

LIVIO BONINI (\*), CHIARA MONTOMOLI (\*), PIERO CARLO PERTUSATI (\*)

## LE EVAPORITI TRIASSICHE DI SASSALBO E DELLA VAL DI SECCHIA (APPENNINO TOSCO-EMILIANO): DATI GEOMETRICI E CINEMATICI

**Abstract** - *The triassic Evaporites of Sassalbo and Secchia Valley (Tuscan-Emilian Apennines): geometric and kinematic data.* The trending of Triassic Evaporites cropping out at Sassalbo (Tuscany) and in Secchia Valley (Emilia Romagna) represents one of the most important trans-Appennines lineaments to gain informations about the structural evolution of the apenninic chain from the collisional to the more recent extensional tectonic phases.

Two groups of outcrops have been distinguished: 1) Sassalbo-Cerreto Pass group; 2) Secchia Valley group.

According to abundant published data and new field observations, some considerations on their tectonic evolution and emplacement are proposed.

These deposits, with their associated sedimentary sequences, belong to the Tuscan Nappe pertaining to the Internal Tuscan Realm. Despite the common origin and provenance, at a certain time of the geological history (Tertiary) the Evaporites from a diapiric structure evolved into a flattened salt tongue and finally have been dismembered and the easternmost part has been translated towards the adriatic-padan zone, originating the salt outcrops of Secchia Valley, the most external Tuscan allochthonous triassic Evaporites nucleus of the Northern Apennine.

From the existing structural setting, an evolution beginning with tectonic thickening of the Evaporites during the Apenninic tectogenesis (emplacement of Tuscan Nappe) with possible formation of diapiric structures has been hypothesized.

One diapiric structure can be identified in the Sassalbo-Cerreto Pass group. Such a structure once risen by perforating all the Tuscan Succession was partially cut off and wrapped up into allochthonous Units (Ligurian and Subligurian Units) during their east forward movement, and dragged toward the external zones in the shape of a salt tongue (Secchia Valley group). Therefore, the Evaporites sheets of Secchia Valley are not radicated, but are standing above the Sandstones of Cervarola Unit and they are englobed in the basal *mélange* of Modino Mount. Taking into account the vergence of the structures the most probably area of origin (of the Secchia Valley Evaporites) can be identified in the Cerreto Pass.

As regards the diapiric structure of Sassalbo-Cerreto Pass group, the direct overlapping of the Canetolo Unit and of the Flysch of Caio-Ottone above the Evaporites, with elision of all the Tuscan Succession has been indicated as evidence of the nucleation of the diapir itself and its evolution.

The present attitude of Evaporites cropping out in the area of Secchia Valley and of Sassalbo-Cerreto Pass, despite their different structure and evolution can be attributed to the strong interaction between weathering and the structures itself that have been for the most part solubilised, weathered and reshaped also in their deep levels.

**Key words** - Tuscan Nappe. Triassic Evaporites, diapiric structures, Sassalbo (eastern Lunigiana) and upper Secchia Valley, Northern Apennine.

**Riassunto** - *Le Evaporiti triassiche di Sassalbo e della Val di Secchia (Appennino-Tosco-Emiliano): dati geometrici e cinematici.* Gli affioramenti delle Evaporiti triassiche che da Sassalbo (Toscana) proseguono nella Val di Secchia (Emilia Romagna), costituiscono uno dei più

importanti lineamenti trans-appenninici che permettono di ottenere informazioni sull'evoluzione strutturale della catena appenninica, a partire dalle fasi tettoniche collisionali fino alle più recenti fasi tettoniche estensionali. Vengono distinti due gruppi di affioramenti: 1) gruppo di Sassalbo-Passo del Cerreto; 2) gruppo della Val di Secchia. Tenendo conto degli abbondanti dati pubblicati e di nuove osservazioni di terreno, sono proposte alcune considerazioni sulla loro evoluzione tettonica e messa in posto.

Questi depositi, con la loro sequenza sedimentaria associata, appartengono alla Falda Toscana. Nonostante la comune origine e provenienza di questi due gruppi di Evaporiti, ad un certo momento della storia geologica (Terziario) esse sono state smembrate e una porzione è stata traslata verso la zona esterna padano-adriatica, originando gli affioramenti di sale della Val di Secchia che costituiscono il nucleo di Evaporiti triassiche più orientale, di provenienza dal Dominio Toscano Interno dell'edificio appenninico.

Dall'attuale assetto strutturale, viene ipotizzata un'evoluzione che vede dapprima un ispessimento delle Evaporiti durante la tetto-genesi appenninica (messa in posto della Falda Toscana) con possibile nucleazione di strutture diapiriche di cui una è individuabile nel gruppo di Sassalbo-Passo del Cerreto. Tale struttura una volta perforata tutta la Successione Toscana è stata parzialmente recisa e imbollata nelle Unità alloctone (Unità Ligure e Subligure) durante la loro traslazione e trascinata verso le zone esterne come lingua di sale (gruppo della Val di Secchia).

Le lame di gesso della Val di Secchia non sono radicate, sovrastano geometricamente le Arenarie del Cervarola e sono inglobate nel *mélange* basale di Monte Modino. In base alla vergenza delle strutture l'area più probabile di provenienza si può individuare nelle Evaporiti del Passo del Cerreto.

Per quanto riguarda la struttura diapirica del gruppo di Sassalbo-Passo del Cerreto, la sovrapposizione diretta dell'Unità di Canetolo e del Flysch di Caio-Ottone con elisione di tutta la Successione Toscana, sono considerate come indizi della individuazione del diapiro stesso e della sua evoluzione.

La giacitura attuale degli affioramenti dell'area di Sassalbo-Passo del Cerreto viene attribuita alla profonda interazione tra eventi atmosferici e struttura originaria del diapiro stesso che è stato in gran parte solubilizzato e rimodellato anche in profondità.

**Parole chiave** - Falda Toscana. Evaporiti triassiche, strutture diapiriche. Sassalbo (Lunigiana orientale) e alta Val di Secchia, Appennino Settentrionale.

### INTRODUZIONE

L'area in esame è collocata nel settore orientale della Lunigiana in Provincia di Massa-Carrara e nell'alta Valle del Fiume Secchia in Provincia di Reggio Emilia. L'area è caratterizzata da un esteso affioramento di rocce evaporitiche triassiche, che formano un alto strutturale a ridosso dell'Appennino Tosco-Emiliano, tra il Passo

(\*) Università degli Studi di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra, via S. Maria 53, 56126 Pisa.

dell'Ospedalaccio e il Passo del Cerreto e si estendono lungo l'alto corso del Fiume Secchia. L'eccezionale abbondanza delle Evaporiti triassiche ed i loro complessi rapporti geometrici con litologie di diverso tipo, determina una situazione del tutto particolare nell'Appennino Centro-Settentrionale che ha attratto l'attenzione di numerosi ricercatori che, sulla loro posizione, origine ed evoluzione, hanno proposto diverse interpretazioni. Più in particolare, mentre per le Evaporiti di Sassalbo-Passo del Cerreto c'è stato nel tempo, sostanzialmente unanime accordo che si tratti delle Evaporiti alla base della Falda Toscana, per le Evaporiti della Val di Secchia le interpretazioni sono molto contrastanti: radicate in posto, olistostromi, scaglie divelte da Unità toscane.

#### CENNI STORICI

I primi geologi che si occuparono delle Evaporiti furono Cocchi (1866), Doderlein (1872) e Zaccagna (1884). Quest'ultimo Autore propose l'origine metasomatica dei gessi a partire sia dal Calcare massiccio del Lias, sia dai Calcarì «Alberesi».

Agli inizi del novecento ulteriori studi furono compiuti da Lotti (1910), Sacco (1932) e Anelli (1935). Quest'ultimo riconobbe l'età triassica e l'origine sedimentaria dei gessi della Val di Secchia e anche la loro esoticità entro le «Argille Scagliose», (termine introdotto da De Launay e Steinmann, 1907). Bertolani (1948) ripropose l'ipotesi di un'origine metasomatica dei gessi, avendo osservato in alcuni campioni, un passaggio graduale da calcare ad anidrite. Azzaroli (1950) condivise le spiegazioni fornite da Burckhardt (1946) circa la genesi dei gessi, sostenendo inoltre che i contatti dei Calcarì cavernosi con Formazioni più recenti erano tutti tettonici. Anche Azzaroli (1950) riconobbe che la posizione delle Formazioni triassiche era di origine tettonica, ammettendo una risalita diapirica lungo fratture trasversali, ubicate in corrispondenza del Passo del Cerreto e dell'Ospedalaccio, da dove sarebbero state trascinate verso la Val di Secchia.

Merla (1951) accettò le ipotesi di Azzaroli circa l'origine sedimentaria e la posizione dei gessi e dei Calcarì cavernosi. In seguito, Azzaroli propose nuove ipotesi (1955) rimettendo in discussione l'allocatione degli «esotici triassici della Val di Secchia» e sostenendo la possibilità dell'esistenza di fratture analoghe a quelle del Cerreto e dell'Ospedalaccio in quest'area, per cui anche le Evaporiti della Val di Secchia, in base anche alla loro grande estensione, non sostenibile con la sola frattura originaria dei Passi Cerreto-Ospedalaccio, non sarebbero più state da considerarsi masse erratiche, ma radicate sulla verticale.

Krampe (1964) ritenne i gessi e i Calcarì cavernosi affioranti a SW dell'anticlinale degli Schiocchi, presso Cerreto dell'Alpi, come la base della Toscanide II (Falda

Toscana), venuti all'affioramento per diapirismo lungo faglie trasversali, mentre considerò le rocce analoghe affioranti nella Val di Secchia come la base delle cosiddette Emilianidi, cioè della Serie di Monte Ventasso.

In seguito anche Krampe (1969) rivide le sue interpretazioni attribuendo tutto il Trias alla Falda Toscana, ritenendolo dislocato per scivolamento gravitativo nel bacino di sedimentazione del Complesso Monte Modino-Monte Cervarola, prima dell'inizio dell'Oligocene.

Nardi (1965) interpretò le masse di gesso e Calcare cavernoso della Val di Secchia come olistostromi e olistoliti franati dal fronte della Falda Toscana e messi in posto nel bacino di sedimentazione di Monte Modino e di Monte Cervarola.

Saggini (1965) riprese le prime ipotesi di Azzaroli considerando le masse triassiche della Val di Secchia come un colossale «erratico» radicato in origine presso l'area del Cerreto, rimosso e trascinato nell'attuale posizione dalle «argille scagliose». L'ipotesi di fratture trasversali al Passo del Cerreto fu ripresa e sostenuta da Ghelardoni *et al.*, (1965) che osservarono come questo tipo di dislocazioni sia frequente nell'Appennino Settentrionale e ammisero per le Evaporiti del versante emiliano, la possibilità di una traslazione tettonica sotto forma di scaglie provenienti dalla Falda Toscana, strappate e spinte in avanti dal «Complesso ofiolitifero delle Liguridi».

Baldacci *et al.* (1967a), ritennero i gessi e i Calcarì cavernosi di Sassalbo e del Passo del Cerreto, appartenenti ad una Successione toscana di tipo ridotto, mentre quelli dell'alta Val di Secchia furono associati ad olistostromi di «Argille Scagliose». Gli stessi Autori esclusero che i gessi potessero essere venuti a giorno per fenomeni diapirici, se non localmente e recentemente; sostenendo inoltre che queste Evaporiti poggiassero su una parte del Complesso Monte Modino-Monte Cervarola.

Rentz (1971) ritenne che i gessi e le anidriti della Val di Secchia costituissero un diapiro risalito per compressione orogenetica e traslato successivamente verso Nord mediante faglie distensive post-orogenetiche.

Colombetti & Fazzini (1976), considerarono la posizione attuale dei gessi e delle anidriti dell'Alta Val di Secchia, appartenenti alla Formazione di Burano, ipotizzando una loro messa in posto diapirica lungo una grande dislocazione ad andamento anti-appenninico in corrispondenza dell'attuale Val di Secchia.

Secondo Andreozzi *et al.* (1989), le Evaporiti triassiche della Val di Secchia sarebbero delle strutture trasposte, dal momento che, se così non fosse e ammettessimo invece una frattura recente con trabocco delle masse dei gessi, non avrebbe una collocazione logica la struttura anticlinale di Cerreto dell'Alpi (Arenarie di Monte Cervarola), che attraversa con direzione appenninica la fascia dei terreni triassici ed è geometricamente sottostante ad essi; questa situazione strutturale

dimostrerebbe che i gessi non sono qui radicati, ma sovrascorsi.

Calzolari *et al.* (1987), hanno rinvenuto metasedimenti arenacei e pelitici tra le Evaporiti triassiche dell'alta Val di Secchia. Studi petrografici hanno rivelato una particolare somiglianza tra i campioni di Pseudomacigno delle Alpi Apuane e le Arenarie della Val di Secchia. Secondo tali risultati il movimento di traslazione delle Evaporiti triassiche sarebbe successivo al metamorfismo dello Pseudomacigno e si sarebbe verificato lungo importanti dislocazioni trasversali alla catena. L'analogia dei lembi sedimentari sopra citati con la Serie Toscana metamorfica ha consentito nuove osservazioni sull'evoluzione strutturale, particolarmente complessa, dell'area dell'Appennino Settentrionale in esame, riaprendo una cruciale controversia circa i meccanismi di messa in posto delle Evaporiti della Val di Secchia e il loro originario Dominio paleogeografico, Toscano o Umbro. Molto importanti sono risultati i sondaggi elettrici verticali (S.E.V.) che misurano la resistività degli strati incontrati. L'indagine geoelettrica profonda ha permesso di stabilire, anche se per via indiretta e con i limiti della prospezione geofisica, che lo spessore dei gessi nel fondovalle del Fiume Secchia varia da 1100 m a 1800 m. I gessi risultano poggiare su uno strato elettricamente conduttivo (<50 ohm·m) attribuibile ad una Formazione flyschoidale marnoso-calcareo o arenacea. La sezione elettroresistiva e la relativa interpretazione geologica hanno permesso di escludere che i gessi siano radicati (e pertanto messi in posto per diapirismo in senso stretto), e danno invece maggior credito all'ipotesi che si tratti di più scaglie tettoniche estruse dal substrato Mesozoico della Falda Toscana nella zona del Cerreto e che solo tardivamente siano affiorate in corrispondenza della Valle del Fiume Secchia, (Colombetti e Zerilli, 1987). Un'importante serie di lavori (1988), a carattere interdisciplinare tesi a dare una valutazione del valore naturalistico dell'alta Val di Secchia, per una migliore progettazione di salvaguardia, valorizzazione e utilizzo pubblico dei beni ambientali è stata patrocinata dalla Provincia di Reggio Emilia e dalla Regione Emilia-Romagna. In questi lavori, interessanti nuovi dati, soprattutto di carattere geologico-geomorfologico (Tagliavini & Lusetti, 1988; Tellini, 1988), mineralogico (Bertolani, 1988; Tagliavini, 1988), speleologico (Catellani *et al.*, 1988; Chiesi, 1988) e idrogeologico (Forti *et al.*, 1988) sono stati raccolti sulle Evaporiti dell'alta Val di Secchia e utilizzati con accurata discussione dei risultati.

