

L. BONINI (\*), P.C. PERTUSATI (\*)

## NOTE ALLA CARTA GEOLOGICA E DELLA VEGETAZIONE DI UN SETTORE ORIENTALE DELLA LUNIGIANA (MS) E DELL'ALTA VAL DI SECCHIA (RE)

**Riassunto** - La presente Carta (Tav. 2) riassume i risultati di indagini geologico-strutturali e vegetazionali. Lo studio è stato realizzato mediante rilevamenti sul terreno della geologia e della vegetazione, a cui ha fatto seguito l'elaborazione di due Carte separate, alla scala 1:10.000, e l'unione finale di esse in una singola Carta ridotta alla scala 1:25.000 (per avere la lettura immediata della distribuzione della vegetazione, relativamente al substrato geologico). Vengono inoltre descritte le tipologie vegetazionali da un punto di vista fisionomico. Scopo principale di questo lavoro è fornire una Carta di base per ricerche più dettagliate e per indagini forestali più specifiche.

**Parole chiave** - Metodi cartografici, geologia, vegetazione. Lunigiana orientale e alta Val di Secchia: Appennino Settentrionale.

**Abstract** - Notes to the geological and vegetation map of the Eastern sector of Lunigiana (MS) and of the upper Secchia Valley (RE). The present map summarizes geological-structural and vegetation framework. The study was accomplished with geological and vegetation field surveys and afterwards with an elaboration of two separate maps at a scale of 1:10.000 and the final collection of them in a single map reduced at a scale of 1:25.000. Are also described and mapped vegetation types from a physiognomic point of view. The main purpose of this paper is to provide a map for more detailed research and more specific forest survey.

**Key words** - Cartographic methods, geology, vegetation. East Lunigiana and upper Valley of Secchia river: Northern Apennine.

### MATERIALE UTILIZZATO

I rilevamenti sono stati effettuati con basi topografiche (Carta Tecnica Regionale) alla scala 1:10.000 del Foglio 234 Fivizzano, sezioni: 060-070-080-100-110-120-140-150-160.

L'informatizzazione di una riduzione della Carta alla scala 1:25.000 è stata fatta mediante il programma di grafica vettoriale Adobe Illustrator CS3. Ai dati di campagna si è aggiunto lo studio dell'area in esame mediante la fotointerpretazione (foto aeree a colori dell'Autorità di bacino del Fiume Magra, volo estate 1999, scala 1:13.000) e le immagini satellitari (da Google Earth e Bing Maps). Sono state consultate le seguenti Carte: Carta Geologica dell'Appennino lunigianese tra il Passo di Lagastrello e il Passo di Pradarena, (Azzaroli, 1950); Carta Geologica dell'alta Valle del Rosaro e delle zone limitrofe, (Marini, 1969); Carta

Geologica d'Italia, Foglio 96 MASSA, (Trevisan *et al.*, 1971); Carta Geologico-Strutturale dell'Alto Appennino reggiano-parmense (fra Valditacca, Pradarena e il M. Ventasso), (Plesi *et al.*, 2000); Carte geologiche alla scala 1:10.000, della Regione Toscana; Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 234 FIVIZZANO, (Plesi & Zanzucchi, 2010; Puccinelli *et al.*, 2010); Carta Climatica della Toscana Centro-Settentrionale (Rapetti & Vittorini, 1994); Carta della Vegetazione dell'Appennino tosco-emiliano dal Passo della Cisa al Passo delle Radici (Ferrarini, 1982); Carta della Vegetazione del Parco dell'Orecchiella (Tomei *et al.*, 1990a); Carta della vegetazione-scenario alta Garfagnana (Tomei *et al.*, 1990b); Carta della Natura della Provincia di Massa Carrara (Tomei & Bertacchi, 2000); Carta delle serie di vegetazione (Blasi 2010).

### LINEAMENTI GEOGRAFICI

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; i più importanti centri abitati sono Fivizzano, Momio, Comano, Sassalbo e Cerreto dell'Alpi. La regione cartografata ha una estensione topografica di circa 174 km<sup>2</sup>. Il principale spartiacque appenninico, di direzione NW-SE, divide l'area in due settori, di cui, quello sud-occidentale (62%) raccoglie acque a destinazione tirrenica e quello nord-orientale (38%) raccoglie acque a destinazione adriatica. I corsi d'acqua che scendono nel versante tirrenico hanno direzione circa ortogonale allo spartiacque principale e confluiscono da sinistra nel Fiume Magra; i principali sono il Taverone del Lagastrello, il Taverone di Comano, il Torrente Rosaro, il Torrente Momio e il Torrente Aulella. Nel versante emiliano i corsi d'acqua hanno direzione simmetrica a quelli tirrenici; i principali sono il Fiume Enza, il Torrente Liocca, il Rio Biola e il Fiume Secchia.

Le principali vette del crinale formano un sistema montuoso interrotto dal Passo del Cerreto (1261 m) e dell'Ospedalaccio (1280 m). Da NW a SE, nel primo settore abbiamo Monte Acuto (1765 m), Punta Buffanaro (1879 m) e Monte Alto (1901.5 m); nel secondo settore, ci sono il Monte La Nuda (1894,8 m), l'Alpe di Momio (1855.4 m), Cima Belfiore (1810 m) e il Termine Tre Potenze (1773 m). Da Monte Alto si diparte verso NE, nella regione emiliana, un crinale secondario che delimita le paleo valli glaciali del Torrente Liocca,

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

da un lato e del Fiume Secchia dall'altro, e comprende le vette più alte dell'area in esame: l'Alpe di Succiso (2018.3 m) e il Monte Casarola (1978 m). Dal Termine Tre Potenze si diparte verso sud un crinale secondario, le cui vette maggiori sono Monte Tondo (1780 m) e Monte Mondo (1726.3 m).

Il versante tirrenico della dorsale appenninica si presenta molto ripido e con una morfologia costante caratterizzata da profonde incisioni fluviali a V. Il versante padano si presenta meno ripido e con una morfologia irregolare che conserva le tracce di azioni glaciali (erosione glaciale, depositi morenici organizzati talvolta a cordoni e valli conformate ad U, soprattutto nella parte alta del bacino). In questo versante con pendenze meno accentuate, risultano più abbondanti le coperture detritiche di falda ed estese aree coperte da depositi fluvio-glaciali, dove si conservano ancora laghetti di sbarramento morenico. Riteniamo che l'assetto tettonico-stratigrafico abbia influenzato la diversa acclività dei versanti, sia per le medio-basse inclinazioni (tra 40 e 20 gradi) verso nord-est degli strati della formazione del Macigno, sia perché sul versante tirrenico l'evoluzione morfologica s'impone su un assetto tettonico distensivo, con faglie dirette ad angolo medio-alto (tra 50 e 70 gradi), che si sviluppano longitudinalmente all'asse della catena appenninica.

## CLIMA

Secondo il sistema di classificazione di Thornthwaite (1948), che tiene conto dell'*Indice di umidità globale*, il clima dell'area in esame rientra nei *climi umidi* e il regime delle precipitazioni è di tipo *submediterraneo*, con massimo principale in autunno, massimo secondario in inverno e minimo in estate. Dalla Carta Climatica della Toscana Centro-Settentrionale (Rapetti & Vittorini 1994), si riassumono alcune considerazioni per l'area tirrenica. Il rilievo appenninico favorisce l'innescio di piogge di versante e la temperatura dell'aria risente dell'orografia e dell'influsso del mare.

I mesi freddi costituiscono un fattore climatico limitante sull'attività vegetativa del bosco.

Nell'area in esame il numero di mesi considerati freddi, cioè con le temperature medie mensili inferiori a 7°C, varia da 4 a 7, procedendo da sud-ovest verso nord-est (Rapetti & Vittorini, 1994).

In particolare la valle del Taverone di Comano e ancora di più la valle del Rosaro, risentono dell'influsso delle correnti marine che determinano, fino a ridosso del crinale, temperature medie annue tra 11 e 13°C. Sempre dalla Carta Climatica di Rapetti & Vittorini (1994), risulta che il tratto del crinale appenninico, con 7 mesi freddi e la distribuzione della temperatura media annua più bassa, è quello compreso tra il Passo del Cerreto e l'alto Appennino pistoiese (stazione di Boscolungo). Nell'area in esame non vi sono invece mesi considerati aridi (Rapetti & Vittorini, 1994), cioè mesi in cui le precipitazioni in mm risultino inferiori a due volte la temperatura dell'aria in gradi Celsius. Questo determina che la differenza tra l'evapotraspirazione potenziale e quella reale è sempre in eccedenza e che la riserva

idrica non è fattore limitante sull'attività vegetale. La Carta Climatica della Toscana è stata integrata dalle Carte delle isoterme (Fig. 1a) e delle isoiete (Fig. 1b), costruite sui valori medi annui (medie di 30 anni, 1970-1999) della temperatura, espressa in gradi Celsius, e della piovosità, espressa in mm di pioggia (Autorità di bacino del Fiume Magra, 2004). La dorsale appenninica, per la sua elevazione e per la vicinanza al mare, provoca l'ascensione forzata dell'aria e abbondanti precipitazioni, i cui massimi sono leggermente spostati verso ENE rispetto allo spartiacque.

## NOTE ALLA CARTA GEOLOGICA

### Cenni storici

I Geologi Lotti (1881) e Zaccagna (1884) dettero un notevole contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Appennino Settentrionale a scala regionale. Le prime interpretazioni dell'edificio appenninico si basarono su una concezione autoctonista, sostenendo la continuità stratigrafica tra il complesso delle Alpi Apuane e la sovrastante Falda Toscana. Dall'inizio del XX sec. si andarono però anche diffondendo tesi alloctoniste e ipotesi di sovrascorrimenti tettonici e falde sovrapposte. Tra i primi faldisti vi furono De Launay (1907), Steinmann (1907) e Lencenwicz (1917). La concezione faldista si ampliò ancor più con la scuola tedesca di cui si ricordano Tilmann (1926), Teichmüller (1932), Staub (1932) e De Wykerslooth (1934). Questi riesaminarono la successione descritta da Zaccagna attraverso le concezioni di Lencenwicz e coniarono una nuova terminologia geologica a impostazione faldista. Tra i geologi italiani i primi alloctonisti furono Rovereto (1909) e Merla (1932), a cui seguirono Bonatti (1938), Ippolito (1950), Azzaroli (1950), Valduga (1957) Trevisan & Tongiorgi (1958), Trevisan & Giglia, (1978). L'Unità metamorfica affiorante sotto la Falda Toscana (Toscanide II), fu chiamata Toscanide I; quest'ultima fu suddivisa in un'Unità inferiore, costituita dalla successione delle Alpi Apuane, e in una Unità superiore, costituita dall'Unità di Massa. Fu riconosciuta la corrispondenza d'età tra le formazioni appartenenti alla Falda Toscana e le formazioni omologhe della sottostante successione metamorfica della Toscanide I (Bonatti, 1938). Mentre Rovereto (1923) e Staub (1932) sostenevano una provenienza orientale delle falde, interpretando le vergenze opposte come una retroflessione dell'edificio appenninico verso est, Tilmann (1926), De Wykerslooth (1934) e Teichmüller (1932 e 1935) ne proponevano una provenienza tirrenica. Nel 1960 P. Elter propose una fondamentale ricostruzione a scala regionale dell'assetto strutturale di tutta la catena dell'Appennino Settentrionale fino alla Pianura Padana. Questa ricostruzione è stata ripresa anche successivamente con alcune modifiche (Elter, 1994). Sul finire del XX sec. prese campo tra i geologi il modello americano del *Metamorphic core complex* nell'evoluzione tettonica di una catena montuosa (Wernicke, 1981; Hamilton, 1988), nel tentativo di spiegare l'esumazione delle parti più profonde della catena stessa. Il modello venne applicato all'edificio apuano da Coli (1989) e da Carmignani & Kligfield (1990) che

