unit and the overlying Ottone Unit is characterized by the presence of two tectonic slides; the first tectonic slide is made up of ophiolite-bearing pebbly-mudstones belonging to the Ottone Unit sequence. The second one is represented by medium- to thick-bedded siliciclastic arenites; the meaning of these arenites, still doubtful, would be clarified in other sectors of the Apuan Alps where this lithostratigraphic unit probably crops out.
Along the Candia Hills traverse the tectonic setting is characterized by the hinge zone of a N140 trending wide antiform overturned to SW («Tyrrenian vergence»); this «post-nappe» structure can be considered the SE longitudinal extension of the Castelpoggio-Ortonovo antiform that has been described northward the study area (Cerrina Feroni *et al.*, 1995).

Key words - Liguride units, Subliguride units, Apuan Alps, lithostratigraphy.

INTRODUZIONE

La zona di affioramento delle unità Liguri e Subliguri ubicata a ovest delle Alpi Apuane (settore di Massa e Carrara; Fig. 1) rappresenta una delle aree meno studiate dell'Appennino Settentrionale nonostante essa occupi una posizione chiave per lo studio dell'evoluzione della catena appenninica relativamente alla messa in posto delle unità Liguri e della «Falda Toscana» sul Dominio Toscano esterno ed ai processi che successivamente hanno portato all'esumazione del nucleo metamorfico apuano.
La bibliografia relativa alle unità Liguri che affiorano ad ovest delle Alpi Apuane è costituita da lavori che si occupano in maniera marginale di quest'area (Federici e Raggi, 1974, 1975; Carmignani *et al.*, 1991) e non affrontano in modo dettagliato la litostratigrafia e l'asset-

(*) Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR - Via S. Maria, 53 - Pisa.
(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi - Via S. Maria, 53 - Pisa.
(***) Ricerca finanziata con i contributi del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino - CNR Pisa.

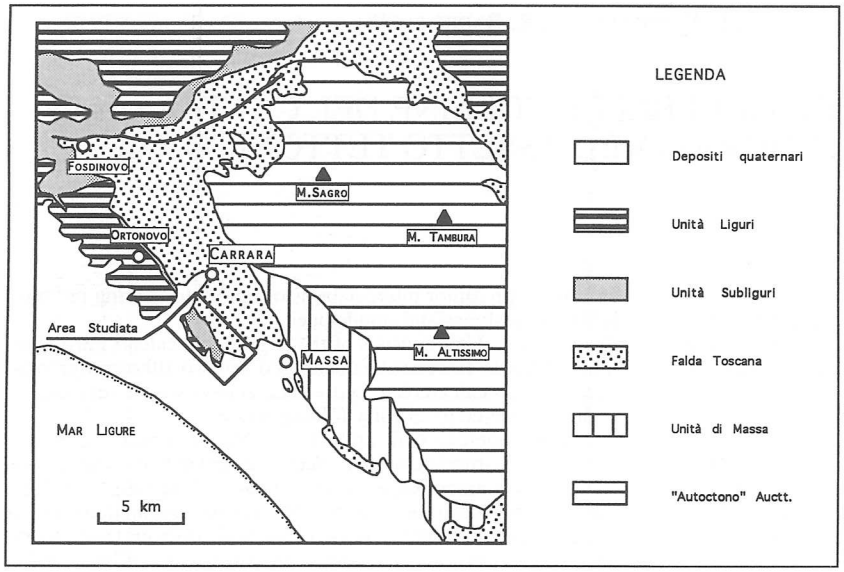


Fig. 1 - Schema tettonico del margine nord-occidentale della finestra delle Alpi Apuane. Il settore relativo alle colline del Candia è indicato nel riquadro rettangolare.

to strutturale di queste unità; inoltre la cartografia geologica disponibile è esclusivamente a piccola scala (Monteforti e Raggi, 1975; Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 96-Massa).
Dal punto di vista dell'interpretazione strutturale, già alla fine degli anni '50, era stato messo in evidenza il coinvolgimento delle unità Liguri s.l. in una piega a piano assiale sub-orizzontale vergente a SW (Elter, 1958). Recentemente, nell'ambito di una interpretazione sostanzialmente analoga dell'edificio «*post-nappe*» (antiforme Castelpoggio-Ortonovo), Cerrina Feroni *et al.* (1995) riconoscono per la prima volta la presenza dell'Unità Antola al tetto delle altre unità di tipo ligure nel settore di Ortonovo.
Il rilevamento geologico di dettaglio alla scala 1:5.000 delle colline che separano gli abitati di Massa e Carrara (colline del Candia; Fig. 1 e Tav. 1) è stato realizzato con lo scopo di verificare una eventuale prosecuzione meridionale della struttura riconosciuta all'altezza di Ortonovo e di fornire una descrizione più accurata delle unità litostratigrafiche che caratterizzano le successioni delle unità tettoniche affioranti. È stato condotto inoltre uno studio biostratigrafico preliminare (Nannofossili calcarei) finalizzato ad una migliore definizione cronostratigrafica delle unità litostratigrafiche delle colline del Candia sulle quali non esistono dati di letteratura[2].

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Il settore di Appennino Settentrionale che costituisce la zona delle colline del Candia (Fig. 1) rappresenta parte del limite occidentale della finestra tettonica delle Alpi Apuane in cui è evidente la sovrapposizione di unità ad evoluzione alto-crostale (Liguridi e «Falda Toscana») su unità deformate a livello medio-crostale (Complesso Metamorfico Apuano). L'edificio strutturale è stato recentemente interpretato come il risultato di una evoluzione polifasica (Carmignani *et al.*, 1980; Coli, 1989; Carmignani e Kligfield, 1990) durante la quale si realizza la sovrapposizione di una tettonica di tipo estensionale (fase D2 «*post-nappe*» di Carmignani e Kligfield, 1990) ad una tettonica di tipo compressivo (fase D1 «*sin-nappe*» di Carmignani e Kligfield, 1990).
Le fasi plicative di tipo compressivo sono state messe in relazione allo sviluppo di una zona di taglio ensialica associata alla collisione continentale che produce nel Complesso Metamorfico Apuano (Unità di Massa e «Autoctono» Auctt.) lo sviluppo di una foliazione pervasiva e traspositiva con riscristallizzazione in facies scisti verdi associata a pieghe di tipo isoclinale e diffusi sovrascorrimenti (fase D1, Carmignani *et al.*, 1980; Carmignani e Kligfield, 1990).
Alla fase deformativa D1 segue un evento di tipo estensionale durante il quale si sviluppa una foliazione del tipo «*crenulation cleavage*» associata a pieghe che sul lato occidentale del nucleo metamorfico sono caratterizzate da un senso di rovesciamento verso ovest. Contemporaneamente si individuano zone di taglio duttile anch'esse immergenti verso i quadranti occidentali (fase D2, Carmignani *et al.*, 1980; Carmignani e Kligfield, 1990).
Durante l'evento deformativo D1 (Oligocene sup.-Miocene inf.) si realizza la sovrapposizione delle Liguridi e della «Falda Toscana» sul Dominio Toscano esterno (Fig. 2). Al momento del sovrascorrimento sul Dominio Toscano esterno le unità Liguri sono caratterizzate da una strutturazione polifasica acquisita nella Fase Ligure (Eocene medio) e durante eventi tettonici del Cretaceo sup.-Paleocene. Anche nell'Unità Canetolo, appartenente al Dominio subligure, sono registrati eventi plicativi e *thrust* pre-fase D1. La discordanza stratigrafi-

[2] L'analisi biostratigrafica, basata sul contenuto in Nannofossili calcarei, è stata condotta dalla Dott.ssa Rita Catanzariti che ringraziamo per la gentile collaborazione. Lo schema-tempo adottato è quello proposto da Rio in Elter *et al.*, (in stampa).