Dettagliati e significativi lavori sulle Anidriti di Burano e in particolare sulle Evaporiti triassiche di Sassalbo e della Val di Secchia, sono stati effettuati da Lugli (1993); in essi, con l'applicazione di diverse metodologie, viene proposta una ricostruzione della storia geologica delle originarie Evaporiti di Burano, inserendola, attraverso le loro modificazioni, negli eventi deposizio-

nali, tettonici e metamorfici dell'Appennino Settentrionale. Plesi *et al.* (2000), hanno interpretato le grandi masse di Evaporiti triassiche e Quarziti (Scaglie del Secchia), come scaglie tettoniche sradicate in corrispondenza di mega-strutture estensionali (in particolare la struttura estensionale del Passo del Cerreto) e trascinate avanti dalle Unità alloctone. Le Evaporiti sarebbero quindi in chiari rapporti tettonici con le Unità incassanti e non esisterebbe alcun elemento per giustificare l'ipotesi di una loro posizione sedimentaria.

Una ulteriore interpretazione sulla posizione delle Evaporiti delle aree in esame è stata proposta da Cerrina *et al.* (2002). Tali autori attribuiscono le Evaporiti alla Successione di base dell'Unità di Monte Modino e le metamorfite del Passo del Cerreto al Basamento della stessa Unità. Secondo questa interpretazione le Evaporiti e le soprastanti scaglie liguri dell'Ospedalaccio sottostanno tettonicamente (quasi in finestra) al Macigno e alla sottostante Successione meso-cenozoica del fronte della Falda Toscana.

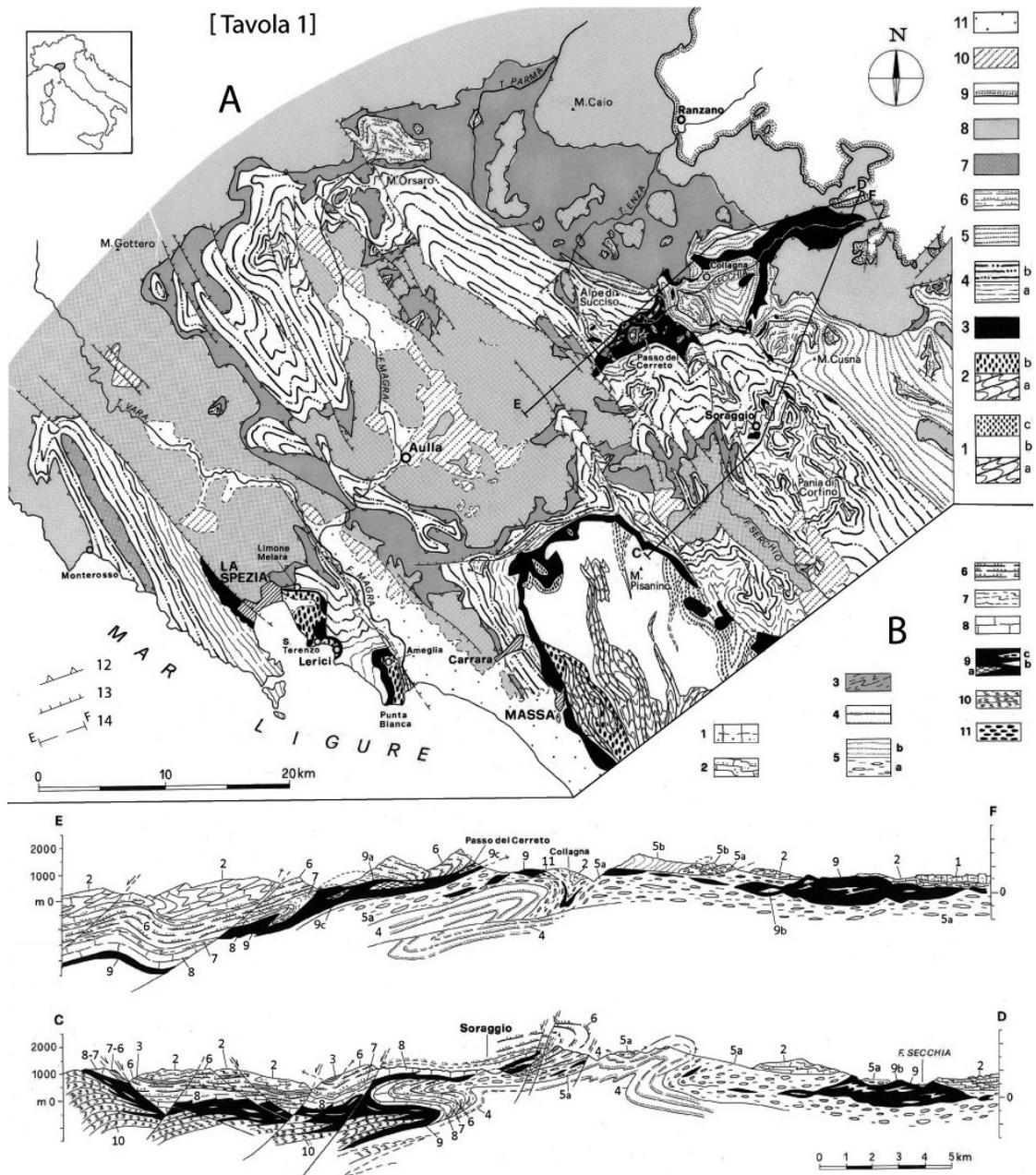
#### INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino Settentrionale è una catena a falde di ricoprimento, sovrapposte e ripiegate a formare un'antiforme leggermente immergente a NW, con la culminazione assiale in corrispondenza delle Alpi Apuane che risultano l'Unità affiorante più profonda dell'edificio appenninico (Tav. 1). La struttura generale è stata illustrata da Elter già nel 1960 e successivamente nel 1994, mediante una rappresentazione tridimensionale e una sezione geologica sintetica, in cui è stata anche più efficacemente evidenziata la sovrapposizione delle varie Unità tettoniche provenienti dai diversi Domini paleogeografici, di cui segue una breve descrizione.

Il Dominio Ligure è suddiviso in Dominio Interno, con relitti di Basamento oceanico e relative coperture sedimentarie del tardo Giurassico-Cretaceo-Paleocene (es: Unità del Bracco-Colli Tavarone, Unità di Monte Gottero) e Dominio Esterno, con un Flysch ad Elmitoidi cretaceo-paleocenico (Flysch di Monte Caio e Flysch di Ottone) in serie con un Complesso di base a dominante argilloso-arenacea con breccie ofiolitiche (Argilliti di S. Siro e Complesso di Casanova), scollato dal proprio substrato.

Il Dominio Subligure, di cui sembra far parte solo l'Unità di Canetolo (Elter *et al.*, 1964; Cerrina Feroni, 1988; Plesi *et al.*, 1994) è costituito da una Successione sedimentaria paleogenica profondamente tettonizzata, della quale non si conosce né l'età della base né la natura del substrato e che, probabilmente, si è deposta in un'area di transizione tra la crosta oceanica del Dominio Ligure e la crosta continentale del Dominio Toscano, in un ambiente di arco insulare.

L'Unità di Monte Modino di età cretaceo-paleogenica è costituita da un *mélange* tettonico basale di origine



Tav. 1 (Modificata da Leoni & Pertusati, 2002-2003): **A** - Principali lineamenti geologico-strutturali dell'area. Lo schema è stato ricavato da dati personali e di Auctt. vari. **B** - Sezioni geologiche delle località: Soraggio, sezione C-D; Passo del Cerreto e Collagna, sezione E-F.

**Legenda di Tavola 1A** [1: Autoctono, Auctt. a) Basamento metamorfico ercinico, b) Copertura mesozoica prevalentemente carbonatica, c) Scisti sericitici e Pseudomacigno (Cretaceo sup.-Oligocene); 2: Unità di Massa: a) Basamento metamorfico ercinico, b) Verrucano (Trias medio-sup.); 3: Unità del «Cavernoso»: Evaporiti, Calcare cavernoso, breccie tettoniche (scaglie inglobanti elementi di metamorfiti del Basamento ercinico, elementi di coperture metamorfiche alpine e di formazioni appartenenti alla Falda Toscana o indifferenziate); 4: Falda Toscana: a) Calcari e Marne a *Rhaeticula contorta* - Scaglia, b) Macigno (Trias sup.-Oligocene-Miocene inf.); 5: Unità di M. Modino e M. Ventasso: Arenarie torbiditiche (Chattiano pro parte-Aquitano) e Complesso basale (Cretaceo inf.-Rupeliano-Chattiano); 6: Unità del Cervarola (Burdigaliano-Langhiano); 7: Unità di Canetolo (Cretaceo sup.-Aquitano); 8: Unità Liguri Interne (Giurassico sup.-Paleocene) e Unità Liguri Esterne (Giurassico sup.?-Paleocene); 9: Epiligure: Successione di Ranzano (Eocene medio-sup.-Miocene inf.); 10: Bacini intramontani: (prevalentemente del Villafranchiano); 11: Coperture detritiche e alluvioni; 12: Accavallamenti, faglie inverse e/o trascorrenti; 13: Faglie dirette; 14: Traccia delle sezioni geologiche].

**Legenda di Tavola 1B** [1: Successione di Ranzano; 2: Liguridi; 3: Unità di Canetolo; 4: Unità del Cervarola; 5: Unità di M. Modino: a) Complesso di base (*mélange*), b) arenarie torbiditiche; Falda Toscana (6: Macigno; 7: Scaglia; 8: Carbonati mesozoici); 9: Unità del «Cavernoso» con: a) scaglie di metamorfiti erciniche, b) scaglie di metamorfiti alpine (Trias medio sup.-Oligocene), c) frammenti di formazioni appartenenti alla Falda Toscana e all'Autoctono; 10: Metasedimenti alpini dell'autoctono e parautoctono; 11: Verrucano].

Ligure-Subligure e da una Successione terrigena (Bartonian-Aquitano) deposta in posizione di *piggy back*, sia in ambiente di scarpata che di bacino torbido (Plesi *et al.*, 2000).

Il Dominio Toscano Interno è rappresentato dalla Successione della Falda Toscana, completamente scolata dal suo Dominio d'origine con una tipica tettonica di copertura. Essa è costituita da Formazioni non metamorfiche o con grado metamorfico molto basso fino al limite dell'anchizona (Cerrina Feroni *et al.*, 1983; Montomoli *et al.*, 2001; Carosi *et al.*, 2003), che vanno dal Trias superiore al Miocene inferiore.

Il Dominio Toscano Esterno comprende l'Unità di Massa e l'Autoctono Apuano (*Auctt.*) che sono entrambi metamorfici in *facies* scisti verdi e costituiti da un Basamento polimetamorfico ercinico e da una Copertura mesozoico-terziaria che segue, rimanendone solidale, le deformazioni del Basamento stesso con una tipica tettonica di rivestimento (Elter, 1972). Del Dominio del Cervarola, a cui appartiene un flysch arenaceo, miocenico (Burdigaliano-Serravalliano), non è noto nell'Appennino Centro-Settentrionale il substrato originario; probabilmente esso occupava una posizione intermedia tra il Dominio Toscano e quello Umbro-Marchigiano sul quale si accavalla in parte.

#### CENNI DI STRATIGRAFIA

Le Formazioni affioranti nell'area cartografata possono essere raggruppate nelle seguenti Unità tettoniche principali che, in ordine di sovrapposizione geometrica, partendo dalla più elevata alla più profonda, sono: Unità delle Liguridi Esterne (Unità di Monte Caio e Ottone), Unità di Canetolo, Unità di Monte Modino, Unità della Falda Toscana, Unità Metamorfiche (Scaglie tettoniche del Basamento paleozoico e dell'Unità di Massa) e Unità di Monte Cervarola, (Tav. 1, Tav. 2). Le Unità litostratigrafiche sono talvolta ricoperte, spesso su vaste aree, da depositi quaternari che sono costituiti principalmente da depositi di versante, morenici, colluviali e alluvionali (Tav. 2).

#### UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE, SUBLIGURI E TOSCANE (Mesozoico-Terziario)

##### UNITÀ CAIO E OTTONE

Le Unità Caio e Ottone, che nella zona rappresentano le Liguridi Esterne, si sono deposte probabilmente su crosta di transizione tra oceanica e continentale, sono attribuite al Cretaceo superiore-Paleocene inferiore (Dallan Nardi & Nardi, 1974) e comprendono un *Complesso di base: Argilliti di S. Siro* e *Complesso di Casanova*, sormontato stratigraficamente dal *Flysch ad Elmintoidi: Flysch di Monte Caio* e/o *Flysch di Ottone*.

##### UNITÀ CANETOLO

Ricerche stratigrafiche e biostratigrafiche (Cerrina Feroni *et al.*, 1992; Plesi *et al.*, 1994; Vescovi, 1998; Plesi, 2000) hanno evidenziato che le Arenarie di Petriagnacola sono più antiche delle Arenarie di Ponte Bratica (NP 25-Chattiano) e di conseguenza le Arenarie di Petriagnacola (MNP 23-Rupeliano medio-alto) non sono in successione stratigrafica al tetto della Serie, bensì tettonica e costituiscono una Sotto-Unità indipendente all'interno dell'Unità di Canetolo.

La *Sotto-Unità 1* comprende le seguenti Unità litostratigrafiche:

*Argille e calcari di Canetolo*, attribuite al Paleocene superiore (biozona NP 9) - Eocene medio (biozona NP 14 e 15), (Puccinelli *et al.*, 2010).

*Calcari di Groppo del Vescovo*, attribuiti all'Eocene inferiore-medio. Per quanto si trovino talvolta intercalati come grosse lenti nelle Argille e calcari (Plesi *et al.*, 2000).

*Arenarie di Ponte Bratica*, attribuite all'Oligocene superiore (Chattiano) sulla base delle biozone riconosciute (Fornaciari & Rio, 1996; Puccinelli *et al.*, 2010; Plesi & Zanzucchi, 2010).

La *Sotto-Unità 2* comprende le *Arenarie di Petriagnacola*, attribuite alla biozona corrispondente alla parte medio-alta del Rupeliano (fra circa 31.5 e 30 Ma), (Catanzariti *et al.*, 1997).

##### UNITÀ MODINO (SOTTO UNITÀ VENTASSO)

Vi fanno parte le seguenti Unità: il *Mélange basale* rappresentato da porzioni di successioni di origine Ligure e Subligure che da un punto di vista litologico e cronologico è del tutto simile alla Formazione delle Argille e calcari di Canetolo. Parte di questo *Mélange basale* è stato interpretato come un olistostrota al tetto del Macigno e alla base delle *Arenarie di Monte Modino* (olistostrota di base: Dallan *et al.*, 1981). Secondo Catanzariti *et al.* (1996), il contatto fra il Macigno e l'Unità Modino sarebbe da mettere in relazione con una faglia transpressiva destra di grande rigetto, posteriore alla messa in posto delle varie unità.

*Marne di Marmoreto*, attribuite all'intervallo Rupeliano-Chattiano sulla base delle biozone riconosciute (Fornaciari & Rio, 1996; Catanzariti *et al.*, 1996; Plesi *et al.*, 2000).

*Arenarie di Monte Modino*, attribuite all'intervallo Chattiano-Aquitano sulla base delle biozone riconosciute (Fornaciari & Rio, 1996; Plesi *et al.*, 2000).

##### FALDA TOSCANA

La Falda Toscana è costituita da una Successione che rappresenta un grande ciclo sedimentario marino che va dal Trias al Miocene inferiore. Dal basso verso l'alto segue una breve descrizione delle Formazioni meso-

zoico-terziarie di questa Successione che affiorano nell'area di studio.