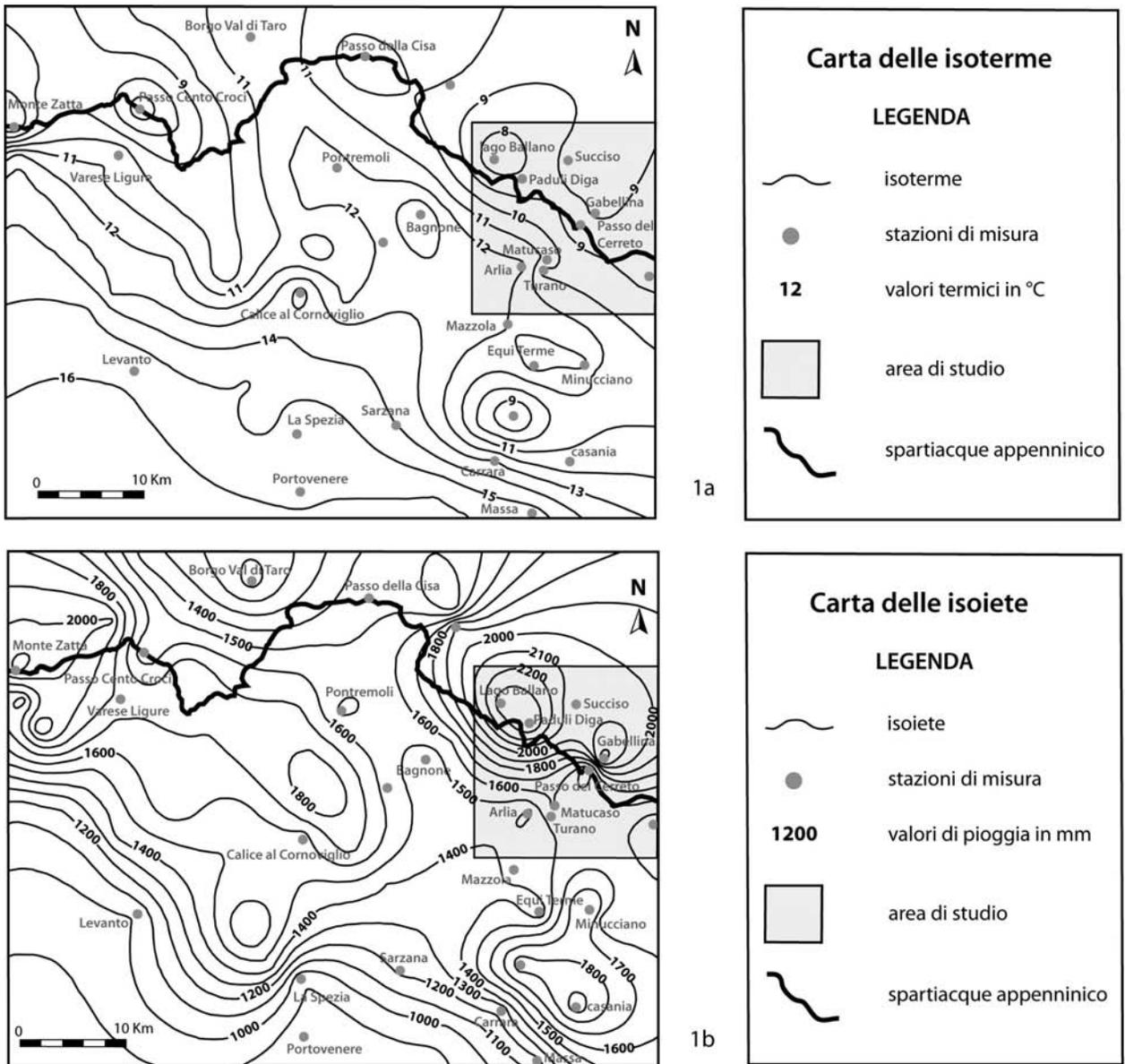


Fig. 1a-1b - Carte schematiche delle isoterme e delle isoiete, rispettivamente. Da Autorità di bacino del Fiume Magra, con modifiche.

proposero, per spiegare la presenza in affioramento delle parti più profonde dell'edificio strutturale appenninico, una tettonica estensionale con sviluppo di faglie e pieghe legate al collasso delle unità più superficiali della catena, successivamente alla fase compressiva che aveva portato all'impilamento delle falde.

**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. La struttura generale è stata illustrata da Elter (1994) mediante una rappresentazione tridimensionale e una sezione geologica sintetica, dove è evidenziata la sovrapposizione delle varie Unità tettoniche provenienti da diversi Domini paleogeografici.

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), e Dominio Esterno, con un Flysch ad Elmintoidi cretaceo-paleocenico (Flysch di Monte Caio e Flysch di Ottone), in serie con un Comple-

so di base a dominante argilloso-arenacea, con breccie ofiolitiche, scollati dal proprio substrato (Argilliti di S. Siro e Complesso di Casanova). 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 sedimentata 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. Il Dominio Toscano Interno è in parte rappresentato dalla successione della Falda Toscana completamente scollata 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, 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, rimanendo solidale, le deformazioni del basamento stesso con una tipica tettonica di rivestimento (Elter, 1972). Del Dominio del Cervarola a cui appartiene un Flysch miocenico (Burdigaliano-Serravalliano), non è noto nell'Appennino Centro-Settentrionale il substrato originario e probabilmente esso occupava una posizione intermedia tra il Dominio Toscano e quello Umbro-Marchigiano, sul quale si accavalla in parte.

#### STRATIGRAFIA DEL QUATERNARIO

##### **Detriti di falda, depositi colluviali e debris-flow**

I detriti di falda sono rappresentati da accumuli di frammenti litici eterometrici, la cui composizione dipende in gran parte da quella della roccia che costituisce il versante. La matrice è in genere piuttosto scarsa o assente, ma può essere abbondante se il deposito si è formato a spese di rocce facilmente disgregabili (argilliti, marne e alcuni tipi di arenaria). I depositi colluviali derivano da alterazione in posto dei vari litotipi e si sviluppano abbondantemente soprattutto in rocce carbonatiche dove per effetto di fenomeni carsici si formano delle doline con presenza di terre rosse; questi depositi colluviali, soprattutto nelle zone pianeggianti, costituiscono dei substrati molto fertili per lo sviluppo della vegetazione. Fra i depositi di versante abbiamo incluso anche i depositi legati a colate detritiche (debris-flow) come, per esempio, a NW di Sassalbo, dove periodicamente si verificano colate detritiche alimentate dalle pendici di Monte Alto; questi depositi sono anche riconoscibili nel materiale che costituisce il conoide di Comano. Lo spessore di questi depositi varia da pochi metri a oltre dieci metri. L'età è riferibile all'Olocene.

##### **Depositati alluvionali recenti attuali**

I corsi d'acqua scorrono talvolta in roccia, dove hanno tratti per lo più rettilinei, o all'interno dei loro depositi alluvionali, dove possono assumere anche un percor-

so meandriforme. Nel caso di scorrimento in roccia possono formarsi in rocce calcaree le «marmitte dei giganti» (Torrente Mommio, quota 950 m) oppure, come nel Torrente Rosaro, possono verificarsi improvvise diminuzioni di portata per presenza di inghiottitoi carsici. I depositi alluvionali sono costituiti, nella parte alta dei corsi d'acqua, da depositi fluvioglaciali che derivano in gran parte da rimaneggiamento di depositi morenici, con clasti di varie dimensioni (anche superiori al m<sup>3</sup>), scarsamente arrotondati e inglobati in una matrice arenaceo-conglomeratica. Il litotipo dominante nelle alluvioni è costituito da arenarie del Macigno; localmente si possono formare dei depositi sabbioso-limosi. Verso valle la dimensione dei clasti diminuisce progressivamente e i depositi diventano più omogenei, con un aumento della granoclassazione e del grado di arrotondamento dei ciottoli. Lo spessore dei depositi alluvionali recenti e attuali varia tra qualche metro e la decina di metri. L'età è riferibile all'Olocene.

##### **Depositati alluvionali terrazzati**

Le alluvioni terrazzate sono state cartografate separatamente. Non sono stati distinti i vari ordini di terrazzo. I principali terrazzi sono quelli di Fivizzano e Regnano. Si tratta di conglomerati scarsamente cementati, con clasti prevalentemente costituiti da Macigno e in superficie molto alterati. La presenza di sabbie, talora limoso-argillose, è subordinata; la cementazione è generalmente assente. Lo spessore varia tra qualche metro e poche decine di metri. L'età viene attribuita al Pleistocene medio-superiore - Olocene (Puccinelli *et al.*, 2010).

##### **Frane**

Sono state cartografate, senza però entrare nei particolari, quelle porzioni litologiche che evidenziavano segni di movimenti recenti. I movimenti franosi riguardano soprattutto i litotipi argilloso-calcarei e calcareo-marnosi. Gli spessori possono superare alcune decine di metri. L'età è riferita all'Olocene (Puccinelli *et al.*, 2010). Particolarmente conosciute e studiate sono la frana di Camporaghena e la frana di Monte Alto.

##### **Depositati morenici e cordoni morenici**

Sono molto diffusi nel versante padano tra 1500 e 1000 m di quota. Sul versante tirrenico sono poco rappresentati e i depositi più importanti si trovano presso il Passo del Cerreto, trasportati da un ghiacciaio che scendeva lungo il versante nord-occidentale del Monte La Nuda. Questi depositi sono costituiti da clasti eterometrici prevalentemente di Macigno, poco arrotondati e tenuti insieme da una matrice sabbioso-limoso. I cordoni morenici osservati in parte sul terreno, sono stati ricostruiti soprattutto mediante fotointerpretazione. Questi si distinguono principalmente in cordoni laterali e in cordoni frontali, che talvolta sono di sbarramento a un sistema di laghetti di origine glaciale. La serie delle morene disposte frontalmente evidenzia le fasi del ritiro successive all'ultima glaciazione würmiana. I circhi glaciali con la morfologia meglio conservata sono quelli di Monte Alto, dell'Alpe di Succiso, di Monte Acuto e del Monte La Nuda.

## Doline

Sono particolarmente diffuse in località Prati di Campraghena; hanno diametri variabili sull'ordine del decametro e sono talvolta coalescenti con bordo sinuoso (uvale). Sono impostate sulle evaporiti del Trias ed evolvono rapidamente per cedimento del terreno sottostante in seguito all'azione solvente dell'acqua d'infiltrazione, che asporta il materiale solfatico-carbonatico scavando in profondità. La cotica erbosa che le riveste, per la presenza di sottili livelli residuali argillosi, è in grado di trattenere una certa umidità e in primavera-estate è colonizzata da una ricca flora.

## STRATIGRAFIA DEL PRE-QUATERNARIO

Le Unità tettoniche cartografate sono descritte seguendo l'ordine di sovrapposizione a partire dalla più elevata; all'interno di ogni Unità si procederà dalla formazione più antica alla più giovane, secondo l'ordine stratigrafico.

## UNITÀ LIGURI ESTERNE, SUBLIGURI E TOSCANE (MESOZOICO-TERZIARIO)

### UNITÀ TETTONICA CAIO E OTTONE (LIGURIDI ESTERNE)

Sono dette *Esterne* rispetto alle *Liguridi Interne* – più occidentali (Unità Colli-Tavarone, Unità del Bracco, Unità di Monte Göttero e Unità dell'Antola). Queste ultime, che non affiorano nell'area in esame, si sono deposte su crosta oceanica con una successione sedimentaria che va dal Giurassico superiore al Paleocene. Le Liguridi Esterne (Unità Caio e Ottone) si sono deposte probabilmente su crosta di transizione tra oceanica e continentale e sono attribuite al Cretaceo superiore-Paleocene inferiore (Dallan Nardi & Nardi, 1974). Esse sono costituite da un Complesso di base e da un Flysch ad Elmintoidi.

### Complesso di base (Argilliti di S. Siro e Complesso di Casanova)

Il Complesso di base affiora al Monte Palerà e al Passo Lagastrello. Si tratta di un deposito caotico di argilliti scure, scagliose, con breccie poligeniche ad elementi calcarei, argillitici e anche ofiolitici.

### Flysch ad Elmintoidi (Flysch di Monte Caio e Flysch di Ottone)

Si tratta di torbiditi calcareo-marnose a base calcarenitica fine o siltitica, alternate a torbiditi arenaceo-marnose. Nel Flysch dell'area in esame è stato talvolta possibile distinguere la gradazione dei sedimenti, le controimpronte da corrente e le impronte di organismi limivori (*Elminthoidea labirintica*) e di lamellibranchi bivalvi (*Inoceramus*). Tracce di elmintoidi sono frequenti nel Flysch lungo la via sterrata che conduce al Passo dell'Ospedalaccio, mentre un'impronta d'inoceramo è stata osservata nel Flysch a nord di Arlia. Le bancate di questa formazione (dell'ordine di qualche metro) sono ben visibili sui versanti molto inclinati a sud di Comano e ad ovest di Fivizzano.

## UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO

### UNITÀ SUB-LIGURI

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

### SOTTO-UNITÀ I

#### Argille e calcari di Canetolo

Recenti studi (Cerrina Feroni *et al.*, 1992; Plesi *et al.*, 1994; Plesi *et al.*, 2002) riconoscono l'esistenza di due complessi argilloso-calcarei: uno che sta alla base dei Calcari di Groppo del Vescovo, dell'Eocene inferiore (Argille e calcari di Rio Canalgrande), e l'altro al tetto dei medesimi calcari, dell'Eocene medio (Argille e calcari di Canetolo). Studi precedenti (Dallan Nardi e Nardi, 1974) attribuivano un unico complesso argilloso-calcareo all'Eocene inferiore, sotto ai Calcari di Groppo del Vescovo. Recentemente l'età della formazione è stata attribuita da Puccinelli *et al.*, (2010) al Paleocene superiore (biozona NP 9) - Eocene medio (biozona NP 14 e 15). Per quanto abbiamo potuto osservare in campagna, la formazione delle Argille e calcari è stratigraficamente sottostante ai Calcari di Groppo del Vescovo. L'unità litostatigrafica in esame è costituita da argille scagliose e intercalazioni calcareo-marnose. Questi terreni prevalentemente argillosi sono spesso di uso agricolo nei dintorni dei centri abitati (aree attorno a Comano, Fivizzano, Vendaso, Po', Uglianfreddo ecc.), caratterizzano la litologia dei valichi (Passo dell'Ospedalaccio; selle di Monte Palerà, di Monte Peci, ecc.) e si distinguono in lembi isolati (*klippen*) a contatto diretto con il Trias toscano (Monte Cunella, Monte dell'Ospedalaccio e Monte Zuccalone).

#### Calcari di Groppo del Vescovo

I Calcari di Groppo del Vescovo sono attribuiti all'Eocene inferiore-medio. Per quanto si trovino talvolta intercalati come grosse lenti nelle Argille e calcari (Plesi *et al.*, 2000), nell'area in esame sono in continuità stratigrafica con queste ultime.

Si tratta di calcari torbiditici grigio-chiari con interstrati pelitico-marnosi e con le parti basali calcarenitiche. La frattura di tipo concoide mette in evidenza una calcilitite grigio-ocra. Nell'area di studio gli affioramenti più estesi sono quelli di Monte Cunella, Monte Zuccalone, tra Mommio e Vendaso, nei dintorni di Fivizzano, dove nel letto del Torrente Mommio affiorano dei livelli calcarenitici, e in località Colle di Cerignano dove sono presenti livelli marnosi ricchi in globigerinidi.

#### Arenarie di Ponte Bratica

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

Si tratta di arenarie torbiditiche a grana fine e molto fine, costantemente in strati di spessore sottile e uniforme, alternate a peliti; le sequenze di Bouma più frequenti sono di tipo T<sub>c-e</sub>, (Plesi *et al.*, 2000). Talvolta sono siltiti tettonizzate e alterate, intersecate da superfici di clivaggio legate a zone di taglio; talvolta si presentano nella facies grigia, siltitica, con la muscovite ben visibile sui piani di fissilità. Nell'area in esame sono stati attribuiti a quest'unità litostratigrafica gli affioramenti tra Comano e il Passo Lagastrello. Nella zona a nord di Comano si può constatare che l'Unità di Canetolo è quasi sempre in posizione rovesciata; si può infatti osservare la cerniera di una piega decametrica (sinclinale rovesciata) che mostra un nucleo di arenarie e siltiti e la formazione delle Argille e calcari sovrapposta nel fianco inverso. Questa piega con asse NW-SE vergente a NE, ha reso ancor più convincente l'attribuzione alle Arenarie di Ponte Bratica di un livello arenaceo, molto simile al Macigno della Falda Toscana, che affiora al nucleo della sinclinale a quota 870 m, sulla sinistra della provinciale che da Comano giunge a Lagastrello. Il rovesciamento degli strati nella litofacies arenacea del Bratica è inoltre ben segnalato dalle controimpronte da corrente sulle superfici di strato e dalla polarità inversa nelle bancate torbiditiche.

#### SOTTO-UNITÀ 2

##### **Arenarie di Petriagnacola**

L'esame biostratigrafico (Catanzariti *et al.*, 1997) ha permesso di attribuire queste arenarie alla biozona corrispondente alla parte medio-alta del Rupeliano (fra circa 31.5 e 30 Ma). Nell'area in esame sono stati assegnati a quest'Unità litostratigrafica gli affioramenti nel fondovalle presso Imocomano e in località La Costa in base a confronti con campioni del Monte Campastriano e del Monte Volparino presso Cervarezza in Emilia Romagna (Elter *et al.*, 1969). Si tratta di arenarie torbiditiche con una granulometria eterogenea, quarzo, muscovite e una componente vulcanica con abbondanza di andesiti provenienti, probabilmente, da un arco vulcanico insulare (Baldacci *et al.*, 1972), in relazione all'attività di un piano di subduzione immergente a est (Boccaletti *et al.*, 1971). All'affioramento le Arenarie di Petriagnacola hanno un aspetto più scuro del Macigno della Falda Toscana e nella frattura fresca rivelano un colore verdastro pervasivo.

#### UNITÀ TETTONICA MODINO (SOTTO-UNITÀ VENTASSO)

##### **Mélange basale**

Questo complesso è rappresentato da porzioni di successioni di origine Ligure e Subligure. Nelle porzioni di successione di origine Subligure sono conservate delle unità litostratigrafiche costituite da strati calcareo-marnosi grigi, gradati, con interstrati di argilliti grigio-scure, attribuite da Plesi *et al.*, (2000) alle Argille e calcari di Ponte Biola e riferite al Paleocene-Eocene medio (Mochi *et al.*, 1996). Da un punto di vista litologico e cronologico questa formazione è del tutto simile a quella delle Argille e calcari di Canetolo.

Le porzioni di successione di origine Ligure sono costituite da argilliti brune e verdine con strati calca-

rei grigio-scuro a patina rossastra, siltiti gradate e strati marnosi, datati al Berriasiano-Albiano (Mochi *et al.*, 1996; Plesi *et al.*, 2000). Parte di questo Mélange basale è interpretato come un olistostroma al tetto del Macigno e alla base delle Arenarie di Monte Modino (olistostroma di base: Dallan *et al.*, 1981).

##### **Marne di Marmoreto**

Le Marne di Marmoreto sono state attribuite all'intervallo Rupeliano-Chattiano sulla base delle biozone riconosciute (Fornaciari & Rio, 1996; Catanzariti *et al.*, 1997; Plesi *et al.*, 2000). Si tratta di marne massicce di colore grigio, con rari straterelli torbiditici, silicoclastici e vulcanoclastici, e breccie grossolane nella parte basale con clasti di origine ligure e subligure (Plesi *et al.*, 2002).

##### **Arenarie di Monte Modino**

Le Arenarie di Monte Modino sono state attribuite all'intervallo Chattiano-Aquitano sulla base delle biozone riconosciute (Fornaciari & Rio, 1996; Plesi *et al.*, 2000). Si tratta di arenarie torbiditiche silicoclastiche a grana media e grossolana, alternate a sequenze di torbiditi più sottili, alimentate da aree sorgenti in cui affioravano per lo più rocce di basamento di basso grado e in subordinate rocce di copertura.

#### UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

La Falda Toscana è costituita da una successione che rappresenta un grande ciclo sedimentario marino che va dal Trias al Miocene inferiore. A cominciare dal basso verso l'alto segue una breve descrizione delle formazioni mesozoico-terziarie di questa successione, che affiorano nell'area di studio.

##### **Gessi e dolomie**

L'età della formazione è attribuita al Carnico-Norico. Essa è costituita talvolta da nette alternanze di gessi bianchi grigio-chiaro e dolomie nere. 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*). Gessi tettonizzati associati al Calcare cavernoso, in cui non è più possibile riconoscere l'originaria stratificazione, affiorano diffusamente negli impluvi Fontana dei Cerri e Tufi Bianchi tra Sassalbo e Bottignana, a sud di Torsana, lungo il Canale dell'Acqua Torbida e lungo il Torrente Taverone del Lagastrello. Le evaporiti esprimono secondo Passeri (1977) un ambiente di *sabkha* costiera.

##### **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 si manifesta con un *calcare a cellette*, che deriva da una serie anidritico-dolomitica triassica attraverso complessi processi di trasformazione. Alla frattura

fresca il Calcarea cavernoso ha un colore grigio scuro ed emana un forte odore di idrogeno solforato. Sulla genesi del Calcarea cavernoso le interpretazioni più seguite sono quelle di Brueckner (1941), Burckhardt (1946) e Trevisan, (1955). La formazione del Calcarea cavernoso, che si trova quasi sempre associata 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 Macigno, 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 *et al.*, 1976). Quest'area è in gran parte ricoperta da detrito morenico, come avevano già evidenziato Azzaroli (1950) e Krampe (1965), e i terreni triassici si estendono al di sotto di tali coperture e di *klippen* delle Unità Ligure e Subligure senza interruzioni di continuità (sezione 4, Tav. 1). In generale nella formazione del Calcarea 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. Questo argomento sarà trattato nella tettonica.

#### **Calcarea 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. L'ambiente di deposizione è quello di piattaforma in un mare franco e limpido. Con il Calcarea massiccio (ultimo deposito di *sin-rift*), iniziano le formazioni giurassiche della Falda Toscana. Le formazioni sovrastanti in quest'area affiorano in serie lacunosa e condensata. I principali affioramenti di questa formazione sono nella valle del Torrente Mommio, a sud di Sassalbo presso il viadotto che attraversa il Canale di Rovaggio, e nel versante orientale del Monte Maccagnino. Negli affioramenti di Mommio al tetto del Calcarea massiccio affiorano delle brecce sedimentarie poligeniche in matrice marnosa con noduli di selce, che arrivano fino a contatto con la Scaglia toscana e testimoniano una fase di erosione.

#### **Calcari ad Angulati**

In legenda sono stati indicati come calcari stratificati e inseriti nella stessa casella al tetto del Calcarea massiccio. 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). Questa formazione affiora nella successione mesozoica di Mommio in banchi stratificati, con livelli calcarei

di spessore tra 8 e 15 cm e interstrati argillosi sottili (3-5 cm). I livelli calcarei presentano esternamente una patina rossastra e all'interno hanno un colore grigio-scuro. Un livello di pochi decimetri di questa formazione è stato osservato nel fianco rovesciato della piega presso il viadotto che attraversa il Canale di Rovaggio, in continuità con il sottostante Calcarea massiccio. Questo affioramento non è segnalato in Carta.

#### **Rosso ammonitico**

Questa formazione non compare né in legenda né in Carta in quanto non sono stati rilevati che piccoli affioramenti non rappresentabili a questa scala: uno di questi affiora nel Torrente Mommio a quota 785 m, sovrapposto al Calcarea massiccio, e l'altro affiora ai Prati di Massicciano (valle di Mommio), e presenta la facies tipica nodulare, rosata e stratificata, con intercalazioni argillitiche, impronte di ammoniti e articoli di crinoidi. L'età della formazione è attribuita al Sinemuriano superiore-Pliensbachiano inferiore (Dallan Nardi & Nardi, 1974). L'ambiente di sedimentazione di questa formazione doveva essere costituito da un mare aperto e profondo per la presenza di cefalopodi pelagici (Boccaletti & Sagri, 1967).

#### **Calcarea selcifero**

Questa formazione che in letteratura è indicata anche col nome di Calcarea selcifero di Limano, non è segnalata nella Carta in quanto si è trovato solo un piccolo affioramento non rappresentabile a questa scala, che tuttavia è stato proiettato nella sezione 3 (Tav. 1) assieme alle Marne a Posidonomya. Una sottile fascia di Calcarea selcifero affiora nel fianco rovesciato della piega presso il viadotto che attraversa il Canale di Rovaggio, ed è composta da calcilutiti grigie, nettamente stratificate, con radiolariti e intercalazioni marnose. 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 come Calcari e marne a Posidonia, è presente in affioramenti molto ridotti e pertanto non è segnalata in Carta, anche se è stata proiettata nella sezione 3 (Tav. 1) assieme al Calcarea selcifero. In passato la formazione delle Marne a Posidonomya fu attribuita al Dogger (Valduga, 1957; Dallan Nardi & Nardi, 1974); recentemente 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. Nell'area in esame la formazione affiora, con qualche metro di spessore, nella cerniera della piega presso il viadotto che attraversa il Canale di Rovaggio. Essa presenta una stratificazione centimetrica intensamente oblitterata dal clivaggio, con alternanze di marne grigio-chiare, avana o verdastre, intercalate a livelletti di calcari marnosi grigi o biancastri, che si sfal-

dano in lamelle irregolari contenenti a volte impronte di gusci di bivalvi riferibili alla *Posidonomya*. Con i Calcari e marne a *Posidonomya* hanno termine le formazioni giurassiche della Falda Toscana. Nell'area in esame la serie giurassica affiora a Mommio, a Sassalbo (presso il viadotto che attraversa il Canale di Rovaggio) e al Monte Maccagnino. In questi affioramenti gli spessori complessivi dei calcari giurassici sono rispettivamente di circa 250, 150 e 60 m (di cui oltre il 95% è costituito da Calcare massiccio). Per avere un confronto con altre località in cui affiora la serie giurassica, ricordiamo che a Soraggio ha uno spessore di circa 150 m, alla Pania di Corfino di circa 400 m, in Val di Lima di circa 1500 m e ai Monti d'Oltre Serchio di circa 950 m.