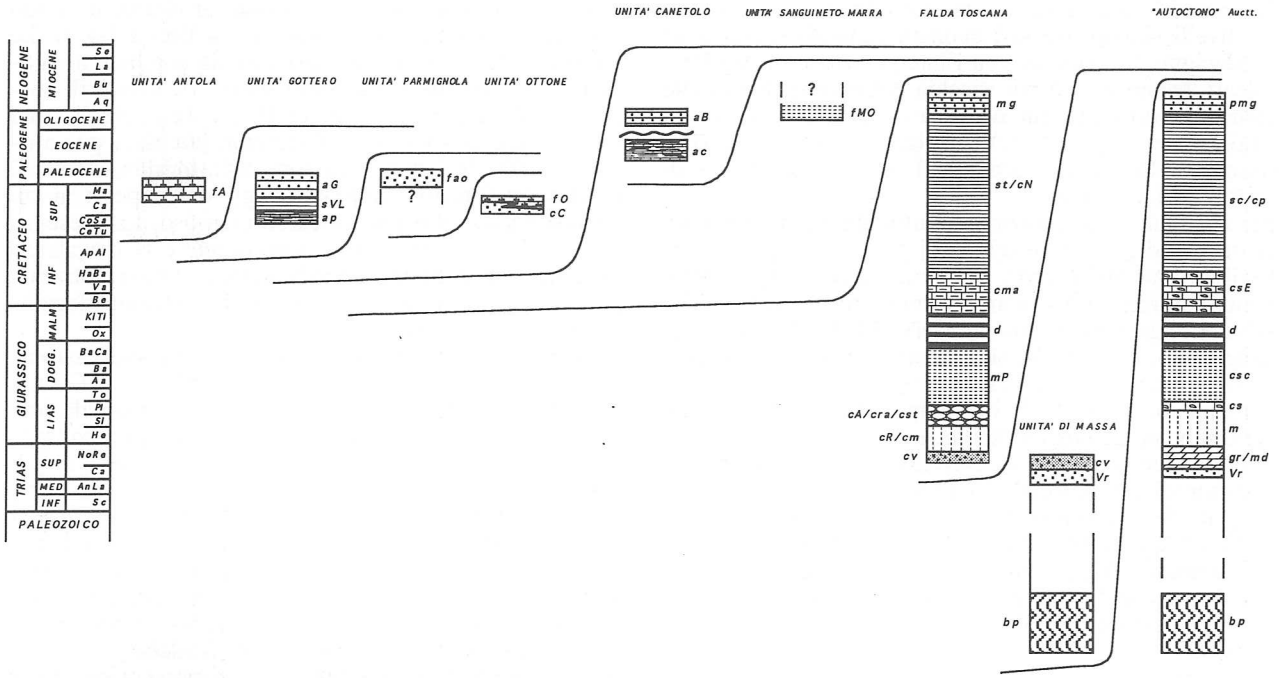


Fig. 2 - Colonne stratigrafiche schematiche e rapporti geometrici relativi alle unità tettoniche affioranti nel margine nord-occidentale delle Alpi Apuane. Sigle: fA=Flysch del M.Antola; aG=Arenarie del M. Gottero; sVL=Scisti di Val Lavagna; ap=Argille a palombini; fao=«formazione argilloso-ofiolitifera» (Elter, 1958); fO=formazione di Ortonovo; cC=Complesso di Casanova; aB=Arenarie di Ponte Bratica; ac=Argille e calcari; fMO=formazione di M. Olivero; mg=Macigno; st=Scaglia Toscana; cN=Calcare Nummulitico; cma=Maiolica; d=Diaspri; mP=Marne a Posidonia; cA=Calcari ad Angulati; cra=«Rosso Ammonitico»; cst=Calcari selciferi; cR=Calcari a Rhaetavicula; cm=Calcare massiccio; cv=Calcare cavernoso; Vr=«Verrucano»; bp=Basamento paleozoico; pmg=Pseudomacigno; sc= Scaglia metamorfica; cp=Marmi cipollini; csE=Calcare selcifero a Entrochi; csc=Calcescisti; cs= Calcare selcifero inferiore; m=Marmi s.l.; gr=Grezzoni; md=Marmi dolomitici. Le successioni stratigrafiche sono tratte da: Marroni *et al.* (1992); Elter *et al.* (in stampa); Cerrina Feroni *et al.* (1995); Carmignani *et al.* (1993). Lo spessore di ciascuna colonna è funzione dell'attribuzione cronostratigrafica delle successioni stratigrafiche che rappresenta.

ca alla base delle Arenarie di Ponte Bratica (Oligocene inf.-sup.) rappresentata in Fig. 2 è comunemente accettata in letteratura (Barbieri e Zanzucchi, 1963; Elter, 1975; Plesi, 1975; Zanzucchi, 1980; Montanari e Rossi, 1982; Cerrina Feroni *et al.*, 1991) e costituisce la superficie di sutura delle strutture «pre-Bratica» nell'Unità Canetolo. Recentemente questo evento deformativo è stato definito da Carmignani *et al.* (1992) come «fase pre-Bratica» (Eocene sup.-Oligocene inf.).

Lungo le trasversali occidentali delle Alpi Apuane l'impilamento tettonico, al di sopra del Complesso Metamorfico Apuano risulta pressoché completo essendo costituito dalla «Falda Toscana» e dalle unità Liguri e Subliguri. In particolare, al di sopra del Macigno della «Falda Toscana», si sovrappongono l'Unità Canetolo appartenente al Dominio Subligure, l'Unità Ottone riferibile al Dominio Ligure esterno (cfr. Unità del Flysch ad Elmintoidi di Ottone-S.Stefano[3]) e l'Unità Gottero del Dominio Ligure interno (Fig. 2).

Recentemente Cerrina Feroni *et al.* (1995), in corrispondenza della trasversale di Ortonovo segnalano per la prima volta la presenza dell'Unità Antola alla sommità dell'edificio strutturale. Nella stessa nota viene descritta una nuova unità tettonica interposta tra le unità Gottero e Ottone (Unità Parmignola) costituta da un complesso eterogeneo a prevalente composizione argillitica di età incerta (cfr. «formazione argilloso-ofiolitifera»; Elter, 1958) correlato ipoteticamente con la Formazione di Colli/Tavarone (Decandia e Elter, 1972; Marroni e Meccheri, 1993).

Nelle colline del Candia l'impilamento delle unità tettoniche risulta incompleto essendo rappresentato, al di sopra del Macigno, dall'Unità Canetolo e dall'Unità Ottone (Tav. 1, con sez. geologiche); le unità Liguri geometricamente sovrastanti, e presenti nella trasversale a nord di Carrara, sono probabilmente sepolte dai depositi alluvionali quaternari della pianura di Massa.

Un elemento di novità emerso dal rilevamento geologico di quest'area consiste nell'aver individuato e cartografato un livello discontinuo costituito da siltiti marnose (formazione di M. Olivero) geometricamente interposto tra il Macigno della «Falda Toscana» e le Argille e calcari dell'Unità Canetolo.