Nel complesso si tratta di una Successione condensata con spessori ridotti e talvolta con assenza di alcune Formazioni anche per elisione tettonica.

#### *Gessi e dolomie:*

l'età della formazione è attribuita al Carnico-Norico. Essa è costituita talvolta da nette alternanze di gessi bianchi grigio-chiari, dolomie e calcari dolomitici grigio-scuro. In particolare presso Sassalbo l'alternanza tra i due litotipi può essere seguita per decine di metri lungo la rupe che delimita l'alveo del Canale dell'Acqua Torbida. Questa sezione di rocce evaporitiche mette in evidenza un intenso piegamento e porzioni in cui i livelli dolomitici risultano frammentati e inglobati dalla matrice solfatica (*boudin necks*). Le Evaporiti esprimono secondo Passeri (1977) un ambiente di *sabkha* costiera che potrebbe giustificare la precipitazione di anidrite primaria. È probabile che le Evaporiti si siano deposte prevalentemente sottoforma di cristalli di gesso, mentre la deposizione di anidrite potrebbe essere avvenuta in zone marginali (*sabkha* costiera). La deposizione di salgemma potrebbe essersi verificata in alcune aree dove le acque avevano raggiunto concentrazioni necessarie per la precipitazione di questo sale. In condizioni locali si è verificata la deposizione evaporitica di magnesite microcristallina (Lugli, 1993).

#### *Calcare cavernoso:*

la Formazione in esame è stata attribuita al Norico (Merla, 1951; Trevisan, 1955) sulla base della posizione stratigrafica in assenza di ritrovamenti fossiliferi. Essa è costituita da un calcare a cellette che deriva da una serie anidritico-dolomitica triassica, attraverso complessi processi di trasformazione. Il Calcare cavernoso, che si trova quasi sempre associato ai gessi, affiora in modo discontinuo lungo un settore trasversale di direzione SW-NE, che dalle vallate del Taverone e del Rosaro giunge fino a quelle del Secchia e dei suoi affluenti. Localmente sono presenti delle brecce poligeniche con clasti anche di 30 cm costituiti da frammenti di dolomie, calcari dolomitici, Scaglia toscana e Magigno, legati da cemento carbonatico talvolta ossidato. Parte di queste brecce che erano all'origine tettoniche sono state, in tempi molto più recenti (Plio-Quaternario), rimaneggiate in ambiente subaereo (Cerrina Feroni *et al.*, 1976). L'area dell'alta valle del Torrente Rosaro è in gran parte ricoperta da detrito morenico, come hanno evidenziato Azzaroli (1950), Krampe (1964) e Puccinelli *et al.* (2010); i terreni triassici si estendono al di sotto di tali coperture e di *klippen* delle Unità Ligure e Subligure, senza interruzioni di continuità (Sez. 3 e 6 di Tav. 2). In generale nella Formazione del Calcare cavernoso si ritrovano intercalate lenti caotiche di gesso. Una controversa questione riguardante le Evaporiti dell'area in esame è data dalla loro particolare posizione di affioramento nella zona del Passo del

Cerreto, dove le vediamo a diretto contatto sia del Flysch ad Elmintoidi che delle Argille e calcari di Canetolo, che le sovrastano. Questo argomento sarà trattato nella tettonica.

#### *Calcare massiccio:*

l'età di questa Formazione è attribuita all'Hettangiano (Lias inferiore). Si tratta di calcari non stratificati grigio-bianchi, micritici, con evidenti alterazioni di tipo carsico, in particolare negli affioramenti più elevati ed esposti.

#### *Calcari ad Angulati:*

in legenda (Tav. 2) è stata inserita una casella unica che comprende le Marne a *Posidonomya*, il Calcare selcifero, il Rosso ammonitico e i Calcari ad Angulati. La base della Formazione è attribuita alla parte medio-bassa dell'Hettangiano (Fazzuoli *et al.*, 1985), mentre il tetto alla parte media del Sinemuriano (Decandia *et al.*, 1968; Fazzuoli *et al.*, 1985). La sedimentazione avviene in un bacino che si approfondisce in seguito all'annegamento della piattaforma carbonatica, come è indicato dalla presenza di faune pelagiche (angulati).

#### *Rosso ammonitico:*

questa Formazione non compare in Carta (Tav. 2) in quanto non sono stati rilevati che piccoli affioramenti non rappresentabili a questa scala. L'età della Formazione è attribuita al Sinemuriano superiore-Pliensbachiano inferiore (Dallan Nardi & Nardi, 1974). L'ambiente di sedimentazione doveva essere costituito da un mare aperto e profondo per la presenza di cefalopodi pelagici (Boccaletti & Sagri, 1967).

#### *Calcare selcifero:*

questa Formazione che in letteratura è indicata anche col nome di *Calcare selcifero di Limano*, non è distinta nella Carta (Tav. 2) in quanto si è trovato solo un piccolo affioramento non rappresentabile a questa scala. L'età della Formazione è riferita al Pliensbachiano-Toarciano (Giurassico inferiore) e l'ambiente di sedimentazione è ritenuto che fosse una zona di scarpata (Fazzuoli *et al.*, 1985) dove si verificavano fenomeni di redistribuzione ad opera di correnti di fondo dei sedimenti provenienti dalle zone di alto e destinati alle aree depresse (Cerrina Feroni & Patacca, 1975).

#### *Marne a Posidonomya:*

questa Formazione che in letteratura è indicata anche come *Calcari e marne a Posidonia* è presente in affioramenti molto ridotti e pertanto non è distinta in Carta, anche se è stata inserita nella sezione 2 (Tav. 2) assieme al Calcare selcifero.

Recentemente l'età di questa Formazione è stata attribuita all'intervallo Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore-Bajociano superiore/Bathoniano inferiore (Puccinelli *et al.*, 2010). Essa indica un ambiente di sedimentazione pelagico (Fazzuoli *et al.*, 1985) con progressivo aumento di materiale terrigeno e diminuzione di quello carbonatico.

CARTA GEOLOGICA DI UN SETTORE ORIENTALE DELLA LUNIGIANA E DELL'ALTA VALLE DEL FIUME SECCHIA

Legenda

QUATERNARIO

- Detriti di falda, depositi colluviali e debris-flow
- Depositi alluvionali recenti e attuali
- Depositi alluvionali terrazzati
- Frane
- Depositi morenici e cordoni morenici
- Doline

UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE, SUBLIGURI E TOSCANE (Mesozoico - Terziario)

UNITÀ CAO E OTTONE

- CAO OTO - Flysch ad Elmintodi: Flysch di Monte Caio e Flysch di Ottone (Campaniano inf. - Campaniano sup. / Maastrichtiano inf.)
- CB - Complesso di base: Argilliti di S. Siro e Complesso di Casanova (Santoniano - Campaniano)

UNITÀ CANETOLO

- APE - Arenarie di Petrignacola (Oligocene inf. - Oligocene sup. / ? Miocene inf.)
- ARB - Arenarie di Ponte Bratica (Oligocene inf. - Oligocene sup. / ? Miocene inf. p. p.)
- CGV - Calcarei di Groppo del Vescovo (Eocene inf. - Eocene medio)
- ACC - Argille e calcari di Canetolo (Paleocene sup. - Eocene medio)

UNITÀ MODINO (SOTTO UNITÀ VENTASSO)

- MOD - Arenarie di Monte Modino (Chattiano - Aquitaniano)
- MMA - Marne di Marmoreto (Rupeliano - Chattiano)
- CBM - Successione di origine Ligure (? Barremiano - Cenomaniano) e Subligure (Paleocene - Eocene medio)

FALDA TOSCANA

- PNC - Marne di Pontecchio (? Aquitaniano)
- MAC - Macigno (Oligocene sup. p. p. - Miocene inf. p. p.)
- MRV - Marne di Rovaggio (Rupeliano)
- STO - Scaglia toscana (Scisti policromi) (Aptiano inf. p. p. - Oligocene sup. p. p.)
- LIM - Calcare selcifero (Pliensbachiano sup. p. p. - Pliensbachiano sup. / Toarciano inf.)
- RSA - Rosso ammonitico (Sinemuriano inf. / Pliensbachiano sup. p. p.)
- ANL - Calcare ad angulati (Hettangiano sup. / Sinemuriano inf. - Pliensbachiano inf.)
- MSA - Calcare massiccio (Hettangiano - Hettangiano sup. / Sinemuriano inf.)
- CCA GSB - Calcare cavernoso, gessi e dolomie (Carnico - Norico)

UNITÀ METAMORFICHE

- AQU - Quarziti della Rivaccia (Trias medio sup.)
- MGA - Micasisti, Gneiss e Anfiboliti dell'Ospedalaccio (Paleozoico)

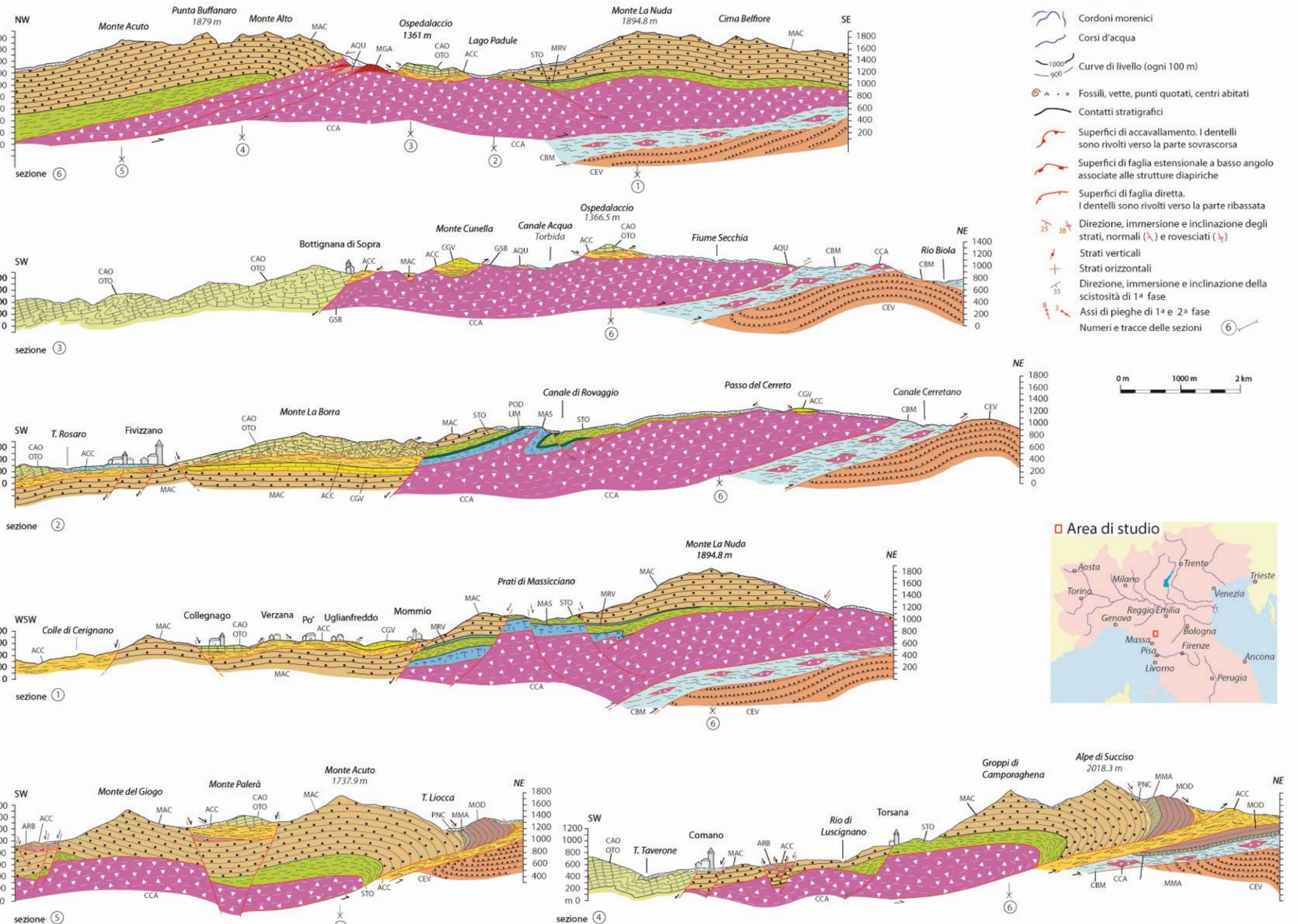
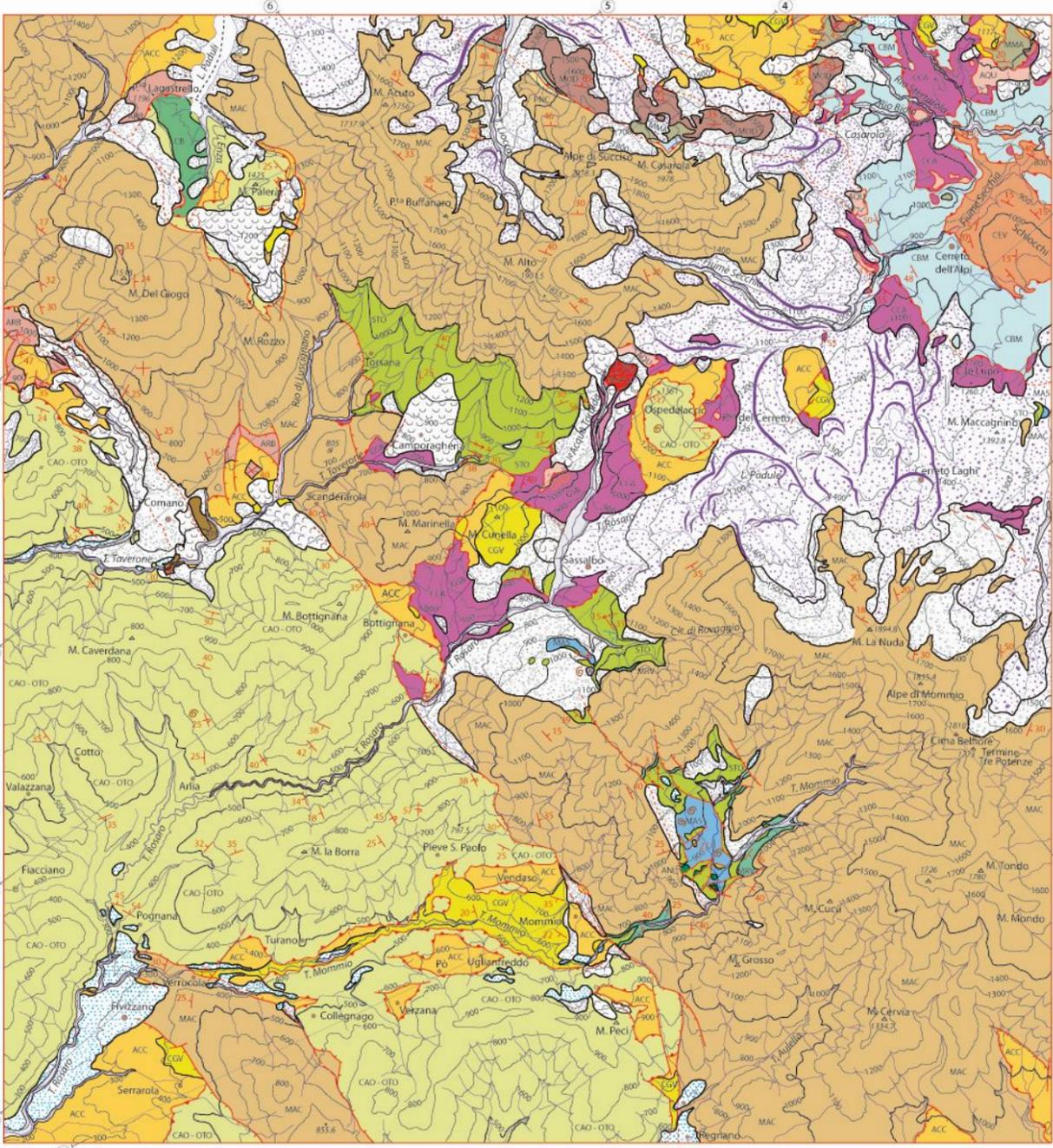
UNITÀ DI INCERTA SEDE, DI PROBABILE COLLOCAZIONE TRA DOMINIO TOSCANO E UMBRO-MARCHIGIANO (Terziario)

UNITÀ CERVAROLA

- CEV - Arenarie di Monte Cervarola (? Aquitaniano p. p. - Burdigaliano p. p.)

