

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 232

SESTRI LEVANTE

a cura di

V. Bortolotti^{1,2}, G. Mannori¹, L. Piccini², I. W. Alello¹, M. Chiari¹, G. Principi² e V. Reale³

Gruppo di coordinamento:

V. Bortolotti^{1,2} (coord), G. Principi¹, E. Abbate¹ (geologia); M. Chiari¹ (biostratigrafia); I.W. Aiello¹, G. Mannori¹, V. Reale³, E. Pandeli^{1,2} (collaboratori)

Ente realizzatore:



NotelllustrativeF232.indd 1 19/07/2014 18:11:16

¹ C.N.R. – Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Firenze

² Università degli Studi di Firenze

³ Collaboratrice esterna

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per il CNR: P. Messina

Per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geológico d'Italia: Revisione scientifica:

E. Chiarini, G. Conte, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia, S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, ASC: R.M. Pichezzi

Coordinamento editoriale:

M.L. Vatovec, S. Falcetti

PER IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE ROCERCHE:

Funzionario delegato dell'informatizzazione:

P. Manetti (CNR - IGG)

Coordinamento operativo:

A. Cavallin (CNR - IDPA)

Coordinamento informatizzazione:

S. Sterlacchini (CNR - IDPA)

Allestimento editoriale e cartografico per la stampa della Banca Dati:

F. Grieco (CNR - IDPA), S. Sterlacchini (CNR - IDPA), S. Sironi (Università degli Studi di Milano – Bicocca), M. Zazzeri (CNR - IDPA)

Informatizzatori:

G.Mannori(CNR-IGG), A.Patera(CNR-IGAG), F.Grieco(CNR-IDPA), S.Sterlacchini (CNR - IDPA), M. Zazzeri (CNR - IDPA)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri - Dipartimento difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia M.G. Mori - CNR - IGG

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici Nazionali per il loro contributo scientifico.

Stampa:

NotelllustrativeF232.indd 2 19/07/2014 18:11:17

INDICE

I	- INTRODUZIONE pag.	7
II	- CENNI STORICI	9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO »	19
IV	- STRATIGRAFIA	23
1.	- DOMINIO TOSCANO	23
1.1.	- Supergruppo del Serchio	23
1.1.1.	- Macigno (MAC)	25
2.	- DOMINIO SUBLIGURE	26
2.1.	- SUPERGRUPPO DI ROCCAFERRARA	26
2.1.1.	- "argille e calcari di Canétolo" (ACC)	26
2.1.2.	- "arenarie di Ponte Bratica" (ARB)	27
2.1.3.	- "formazione della Val d'Aveto" (AVE)	28
3.	- DOMINIO LIGURE ESTERNO	29
3.1.	- SUPERGRUPPO DEL PARMA	29
3.1.1.	- "flysch di Ottone" (OTO)	30
3.1.2.	- "complesso di Monte Veri" (MVE)	30
4.	-DOMINIO LIGURE INTERNO	31
4.1.	- Supergruppo del Vara	31
4.1.1.	- "serpentiniti" (SRN)	32
4.1.1.1.	-"breccia di Levanto" (SRNa)	34
4.1.2.	- "serpentiniti cumulitiche" (SCU)	35
4.1.3.	- "gahhri" (GBB)	36
4.1.4.	- Complesso vulcanico-sedimentario del Bargonasco	
	del Bargonasco	38
4.1.4.1.	-"breccia di Framura" (BFR)»	38
4.1.4.2.	-"breccia di Casa Boeno" (BBN)	39
4.1.4.3.	-"breccia di Monte Capra" (BMC)»	40
4.1.4.4.	-"basalti" (BST)»	41
4.1.4.5.	-"breccia di Movea" (BMV)	43
4.1.4.6.	-"breccia di Monte Zenone" (BMZ)»	44
4.1.4.7.	-"breccia di Monte Bianco" (BMB) »	45
4.1.5.	- "diaspri di Monte Alpe" (DSA)	46
4.1.6.	- "calcari a Calpionelle" (CCL)	50
4.1.7.	- "argille a Palombini" (APA)	52
4.1.8.	- "Gruppo del Layagna"	54
4.1.8.1.	- "Gruppo del Lavagna"	55
1.1.0.1.	beider manganesitett (birte)	

NotelllustrativeF232.indd 3 19/07/2014 18:11:17

4.1.8.2.	- "ardesie di Monte Verzi" (AMV)	>>	56
4.1.8.2.1.	- "arenarie di Cogorno" (AMV _a)	>>	56
4.1.8.3.	- "scisti zonati" (SZO)	>>	57
4.1.9.	- "arenarie di Monte Gottero" (GOT)	>>	58
4.1.10.	- "argilliti di Giaiette" (GTT)	>>	59
4.1.11.	- "formazione di Tavarone" (FCT)	>>	60
5.	- DEPOSITI QUATERNARI	>>	62
5.1.	- Depositi per gravità e ruscellamento diffuso	>>	63
5.1.1.	- Depositi di frana $(\mathbf{a_1})$	>>	63
5.1.2.	- Depositi di versante (a)	>>	63
5.1.3.	- Coltri eluvio-colluviali $(\mathbf{b_2})$	>>	64
5.1.4.	- Detriti di falda (a ₁)	>>	64
5.2.	- Detriti di falda (a ₃)	>>	64
5.2.1.	- Depositi di spiaggia (g_2)	>>	64
5.3.	- Depositi fluviali	>>	64
5.3.1.	- Depositi alluvionali terrazzati $(\mathbf{b}_{\mathbf{p}})$	>>	64
5.3.2.	- Depositi alluvionali attuali e recenti (b)	>>	65
\mathbf{V}	- TETTONICA	>>	67
1.	- GENERALITÀ		67
2.	- TETTONICA PRE- E SINDEPOSIZIONALE		
	NEL SUPERGRUPPO DEL VARA	>>	71
3.	- OROGENESI APPENNINICA	>>	73
3.1.	- STRUTTURE DELLE UNITÀ TETTONICHE LIGURI INTERNE	>>	74
3.1.1.	- Strutture plicative		74
3.1.2.	- Descrizione delle strutture principali	>>	76
3.2.	- Strutture dell'Unità tettonica Ligure Esterna Ottone .	>>	77
3.3.	- Strutture dell'Unità tettonica Subligure Canétolo		77
3.4.	- STRUTTURE DELLA FALDA TOSCANA		77
3.5.	- Tettonica distensiva	>>	78
VI	- GEOMORFOLOGIA	>>	79
1.	- GENERALITÀ	>>	79
2.	- OROGRAFIA	>>	80
3.	- MORFOLOGIA STRUTTURALE		80
4.	- RETICOLO IDROGRAFICO	>>	81
5.	- FORME NIVO-GLACIALI	>>	82
6.	- FORME CARSICHE	>>	82
7.	- MORFOLOGIA DELLA COSTA	>>	83
VII	- GEOLOGIA APPLICATA	>>	85

NotelllustrativeF232.indd 4 19/07/2014 18:11:17

1.	- CAVE E MINIERE	>>	85
1.1.	- Minerali di Manganese	>>	85
1.2.	- Solfuri	>>	85
1.3.	- TALCO E BRUCITE	>>	86
1.4.	- ROCCE DA COSTRUZIONE E ORNAMENTALI	>>	86
2.	- EVENTI ALLUVIONALI	>>	87
APPENI	DICE	>>	89
	ATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA		89
EXTEN	DED ABSTRACT	»	93
LEGEN	D of Sheet 232	>>	97
BIBI IU	CDAFIA	,,	102

NoteIllustrativeF232.indd 5 19/07/2014 18:11:17



NotelllustrativeF232.indd 6 19/07/2014 18:11:17

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 232 "Sestri Levante" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge 67/1988) tramite una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia (ora Dipartimento della Difesa del Suolo dell'ISPRA) e il CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche). Il C.N.R ha affidato l'esecuzione al Centro di Studio di Geologia dell'Appennino e delle Catene Perimediterranee di Firenze (ora Istituto di Geoscienze e Georisorse).

Il progetto, inizialmente coordinato da R. Polino (CNR -Torino) prevedeva il rilevamento di 15 fogli, sparsi sul territorio nazionale, scelti come rappresentativi delle diverse situazioni geologico-strutturali che caratterizzano il complesso panorama geologico italiano.

Il Foglio "Sestri Levante", il cui rilevamento è stato coordinato da V. Borto-LOTTI, rientrava in questa scelta come una delle aree chiave per la comprensione della complessa evoluzione stratigrafica e strutturale delle Unità Liguri Interne dell'Appennino Settentrionale, in quanto qui si avevano i maggiori e meglio esposti affioramenti di rocce ofiolitiche e delle loro coperture pelagiche. Tali successioni formano il Supergruppo del Vara e sono rappresentate da un substrato di crosta oceanica e dalla sua copertura sedimentaria. Rappresentano i resti dell'antico bacino oceanico, denominato Tetide occidentale (o giurassica), apertosi durante il Mesozoico tra la Placca Africana e la Placca Europea e chiusosi tra il Cretacico superiore e l'Eocene, entro il quale, secondo le ipotesi più recenti, si sono deposte la maggior parte, se non tutte, le successioni liguri.

L'area del Foglio copre il settore della costa ligure di levante compreso tra Lavagna e Framura e il relativo entroterra per circa 15-20 km. Vi rientrano il tratto terminale del Torrente Sturla, la Val Graveglia, il Torrente Petronio e la porzione superiore del Fiume Vara, nonché numerosi bacini minori che sboccano

NotelllustrativeF232.indd 7 19/07/2014 18:11:17

direttamente al mare.

Per la realizzazione della carta geologica sono stati utilizzati, oltre ai nuovi rilevamenti, alla scala 1:10.000 di I.W. AIELLO, G. MANNORI & L. PICCINI (riguardanti soprattutto i settori occidentale e orientale, in cui affiorano i complessi flyscioidi del Supergruppo del Vara e porzioni dell'Unità Subligure e della "Falda Toscana"), tre carte geologiche (ABBATE *et alii*, 1980; Cortesogno *et alii*, 1981a; MARRONI & MECCHERI, 1990) riguardanti soprattutto le ofioliti e le loro coperture pelagiche), che sono state accuratamente revisionate.

La nomenclatura formazionale è stata concordata nell'ambito del "Comitato Appennino Settentrionale" (uno dei Comitati di area attivato dal "Comitato per il coordinamento nazionale della cartografia geologica e geotematica" del Servizio Geologico d'Italia), cercando di mantenere il più possibile le denominazioni comunemente utilizzate in bibliografia geologica, anche quando non corrispondenti ai criteri internazionali. Si noterà comunque che esistono differenze rispetto alle denominazioni usate nella precedente cartografia geologica in scala 1:100.000.

Per permettere un agevole confronto con l'abbondante bibliografia riguardante il Foglio e le aree circostanti, in ogni formazione sono state menzionate le principali sinonimie e, quando possibile, i relativi autori.

Rispetto alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 vi sono anche variazioni di rango, relative ad alcune delle unità litostratigrafiche, descritte precedentemente come membri, che sono state qui elevate al rango di formazioni.

Nel capitolo dedicato alla stratigrafia le formazioni sono raggruppate in domini, anziche in unità tettoniche. Questa scelta è motivata dal fatto che in quest'area unità tettoniche diverse hanno successioni corrispondenti (ad es. le unità appartenenti al Dominio Ligure Interno). Inoltre questa scelta evita di generare confusione tra gerarchia tettonica e gerarchia stratigrafica.

All'interno dei domini sono state comunque indicate per riferimento le unità tettoniche comunemente riconosciute in letteratura. Di conseguenza i contatti tettonici all'interno delle singole unità sono stati considerati sovrascorrimenti secondari.

L'attribuzione cronologica delle varie unità litostratigrafiche si è basata, oltre che sulle abbondanti notizie bibliografiche, sullo studio delle associazioni a nannofossili presenti nei termini marnoso-calcarei e a radiolari, presenti nei termini siliceo-diasprini e, subordinatamente, di calpionelle e foraminiferi.

NotelllustrativeF232.indd 8 19/07/2014 18:11:17

II - CENNI STORICI

All'interno del Foglio Sestri Levante compaiono gli affioramenti ofiolitici maggiori e meglio conservati di tutta la catena appenninica; ben rappresentate sono anche le coperture pelagiche e detritiche di queste particolari rocce. Questo insieme è da tempo conosciuto come Supergruppo del Vara (Abbate & Sagri, 1970), e costituisce la principale successione del Dominio Ligure Interno (Elter & Raggi, 1965). Questa particolare situazione ha fatto sì che dagli anni settanta molto abbondante sia la letteratura geologica, italiana e straniera, che riguarda questo settore dell'Appennino Ligure-Emiliano. Oltre ad articoli di interesse locale, numerose sono le carte geologiche a media e piccola scala e i riferimenti in lavori di respiro più ampio, riguardanti in particolare l'applicazione della teoria della tettonica delle placche all'area appenninica settentrionale.

Si può iniziare una panoramica sull'evoluzione delle conoscenze geologiche sull'area del Foglio, dal Foglio della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Chiavari e relative note illustrative, in cui Zaccagna (1935) attribuisce all'Eocene tutte le formazioni affioranti e le considera parte di un'unica successione autoctona. E praticamente tutti gli autori italiani si trovavano in accordo con queste idee di una completa autoctonia, malgrado fin dal 1907 Steinmann e De Launay, seguiti da molti altri autori stranieri, avessero esteso all'Appennino settentrionale le idee faldiste nate sulle Alpi. Anche Merla, che riprendendo le idee di Migliorini (1933), sosteneva un'alloctonia gravitativa delle cosiddette "argille scagliose" dell'Appennino Settentrionale, accettava ancora nel 1957, citando Anelli (1938), che le ofioliti "in Eastern Liguria might be partly rooted".

Unica eccezione, infatti, si può considerare Rovereto, che nelle sue Note al rilevamento dei fogli Rapallo e Chiavari (Rovereto, 1931), non accettati dall'Ufficio Geologico, esprimeva idee faldiste, come poi ripetuto in seguito (Rovereto, 1939).

NotelllustrativeF232.indd 9 19/07/2014 18:11:17

E' nel secondo dopoguerra che le idee alloctoniste vengono praticamente accettate da tutta (o quasi) la comunità scientifica e, dopo i lavori di Merla (1951, 1957) a sostegno di un'alloctonia gravitativa per "frane orogeniche", le idee di una tettonica a falde di ricoprimento viene ripresa e rilanciata negli anni sessanta dalla "Scuola di Pisa" (Elter, 1960, 1962; Elter et alti, 1961, 1966). Inizia da questo momento tutta una serie di lavori particolari dedicati alle Liguridi, per riconoscerne le varie successioni e per individuare all'interno di questo complesso alloctono, possibili unità tettoniche sovrapposte: si passa così dal concetto di Falda (o Unità tettonica) Ligure a quello di Falde (o Unità tettoniche) Liguri. Per ulteriori notizie sulle interpretazioni generali delle Unità Liguri nel tempo, si possono vedere Merla (1951), Trevisan (1984) e Abbate & Bortolotti (1984). Altre notizie su vari argomenti sia generali che particolari della zona si possono leggere su varie guide ad escursioni svolte in collegamento a meeting e congressi (Abbate et alii, 1980a; Principi et alii, 1992, Piccardo et alii, 1991; Galbiati & Principi, 1994).

Per quanto riguarda l'area del Foglio riporteremo qui di seguito notizia di tutti i lavori pubblicati dagli anni '60, che abbiano portato qualche contributo alla conoscenza della geologia e più in particolare al riconoscimento e alla caratterizzazione delle varie unità stratigrafiche e tettoniche affioranti e alla loro interpretazione ed evoluzione. Partendo dalla stratigrafia, inizieremo dalle successioni geometricamente inferiori, quindi dalla successione Toscana (Supergruppo del Serchio); seguiranno poi i riferimenti alla tettonica.

Da Boni (1961) si evince, anche se non troppo chiaramente, che il contatto tra il Macigno oligocenico e i sovrastanti "alberesi" e/o "calcare e argilla" (= complesso di Canétolo) eocenici è tettonico, come tettonico sarebbe quello con la sovrastante successione ofiolitica, di cui fa parte l'Arenaria superiore, per l'autore cretacica, che passa superiormente al Flysch ad Elmintoidi (Ebro-Antola): questo non costituirebbe quindi una unità tettonica separata.

Passerini (1965) in un lavoro sulle successioni ofiolitiche enumera e descrive le varie modalità di contatto tra le ofioliti e la loro copertura sedimentaria, e cioè: i. serpentiniti - oficalciti - diaspri, ii. basalti - diaspri e, iii. gabbri (in realtà Breccia di Monte Zenone, Principi, 1973) - diaspri.

Ma i primi rilevamenti originali, con relative Note illustrative, dopo quelli per la 2ª edizione dei Fogli 83 Rapallo (Boni *et alii*, 1969), 84 Pontremoli (Dalla Casa & Ghelardoni, 1967) e 94 Chiavari (Boni *et alii*, 1969) della Carta Geologica d'Italia al 100.000 negli anni '60, sono state pubblicate una carta schematica di Galbiati (1971), una carta delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levanto alla scala 1:25.000 (Abbate, 1969, solo parzialmente nell'area del Foglio), una carta della Val di Vara alla scala 1:50.000 (Braga *et alii*, 1972a) e una dell'area compresa tra Levanto e il Monte Zatta alla scala 1:25.000 (Decandia & Elter, 1972).