Recentemente Costa *et al.* (1992), in una nota che prende in considerazione la trasversale Cinque Terre-Val

[3] In accordo con la legenda della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 197-Bobbio (Elter *et al.*, in stampa) abbiamo preferito sostituire la denominazione Unità del Flysch ad Elmintoidi di Ottone-S. Stefano (Elter *et al.*, 1991) con quella più concisa di Unità Ottone.

Gordana-M. Sillara, hanno descritto diverse situazioni in cui livelli siltoso-marnosi geometricamente sovrapposti al Macigno, localmente con l'interposizione di Argille e calcari, hanno un'età più vecchia (Oligocene Sup.) delle arenarie sottostanti. Tuttavia, pur evidenziando la natura tettonica dei rapporti con il Macigno, gli autori non riferiscono la litofacies marnosa ad un'unità strutturale di importanza regionale.
Per analogia nella posizione strutturale e nel contenuto litostratigrafico la formazione di M. Olivero può essere attribuita ad un'insieme di unità che nell'Appennino ligure-emiliano si interpongono tra l'Unità Canetolo ed il «flysch oligo-miocenico« del Cervarola (sottounità Coli-Sanguineto, Plesi, 1974; sotto-Unità di Coli II, Labaume, 1992; Unità Marra, Cerrina Feroni *et al.*, 1990; Unità Sanguineto, Elter *et al.*, in stampa). In via preliminare, nello schema geologico dell'area del Candia (Tav. 1) per indicare questa ipotesi di correlazione si è utilizzata la denominazione informale Unità Sanguineto-Marra.
Da parte di Catanzariti *et al.* è in corso lo studio biostratigrafico di questa litofacies nell'area compresa tra Carrara e Castelnuovo Magra; in questa nota vengono anticipate, in parte, le conclusioni di questo studio riguardo al possibile significato strutturale di questa unità.

Unità Ottone

Il settore più occidentale delle colline del Candia è caratterizzato dalla presenza dell'Unità Ottone (Elter *et al.*, in stampa; Tav. 1). La successione stratigrafica di questa unità è formata da torbiditi calcareo-marnose (formazione di Ortonovo, Cerrina Feroni *et al.*, 1995) con intercalazioni di brecce poligeniche a matrice argillitica contenenti clasti derivati da una sequenza ofiolitica (Fig. 3). Nell'area studiata lo spessore apparente di questa successione è di circa 400 m e gli affioramenti principali sono ubicati nei pressi della S.S. 1 «Aurelia».
La formazione di Ortonovo è costituita da una successione con prevalenza di strati torbiditici a composizione calcareo-marnosa di spessore inferiore al metro; in modo subordinato sono presenti strati spessi fino a 3-4 m. Le torbiditi calcaree sono caratterizzate da una base arenitica fine o finissima in cui sono spesso riconoscibili successioni di Bouma incomplete Tb-e e Tc-e. Negli strati medi e sottili lo spessore della frazione arenitica può arrivare al 50% dell'intero spessore della torbida, mentre è nettamente inferiore ($a/p<<1$) negli strati spessi in cui prevale l'intervallo fine calcareo-marnoso. La presenza delle strutture sedimentarie riconosciute e la prevalenza della frazione pelitica su quella arenitica fanno ipotizzare per questi depositi dei processi di sedimentazione legati a torbiditi a bassa densità.
La parte geometricamente inferiore della successione, posta in prossimità del contatto tettonico con l'Unità Canetolo è caratterizzata dalla presenza di intercalazioni di brecce poligeniche; i rapporti di tipo stratigrafico fra la formazione di Ortonovo e le brecce sono evidenti a sud-est di Villa Derville (Tav. 1).
Le brecce (Fig. 3) sono costituite da *pebbly-mudstones* molto alterati in cui prevalgono clasti centimetrici di calcari micritici spesso silicizzati e siltiti a composizione silicoclastica; in modo subordinato sono presenti clasti fortemente alterati derivati da una sequenza di tipo ofiolitico (basalti, brecce di basalto e rare oficalciti).
Alcuni livelli di queste brecce sono presenti anche al contatto fra l'Unità Ottone e la sottostante Unità Canetolo; in questo caso il contatto con la formazione di Ortonovo risulta tettonizzato.
L'analisi del contenuto in Nannofossili calcarei di campioni provenienti dai livelli calcareo-marnosi indica per la formazione di Ortonovo una età non più vecchia del Campaniano superiore. In particolare l'associazione contenente *Watnaueria* spp., *Quadrum gothicum, Reinhardites antophorus, Stradneria crenulata, Cribrosphaerella ehrengeri, Lucianorhabdus cayeuxi, Calculites obscurus, Micula concava, Micula decussata* e *Aspidolithus parcus* è correlabile alla cronozona NC19 di Roth (1978).
L'età individuata, in accordo con quella determinata per il

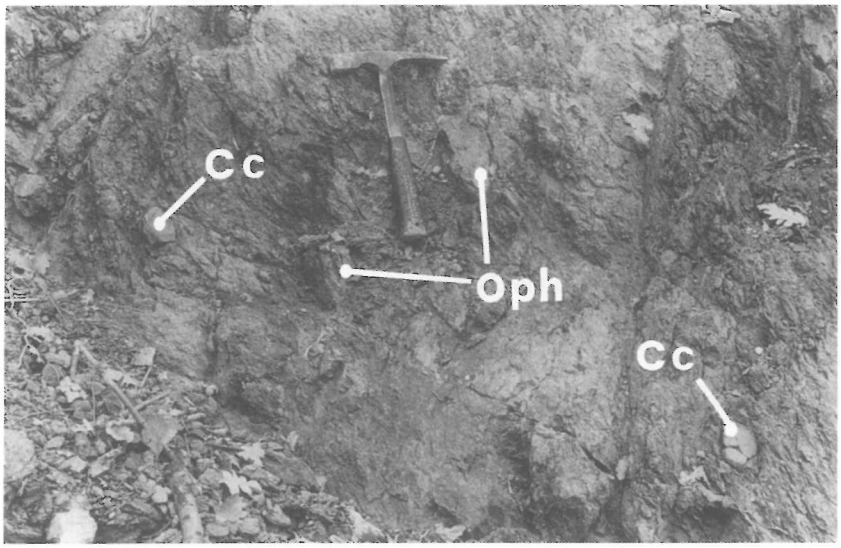


Fig. 3 - Breccia poligenica a matrice argillitica associata alla formazione di Ortonovo. (Cc): calcari micritici; (Oph): basalti.

Flysch di Ottone (Marroni *et al.*, 1992; Elter *et al.*, in stampa) e l'individuazione di livelli di brecce poligeniche che sembrano rappresentare una delle litofacies dei complessi detritici descritti nella parte basale del Flysch di Ottone dell'Appennino ligure-emiliano (Complesso M. Penna/Casanova, Argilliti a blocchi di M. Veri; Complesso di Casanova, Complesso di Monte Veri, ecc.; Bertotti *et al.*, 1986; Elter *et al.*, 1991, Zanzucchi *et al.*; 1993; Elter *et al.*, in stampa), rendono più probabile la correlazione della formazione di Ortonovo con il Flysch di Ottone stesso.