SIMBOLOGIA

- Cordoni morenici
- Corsi d'acqua
- Curve di livello (ogni 100 m)
- Fossili, vette, punti quotati, centri abitati
- Contatti stratigrafici
- Superfici di accavallamento. I dentelli sono rivolti verso la parte sovrascorsa
- Superfici di faglia estensionale a basso angolo associate alle strutture diapiriche
- Superfici di faglia diretta. I dentelli sono rivolti verso la parte ribassata
- Direzione, immersione e inclinazione degli strati, normali (↘) e rovesciati (↙)
- Strati verticali
- Strati orizzontali
- Direzione, immersione e inclinazione della scissosità di 1ª fase
- Assi di pieghe di 1ª e 2ª fase
- Numeri e tracce delle sezioni



*Scaglia toscana (Scisti policromi):*

recenti datazioni permettono di attribuire l'età di questa Formazione ad un intervallo compreso tra l'Aptiano inferiore p.p. e l'Oligocene superiore p.p. (Puccinelli *et al.*, 2010). La Scaglia toscana varia spesso il suo aspetto litologico manifestando *facies* calcareo-argillose, marnose e calcarenitiche; le varie *facies* sono ricche di foraminiferi planctonici, in particolare globigerinidi. Gli spessori di questa Formazione sono variabili nell'area in esame: si passa dalle poche decine di metri nella successione condensata di Mommio, fino a 300-400 m nella successione del crinale appenninico, per intenso piegamento e presumibili raddoppi tettonici interni.

*Marne di Rovaggio:*

questa Formazione designata da Krampe (1964) *Rovaggiomergel* è attribuita al Rupeliano sulla base delle biozone rinvenute (Catanzariti *et al.*, 1996).

*Macigno:*

nell'area di studio, come si può osservare sia dalla Carta che dalle sezioni (Tav. 2), l'estensione areale e lo spessore di questa Unità litostratigrafica sono considerevoli. Lo spessore del Macigno può arrivare infatti a 800-1000 m circa (Sez. 5 e 6 di Tav. 2) e nel crinale appenninico dell'area in esame, dove si rovescia, raddoppia questa grandezza (Sez. 4, 5 e 6 di Tav. 2). La parte basale della Formazione è stata attribuita da Decandia *et al.* (1968), all'Oligocene medio-superiore per la presenza di fossili e microfossili, tra cui nummuliti e lepidocline. Il tetto del Macigno, da analisi biostratigrafiche in campioni del Monte Casarola, è risultato di età chattiano-aquitana (Plesi *et al.*, 2000).

*Marne di Pontecchio:*

tenendo presente la Carta di Plesi *et al.* (1999), tra il Monte Casarola e la Valle del Torrente Liocca affiora un livello marnoso che risulta scollato e tettonicamente sovrapposto al Macigno. Se è vera l'età aquitana di queste marne (Fornaciari & Rio, 1996), allora è possibile che esse rappresentino un deposito originariamente in successione col Macigno e riferibile alle cosiddette «Marne di Pontecchio», termine che fu introdotto da Günther (1966) per indicare un livello marnoso in successione stratigrafica col Macigno. Secondo alcuni autori (Puccinelli *et al.*, 2010) anche le Marne di Marmoreto stanno al tetto del macigno in successione stratigrafica.

## UNITÀ METAMORFICHE (Paleozoico-Mesozoico)

## SCAGLIE TETTONICHE DEL BASAMENTO

*Micascisti, Gneiss e Anfiboliti dell'Ospedalaccio:*

si tratta di una o più scaglie tettoniche metamorfiche di Basamento Paleozoico (Ricci, 1968) che affiorano al Passo dell'Ospedalaccio e sono costituite da micascisti verdi, muscovitici, con intercalazioni di gneiss quarzoso-feldspatici, con lenti e corpi plurimetrici di anfiboliti

inclusi in una sequenza di metapsammitti (scisti a biotite e/o muscovite raramente contenenti granati). Sia i meta-sedimenti sia le anfiboliti hanno subito un'evoluzione retrograda fino alle condizioni di scisti verdi (Chicchi *et al.*, 2002). Da rimarcare che sia nella Successione stratigrafica dell'Autoctono Apuano che nell'Unità di Massa, non affiorano rocce che raggiungono questo grado metamorfico; quindi pensiamo che siano di origine più interna e che potevano costituire parte del basamento della Falda Toscana, come già proposto da Puccinelli *et al.*, (2010). La datazione  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  sulle orneblende delle anfiboliti fornisce un'età radiometrica di queste rocce tra 328 e 312 Ma, confinando il metamorfismo in *facies* anfibolitica al Carbonifero inferiore; ciò implica che queste rocce metamorfiche appartengono al Basamento ercinico della Toscana, deformato e metamorfosato durante lo stadio collisionale dell'orogenesi ercinica in Europa Meridionale (Molli *et al.*, 2002), prima di essere riattivato dalla tettonica appenninica.

## SCAGLIE TETTONICHE DELL'UNITÀ DI MASSA

*Quarziti della Rivaccia (Verrucano):*

si tratta di scaglie costituite prevalentemente da Quarziti e attribuite indirettamente al Ladinico-Carnico per analogia con i sedimenti dell'Unità di Massa. Si presentano come arenarie quarzose stratificate con strati di spessore variabile dal decimetro al metro, intercalati da livelletti centimetrici siltoso-argillitici; livelli di conglomerati quarzosi con clasti di qualche cm sono localmente presenti. Le arenarie sono costituite quasi esclusivamente da clasti di quarzo a grana medio-fine di colore bianco e rosato; esse rappresentano dei depositi di transizione da un ambiente continentale a uno marino (Rau & Tongiorgi, 1974; Passeri, 1977).

## UNITÀ CERVAROLA

*Arenarie di Monte Cervarola:*

le arenarie affioranti agli Schiocchi nell'alta Val di Secchia che in passato sono state attribuite sia al Macigno (Azzaroli, 1955), sia alle Arenarie di Monte Modino (Nardi, 1965), è «ormai da molto tempo che vengono riferite unanimemente alla Formazione delle Arenarie di Monte Cervarola» (Plesi *et al.*, 2000). Esse sono costituite da un flysch miocenico (Burdigaliano-Serravalliano) del quale non è noto il substrato originario nell'Appennino Centro-Settentrionale ed appaiono tettonicamente interposte tra il Dominio Toscano e quello Umbro-Marchigiano, sul quale si accavallano in parte. Questa Formazione, la cui sedimentazione è avvenuta «in un bacino di avanfossa più recente e più esterno di quello del Macigno» (Andreozzi *et al.*, 1989), costituisce l'Unità tettonica più giovane e più profonda in quest'area. Secondo Martini & Plesi (1988) la parte basale di questa Successione si è deposta parzialmente sopra un substrato dell'Unità Modino che era già sovrascorsa sulla Falda

Toscana. La parte interna della Successione del Cervarola può essere considerata un deposito di *piggy-back* (Labaume, 1992; Plesi *et al.*, 2000; Botti *et al.*, 2002).

#### CENNI DI TETTONICA REGIONALE

Nell'area cartografata viene confermato che l'ossatura fondamentale della catena appenninica è data dalla sovrapposizione di Unità tettoniche caratterizzate da Successioni stratigrafiche differenti, provenienti da altrettanti Domini paleogeografici.

Come in tutto l'Appennino anche in quest'area sono riconoscibili gli effetti legati agli eventi tettonici fondamentali: raccorciamento ed estensione crostali. Al primo evento che può essere scomposto in più fasi, legato alla collisione tra il micro continente sardo-corso (retropaes) ed il margine occidentale austro-alpino, sono imputabili la traslazione d'insieme da Ovest verso Est delle varie Unità tettoniche espulse dai loro Domini originari (Elter, 1960; Boccaletti *et al.*, 1971; Carosi *et al.*, 2004; Molli, 2008) e le più importanti strutture deformative interne alle singole Unità (zone di taglio, pieghe rovesciate, clivaggio).

Successivamente questo edificio strutturale costituito dall'impilamento delle varie Unità è stato ulteriormente raccorciato e i vari contatti tettonici tra le Unità possono essere ripiegati fino al ribaltamento, con un'inversione locale dell'ordine di successione delle Unità tettoniche.

Ulteriori accavallamenti post-falde hanno portato le Unità di origine più esterna a sovrapporsi a quelle che erano di origine più interna, ma che avevano raggiunto una posizione più orientale: Falda Toscana che si accavalla sull'Unità Modino (Plesi *et al.*, 2000). Questi ultimi motivi tettonici sono evidenziati nelle sezioni geologiche di Tav. 1 e Tav. 2. All'interno di questa evoluzione cinematica l'età delle deformazioni compressive ringiovaniscono da Ovest verso Est e vanno dal Miocene inferiore nella zona Toscana Interna (Falda Toscana), al Miocene superiore-Pliocene inferiore nelle zone più Esterne (Dominio Umbro-Marchigiano). Anche i raccorciamenti crostali sembrano attenuarsi nella stessa direzione, passando da falde di ricoprimento con entità di traslazione di centinaia di chilometri (nelle zone interne), ad accavallamenti, a pieghe e pieghe-faglie vergenti ad ENE (nelle aree più occidentali delle zone esterne), con raccorciamenti dell'ordine di qualche decina di chilometri. Nell'Adriatico, a parte qualche faglia inversa molto recente, le strutture si attenuano e le coperture tendono a radicarsi sul Basamento metamorfico ercinico (Pieri & Groppi, 1981).

#### LINEAMENTI STRUTTURALI LOCALI

Da quanto brevemente esposto nei cenni storici circa le ipotesi dei diversi Autori, risulta evidente la complessità geologica costituita dai gessi del tratto di Appennino in

esame, sia come giacitura e messa in posto, sia come provenienza. Più in particolare, mentre per gli affioramenti di Sassalbo-Passo del Cerreto c'è sostanzialmente unanime accordo che si tratti delle Evaporiti alla base della Falda Toscana, per le Evaporiti della Val di Secchia le interpretazioni sono molto contrastanti: radicate in posto (Zaccagna, 1884; Azzaroli, 1955; Krampe, 1964; Rentz, 1971), olistostromi (Nardi, 1965; Baldacci *et al.*, 1967a; Krampe, 1969), scaglie tettoniche o porzioni di strutture diapiriche divelte dall'Unità toscana da parte delle «Argille Scagliose» (Azzaroli, 1950; Saggini, 1965; Ghelardoni *et al.*, 1965; Calzolari *et al.*, 1987; Colombetti & Zerilli, 1987; Andreozzi *et al.*, 1989; Plesi *et al.*, 2000).

I principali lineamenti geologici e i rapporti geometrici tra le varie Unità tettoniche affioranti nell'area delle maggiori masse di Evaporiti esaminate sono illustrati nelle Tav. 1 e 2. Per la loro attuale posizione geometrica, pur avendo avuto una iniziale storia evolutiva comune sono stati distinti due gruppi di affioramenti di Evaporiti:

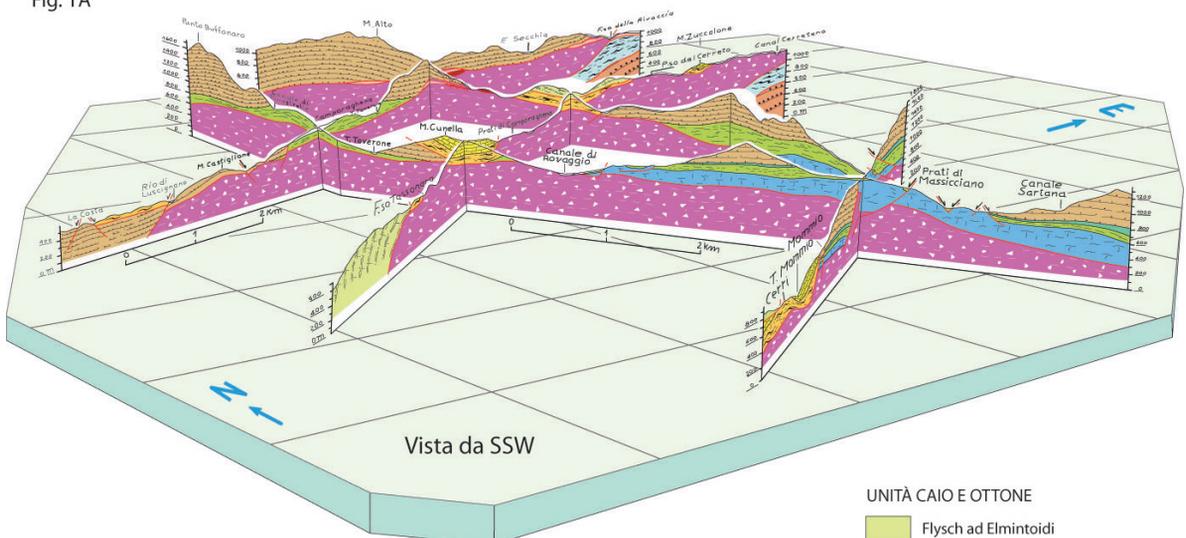
- 1) gruppo di Sassalbo-Passo del Cerreto
- 2) gruppo della Val di Secchia

Il primo gruppo di Evaporiti che affiora alla base della Falda Toscana, ingloba frammenti di Basamento ercinico (Molli *et al.*, 2002), metamorfiti di medio-basso grado: micascisti a grt, bt, musc, paragneiss minuti, anfiboliti e inoltre scaglie di metasedimenti riferiti al Verrucano s.l. in cui sono ancora riconoscibili passaggi stratigrafici alle Evaporiti riferibili al ciclo alpino, sia come evoluzione sedimentaria che tettonico-metamorfica (Leoni & Pertusati 2002-2003; Pertusati *et al.*, 2010).

Al di sopra di queste Evaporiti, laddove non sono presenti strutture diapiriche, affiora la Successione della Falda Toscana, condensata e spesso elisa tettonicamente, che dai Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* arriva fino al Macigno (Tav. 1). La Falda Toscana risulta deformata attraverso pieghe chiuse o molto chiuse, rovesciate verso NE e da faglie inverse con la stessa vergenza. Le stesse Evaporiti (dove hanno avuto un comportamento diapirico) hanno perforato tutta la Successione Toscana fino a venire a contatto con il Macigno e con le Liguridi, tettonicamente sovrastanti. Gli attuali contatti, anche se deformati successivamente all'estruzione delle Evaporiti, hanno carattere sottrattivo e possono essere considerati come faglie dirette a basso angolo che, a prima vista, potrebbero essere messe in relazione a una tettonica estensionale.