NotelllustrativeF232.indd 10 19/07/2014 18:11:17

Nel Foglio alla scala 1:100.000 Pontremoli e relative Note illustrative (Dalla Casa & Ghelardoni, 1967) la successione ofiolitica (Serie della Vara) è considerata continua dalle ofioliti alle "argille a Palombini" (entro cui si trovano grandi masse di rocce ofiolitiche, interpretate da Passerini (1962), come conseguenza di frane sottomarine-olistostromi), fino ai Marnoscisti variegati di Giariette del Paleocene (Ghelardoni *et alii*, 1965).

Per quanto riguarda le altre carte, tutte a scala maggiore (1:25.000):

- 1- Nella prima (ABBATE, 1969), al tetto della Falda Toscana si ha il complesso di Canétolo, poi il Complesso di Monte Veri (costituito da argilliti e calcari tipo Palombini del Cretacico inferiore, con olistostromi e olistoliti ofiolitici) e infine il Supergruppo della Val di Vara (unità ofiolitica comprendente le ofioliti e la loro copertura sedimentaria fino alle Arenarie di Monte Gottero). In questo lavoro, contrariamente a quanto sostenuto da Boni (1961) e Braga *et alii* (1972a) le arenarie della zona di Monte Arzè vengono attribuite al Macigno della Falda Toscana e non al complesso di Canétolo.
- 2- Nella carta di BRAGA et alii (1972a) al tetto della Falda Toscana vengono distinte tre unità liguri: i. le Liguridi esterne (Unità tettonica Caio-Canétolo, considerate un unica successione); ii. le Liguridi di transizione (Unità tettonica Bracco), comprendenti le ofioliti e la loro copertura sedimentaria fino alla Formazione della Val Lavagna; iii. le Liguridi interne (Unità tettonica Gottero), comprendenti "argille a Palombini", scisti della Val Lavagna e Arenarie di Monte Gottero). L'unità di transizione, divisa in vari elementi, costituisce una serie di grandi pieghe coricate.
- 3- Nella carta di DECANDIA & ELTER (1972), che ha un'estensione più limitata rispetto alla precedente, compaiono sopra la Falda Toscana, la "Zona del Bracco", comprendente la successione ofiolitica, anch'essa fino agli scisti della Val Lavagna, e su questa l'Unità tettonica Gottero. Nelle note illustrative allegate alla carta, compare la formazione di Colli-Tavarone, paleocenica. Anche in questo lavoro l'unità ofiolitica è suddivisa in vari elementi, implicati in grandi pieghe coricate. Interessanti le considerazioni sull'origine delle ofioliti, preannunciate in una nota breve (Decandia & Elter, 1969): serpentiniti e gabbri sarebbero in origine al di sotto di una crosta continentale che, aprendosi le avrebbe lasciate allo scoperto su di un fondo di tipo oceanico, su cui le successioni vulcaniche e sedimentarie si sarebbero deposte.

È quest'ultimo il primo lavoro sull'Appennino Settentrionale (seguito da quello di Bortolotti & Passerini, 1970) che, rifacendosi alla teoria della tettonica delle placche, esprime chiaramente l'idea che le Liguridi si siano deposte su di un fondo oceanico costituito dalle "future ofioliti". L'importanza che in questo schema interpretativo acquistano le ofioliti fa sì che un gran numero di pubblicazioni vengano dedicate alle successioni ofiolitifere (Supergruppo del Vara) di quest'area della Liguria orientale ove si trovano i maggiori affioramenti di ofioliti

NotelllustrativeF232.indd 11 19/07/2014 18:11:17

dell'Appennino.

Una prima serie di lavori riguarda la caratterizzazione dei vari litotipi ofiolitici, la loro genesi, il metamorfismo e l'evoluzione tettonica preorogenica.

Studi petrografici e geochimici che caratterizzano i vari termini ofiolitici sono opera soprattutto di ricercatori dell'università di Genova con collaboratori di altre sedi. Questi lavori, fino al 1971, non si pongono il problema dell'ambiente geodinamico di formazione (GALLI & BEZZI, 1969; BEZZI & PICCARDO, 1970, 1971a,b). A partire dal 1971 invece la corrispondenza oficliti-oceano e la natura dei basalti delle dorsali medio oceaniche (MORB) della successione magmatica sono chiaramente poste in evidenza (BEZZI & PICCARDO, 1971c; GALLI et alii, 1972; Bortolotti et alii, 1976; Ferrara et alii, 1976; Piccardo, 1976; Beccaluva et alii, 1976, 1980; Cortesogno et alii, 1978; Serri, 1980; Cortesogno & Gaggero, 1992, 1993; VANNUCCI et alii, 1993; Borsi et alii, 1996), come la distinzione tra sezione magmatica e tettoniti di mantello, queste ultime particolarmente studiate anche dal punto di vista geochimico-petrologico (Galli et alii, 1972; BECCALUVA et alii, 1984; Ottonello et alii, 1979; Piccardo et alii, 1990, 1994; Rampone et alii, 1996). Altri lavori si occupano del metamorfismo di basso e bassissimo grado in ambiente orogenico (GALLI & CORTESOGNO, 1970; GALLI et alii. 1972; BONAZZI et alii, 1987; Lucchetti et alii, 1990; Leoni et alii, 1992, 1996); vengono anche evidenziati e descritti eventi tettonici e un metamorfismo preorogenico polifasico retrogrado, di ambiente oceanico, le cui fasi principali precedono l'effusione dei basalti, messi in posto nelle fasi finali (Spooner & Fyfe, 1973; Cortesogno & OLIVIERI, 1974; GIANELLI & PRINCIPI, 1974; SPOONER et alii, 1974, 1977; COR-TESOCNO et alii, 1975, 1987, 1994; CORTESOGNO, 1980; BARRETT & FRIEDRICHSEN, 1989; Molli, 1992, 1995). Abbate (1969) riconosce la presenza di sedimenti tra i basalti e le sottostanti serpentiniti, che dovevano (con i gabbri) essere quindi prive di copertura. Abbate et alii (1980b) riconoscono che non vi sono rapporti diretti tra i gabbri metamorfici e i sovrastanti basalti, sempre divisi da livelli di brecce sedimentarie.

Molto studiate sono anche le successioni vulcano-sedimentarie (brecce ofiolitiche, basalti), le pelagiti (vedi ad es. BARRETT, 1982a) e i sovrastanti depositi clastici flyscioidi

Le brecce ofiolitiche al tetto delle ofioliti (e quindi giurassiche), cartografate in assai limitati affioramenti da Braga *et alii* (1972a) e Decandia & Elter (1972), assumono in seguito una grande estensione, in quanto una buona parte degli affioramenti precedentemente considerati gabbri e serpentiniti nella massa ofiolitica Graveglia-Bargonasco, vengono riconosciute come brecce sedimentarie mono- o poligeniche poco elaborate di litotipi ofiolitici, con clasti fino a dimensioni di olistoliti (Abbate, 1969; Principi, 1973; Gianelli & Principi, 1974, Bortolotti & Gianelli, 1976; Galbiati *et alii*, 1976; Barret & Spooner, 1977; Cortesogno *et alii*, 1978, 1981a,b, 1987; Abbate *et alii*, 1980b). Gianelli & Principi (1974)

NotelllustrativeF232.indd 12 19/07/2014 18:11:17

le interpretano come depositi di scarpata; la brecciatura del materiale ofiolitico sarebbe dovuta alla fratturazione di una dorsale medio-oceanica lungo scarpate di faglia trascorrente e/o normale. In seguito una scelta per faglie normali viene fatta da Barret & Spooner (1977), mentre gli autori italiani scelgono, per la somiglianza con situazioni ritrovate negli oceani attuali, una derivazione da faglie trascorrenti (trasformanti) (Bortolotti et alii, 1976, Galbiati et alii, 1976; Gia-NELLI & PRINCIPI, 1977; ABBATE et alii, 1980b; CORTESOGNO et alii, 1978, 1981a,b). Relativamente all'origine della breccia di Levanto (parte basale delle oficalciti) sono state proposte varie ipotesi. Passerini (1965). Galli & Togliatti (1965) e BARBIERI et alii (1979) propendono per un'alterazione idrotermale di ofioliti tettonicamente brecciate. Decandia & Elter (1972) ipotizzano che la brecciatura delle serpentiniti sia dovuta allo scor imento della litosfera continentale sul mantello durante l'apertura dell'oceano. Molto particolare l'ipotesi di Folk & McBride (1976), secondo cui le oficalciti avrebbero un'origine subaerea (pedogenetica), e le parti carbonatiche sarebbero caliche. Per Cortesogno et alii (1978, 1981a,b) e Abbate et alii (1980b) la brecciatura è legata a una serie di eventi deformativi durante la risalita diapirica delle serpentiniti in un ambiente di faglia trasformante; la calcite delle vene avrebbe una origine idrotermale. Recentemente (Treves & HARPER, 1994; TREVES et alii, 1995) hanno interpretato la breccia di Levanto come roccia di faglia formatasi lungo una superficie di scollamento attiva durante l'estensione della crosta oceanica (modello di Lagabrielle & Cannat, 1990), e che agiva da condotto dei fluidi idrotermali.-

Anche i "diaspri di Monte Alpe" hanno attirato l'attenzione dei ricercatori, interessati a studiarne posizione stratigrafica, ambiente, modalità di deposizione, ed età. Passerini (1965), Abbate (1969) Decandia & Elter (1969, 1972) sottolineano la frequenza della deposizione di questi sulla breccia di Levanto, senza l'interposizione dei basalti, che non costituivano quindi un livello continuo. Cor-TESOGNO & GALLI (1974) descrivono un numero rilevante di tronchi silicizzati nei livelli basali della formazione in Val Graveglia. Folk & Mc Bride (1978) sostengono che i "diaspri di Monte Alpe" si polessero deporre anche a profondità di pochi metri, sopra le oficalciti, pedogenetiche. Manetti et alii (1979) ne hanno studiato le terre rare che indicano una loro deposizione in ambiente oceanico profondo. Franzini et alii (1968), Cortesogno et alii (1979), Andri & Fanucci (1980), Barrett (1982b), Cabella et alii (1994) e Marescotti & Cabella (1996) riconoscono che i diaspri, dovuti all'accumulo di radiolari, di silice e ferro trivalente di precipitazione chimica, specie nella porzione basale, sono in buona parte rimossi e rideposti con meccanismi torbiditici. AIELLO (1994), ha studiato la stratigrafia fisica della formazione, riconoscendovi vari livelli con diverse modalità di sedimentazione. Quanto all'età della formazione, questa era correntemente attribuita al Malm o più specificatamente al Titoniano. Solo con l'avvento della biostratigrafia a radiolari (Baumgartner, 1984; Abbate et alii, 1986; Conti &

NotelllustrativeF232.indd 13 19/07/2014 18:11:17

MARCUCCI, 1991; BORTOLOTTI *et alii*, 1991; CHIARI *et alii*, 1994; ABBATE *et alii*, 2005), si è giunti a datazioni sempre più precise, tali da attribuire la base della formazione al Bathoniano superiore/Calloviano inferiore.

Gli "scisti della Val Lavagna" (Schiefer des Lavagna-Tales), distinti come formazione da Reutter (1961), hanno subito nel tempo una serie di suddivisioni: Casella & Terranova (1963) li attribuiscono a quattro formazioni ("Formazione degli argilloscisti grigi a volte manganesiferi", "Formazione degli scisti....zonati", "Formazione degli scisti argillosi grigio plumbei...." e "Formazione delle ardesie..."). Anche Terranova (1966) vi riconosce quattro formazioni, anche se non esattamente corrispondenti a quelle definite in Casella & Terranova (1963). In seguito Boni et alii (1969) vi distinguono solamente il "Membro delle Ardesie di Monte Verzi". Van Zutphen et alii (1985) suddividono la "Lavagna Nappe" in tre formazioni: "Manganesiferous shale formation", "Verzi marl formation" e "Forcella siltstone formation". Anche per Marini, in due lavori stratigraficosedimentologici (1992, 1993a) si tratta di tre formazioni: "Argilliti di Montànesi", "Ardesie di Monte Verzi" e "Formazione degli Scisti zonati".

Alle "arenarie di Monte Gottero" sono state attribuite età variabili e discordanti, spesso rinvenute in aree circostanti a quelle del foglio "Sestri Levante": per Elter (1960) costituiscono il termine più alto della successione dell'Unità ofiolitica, di età oligocenica e sono correlabili con il Macigno della Successione Toscana (tettonicamente coperte dall'Unità Ebro-Antola = Flysch ad Elmintoidi); per Reutter (1961) sono dell'Albiano e per Boni et alii (1969) del Cretacico superiore, per Fierro & Terranova(1963) hanno un'età Albiano-Turoniano inferiore. Passerini & Pirini (1964) attribuiscono la parte superiore al Paleocene; Decandia & Elter (1972) attribuiscono la formazione ad un periodo compreso tra l'Albiano-Cenomaniano e il Paleocene. Monechi & Treves, (1984), Marroni & Perilli (1990a) utilizzando la biostratigrafia a nannofossili indicano una età compresa tra il Campaniano e il Paleocene.

La formazione è stata descritta dal punto di vista sedimentologico da Parea (1964), Abbate (1969), Nielsen & Abbate (1976, 1983, 1985) e Marini (1992, 1993b, 1995) interpretandola come un complesso di conoide sottomarina con provenienza dei clasti dal quadrante sud-orientale. Malesani (1966) ne ha descritto dettagliatamente le caratteristiche mineralogico-petrografiche.

L'unità stratigrafica che figura in carta come "formazione di Tavarone", viene considerata da Galbiati & Rampoldi (1968) un'estensione meridionale della "serie delle Arenarie di Casanova", che in parte ricorda le "argilliti di Giaiette" e che contiene olistostromi, brecce ofiolitiche e masse olistolitiche. La "formazione di Colli-Tavarone" è appena accennata in Elter (1972) come formazione di Colli e, sempre nello stesso anno in due lavori contemporanei (Decandia & Elter, 1972, e Braga *et alii*, 1972b, che la definiscono come "Complesso"). I primi autori la istituiscono, come formazione di Colli-Tavarone, nelle note allegate alla carta ge-

NotelllustrativeF232.indd 14 19/07/2014 18:11:17

ologica della Zona del Bracco, mentre nella carta questa non viene distinta dagli scisti della Val Lavagna (Decandia & Elter, 1972). Di questa formazione -prevalentemente argillosa e con foraminiferi del Cretacico superiore e del Paleocene gli autori non danno un'esatta posizione stratigrafica, limitandosi a sottolineare una notevole similitudine con gli scisti del Bocco (Pertusati, 1968), che si trovano al tetto delle arenarie di Monte Gottero. Braga *et alii* (1972b) chiamano questa unità complesso di Tavarone (Cretacico superiore - Paleocene) e lo pongono al tetto degli scisti della Val Lavagna. Galbiati (1976), distingue all'interno di questo complesso quattro facies, alcune delle quali probabilmente interpretabili come olistoliti di terreni liguridi, inglobati entro la facies argillitica. In seguito Meccheri *et alii* (1986) sottolineano la presenza di un contatto discordante sia sulle "argille a Palombini" che sugli scisti della Val Lavagna, che sarebbero state erose durante la sua deposizione o denudate tettonicamente prima (Marroni & Meccheri, 1993b).

Anche le interpretazioni tettoniche dell'area del Foglio sono state oggetto di un buon numero di lavori.

Braga *et alii* (1972a,b) riconoscono nelle Liguridi tre unità tettoniche, Gottero, Bracco e Caio-Canetolo accavallate in più fasi da SO a NE, sovrascorse poi sulla Falda Toscana. Le unità ofiolitiche, che costituiscono grandi pieghe coricate, sono poi suddivise in tre elementi secondari. Nello stesso anno anche Decandia & Elter (1972) interpretano le stesse strutture della "zona ofiolitifera" della Val Graveglia come anticlinali rovesciate riprese in fasi tettoniche successive, sovrascorse dall'Unità Monte Gottero. Nel sottostante Massiccio del Bracco vengono riconosciuti quattro elementi sovrapposti. Nel Miocene infine si ha il sovrascorrimento del complesso ligure su quello toscano. Anche Abbate *et alii* (1980c), nel rilevamento delle ofioliti del Bargonasco-Val Graveglia, riconoscono l'esistenza di grandi pieghe coricate, smembrate da successivi *thrust* minori e sovrascorse dall'Unità Zatta (= Gottero).