### Scaglia toscana (Scisti policromi)

L'età viene attribuita a un intervallo compreso tra il Cretaceo superiore e l'Oligocene (Boccaletti & Sagri, 1967; Decandia *et al.*, 1968); 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. Nell'area di studio le litofacies di questa formazione, nota in letteratura anche come Gruppo degli Scisti policromi, non possono essere distinte a causa della scarsa continuità laterale e verticale; ci limitiamo perciò a descrivere le facies osservate in alcune località dell'area in esame. Ai Prati di Massicciano affiora una facies di Scaglia toscana calcarenitica in strati sottili pieghettati, intercalati da livelletti di calcilutiti grigie. Nei dintorni del paese di Torsana affiora una facies argillitica con livelli calcarei regolari di 7-10 cm di spessore, talvolta intercalati a sedimenti perturbati per scivolamento sottomarino durante la deposizione (*slumps*). Nella valle di Mommio affiorano diversi litotipi di Scaglia toscana e in quello argilloso è presente una foliazione che suddivide finemente la roccia conferendole il caratteristico aspetto scaglioso. Nel primo tratto di strada per Sassalbo affiora una facies rosata costituita da peliti con aspetto compatto, intercalate a calcilutiti che identificano la stratificazione che risulta tagliata da nette superfici di scistosità. Al Monte Maccagnino si può osservare un livello terziario di Scaglia toscana in cui intercalati alle argilliti si trovano strati medi e spessi (fino a 4 m) di calcareniti e calciruditi a Nummuliti (Plesi *et al.*, 2000). L'ambiente di sedimentazione della Scaglia toscana era costituito da un bacino con abbondante apporto di materiale terrigeno più o meno fine. 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

Tra la Scaglia toscana e il Macigno s'interpongono delle marne siltose grigie, già segnalate da Azzaroli (1950) e designate da Krampe *Rovaggiomergel* (Krampe, 1964).

Le Marne di Rovaggio affiorano sul versante meridionale del Canale di Rovaggio con spessore di circa 40 m, lungo il corso del Torrente Mommio, tra quota 650 e quota 950, e presso Costa Partina con spessori di 50-70 m circa. Gli affioramenti citati sono costituiti da siltiti marnose grigio-cenerine scheggiose. L'età di questa formazione, sulla base delle biozone di campioni provenienti da altre aree, è attribuita al Rupeliano (Catanzariti *et al.*, 1997). Studi di Bortolotti & Pirini (1965), attribuiscono all'Oligocene medio-superiore la parte alta della Scaglia toscana e la base del Macigno, comprendendo così anche l'età delle Marne di Rovaggio.

### Macigno

Nell'area di studio, come si può osservare sia dalla Carta che dalle sezioni, l'estensione areale e lo spessore di quest'unità litostratigrafica sono considerevoli. Lo spessore del Macigno può arrivare, infatti, a 800-1.000 m circa, e nel crinale appenninico dell'area in esame, dove si rovescia, raddoppia questa grandezza. Le arenarie del Macigno presentano i tipici aspetti di una torbidite; il grande spessore e il tempo geologicamente breve con cui si è depositato questo sedimento silicoclastico, testimoniano il forte apporto terrigeno nel bacino di sedimentazione da aree in rapida erosione. 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 lepidocicline. Il tetto del Macigno, da analisi biostratigrafiche in campioni del Monte Casarola, è risultato di età chattiano-aquitana (Plesi *et al.*, 2.000). I componenti più comuni del Macigno sono quarzo, feldspati, frammenti di roccia e una matrice argilloso-siltosa con una componente carbonatica. In base alla quantità percentuale di questi costituenti, il Macigno dell'area in studio, avendo la composizione di un'arenaria quarzoso-feldspatico-micacea, con elementi litici e matrice scarsa, prevalentemente argillosa, ha le caratteristiche mineralogiche e tessiturali di un'arenaria immatura fino a molto immatura (grovacca).

### Marne di Pontecchio (?)

Tenendo presente la Carta di Plesi *et al.*, (2000), 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.

### UNITÀ METAMORFICHE (PALEOZOICO-MESOZOICO)

#### SCAGLIE TETTONICHE DEL BASAMENTO PALEOZOICO

### Micascisti, Gneiss e anfiboliti dell'Ospedalaccio

Si tratta di una o più scaglie tettoniche metamorfiche di basamento Paleozoico che affiorano al Passo dell'Ospedalaccio e sono costituite da micascisti verdi muscovi-

tici, con intercalazioni di gneiss quarzoso-feldspatici, con lenti e corpi plurimetrici di anfiboliti, inclusi in una sequenza di metapsammiti (scisti a biotite e/o muscovite raramente contenenti granati). Sia i metasedimenti 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. La datazione  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  sulle orneblende delle anfiboliti dà un'età assoluta 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-argillosi; 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 (Passeri, 1977). Le Quarziti sono state cartografate nel versante NE di Monte Alto, nella zona del Passo del Cerreto e dell'Ospedalaccio, nel versante emiliano lungo i Fossi Rivaccia e Turgallo, tra Rio Biola e Rio Stertarola e a nord di Ponte Biola.

#### UNITÀ TETTONICA DI MONTE CERVAROLA

##### Arenarie di Monte Cervarola

Le arenarie affioranti agli Sciocchi nell'alta Val di Secchia, che in passato sono state attribuite sia al Macigno (Azzaroli, 1955), che 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). Dal punto di vista litologico «Si tratta di arenarie torbiditiche silicoclastiche, in strati spessi, alternati a pacchi di torbiditi più sottili e a depositi da *slumping* e *debris flow*» (Krampe, 1964; Andreozzi, 1992; Plesi *et al.*, 2000). Alla base degli strati si possono spesso osservare impronte da corrente.

#### TETTONICA

Come in tutto l'Appennino anche in quest'area sono riconoscibili gli effetti legati agli eventi tettonici fondamentali: raccorciamenti ed estensione crostale. Al primo evento che può essere scomposto in più fasi, legato alla collisione tra il micro continente sardo-corso (retropae-se) 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; 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 della Tav. 1. 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, ad accavallamenti e a pieghe e pieghe-faglie vergenti ad ENE (nelle zone più esterne), con raccorciamenti dell'ordine di qualche decina di chilometri. Nell'Adriatico, a parte qualche faglia inversa molto recente, le strutture si smorzano e le coperture tendono a radicarsi sul basamento metamorfico ercinico (Pieri & Groppi, 1981). All'estensione crostale sono riconducibili le strutture prevalentemente fragili: faglie a basso ed alto angolo, con direzione prevalentemente appenninica (NW-SE), che ritagliano, scomponendo in vari blocchi più o meno basculati, l'edificio strutturale precedentemente formato. Queste faglie che riteniamo legate al riaggiustamento isostatico della catena, sono evidenziate da importanti lineamenti che spesso determinano i principali tratti morfologici della regione e individuano i bacini intramontani (Fivizzano, Mommio, Comano, ecc.). L'età di queste faglie è confinata tra i sedimenti di base del ciclo Neoautoctono (Miocene superiore) e i depositi fluvio-lacustri del Villafranchiano; nell'area in esame i depositi più frequenti sono del Villafranchiano. Per quanto riguarda la prima fase deformativa, responsa-

bile dell'accavallamento delle falde, del metamorfismo e della strutturazione principale della catena appenninica, essa è caratterizzata, nell'area in esame, da pieghe con associate superfici di clivaggio di piano assiale, fasce fortemente deformate con sviluppo di superfici S-C, scaglie intercutanee e fenomeni di *boudinage* dei livelli più competenti che vengono frammentati. La vergenza delle pieghe e il senso di movimento tettonico associato alle zone di taglio, sono compatibili con un senso di trasporto tettonico verso ENE. Sono state osservate pieghe decimetriche e metriche associate alla prima fase le cui caratteristiche geometriche variano in funzione della litologia interessata dal piegamento. Nelle rocce meno competenti come i livelli argillosi della formazione della Scaglia, si sviluppano pieghe isoclinali caratterizzate da fianchi paralleli assottigliati e da cerniere ispessite, con superfici di clivaggio subparallele alla stratificazione immergenti a SW, che costituiscono il piano assiale di pieghe rovesciate a NE. Alla scala cartografica la struttura plicativa più evidente è la piega rovesciata est-vergente presso il viadotto che attraversa il Canale di Rovaggio. Tale struttura è caratterizzata da un piano assiale suborizzontale e da un asse orientato NS; essa presenta al nucleo il Calcare massiccio e all'estradosso una successione molto condensata costituita da Calcari ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcare selcifero che fa transizione a sottili livelli di Marne a Posidonomya e Scaglia toscana. Lungo il fianco rovesciato della piega, all'interno della formazione dei Calcari ad Angulati, sono presenti *boudins*, con sviluppo longitudinale circa NS e direzione di massima estensione WE. La piega è anche interessata da una faglia transpressiva immergente a SW. Altri affioramenti dove sono state osservate zone di taglio, da cui è stato possibile ricavare il senso di movimento verso est legato alla prima fase, si trovano nel Complesso di base di Monte Modino, presso Cerreto dell'Alpi, nei Micascisti e Gneiss milonitici dell'Ospedalaccio e nelle porzioni siltitiche delle Arenarie di Ponte Bratica a est di Comano presso il Rio di Luscignano.

Le strutture di seconda fase sono definite da pieghe spesso disarmoniche con cerniere policlinali o di tipo *Chevron* o *Kink*, con angoli di apertura variabili, da chiuse a molto aperte, con piani assiali da subverticali a mediamente inclinati, immergenti sia a SW che a NE (Leoni & Pertusati, 2003-2004). Tali pieghe sono riconducibili ad una deformazione posteriore alla prima fase poiché ne ripiegano la foliazione in modo evidente sia all'affioramento che in sezione sottile. Nell'area in esame sono state rilevate pieghe di seconda fase nella Scaglia toscana, sulla destra del Fosso Rioseccolo, con assi orientati NW-SE e vene di calcite subparallele alla stratificazione; strie di frizione e ricristallizzazioni con terminazioni automorfe dei cristalli di calcite hanno indicato un senso di movimento da SW verso NE. Altre pieghe di seconda fase sono state messe in evidenza sempre nella Scaglia toscana a quota 1.100 m sulla destra orografica del Canale dell'Acqua Torbida. Per quanto riguarda le pieghe nel Flysch ad Elmintoidi rilevate lungo la Statale 63 (Km 26), esse sono caratterizzate da fianchi rovesciati e diritti di dimensioni decametriche, con cerniere completamente laminate,

giunti stilolitici e strie di scorrimento che indicano un senso di movimento verso NE. Per la vergenza e per lo stile di deformazione tali strutture sono riferibili alla fase tettonica appenninica. Non sono stati rilevati indizi evidenti di una «fase alpina», che pure deve esistere dal momento che questo Flysch e il suo Complesso di base, sebbene non in questa zona, sono ricoperti in netta discordanza dalla Successione Epiligure, la cui base è riferibile all'Eocene superiore-Oligocene inferiore. Queste pieghe est-vergenti, che ripiegano i contatti tettonici realizzati tra le varie unità durante la prima fase, sono talvolta lacerate lungo zone di taglio a basso angolo leggermente immergenti a WSW che risultano tardive rispetto alle pieghe stesse.

La tettonica estensionale si manifesta attraverso faglie dirette a basso ed alto angolo; queste faglie sono prevalentemente a immersione tirrenica (sezione 4 e 5). Faglie dirette e conformi delimitano le formazioni mesozoiche di Mommio; queste si possono dividere in due gruppi: un gruppo con direzione tra NS e NW-SE e l'altro con direzione trasversale SW-NE. Faglie estensionali a basso angolo che delimitano le evaporiti triassiche nella zona del Passo del Cerreto, portano le evaporiti contemporaneamente a diretto contatto del Flysch ad Elmintoidi, delle Argille e calcari di Canelto e di varie formazioni della Falda Toscana con cui dovevano trovarsi originariamente in serie. Di queste faglie a basso angolo tratteremo più diffusamente nel paragrafo successivo.

**LE EVAPORITI DI SASSALBO E DELLA VAL DI SECCHIA**  
Queste evaporiti, costituite da Gessi e Calcare cavernoso, vengono descritte separatamente perché costituiscono un motivo strutturale del tutto unico nell'Appennino Settentrionale.