Unità Canetolo

La successione dell'Unità Canetolo, rappresentata in questo settore dalle Argille e calcari (Eocene inf.-medio), raggiunge uno spessore apparente di circa 400 m; tale spessore, probabilmente maggiore di quello reale, è dovuto alla presenza di pieghe e sovrascorrimenti interni all'unità tettonica. Nelle Argille e calcari sono state riconosciute e cartografate due differenti litofacies (Tav. 1):

– una prima litofacies («litofacies calcareo-argillitica») caratterizzata dalla presenza di alternanze di livelli calcarei micritici da sottili a spessi con livelli argillitici e siltitici fini. Questa litofacies è contraddistinta da una forte disorganizzazione degli strati spesso «boudinati» e strappati sia lungo superfici di origine tettonica molto nette che secondo superfici caratterizzate da *soft-deformation* e probabilmente associate a fasi deformative molto precoci. L'esasperazione di questi fenomeni porta alla formazione di vere e proprie brecce a matrice argillitica in cui i clasti sono quasi esclusivamente rappresentati da calcari e calcari-marnosi ed in modo subordinato da areniti e siltiti grossolane a composizione mista. I limiti fra queste brecce e le Argille e calcari in livelli stratificati, quando visibili, non risultano mai netti e sono caratterizzati da tutti i termini di passaggio tra i due estremi.

– la seconda litofacies («litofacies calcarea«) è caratterizzata dalla prevalenza di torbiditi calcareo-marnose in strati spessi e molto spessi che presentano talvolta alla base areniti a granulometria medio-fine e sporadicamente grossolana. Generalmente sono riconoscibili sequenze incomplete di Bouma Tb-e e Tc-e, mentre raramente sono state riconosciute sequenze complete Ta-e. La frazione fine, costituita da marne e marne calcaree, è nettamente prevalente sulla frazione arenitica (a/p<0,2). Negli strati a base più grossolana sono state riconosciute impronte di fondo del tipo *flute-casts*. L'insieme delle strutture riconoscibili in queste torbiditi permette di attribuire la loro messa in posto a processi deposizionali del tipo torbiditi a bassa densità.

L'analisi petrografica qualitativa della frazione arenitica di queste torbiditi ha messo in evidenza la presenza di una composizione di tipo misto (Zuffa, 1980) caratterizzata da detrito di tipo carbonatico extrabacinale non coevo (Fig. 4). La frazione carbonatica dell'ossatura è infatti caratterizzata dalla presenza di frammenti di calcari micritici a Radiolari e Calpionellidi e da bioclasti extrabacinali non coevi (principalmente Microforaminiferi ed Alghe indicativi di una età cretacico superiore-paleocenica); la frazione silicoclastica è invece dominata da frammenti monocristallini di quarzo e feldspati e da più rari frammenti litici di vulcaniti e siltiti a composizione silicoclastica.

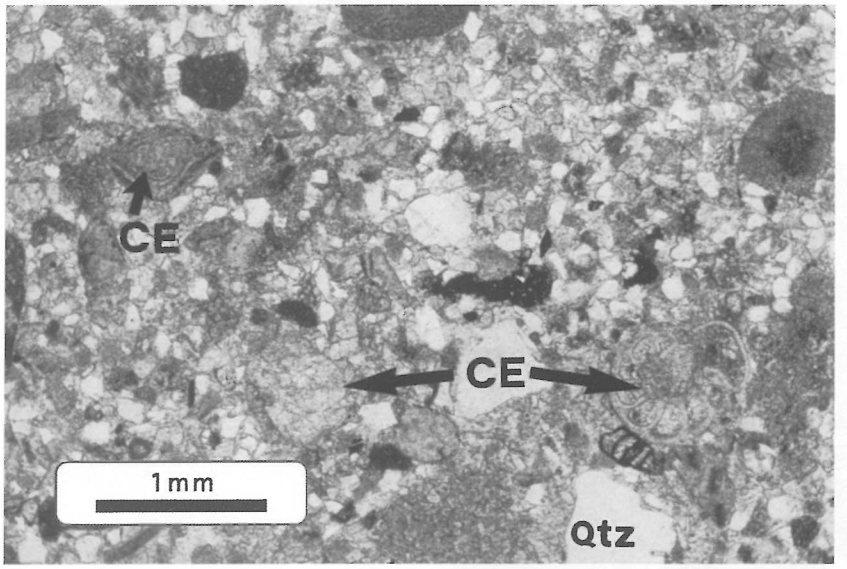


Fig. 4 - Microfotografia relativa alla frazione arenitica delle torbiditi della «litofacies calcarea» (Argille e calcari). Sono visibili numerosi bioclasti extrabacinali non coevi (CE); la frazione silicoclastica dell'arenite è dominata da granuli monocristallini di quarzo (Qtz).

L'analisi biostratigrafica permette di attribuire questa litofacies all'Eocene inf.; l'associazione a Nannofossili calcarei comprendente *Discoaster kuepperi, D. barbadiensis, D. lodoensis, Sphenolithus* sp., *S. radians, Zjgrablithus bijugatus, Coccolithus pelagicus, Ericsonia formosa, Cyclicargolithus floridanus,* è infatti indicativa della biozona NP13.

Questi dati si riferiscono a campioni provenienti anche da affioramenti nell'area di San Lorenzo (Tav. 1) in precedenza erroneamente attribuiti dai rilevatori del Foglio

96-Massa della Carta geologica d'Italia ad un flysch ad Elmintoidi del Cretacico superiore.

«Scaglie tettoniche« della zona di Case Lazzoni

Nei pressi di Case Lazzoni (Tav. 1) tra l'Unità Canetolo e l'Unità Ottone si interpongono due scaglie tettoniche costituite rispettivamente da *pebbly-mudstones* con ofioliti e da areniti medio-grossolane a composizione silicoclastica.
La prima delle due scaglie è stata interpretata come derivata dall'Unità Ottone, vista la sua posizione (ad immediato contatto con la formazione di Ortonovo) e la presenza tra i componenti del *pebbly-mudstones* di clasti di ofioliti e di clasti metrici e decimetrici di calcari marnosi riconducibili alla formazione di Ortonovo. La seconda scaglia (rappresentata solo nella sezione A-A' di Tav. 1 a causa della limitata estensione), che si sovrappone con un contatto non osservabile alle Argille e calcari, è caratterizzata dalla presenza di pochi strati medio-spessi arenitici a granulometria medio-grossolana. La composizione di queste areniti (Fig. 5) è di tipo silicoclastico ed è contraddistinta dalla prevalenza di granuli monocristallini di quarzo e feldspato. Sono molto diffusi granuli monocristallini di biotite e muscovite ed in maniera subordinata sono presenti granuli policristallini di quarzo. La composizione di queste arenarie non permette una correlazione con le areniti che caratterizzano la «litofacies calcarea« descritte in precedenza, mentre la posizione geometrica sembrerebbe escludere una correlazione con le Arenarie del M. Gottero presenti poco più a nord.