Negli anni '70 nasce l'idea che almeno nell'Appennino Settentrionale vi siano state fasi tettoniche precoci a vergenza Alpina (vedi Boccaletti *et alii*, 1971) e solo successivamente la catena abbia acquisito l'attuale vergenza (Haccard *et alii*, 1972; Grandjacquet & Haccard, 1977; Marini & Terranova, 1980; Casnedi, 1982). Molti autori hanno compiuto analisi strutturali (soprattutto sulle "argille a Palombini" e sul "gruppo del Lavagna" e successivamente sulla formazione di Colli) ed hanno trovato tracce di questa fase tettonica in strutture mesoscopiche e nella interpretazione di alcune strutture megascopiche (Meccheri & Antonpaoli, 1982; Van Wamel *et alii*, 1985; Van Zutphen *et alii*, 1985; Meccheri *et alii*, 1986; Van Wamel, 1987; Marroni, 1988, 1990, 1991, 1994; Hoogerduijn Strating & Van Wamel, 1989; Marroni & Meccheri, 1993a,b; Marroni & Pandolfi, 1996). Questi hanno un generale accordo sulle fasi di deformazione, la prima caratterizzata, alla scala dell'affioramento da pieghe isoclinali non cilindriche, a *boudin*, con

NotelllustrativeF232.indd 15 19/07/2014 18:11:17

minerali di metamorfismo di basso grado (Bonazzi *et alii*, 1987) e, a grande scala, da pieghe rovesciate con la successione ofiolitica al nucleo, a vergenza alpina; la seconda, con strutture più evidenti a tutte le scale, con vergenza appenninica, che modifica e/o traspone la struttura tettonica precedente. La prima fase sarebbe del Paleocene inferiore, la seconda dell'Eocene superiore. Quanto al metamorfismo di basso grado, questo è dedotto dai lavori di Lucchetti *et alii* (1990), Bonazzi *et alii* (1987) e Leoni *et alii* (1996). Secondo questi ultimi, i valori approssimati di temperatura sarebbero 160-210°C per l'Unità Bracco - Val Graveglia, 200-250°C per L'Unità Colli-Tavarone (= Elemento¹ Colli) e 235-285°C per l'Unità Gottero. Questi dati sono in gran parte in contrasto con quanto riscontrato da Pacciotti (2000), secondo cui le "argille a Palombini" delle Unità Gottero e Bracco - Val Graveglia (Elemento Porcile) non superano l'alta diagenesi (200°C).

Le grandi strutture plicative a vergenza appenninica sono ben evidenti nei lavori di Decandia & Elter (1972), Braga et alii (1972a,b), Galbiati (1978, 1985), Abbate et alii (1980c), Cortesogno et alii (1987), Hoogerduijn Strating & van Wamel (1989), Marroni & Meccheri (1993a,b).

La zona del Foglio "Sestri Levante" è stata in passato interessata anche da attività estrattive, soprattutto riguardanti i giacimenti cupriferi nei basalti e manganesiferi nei "diaspri di Monte Alpe". De Negri & Rivalenti (1971) riconoscono per il manganese due forme di mineralizzazione: i- massiccia: ammassi lenticolari (principalmente braunite a grana grossolana) con spessori da metrici a decametrici ed allungamento fino a duecento metri e, ii- listata: in cui sottili livelli di minerale (principalmente aggregati di braunite a grana fine) sono intercalati nei diaspri rossi. Gli autori interpretano questi depositi come dovuti a deposizione sedimentaria di manganese in liste, poi in parte rimobilizzate in condizioni idrotermali per dare origine alle mineralizzazioni massicce. Secondo Cortesogno *et alii* (1979), le mineralizzazioni primarie sono di origine torbiditica, rimobilizzate in condizioni metamorfiche di bassa temperatura.

Bertolani (1952), Ferrario (1973) e Brigo & Ferrario (1974) riportano un quadro in cui vengono riconosciuti vari tipi di mineralizzazione presenti nelle ofioliti del Foglio: i- nelle rocce ultramafiche cumulitiche: cromite; ii- nelle rocce ultramafiche tettonitiche: calcopirite, pirite, pirrotina, minerali di nichel e apatite; pirrotina, calcopirite, pirite, pentlandite; calcopirite, calcocite, covellina (mineralizzazione secondaria); iii- nei gabbri: bornite, calcopirite, quarzo, calcite;

NotelllustrativeF232.indd 16 19/07/2014 18:11:17

In queste note il termine elemento definisce una suddivisione tettonica di valore locale con rango inferiore alla sottounità. Questo termine, introdotto da Cortesogno *et alii* (1987) per l'area del Bracco, e derivato dall'elisione della locuzione "elemento strutturale", permetteva di distinguere elementi strutturali ambigui o di piccola entità (es. anticlinali semiscollate separate da scorrimenti ancora parzialmente confondibili con zone assiali di sinclinali stirate). Il termine è stato qui ripreso per gli stessi motivi ed esteso anche alle zone Bargonasco-Val Graveglia ed alta Val di Vara, sia per definire elementi strutturali caotici (es. Elemento Colli) o porzioni di megastrutture (es. Anticlinale di Monte Porcile nella Sottounità Graveglia) segmentate in più punti (vedi oltre).

iv- nei basalti: pirite, calcopirite, blenda. Bonatti et alii (1976) suggeriscono che le mineralizzazioni nei "basalti" e nei "diaspri di Monte Alpe" abbiano la stessa origine, e si siano formate per circolazione idrotermale nel centro di espansione di una dorsale oceanica mesozoica. Pipino (1980) accenna a tracce di oro e argento nelle miniere di rame.

Vanno infine menzionate alcune guide ad escursioni sulle successioni ofiolitiche, utili per chi intenda visitarle: Elter (1972), Abbate *et alii* (1980a), Principi (1992), Principi *et alii* (1992), Galbiati & Principi (1994).

NotelllustrativeF232.indd 17 19/07/2014 18:11:18



NoteIllustrativeF232.indd 18 19/07/2014 18:11:18

III INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le rocce affioranti nell'area del Foglio 232 "Sestri Levante" appartengono principalmente al Dominio Ligure Interno. Basamento oceanico e successioni pelagico-terrigene vanno a costituire il Supergruppo del Vara la cui età è compresa tra il Giurassico medio e il Paleocene inferiore.

Questa successione rappresenta un eccezionale documento geologico per la ricostruzione della evoluzione della Tetide occidentale, formatasi dopo la trasgressione permo-triassica per l'allontanamento della Placca Adriatica dalla Placca Iberica, che inizia a configurarsi come bacino oceanico durante il Giurassico medio, con la risalita del mantello e il suo affiorare sul fondo oceanico, accompagnato o meno da effusioni basaltiche che vanno a riempire le zone di basso morfologico. Sono stati proposti vari meccanismi, descritti in Abbate et alii, 1994 e Bortolotti et alii (2001, cum bibl.).

Durante la risalita le rocce ultramafiche del mantello si trasformano in serpentiniti e, nella parte superiore, si frammentano dando origine alla "breccia di Levanto". I magmi, non abbondanti, si differenziano e solidificano in profondità dando origine a rocce cumulitiche peridotitiche (alla base della successione) e gabbriche che si intrudono nelle peridotiti del mantello non ancora serpentinizzate. A queste prime fasi intrusive seguono fasi di metamorfismo oceanico retrogrado e una fase sub-effusiva che si manifesta con filoni di basalti che tagliano la crosta oceanica.

A questa attività magmatica si accompagnano abbondanti manifestazioni termali che portano in circolazione fluidi ricchi di sali disciolti. Questi fluidi, depositano carbonato di calcio come matrice nelle brecce di origine tettonica ("breccia di Levanto") che si formano al tetto delle rocce di mantello in risalita.

In questa situazione di elevata instabilità tettonica, il fondale oceanico si mo-

NotelllustrativeF232.indd 19 19/07/2014 18:11:18

della in accentuati rilievi sottomarini costituiti da serpentiniti e gabbri, e limitati da importanti faglie che con il loro movimento procurano una abbondante frammentazione delle rocce che vengono così sottoposte a rapido disfacimento gravitativo. I detriti così prodottisi si vanno ad accumulare nelle zone di basso, ai piedi dei rilievi (ove già si depositavano i primi sottili livelli diasprini) originando corpi di brecce costituite principalmente da clasti di rocce di questo basamento oceanico ("breccia di Monte Capra", "breccia di Casa Boeno", "breccia di Framura"). L'attività magmatica continua poi con fenomeni effusivi che si manifestano con colate sottomarine di basalti, che interessano le zone di basso morfologico, accompagnate ("breccia di Movea") e seguite immediatamente ("breccia di Monte Bianco", "breccia di Monte Zenone") da deposizione di altre brecce, che dimostrano il perdurare della instabilità tettonica e morfologica. Questi magmi, talora ricchi in elementi metallici, formano giacimenti di minerali metalliferi, principalmente di rame.

L'interruzione del movimento relativo tra le due placche porta a una situazione di relativa stabilità che instaura una tranquilla deposizione di sedimenti di mare profondo costituiti, all'inizio, quasi esclusivamente da fanghi silicei costituiti dai gusci di organismi planetonici, che andranno a formare i "diaspri di Monte Alpe".

Questa sedimentazione silicea si protrae sin verso la fine del Giurassico quando viene sostituita da una deposizione calcarea profonda in buona parte torbiditica, proveniente dai margini continentali ("calcari a Calpionelle").

Successivamente diminuiscono i depositi carbonatici e aumenta la sedimentazione di fanghi di provenienza continentale, costituiti da argille e silt, dispersi in mare dalle correnti. Col tempo i sedimenti argillosi prendono il sopravvento indicando un notevole apporto di fanghi da parte dei fiumi che sfociano nel bacino dopo aver solcato aree continentali caratterizzate da una elevata stabilità tettonica ("argille a Palombini").

La stabilità tettonica non dura oltre l'inizio del Cretacico superiore, quando il cambiamento dei movimenti reciproci tra Iberia e Adria e tra Europa e Africa porta ad un completo cambiamento del contesto tettonico: la Tetide comincia a richiudersi. Questo porta probabilmente a intensi movimenti trascorrenti e probabilmente alla formazione di una zona di subduzione dove la massima parte della crosta oceanica viene progressivamente riassorbita dal mantello.

Gli effetti di questi eventi si hanno nel Cretacico superiore con la comparsa dei primi sedimenti silicoclastici prima fini ("gruppo del Lavagna"), in seguito grossolani ("arenarie di Monte Gottero"), provenienti dalle zone continentali situate a ovest, in forte sollevamento.

La paleogeografia dei fondali di questo oceano tetideo che si sta richiudendo è particolarmente complessa e i diversi apporti di sedimenti di origine terrigena (silicoclastici e carbonatici) tendono a non mescolarsi se non in zone localizzate.

NotelllustrativeF232.indd 20 19/07/2014 18:11:18

In linea di massima si hanno due diverse direzioni di apporto: una nord-occidentale (dall'Europa: "gruppo del Lavagna"-"arenarie di Monte Gottero", flysch di Bordighera, flysch dell'Elba) contenente clasti silicatici provenienti principalmente dai massicci cristallini alpini (Corsica e Sardegna?), una occidentale - sud-occidentale a composizione carbonatica (Monteverdi Marittimo), una nord-orientale, principalmente di materiali carbonatici (flysch di Monte Caio e di Monte Cassio) provenienti dalle piattaforme carbonatiche, ma anche litico-silicoclastici (pietraforte, arenarie di Ostia e di Scabbiazza, GARDIN *et alii*, 1994). Queste portano alla formazione di sequenze torb ditiche a prevalente composizione silicoclastica da una parte (le già accennate "arenarie di Monte Gottero") e carbonatica dall'altra (i vari flysch ad Elmintoidi, nella nostra area il "flysch di Ottone"). In certe limitate zone si ha la presenza dei due diversi apporti con la formazione di sequenze torbiditiche miste (es. complesso di Casanova).

Con l'Eocene medio il bacino oceanico si è definitivamente chiuso: tra il Cretacico superiore e il Paleocene le successioni delle Liguridi Interne si sono impilate, e nell'Eocene inferiore-medio la strutturazione in unità tettoniche sovrapposte si è estesa anche alle Liguridi Esterne (piccole porzioni della Unità Ottone nell'area del Foglio "Sestri Levante"). In questa pila tettonica (prisma di accrezione) le unità tettoniche superiori sono così costituite dalle successioni più occidentali, (Liguridi interne) e quelle inferiori da quelle più orientali (Liguridi esterne). Questa strutturazione è poi sigillata dai primi depositi della Successione Epiligure (Marne di Montepiano) nell'Eocene medio.

Il proseguire del raccorciamento anche dopo la chiusura della Tefide e, probabilmente, fenomeni di distensione tramite strutture normali a basso angolo (*delamination*), ha portato nel corso del Terziario alla sovrapposizione delle unità del Dominio Ligure sull'Unità Canétolo e sul Dominio Toscano (affiorante nel Foglio "Sestri Levante" con il solo Macigno) e alla formazione di unità tettoniche impilate all'interno di quest'ultimo.

A partire dal limite Miocene-Pliocene, in concomitanza con l'apertura tirrenica, iniziano fasi distensive con faglie normali ad alto angolo, che interessano all'inizio soprattutto la porzione sud-orientale del Foglio.

NotelllustrativeF232.indd 21 19/07/2014 18:11:18



NoteIllustrativeF232.indd 22 19/07/2014 18:11:18

IV - STRATIGRAFIA

Le formazioni affioranti nel Foglio 232 "Sestri Levante" appartengono a quattro distinti domini paleogeografici: i due Domini Liguri (Interno ed Esterno), il Dominio Subligure e il Dominio Toscano (Fig. 1).

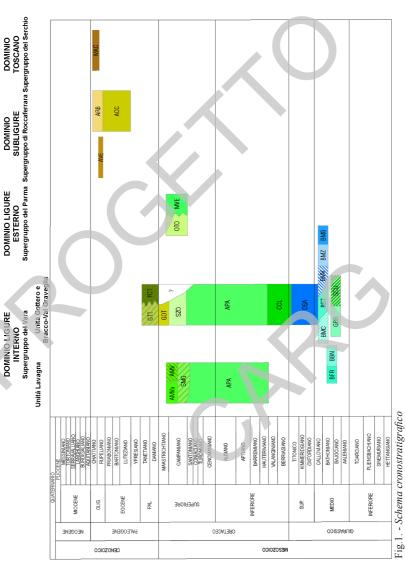
Dei quattro solo il Dominio Ligure Interno è rappresentato in tutti i suoi termini stratigrafici, mentre il Dominio Ligure Esterno, il Dominio Subligure e il Dominio Toscano, sono rappresentati solo da alcune unità litostratigrafiche: in particolare del Dominio Toscano affiora solo il Macigno, (termine più alto del Supergruppo del Serchio, VAI & CASTELLARIN, 1992).

1. - DOMINIO TOSCANO

1.1. - Supergruppo del Serchio

Sinonimi. Successione Toscana; Serie Toscana; Falda Toscana; Toscanide II. Di questo grande supergruppo, che costituisce una successione che dal Triassico arriva sino al Miocene inferiore, con uno spessore totale di oltre 4000 metri, nell'area del Foglio si trova solo la successione torbiditica sommitale: il Macigno.

NotelllustrativeF232.indd 23 19/07/2014 18:11:18



COIOZONEO COIOZOSEM

NotelllustrativeF232.indd 24 19/07/2014 18:11:18

1.1.1. - *Macigno* (**MAC**)

La formazione affiora in due piccoli lembi alle estremità SE e NE del Foglio e fa parte, rispettivamente della Falda Toscana e della sua Sottounità Monte Zuccone.

Si tratta di arenarie silicoclastiche a granulometria medio-grossolana in facies torbiditica alternate a silitii e rare argilliti emipelagiche.

Nella parte inferiore la formazione presenta una litofacies prevalentemente arenacea, con strati a granulometria grossolana, di potenza generalmente superiore al metro (con massimi superiori ai 5 m). Gli strati più spessi sono costituiti alla base da ruditi in cui si riconoscono, come componenti litici principali, gneiss, graniti, daciti, calcari silicei e quarzareniti. In aree immediatamente adiacenti a quella esaminata (Foglio 248 La Spezia) la potenza delle ruditi aumenta tanto che Abbate (1969) suggerisce che si possa riconoscere un distinto membro (membro conglomeratico).

Nella parte superiore della formazione lo spessore degli strati arenacei diminuisce, mentre quello delle siluiti e delle argilliti aumenta, e compaiono sporadici strati di marne. Nell'estrema parte sommitale della formazione, la fitta alternanza di strati pelicici e siltoso-arenacei conferisce un caratteristico aspetto zonato, da cui il nome tradizionale di "arenarie zonate" (ABBATE, 1969).

Le analisi petrografiche hanno consentito di definire i campioni esaminati come arenarie feldspatiche (feldspatoareniti, VALLONI et alii, 1991), costituite da grani da sub-angolari a sub-arrotondati e variamente addensati di quarzo, feldspati (plagioclasi prevalenti sui K-feldspati), miche (muscovite e biotite, talora in via di cloritizzazione) e clorite. In subordine sono stati riconosciuti anche granuli litici di rocce metamorfiche di basso grado (quarziti e filladi). Talvolta i feldspati sono sericitizzati e calcitizzati. La matrice è essenzialmente fillosilicatica (miche e clorite) e il cemento calcitico, ove presente, è in genere assai scarso. In base alla composizione mineralogico-petrografica, queste rocce sono state denominate come grovacche feldspatiche (MALESANI & MANETTI, 1970; CIPRIANI et alii, 1985), arcose litiche ed in particolare arcose fillarenitiche (GANDOLFI & PAGANELLI, 1992) e areniti feldspato-litiche (COSTA et alii, 1992).

Lo spessore affiorante è dell'ordine dei 2000 m.