Infatti, le evaporiti triassiche di Sassalbo-Passo del Cerreto e della Val di Secchia, per la loro eccezionale abbondanza e particolare assetto tettonico, hanno attratto l'attenzione di numerosi ricercatori che, sulla loro posizione, origine ed evoluzione, hanno proposto diverse interpretazioni.

Le evaporiti di Sassalbo sono alla base della Successione Toscana ed originariamente in serie; nella Val di Secchia costituiscono masse completamente disarticolate e inglobate tettonicamente nel *Mélange* basale di Monte Modino (Plesi *et al.*, 2000; Leoni & Pertusati, 2002-2003). Rimangono invece diverse interpretazioni su come si è determinata la struttura del Passo del Cerreto. 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.*, 1967; Krampe, 1969), scaglie divelte dall'Unità toscana da parte delle «Argille Scagliose» (Azzaroli, 1951; Saggini, 1965; Ghelardoni *et al.*, 1966; Calzolari *et al.*, 1987; Colombetti & Zerilli, 1987; Andreozzi *et al.*, 1989; Plesi *et al.*, 2000).

Per la loro attuale posizione geometrica, pur avendo avuto una iniziale storia evolutiva comune, si posso-

no distinguere due gruppi di affioramenti di evaporiti, quello di Sassalbo-Passo del Cerreto e quello della Val di Secchia. Il primo gruppo di evaporiti affiora alla base della Falda Toscana e ingloba frammenti di basamento ercinico (Molli *et al.*, 2002): metamorfiti di medio-basso grado, micascisti a granato, biotite, muscovite, paragneiss minuti, anfiboliti e scaglie di metasedimenti riferiti al Verrucano s.l., in cui sono ancora riconoscibili i passaggi stratigrafici alle evaporiti riferibili al ciclo alpino, sia come evoluzione sedimentaria che tettonico-metamorfica (Pertusati *et al.*, 2010).

Al di sopra di queste evaporiti affiora la successione della Falda Toscana, condensata e spesso elisa tettonicamente, che dai Calcari e Marne a *Rhaetavicula Contorta* (non indicati in Carta) arriva fino al Macigno. La Falda Toscana risulta deformata (come si è già visto) attraverso pieghe chiuse o molto chiuse, rovesciate verso NE, e da faglie inverse con la stessa vergenza (Leoni & Pertusati, 2002-2003). Le stesse evaporiti sulla verticale del Passo del Cerreto hanno anche perforato, con meccanismo di ascensione diapirica, tutta la Falda Toscana, fino a venire direttamente a contatto con il Macigno e con le Liguridi tettonicamente sovrastanti. Il secondo gruppo di evaporiti affiora ad est oltre il Passo del Cerreto, in grandi masse collegate in maniera più o meno continua, tettonicamente inglobate nel Mélange basale a dominante componente argillosa con assetto caotico dell'Unità Monte Modino – Monte Ventasso (Plesi *et al.*, 2002). Il Mélange è confinato tra le sovrastanti Arenarie di Monte Modino e le sottostanti Arenarie di Monte Cervarola affioranti in finestra tettonica nell'alta Val di Secchia. Inglobate nelle evaporiti sono presenti 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 e di Macigno; sono presenti anche lembi di Pseudomacigno (Calzolari *et al.*, 1987). Queste masse di evaporiti non si collegano direttamente a quelle del Cerreto e sono ad esse geometricamente sottostanti (Leoni & Pertusati, 2002-2003). L'insieme Mélange basale-masse evaporitiche inglobate è piegato solidalmente con la grande struttura anticlinale di Macigno a vergenza adriatica, che si accavalla sulle Arenarie di Monte Cervarola (Pertusati *et al.*, 2010). 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, nell'alta Val di Serchio e di Lerici e S. Terenzo, a SE di La Spezia (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 sono verosimilmente ricollegabili alle Evaporiti del Passo del Cerreto. 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 un'evoluzione metamorfica analoga a quella del Verrucano s.s. del Passo del Cerreto e di Soraggio (Leoni & Pertusati, 2002-2003). Appare quindi verosimile ritenere che anche le evaporiti della Val di Secchia siano state in originaria continuità con quelle affioranti al Passo del Cerreto e

abbiano, rispetto a quest'ultime, la stessa provenienza, anche se, attualmente, sono separate a causa di una diversa evoluzione tettonica.

Partendo dall'ipotesi che le evaporiti del Cerreto e della Val di Secchia abbiano costituito all'origine un'unica struttura, per tentare di spiegare la loro attuale posizione si può ipotizzare che nella fase collisionale appenninica, durante lo scollamento della Falda Toscana, si siano formate alla base delle scaglie intercutanee con al nucleo porzioni di basamento ercinico e di Verrucano, che avevano portato ad un anomalo ispessimento delle evaporiti, con ripetute intercalazioni tettoniche di lame di basamento e Verrucano. Verso la fine della prima fase, ma dopo il principale evento metamorfico, si sarebbe instaurata la struttura diapirica del Cerreto, che poteva essere più interna di come è attualmente, la cui sommità è stata decapitata e trascinata verso l'esterno dalle Unità di Monte Modino, Canetolo e Liguridi e imballata prevalentemente nel Mélange basale dell'Unità di Monte Modino (Plesi *et al.*, 2002) fino a ricoprire l'Unità del Cervarola. Quindi la loro età di formazione è posteriore a quella del Macigno e precedente al piegamento dell'Unità del Cervarola. La piega rovesciata Passo del Cerreto-Soraggio potrebbe essere contemporanea con quella del Cervarola, il che implicherebbe una rimozione tardiva della Falda Toscana o perlomeno del suo fronte più esterno (Plesi *et al.*, 2000). Un importante contributo all'ipotesi che si tratti di una struttura diapirica in corrispondenza del Cerreto è dato dalla 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 morfologica rispetto ai due molto più elevati contraforti di Macigno (Monte La Nuda e Monte Alto). Una 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, Caio e Ottone, a contatto con le evaporiti. Se si osserva la sezione 7, 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 alla grande piega che costituisce il fronte piegato della Falda Toscana) e che comunque avrebbero dovuto essere ad angolo molto basso per portare l'Unità di Canetolo, Caio e Ottone a diretto contatto con 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 sulla verticale che vediamo ora, 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 l'erosione e soprattutto per la dissoluzione delle evaporiti ad opera degli agenti atmosferici, le stesse avrebbero subito una diminuzione di volume, ancora in atto, che avrebbe portato per contrazione, alla quota attuale, gli affioramenti di Argille e calcari e di Flysch ad Elmintoidi al Passo dell'Ospedalaccio (Pertusati *et al.*, 2010).

## Legenda

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

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

#### UNITÀ TETTONICA CAIO E OTTONE

-  Flysch ad Elmintoidi (Flysch di Monte Caio e Flysch di Ottone)

#### UNITÀ TETTONICA CANETOLO

- sotto-unità 2*
-  Arenarie di Petriagnacola
- sotto-unità 1*
-  Arenarie di Ponte Bratica
-  Calcari di Groppo del Vescovo
-  Argille e calcari di Canetolo

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

-  Arenarie di Monte Modino
-  Marne di Marmoreto
-  Successione di origine Subligure (Mélange basale)
-  Successione di origine Ligure (Mélange basale)

#### UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

-  Marne di Pontecchio (?)
-  Macigno
-  Marne di Rovaggio
-  Scaglia toscana (Scisti policromi)
-  Marne a *Posidonomya* e Calcare selcifero
-  Calcare massiccio
-  Calcare cavernoso
-  Gessi e dolomie

### UNITÀ METAMORFICHE (Paleozoico - Mesozoico)

#### SCAGLIE TETTONICHE DELL'UNITÀ DI MASSA (VERRUCANO)

-  Quarziti della Rivaccia

#### SCAGLIE TETTONICHE DEL BASAMENTO PALEOZOICO

-  Micascisti, Gneiss e Anfiboliti dell'Ospedalaccio

### UNITÀ TETTONICA CERVAROLA (Terziario)

-  Arenarie di Monte Cervarola

#### SIMBOLOGIA

-  Centri abitati
-  Faglie. La freccia indica il movimento relativo dei blocchi

A

## Legenda

### SERIE DELLE IPSOFIILE

-  Vaccineto
-  Prateria

### SERIE DELLA FAGGETA

-  Faggeta
-  Prateria con faggio sparso

### SERIE DEL BOSCO MISTO MESOFILO

-  Cerreto - Carpineto (con carpino bianco)
-  Cerreto
-  Prateria con cerro sparso
-  Incolti

### SERIE DEL QUERCETO XEROMORFO

-  Querceto-Carpineto (con carpino nero)

### SERIE DELLE SCLEROFILLE SEMPREVERDI MEDITERRANEE

-  Lecceta

### FISIONOMIE COMPRESSE NELLE SERIE

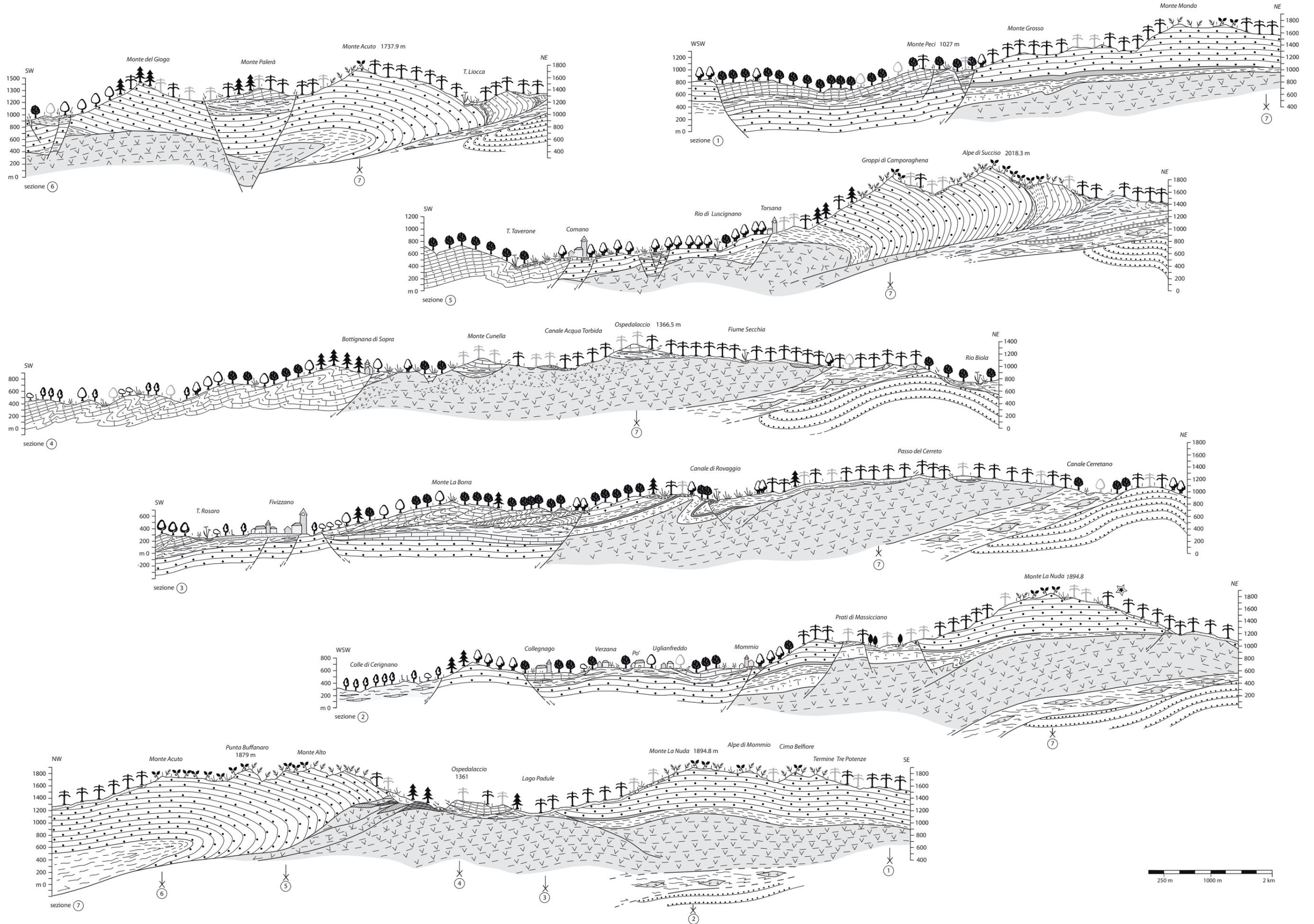
-  Vegetazione ripariale
-  Vegetazione casmofitica
-  Ginepreti
-  Rimboschimenti di conifere
-  Castagneti
-  Oliveti
-  Vigneti
-  Orti

B

A - Legenda delle sezioni geologiche  
B - Legenda dei profili della vegetazione

# SEZIONI GEOLOGICHE E ORIZZONTI DELLA VEGETAZIONE

[Tav. 1]



## Conclusioni

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; le Unità riconosciute, 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) e Unità di Monte Cervarola. La loro sovrapposizione ne rivela la loro alloctonia; lo studio delle deformazioni all'interno delle singole Unità ne ha evidenziato il senso di trasporto verso ENE. I raccorciamenti crostali sono stati accompagnati da laminazioni tettoniche con ulteriori variazioni di spessore nelle successioni stratigrafiche, in particolare nella Falda Toscana che risulta sensibilmente condensata nella successione pre-Macigno.