Unità Sanguineto-Marra

A sud-est di M. Olivero (Tav. 1), tra l'Unità Canetolo e la formazione del Macigno è stato individuato un livello discontinuo, con spessore massimo di circa 50 m, costituito da una litofacies caratterizzata dalla presenza dominante di marne, siltiti marnose ed areniti finissime in cui la superficie di stratificazione risulta difficilmente identificabile. Questa unità litostratigrafica è stata informalmente denominata formazione di M. Olivero (Fig. 6).
L'aspetto microscopico della formazione di M. Olivero è contraddistinto da siltiti a composizione mista (in ordine di importanza: micriti carbonatiche, granuli monocristallini di calcite, quarzo, fillosilicati e rari feldspati). All'interno della frazione più grossolana sono talvolta presenti intraclasti a granulometria arenitica medio-grossolana composti da siltiti ed areniti finissime di composizione analoga a quella della matrice; la presenza di questi intraclasti può essere interpretata come un indicatore di riciclo fatto a spese della stessa formazione.
Uno studio biostratigrafico preliminare su alcuni campioni provenienti dalla formazione di M. Olivero ha messo in evidenza associazioni a Nannofossili calcarei mal preservate ed impoverite che indicano una età non più antica dell'Oligocene superiore.
L'attribuzione della formazione di M. Olivero ad una determinata unità stratigrafico-strutturale rientra nel più generale problema dei rapporti tra il Macigno ed una litofacies pelitico-marnosa presente regionalmente al tetto del Macigno stesso e geometricamente sottoposta all'Unità Canetolo.

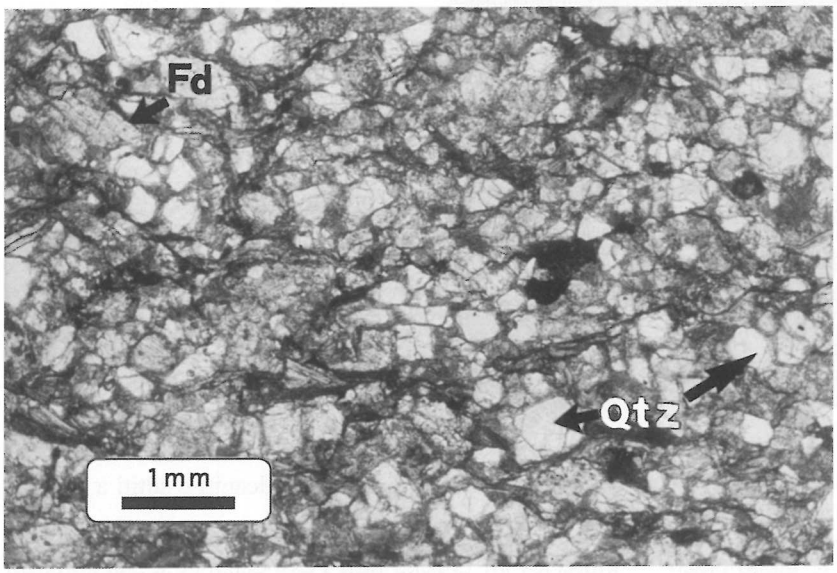


Fig. 5 - Microfotografia relativa alla frazione arenitica delle torbiditi silicoclastiche presenti al contatto fra Unità Canetolo ed Unità Ottone. La composizione è dominata da granuli monocristallini di quarzo (Qtz) e feldspato (Fd). Si notino le differenze con la foto di Fig. 4.

La presenza nell'area di Fosdinovo (Fig. 1) di areniti grossolane a composizione silicoclastica, in posizione strutturale analoga a quelle riconosciute nelle colline del Candia (Elter, com. pers.) rende necessario un ulteriore approfondimento sul significato di questa litofacies.

In alcuni casi sembra trattarsi di una facies di chiusura della sedimentazione del Macigno e quindi rappresentarne il tetto stratigrafico (Marne di Pontecchio; Günther, 1966; Günther e Rentz, 1968); viceversa sono state descritte situazioni in cui un orizzonte di siltiti marnose

Fig. 6 - Aspetto della formazione di M.Olivero, nei pressi della località tipo. La superficie deformata da pieghe tipo *kink-fold* non rappresenta la stratificazione, ma una foliazione legata ai successivi eventi tettonici.

risulta separato dal Macigno da brecce o da livelli stratificati di Argille e calcari dell'Unità Canetolo (Pagani e Zanzucchi, 1970; Plesi, 1974; Costa *et al.*, 1992). Questa unità a composizione siltitico-marnosa tettonicamente indipendente, generalmente interpretata come appartenente al dominio subligure, nei vari settori dell'Appennino Settentrionale viene indicata con denominazioni diverse: Sotto-unità di Coli-Sanguineto dell'Unità Canetolo (Plesi, 1974); sotto-Unità di Coli II dell'Unità Canetolo (Labaume, 1992); Unità Sanguineto (Elter *et al.*, in stampa); Unità Marra (Pagani e Zanzucchi, 1970; Cerrina Feroni *et al.*, 1990).

Nell'area delle colline del Candia il contatto tra formazione di M. Olivero e Macigno non è mai visibile in affioramento; tuttavia le prime indicazioni derivanti dall'analisi biostratigrafica, che indicherebbe per la formazione di M. Olivero un'età anteriore a quella del tetto del Macigno, suggeriscono l'appartenenza di questa formazione ad un'unità strutturale tettonicamente indipendente dalla «Falda Toscana», definita qui informalmente Unità Sanguineto-Marra.

Pochi km a nord delle colline del Candia Catanzariti *et al.* (in prep.) documentano l'interposizione discontinua tra il tetto del Macigno e la formazione di M. Olivero di un livello, per lo più molto sottile, di argilliti nere (riferibili alla formazione delle Argille e calcari), che conferma l'indipendenza della formazione di M. Olivero stessa dalla «Falda Toscana» e ne avvalora l'attribuzione al dominio Subligure.

A sostegno di questa ipotesi di correlazione regionale, oltre all'analoga posizione strutturale, sono da considerare le forti convergenze di facies con l'insieme delle formazioni che costituiscono l'Unità Sanguineto-Marra nei settori ligure ed emiliano dell'Appennino Settentrionale (Formazione di Salsominore, Elter *et al.*, 1964; complessi di Coli e di Sanguineto, Bellinzona *et al.*, 1968; Marne di Valle, Labaume, 1992; Marne di Marra, Pagani e Zanzucchi, 1970; ecc.).

Falda toscana

La successione della «Falda Toscana» è rappresentata nell'area esaminata dalla sola formazione del Macigno di età Oligocene sup.-Miocene inf. (Costa *et al.*, 1992, *cum bibl.*).