Età. I campioni marnosi raccolti per lo studio dei nannofossili calcarei sono risultati sterili. Nella parte basale, la presenza di Lepidocicline, segnalate da ABBATE (1969) nel Foglio La Spezia, al tetto dei sottostanti Scisti Policromi, indicherebbe "l'Oligocene medio(?)-superiore". Nella parte medio alta della sezione Pignone, nell'area delle Cinque Terre dello stesso foglio, associazioni di nannofossili calcarei, rinvenute in alcuni banchi marnosi da CATANZARITI et alii (1996), indicano, per la presenza di Sphenolithus ciperoensis, S. distentus e S. predistentus in

NotelllustrativeF232.indd 25 19/07/2014 18:11:18

associazione con *Dictyococcites bisectus*, la Zona MNP24, riferibile secondo gli Autori al Rupeliano superiore - Chattiano inferiore. Gli stessi Autori, nella parte terminale del Macigno affiorante nel settore Castelnuovo Magra - Carrara, in un campione della sezione Monte Olivero, identificano associazioni che, in base all'assenza di *Sphenolithus ciperoensis* e alla presenza di *Dictyococcites bisectus* e *Cyclicargolithus abisectus* con diametro maggiore di 10 micron, attribuibili alla Zona MNP25b di FORNACIARI & RIO (1996), e riferibili ad un intervallo compreso tra l'Oligocene superiore *p.p.* ed il Miocene inferiore. Secondo lo schema cronostratigrafico di Aubry & Villa (1996), qui utilizzato, invece, la Zona MNP25b di FORNACIARI & RIO è correlata all'Oligocene superiore.

La formazione è quindi attribuibile all'Oligocene inferiore p.p.- Oligocene superiore.

2 - DOMINIO SUBLIGURE

2.1 - SUPERGRUPPO DI ROCCAFERRARA

Sinonimi. Kalk-Ton-Serie: REUTTER & SAMES (1962); Complesso terziario delle argille, calcari e arenarie della Val Bratica: ELTER et alii (1964); Complesso argilloso-calcareo di Canétolo: Zanzucchi (1963); Unità delle argille e calcari: Baldacci et alii (1967).

I termini di questo supergruppo affiorano solo negli angoli NE e SE del Foglio "Sestri Levante". Sono stati assegnati alla successione del Supergruppo di Roccaferrara in base a litologia, posizione strutturale ed età, pur presentando litofacies abbastanza variate, sono considerati appartenere alla Unità tettonica Canétolo.

Nel settore nord-orientale affiorano soprattutto facies riconducibili alle classiche "argille e calcari di Canétolo", e un corpo arenaceo riconducibile alle "arenarie di Ponte Bratica". Nell'estremo sud orientale è invece presente una successione in cui si riconoscono due litofacies principali: una inferiore costituita prevalentemente da argilliti, marne con strati di calcisiliti e calcilutiti ("argille e calcari di Canétolo"), ed una superiore costituita da arenarie alternate a marne, siltiti ed argilliti ("formazione della Val d'Aveto"). Questa successione è stata attribuita alla Sottounità tettonica Aveto (ELTER et alii, 1997).

2.1.1. - "argille e calcari di Canétolo" (ACC)

Sinonimi. Kalk-Ton-Serie p.p. di Reutter & Sames (1962); Complesso argilloso-calcareo di Canétolo p.p. di Zanzucchi (1963); Unità delle argille e calcari

NotelllustrativeF232.indd 26 19/07/2014 18:11:18

di Baldacci et alii (1967).

I litotipi presenti sono: **a**- argilliti e argilliti siltose grigio-scure o nere, con striature rossastre per alterazione, fittamente fogliettate, **b**- strati talvolta budinati di calcilutiti e calcisiltiti grigie localmente silicee ("palombini"), **c**- siltiti più o meno micacee grigio-marroni in strati sottili, talora marnose e, più raramente, **d**- rare calcareniti.

Le percentuali relative dei litotipi è assai variabile, si va da zone in cui i termini calcarei sono di poco inferiori alle argilliti e le siltiti sono rarissime, a zone in cui i termini calcarei sono rari o addirittura mancanti, e a zone con le argilliti che si alternano a termini siltitici. In rari casi sono presenti spessi strati di torbiditi calcaree e marnose grigie, non cartografabili, con base calcarenitica ricca di bioclasti, alternati ad argilliti grigio scure. Questi corpi, per la loro litologia, sono stati interpretati come lembi sradicati, forse olistoliti, provenienti dai "calcari di Groppo del Vescovo", di età eocenica medio-inferiore, anch'essi appartenenti alla stessa successione.

La formazione si presenta sempre fortemente tettonizzata, per cui lo spessore è difficilmente valutabile; probabilmente in origine non doveva superare i 300-400 metri.

Età. I campioni esaminati contengono associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Eocene medio, zona NP15 di Martini (1971) per la presenza di *Reticulofenestra umbilica* e all'Oligocene basale (zona NP21 di Martini, 1971) per l'assenza di *Discoaster saipanensis* e la presenza di *Ericsonia formosa*. In zone a NO dell'area del Foglio 197 "Bobbio", ELTER *et alii* (1997) hanno segnalato la presenza di associazioni a nannofossili calcarei indicano un età Eocene inferiore/medio (NP 13 e parte media di NP 15).

La formazione è quindi attribuibile all'Eocene medio - Oligocene inferiore p.p.

2.1.2. - "arenarie di Ponte Bratica" (ARB)

Le "arenarie di Ponte Bratica" affiorano in due aree di limitata estensione nell'estremo nord orientale del Foglio, a nord est di Varese Ligure.

Si tratta di torbiditi con strati medi e spessi di arenarie silicoclastiche ocracee, alternate a strati sottili di argilliti e siltiti brune e a torbiditi calcaree marnosiltitiche grigie in strati medi e sottili.

Le analisi petrografiche hanno consentito di definire i campioni come arenarie feldspatiche (feldspatoareniti, Valloni *et alii*, 1991), in larga parte costituite da grani sub-angolari a sub-arrotondati di quarzo, feldspati (il K-feldspato può essere anche molto scarso o del tutto assente, comunque sempre subordinato ai plagioclasi), miche (muscovite e biotite, talora in via di cloritizzazione) e clorite.

NotelllustrativeF232.indd 27 19/07/2014 18:11:18

In subordine sono stati riconosciuti anche granuli litici, per lo più rocce metamorfiche di basso grado (quarziti e filladi), ma talora anche rocce carbonatiche (micriti e microspariti). Talora le componenti feldspatiche mostrano fenomeni di incipiente sericitizzazione e sostituzioni da parte di calcite. La matrice è essenzialmente fillosilicatica (miche e clorite) e spesso presenta trasformazioni diagenetiche. La matrice è generalmente scarsa e gli spazi intergranulari sono occupati da cemento calcitico.

Il contatto di base con le "argille e calcari di Canétolo" è sottolineato dalla improvvisa comparsa di spessi strati arenacei.

Lo spessore massimo osservato in affioramento è di circa 150 metri.

Età. Nei campioni esaminati la presenza di *Dictyococcites bisectus* con percentuali poco superiore al 1% e l'assenza di *Sphenolithus ciperoensis* indicano la Zona MNP25b di FORNACIARI & RIO (1996) riferibile, secondo AUBRY & VILLA (1996), come già menzionato, al Chattiano superiore. Nel Foglio 217 "Neviano degli Arduini" la formazione ha fornito associazioni di nannofossili attribuibili alle Zone NP23, 24, 25, che indicano l'Oligocene (CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

La formazione è quindi attribuibile all'Oligocene.

2.1.3. - "formazione della Val d'Aveto" (AVE)

Sinonimi: Arenarie di Petrignacola di Zanzucchi (1963).

Le arenarie della Val d'Aveto affiorano nell'angolo sud-orientale del Foglio "Sestri Levante".

In questa formazione sono stati riconosciute due litofacies: una inferiore marnoso argillitica ed una superiore arenaceo-argillitica.

La litofacies inferiore (AVE_a) è costituita da un'alternanza di marnosiltiti, argilliti e, subordinatamente, siltiti ed arenarie fini. Lo spessore degli strati marnosiltitici è compreso fra 40 centimetri ed un metro. Le argilliti hanno generalmente colore ocra e stratificazione indistinta. Sono presenti corpi decametrici di brecce a clasti prevalentemente ofiolitici e subordinatamente calcarei.

La litofacies superiore (AVE_b) è costituita da arenarie torbiditiche silicoclastiche, in strati da sottili a medi, alternate a siltiti e più raramente argilliti di colore grigio scuro; sono presenti rari livelli di marnosiltiti grigie. Il rapporto arenaria/pelite è maggiore dell'unità; solo localmente le siltiti possono prevalere sulle arenarie.

Le analisi petrografiche condotte sui livelli arenacei hanno consentito di distinguere due tipi di petrofacies:

i- la prima, più rappresentata, è definibile come arenaria feldspatica (feld-spatoareniti: Valloni *et alii*, 1991). Si tratta in larga parte arenarie costituite da grani sub-angolari a sub-arrotondati di quarzo, feldspati (lo scarso K-feldspato

NotelllustrativeF232.indd 28 19/07/2014 18:11:18

è sempre subordinato al plagioclasio), miche (muscovite e biotite, talora in via di cloritizzazione) e clorite. In subordine sono stati riconosciuti anche granuli litici metamorfici di basso grado (quarziti e filladi), argilliti siltose e siltiti. Talora le componenti feldspatiche mostrano fenomeni di incipiente sericitizzazione e sostituzioni da parte di calcite. La matrice è essenzialmente fillosilicatica (miche e clorite) e spesso presenta una certa riorganizzazione diagenetica (matrice e cemento cloritico). In alcuni campioni la matrice è scarsa e gli spazi intergranulari sono occupati da cemento calcitico. In base alla composizione mineralogica e petrografica, queste rocce sono state denominate grovacche feldspatiche - arcose (CIPRIANI et alii, 1985) e litareniti feldspatiche (ELTER et alii, 1999).

ii- Nella seconda sono presenti anche elementi litici di andesiti come già segnalato in questa zona da Braga & Marchetti (1970). Frequenti sono livelli e lenti di conglomerati. L'analisi petrografica di un campione permette di definire questo litotipo come una arenaria feldspatico-litica (tufiti e arenarie vulcaniche, AIELLO, 1975) in quanto costituita da un'abbondante componente feldspatica (plagioclasi con scarso o assente K-feldspato) e da frammenti litici rappresentati in gran parte da rocce magmatiche effusive a composizione andesitica/dacitica.

L'intensa tettonizzazione consente di attribuire all'intera formazione uno spessore non inferiore ai 200 metri.

Età. Per tutta la formazione le associazioni di nannofossili calcarei, in campioni di marnosilititi, hanno fornito un'età oligocenica inferiore, per la presenza di *Cycligargolithus abisectus* con dimensioni superiori ai 10 micron che, per DE KAENEL & VILLA (1996), indicherebbe la Zona NP23. Sono presenti anche campioni con forme riferibili all'Eocene inferiore-medio e al Campaniano-Maastrichtiano, chiaramente rimaneggiate.

La formazione è quindi attribuibile all'Oligocene inferiore. In aree poste a NO del Foglio (Foglio Bobbio, ELTER *et alii*, 1997), alla formazione viene assegnata la stessa età.

3. - DOMINIO LIGURE ESTERNO

3.1. - Supergruppo del Parma

Nell'area del Foglio "Sestri Levante" questo supergruppo è presente solo a NE di Varese Ligure, e nell'angolo sud-orientale. In entrambi i casi si tratta di piccoli lembi appartenenti a più vasti affioramenti che si sviluppano nei fogli limitrofi. Della successione sono rappresentati unicamente il "complesso di Monte Veri" e il "flysch di Ottone", quest'ultimo intercalato come grossi corpi lentiformi all'interno del "complesso di Monte Veri". La successione è stata attribuita alla

NotelllustrativeF232.indd 29 19/07/2014 18:11:18

Unità tettonica Ottone.

3.1.1. - "flysch di Ottone" (OTO)

Sinonimi: Ottone facies di Maxwell (1964); Calcari di Ottone di Bellinzona et alii, (1968).

Si tratta di calcareniti, calcari marnosi e marne, talvolta a base calcarenitica, intercalati ad argilliti brune e talvolta varicolori, sempre subordinate. Lo spessore degli strati calcarei è generalmente compreso fra 30 e 80 centimetri mentre i livelli argillitici solo raramente superano i 50 centimetri. Intercalato stratigraficamente al "flysch di Ottone" si trova il "complesso di Monte Veri"; i passaggi inferiore e superiore a quest'ultimo avvengono in modo graduale, per progressiva diminuzione dei termini calcarei ed aumento delle argilliti.

Il massimo spessore affiorante è dell'ordine dei 150 m.

Età. Associazioni a nannofossili calcarei, in campioni raccolti nelle marne, hanno fornito indicazioni di un'età Campaniano-Maastrichtiano basale, per la presenza di *Aspidolithus parcus parcus* (Gardin *et alii*, 2001). Nel Foglio 215 Bedonia, Marroni & Perilli (1992) indicano, al contatto basale con il complesso di Monte Penna-Casanova, il Campaniano inferiore (Zona a *A. parcus*), a 350 m dalla base il Campaniano superiore (Marroni & Perilli 1990b).

L'età della formazione è quindi Campaniano - Maastrichtiano inferiore p.p.

3.1.2. - "complesso di Monte Veri" (MVE)

Sinonimi: Scisti Galestrini *p.p.* di Zaccagna (1935); "argille a Palombini" di Monte Veri di Bellinzona *et alii* (1968); "argille a Palombini" di Lizza di Cortesogno *et alii* (1987).

Si tratta di un'alternanza di argilliti grigio scure e brune che inglobano strati e frammenti di strati di calcisilitit, calcilutiti e scarse marne. In diverse località sono presenti corpi di brecce (MVE_a) di dimensioni generalmente decametriche riconducibili, in base alla natura dei clasti, a due differenti tipologie; una prima, monogenica a clasti carbonatici in abbondante matrice argillitica, ed una seconda, poligenica, costituita prevalentemente da clasti ofiolitici, carbonatici e di rocce magmatiche e metamorfiche a composizione acida (graniti, gneiss), in scarsa matrice arenacea. Generalmente questo complesso, molto scompaginato e spesso difficilmente distinguibile dalle "argille a Palombini", costituisce il 'complesso di base' del "flysch di Ottone" (vedi Foglio "La Spezia"); nell'area del Foglio "Sestri Levante" invece esso costituisce un'intercalazione entro il flysch medesimo.

Il massimo spessore affiorante è circa 250 metri.

NotelllustrativeF232.indd 30 19/07/2014 18:11:19

Età. Le associazioni a nannofossili calcarei identificate in campioni marnosi indicano un'età Campaniano - Maastrichtiano basale per la presenza di *Aspidolithus parcus parcus, Ceratolithoides aculeus* e *Calculites obscurus*. Nel Foglio 216 Bedonia, Marroni & Perilli (1992) indicano la presenza delle Zone a *A. parcus, C. aculeus* e *Q. goticum*, attribuibili al Campaniano inferiore - superiore.

L'età della formazione è quindi Campaniano - Maastrichtiano inferiore p.p.

4. - DOMINIO LIGURE INTERNO

4.1 - Supergruppo del Vara

Il Dominio Ligure Interno è rappresentato unicamente dalla successione appartenente al Supergruppo del Vara (Serie della Vara: Ghelardoni *et alii*, 1965; Supergruppo della Val di Vara: Abbate, 1969), costituita da formazioni di età compresa tra il Giurassico medio e il Paleocene. Affiora in tutto il Foglio ad esclusione di due porzioni negli angoli NE e SE e forma le Unità tettoniche Bracco - Val Graveglia, Gottero e Lavagna, in questo ordine dal basso in alto e separate da contatti tettonici suborizzontali (vedi Cap. Tettonica).

Sono riconoscibili due porzioni: i- una inferiore costituita da rocce di mantello e da rocce magmatiche plutoniche mafiche e ultramafiche, la cui età è probabilmente Giurassico medio (successione ofiolitica), sulla quale poggia, ii- una successione vulcano-sedimentaria che ha inizio con corpi di brecce a clasti ofiolitici di varia natura e sottili livelli di pelagiti silicee seguiti da basalti, a cui succedono depositi più o meno spessi di ambiente pelagico (prima silicei e poi carbonatici) e poi francamente terrigeni in facies di flysch. Questa successione copre un arco di tempo compreso tra il Giurassico medio-superiore e il Paleocene *p.p.* Le rocce della porzione inferiore hanno avuto una storia deformativa e metamorfica precedente all'arrivo dei sedimenti e delle colate basaltiche: ciò permette di definirle come "basamento". La porzione sommitale, composta da rocce effusive e sedimentarie, ne costituisce la "copertura".

Molti autori preferiscono dividere anche dal punto di vista stratigrafico la porzione giurassico-cretacica della successione (Ofioliti – "argille a Palombini" *p.p.* (Fig. 2) da quella cretacico superiore-paleocenica ("argille a Palombini" *p.p.* - "argilliti di Giaiette"/"formazione di Tavarone"), in quanto queste due porzioni (Unità Bracco - Val Graveglia e Unità Gottero, rispettivamente, suddivise a loro volta in varie sottounità), attualmente sono divise da una discordanza tettonica il cui tracciato è spesso mal definibile sul terreno, trovandosi spesso all'interno delle "argille a Palombini", presenti in tutte e due le unità.

Verrà trattata, come ultimo termine della successione, anche la "formazione di

NotelllustrativeF232.indd 31 19/07/2014 18:11:19

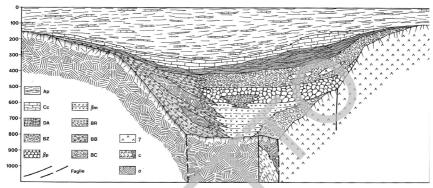


Fig. 2. - Ricostruzione schematica della successione "serpentiniti" - "argille a Palombini" del Supergruppo del Vara nell'area del Foglio Ap- "argille a Palombini"; Cc- "calcari a Calpionella"; DA- "diaspri di Monte Alpe; BZ- "breccia di Monte Zenone"; βp- "basalti" a pillow; βm- "basalti" massicci; BR- "breccia di Monte Rossola" (presente immediatamente ad Ovest del Foglio); BB- "breccia di Casa Boeno"; βC- "breccia di Monte Capra; γ- "gabbri"; σ- "serpentiniti" con al tetto "breccia di Framura" (Da: Abbate ei alii, 1984, modificato).