Lo studio svolto ha messo in evidenza, soprattutto nelle formazioni della Falda Toscana e principalmente nei livelli a dominante argillosa, una struttura tettonica polifasata.

La prima fase deformativa con caratteristiche di tettonica tangenziale si manifesta nei livelli più argillosi con una scistosità di flusso che materializza il piano assiale di pieghe con piccolo angolo di apertura (30-40°) fino a isoclinali. Le zone di taglio esaminate con sviluppo di strutture S-C, confermano un senso del movimento delle Unità alloctone da ovest verso est e permettono di ricavare un quadro compatibile con una vergenza orientale della prima fase deformativa, in accordo con l'evoluzione cinematica a livello regionale.

Il secondo evento deformativo osservato è associato allo sviluppo di pieghe con piano assiale subverticale, che ripiegano tutti gli elementi planari e lineari di prima fase. Anche gli assi della seconda fase presentano una direzione circa appenninica e gli indicatori cinematici evidenziano un movimento verso NE.

Per quanto riguarda la tettonica fragile distensiva, essa si manifesta a scala regionale a partire dal Tortonaio, età dei sedimenti di base del ciclo Neoautoctono e si realizza attraverso un insieme di faglie dirette (sia a basso che ad alto angolo) di direzione appenninica (NW-SE); tra queste la più importante è quella chilometrica che da Mommio si spinge a Comano e abbassa le Unità Subligure e Ligure rispetto alla Falda Toscana, che con l'imponente dorsale di Macigno viene a costituire la parte più elevata e il principale spartiacque della catena appenninica. La tettonica distensiva è caratterizzata anche da faglie ettometriche dirette ad alto angolo, antiappenniniche, formanti sistemi a *Horst e Graben* che interessano in particolare la successione mesozoica di Mommio e del Passo del Cerreto.

Per quanto riguarda le evaporiti triassiche, che costituiscono un motivo strutturale del tutto unico nell'Appennino Settentrionale, i nuovi rilevamenti hanno portato a distinguerle in 2 gruppi: 1) evaporiti di Sassalbo-Passo del Cerreto e 2) della Val di Secchia. Nella nostra interpretazione questi due gruppi facevano parte di un'unica struttura con una iniziale storia evolutiva comune.

Questa struttura, che all'origine era alla base della

Falda Toscana, durante la fase collisionale, per ripetizioni tettoniche di evaporiti con alla base scaglie di basamento e di Verrucano, ha assunto uno spessore del tutto anomalo che ha portato all'instaurarsi di una struttura diapirica (probabilmente più interna di come è attualmente). Tale struttura, attraverso fratture trasversali (NE-SW), avrebbe perforato tutta la Falda Toscana e sarebbe poi stata in parte decapitata e trascinata verso l'esterno dalle Unità di Monte Modino, di Canetolo, di Caio e Ottone, che ne costituiscono l'attuale copertura tettonica. La superficie tettonica di contatto che vediamo attualmente tra le unità sopra citate, è quella che doveva corrispondere alla sommità residua del diapiro decapitato e che doveva trovarsi molto più in alto, almeno al di sopra del tetto strutturale del Macigno (più in alto comunque della congiungente delle vette Monte Alto-Monte La Nuda). L'attuale posizione depressa di questa superficie tettonica (Passo dell'Ospedalaccio-Passo del Cerreto), sarebbe da mettere in relazione a una contrazione, ancora in atto, dovuta all'erosione e soprattutto alla dissoluzione delle evaporiti ad opera di agenti atmosferici. Queste osservazioni e considerazioni portano a proporre delle modalità di evoluzione delle strutture evaporitiche del tutto confrontabili con quelle divulgate da Azzaoli, 1950; Saggini, 1965; Ghelardoni, 1966; Calzolari *et al.*, 1987; Colombetti & Zerilli, 1987; Andreozzi *et al.*, 1989; Plesi *et al.*, 2000; Leoni & Pertusati, 2002-2003; Pertusati *et al.*, 2010.

## NOTE ALLA CARTA DELLA VEGETAZIONE

### FISIONOMIE VEGETALI

Le fisionomie della vegetazione sono state definite su base fisionomica ed inquadrare nelle relative serie come proposte da Ferrarini (1982). Indagini di dettaglio consentirebbero l'inquadramento della vegetazione secondo tipologie meglio definite più recentemente (Arrigoni, 1998; Blasi, 2010).

### Serie delle ipsofile

Questa serie si estende mediamente sopra 1700 m in substrati silicei di arenaria.

La serie delle ipsofile è formata dal vaccinieto e dalle praterie che derivano dal vaccinieto (Ferrarini, 1982). Queste due fisionomie si trovano giustapposte lungo il crinale degli spartiacque principali, con la brughiera a mirtilli estesa nei versanti settentrionali e la prateria soprasilvatica, con prevalenza di graminacee, sui versanti meridionali. Si ritiene che la prateria derivi dalla distruzione della brughiera a mirtilli attraverso la pratica dell'incendio e del pascolo ovino (Credaro & Pirola, 1974; Ferrari, 1978; Ferrarini, 1982). Dati palinologici rivelano la distribuzione nell'Olocene medio di foreste di abete rosso [*Picea abies* (L.) H. Karsten] nella fascia alto-montana dell'Appennino Settentrionale, dove sono rimaste, solo in parte, le specie del sottobosco della pecceta che formano la brughiera a mirtilli e rare stazioni a rododendro (*Rhododendron ferrugineum* L.). Quest'ultimo nell'area rappresentata in Carta, cresce spontaneo nei versanti settentrionali dell'Alpe di Mommio e della



Cima Belfiore (Calandrini, 1851: in Caruel, 1860; Fiori, 1923; Rolla, 1971; Ferrarini 1973). Dell'abete rosso nella sua posizione naturale si è invece conservata una sola stazione al Campolino presso l'Abetone (Chiarugi, 1936a; 1936b; Ferrarini, 1981).

Dal punto di vista cartografico, un aspetto molto evidente di questa serie è la netta separazione tra le due fisionomie che la costituiscono e la loro distribuzione, che non può essere dovuta soltanto all'azione antropica, ma deve avere anche cause ecologiche; in proposito riteniamo che le praterie dei versanti meridionali, più acclivi rispetto a quelli settentrionali e maggiormente esposti all'influsso marino, non costituiscano una fase dinamica verso la brughiera a mirtilli, ma piuttosto un'unità fisionomica ed ecologica tendente a mantenere le attuali fitocenosi.

[Fra le specie associate alla serie delle ipsofile si ricorda: *Homogyne alpina* (L.) Cass., *Juniperus nana* Willd., *Carex sempervirens* Vill., *Calluna vulgaris* (L.) Hull, *Vaccinium myrtillus* L., *Vaccinium uliginosum* L., *Vaccinium vitis-idea* L., *Juncus trifidus* L., *Luzula spadicata* Lam. et DC., *Luzula sylvatica* (Hudson) Gaudin, *Agrostis rupestris* All., *Avenella flexuosa* (L.) Parl., *Deschampsia flexuosa* (L.) Trin., *Brachypodium pinnatum* (L.) Beauv., *Nardus stricta* L., *Ranunculus montanus* Willd., *Alchemilla alpina* L., *Geum montanum* L.].

### Serie della faggeta

La faggeta ha il limite superiore molto netto localmente frammentato e costituisce nell'Appennino la fascia boscata più elevata. Come si può osservare anche dai profili altimetrici, mentre nel versante tirrenico questo limite si trova a circa 1600 m d'altezza, in quello padano sale a 1700 m circa. Anche il limite inferiore di questa serie è abbastanza definito per la tendenza del faggio (*Fagus sylvatica* L.) ad essere una specie piuttosto esclusiva: esso si colloca tra 900 e 1000 m nel versante toscano e a circa 800 m in quello padano. Ancora sul versante toscano presso Comano, sulla sinistra orografica del Torrente Taverone, la faggeta scende a 600 m circa date le condizioni umide e fresche della valle esposta a nord (Ferrarini 1982). Nella faggeta le specie del sottobosco compaiono per la maggior parte con l'inizio della primavera prima che il faggio metta le foglie.

Nella faggeta dell'area in esame si trova anche qualche esemplare di abete bianco (*Abies alba* Miller) spontaneo, relitto di una flora che s'inseriva al di sotto del piano della pecceta (Chiarugi, 1939; Ferrarini, 1982), la cui progressiva scomparsa è attribuita principalmente al disboscamento. L'abete bianco ha costituito una naturale associazione col faggio fino in tempi storici, come testimoniano i fusti di questa specie ritrovati in paleo frane e tra depositi torbosi sul fondo del Torrente Rosaro al Passo del Cerreto (Farina, 1980).

Nelle praterie e dove la faggeta si dirada, troviamo specie arboree come il sorbo montano [*Sorbus aria* (L.) Crantz], il sorbo degli uccellatori (*Sorbus aucuparia* L.), il loppo (*Acer opalus* L.) e il maggiociondolo (*Laburnum anagyroides* Medicus). Il faggio non sembra prediligere particolari substrati e in condizioni climatiche adatte cresce su ogni tipo di suolo.

[Fra le specie associate alla serie della faggeta si ricorda: *Galanthus nivalis* L., *Narcissus poeticus* L., *Doronicum columnae* Ten., *Prenanthes purpurea* L., *Senecio nemorensis* L., *Euphorbia dulcis* L., *Lathyrus vernus* (L.) Bernh., *Gentiana acaulis* L., *Convallaria majalis* L., *Oxalis acetosella* L., *Cyclamen hederifolium* Aiton, *Anemone nemorosa* L., *Saxifraga rotundifolia* L., *Viola biflora* L.].

### Serie del bosco misto mesofilo

Questa serie è limitata superiormente dalla faggeta e, inferiormente, a quote variabili tra 500 e 600 m dal querceto-carpinetto. Essa è composta da fitocenosi a cerreto-carpinetto, da boschi di cerro, dalle praterie con cerro sparso e incolti che, in generale, sono distribuiti nella fascia altimetrica di questa serie. Il bosco mesofilo ha subito intense trasformazioni con l'insediamento di centri rurali ad economia basata su agricoltura, taglio del bosco, allevamento e pastorizia; nei terreni adatti è stato poi sostituito con il castagno (*Castanea sativa* Miller). I boschi di cerro (*Quercus cerris* L.), che viene utilizzato come legna da ardere, si trovano in particolar modo su litologie calcareo-marnose, in versanti esposti a sud, presso le località di Vendaso, Piastorla, Arlia e Comano.

(Fra le specie associate alla serie del bosco misto mesofilo si ricorda: *Acer campestre* L., *Ilex aquifolium* L., *Achillea millefolium* L., *Tragopogon pratensis* L., *Carpinus betulus* L., *Corylus avellana* L., *Echium vulgare* L., *Cornus mas* L., *Melilotus alba* Medicus, *Ononis spinosa* L., *Geranium nodosum* L., *Melittis melissophyllum* L.).

### Serie del querceto xeromorfo

Il limite superiore di questa serie varia tra 500 e 600 m, mentre il limite inferiore è compreso tra 300 e 400 m. Essa rientra nel settore SW della Carta, attorno al centro di Fivizzano, ma data la sua piccola estensione e le intense trasformazioni, viene rappresentata in modo semplificato con il colore dello stadio climacico in cui s'inseriscono piccole cenosi a roverella (non segnalate nella Carta) e aree occupate da vigneti e oliveti. Boschi con roverella (*Quercus pubescens* Willd.) sono presenti a ovest di Fivizzano sui versanti di Monte Tergogliana, di Monte Buto e presso i paesi di Pognana, Arlia e Cotto.

[Fra le specie associate alla serie del querceto xeromorfo si ricorda: *Ostrya carpinifolia* Scop., *Lonicera etrusca* Santi, *Helianthemum nummularium* (L.) Miller, *Quercus petraea* (Mattuschka) Liebl., *Quercus pubescens* Willd., *Teucrium chamaedrys* L., *Fraxinus ornus* L.].