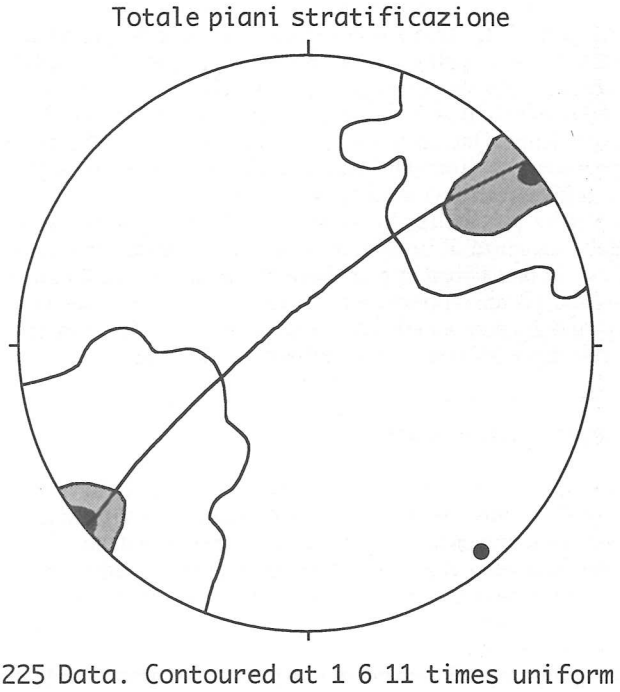
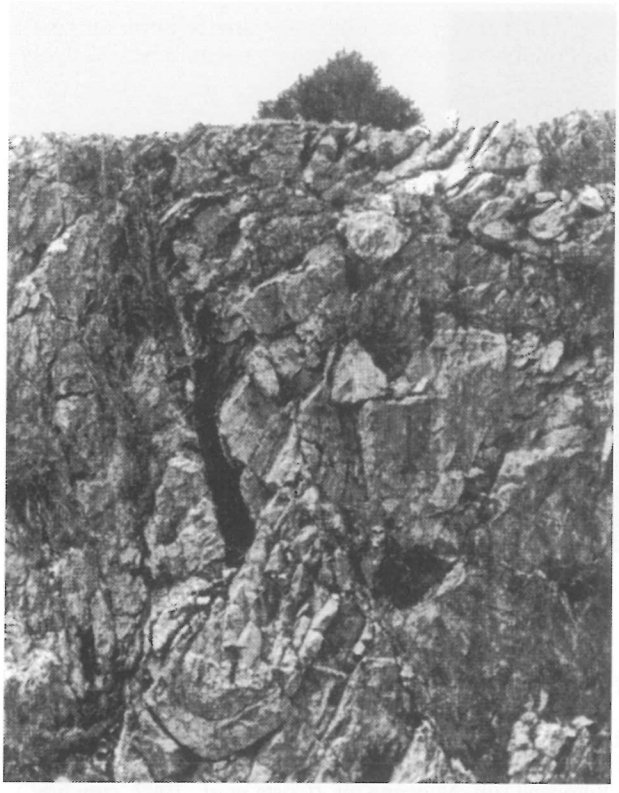


Fig. 7 - Rappresentazione statistica su reticolo di Schimdt (emisfero inferiore) dei poli delle superfici di stratificazione relative a tutta l'area esaminata. È indicato l'asse che meglio ricostruisce la distribuzione dei poli della stratificazione.



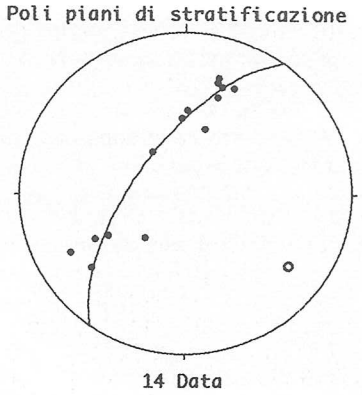


Fig. 8 - Sinclinale a piano assiale sub-verticale realizzata a spese della «litofacies calcarea» (Argille e calcari) a nord di San Lorenzo. Nella rappresentazione stereografica (reticolo di Schimdt, emisfero inferiore) sono indicati i poli dei piani di stratificazione e l'asse della piega ricostruito.

Il settore esaminato è dominato dalla presenza di torbiditi di spessore medio-spesso e granulometria arenitica medio-grossolana. La frazione arenitica è nettamente prevalente sulla frazione pelitica e frequentemente sono riconoscibili strutture erosive (strati amalgamati) che rimuovono completamente la frazione fine deposta dalla coda della torbida precedente. Questo fenomeno si riflette anche nella forte presenza nell'intervallo basale degli strati di clasti siltitici di origine intrabacinale (*rip-up clasts*).
La netta prevalenza in queste torbiditi dell'intervallo Ta della sequenza di Bouma, la presenza di strutture erosive di base, la prevalenza di granulometrie arenitiche medio-grossolane ed un rapporto a/p molto alto indicano, secondo quanto già proposto da diversi autori, una prevalenza di processi deposizionali del tipo torbiditi ad alta densità.

Assetto strutturale

Il motivo strutturale principale che caratterizza la trasversale delle colline del Candia è rappresentato da una serie di contatti tettonici fra le unità Liguri, Subliguri e della «Falda Toscana» verticalizzati e deformati da pieghe aperte a piano assiale sub-orizzontale ed asse di direzione appenninica. Il senso di rovesciamento di queste pieghe è verso i quadranti sud-occidentali e la loro simmetria è coerente con la presenza di una zona di cerniera di una piega a più grande scala. Il nucleo di questa antiforme è costituito dal Macigno della «Falda Toscana» ed i dati strutturali relativi alle superfici di stratificazione raccolti nelle diverse unità tettoniche indicano un asse a direzione N140 immergente a SE di circa 8° (Fig. 7; Tav. 1). Nel diagramma statistico di Fig. 7, che si riferisce ai poli di tutte le superfici di strato misurate nell'intera area studiata, la dispersione dei poli di S_0 secondo un grande cerchio non rappresenta un'unica piega, ma la sommatoria delle pieghe parassite misurate.
L'assetto tettonico interno alle unità Canetolo e Ottone è complicato dalle deformazioni acquisite da queste unità nelle le fasi liguri s.l. e durante la loro messa in posto sul Dominio Toscano (Oligocene sup.?-Miocene inf.). Queste deformazioni sono particolarmente evidenti nelle due litofacies riconosciute all'interno della formazione delle Argille e calcari dove sono frequenti mesopieghe con assi dispersi su piani assiali sub-verticali; la Fig. 8, relativa alla «litofacies calcarea«, rappresenta una cerniera appartenente ad una di queste pieghe di dimensioni metriche trasposta da superfici di taglio più recenti. In questo caso l'asse della piega risulta all'incirca coincidente con quello determinato per le pieghe a piano assiale sub-orizzontale, ma con un senso di trasporto da SW verso NE.
In relazione a questo tipo di strutturazione interna alle Argille e calcari, le «intercalazioni» lenticolari della «litofacies calcarea» in quella «calcareo-argillitica» possono essere interpretate come nuclei di pieghe successivamente riprese dalla fase deformativa che ha generato le pieghe a piano assiale sub-orizzontale.
Nel complesso la struttura delle colline del Candia sembra costituire la prosecuzione longitudinale verso SE del motivo strutturale descritto da Cerrina Feroni *et al.* (1995) lungo la trasversale Ortonovo-Castelpoggio e rappresentato da una grande struttura «*post-nappe*» Tirreno-

vergente (antiforme Castelpoggio-Ortonovo). Questa interpretazione risulta anche in sostanziale accordo con quanto proposto da Elter (1958).
L'assenza nell'area del Candia del fianco inverso della piega, osservabile invece nella zona di Ortonovo, è probabilmente da mettere in relazione alla generale immersione assiale della struttura verso SE.
La nostra ricostruzione della struttura delle colline del Candia è invece sensibilmente diversa da quella rappresentata in sezione geologica da Federici e Raggi (1974; 1975) che prevede la presenza nelle unità Liguri di una sinforme a piano assiale sub-verticale a nucleo di Arenarie del M. Gottero che non sono state riconosciute nell'ambito delle nostre ricerche.