Il secondo gruppo di Evaporiti affiora ad Est oltre il Passo del Cerreto, in grandi masse collegate in maniera più o meno continua, inglobate in un Complesso di base dell'Unità Monte Modino-Monte Ventasso (Plesi *et al.*, 2002); con assetto caotico a dominante componente argillosa (*mélange*) (Plesi *et al.*, 2000), confinato tra le sovrastanti Arenarie di Monte Ventasso e le sottostanti Arenarie di Monte Cervarola, affioranti in finestra tettonica nell'alta Val di Secchia (Tav. 1 e 2; Fig. 1A, 1B e 2). Inglobate nelle Evaporiti sono presenti

Fig. 1A



**UNITÀ METAMORFICHE**

- Scaglie tettoniche dell'unità di Massa (Verrucano)
- Quarziti della Rivaccia
- Scaglie tettoniche dell'unità di Massa (Verrucano)
- Micasisti Gneiss e Anfiboliti dell'Ospedalaccio

**FALDA TOSCANA**

- Macigno
- Marne di Rovaggio
- Scaglia toscana
- Calcare massiccio
- Calcare cavernoso, gessi e dolomie

**UNITÀ CAIO E OTTONE**

- Flysch ad Elmitoidi

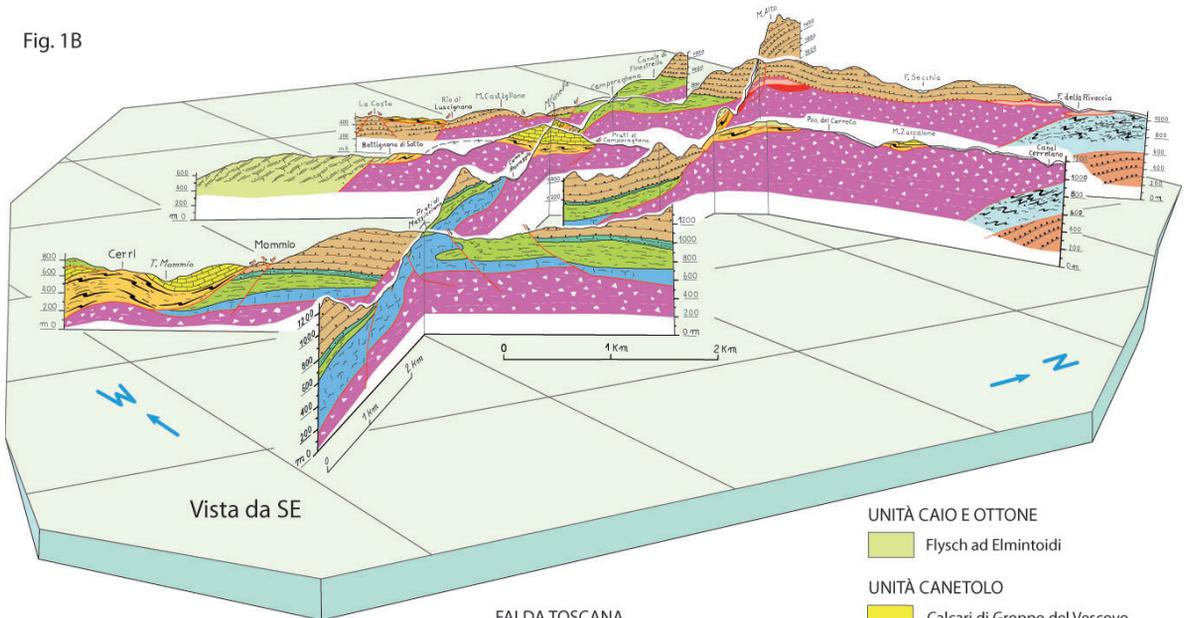
**UNITÀ CANETOLO**

- Calcarei di Gruppo del Vescovo
- Argille e calcari di Canetolo

**UNITÀ MODINO ( SOTTO UNITÀ VENTASSO)**

- mélange basale
- Successione di origine Ligure e Subligure

Fig. 1B



**UNITÀ METAMORFICHE**

- Scaglie tettoniche dell'unità di Massa (Verrucano)
- Quarziti della Rivaccia
- Scaglie tettoniche dell'unità di Massa (Verrucano)
- Micasisti Gneiss e Anfiboliti dell'Ospedalaccio

**FALDA TOSCANA**

- Macigno
- Marne di Rovaggio
- Scaglia toscana
- Calcare massiccio
- Calcare cavernoso, gessi e dolomie

**UNITÀ CAIO E OTTONE**

- Flysch ad Elmitoidi

**UNITÀ CANETOLO**

- Calcarei di Gruppo del Vescovo
- Argille e calcari di Canetolo

**UNITÀ MODINO ( SOTTO UNITÀ VENTASSO)**

- mélange basale
- Successione di origine Ligure e Subligure

**UNITÀ CERVAROLA**

- Arenarie di Monte Cervarola

scaglie tettoniche (ordine di grandezza del centinaio di metri), lembi di qualche metro e frammenti di qualche millimetro di Verrucano s.s., di Scaglia toscana non metamorfica e di Macigno; sono presenti anche lembi di metarenarie riferibili alla Formazione dello Pseudo-

macigno (Calzolari *et al.*, 1987). Queste masse di Evaporiti non si collegano direttamente a quelle del Cerreto e sono ad esse geometricamente sottostanti (Plesi *et al.*, 2000; Leoni & Pertusati, 2002-2003; Bonini & Pertusati, 2011), (Tav. 1 e 2; Fig. 2). L'insieme *mélange*-

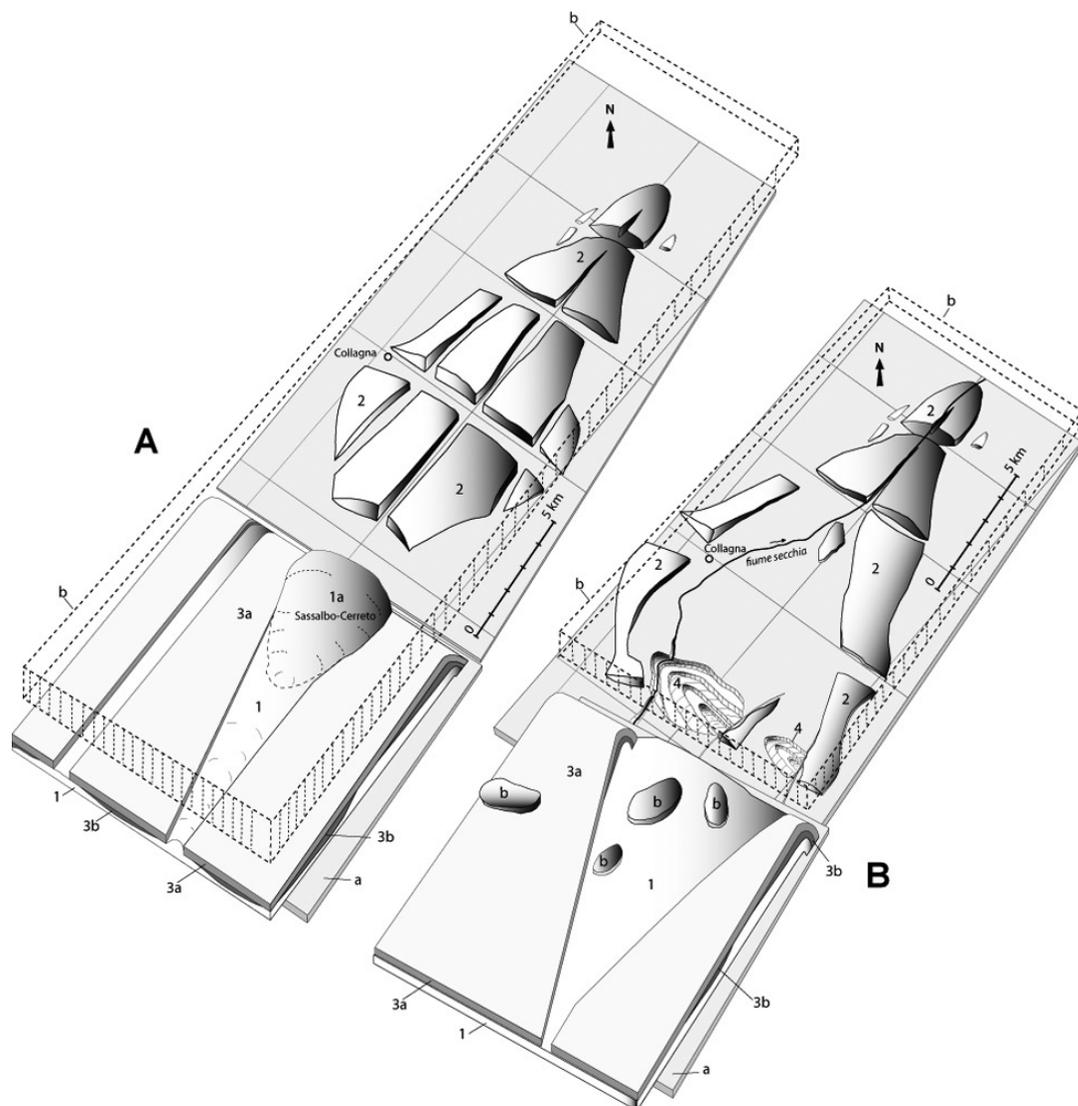


Fig. 2 - Stereogramma tendente a illustrare in A la posizione relativa del gruppo delle Evaporiti di Sassalbo-Passo del Cerreto a SW (1) e quello delle Evaporiti dell'Alta Val di Secchia a NE, che qui sono rappresentate già in forma di «lingua di sale» (2). La distanza tra i due gruppi di Evaporiti è del tutto arbitraria. La superficie di scorrimento delle Evaporiti (a) è ipotizzata alla stessa quota della superficie di scorrimento alla base del fronte della Falda Toscana: 3a corrisponde al Macigno e parte della Scaglia toscana, 3b, corrisponde alla parte mesozoico-terziaria prevalentemente carbonatica-marnoso-argillosa (Massiccio-Scaglia toscana p.p.). La linea tratteggiata alla base della porzione indicata 1a (che rappresenta una parte delle masse evaporitiche estruse e prima di essere traslate verso le zone esterne) è stata posta in corrispondenza del tetto strutturale del Macigno. Il volume tratteggiato (b) comprende le sovrastanti Unità Liguri, Subliguri e di Monte Modino. In B è rappresentata nel blocco di NE la ricostruzione ipotetica dell'attuale forma della «lingua di sale», più appiattita rispetto alla situazione precedente, dedotta dai dati cartografici, di superficie e di sottosuolo. Tale struttura, in gran parte asportata dall'erosione, viene proposta con una schematica morfologia in cui sono rappresentati il Fiume Secchia e le finestre tettoniche dell'Unità di Monte Cervarola (4). Nel blocco di SW sono rappresentati la Falda Toscana e il suo fronte che si accavalla parzialmente sulla «lingua di sale» che dal fronte stesso aveva tratto origine (1a), anche in questo caso è stata schematizzata una morfologia a un certo stadio di evoluzione, in cui è asportato parte del fronte, il che fa apparire più larga la zona di origine della «lingua di sale» dell'Alta val di Secchia. Inoltre sono rappresentate le Unità Liguri e Subliguri, di cui rimangono alcune *klippen* come lembi residui di erosione (b). Gli spaccati longitudinali e trasversali che individuano porzioni ortogonali non hanno un significato strettamente tettonico, ma sono stati utilizzati per meglio rappresentare la forma delle strutture in tre dimensioni.

masse Evaporitiche inglobate è piegato insieme alla grande anticlinale a vergenza adriatica all'interno delle Arenarie di Monte Cervarola (Tav. 1).

I caratteri microstrutturali, il grado metamorfico e le modalità di formazione delle scaglie di Verrucano all'interno dei due gruppi di Evaporiti sono del tutto confrontabili e sono paragonabili agli affioramenti di Verrucano triassico di Soraggio e di Leric-Tellaro (Leoni & Pertusati, 2002-2003). Nelle Evaporiti della Val di Secchia inoltre, gli «esotici» sono costituiti da Scaglia toscana, Macigno e Pseudomacigno che rendono plausibile una loro origine interna e verosimilmente si trovavano in continuità fisica con le Evaporiti del Passo del Cerreto. Per quanto concerne gli affioramenti di Verrucano del Passo del Cerreto e di Soraggio, la somiglianza dei caratteri sedimentari (in particolare la presenza di impronte di salemma nelle metapeliti in affioramenti delle due località (Lugli, 2001), e dei caratteri metamorfici e strutturali (sia a livello della meso che microscala), ne confermano l'appartenza, come è verificabile cartograficamente, allo stesso allineamento strutturale e di conseguenza allo stesso Dominio di origine. Tale Dominio, in considerazione della evidente posizione alloctona di questi lembi di Verrucano (si tratta di scaglie tettoniche o blocchi disarticolati «strappati» dalla Falda Toscana nel suo movimento da Ovest verso Est) e del loro grado metamorfico (più basso sia degli affioramenti della Zona di Massa che di quelli dei Monti Pisani, e simile a quello del Verrucano di Leric-S.Terenzo), deve pertanto essere individuato sul margine più interno dell'Unità di Massa, in una posizione non molto diversa da un punto di vista paleogeografico, da quella del Verrucano di Leric-S.Terenzo, che si trovava in una posizione più interna rispetto alla zona di origine dell'Unità di Massa e verso occidente doveva fare transizione al Dominio della Falda Toscana. Per le scaglie di Verrucano s.s., inglobate nelle Evaporiti della Val di Secchia, i dati raccolti nei campioni prelevati presso il paese di Collagna suggeriscono una evoluzione metamorfica analoga a quella del Verrucano s.s. del Passo del Cerreto e di Soraggio. Appare quindi plausibile ritenere che anche le Evaporiti della Val di Secchia siano in originaria continuità con quelle affioranti al Passo del Cerreto e a Soraggio e abbiano rispetto a quest'ultime la stessa provenienza, anche se attualmente sono separate a causa di una diversa evoluzione tettonica.

## EVENTI DEFORMATIVI

Nell'area di studio sono stati riconosciuti tre eventi deformativi principali:  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ .

La prima fase ( $D_1$ ) risulta essere la fase deformativa responsabile dell'accavallamento delle falde, del metamorfismo e della strutturazione principale della catena appenninica (Burdigaliano-Langhiano). La Falda Toscana, scollandosi a livello delle Evaporiti triassiche si

accavalla sul Dominio Toscano Esterno, con sviluppo di strutture a carattere principalmente duttile: rare pieghe  $F_1$  con associata foliazione di piano assiale  $S_1$ , strutture S-C, scaglie intercutanee e fenomeni di *boudinage* nei livelli più competenti.

Le pieghe  $F_1$ , da decimetriche a metriche, sono state osservate nella Formazione della Scaglia, hanno una geometria simile e sono riconducibili alla classe 2 di Ramsay (1967).