Tavarone" che nell'area del Foglio "Sestri Levante", a nostro avviso, costituisce da sola un'unità tettonica e non presenta contatti stratigrafici con altre formazioni. Nell'area immediatamente a est, nel Foglio 233 "Pontremoli", le "argilliti di Giaiette" che giacciono sulle "arenarie di Monte Gottero" cui passano con ripetute alternanze, verso l'alto contengono pacchi di strati marnoso-calcarei cretacici, come la "formazione di Tavarone". È possibile quindi che "argilliti di Giaiette" e "formazione di Tavarone" passino lateralmente/superiormente l'una all'altra, rappresentando ambedue un deposito caotico sinorogenico e che costituiscano, addirittura, un'unica formazione (l'argomento verrà ripreso nella descrizione delle "argilliti di Giaiette").

4.1.1.- "serpentiniti" (SRN)

Le serpentiniti, derivate da processi di trasformazione delle peridotiti del mantello, affiorano estesamente nell'area ofiolitica Bargonasco-Val Graveglia e sono presenti con affioramenti minori e isolati nel Massiccio del Bracco e a nord di questo fino al limite nord del Foglio, e fanno parte di tutte e tre le Sottounità della Unità Bracco - Val Graveglia. Formano inoltre olistoliti cartografabili (*sr*) entro la "breccia di Casa Boeno" nell'Elemento Gromolo, entro le "argille a Palombini" nell'Elemento Verruga (abbondanti) ed entro la "formazione di Tavarone" nell'Elemento Colli. Una scaglia di serpentinite è anche associata alla faglia di La Spezia, nell'estremo SE del Foglio.

NotelllustrativeF232.indd 32 19/07/2014 18:11:19

Si tratta di rocce scure nero-verdastre d'aspetto massiccio fittamente fratturate, che talora presentano una grossolana foliazione evidenziata dall'orientazione preferenziale dei pirosseni. Nella massa serpentinitica, composta principalmente da lizardite, crisotilo, clorite e opachi, sono a volte visibili, come relitti della originaria litologia peridotitica, oltre ai pirosseni (clino- e orto-), anche piccoli plagioclasi dall'habitus allotriomorfo e minuscoli spinelli. L'Elemento Ciazze presenta le rocce meglio conservate di tutto l'Appennino, tanto che presso la vetta del M. Fucisa si trovano alcuni blocchi di peridotite poco trasformati (serpentinizzati al 5%). Questi possono essere presi come rappresentativi delle rocce originarie (Piccardo et alii, 1991): si tratta di termini al passaggio tra lherzoliti e harzburgiti, a spinello; il clinopirosseno rappresenta il 5-10% della roccia. La tessitura è granulare, con grandi cristalli di olivina e ortopirosseno, mentre il clinopirosseno e lo spinello sono di dimensioni minori e sono spesso in posizione interstiziale. Nelle lherzoliti a spinello in cui sono presenti tracce di una successiva riequilibratura in facies a plagio clasio con la formazione di corone di aggregati di plagioclasio + orto e clinopirosseno.

Le "serpentiniti" sono a luogni tagliate da rari filoni rodingitici di colore biancastro, di spessore variabile da centimetrico a metrico e da rari plagiograniti. Le rodingiti in generale presentano bordi cloritico-serpentinosi; all'interno si riconosce spesso la tessitura originaria, per lo più gabbrica, con il prosseno generalmente sostituito da diopside, clorite, vesuviana e idrogrossularia.

L'età dei protoliti peridotitici non è valutabile; questi avrebbero subito una fusione parziale nel Permiano e l'intrusione di gabbri nel Giurassico medio (RAMPONE *et alii*, 1996). Un filone di plagiogranito entro le serpentiniti ha dato un'età U-Pb su zirconi di 153.3±1.0 Ma (Borsi *et alii*, 1996).

Riguardo all'ambiente di formazione, il *banding* tettonitico e l'impoverimento in clinopirosseni, che porta queste rocce nel campo delle lherzoliti povere in clinopirosseno fino ad harzburgiti, sono indicativi di un coinvolgimento di una porzione di mantello, in risalita adiabatica, al di sotto di una dorsale medio-oceanica (BECCALUVA *et alii*, 1980).

Le "serpentiniti" mostrano al tetto rapporti stratigrafici primari con la "breccia di Levanto" (oficalciti *p.p.*), la "breccia di Casa Boeno" e, raramente, la "breccia di Monte Capra". Contatti magmatici sicuramente primari con i "gabbri" che in esse sono intrusi, sono riconoscibili sul Massiccio del Bracco, nella zona tra Monte Pascile e Monte Petto d'Asino, nei pressi di Canegreca e ad ovest di Piazza, dove gabbro e lherzolite risultano fittamente interdigitati.

Lo spessore massimo visibile della formazione può raggiungere i 4-500 m.

NotelllustrativeF232.indd 33 19/07/2014 18:11:19

4.1.1.1. - "breccia di Levanto" (SRN_a)

Sinonimi: Rosso di Levanto p.p., Oficalciti p.p.

Con questo nome (Fig. 3) viene distinta la parte inferiore, di chiara origine tettonica, delle oficalciti (Cortesogno *et alii*, 1978). La parte superiore, di chiara origine sedimentaria costituisce la "breccia di Framura" e la "breccia di Monte Bianco". Si trova in limitati affioramenti nei vari Elementi della Sottounità Graveglia (non cartografabili ed inclusi entro la "breccia di Levanto"), nell'Elemento Velva e all'estremo sud dell'Elemento San Nicolao.

Si tratta di rocce serpentinitiche (prevalentemente da peridotiti di mantello) pervase da numerosi sciami di fratture, sia paralleli che intersecantisi, evidenziati da vene a calcite spatica, spesso ematitizzate (oficalciti).

Gli sciami di fratture sono organizzati in generazioni successive che, in seguito a ripetute fasi estensive che hanno interessato la parte superiore delle "serpen-

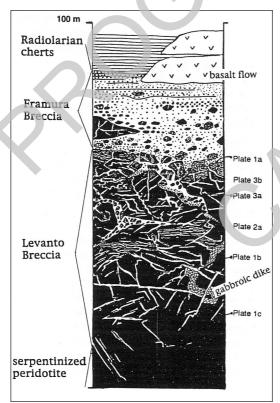


Fig. 3. - Colonna stratigrafica schematica della transizione tra "serpentinite" e "breccia di Lévanto", "breccia di Framura" e pelagiti silicee ("diaspri di Monte Alpe") con colate laviche ("basalti") (Da: Treves et alii, 1995).

NotelllustrativeF232.indd 34 19/07/2014 18:11:19

tiniti", si sono evolute in fessure beanti di dimensioni da decimetriche a metriche. Queste sono state poi riempite da calcite spatica e materiale detritico costituito da micriti (più o meno arrossate) e frammenti di serpentinite a granulometria da sabbie a piccoli blocchi. Le ultime fasi di riempimento sono caratterizzate da concrezioni di talco. La tessitura di questi riempimenti richiama sia strutture di flusso che depositi tipo filoni sedimentari. Sono presenti anche strutture ad esfoliazione concentrica, evidenziate da lamine di calcite intervallate a lamine di serpentinite spesso ematitizzata.

La "breccia di Levanto" sembra legata ad un ambiente tettonico-idrotermale distensivo polifasato che ha creato le fratture. Nelle fratture circolavano fluidi caldi e ricchi di carbonati che, anche in seguito al microambiente basico indotto dall'interazione tra l'acqua marina e le rocce serpentinitiche, precipitavano formando concrezioni e sostituivano lo stesso serpentino. Nello stesso tempo esplosioni di fluidi indotte dalla riapertura delle fratture trasportavano materiale serpentinitico e carbonatico all'interno delle fratture stesse e risucchiavano sedimenti deposti sulla vicina superficie (micriti e areniti serpentinitiche dei filoni sedimentari) (Treves & Harper, 1994; Treves et alii, 1995).

La formazione di queste particolari rocce è legata al processo che ha portato le serpentiniti ad affiorare sul fondo oceanico. A seconda dei modelli proposti per questo processo, l'ambiente potrebbe essere la parte superiore di un diapiro serpentinitico che risale lungo una zona di faglia trasformante (ABBATE et alii, 1980b, cum bibl.), lungo una dorsale medio-oceanica a bassa velocità (ABBATE et alii, 1994), o lungo una faglia a basso angolo (detachment fault), lungo cui il mantello è stato progressivamente privato della sovrastante crosta (continentale?) e portato in superficie (Treves et alii, 1995, cum bibl.).

Nessun fossile è stato rinvenuto all'interno del riempimento delle fratture; si potrebbe però ipotizzare un'età non molto precedente e/o in parte contemporanea a quella della sovrastante copertura vulcano-sedimentaria (vedi oltre), e rientrare nella parte bassa del Giurassico Medio.

4.1.2. - "serpentiniti cumulitiche" (SCU)

Si tratta delle rocce ultramafiche di cumulo derivate da peridotiti cumulitiche a plagioclasio, (melatroctoliti quasi completamente serpentinizzate, duniti a plagioclasio e subordinate wehrliti a plagioclasio), differenziati in senso ultrafemico dei complessi gabbrici (Serri, 1980). I minerali di cumulo sono rappresentati da granuli subarrotondati di olivina e cromite, i minerali di intercumulo da plagioclasio e grandi clinopirosseni, generalmente pecilitici.

Queste rocce si presentano spesso in corpi da stratoidi a lenticolari, intercalati a più livelli nei gabbri del Massiccio del Bracco (Elementi Pavareto e San

NotelllustrativeF232.indd 35 19/07/2014 18:11:20

Nicolao); un piccolo affioramento, l'unico dell'area Val Graveglia - Bargonasco, si trova a nord di Montedomenico, lungo la carrozzabile per la Val Graveglia (Elemento Montedomenico).

Lo spessore di questi corpi varia da qualche metro a poche decine di metri, e l'estensione laterale da pochi a qualche centinaio di metri.

L'età di queste serpentiniti è la stessa dei gabbri: Bajociano - Bathoniano.

4.1.3. - "gabbri" (GBB)

Queste rocce affiorano estesamente nel Massiccio del Bracco, di cui formano la maggior parte (Elementi San Nicolao e Pavareto), e nel Bargonasco (Elemento Porcile); costituiscono anche la maggior parte del piccolo Elemento Montedomenico, presso questo paese. Si ritrovano anche, come olistoliti cartografabili (Γ) entro la "formazione di Tayarone" (Elemento Colli) e nelle "argille a Palombini".

Da un punto di vista composizionale, le rocce gabbriche, spesso piuttosto alterate, sono rappresentate principalmente da termini Mg-gabbrici ad olivina e/o clinopirosseno, prevalentemente leucocratici e subordinatamente mesocratici, a grana da media a grossolana. Si presentano sia con aspetto isotropo ed uniforme (eufotide), che con aspetto stratoide, spesso intercalati a termini ultramafici (vedi sopra). Nei gabbri eufotidi il plagioclasio è molto alterato, e solo raramente mostra la primitiva composizione (andesina - labradorite), il clinopirosseno è un diopside ricco in magnesio e l'olivina, assai rara, è completamente alterata e trasformata in crisotilo. Nei gabbri olivinici quest'ultimo minerale raggiunge il 25% del totale, ed è generalmente più abbondante del clinopirosseno. Sono presenti inoltre sottili lenti di plagioclasi a grana grossolana e femici, e assai rare pirosseniti a grana molto grossa, con scarso plagioclasio.

I "gabbri" presentano paragenesi e strutture metamorfiche precoci, sviluppate in ambiente oceanico prima delle effusioni basaltiche, quindi nel Giurassico medio-superiore. Sono presenti sottili zone di taglio formatesi ad alta temperatura in ambiente oceanico (Hoogerduijn Strating, 1988; Hoogerduijn Strating & VAN WAMEL, 1989; Molli, 1992, 1994, 1995). La massa gabbrica presenta un metamorfismo retrogrado, di bassa pressione e temperature alte/medie, senza deformazioni pervasive, in cui possono riconoscersi tre fasi. La prima fase, in facies anfibolitica (550-700°C e 2-5 kb), è caratterizzata dall'associazione andesina, orneblenda bruna e clinopirosseno calcico; sono presenti anche sottili fasce molto deformate con strutture occhiadine. La seconda fase, che con le successive interessa anche le vulcaniti, in facies scisti verdi (300-500°C e ~1 kb), è caratterizzata dall'associazione plagioclasio albitico-oligoclasico, orneblenda actinolitica, clorite ed epidoto. La terza fase, caratterizzata da prehnite, albite, clorite, titanite e epidoto, indica temperature comprese tra 230-350°C e pressioni di 1-1,5 kb

NotelllustrativeF232.indd 36 19/07/2014 18:11:20

(Cortesogno & Lucchetti, 1982; Cortesogno et alii, 1987).

Non sono presenti i termini gabbro-noritici, i termini Fe-gabbrici e Fe-dioritici comuni in altre unità ofiolitiche delle Alpi Occidentali (vedi Pognante *et alii*, 1982) e nelle brecce ofiolitiche giurassiche ("breccia di Monte Capra"). Rari sono i filoni dioritici e basaltici (Fig. 4).

Nei gabbri stratoidi, presenti localmente, gli strati hanno uno spessore che varia da qualche centimetro al metro, ed una estensione laterale molto variabile. Le variazioni composizionali sono generalmente graduali e sono dovute ad alternanze ritmiche del rapporto modale plagioclasio-olivina-pirosseno (gabbri eufotidi, gabbri olivinici, troctoliti e plagioclasiti).

L'ambiente di formazione dei gabbri è quello di dorsale medio-oceanica, all'interno di masse lherzolitiche, in camere magmatiche raffreddate. Parte dei gabbri si sarebbe formata dal deposito gravitativo dei cristalli (cumuliti) formatisi per cristallizzazione frazionata dal magma e con fasi d'intercumulo (pirosseni e/o plagioclasi).

I rapporti con le serpentiniti lherzolitiche sono magmatici: nel Massiccio del Bracco sono localmente presenti corpi lentiformi di serpentiniti lherzolitiche, che possono rappresentare parti della lherzolite incassante, strappati ai bordi della



Fig. 4. - Filone basaltico nei "gabbri" del Massiccio del Bracco.

NotelllustrativeF232.indd 37 19/07/2014 18:11:21

camera magmatica. In questo massiccio, sui "gabbri" appoggiano stratigraficamente sottili livelli di brecce, spesso non cartografabili (ad es. ad est di Velva) che li separano dalle "argille a Palombini" o dai "diaspri di Monte Alpe". Nella zona Val Graveglia-Bargonasco sottili livelli di brecce ad elementi di gabbro li separano dai sovrastanti "basalti".

L'età radiometrica dei "gabbri" affioranti nel Foglio, è stata determinata in 164±14 Ma con l'isocrona Sm/Nd (RAMPONE & HOFMANN, 1998) e dovrebbe ricadere nell'intervallo Bajociano-Bathoniano.

4.1.4. - Complesso vulcano-sedimentario del Bargonasco

Con questo termine informale si è voluto raccogliere in un unico contesto l'insieme delle brecce ofiolitiche sedimentarie che si trovano alla base (Brecce ofiolitiche inferiori di Abbate *et alii*, 1980a: "breccia di Framura", "breccia di Casa Boeno" e "breccia di Monte Capra"), intercalate o al tetto (Brecce ofiolitiche superiori di Abbate *et alii*, 1980b: "breccia di Movea", "breccia di Monte Zenone" e "breccia di Monte Bianco") dei "basalti", e i "basalti" stessi. Esso affiora in tutta l'area Val Graveglia - Bargonasco (Sottounità Graveglia - Bargonasco) e nelle parti esterne del Massiccio del Bracco (Sottounità Bracco).

Le brecce possono essere poligeniche o monogeniche sia gabbriche che serpentinitiche, sono stati dati loro nomi differenti a seconda della litologia prevalente dei clasti e della posizione stratigrafica. All'interno, e spesso anche alla base e al tetto di queste brecce sono intercalati livelli di sedimenti silicei fini (ftaniti, argilliti, radiolariti). Per l'insieme delle brecce Cortesogno *et alii* (1987) hanno proposto il termine di brecce di Bonassola.

In alcune zone (ad es. in Val Graveglia), queste brecce mancano o sono ridotte a piccoli livelli non cartografabili di arenarie ofiolitiche alla base dei "diaspri di Monte Alpe".

4.1.4.1. - "breccia di Framura" (BFR)

Questa breccia, il cui nome è stato proposto da Cortesogno *et alii* (1978), affiora nei pressi di Framura (Elemento Mezzema) ed intorno al Massiccio del Bracco (Elementi Velva e Pavareto).

Si tratta di brecce sedimentarie caotiche, a clasti da angolari a sub-angolari serpentinitici, molto più raramente gabbrici, di varia pezzatura, spesso gradate nei livelli stratigraficamente più alti, con matrice carbonatico-serpentinitica più o meno ematitizzata, specialmente nei livelli più bassi, o solo serpentinitica. Sono a volte disposte in strati estesi da decine a centinaia di metri.

NotelllustrativeF232.indd 38 19/07/2014 18:11:21

La formazione di queste, come delle altre brecce del complesso è dovuta all'accumulo, attraverso *debris-flow* e frane sottomarine, di materiali provenienti da alti topografici serpentinitici superficialmente frammentati tettonicamente, che andavano a deporsi in zone vicine, più depresse, del fondo oceanico.