Discussione e conclusioni

Il rilevamento geologico-strutturale delle colline del Candia ha permesso una migliore definizione dell'impilamento delle unità tettoniche di tipo ligure e subligure al di sopra del Macigno della «Falda Toscana«. All'interno di questo impilamento viene individuata una nuova unità tettonica, probabilmente appartenente al Dominio subligure, correlabile all'Unità Sanguineto-Marra.
L'unità tettonica geometricamente più elevata (Unità Ottone) è caratterizzata da torbiditi calcareo-marnose (formazione di Ortonovo, Cerrina Feroni *et al.*, 1995) confrontabili con i flysch ad Elmintoidi Auctt.; la base di questa litofacies è caratterizzata da intercalazioni di *pebbly-mudstones* contenenti clasti ofiolitici. La presenza di una litofacies riconducibile ai complessi detritici grossolani che caratterizzano la base di questo flysch e l'età delle torbiditi calcareo-marnose riconosciuta nel settore studiato (Campaniano sup.) rafforza l'ipotesi di correlazione tra la formazione di Ortonovo ed il Flysch di Ottone già suggerita da Cerrina Feroni *et al.* (1995).
Al di sotto dell'Unità Ottone affiora l'Unità Canetolo al cui interno sono state riconosciute due distinte litofacies («litofacies calcarea» e «litofacies calcareo-argillitica») attribuite alla formazione delle Argille e calcari. La litofacies calcarea affiora molto probabilmente a nucleo di strutture plicative ed è caratterizzata da associazioni a Nannofossili calcarei riferibili all'Eocene inferiore.
Sottoposta all'Unità Canetolo è stata riconosciuta una unità tettonica caratterizzata dalla presenza di una litofacies siltoso-marnosa che è stata informalmente denominata «formazione di M. Olivero» caratterizzata da una età non più antica dell'Oligocene superiore. Le caratteristiche litostratigrafiche di questa formazione e la sua posizione geometrica, compresa fra «Falda Toscana« e l'Unità Canetolo portano ad ipotizzare una correlazione di questa unità con l'Unità Sanguineto-Marra.
L'interpretazione della struttura delle colline del Candia prevede che i contatti fra le diverse unità tettoniche riconosciute siano deformati da una fase plicativa ad asse N140 debolmente immergente verso sud-est (Fig. 7). Anche nella zona del Candia viene quindi confermata l'esistenza di una struttura deformativa miocenica «*post-nappe*» Tirreno-vergente che coivolge le unità Liguri, Subliguri e Toscane già descritta in altri settori limitrofi alle Alpi Apuane (Decandia *et al.*, 1968; Giammarino e Giglia, 1990; Carmignani *et al.*, 1991, 1992, 1993; Cerrina Feroni *et al.*, 1995). In tutte le unità tettoniche riconosciute, è visibile almeno un evento plicativo precedente questa fase. Questi eventi non sono correlabili fra le diverse unità tettoniche ma possono essere messi in relazione sia alla tettonica oligo-miocenica «*sin-nappe*» (Carmignani e Kligfield, 1990) sia (nelle unità Ottone e Canetolo) alle fasi deformative precedenti.
Carmignani e Kligfield (1990) propongono per il Complesso Metamorfico Apuano un modello che prevede una tettonica estensionale che si realizza durante il Miocene medio-superiore a cui viene attribuita la realizzazione di pieghe Tirreno-vergenti presenti sul versante occidentale apuano. La possibilità che questo tipo di evoluzione, proposta per il nucleo metamorfico apuano e per la «Falda Toscana», possa coinvolgere anche le unità Liguri s.l. presenti a livelli strutturali più superficiali deve pertanto essere presa in considerazione. Sebbene la nostra ricerca non si sia occupata direttamente di questo aspetto alcune osservazioni (forte assottigliamento delle unità tettoniche rispetto ai settori liguri ed emiliani che comunque conservano l'ordine geometrico di impilamento, rapide variazioni laterali di spessore delle unità tettoniche, coinvolgimento dell'impilamento strutturale in pieghe ovest-vergenti di età miocenica) mettono in evidenza la possibilità di riconoscere anche in queste unità una evoluzione analoga a quella presente nelle unità sottostanti.

Ringraziamenti

Si ringrazia il Dott. A. Cerrina Feroni per gli utili suggerimenti e la lettura critica del manoscritto.

Bibliografia

Barbieri, F. e Zanzucchi, G., 1963. La stratigrafia della Valle di Roccaferrara (Appennino Parmense). Atti Soc. ital. Sci. nat., 102: 155-210.
Bellinzona, G., Boni, A., Braga, G., Casnedi, R. e Marchetti, G., 1968. Carta Geologica della «finestra» di Bobbio, scala 1:50.000. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia.
Bertotti, G., Elter, P., Marroni, M., Meccheri, M. e Santi, R., 1986. Le argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo Sup. Ofioliti, 11: 193-221.
Carmignani, L., Cerrina Feroni, A., Del Tredici, S., Fantozzi, P.L., Giglia, G., Martinelli, P., Meccheri, M. e Robbiano, A., 1992. Considerazioni sul profilo La Spezia - Reggio Emilia. Studi geol. camerti, vol. spec. 2 (appendice 2) CROP 1-1A: 17-29.
Carmignani, L., Disperati, L., Fantozzi, P.L., Giglia, G. e Meccheri, M., 1993. Tettonica distensiva del Complesso Metamorfico Apuano - Guida all'escursione. Pietrasanta, 1-4 giugno, 1993, 128 pp.
Carmignani, L., Fantozzi, P.L. e Meccheri, M., 1991. La vergenza «sin« e «post-nappe« della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane). Boll. Soc. geol. ital., 110: 351-364.
Carmignani, L., Giglia, G. e Kligfield, R., 1978. Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy. J. Geol., 86: 487-504.
Carmignani, L., Giglia, G. e Kligfield, R., 1980. Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica dlle Alpi Apuane. Mem. Soc. geol. ital., 21: 93-100.
Carmignani, L. e Kligfield, R., 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex. Tectonics, 9: 1275-1303.
Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, Foglio 96-Massa.
Casnedi, R., Galbiati, B., Vernia, L. e Zanzucchi, G., 1993. Note descrittive della carta geologica delle ofioliti del gruppo di M. Penna e di M. Aiona (Appennino Ligure-Emiliano). Atti ticin. Sci. Terra, 36: 231-268.
Cerrina Feroni, A., Elter, P., Plesi, G., Rau, A., Vescovi, P. e Zanzucchi,

G., 1990. Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:50.000, Foglio 217-Neviano degli Arduini. Regione Emilia-Romagna.

Cerrina Feroni, A., Martinelli, P. e Perilli, N., 1991. Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense). Mem. Descr. Carta geol. d'it. 46, 301-312.

Cerrina Feroni, A., Martinelli, P. e Ottria, G., 1995. La posizione dei flysch ad Elmintoidi (formazione del M. Antola e formazione di Ortonovo) nella piega Castelpoggio-Ortonovo a NW delle Alpi Apuane. Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL, scritti e documenti, 14: 181-193.

Coli, M., 1989. Time and mode of uplift of the Apuane Alps Metamorphic Complex. Atti ticin. Sc. Terra, 32: 47-56.

Costa, E., Di Giulio, A., Plesi, G. e Villa, G., 1992. Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino Settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria. Studi geol. camerti, vol. spec. 2, CROP 01-1A: 229-248.

Decandia, F.A. e Elter, P., 1972. La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levanto e la Val Graveglia (Appennino ligure). Mem. Soc. geol. ital., 11: 503-530.

Decandia, F.A., Federici, P.R. e Giglia, G., 1968. Contributo alla conoscenza della serie toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano. Atti soc. tosc. Sci. nat., Mem., ser. A, 75: 102-124.

Elter, P., 1958. Nuove osservazioni sull'Arenaria superiore nella regione di La Spezia e di Carrara. Boll. Soc. geol. ital., 77: 133-166.

Elter, P., 1975. Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrional. Bull. Soc. Géol. France, 17: 956-962.