### Serie delle sclerofille sempreverdi mediterranee

I limiti di questa serie non possono essere ben definiti sulla Carta, in quanto essa è costituita soltanto da una lecceta isolata sulle rupi calcareo-marnose di fronte a Fivizzano (destra orografica del Torrente Rosaro) e da arbusti di ginestra (*Spartium junceum* L.) e corbezzolo (*Arbutus unedo* L.). La presenza di sclerofille nell'area a sud di Fivizzano è probabilmente favorita dai venti marini che risalgono l'ampia valle (Ferrarini 1982).

(Fra le specie associate alla serie delle sclerofille sempreverdi mediterranee si ricorda: *Pistacia lentiscus* L., *Pistacia terebintus* L., *Asparagus acutifolius* L., *Viburnum tinus* L., *Quercus ilex* L., *Myrtus communis* L., *Phillyrea latifolia* L.).

#### FISIONOMIE COMPRESSE NELLE SERIE

##### Vegetazione ripariale

Lungo i corsi d'acqua principali dell'area in esame, in particolare nei tratti più ampi e lenti dei torrenti, si sviluppa una vegetazione caratteristica dei substrati mobili e ricchi d'acqua. Le fanerofite meglio adattate in questo ambiente sono i salici (*Salix sp. pl.*) e gli ontani [*Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.], che sono specie pioniere resistenti alle piene e stabilizzanti greti e sponde. La vegetazione dei corsi d'acqua è relativamente indipendente dall'altitudine e pertanto può ritenersi azonale (Bertacchi *et al.*, 2005; Bertacchi *et al.*, 2009), sebbene rientri in contesti vegetali diversi lungo il percorso del fiume. Nell'ampio alveo del Rosaro, presso Sassalbo, sono presenti anche piante che di solito occupano i margini di boschi e radure, come la rosa selvatica (*Rosa canina* L.), il maggiociondolo (*Laburnum anagyroides* Medicus), ben adatto al consolidamento di scarpate e rive ghiaiose e il nocciolo (*Corylus avellana* L.) che ha colonizzato con sviluppo cespuglioso vecchi percorsi del torrente.

[Fra le specie associate ai corsi d'acqua si ricorda: *Eupatorium cannabinum* L., *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn., *Carex sempervirens* Vill., *Lycopus europaeus* L., *Mentha aquatica* L., *Epilobium dodonaei* Vill., *Phragmites australis* (Cav.) Trin., *Salix elaeagnos* Scop., *Salix purpurea* L., *Salix triandra* L.].

##### Vegetazione casmofitica

Si tratta di vegetazione insediata in aree rupicole con versanti fortemente inclinati, pietraie e terreni in evoluzione per frana, presenti per la maggior parte sulle pendici dei crinali principali. Nei detriti e nelle aree in frana la vegetazione tende a stabilizzare il terreno evolvendosi dalle specie pioniere erbacee verso specie legnose più resistenti. La vegetazione delle rupi risulta paucispecifica, con flore in condizioni di isolamento insediate in sottili fessure con carattere di rifugio (Credaro & Pirola, 1974). Di particolare interesse sono *Primula apennina* Widmer e *Globularia incanescens* Viv. *P. apennina* Widmer (endemica dell'Appennino Settentrionale) è presente nelle fessure e nelle cenge erbose delle rupi di arenaria nei versanti esposti a nord degli spartiacque principali a quote superiori a 1400 m. *G. incanescens* Viv. (endemica dell'Appennino Settentrionale e delle Alpi Apuane) è assai diffusa nell'area in esame; essa cresce sulle rupi di arenaria dei versanti esposti a sud, ma è frequente soprattutto sulla formazione gessoso-calcareo-dolomitica triassica della Falda Toscana e, in particolare, alla base della rupe di gesso presso Sassalbo.

[Fra le specie casmofitiche si ricorda: *Antennaria carpatica* (Wahlenb.) Bluff & Fingerh., *Artemisia umbelliformis* Lam., *Hieracium villosum* L., *Robertia taraxa-*

*coides* (Loisel.) DC., *Arenaria bertolonii* Fiori, *Silene saxifraga* L., *Sedum monregalense* Balbis, *Trifolium thalii* Vill., *Gentiana purpurea* L., *Hypericum richeri* Vill., *Thymus pulegioides* L., *Anemone alpina* L. var. *millefoliata* Bertol., *Salix herbacea* L., *Saxifraga aizoon* Jacq., *Saxifraga moschata* Wulfen, *Woodsia alpina* (Bolton) S.F. Gray].

##### Ginepreti

Il ginepro (*Juniperus communis* L.) colonizza in particolare terreni aridi e soleggiati; per il suo fogliame aghiforme e pungente riesce a mantenersi anche nelle aree di pascolo dove costituisce una flora pioniera. Questa situazione è evidente nella valle di Mommio dove il ginepro vegeta nei versanti aridi rivolti a sud su terreno argilloso e, con qualche isolato esemplare, sui Prati di Massicciano, dove spesso staziona il bestiame. Altre aree coperte da ginepreti si trovano sul Flysch calcareo-marnoso a sud di Bottignana e sul detrito più o meno consolidato, al di sopra della Scaglia toscana, presso i Prati di Camporaghena, tra la fascia del cerreto-carpinetto e quella della faggeta.

##### Rimboschimenti di conifere

I rimboschimenti sono costituiti in prevalenza da abete bianco (*Abies alba* Miller), pino nero (*Pinus nigra* J.F. Arnold) e più raramente abete rosso [*Picea abies* (L.) H. Karsten]. Essi sono distribuiti dal piano del querceto xeromorfo fino al limite superiore della faggeta su qualunque tipo di terreno. Sono da inquadrare nella serie della faggeta una parte dei rimboschimenti di Monte Giogo, di Monte Palerà, dei versanti a nord di Torsana, del Passo dell'Ospedalaccio, del Passo del Cerreto, dell'alta Valle del Rosaro e del Canale di Rovaggio. I rimboschimenti più estesi nella serie del bosco misto mesofilo sono quelli presso Bottignana e Fivizzano; in quest'ultima località, almeno una parte del rimboschimento occupa probabilmente già un settore del querceto xeromorfo.

Anche i rimboschimenti s'inseriscono quindi in serie diverse a seconda della loro posizione altimetrica.

##### Castagneti

I castagneti s'inseriscono principalmente nella fascia del cerreto-carpinetto, ma localmente hanno sostituito anche la faggeta, come può accadere altrove (Tomei *et al.*, 1990a, 1990b). Per quanto il castagno (*Castanea sativa* Miller) sia una specie selezionata e coltivata dall'uomo, il suo indigenato è testimoniato, oltre che dai pollini fossili, anche dalla sua stabilità ecologica quand'è coltivato in ambienti favorevoli (Ferrarini, 1988). Esso ha superato le glaciazioni quaternarie in cenosi relitte da dove è tornato poi a diffondersi nel territorio (Ferrarini & Covella, 1985). Il castagno vegeta da poche decine di metri sopra il livello del mare fino a 1100 m circa, preferendo ambienti freschi alle quote più basse e ambienti sempre più soleggiati quando si trova a quote superiori; la fascia altimetrica in cui il castagneto ha la produttività maggiore è tra 500 e 1000 m (Ferrarini 1982). I castagneti più estesi nell'area cartografata si trovano presso i paesi di Comano, Torsana, Sassalbo, Fivizzano e Mommio. I castagneti del versante emilia-

no sono tra le località Oratorio e Gabellina, in località Schiocchi e tra Rio Biola e Rio Stertarola. Dall'osservazione dei substrati in cui vegeta appare evidente che il castagno è una pianta acidofila che qui predilige i terreni arenaceo-siltosi.

In località Ceratelli (Vendaso) un castagneto su terreno calcareo-marnoso presenta chiari segni di involuzione nella competizione con le flore del cerreto-carpineto.

### **Oliveti, vigneti, orti**

L'olivo (*Olea europaea* L.) è coltivato principalmente su ripiani esposti a sud, in terreni marnoso-calcarei e argilloso-calcarei, presso i paesi di Serrarola, Fivizzano, Pognana, Turano e tra Arlia e Valazzana a nord di Fivizzano. La sua coltivazione va inquadrata nella serie del querceto-carpineto, in quanto non si trovano piante mediterranee nei terreni dove è stato inserito; e pertanto si trova al limite estremo delle sue esigenze ambientali (Ferrarini 1982).

Anche le aree coltivate a vite (*Vitis vinifera* L.) appartengono all'orizzonte del querceto xeromorfo, ma hanno caratteristiche litologiche molto diverse rispetto a quelle scelte per gli oliveti. I filari di viti sono infatti disposti su terrazzi alluvionali formati in prevalenza da materiale arenaceo e da ciottoli arrotondati prevalentemente di Macigno.

L'orticoltura è sviluppata presso i centri abitati in aree coltivate con specie selezionate di ortaggi e alberi da frutto adatti al clima della regione.

### **CONCLUSIONI**

Nell'area cartografata le serie vegetazionali si succedono da monte a valle nel seguente ordine: serie delle ipsofile, della faggeta, del bosco misto mesofilo, del querceto xeromorfo e delle sclerofille sempreverdi mediterranee. Nell'Appennino la brughiera a mirtilli costituisce lo stadio climacico della serie delle ipsofile e occupa i versanti settentrionali degli spartiacque principali, mentre nei versanti meridionali si estende la prateria soprassilvatica, che per quanto derivi dalla distruzione della brughiera, presenta attualmente una fisionomia vegetale stabile e una propria ecologia. Nel vacciniato, tra l'Alpe di Mommio e la Cima Belfiore, vegeta spontaneo il rododendro, specie nordica relitta delle glaciazioni quaternarie. I crinali appenninici sono contornati dalla faggeta, che si adatta bene in qualsiasi substrato purché sussistano condizioni climatiche umide e fresche. Il limite superiore della faggeta è più elevato nel versante padano rispetto a quello tirrenico e si presenta generalmente frammentato e discontinuo, così che non è sempre possibile seguirne l'originaria conformazione. Nell'insieme quest'orizzonte è caratterizzato da ampie e numerose aree denudate a faggio sparso. Nella faggeta a nord del Monte La Nuda vegeta ancora spontaneo l'abete bianco; mentre, presso i laghi del Cerreto, quindi nella fascia della faggeta, sono cresciuti esemplari di abete rosso di probabile provenienza dai locali rimboschimenti.

La serie del bosco misto mesofilo conserva l'aspetto climacico di cerreto-carpineto solo nelle parti meno

accessibili, più umide, che non hanno subito trasformazioni antropiche. Il cerro vegeta soprattutto nei versanti meridionali, in terreni asciutti calcareo-marnosi; mentre i castagneti (che occupano principalmente la fascia altimetrica del cerreto-carpineto) sono su Macigno, in suoli arenaceo-siltosi e, più raramente, in substrati calcareo-marnosi.

Per quanto oggi il castagno sia una specie coltivata, quando si trova nella condizione climatico-mineralogica ottimale costituisce una fitocenosi piuttosto stabile. I rimboschimenti di conifere rappresentano invece una fisionomia del tutto artificiale, ma se non subiscono incendi o attacchi da patogeni tendono ad escludere le altre flore dal loro perimetro di sviluppo e a conservarsi. La serie del querceto xeromorfo con roverella e carpino nero risulta assai modificata; essa occupa solo un piccolo settore dell'area cartografata, presso Fivizzano, costituito prevalentemente da litosuoli argilloso-calcarei dove è stato introdotto l'olivo, e da terrazzi alluvionali dove è stata piantumata la vite. La presenza di un solo bosco di leccio sulle rupi inaccessibili calcareo-marnose presso Fivizzano, rende problematica l'individuazione dei limiti e dell'effettiva presenza in quest'area della serie delle sclerofille sempreverdi mediterranee.

La fioritura delle piante osservata tra 800 e 900 m di quota nelle tre valli principali del versante tirrenico, evidenzia una pausa invernale più lunga nelle valli del Taverone di Comano e del Torrente Mommio rispetto alla valle del Rosaro. Infatti, quando nelle due valli laterali, che discendono in corrispondenza dei due settori più elevati della dorsale appenninica, rispettivamente a NW e SE del Passo del Cerreto, inizia a fine marzo la fioritura dell'elleboro (*Helleborus foetidus* L.), nella valle del Rosaro sono già fioriti il bucanave [*Galanthus nivalis* L.), il croco selvatico (*Crocus vernus* (L.) Hill), la primula comune (*Primula vulgaris* Hudson), la scilla silvestre (*Scilla bifolia* L.), il prugnolo selvatico (*Prunus spinosa* L.) e il corniolo (*Cornus mas* L.).