Esempi di tali pieghe sono stati osservati al km 0+500 lungo la strada provinciale per Sassalbo; in queste gli assi e le lineazioni d'intersezione hanno una forte dispersione sul proprio piano assiale con direzioni comprese tra  $N 010^\circ$  e  $N 150^\circ$  e inclinazioni verso SW e SE comprese tra  $N 010^\circ$  e  $N 035^\circ$ . Pieghe  $F_2$  all'interno della Formazione della Scaglia sono state osservate in destra idrografica del Fosso Rioseccolo, con direzione degli assi  $N 100^\circ$  e immersione verso Ovest di circa  $5^\circ$ . A tali pieghe sono anche associate strie di orientazione  $N 020^\circ$  con movimenti relativi del blocco superiore verso i quadranti Nord-orientali.

Parallelamente ai piani assiali delle pieghe  $F_1$  si sviluppa una foliazione  $S_1$  con le caratteristiche di una *slaty cleavage*.

Nell'area studiata sono state osservate strutture S-C nel Complesso di base dell'Unità Modino, presso la località Ponte del Barone (Cerreto dell'Alpi), con direzione di movimento  $N 060^\circ$  e trasporto della parte superiore verso ENE.

Altre strutture di tipo S-C sono state osservate nei Micasisti e gneiss milonitici dell'Ospedalaccio, con un'orientazione principale della foliazione  $N 060^\circ$  immergente a SE di  $35^\circ$ , lineazioni di estensione NS e un senso di movimento associato alle zone di taglio verso Est.

Sono state osservate strutture S-C anche lungo la strada per Camporaghena presso il ponte sul Rio di Lusciignano, nelle porzioni siltitiche delle Arenarie di Ponte Bratica; anche in questo caso il senso di movimento associato alle zone di taglio è verso Est-Nord-Est.

Esempi di *boudinage* alla scala decimetrica sono stati osservati nella Formazione dei Calcari ad Angulati, nel fianco inverso della piega rovesciata verso Est presso il Fosso Rioseccolo a Sud di Sassalbo, dove questi calcari in *facies* tipica (alternanza di calcari, siltiti e marne) presentano strati budinati con gli assi dei *boudins* di direzione  $N 020^\circ$ , circa paralleli all'asse della piega a cui sono associati. Sono stati infine rilevati esempi di *boudins* a scala centimetrica e metrica nei gessi e nelle dolomie di Sassalbo.

La vergenza delle pieghe  $F_1$  e il senso di movimento tettonico, associato alle zone di taglio, sono compatibili con una vergenza orientale della prima fase deformativa che presenta un senso di taglio e quindi di trasporto tettonico da Ovest verso Est.

La seconda fase deformativa ( $D_2$ ) si manifesta principalmente con lo sviluppo di pieghe ( $F_2$ ) che vanno dalla micro alla meso-scala, associate ad una foliazione di

piano assiale spaziata, classificabile come *crenulation cleavage*, più evidente nei litotipi a maggior componente pelitica. Nei litotipi più competenti si formano pieghe concentriche riferibili alla classe 1B di Ramsay, (1967). Nei litotipi meno competenti come la Scaglia si osservano pieghe più chiuse con fianchi assottigliati e cerniere ispessite (classe 1C e 2 di Ramsay, 1967). Le pieghe  $F_2$  sono caratterizzate da piani assiali fortemente inclinati o verticali.

Pieghe di seconda fase sono state riconosciute nella Formazione della Scaglia affiorante sulla destra del Fosso Rioseccolo, con assi di orientazione N 160° e inclinazione di pochi gradi verso Sud. Altre pieghe di seconda fase sono state osservate nella Scaglia a quota 1100 m, sulla destra idrografica del Canale dell'Acqua Torbida, con assi di direzione N 170° immergenti a Sud di 20°.

Alla scala cartografica la struttura plicativa più evidente è la piega rovesciata a Sud di Sassalbo, presso il Fosso Rioseccolo, che si rovescia con strati verticali in cerniera, piano assiale debolmente immergente verso Ovest e asse orientato Nord-Sud. Tale piega coinvolge diverse Formazioni della Falda Toscana; infatti al nucleo della struttura affiora il Calcare massiccio e procedendo verso l'estradosso troviamo i Calcari ad Angulati, il Calcare Rosso ammonitico, il Calcare selcifero, le Marne a Posidonia e la Scaglia toscana. Lungo i fianchi della struttura, all'interno della Formazione dei Calcari ad Angulati, sono presenti *boudins* con sviluppo longitudinale circa Nord-Sud e direzione di massima estensione N 110°. La suddetta piega è anche interessata da una faglia transpressiva sinistra con direzione N 135° ed immersione a SW di 52°.

Pieghe semplici a flessura o monoclinali a scala chilometrica sono ricostruibili dalle sezioni geologiche allegate alla carta geologica.

La terza fase ( $D_3$ ) si manifesta con pieghe da centimetriche a metriche con piano assiale suborizzontale, parallelamente al quale si sviluppa una foliazione con caratteristiche di *crenulation cleavage*.

Le strutture duttili sono accompagnate e seguite da deformazioni fragili che talvolta modificano sostanzialmente l'assetto strutturale.

Di particolare significato è il *thrust* della Gabellina che nell'area di studio è compreso nell'allineamento che va dal Fosso Turgallo al Canale Cerretano, con la Formazione del Calcare cavernoso che sovrascorre sul Complesso di base dell'Unità Modino.

Altre deformazioni di tipo fragile sono riferibili a faglie prevalentemente dirette con direzione sia appenninica (N 150-180°) che trasversale (N 050-060°). Entrambi i sistemi hanno inclinazioni variabili da 50 a 80° con immersione sia a SW che a NE.

Inoltre faglie estensionali a basso angolo delimitano le Evaporiti triassiche con vari termini della Successione toscana e le Unità soprastanti.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Le Evaporiti triassiche affioranti a Sassalbo-Passo del Cerreto e nell'alta Val di Secchia possono essere suddivise in due gruppi attualmente indipendenti. Nella nostra interpretazione questi due gruppi facevano parte di un'unica struttura con una iniziale storia evolutiva comune.

Questa struttura all'origine costituiva la base della Falda Toscana e nel corso della prima e più importante fase di traslazione, durante il distacco dal substrato originario, possono essersi formate ripetizioni tettoniche assimilabili a scaglie intercutanee all'interno delle Evaporiti. Alla base delle scaglie si sono formate lame di Basamento e di Verrucano che, con ripetizioni multiple all'interno delle Evaporiti, hanno determinato uno spessore anomalo della successione triassica, con accumulo locale delle Evaporiti stesse (1) (Fig. 3a), seguito da una migrazione di salgemma verso il nucleo del diapiro in embrione (*salt cored anticline*: Davis & Engelder, 1985; Butler *et al.*, 1987; Jaume & Lille, 1988) e successivamente verso il fronte della Falda Toscana. Verso la fine della prima fase di traslazione e dopo il principale evento metamorfico appenninico, sarebbe risalita la struttura diapirica del Cerreto che probabilmente si trovava in posizione più interna di quella attuale. Tale struttura diapirica, attraverso fratture trasversali (SW-NE), avrebbe perforato tutta la Falda Toscana e sarebbe poi stata in parte decapitata e trascinata verso l'esterno dalle Unità di Monte Modino, Canetolo e Liguridi, e imballata (Plesi *et al.*, 2002) prevalentemente nel *mélange* basale dell'Unità di Monte Modino.

A partire da questo momento i due gruppi di Evaporiti hanno avuto storie evolutive del tutto differenti.

1) Le Evaporiti di Sassalbo-Passo del Cerreto, derivanti dall'evoluzione di una «*salt cored anticline*» in una struttura diapirica (Rowan *et al.*, 2001), sono rimaste sostanzialmente solidali rispetto al resto della Successione, coincidono con il fronte della Falda Toscana ed hanno costituito il nucleo di alimentazione delle Evaporiti più esterne. Le Evaporiti di Sassalbo-Passo del Cerreto hanno un tetto localmente formato da una copertura tettonica di Unità completamente alloctone.

Il problema fondamentale è se queste Evaporiti costituiscano effettivamente un diapiro o derivino dall'evoluzione di un diapiro, oppure se si tratti di una struttura prevalentemente estensionale. Un importante contributo all'ipotesi che si tratti di una struttura diapirica in corrispondenza del Cerreto, può essere individuato nella presenza di lembi di Argille e calcari di Canetolo e Flysch ad Elmintoidi al Passo dell'Ospedalaccio, che vengono a diretto contatto, senza l'interposizione del Macigno, con le sottostanti Evaporiti. Il Passo dell'Ospedalaccio corrisponde a una depressione morfo-

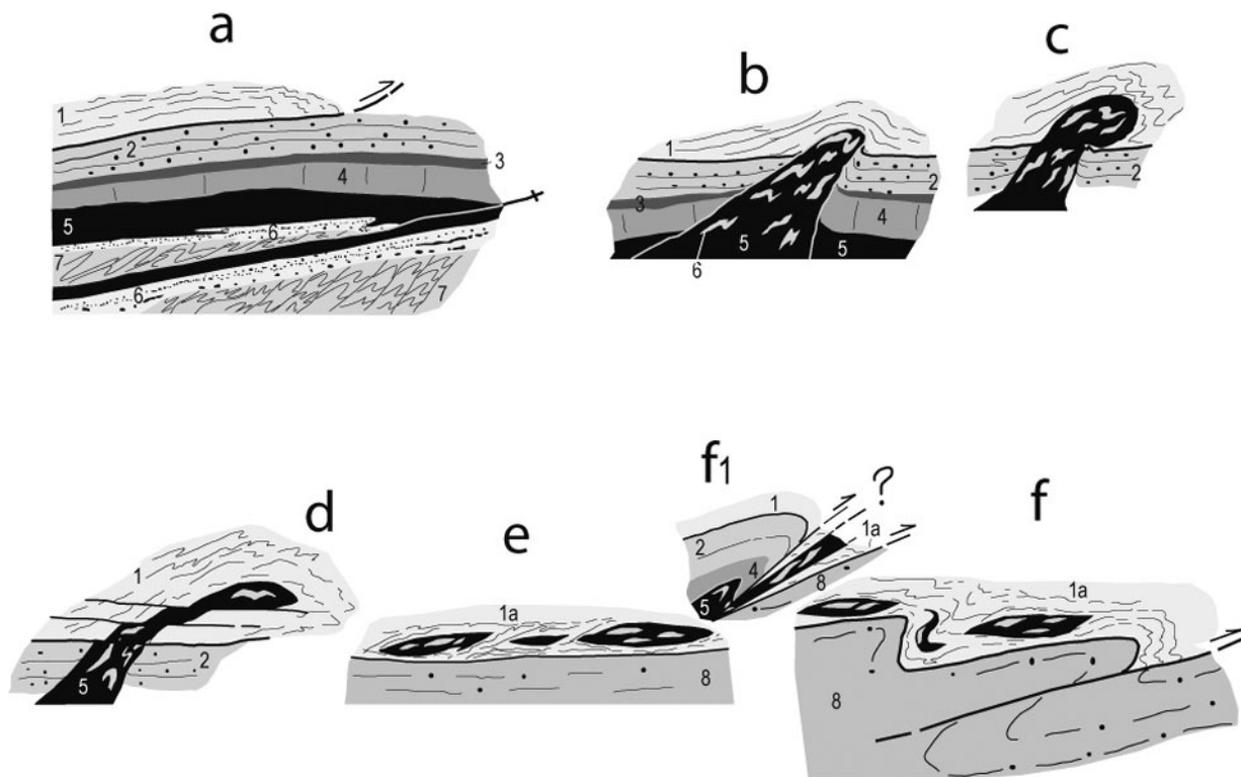


Fig. 3 - Evoluzione schematica della messa in posto e successiva evoluzione delle Evaporiti lungo una sezione NE-SW. (1) Unità di Monte Modino, Canetolo e Liguridi, (1a) *Mélange* basale di Monte Modino, (2) Macigno, (3) Scaglia toscana, (4) Calcare massiccio, (5) Evaporiti, (6) Verrucano, (7) Basamento ercinico, (8) Arenarie di Monte Cervarola. **a**: fase collisionale appenninica con scollamento della Falda Toscana, con formazione di scaglie intercutanee con al nucleo porzioni di Basamento ercinico e Verrucano, che avevano portato, attraverso ripetizioni multiple, ad un anomalo ispessimento delle Evaporiti, (nella fig. 3a abbiamo riportato per semplicità una sola scaglia intercutanea e un solo raddoppio di gessi). (**b** - **f**): Struttura diapirica del Cerreto instauratasi probabilmente verso la fine della prima fase deformativa, dopo il principale evento metamorfico, in posizione più interna di come è attualmente, ed estrusa attraverso fratture trasversali (NE-SW) (**b**, **c**); successivamente decapitata e trascinata verso l'esterno dalle Unità di Monte Modino, Canetolo e Liguridi, ed imballata prevalentemente nel *mélange* basale dell'Unità di Monte Modino (**d**) fino a ricoprire l'Unità di Monte Cervarola (**e**). Successivo piegamento delle Arenarie di Monte Cervarola con coinvolgimento del *mélange* basale e delle Evaporiti in esso contenute (**f**), e probabile contemporaneo accavallamento del fronte della Falda Toscana sul *mélange* stesso (**f**<sub>1</sub>).

logica rispetto ai due molto più elevati contrafforti di Macigno di Monte La Nuda e di Monte Alto (Sez. 6 di Tav. 2, Fig. 1A e 1B). Tale situazione è stata spiegata con un sistema di faglie dirette a basso angolo che avrebbero eliso tutta la Falda Toscana, fino a portare le Unità di Canetolo e Caio-Ottone a contatto con le Evaporiti. Se si osserva la sezione 6 di Tav. 2 (longitudinale rispetto al fronte della Falda Toscana, ma trasversale rispetto alla struttura diapirica), tra i due affioramenti di Macigno di Monte La Nuda e di Monte Alto, rispettivamente a SE e a NW del Passo del Cerreto, non c'è spazio sufficiente per far elidere la Falda Toscana mediante l'azione di faglie dirette (che dovrebbero essere trasversali rispetto al fronte della Falda Toscana) e che comunque avrebbero dovuto essere ad angolo molto basso per portare l'Unità di Canetolo e Caio-Ottone a sovrastare direttamente le Evaporiti stesse. Ci sembra più verosimile immaginare che le

Evaporiti, perforata tutta la sovrastante Falda Toscana, dopo essere state in parte decapitate e traslate, siano rimaste coperte direttamente dalle unità sopracitate alla stessa quota del tetto strutturale del Macigno, cioè ad una quota molto più elevata di come le vediamo attualmente. In seguito, per erosione e soprattutto per dissoluzione (2) ad opera degli agenti atmosferici, le stesse avrebbero subito una diminuzione di volume, ancora in atto, che avrebbe portato, a causa della loro contrazione, alla quota attuale gli affioramenti di Argille e Calcari e di Flysch ad Elmintoidi al Passo dell'Ospedalaccio (Pertusati *et al.*, 2010).

2) Le Evaporiti della Val di Secchia, totalmente alloctone e sradicate dal resto della Falda Toscana, rappresenterebbero la parte sommitale del diapiro del Passo del Cerreto, tranciato, con evoluzione da forma iniziale grossolanamente cilindrica, allungata in dire-

zione WSW-ENE, a lingua di sale, fino a formare delle lame disarticolate incluse prevalentemente nel *mélange* basale di Monte Modino (Fig. 2). Questo secondo gruppo di Evaporiti è stato traslato verso Est per almeno 18 km rispetto alla ipotizzata zona di origine dove sono radicate le Evaporiti di Sassalbo-Passo del Cerreto (senza tener conto degli accavallamenti tardivi del fronte della Falda Toscana sul *mélange* basale di Monte Modino e sulle Arenarie di Monte Cervarola e delle relative deformazioni plicative che coinvolgono il *mélange* stesso) ed ha avuto, a partire da un certo momento della storia geologica, un'evoluzione del tutto indipendente dalle Evaporiti del primo gruppo che sono da considerarsi il fronte mesozoico della Falda Toscana; mentre la posizione avanzata delle Evaporiti della Val di Secchia costituisce una struttura del tutto locale ormai indipendente dal fronte stesso.