La "breccia di Framura" (Fig. 2-3) giace sulla "breccia di Levanto" o direttamente sulle "serpentiniti" o sui "gabbri", e passa superiormente ai "basalti" (zona di Framura) o ai "diaspri di Monte Alpe" (margine esterno del Massiccio del Bracco).

Età. Immediatamente a S dell'area del Foglio "Sestri Levante", un sottile livello arenaceo-diasprigno, al tetto della formazione, ha fornito un'associazione a radiolari ben conservati, che ha dato come età l'intervallo compreso tra il Bajociano superiore *p.p.* e il Bathoniano inferiore (UAZ. 5) per la presenza di *Perispyridium ordinarium*, *Pseudoeucyriis* sp. e *Turanta morinae* gr. (Chiari *et alii*, 2000, *cum bibl.*).

La formazione è quindi attribuibile al Bajociano superiore - Bathoniano inferiore

4.1.4.2. - "breccia di Casa Boeno" (BBN)

Affiora a sud del Monte Bianco e presso Masso (Elemento Gromolo) e nei dintorni di Monte Bardeneto (Elemento Porcile, Fig. 2).

Brecce sedimentarie caotiche, massicce, monogeniche, con clasti quasi unicamente serpentinitici, molto subordinatamente di gabbri occhiadini e doleriti, di dimensioni variabili fino ad alcuni decimetri, immersi in una scarsa o quasi mancante matrice sabbiosa a composizione serpentinitica. All'interno della formazione sono presenti anche olistoliti serpentinitici di grandi dimensioni (*sr*). Raramente è presente una parvenza di stratificazione; rarissimi gli strati arenaceoconglomeratici gradati.

La breccia formate da ultramafiti serpentinizzate, deriva dall'accumulo di *debris-flow* e frane ai piedi di scarpate sottomarine di origine tettonica.

Lo spessore della formazione, che giace con un contatto stratigrafico di tipo transizionale sopra le "serpentiniti cumulitiche" (SCU), è difficilmente valutabile, quello massimo apparente è stimato intorno ai 150 m. Presso Libiola è presente un piccolo affioramento di basalti a cuscino, cui questa breccia sembra passare stratigraficamente. Si può quindi pensare che la breccia passi in alto ai "basalti" o che piccole colate di basalti siano in essa intercalate.

Età. Nessun fossile è stato rinvenuto nella formazione; la sua età dovrebbe essere la stessa della "breccia di Framura", che occupa una simile posizione stratigrafica, e che appartiene al Bajociano superiore - Bathoniano inferiore.

NotelllustrativeF232.indd 39 19/07/2014 18:11:21

4.1.4.3. - "breccia di Monte Capra" (BMC)

Questa breccia (Figg. 2-5), il cui nome è stato proposto da GIANELLI & PRINCIPI (1974), affiora in tutta l'area ofiolitica Bargonasco-Val Graveglia (Sottounità Graveglia), e come olistolite cartografabile (*bc*) entro la "formazione di Tavarone" nell'Elemento Colli.

E' una breccia poligenica caotica, massiccia, con clasti, da centimetrici a decametrici, costituiti prevalentemente da Fe-gabbro e subordinatamente da Fe-basalti, Fe-dioriti, plagiograniti, Mg-gabbri foliati e serpentiniti (GIANELLI & PRINCIPI, 1974). La matrice, spesso molto abbondante è una sabbia prevalentemente gabbrica. La breccia, oltre ad alcune intercalazioni di livelli serpentinitici del tipo "breccia di Casa Boeno", non presenta generalmente stratificazione, se non in rari affioramenti (ad E di Passo Bardeneto e a N di Rocca del Sasso), in cui i clasti sono subarrotondati ed embriciati. Sono presenti filoni di doleriti sia come clasti che intrusi nella breccia.

Questa breccia presenta una propria peculiarità: la maggior parte dei litotipi presenti come clasti (Fe-basalti, Fe-gabbri, Fe-dioriti e plagiograniti) non ha corrispondenti nella successione ofiolitica della Liguria orientale. Fe-gabbri e Fe-dioriti presentano un associazione a clinopirosseno, plagioclasio, magnetite, ilmenite, spesso con apaute, orneblenda bruna e zircone; i plagiograniti hanno



Fig. 5. - La "breccia di Monte Capra" a Monte Capra.

NotelllustrativeF232.indd 40 19/07/2014 18:11:23

strutture sia idiomorfe che allotriomorfe con plagioclasio idiomorfo in una massa di fondo composta da plagioclasio e quarzo. Zircone, apatite, anfiboli e opachi sono presenti come accessori.

L'ambiente di formazione è lo stesso di quello della "breccia di Casa Boeno", ma in questo caso le scarpate sottomarine da cui i clasti provenivano erano formate, da una porzione basica cumulitica differenziata, con filoni di Fe-doleriti e intrusioni di plagiograniti, oltre che da serpentiniti (probabilmente alla base).

In alcune zone (ad es. Costa Riasola e Reppia) è visibile l'appoggio della breccia sulle "serpentiniti cumulitiche" (SCU), mentre dove lo spessore della formazione si assottiglia, la breccia poggia su di un substrato gabbrico. Verso l'alto la breccia passa ai basalti a cuscino.

Lo spessore varia da 0 a un centinaio di metri.

Età. In un livello arenacco e diasprino di pochi decimetri nella parte basale della formazione, al Passo Broccheie, è stata rinvenuta un'associazione a radiolari, mal conservata, che ha fornito indicazioni di un'età compresa tra il Bajociano superiore *p.p.* e il Calloviano inferiore (UAZ. 5-7, di BAUMGARTNER *et alii*, 1995) per la presenza di *Stichocapsa robusta* (CHIARI *et alii*, 2000).

La formazione è quindi attribuibile al Bajociano superiore p.p./Calloviano.

4.1,4.4 - "basalti" (BST)

Sinonimi: Diabasi di tutti gli autori fino agli anni sessanta.

Affiorano nelle due zone ofiolitiche Bargonasco-Val Graveglia (Elementi Montedomenico, Porcile, Monte Bianco e Ciazze) e Massiccio del Bracco (Elemento Mezzema); se ne trova anche un olistolite cartografabile (*bs*) entro le "argille a Palombini" presso Cembrano nell'Elemento Verruga (Figg. 2-3-6).

Si tratta quasi sempre di basalti a cuscini, solo raramente di basalti massicci (es. Monte Masso), effuse in ambiente sottomarino Il colore varia da verdemarrone a colore ruggine sulle superfici alterate mentre è verde- rossastro sulle superfici al taglio fresco.

I basalti a cuscino (*pillow lava*) sono ben riconoscibili per la tipica tessitura a forma a castagna rovesciata, di dimensioni di alcuni decimetri, e con il peduncolo verso la base stratigrafica. Tra i vari cuscini è sempre osservabile una matrice ialoclastitica più o meno abbondante, e qualche volta anche noduli o lembi di strati diasprini, sempre ricristallizzati.

I singoli cuscini mostrano variazioni notevoli nella tessitura, che dal centro verso la superficie passa da ofitica, a sferulitica a variolitica (con variole da medie a grandi). In alcuni casi, all'interno dei cuscini sono visibili cavità piane e fessure beanti, che rappresentano l'originaria orizzontale, spesso riempite da materiale sedimentario sia carbonatico che siliceo in cui, in alcuni casi, sono stati trovate

NotelllustrativeF232.indd 41 19/07/2014 18:11:23



Fig. 6. - "Basalti" a pillow presso Bargone.

tracce di microfossili (nannofossili indeterminabili, presso Bargone, Abbate *et alii*, 1986). I basalti sono caratterizzati dalla presenza di plagioclasio (albitizzato), ilmenite e una fase vetrosa cloritizzata. Localmente si possono avere fenocristalli di plagioclasio e di olivina serpentinizzata. I basalti massicci si presentano sia come corpi isolati (Monte Masso), che intercalati (Monte Rusparola) o alla base delle colate di basalti a cuscino (Pian della Zeppa). Essi sono costituiti da una successione di colate saldate tra loro, talora doleritiche, riconoscibili per la diminuzione della grana in corrispondenza delle superficie superiore e inferiore (bordi raffreddati). Processi di autoclastesi durante il raffreddamento sono probabilmente la causa dell'intensa brecciatura presente a luoghi.

I basalti massicci hanno una composizione piuttosto omogenea a plagioclasio e a clinopirosseno con olivina (sostituita in clorite) molto subordinata e scarse

NotelllustrativeF232.indd 42 19/07/2014 18:11:24

ilmenite ed apatite.

Il chimismo dei basalti sia massicci che di quelli a cuscino o filoniani è di tipo MORB, cioè simili a quello dei basalti delle dorsali oceaniche. Essi hanno subito una notevole spilitizzazione (Cortesogno *et alii*, 1987, *cum bibl.*) che sembra derivare prevalentemente da fenomeni metamorfici a carattere essenzialmente idrotermale. I basalti presentano localmente un metamorfismo poli fasico retrogrado, di ambiente oceanico (2° ciclo metamorfico, Cortesogno *et alii*, 1987), identico alla seconda e terza fase di cui si è parlato nel capitolo riguardante i "gabbri", ma ad esse successivo.

I "basalti" mancano a volte nella successione ofiolitica (es. margine nord del Massiccio del Bracco). Ove sono presenti gli spessori sono molto variabili: da pochi metri (Monte Bianco) fino a raggiungere i 2-300 m (Monte Brana).

I "basalti" poggiano stratigraficamente sulla "breccia di Framura", sulla "breccia di Casa Boeno", sulla "breccia di Monte Capra", e passano verso l'alto alla "breccia di Movea" o alla "breccia di Monte Zenone" e, dove queste mancano, direttamente ai "diaspri di Monte Alpe". Presso Libiola si ha il passaggio diretto alle "argille a Palombini".

L'età dei "basalti" è compresa tra quella della "breccia di Framura" alla base e quella delle formazioni sovrastanti ("diaspri di Monte Alpe" o "breccia di Monte Zenone"), che sono tutte comprese tra il Bajociano superiore e l'Oxfordiano. Questo indica che l'attività vulcanica è avvenuta in un periodo (probabilmente non superiore ai 10 Ma) compreso tra il Bajociano superiore e l'Oxfordiano.

4.1.4.5. - "breccia di Movea" (BMV)

La "breccia di Movea" è presente nell'area compresa tra il Monte Alpe e Monte Bocco (Elemento Porcile).

È una breccia poligenica composta da clasti di basalto spilitizzato, Mg-gabbro e, subordinatamente, serpentinite in una matrice costituita da frammenti gabbrici cloritizzati. Alla base sono presenti rare intercalazioni di arenarie ofiolitiche.

I clasti di gabbro sono del tipo di quelli di cui è composta la "breccia di Monte Zenone".

Una fase metamorfica ad actinolite-tremolite che interessa tutte le litologie dei clasti di questa formazione è segnalata da GIANELLI & PRINCIPI (1974).

Questa breccia costituisce un corpo lentiforme, il cui spessore massimo è di alcune decine di metri. La formazione passa verso il basso, attraverso livelli di arenarie ofiolitiche e lenti diasprine, ai "basalti", al tetto passa alla "breccia di Monte Zenone".

Spessore massimo si aggira intorno ai 50-70 m.

NotelllustrativeF232.indd 43 19/07/2014 18:11:24

Età. Una lente diasprina presso il contatto con i sottostanti "basalti" ha fornito un'associazione a radiolari che, per la presenza di *Stichocapsa robusta* (UAZ 5-7), indica il Bajociano superiore - Calloviano inferiore.

4.1.4.6. - "breccia di Monte Zenone" (BMZ)

Questa breccia, il cui nome è stato proposto da Principi (1973) come Conglomerato di Monte Zenone, affiora estesamente nella fascia compresa da Monte Alpe fino a sud di Monte Capra (Elemento Porcile).

E' una breccia caotica con clasti di Mg-gabbro quasi sempre fortemente laminati (flaser gabbri) in matrice sabbiosa. A luoghi il gabbro può essere in parte sostituito da serpentinite. I clasti, da angolari a sub-angolari possono raggiungere dimensioni decametriche.

Gli elementi della breccia sono formati in assoluta prevalenza da diversi tipi di Mg-gabbri (gabbri pegmatoidi, gabbri a grana fine, gabbri olivinici) deformati da fenomeni di foliazione con allineamento e allungamento dei minerali che possono arrivare, nei casi più spinti, ad una facies milonitica.

La matrice (5-10%) è costituita da frammenti fini di gabbro. Nella breccia vi sono rari livelli arenacei (es. lungo il Rio della Foce, vicino al contatto con la "breccia di Movea") che aumentano vicino al contatto con i "diaspri di Monte Alpe" (es. Monte Zenone).

La "breccia di Monte Zenone" poggia stratigraficamente sulla "breccia di Movea" (Passo del Bocco, Rio della Foce) o sui "basalti", tramite un livello arenaceo-diasprino di vari decimetri di spessore. Verso l'alto passa ai "diaspri di Monte Alpe". In alcuni casi (strada tra Passo del Bocco a Colli) tra le due formazioni è presente una fascia di transizione di spessore da pochi a molte decine di metri, in cui sono presenti livelli di arenarie ofiolitiche e argilliti rosse che mostrano evidenti fenomeni di rimobilizzazione plastica.

La "breccia di Monte Zenone" ha una forma a lente, con lo spessore maggiore nella zona del Monte Zenone - Monte Pu (180-200 m), che diminuisce gradatamente verso il Passo del Bocco e a O di Monte Tregin - Monte Roccagrande, dove gli affioramenti di questa formazione scompaiono.

Età. Nei livelli basali arenaceo-diasprini, circa 2 metri sopra i "basalti", a NE di Monte Zenone (vedi 4.1.5, sezione Monte Zenone Nord) un campione diasprino ha fornito una microfauna a radiolari in cui la presenza di *Stylocapsa oblongula* e *Stichocapsa robusta* indica il Bathoniano medio - Calloviano inferiore (UAZ 6-7). Anche i primi livelli di "diaspri di Monte Alpe" (vedi) al tetto, hanno dato la stessa età

La formazione è quindi attribuibile al Bathoniano medio - Calloviano inferiore.

NotelllustrativeF232.indd 44 19/07/2014 18:11:24

4.1.4.7. - "breccia di Monte Bianco" (BMB)

Questa breccia affiora unicamente a sud di Monte Bianco (Elemento Monte Bianco, Fig. 7).

Si tratta di una breccia con clasti spigolosi di serpentinite e oficalcite spesso silicizzati, di dimensioni fino a decimetriche, immersi in abbondante matrice spatica biancastra, talvolta limonitizzata. Sono presenti anche rare e sottili lenticelle di micriti rossastre e frammenti basaltici. Ricorda le facies più ricche in carbonati della "breccia di Framura".

Lo spessore della formazione non supera i 40 m.

La breccia, che giace sui "basalti", passa in alto ai "diaspri di Monte Alpe" tramite un sottile livello di brecce e arenarie ofiolitiche e sottili strati diasprini.

Età. L'abbondante matrice non mostra mai alcuna traccia di microfossili.

Nella zona di transizione ai sovrastanti "diaspri di Monte Alpe", un livello diasprino ha fornito un associazione a radiolari di età Bajociano superiore *p.p.* - Calloviano inferiore (UAZ. 5-7) per la presenza di *Stichocapsa robusta*.

La formazione è quindi attribuibile al Bajociano superiore - Calloviano inferiore.



Fig. 7. - La "breccia di Monte Bianco" sul versante meridionale di Monte Bianco.

NotelllustrativeF232.indd 45 19/07/2014 18:11:26

4.1.5. - "diaspri di Monte Alpe" (DSA)

La formazione affiora estesamente nell'area centrale del Foglio (Sottounità Graveglia e Varese Ligure), dove affiorano i complessi ofiolitici e le loro coperture. Si hanno successioni con forti spessori nelle aree nord-orientali e successioni ridotte nelle aree più orientali e meridionali (Fig. 8). Gli affioramenti principali sono localizzati lungo le dorsali Monte Tregin - Monte Roccagrande, Monte Bianco, Monte Pu, Monte Alpe - Monte Porcile, e lungo le valli del Torrente Reppia, negli Elementi Montedomenico, Monte Bianco e Porcile. Un piccolo affioramento si trova anche nell'Unità Gottero, nella Valle del Petronio, presso San Giovanni Battista. Più a sud, nel Massiccio del Bracco gli affioramenti sono pochi e di modeste dimensioni (Elementi Mezzema, Pavareto e Velva).

La formazione, per la sua caratteristica variabilità e per le abbondanti associazioni a radiolari, che hanno permesso datazioni assai precise dell'inizio della sedimentazione al tetto della successione ofiolitica, è stata studiatae descritta molto in dettaglio.

I "diaspri di Monte Alpe" sono costituiti da alternanze, spesso molto regolari, tra strati centimetrici (mediamente di 5 cm) di selce rossa, più raramente verde, e interstrati da millimetrici a decimetrici di argilliti silicee. La maggior parte degli strati di selce, formata da gusci e frammenti di gusci di radiolari composti da quarzo microcristallino, immersi in una matrice ematitico-argillosa (radiolariti),



Fig. 8. - I "diaspri di Monte Alpe" a Rocca del Sasso.