Possiamo concludere che nell'area osservata vi sono diversi indicatori che evidenziano lo stretto legame tra la distribuzione delle specie vegetali, la morfologia, la natura del terreno e naturalmente il clima.

Appare inoltre evidente la presenza di una stratigrafia in senso altitudinale della vegetazione, definita secondo delle serie nettamente distinte tra loro (almeno per quanto riguarda la serie delle ipsofile, della faggeta e del bosco misto mesofilo) che presentano al loro interno delle unità vegetazionali con fisionomie marcate e cartografabili, costituenti fasi di transizione più o meno complesse. Queste fasi sono tutt'oggi soggette a processi dinamici che possono svolgersi sia in senso regressivo, per interferenza di fattori limitanti (erosione eolica, alluvioni, incendi, disboscamenti, pascolamenti ecc.), sia in senso progressivo, in assenza di fattori limitanti, verso la struttura forestale dello stadio climacico della serie (Pirola, 1977).

### **RINGRAZIAMENTI**

Ringraziamo i professori A. Puccinelli e P.E. Tomei che hanno esaminato gli argomenti geologici e vegetazionali, rispettivamente, fornendo la revisione critica del testo e gli utili suggerimenti.

## BIBLIOGRAFIA

- Alessandrini A., 1988. Note sulla vegetazione e sulla flora della formazione gessoso-calcareo nella medio-alta Valle del Secchia. *Studi e Documentazioni Regione Emilia-Romagna, Bologna* 42: 201-248.
- 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., Patterlini P., Pesci M., Zanzucchi G., 1989. Riflessioni sulle evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia (RE). *Mem. Soc. Geol. It.* 37: 69-75.
- Arrigoni P.V., 1998. La vegetazione forestale. Boschi e macchie di Toscana. Regione Toscana, Firenze.
- 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.
- Baldacci 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.
- Baldacci F., Plesi G., 1989. Sul significato della finestra tettonica di Soraggio e sui rapporti fra i flysch arenacei oligo-miocenici lungo la sezione Valle di Soraggio - M. Cusna - M. Prampa. *Mem. Soc. Geol. It.* (1987) 39: 46-56.
- Baldacci F., Brandi G., Nardi R., Squarci P., Taffi L., 1967. 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.
- Baldacci F., Cerrina Feroni A., Elter P., Giglia G., Patacca E., 1972. Il margine del paleocontinente nord-appenninico dal Cretaceo all'Eocene: nuovi dati sulla ruga insubrica. *Mem. Soc. Geol. It.* 11: 367-390.
- Barazzuoli P., Rigati R. (Eds.), Autorità di bacino del Fiume Magra, 2004. Studio per la definizione del bilancio idrico ed idrogeologico del bacino del Fiume Magra. Convenzione tra l'Università di Siena (Dipartimento di Scienze della Terra) e l'Autorità di bacino del Fiume Magra, pp. 1-93.
- Baroni E., 1969. Guida botanica d'Italia. *Licinio Cappelli Editore, Bologna*, 545 pp.
- Bertacchi A., Bocci G., Lombardi T., Tomei P.E., 2005. Le fitocenosi riparie della Toscana nord-occidentale. Il Fiume Fine. Edizione ETS, Pisa, pp. 59.
- Bertacchi A., Bocci G., Bacci S., Lombardi T., 2009. Il paesaggio vegetale delle ANPIL del Fiume Magra. Comunità Montana. Tipografia Mori, Massa.
- Bertolani Marchetti D., 1947. Vegetazione dei gessi dell'alta Valle del Secchia. Nota preliminare. *Atti Soc. Nat. Matem. Modena* 78: 179-184.
- Bertolani Marchetti D., 1949. Aspetti della vegetazione dell'alta Valle del Secchia. *Mem. Com. Scient. Centr. C.A.I. Modena* 1: 1-39.
- Blasi C., 2010. La vegetazione d'Italia. Palombi Editori, Roma.
- 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.
- 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.
- Bruceker W., 1941. Über die entstehung der rauwacken und sellendolomite. *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.
- Calzolari A., Ferrari S., Patterlini 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., Kligfield R., 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics* 9: 1275-1303.
- Caruel T., 1860. Prodomo della Flora Toscana. Felice Le Monnier, Firenze.
- Catanariti R., Rio D., Martinelli L., 1997. Late Eocene to Oligocene calcareous nanofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano sandstones. *Mem. Soc. Geol. It.* 49: 207-253.
- 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., 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., 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.
- Chiarugi A., 1936a. Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria Marittima. I. Cicli forestali postglaciali nell'Appennino Etrusco attraverso l'analisi pollinica di torbe e di depositi lacustri presso l'Alpe Tre Potenze e il M. Rondinaio. *Nuovo Giorn. Bot. It.*, n.s. 43: 1-61.
- Chiarugi A., 1936b. Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria Marittima. III. L'indigenato della *Picea excelsa* Lk. nell'Appennino Etrusco. *Nuovo Giorn. Bot. Ital.*, n.s., 43: 133-168. Tav. II.
- Chiarugi A., 1939. La vegetazione dell'Appennino nei suoi aspetti d'ambiente e di storia del popolamento montano. *Atti S.I.P.S.* 27 *Riun.*, pp. 1-37.
- Chicchi S., Costa E., Lugli S., Molli G., Montanini A., Torelli L., Cavozi C., 2002. The Passo del Cerreto-Val Secchia evaporites and associated rocks. Field trip, Realmod Conference, Guide book. Drawings and paintings by Masini E., 40 pp.
- Coli M., 1989. Time and mode of uplift of the Apuane metamorphic complex. *Atti Ticinesi Sci. Terra* 32: 177-186.
- 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.
- Credaro V., Pirola A., 1974. Note sulla vegetazione ipsofila dell'Appennino tosco-emiliano. *Atti Ist. Bot. Lab. Critt. Univ. Pavia, Serie* 6 10: 35-58.
- 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.
- 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 Castelsgoglio 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 Toscana. Selbstverlag, Geol. Just., Amsterdam, 426 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., 1994. Appennino ligure-emiliano. Guide Geologiche Regionali. Coord. Zanzucchi G., a cura della Soc. Geol. It., BE-MA edit., Milano, pp. 17-24.
- Farina A., 1980. Itinerari educativi, Lunigiana: l'ambiente e i suoi caratteri. Centro aulese di ricerche e di studi lunigianesi, a cura di Almo Farina, pp. 48-58.
- 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.
- Ferrari C., 1978. Elementi per una tipologia fitosociologia dei vacinieti extrasilvatici dell'Appennino settentrionale. *Arch. Bot. (Forlì)* 54: 3-15.
- Ferrarini E., 1957. Flora e vegetazione dei castagneti e dei cerretti dell'alta Valle del Taverone (alta Lunigiana). *Nuovo Giorn. Bot. Ital.*, n.s. 64: 485-640.
- Ferrarini E., 1964. Vegetazione di pinete e castagneti apuani. *Ann. Acc. Ital. Sci. Forest.* 13: 247-316.
- Ferrarini E., 1973. *Rhododendron ferrugineum* L. in fitocenosi relitte dell'Appennino settentrionale. *Giorn. Bot. It.*, 107: 143-156.
- Ferrarini E., 1979b. Studi sulla vegetazione dell'Appennino settentrionale (dal Passo della Cisa al Passo delle Radici). *Mem. Accad. Lunig. Sci.*, G. Capellini 43-44: 1-157.
- Ferrarini E., 1981. Oscillazioni postglaciali dei piani di vegetazione dell'Appennino settentrionale e delle Alpi Apuane ricostruite coi pollini fossili. *Boll. Mus. Sci. Nat. Lunig.* 1: 9-19.
- Ferrarini E., 1982. Carta della vegetazione dell'Appennino tosco-emiliano dal Passo della Cisa al Passo delle Radici. Note illustrative. *Boll. Mus. Sci. Nat. Lunig.* 2: 5-25.
- Ferrarini E., Covella G., 1985. Analisi pollinica di fanghi lagunari in Versilia (Toscana settentrionale) con considerazioni sull'indigenato del castagno in Italia. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie B* 92: 167-176.
- Ferrarini E., Alessandrini A., 1988. Aspetti della flora e della vegetazione dell'Appennino settentrionale dal Monte Maggioreasca alle Alpi Apuane e al Monte Fumaiolo. *Mem. Acc. Lunig. Sci., G. Capellini* 51-53: 1-57.
- Fiori A., 1923-29. Nuova flora analitica d'Italia. Tip. M. Ricci, Firenze.
- Fornaciari E., Rio D., 1996. Latest Oligocene to early Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the mediterranean Region. *Micropaleontology* 42: 1-36.
- 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.
- Günther K., 1966. Zur geologie der zone zwischen der nordlichen 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. & Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli* 3: 49-96.
- 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 tosco-emiliano, fra Sassalbo e Busana. *Ateneo Parm. Acta Nat.* 5 (1): 111-136.
- Kugler P.C., Riva S., Tomei P.E., 2000. Le emergenze floristiche della provincia di Massa-Carrara. In: Tomei P.E., Kugler P.C. (Eds.), *Emergenze Naturalistiche della Provincia di Massa-Carrara*. Felici Editore, Pisa, pp. 13-54.
- Labauve 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 Apennin 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 Colagna (Val di Secchia) e di Soraggio (Appennino settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A* 108: 113-124.
- Lotti B., 1881. La doppia piega di Arni e la sezione trasversale delle Alpi Apuane. *Boll. del R. Com. geol. d'Italia*, n. 9-10, 419-428.
- 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. *Sedimentary Geology* 140/1-2: 107-122.
- Marini M., 1969. Sulla posizione delle Argille e Calcari nell'alta Lunigiana (Appennino tosco-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., 2008. Northern Apennine-Corsica orogenic system: an updated overview. *Geological Society, London, Special Publication* 298: 413-442.
- 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.
- Monacchi F., Focardi D., Tomei P.E., 2010. Stazioni eteropiche di faggio e cartografia storica. Il caso della Toscana centrale. Atti 14ª Conferenza Nazionale ASITA. Brescia 9-12 novembre 2010, pp. 1363-1368.
- Nardi R., 1965. Schema geologico dell'Appennino tosco-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., Bonini L., Montomoli C., 2010. The triassic evaporites 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.
- Pirola A., 1977. Elementi di fitosociologia. Cooperativa Libreria Universitaria Bologna, 153 pp.
- Plesi G., Bianchi L., Chicchi S., Daniele G., 1994. Le unità liguri ed emiliane della media Val di Tarso e la loro evoluzione strutturale. *Atti Tic. Sci. Terra* 36: 183-229.
- 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 tosco-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.
- Rapetti F., Vittorini S., 1994. Carta climatica della Toscana centro-settentrionale. CNR - Centro di studio per la geologia strutturale e dinamica dell'Appennino. Pacini Editore, Pisa.
- Rentz K., 1971. Zur geologie der zone Zwischen der Secchia und dem Apennin Hauptkamm. Diss. Freie Univ. Berlin, 338 pp.
- Rolla G., 1971. Monte La Nuda, Cima Belfiore e Passo del Cerreto. In: Censimento dei biotopi di rilevante interesse vegetazionale meritevoli di conservazione in Italia. Camerino.
- 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.
- Saggini F., 1965. Per una rinnovata interpretazione regionale dei «raddoppi» tettonici locali della serie toscana. *Boll. Soc. Geol. It.* 84 (1): 311-348.
- Staub R., 1932. Die bedeutung der Apuanischen Alpen in gebirgsbau der Toskana. Vierteljahrshr. der naturf. gesellschaft, Zürich, Bd., 77.
- Steinmann G., 1907. Alpen und Apennin. Monatsber. Deutsch. Geol. Ges.
- 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.
- Thornthwaite C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Review* 38: 55-94.
- Tilman N., 1926. Tektonische studien in der Catena Metallifera Toscana. *Geol. Rundschau* 17: 631-660.
- Tomei P.E., Bertacchi A., Monti G., Lucchesi G., 1990a. Carta della Vegetazione del Parco dell'Orecchiella. Scala 1:50.000. C.N.R. S.EL.CA., Firenze.
- Tomei P.E., Bertacchi A., Monti G., 1990b. Carta della vegetazione-scenario alta Garfagnana. Scala 1:50.000. C.N.R. S.EL.CA., Firenze.
- Tomei P.E., Bertacchi A., 2000. Il paesaggio vegetale della provincia di Massa-Carrara. In: Tomei P.E., Kugler P.C. (Eds.), Emergenze naturalistiche della Provincia di Massa Carrara. Felici Editore, Pisa, pp. 7-12.
- 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 G., 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.
- Wernicke B., 1981. Low-angle normal fault in the Basin and Range province: nappes 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 27 ottobre 2011; ult. bozze il 30 luglio 2012)