Inoltre le Evaporiti una volta inglobate nel *mélange* basale non hanno più costituito un livello di scollamento, ma sono state trasportate passivamente con locali deformazioni interne (*boudinage*, pieghe e clastisi) e con minori strutture secondarie, tardive che coinvolgono anche l'Epiligure (Tagliavini e Lusetti, 1988). Strutture minori analoghe sono state osservate nell'area a occidente del Passo del Cerreto. Se effettivamente le Evaporiti della Val di Secchia derivano dalla decapitazione e trascinarsi della parte sommitale del diapiro del Passo del Cerreto, gli affioramenti più orientali dovrebbero corrispondere alle porzioni risalite per prime, mentre quelli più occidentali alle porzioni risalite più tardivamente, nell'ipotesi di un'estrusione più o meno continua del corpo diapirico. Sia la presenza di salgemma nelle Evaporiti della Val di Secchia, che riteniamo derivi dalla parte più esterna e sommitale del diapiro (che presumibilmente è stata decapitata per prima e traslata più lontana), sia la presenza di frammenti di Basamento paleozoico di origine più interna, che al momento della traslazione delle Liguridi dovevano trovarsi a maggiore profondità e quindi non inglobabili nella lingua di sale traslata (e che di conseguenza sono rimasti confinati nel diapiro del Passo del Cerreto), potrebbero essere indizi a sostegno della cronologia relativa descritta precedentemente.

Per quanto riguarda la forma della lingua di sale ricostruita (Fig. 2), sono molti i fattori che possono essere intervenuti per determinarla (es: quantità costante o variabile nel tempo di materiale estruso, velocità costante o variabile della traslazione delle Unità tettoniche inglobanti le masse Evaporitiche, carico litostatico variabile sulle varie verticali ecc.), ma al momento non siamo in grado di valutare l'effetto singolo o globale dei vari fattori. Se si volesse molto grossolanamente, valutare il tempo per compiere 18 km di traslazione, tenendo conto delle velocità calcolate (Carmignani *et al.*, 1980) si potrebbe tentare un calcolo molto approssi-

mativo. Sia in base ai dati strutturali e stratigrafici più recenti sia in base ai dati di Carmignani *et al.*, (1980) cum bibl., dando dei valori medi che non implicano che la traslazione sia stata continua e con velocità costante. Nell'ipotesi di una velocità media di 0,9 cm/anno, senza considerare la percentuale di raccorciamento interno delle unità tettoniche, ma valutando solo l'estensione trasversale in linea retta degli affioramenti, si stima un intervallo di tempo di circa due milioni di anni.

Nell'ipotesi che si tratti di un diapiro, sulla verticale del Cerreto-Ospedalaccio si è verificato un abbassamento di almeno 700 m rispetto al livello strutturale iniziale (superficie di contatto Liguridi s.l. ed Evaporiti). Parte di questo dislivello è da mettersi in relazione a faglie dirette, ma gran parte a contrazione delle Evaporiti per processi di solubilizzazione.

Circa le modalità di messa in posto per le Evaporiti del Cerreto, sia la prima fase di traslazione, sia la seconda (*thrust* della Gabellina con accavallamento del fronte sul *mélange* basale di Monte Modino) avvengono in regime di compressione. Per quanto riguarda la traslazione del *mélange* basale e delle Evaporiti associate, possiamo individuare un regime in compressione riferibile ad una prima fase con decapitazione del diapiro e traslazione sul Cervarola e una seconda fase, sempre in compressione, con piegamento dell'Unità del Cervarola e coinvolgimento del *mélange* e delle Evaporiti.

Questa seconda fase potrebbe essere parzialmente coeva con la riattivazione del *thrust* della Gabellina. Più verso l'esterno, oltre gli affioramenti in finestra tettonica dell'Unità del Cervarola, le superfici di movimento sono pressoché orizzontali o leggermente immergenti verso Est. Con tale giacitura la traslazione potrebbe essere messa in relazione con una tettonica gravitativa e inquadrabile nei movimenti che hanno dato origine alla «colata gravitativa» della Val Marecchia; oppure potrebbe essere l'espressione di *foreland dipping thrusts* ancora inquadrabili con una tettonica in compressione. Al momento non abbiamo validi elementi per poter discriminare.

Per quanto riguarda l'età della traslazione delle Evaporiti essa è posteriore all'età del Macigno e a quella delle Arenarie del Cervarola e precedente al successivo piegamento delle Arenarie stesse che coinvolgono il *mélange* basale di Monte Modino con le lame di gesso associate (Sez. E-F, Tav. 1).

Al di sopra delle Liguridi in netta discordanza angolare si è deposta la Successione di Ranzano-Bismantova, al cui interno vi sono numerose discordanze e lacune stratigrafiche (Bettelli, 2002; Cerrina Feroni *et al.*, 2002). È nella successione di Bismantova, nella sezione che va dal Burdigaliano in poi, che potrebbero essere ricercate le tracce per individuare l'evento che ha portato al piegamento delle Arenarie del Cervarola e la possibile

traslazione tardiva verso l'esterno del fronte della Falda Toscana. Questo evento dovrebbe infatti essere marcato da eventi deposizionali significativi quali variazioni di *facies*, *slampings* ed olistotromi, discordanze e possibili lacune stratigrafiche; aspetti questi che non possono essere trattati in questo articolo, e che comunque richiedono delle competenze specialistiche di cui non abbiamo completa padronanza.

Nella zona del Passo del Cerreto-Sassalbo il contatto tra Evaporiti, resto della Successione toscana e falde sovrastanti, avviene attraverso faglie estensionali a basso ed alto angolo. Simili assetti strutturali sono presenti in numerose situazioni dell'Appennino Settentrionale e in particolare nella Toscana a Sud dell'Arno dove affiorano successioni elise tettonicamente e indicate come «serie ridotta» (Signorini, 1949; Vighi, 1958; Pertusati *et al.*, 2004). Alcune di queste situazioni potrebbero essere rivisitate in un'ottica che prevede la presenza di strutture diapiriche con diverso grado di evoluzione.

#### RINGRAZIAMENTI

Ringraziamo i Revisori A. Cerrina Feroni e A. Puccinelli che hanno esaminato il manoscritto fornendo la revisione critica del testo e gli utili suggerimenti.

#### BIBLIOGRAFIA

- ANDREOZZI M., 1992. Stratigrafia fisica delle Arenarie di 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: 269-285.
- ANDREOZZI M., CASANOVA S., CHICCHI S., FERRARI S., PATERLINI P., PESCI M., ZANZUCCHI G., 1989. Riflessioni sulle Evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia (RE). *Mem. Soc. Geol. It.* 37: 69-75.
- ANELLI M., 1935. Considerazioni sulla posizione tettonica del Trias nell'alta Val di Secchia. *Atti Soc. Sci. Nat. e Mat. Modena*, 66.
- AZZAROLI A., 1950. Tettonica della catena principale dell'Appennino lunigianese tra il Passo di Pradarena e il Passo di Lagastrello. *Boll. Soc. Geol. It.* 69: 366-391.
- AZZAROLI A., 1955. L'Appennino tosco-emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e Soraggio. *Boll. Soc. Geol. It.* 74 (2): 1-72.
- BALDACCIS F., BRANDI G., NARDI R., SQUARCI P., TAFFI L., 1967a. Sulla giacitura dei calcari cavernosi e dei gessi di Sassalbo, del Passo del Cerreto e della Val di Secchia (Appennino tosco-emiliano). *Mem. Soc. Geol. It.* 6: 199-211.
- BALDACCIS F., NARDI R., 1967. Sulla presenza di una finestra tettonica nella serie Toscana della Valle di Soraggio. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 74 (1): 120-127.
- BALDACCIS 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.
- BALDACCIS F., PLESI G., 1989. Sul significato della finestra tettonica di Soraggio e sui rapporti fra i flysch arenacci oligo-miocenici lungo la sezione Valle di Soraggio - M. Cusna - M. Prampa. *Mem. Soc. Geol. It.* (1987) 39: 46-56.
- BETTELLI G., 2002. Carta geologica d'Italia, Foglio 236 Pavullo nel Frignano (Scala 1:50.000). *Servizio Geologico d'Italia*.
- BERTOLANI M., 1948. Ricerche sulla formazione gessoso-calcareo dell'alta Val Secchia. *L'Universo* 29 (3), Firenze.
- BERTOLANI M., 1988. Petrografia e mineralogia della formazione evaporitica dell'alto bacino del fiume Secchia in provincia di Reggio Emilia. Estratto da: L'area carsica dell'Alta Val di Secchia. Regione Emilia-Romagna. 61-66 pp.
- BOCCALETTI M., SAGRI M., 1967. Lacune della serie Toscana, 3. Stratigrafia del Mesozoico nella zona di Equi Terme (Lunigiana). *Boll. Soc. Geol. It.* 86: 503-523.
- BOCCALETTI M., ELTER P., GUAZZONE G., 1971. Polarità strutturali delle Alpi e dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica. *Mem. Soc. Geol. It.* 10: 371-378.
- BONATTI S., 1938. Studio petrografico delle Alpi Apuane. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.* 26: 116.
- BONINI L., PERTUSATI P.C., 2011. Note alla Carta Geologica e della Vegetazione di un settore orientale della Lunigiana (MS) e dell'alta Val di Secchia (RE). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 116: 33-54.
- BORTOLOTTI V., PIRINI C., 1965. Nota preliminare sull'età della base del Macigno (Serie tra il Passo del Cerreto e la bassa Valle del Serchio). *Boll. Soc. Geol. It.* 84 (6): 29-36.
- BOTTI F., PALANDRI S., PLESI G., 2002. The Mt. Cervarola Sandstones in the T. Fellicarolo and T. Dardagna valleys (Northern Apennines): petrographic and biostratigraphic features regional correlations. *Boll. Soc. It., Special Volume* 1: 305-317.
- BRUECKNER W., 1941. Über die entstehung der rauwacken und selendolomite. *Ecl. Geol. Helv.* 34 (1): 117-134.
- BURCKHARDT C.E., 1946. Il sondaggio di Belagajo (Grosseto) ed il suo significato. *Boll. Soc. Geol. It.* 65: 97-107.
- BUTI F., D'AMATO AVANZI G., PELLEGRINO M., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., TURRINI G., 2003. Foglio 234 - Sez. 234060, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- BUTLER R.W.H., COWARD M.P., HARWOOD G.M. & KNIPE R.J., 1987. Salt control on thrust geometry, structural style and gravitational collapse along the Himalayan mountain front in the Salt Range of Northern Pakistan. In: *Dynamic Geology of Salt and related structures*. Academic Press, Inc.
- CALZOLARI A., FERRARI S., PATERLINI P.E., ZANZUCCHI G., 1987. Segnalazione di Metasedimenti tra le Evaporiti triassiche dell'alta Val di Secchia (RE). *Mem. Soc. Geol. It.*, 39: 77-81.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G., TREVISAN L., 1980. Sur la vitesse de migration de quelques phénomènes orogéniques dans l'Apennin du Nord. Colloque scientifique an hommage au prof. J. Goguel.
- 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.
- CAROSI R., LEONI L., MONTOMOLI C., SARTORI F., 2003. Very low-grade metamorphism in the Tuscan Nappe, Northern Apennines, Italy: relationships between deformation and metamorphic indicators in the La Spezia mega-fold. *Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitteiln.* 83: 15-32.
- CAROSI R., MONTOMOLI C., PERTUSATI P.C., 2004. Late tectonic evolution of the Northern Apennines: new data on the exhumation of the Tuscan Units. *Geodinamica Acta* 17 (4): 253-273.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., OTTRIA G., 1996. Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra Dominio subligure e Dominio toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 103: 1-30.
- CATANZARITI R., RIO D., MARTELLI L., 1997. Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano sandstones. *Mem. Sci. Geol.* 49: 207-253.