Elter, P., Ghiselli, F., Marroni, M. e Ottria, G. Note illustrative della Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 197-Bobbio, in stampa.

Elter, P., Gratziu, C. e Labesse, B., 1964. Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. geol. ital., 83 (2): 373-394.

Elter, P. e Marroni, M., 1991. Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni. Mem. Descr. Carta geol. d'It., 46: 121-138.

Elter, P., Marroni, M., Molli, G. e Pandolfi, L., 1991. Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di M.Penna/Casanova (Alta Val di Trebbia, Appennino Settentrionale). Atti ticin. Sci. Terra, 34: 97-106.

Federici, P.R. e Raggi, G., 1974. Brecce sedimentarie e rapporti tra le unità tettoniche toscane nel gruppo delle Alpi Apuane. Boll. Soc. geol. ital., 93: 709-722.

Federici, P.R. e Raggi, G., 1975. Una nuova interpretazione della tettonica dei monti della Spezia. Boll. Soc. geol. ital., 94: 945-960.

Giammarino, S. e Giglia, G., 1990. Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino Settentrionale. Boll. Soc. geol. ital., 109: 683-692.

Günther, K., 1966. Zur geologie der zone zwischen den nordlichen Apuaner Alpen ind dem Apenin - Hauptkamm. Inaug. Diss. Freie Universitat, Berlin, 176 pp.

Günther, K. e Rentz, K., 1968. Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino tosco-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino. Ateneo parm. (Acta nat.), 4 (1): 67-87.

Labaume, P., 1992. Evolution tectonique et sedimentaire des fronts de chaine sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile. Tesi di Dottorato di Stato, Université Montpellier II, 476 pp.

Marroni, M. e Meccheri, M., 1993. L'Unità di Colli/Tavarone in alta Val di Vara (Appennino Ligure): Caratteristiche litostratigrafiche e assetto strutturale. Boll. Soc. geol. ital., 112: 781-798.

Marroni, M., Monechi, S., Perilli, N., Principi, G. e Treves, B., 1992. Late Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy: age of inception of orogenesis-controlled sedimentation. Cretaceous Research, 13: 487- 504.

Montanari, L. e Rossi, M., 1982. Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del nordappennino: 1. L'Unità di Canetolo. Boll. Soc. geol. ital., 101: 275-289.

Monteforti, B. e Raggi, G., 1975. Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignago. Boll. Soc. geol. ital., 94: 927-943.

Pagani, G. e Zanzucchi, G., 1970. Osservazioni sul contatto fra il «Macigno« e l'«unità delle argille e calcari«. Ateneo parm. (Acta nat.), 6 (1): 1-40.

Plesi, G., 1974. L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio, Montegroppo e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola. Atti Soc. tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A, 81: 121-151.

Plesi, G., 1975. La Nappe de Canetolo. Bull. Soc. géol. France, 17: 979-983.

Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. In: W.E. Benson e R.E. Sheridan (Eds.). Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 44: 731-759, Washington.

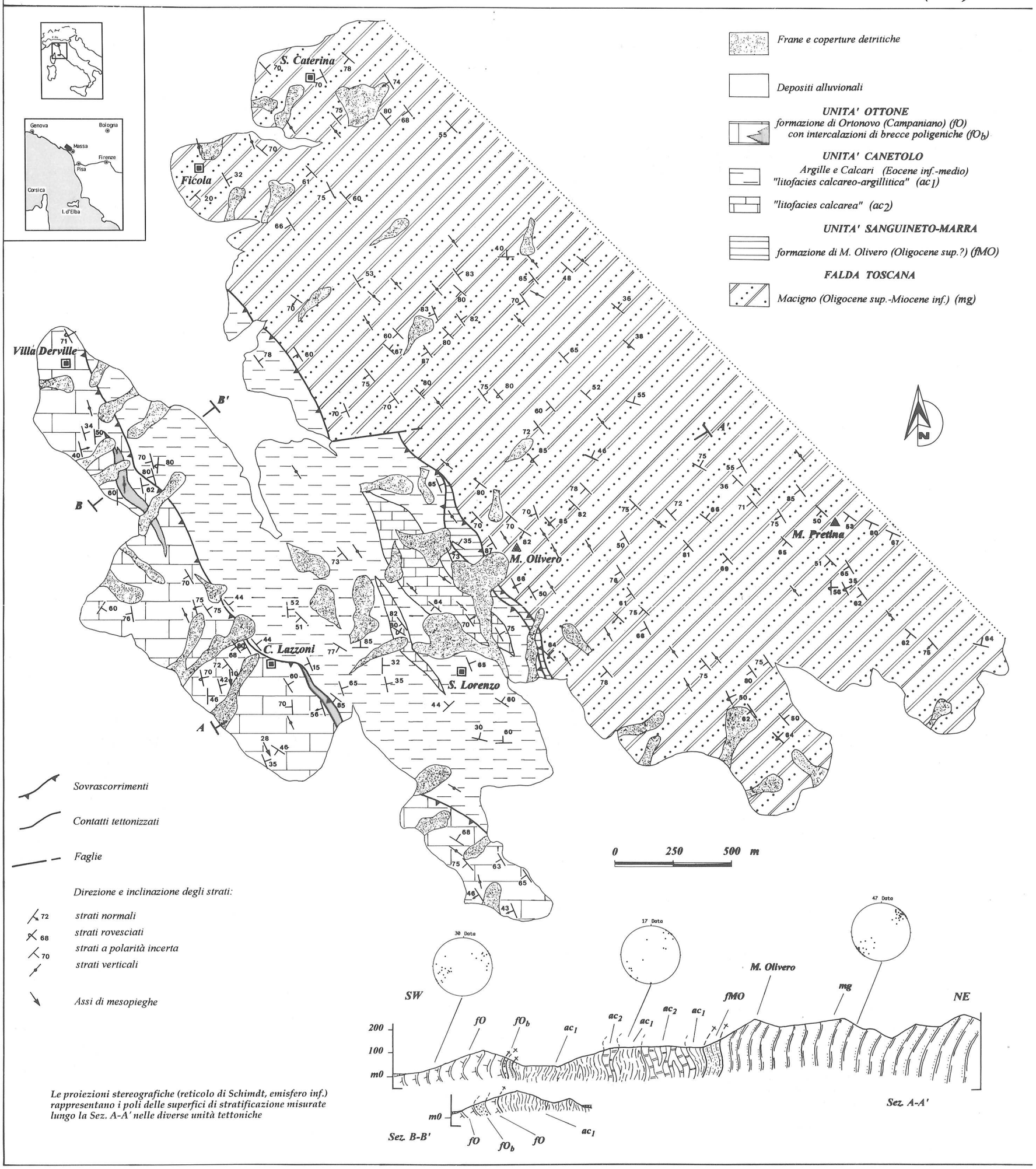
Zanzucchi, G., 1980. I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla carta geologica e sezioni geologiche della provincia di Parma e zone limitrofe (1:100.000). Volume dedicato a S. Venzo, STEP, Parma: 201-233.

Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. J. sediment. Petrol., 49: 21-29.

(ms. pres. il 28 marzo 1996; ult. bozze il 20 giugno 1996)

R. Barbieri - G. Ottria - L. Pandolfi

SCHEMA GEOLOGICO DELLE COLLINE DEL CANDIA (MS)



Le proiezioni stereografiche (reticolo di Schimdt, emisfero inf.) rappresentano i poli delle superfici di stratificazione misurate lungo la Sez. A-A' nelle diverse unità tettoniche