NotelllustrativeF232.indd 46 19/07/2014 18:11:28

derivano dalla risedimentazione delle originarie melme silicee tramite correnti di torbida e/o dalla rielaborazione dei sedimenti da parte delle correnti di fondo. Gli strati "torbiditici" nelle radiolariti sono verdi, ricristallizzati, e mostrano un aumento della matrice argilloso-ematitica rossastra verso il tetto dello strato.

In molte sezioni alla base della formazione si ha la presenza di strati di selce argillosa ricca in ematite, spesso associati a concentrazioni di ossidi di manganese, la cui origine è probabilmente legata all'attività idrotermale presente sul fondo oceanico (CABELLA *et alii*, 1994).

La formazione presenta significative variazioni di spessore anche a distanze brevi. Ad esempio le sezioni di Ponte di Lagoscuro, Monte Porcile, strada Passo del Bocco-Colli, Monte Pu hanno uno spessore superiore al centinaio di metri, quelle vicine alle miniere di Monte Zenone, Monte Alpe sono di 30 m. Nella zona occidentale e nel Massiccio del Bracco, lo spessore è, nella maggior parte dei casi, inferiore ai 10 metri.

Vi sono state riconosciute 6 litofacies deposizionali, (AIELLO, 1997): A- radiolariti rosse, laminate (per variazioni della produttività e/o delle correnti di fondo), spesso bioturbate, alternate ad interstrati millimetrici di argilliti; B- selci argillose senza o con rari radiolari, a volte manganesifere, in strati che spesso superano i 10 cm di spessore, alternate ad interstrati argillitici pellicolari; C- argilliti silicee rosse, spesso molto foliate, il cui spessore supera raramente i 50 cm, D- alternanze fra strati, da tabulari a lentiformi, di radiolariti verdastre ed interstrati di selce argillosa contenenti quantità variabili di lamine radiolaritiche: "ribbon chert" (Garrison, 1974); E- argilliti silicee ed argillosilitii rosse pseudostratificate prive di radiolari con lamine millimetriche verdi; F- selci in letti, liste o noduli con colorazione che varia dal bianco, al verde, al bluastro, al nero, derivanti dalla sostituzione in silice di un litotipo originario (siltite ofiolitica o calcarea).

Nelle sezioni complete (ad es. Ponte di Lagoscuro), sono riconoscibili quattro livelli (AIELLO, 1997): i- "transizione alle ofioliti", alternanza fra arenarie e/o brecciole ofiolitiche e selci argillose (racies B-) e/o selci verdi-nerastre di origine metasomatica (facies F-, Bathoniano medio - Calloviano inferiore); ii- "fase di quiescenza tettonica", alternanza regolare di livelli millimetrici di argilliti e radiolariti rosse laminate (facies A-) o selci argillose (facies B-) (Bathoniano superiore - Oxfordiano sup.); iii- "fase torbiditica" alternanza tra radiolariti da verdi a rosse di origine torbiditica e argilliti silicee e/o selci argillose ("ribbon chert", facies D-, Calloviano medio – Titoniano inferiore); iv- "fase terrigena", selci argillose e argilliti silicee rosse, pseudostratificate e frequentemente attraversate da lamine verdastre (facies E-, in parte corrispondente alla facies A del calcare a Calpionelle di Cobianchi & Villa, 1992, Titoniano?).

Nelle sezioni ridotte i livelli **i-** e **iii-** sono assenti o poco spessi, prevale il livello **ii-** e l'età della base della formazione è generalmente più giovane.

Le variazioni areali dello spessore, delle età e delle caratteristiche litostra-

NotelllustrativeF232.indd 47 19/07/2014 18:11:28

tigrafiche della formazione suggeriscono un ambiente deposizionale fortemente controllato dalla morfologia accidentata del fondo marino (zone affossate intervallate da alti relativi; vedi Cortesogno *et alii*, 1978).

I quattro livelli riconosciuti corrispondono a quattro fasi evolutive. Nelle zone depocentrali, inizia la deposizione delle sezioni complete, con il livello i-; solo successivamente, a partire dalla fase di quiescenza tettonica, cominciano a depositarsi sugli alti relativi le sezioni ridotte, con il livello ii-. La ripresa dell'attività tettonica (livello iii-, fase torbiditica) è registrata soprattutto nelle aree depocentrali. Le aree di provenienza delle torbiditi biosilicee possono essere ricercate là dove la formazione è particolarmente sottile, come nel Massiccio del Bracco, già riconosciuto come paleo-alto strutturale da Cortesogno et alii (1987). Nelle sezioni complete e in quelle ridotte il tetto della formazione è caratterizzato dal livello iv-, che corrisponde ad un incremento degli apporti terrigeni fini (principalmente argillosi ma anche argilloso-siltosi) dalle aree continentali. Data l'estensione areale e la presenza in gran parte degli affioramenti, questa fase rispecchia il progressivo attenuarsi dell'attività tettonica.

La formazione poggia sulla "breccia di Levanto" (es. Monte Chiappozzo e margine sud-ovest del Massiccio del Bracco), sulla "breccia di Framura" (margine ovest del Massiccio del Bracco), sui "basalti" (es. Val Graveglia) e sulla "breccia di Monte Zenone" (margine est della zona ofiolitica Bargonasco-Val Graveglia). Nel Bargonasco-Val Graveglia, nell'Elemento Porcile, piccoli tivelli diasprini sono presenti all'interno della "breccia di Monte Capra" (Passo Broccheie), alla base e anche all'interno della "breccia di Movea" e della "breccia di Monte Zenone" (Passo del Bocco).

Verso l'alto, nella maggior parte dei casi, il passaggio è ai "calcari a Calpionelle" e avviene gradualmente (meno di una decina di metri, Fig. 9) per alternanza tra argillo-siltiti silicee (facies E) e banchi calcarei con noduli di selce, che presentano a volte fenomeni di *slump*. In uno di questi *slumps*, al Monte Roccagrande, sono stati rinvenuti tronchi silicizzati di *araucaria s.l.* (Fig. 10).

Negli affioramenti più occidentali della zona Val Graveglia-Bargonasco (Montedomenico, Bargonasco) e nel Massiccio del Bracco, il passaggio avviene con le "argille a Palombini", in modo piuttosto brusco.

Età. Sono state studiate mediante le associazioni a radiolari molte sezioni, appartenenti a varie sottounità tettoniche della Unità ofiolitica, sia in sezioni complete che ridotte, ed è stata utilizzata la zonazione di BAUMGARTNER *et alii* (1995).

Ponte di Lagoscuro, ove la formazione giace direttamente sui "basalti", verso la base la presenza di *Bernoullius cristatus, Higumastra imbricata, Podobursa spinosa* and *Triactoma cornuta* indica il Calloviano medio - Oxfordiano inferiore (UAZ. 8) (CONTI &MARCUCCI, 1991; CHIARI *et alii*, 2000).

NotelllustrativeF232.indd 48 19/07/2014 18:11:28



Fig. 9. - Alternanza tra argillo-siltiti silicee e calcari al passaggio "diaspri di Monte Alpe" "calcari a Calpionelle" a Rocca del Sasso.

Sottounità Bracco, Elemento Pavareto, a Pavareto: alla base della formazione la presenza di *Amphipyndax tsunoensis* e *Stichocapsa robusta* indica il Bathoniano medio - Calloviano inferiore, (UAZ. 6-7) (CHIARI, com. pers., 2000).

Sottounità Bracco, Elemento Velva: i- sezione Case Gabbriello: alla base della formazione, spessa circa 40 m, che giace come la sezione successiva, sulla "breccia di Levanto", la presenza di *Archaeodictyomitra* (?) *mirabilis* indica il Bathoniano superiore - Calloviano inferiore (UAZ. 7); ii- sezione di Piazza: alla base della formazione, spessa circa 4 m, la presenza di *Guexella nudata* e *Ristola altissima altissima* indica il Bathoniano superiore - Oxfordiano inferiore (UAZ. 7-8); iii- sezione Deiva Marina: verso il tetto della formazione, spessa circa 3 m, che giace direttamente sulle "serpentiniti", la presenza di *Paronaella kotura, Pedibursa helvetica* e *Protonumma japonensis* indica il Bathoniano superiore - Kimmeridgiano inferiore (UAZ. 7-10).

Sottounità Bracco, Elemento Mezzema, sezione Monte Grumo: alla base della formazione, spessa 4 m, che giace sui "basalti" e passa qui direttamente alle "argille a Palombini", la presenza di Eucyrtidiellum unumaense unumaense e Zhamoidellum ovum indica il Calloviano medio - Oxfordiano superiore (UAZ. 8-9).

Per concludere, va tenuto conto che praticamente tutte le datazioni si riferiscono alla parte basale della formazione, visto che salendo nella successione i

NotelllustrativeF232.indd 49 19/07/2014 18:11:29



Fig. 10. - Frammento di tronco di "araucaria" s.l. in uno slump entro i "diaspri di Monte Alpe" al Monte Roccagrande

radiolari sono molto mal conservati o mancano del tutto. Alcune differenze di età sembrano significative, ad esempio l'Elemento Monte Bianco (Sottounità Graveglia) da le età più antiche di tutta l'unità tettonica (Bajociano - Calloviano inferiore). Gli altri elementi hanno età concordanti (Bathoniano medio - Oxfordiano/Kimmeridgiano), salvo l'Elemento Mezzema, ove sembrano essere presenti le età più recenti Calloviano medio - Oxfordiano). Non sembrano inoltre esistere differenze tra serie spesse o sottili. Per quanto riguarda l'età del tetto, bisogna riferirci alle formazioni sovrastanti: calcari a Calpionelle e "argille a Palombini". Sembrerebbe quindi che ove al tetto si trova la prima formazione la deposizione silicea termini prima (Titoniano superiore - Berriasiano) che ove al tetto si trova la seconda, più tardi (Hauteriviano).

4.1.6. - "calcari a Calpionelle" (CCL)

Sinonimi: Formazione di Figline: MERLA et alii (1967).

Affiorano estesamente nell'area centrale (Elementi Monte Bianco e Porcile) e centro-orientale della carta (Elemento Verruga). Le sezioni più complete si trovano a Monte Coppello, Monte Chiappozzo, Monte Riso, Monte Badalucco, lungo

NotelllustrativeF232.indd 50 19/07/2014 18:11:31

la strada per Statale, nel versante orientale di M. Zenone e lungo la strada Passo del Bocco - Colli.

La formazione è costituita da calcilutiti e calcisiltiti di colore biancastro o grigio chiaro in strati di spessore variabile da 15 cm a 3 m, a fratturazione concoide, con liste e noduli di selce generalmente grigia, contenenti resti di calpionelle, radiolari, spicole di spugna e nannofossili calcarei. Raramente compaiono anche strati di calcareniti fini, prevalentemente costitute da ooliti, dello spessore massimo di 30 cm, che presentano talvolta laminazioni piano-parallele e convolute nella parte basale. Nella fascia di transizione con i "diaspri di Monte Alpe" sono osservabili livelli di *slump* e chiari fenomeni di risedimentazione. Tra gli strati calcarei sono generalmente intercalati sottili livelli pelitici pellicolari che, verso il tetto della formazione, tendono ad aumentare di spessore.

Nei "calcari a Calpionelle" Andri & Fanucci (1973) hanno riconosciute due facies: i- La facies tipo "maiolica" in cui i calcari sono compatti, criptocristallini, a frattura concoide, di colore bianco o grigio chiaro. In prossimità del contatto inferiore con i "diaspri di Monte Alpe" assumono toni rosati, rosso vinacei, verdi, e sono caratterizzati da durezza elevata. ii- La facies dei calcari tipo "palombino", che si differenzia dalla precedente per la colorazione più scura e per il diverso colore (nocciola) delle superfici di alterazione che sono accompagnate da spalmature o sottili intercalazioni di argilliti grigio scure.

Successivamente, Cobianchi et alii (1994) hanno suddiviso la formazione in quattro litozone: i- La litozona basale "A" di transizione ai "diaspri di Monte Alpe" (corrispondente in parte alla facies "E" dei "diaspri di Monte Alpe", vedi), caratterizzata da argilliti rosse e/o varicolori intercalate a strati decimetrici di calcari micritici silicizzati, a volte con selce, bianchi e, più raramente, rosati e verdastri. ii- La litozona "B" formata da calcari micritici da bianchi a grigiastri con intervalli pelitici grigi di spessore da millimetrico a centimetrico. iii- La litozona "C", formata da calcari simili ai precedenti nei quali, oltre ai sottili livelli di argilliti, s'intercalano calcari "granulosi". iv- La litozona "D" che si presenta con strati calcarei più sottili, più scuri e rugginosi all'alterazione.

La formazione dei "calcari a Calpionelle" passa quasi ovunque ai diaspri di Monte Alpe, con un livello di transizione (litozona "A" di COBIANCHI *et alii*, 1994, vedi sopra). A Monte Coppello i calcari a Calpionelle poggiano, attraverso un sottile livello non cartografabile di brecce ofiolitiche e ftaniti rosse, sui "basalti" a cuscino. Verso l'alto i "calcari a Calpionelle" passano alle "argille a Palombini" con il progressivo aumento di spessore delle intercalazioni argillose.

Questa formazione è assente nella zona meridionale del Foglio (Massiccio del Bracco), ove le "argille a Palombini" giacciono direttamente sui "diaspri di Monte Alpe" o, in alcuni casi (margine nord del Massiccio del Bracco), sui "gabbri". Nella zona, nel solo affioramento di Case Gabbriello, al tetto dei "diaspri di Monte Alpe" sono presenti alcuni banchi calcarei con noduli di selce, che potreb-

NotelllustrativeF232.indd 51 19/07/2014 18:11:31

bero essere riferiti ai calcari a Calpionelle. La formazione manca anche in Val Graveglia, nei limitati affioramenti dell'Elemento Montedomenico.

Lo spessore della formazione varia da pochi a oltre 200 metri.

Età. La formazione è stata datata con microfaune a Calpionelle.

GHELARDONI *et alii* (1965) indicano un generico Titoriano-Neocomiano. Per la parte basale della formazione Dallan *et alii* (1968) danno un'età Berriasiano medio-superiore; Decandia & Elter (1972) Berriasiano inferiore; Andri & Fanucci, (1973, 1975), passaggio Titoniano-Berriasiano, Conti & Marcucci (1991) Berriasiano medio-superiore. Per la parte superiore Andri & Fanucci, (1973, 1975), danno un'età Berriasiano medio-superiore.

COBIANCHI & VILLA (1992) e COBIANCHI *et alii* (1994) sulla base delle microfaune a Calpionellidi di tutta la successione "calcari a Calpionelle" – "argille a Palombini" della Val Graveglia, hanno determinato con precisione l'età della formazione. La parte basale, di transizione ai "diaspri di Monte Alpe" (litozona **A**) appartiene al Titoniano superiore ("passaggio tra la Zona a *Chitinoidella* e la Sottozona A1" di REMANE, 1985), la litozona **B** dal Titoniano superiore al Berriasiano (Zona B), la litozona **C** al Berriasiano (Sottozone D1 e D2) e la litozona **D**, di passaggio alle "argille a Palombini" al Berriasiano superiore- Valanginiano inferiore (Sottozona D3).

La formazione è quindi attribuibile al Titoniano superiore - Valanginiano inferiore

4.1.7. - "argille a Palombini" (APA) (cfr. con l'olistolite nel Foglio 215 Bedonia)

Affiorano estesamente su tutta l'area del Foglio (Unità Lavagna e Gottero, Elementi Montedomenico, Monte Bianco, Porcile, Comuneglia e Verruga, e in tutta la Sottounità Bracco); si trovano anche come olistoliti cartografabili entro la "formazione di Tavarone" (Elemento Colli) e le "argilliti di Giaiette" (Unità Gottero), e come scaglie associate, all'estremo SE del Foglio alla Faglia di La Spezia.

Si tratta di argilliti e subordinatamente siltiti marnose, calcari micritici grigio scuri più o meno silicizzati, con la caratteristica erosione ad incudine, abbondanti verso la base nelle sezioni in cui è presente il calcare a Calpionelle; verso l'alto tendono a scomparire e al loro posto s'intercalano alle argilliti, quarzoareniti e siltiti. Cobianchi *et alii* (1994) suddividono la formazione in tre litozone: una litozona di transizione (E), dove i calcari sono simili a quelli del tetto del "calcare a Calpionelle" ma i livelli argillitici sono sempre più spessi (fino a vari decimetri) e, a volte, diventano marnosi; la litozona sovrastante (F) presenta sottili siltiti (dal millimetro ai centimetri) e arenarie fini; la terza litozona ("G") si differenzia

NotelllustrativeF232.indd 52 19/07/2014 18:11:31

dalla precedente in quanto alla base dei "palombini" sono frequenti livelli calcarei "granulosi". Si ha anche decremento in percentuale dei calcari rispetto alle restanti litologie e un forte incremento delle siltiti. Al tetto si ha la totale scomparsa dei termini carbonatici.

Le argilliti (PACCIOTTI, 2000), campionate sia nei vari elementi della Unità Bracco - Val Graveglia, sia nell'Unità Gottero, contengono, oltre a una piccola quantità di quarzo e pochi plagioclasi (10-15%) e a volte calcite, il 70-80% di minerali argillosi con illite prevalente su caolinite, clorite e clorite/vermiculite, nell'ordine. Leoni & Taddeucci (1960) riportano nelle "argille a Palombini" (in altre zone dell'Appennino) simili composizioni anche per i minerali argillosi presenti negli strati calcarei.

Vi si trovano rari olistoliti cartografabili di serpentinite (sr) e basalto (β).