- CATELLANI C., CHIESI M., FORMELLA W., 1988. Il catasto speleologico degli affioramenti triassici (zona settentrionale della formazione evaporitica dell'alta Valle del Secchia). Estratto da: L'area carsica dell'Alta Val di Secchia. Regione Emilia-Romagna. 127-190 pp.
- CERRINA FERONI A., PATACCA E., 1975. Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio Toscano Interno tra il Trias superiore e il Miocene medio. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 82: 43-54.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C., PLESI G., 1976. Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al calcare cavernoso dell'Appennino. *Boll. Soc. Geol. It.* 95: 1161-1174.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI 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.
- CERRINA FERONI A., 1988. La duplicazione della catena a falde, per trascorrenza longitudinale, nell'Appennino Settentrionale: una soluzione alternativa. *Rend. Soc. Geol. It.* 11: 325-328.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., PERILLI N., 1992. Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense). *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.* 46: 301-312.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G., MARTINELLI P., MARTELLI L., CATTANZARITI R., 2002. Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo. Scala 1:250.000. Selca, Firenze.
- CHICCHI S. & PLESI G., 1995. La struttura della finestra di Gazzano (Val Dolo, Appennino Reggiano-Modenese). *Accad. Naz. Delle Scienze, Scritti e Documenti*, 14: 195-227.
- CHICCHI S., COSTA E., LUGLI S., MOLLI G., MONTANINI A., TORELLI L., CAVOZZI C., 2002. The Passo del Cerreto-Val Secchia evaporites and associated rocks. *Field trip, Realmod Conference, Guide book*. Drawings and paintings by E. Masini. 40 pp.
- CHIESI M., 1988. Morfologie carsiche ipogee. Estratto da: L'area carsica dell'Alta Val di Secchia. Regione Emilia-Romagna. 49-55 pp.
- COCCHI I., 1866. Sulla geologia dell'alta Valle di Magra. *Mem. Soc. It. Sci. Mat.*, 2.
- COLI M., 1989. Time and mode of uplift of the Apuane metamorphic complex. *Atti Tic. Sci. Terra* 32: 177-186.
- COLOMBETTI A., FAZZINI P., 1976. L'alimentazione e l'origine della sorgente salso-solfata di Poiano (Reggio-Emilia). Fenomeni di dissoluzione nella valle del Fiume Secchia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95: 403-421.
- COLOMBETTI A., ZERILLI A., 1987. Prime valutazioni dello spessore dei Gessi triassici della Formazione di Burano mediante sondaggi elettrici verticali (S.E.V.) nella Valle del fiume Secchia (Villa Minozzo-R.E.). *Mem. Soc. Geol. It.* 39: 83-90.
- DALLAN NARDI L., NARDI R., 1974. Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale. *Mem. Accad. Lunig. Sci. G. Capellini* 42: 1-212.
- DALLAN L., PUCCINELLI A., VERANI M., 1981. Geologia dell'Appennino settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia. *Boll. Soc. Geol. It.* 100: 567-586.
- DAVIS D.M., ENGELDER T., 1985. De role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119: 67-88.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., TURRINI G., 2004. Foglio 234 - Sez. 234070, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., TURRINI G., 2004. Foglio 234 - Sez. 234100, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., TURRINI G., 2004. Foglio 234 - Sez. 234110, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- D'AMATO AVANZI G., FALCINI M., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., 2004. Foglio 234 - Sez. 234120, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., TURRINI G., 2004. Foglio 234 - Sez. 234140, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- D'AMATO AVANZI G., NARDI R., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., TURRINI G., VALORI M., 2004. Foglio 234 - Sez. 234150, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- D'AMATO AVANZI G., DE LUCIA P.L., FALCINI M., NARDI R., PUCCINELLI A., TRIVELLINI M., 2004. Foglio 234 - Sez. 234160, scala 1:10.000. Cartografia Geologica Regione Toscana.
- DECANDIA F.A., FEDERICI P.R., GIGLIA G., 1968. Contributo alla conoscenza della serie Toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano (Carrara, Alpi Apuane). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Serie A* 75 (1): 102-124.
- DE LAUNAY L., 1907. Métallogénie d'Italie et des régions avoisinantes. II. Note sur la Toscane minière et l'Île d'Elbe. X Congr. Géol. Int. Mexico.
- DE WIJKERSLOOTH P., 1934. Bau und Entwicklung des Apennines besonders der Gebirge Toskana. Selbstverlag, Geol. Just., Amsterdam, 426 pp.
- DODERLAIN P., 1870-1872. Carta geologica delle Provincie di Modena e Reggio Emilia. Scala 1:86.400. Con Note esplicative. Milano.
- DODERLAIN P., 1872. Note illustrative della carta geologica del Modenese e del Reggiano. *Mem. R. Acc. Sci. Lett. e Arti di Modena*. Tip. Soliani, Modena, 74 pp.
- ELTER P., 1960. I lineamenti tettonici dell'Appennino a NW delle Apuane. *Boll. Soc. Geol. It.* 79 (2): 274-312.
- ELTER P., GRATZIU C., LABESSE B., 1964. Sul significato di un'unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.* 83: 373-395.
- ELTER P., 1972. La zona ofiolitifera del Bracco nel quadro dell'Appennino Settentrionale. Introduzione alla Geologia delle Liguri. *66° Congresso della Soc. Geol. Ital.* Pacini, Pisa. 63 pp.
- ELTER P., 1994. Appennino ligure-emiliano. Guide Geologiche Regionali. Coord. Zanzucchi G., a cura della *Soc. Geol. It., BE-MAedit.*, Milano, 17-24.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E., SGUAZZONI G., 1985. Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria. *Mem. Soc. Geol. It.* 30: 168-173.
- FORNACIARI E., RIO D., 1996. Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean Region. *Micropaleontology* 42: 1-36.
- FORTI P., FRANCAVILLA F., PRATA E., RABBI E., 1988. Idrochimica ed idrogeologia della formazione evaporitica triassica dell'alta Val di Secchia con particolare riguardo alle fonti di Poiano. Estratto da: L'area carsica dell'Alta Val di Secchia. Regione Emilia-Romagna. 83-105 pp.
- GHELARDONI R., PIERI M., PIRINI C., 1965. Osservazioni stratigrafiche nell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti). *Boll. Soc. Geol. It.* 84 (6): 297-416.
- GHELARDONI R., 1962. Stratigrafia e tettonica del Trias di M. Malbe presso Perugia. *Boll. Soc. Geol. It.* 81: 66-75.
- GHELARDONI R., 1965. Osservazioni sulla tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.* 84 (3): 277-290.
- GÜNTHER K., 1966. Zur geologie der zone zwischen der nordischen Apuaner und dem Apennin Hauptkamm. Diss. Freie Univ. Berlin.
- HAMILTON W.B., 1988. Crustal extension in Basin and Range province, southwestern USA. *Geol. Soc. Special Publication* 28: 155-176.

- IPPOLITO F., 1950. Le Alpi Apuane. *Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli* 3: 49-96.
- JAUME S.T. & LILLE L.J., 1988. Mechanics of the salt range-Potwar Plateau, Pakistan: a fold-and thrust-belt underlain by evaporites. *Tectonics* 7: 57-71.
- KRAMPE K.D., 1964. Zur geologie des Hochapennines zwischen Secchia und Enza. Diss. Freie Univ. Berlin. 161 pp.
- KRAMPE K.D., 1969. Sulla posizione dei terreni preliassici nell'Appennino toscano-emiliano, fra Sassalbo e Busana. *Ateneo Parm. Acta Nat.* 5 (1): 111-136.
- LABAUME P., 1992. Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile. Université Montpellier II. Thèse de docteur d'Etat, 476 pp.
- LENCEWICZ S., 1917. Profile geologiczne przez Apenin Toskany. *Rend. Soc. di Scienze di Varsavia* 10: 637-662 (con riassunto in italiano).
- LEONI L., PERTUSATI P.C., 2002-2003. Il metamorfismo dei depositi clastici triassici di Lerici-S. Terenzo, del Passo del Cerreto, di Collagna (Val di Secchia) e di Soraggio (Appennino settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 108: 113-124.
- LOTTI B., 1910. Geologia della Toscana. Per cura del R. Uff. Geol. Ripr. dell'ed.: Roma, 1910, Tip. Naz., v. XIII. Roma, 1985: Istituto Poligrafico e Zecca dello stato.
- LUGLI S., 1993. Petrografia e geochimica delle Evaporiti di Burano (Trias superiore) (Appennino Settentrionale, Italia centrale). Università degli Studi di Bologna. Tesi di dottorato, 102 pp.
- LUGLI S., 2001. Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia Valley (Upper Triassic, northern Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate metasomatism. *Sed. Geol.* 140/1-2: 107-122.
- MARINI M., 1969. Sulla posizione delle Argille e Calcari nell'alta Lunigiana (Appennino toscano-emiliano). *Mem. Accad. Lunig. Sci., G. Capellini* 36: 41-90.
- 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 (1): 171-191.
- MERLA G., 1932. I graniti della Formazione ofiolitica dell'Appennino e il loro significato tettonico. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 41: 32-37.
- MERLA G., 1951. Geologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.* 70 (1): 95-382.
- MOCHI E., PLESI G., VILLA G., 1996. Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del M. Modino (nell'area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell'unità omonima. *Studi Geol. Camerti* 13: 39-73.
- MOLLI G., MONTANINI A., FRANK W., 2002. Morb-derived Variscan amphibolites in the northern Apennine basement: the Cerreto metamorphic slices (tuscan-emilian Apennines, NW Italy). *Ofioliti* 27 (1): 17-30.
- MOLLI G., 2008. Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview. *Geological Society, London, Special Publication* 298: 413-442.
- MONTOMOLI C., RUGGIERI G., BOIRON M.C., CATHELINÉAU M., 2001. Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusions study. *Tectonophysics* 341: 121-139.
- NARDI R., 1965. Schema geologico dell'Appennino toscano-emiliano tra M. Cusna e M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche. *Boll. Soc. Geol. It.* 84 (5): 34-88.
- PASSERI L., 1977. Sedimentologia e ricostruzioni paleogeografiche nel Trias superiore dell'Appennino centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.* 95: 601-618.
- PERTUSATI P.C., MUSUMECI G., BONINI L. & FRANCESCHI M., 2004. The Serie Ridotta in Southern Tuscany: a cartographic example and consideration on the origin. In: Morini & Bruni (Regione Toscana Eds.), *The «Regione Toscana» project of geological mapping case histories and data acquisition*, (17): 183-186.
- PERTUSATI P.C., BONINI L., MONTOMOLI C., 2010. The triassic evaporates of Sassalbo and Secchia Valley (Tuscan-Emilian Apennines): geometric and kinematic features. *Rend. Online Soc. Geol. It.* 11 (1): 34 (abstract).
- PIERI M., GROPPI G., 1981. Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. *Prog. Finalizzato Geodinamica C.N.R., Publ.* 414.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S., DANIELE G., 1994. Le unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale. *Atti Tic. Sci. Terra* 36: 183-229.
- PLESI G., CHICCHI S., 1999. Carta geologico-strutturale dell'alto Appennino reggiano-parmense (fra Valditacca, Pradarena e il M. Ventasso). Scala 1:25.000. Regione Emilia-Romagna.
- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G., PALANDRI S., 2000. La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense, fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso. *Boll. Soc. Geol. It.* 119: 267-296.
- PLESI G., DANIELE G., BOTTI F., PALANDRI S., 2002. Carta strutturale dell'alto Appennino toscano-emiliano (scala 1:100.000) fra il Passo della Cisa e il Corno alle Scale. Allegato a: Atti del Terzo Seminario sulla Cartografia Geologica, Bologna.
- PLESI G., ZANZUCCHI G., 2010. Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Foglio 234, Fivizzano. Area Emiliana. Approvato per la stampa, ISPRA (Serv. Geol. d'It.), Roma.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., PERILLI N., 2010. Carta Geologica e Note Illustrative del Foglio 234, Fivizzano. Approvato per la stampa, ISPRA (Serv. Geol. d'It.), Roma.
- RAMSAY J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York, pp 568.
- RAU A., TONGIORGI M., 1974. La geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero. *Mem. Soc. Geol. It.* 13: 227-408.
- RENTZ K., 1971. Zur geologie der zone Zwischen der Secchia und dem Apennin Hauptkamm. Diss. Freie Univ. Berlin, 338 pp.
- RICCI C.A., 1968. Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nelle serie a facies toscana. Studio chimico e petrografico. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A*, 75, 4.
- ROVERETO G., 1909. La zona di ricoprimento del savonese e la questione dei calcescisti. *Boll. Soc. Geol. It.* 28 (2): 389-418.
- ROVERETO G., 1923. Note al rilevamento geologico dei Fogli Rapallo e Chiavari. *Boll. Soc. Geol. It.* 42: 195-226.
- ROWAN M.G., RATLIFF R.A., TRUDGILL B.D. and DUARTE J.B., 2001. Emplacement and evolution of the Mahogany salt body, central Louisiana outer shelf, northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 85 (6): 947-969.
- SACCO F., 1932. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia del Foglio di Parma e di Castelnuovo ne' Monti. *R. Uff. Geol.*, Roma.
- SAGGINI F., 1965. Per una rinnovata interpretazione regionale dei «raddoppi» tettonici locali della serie toscana. *Boll. Soc. Geol. It.* 84 (1): 311-348.
- SIGNORINI R., 1949. Visione odierna della geologia toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 65: 82-90.
- STAUB R., 1932. Die bedeutung der Apuanischen Alpen in gebirgsbau der Toskana. *Vierteljahrsschr. der naturf. gesellschaft, Zürich*, Bd., 77.
- STEINMANN G., 1907. Alpen und Apennin. *Monatsber. Deutsch. Geol. Ges.*
- TAGLIAVINI S., 1988. Studio litominerario dei Gessi di Monte Carù (alta Val Secchia-RE). Estratto da: L'area carsica dell'Alta Val di Secchia. Regione Emilia-Romagna. 115-119 pp.

- TAGLIAVINI S., LUSETTI F., 1988. Caratteristiche geolitologiche e morfologiche dei Gessi dell'Alta Val Secchia nell'area limitrofa alle fonti di Poiano (RE). Estratto da: L'area carsica dell'Alta Val di Secchia. Regione Emilia-Romagna. 21-26 pp.
- TEICHMÜLLER R., 1932. Über das vorland des Appennins. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl.* 4: 48-52.
- TEICHMÜLLER R., 1935. Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara. *Abhandl. der Ges. der Wissenschaften zu Göttingen, Math. Phys. Kl.*, III Folge, Heft 13.
- TILMAN N., 1926. Tektonische studien in der Catena Metallifera Toscana. *Geol. Rundschau* 17: 631-660.
- TELLINI C., 1988. Caratteristiche geomorfologiche. Estratto da: L'area carsica dell'alta Val di Secchia. Regione Emilia-Romagna. 31-42 pp.
- TREVISAN L., 1955. Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 62 (1): 1-30.
- TREVISAN L., GIGLIA G., 1978. Introduzione alla geologia. *Pacini Editore, Pisa*.
- TREVISAN L., TONGIORGI E., 1958. La Terra. U.T.E.T., Torino.
- TREVISAN L., DALLAN L., FEDERICI P.R., GIGLIA., NARDI R., RAGGI G., 1971. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 96 Massa. *Serv. Geol. d'Ital.*, 6 figg., Roma, 57 pp.
- VALDUGA A., 1957. Geologia dei monti di Carrara ad ovest del M. Sagro. *Boll. Soc. Geol. It.* 76 (2): 49-149.
- VESCOVI P., 1998. Le unità subliguri dell'alta Val Parma. *Atti Tic. Sci. Terra* 40: 215-231.
- VIGHI L., 1958. Sulla serie triassica «Cavernoso-Verrucano» presso Capalbio (Orbetello-Toscana) e sulla brecciatura tettonica delle serie evaporitiche «rocce madri» del Cavernoso. *Boll. Soc. Geol. It.*, 77 (1): 221-235.
- VIGHI L., 1966. Descrizione di alcuni sondaggi che hanno attraversato lenti anidritico-dolomitiche intercalate alle filladi triassiche (Verrucano) dei dintorni di Massa Marittima (Grosseto, Toscana). Atti del symposium sul Verrucano. *Soc. Tosc. Sci. Nat. Pacini-Mariotti, Pisa*, pp. 72-95.
- WERNICKE B., 1981. Low-angle normal fault in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291: 645-648.
- ZACCAGNA D., 1884. Affioramenti di terreni antichi nell'Appennino fivizzanese e pontremolese. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Proc. Verb.* 4: 60-63.
- ZACCAGNA D., 1898. Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana. *Boll. Reg. Com. Geol. It.* 39: 97-121, 248-271.

(ms. pres. il 7 luglio 2013; ult. bozze il 15 giugno 2014)

#### NOTE

(1) Numerose ripetizioni tettoniche di Evaporiti e depositi silicoclastici debolmente metamorfici (anidriti e filladi) sono state incontrate nei sondaggi del pozzo Perugia 2 (Ghelardoni, 1962) e di pozzi in Toscana Meridionale nella zona di Larderello (Vighi, 1966).

(2) Forti *et al.* (1988), hanno calcolato, per difetto, la quantità media annua di materiale solubilizzato dalle Fonti di Poiano assimilato a solfati disciolti espressi come gessi in 3,268 g/l e cloruri disciolti espressi come cloruro di sodio in 3,078 g/l. Tali valori distribuiti su un intervallo di tempo di 400 anni per una portata media di 600 l/sec hanno portato a valutare rispettivamente 10,660 milioni di metri cubi di gesso e 10,760 milioni di metri cubi di salgemma. Tale quantità di materiale solubilizzato equivale a un cubo di circa 280 metri di lato. Se consideriamo che questa enorme quantità di materiale solubilizzato è riferito a un breve arco di tempo e alle sole fonti di Poiano ed estrapoliamo questi valori su intervalli di tempo dell'ordine delle migliaia, o decine di migliaia di anni, e su portate di gran lunga maggiori riferibili a tutti i corsi d'acqua, sia a destinazione tirrenica sia adriatica, che direttamente o indirettamente vengono a contatto con le Evaporiti, possiamo ammettere che le Evaporiti abbiano avuto un'importante solubilizzazione. Tale solubilizzazione ne ha ridotto fortemente il volume iniziale determinando una generale contrazione, con abbassamento progressivo del tetto delle Evaporiti stesse e delle unità tettoniche sovrastanti.