Non è possibile valutare lo spessore completo della formazione perché quasi sempre fortemente scompaginata ed anche perché al suo interno passa la superficie tettonica che divide l'Unità Bracco - Val Graveglia dalla Unità Zatta. Gli spessori visibili ci permettono di stimare che nell'area esaminata la formazione può arrivare a qualche centinaio di metri.

Le "argille a Palombini" nella zona Bargonasco - Val Graveglia poggiano stratigraficamente sui "calcari a Calpionelle". Il passaggio è graduale e avviene in pochi metri, aumentano fortemente gli interstrati argillitici, i calcari diventano più silicei ed acquistano la caratteristica alterazione a incudine e, come le stesse argilliti, diventano più scuri. Unica eccezione è l'Elemento Montedomenico, ove la formazione giace direttamente sui basalti a cuscino (Libiola)

Più a sud, nella zona del Massiccio del Bracco, i "calcari a Calpionelle" non sono presenti e la formazione giace direttamente sui "diaspri di Monte Alpe" con un contatto piuttosto netto, o sui "gabbri", tramite un sottile livello di brecce di gabbro, non cartografabile.

Verso l'alto la formazione passa stratigraficamente al gruppo del Lavagna. Tra Carasco e Lavagna (Unità Lavagna) il passaggio con gli scisti manganesiferi è graduale: i calcari tipo "palombino" vengono progressivamente sostituiti da calcisiltiti e calcareniti fini e le argilliti diventano il termine di gran lunga preponderante nella formazione. Nel resto del Foglio il contatto avviene con gli" scisti zonati" (Unità Gottero). Questo è molto graduale e mal localizzabile per l'estrema gradualità: è normalmente posizionato ove i termini calcarei scompaiono e le siltiti prendono il sopravvento.

Età. I campioni da noi raccolti per lo studio dei nannofossili sono risultati sterili. Ghelardoni *et alii* (1965), segnalano, per la parte basale della formazione un'associazione a tintinnidi, attribuita al passaggio Titoniano-Neocomiano. Cobianchi & Villa (1992) e Cobianchi *et alii* (1994) nella Val Graveglia rinvengono verso la base *Rucinolithus terebrodentarius*, che indica un'età non più antica dell'Hauteriviano superiore (Sottozona NC5b di Roth, 1978); nel campione più

NotelllustrativeF232.indd 53 19/07/2014 18:11:31

alto da loro raccolto, una cinquantina di metri sopra la base, la presenza di *Eprolithus floralis* indica l'Aptiano superiore (Zona NC7). Per la parte più alta, affiorante a O di Statale, Cobianchi & Villa (1992), indicano l'Aptiano inferiore.

Nell'Elemento Montedomenico, in una associazione a nannofossili calcarei raccolta 1,5 m sopra il contatto con i "basalti", la presenza di *Nannoconus steinmannii* e *Watznaueria barnesae* indica un'età cretacica non più antica del Berriasiano.

Nella zona del Bracco, ove mancano i "calcari a Calpionelle", in sezioni ridotte gli autori trovano nella porzione basale indicazioni di Hauteriviano superiore - Barremiano (Framura), Barremiano? (valle Lame), Aptiano (Costella, Valle Lame).

Marroni & Perilli (1990a) riportano per affioramenti in aree limitrofe (Foglio 231 Chiavari) appartenenti alla stessa unità, il Santoniano superiore (Zona a *Calculites obscurus*). Considerando inoltre che nella parte basale dei sovrastanti "scisti zonati" è presente il Campaniano superiore, le "argille a Palombini" dovrebbero raggiungere il Campaniano.

L'età della formazione dovrebbe essere quindi compresa tra Hauteriviano superiore (o il passaggio Titoniano-Neocomiano?) e Santoniano superiore se non Campaniano.

4.1.8. - "Gruppo del Lavagna"

Sinonimi: scisti della Val Lavagna "Schiefer des Lavagna-Tales" di REUTTER, 1961; Argilliti del Torrente Lavagna di Ghelardoni et alii (1965), Formazione della Val Lavagna di Boni et alii (1969).

Nell'ambito di questo Foglio si è deciso di elevare a rango di "gruppo" l'insieme di associazioni litologiche ben distinte e cartografabili, inizialmente riunite sotto il nome di Formazione della Val Lavagna. Reutter (1961), istituendo questa formazione, vi aveva inserito tutta la successione compresa tra le "argille a Palombini" e le "arenarie di Monte Gottero". Come accennato nei "Cenni storici", già Casella & Terranova (1963) e Terranova (1966) vi riconoscevano quattro formazioni. I rilevatori della carta geologica al 1:100.000 (Boni *et alii*, 1969) avevano distinto al suo interno il membro delle "ardesie di Monte Verzi". Van Zutphen *et alii*, nel 1985, già avevano proposto la suddivisione nelle tre formazioni qui considerate.

Abbiamo ritenuto corretto, in linea anche con quanto pubblicato da MARINI (1992, 1993a) elevare anche noi al rango di formazioni i membri già denominati "scisti manganesiferi", "scisti zonati" e "ardesie di Monte Verzi", e mantenerli raggruppati in un più ampio "gruppo del Lavagna". Le tre formazioni risultano nel Foglio distribuite in due unità tettoniche: gli "scisti manganesiferi" e le sovra-

NotelllustrativeF232.indd 54 19/07/2014 18:11:31

stanti "ardesie di Monte Verzi" nell'Unità Lavagna, gli "scisti zonati" nell'Unità Gottero; questo non consente una chiara ricostruzione dei rapporti stratigrafici (sovrapposizione o eteropia) tra le prime due formazioni e la terza. Sia gli "scisti manganesiferi" che gli "scisti zonati" giacciono sulle "argille a Palombini" e, mentre al tetto delle "ardesie di Monte Verzi" non si trova attualmente alcuna formazione, al tetto degli "scisti zonati" si trovano le "arenarie di Monte Gottero". Gli "scisti zonati" rappresentano dunque nell'Unità Gottero affiorante nel Foglio tutto il "gruppo del Lavagna", e potrebbero, nell'Unità Lavagna, sia sostituire le due formazioni presenti "scisti manganesiferi" e "ardesie di Monte Verzi" sia trovarsi al loro tetto al passaggio con le "arenarie di Monte Gottero". Un'ipotesi alternativa, che giustifica ancor più la suddivisione del "gruppo" in tre formazioni diverse, ipotizza che "scisti manganesiferi" e "ardesie di Monte Verzi" appartengano ad una successione diversa dal Supergruppo del Vara, posta originariamente più ad occidente.

4.1.8.1. - "scisti manganesiferi" (SMG)

Sinonimi Formazione degli argilloscisti grigi, a volte manganesiferi, di Casella & Terranova (1963); "Manganesiferous shale formation", di VAN ZUTPHEN et alii (1985); Argilliu di Montànesi.

Affiorano unicamente nei dintorni di Lavagna, nell'Unità Lavagna.

Sono costituiti da argilliti e siltiti finemente stratificate di colore dal bruno al giallastro; raramente sono stati rilevati sottili livelli di arenarie quarzose brune; frequenti invece gli orizzonti con abbondanti ossidi di ferro e manganese. In alcuni casi, in particolar modo alla base della formazione, sono presenti strati di calcareniti e calcisiltiti denominati in letteratura "pseudopalombini". Essi risultano gradati, spesso ricristallizzati e di colore grigio scuro, con spessore variabile da pochi centimetri ad oltre un metro; in rari casi il tetto di questi livelli sfuma in una marnosiltite fogliettata colore ocra.

Il passaggio con le sovrastanti "ardesie di Monte Verzi" in facies tipica o nella litofacies arenacea ("arenarie di Cogorno") avviene in modo netto, con l'improvvisa comparsa di torbiditi calcareo marnose o arenacee, rispettivamente.

Età. L'unico campione marnoso fossilifero ha fornito un'associazione a Nannofossili calcarei riferibile al Cretacico inferiore (non più giovane del Barremiano/Aptiano) molto probabilmente rimaneggiata. L'età della formazione si deve quindi ricavare da quelle delle formazioni sopra e sottostante, e quindi può essere compresa tra il Santoniano superiore e il Campaniano superiore o riferibile al solo Campaniano.

NotelllustrativeF232.indd 55 19/07/2014 18:11:31

4.1.8.2. - "ardesie di Monte Verzi" (AMV)

Affiorano nella parte più occidentale del Foglio (Unità Lavagna).

Si tratta di torbiditi calcareo-marnose in strati e banchi con spessori che eccezionalmente superano i 10 metri, ma che raramente sono inferiori al metro; la base dei banchi di maggior spessore è talvolta costituita da una calcarenite da fine a media con impronte di fondo molto marcate, ma con orientamento disperso. In tali casi lo spessore della porzione calcarenitica rappresenta una minima percentuale dello spessore totale del singolo livello, mentre la restante parte è costituita da marnosiltiti fini e da marne. Per quanto riguarda il colore questa formazione assume tutte le tonalità comprese fra l'avana e il grigio scuro. Caratteristica la scistosità ardesiaca.

Il tetto della formazione non affiora.

Lo spessore complessivo si aggira sui 200 m, sino ad un massimo di 350 m.

Età. Associazioni a nannofossili calcarei raccolti nella parte basale della formazione hanno fornito un'età Campaniano superiore, per la presenza di *Quadrum trifidum* (Zona C22, Sissingh, 1977).

Nella parte sommitale, le scarse associazioni ritrovate indicano, per la presenza di *Aspidolithus parcus parcus* un'età Campaniano inferiore - Maastrichtiano basale (GARDIN *et alii*, 2001).

L'età della formazione è quindi compresa nell'intervallo Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore *p.p.*

4.1.8.2.1. - "arenarie di Cogorno" (AMV)

Sinonimi: Lobo arenaceo del Rio Berissi di MARINI (1993a).

Nell'area compresa fra Cavi e Cogorno all'interno delle "ardesie di Monte Verzi" (Unità Lavagna), è stata riconosciuta e cartografata, al passaggio con gli "scisti manganesiferi", una litofacies prevalentemente arenacea.

Si tratta di un'alternanza di arenarie, siltiti, argilliti e più raramente marne. Le arenarie sono nettamente prevalenti sulle altre litologie: spesso in banchi plurimetrici sono di colore grigio al taglio fresco e marrone chiaro se alterati. Sono frequenti i fenomeni di amalgamazione; le siltiti sono in strati compresi fra 30 e 50 centimetri, di colore marrone scuro mentre le argilliti, di colore bruno, sono in strati molto sottili. I livelli marnosi sono costituiti da marnosiltiti grigie con scistosità ardesiaca, in strati di spessore non superiore al metro. I campioni esaminati mostrano una composizione petrografica riconducibile ad arenarie feldspatiche (feldspatoareniti, Valloni *et alii*, 1991) simili a quelle delle "arenarie di Monte Gottero" (vedi oltre), alle quali rimandiamo per le caratteristiche di dettaglio. Sono infatti costituite da grani da sub-angolari a sub-arrotondati e variamente

NotelllustrativeF232.indd 56 19/07/2014 18:11:31

addensati di quarzo, feldspati (plagioclasi prevalenti sui K-feldspati), miche (muscovite e biotite, talora in via di cloritizzazione) e clorite. In subordine sono stati riconosciuti anche granuli litici per lo più rappresentati da rocce metamorfiche di basso grado (quarziti e filladi), ma anche di siltiti e di vulcaniti acide/intermedie. Le componenti feldspatiche mostrano estesi fenomeni di sericitizzazione e sostituzioni da parte di calcite. La matrice è essenzialmente fillosilicatica (miche e clorite) e presenta una tipica riorganizzazione tessiturale (cemento cloritico e trasformazioni in epimatrice) legata agli eventi diagenetici. Il cemento calcitico ove presente è sempre assai scarso.

Il passaggio con i sottostanti "scisti manganesiferi" è netto, con l'improvvisa comparsa degli strati torbiditici arenacei. Il contatto superiore, con la facies tipica della formazione è graduale, con la progressiva scomparsa delle arenarie.

Spessore è valutabile tra i 150 m, e i 180 m.

Età. Campaniano - Maastrichtiano in base ad associazioni a nannofossili calcarei (Gardin, com. pers., 1996).

4.1.8.3. - "scisti zonati" (SZO)

Sinonimi: Scisti zonati, di Casella & Terranova (1963); "Forcella Siltstone" di van Zutphen et alii (1985).

Affiorano diffusamente in tutto il Foglio, alla base delle "arenarie di Monte Gottero" nell'Unità Gottero e al tetto delle "argille a Palombini" nell'Elemento Verruga.

Si tratta di un'alternanza di siltiti, argilliti, marne ed arenarie in strati sottili; i rapporti percentuali fra queste litologie possono variare molto fra loro, tanto che ciascuna di esse può diventare predominante. I livelli marnosi hanno spesso caratteristiche simili a quelli delle "ardesie di Monte Verzi", mentre le argilliti e le siltiti sono identiche alle intercalazioni pelitiche delle "arenarie di Monte Gottero". Le arenarie, silicoclastiche, sono a grana molto fine. Il passaggio con le sovrastanti "arenarie di Monte Gottero" è graduale, con il progressivo aumento in grana e in percentuale delle arenarie.Lo spessore della formazione, mal valutabile per l'intensa tettonizzazione, non è inferiore ai 250 m.

Età. In campioni di marne raccolti al tetto della formazione associazioni a nannofossili calcarei, indicano un'età Campaniano superiore per la presenza di *Quadrum gothicum* (Zona CC 21).

La formazione è quindi attribuibile al Campaniano superiore.

NotelllustrativeF232.indd 57 19/07/2014 18:11:31

4.1.9. - "arenarie di Monte Gottero" (GOT)

Sinonimi. Arenaria Superiore di Zaccagna (1928); Arenarie del Monte Ramaceto di Passerini & Pirini (1964); Arenarie del Monte Zatta di Ghelardoni et alii (1965); Arenarie del Monte Zatta e del Monte Ramaceto di Barbieri et alii (1968).

Affiorano diffusamente in tutto il Foglio (Unità Gottero), ad eccezione della zona centrale, ove si ritrovano solo alcuni olistoliti cartografabili (*ag*) entro la "formazione di Tavarone" (Elemento Colli)

Si tratta di torbiditi arenaceo-pelitiche costituite da arenarie quarzoso-feld-spatiche, argilliti e siltiti. Le arenarie sono nettamente prevalenti sulle altre litologie; spesso in banchi plurimetrici sono di colore grigio al taglio fresco e marrone chiaro se alterate. La base dei banchi, ove sono frequentemente visibili impronte di fondo, è spesso caratterizzata dalla presenza di una brecciola con clasti roton-deggianti prevalentemente quarzosi. Le siltiti sono in strati mediamente compresi fra 30 e 50 centimetri, di colore marrone scuro, mentre le argilliti, di colore bruno, sono in strati molto sottili. Specialmente nella parte basale della formazione sono presenti livelli anche decametrici privi di strati arenaci, costituiti da argilliti policrome sottilmente stratificate, da sottili strati di marne e corpi lenticolari di brecciole poligeniche (argilliti di Monte Vallai di MARINI, 1992), cartografate nel Foglio come litofacies delle argilliti di Monte Vallai (GOT_a). Nella parte sommitale, rimanendo costante la frequenza degli strati arenacei, diminuisce progressivamente il loro spessore. Il passaggio alle sovrastanti "argilliti di Giaiette" è graduale e avviene per alternanza di pacchi di strati arenacei e di argilliti.

Le analisi petrografiche hanno consentito di definire i campioni come arenarie feldspatiche (feldspatoareniti: Valloni et alii, 1991; grovacche feldspatiche: Malesam, 1966). Sono infatti costituite da grani da sub-angolari a sub-arrotondati e variamente addensati di quarzo, feldspati (plagioclasi prevalenti sui K-feldspati), miche (muscovite e biotite, talora in via di cloritizzazione) e clorite. In subordine sono stati riconosciuti anche granuli litici per lo più rappresentati da rocce metamorfiche di basso grado (quarziti e filladi), ma anche di siltiti e di vulcaniti acide/intermedie. Le componenti feldspatiche mostrano estesi fenomeni di sericitizzazione e sostituzioni da parte di calcite. La matrice è essenzialmente fillosilicatica (miche e clorite) e il cemento calcitico è sempre assai scarso.

Immediatamente a est del Foglio le "arenarie di Monte Gottero" passano con ripetute alternanze alle sovrastanti "argilliti di Giaiette": non vi è traccia della discordanza citata da Pertusati (1968).

Lo spessore è compreso tra 600 e 800 m.

Età. Non sono stati ritrovati strati marnosi utili per le datazioni. Passerini & Pirini (1964), sulla base della presenza di un'associazione a foraminiferi planctonici (*Globorotalia* cf. angulata, G. aequa, G. velascoensis?, Globigerina trilo-

NotelllustrativeF232.indd 58 19/07/2014 18:11:31

culinoides linaperta) attribuiscono il tetto della formazione ad est del Monte Ramaceto (Foglio 214 Bargagli) al Paleocene. Monechi & Treves (1984) segnalano associazioni a nannofossili calcarei del Campaniano in un'area immediatamente a sud del Foglio (Foglio 248 La Spezia), ad un livello imprecisato della formazione e, in un'area a nord (Foglio 214 Bargagli) a 80 m dal tetto. Anche Marroni & Perilli (1990a, Foglio 233 "Pontremoli") attribuiscono il tetto della formazione al Paleocene, sulla base di associazioni a nannofossili calcarei

La formazione è quindi attribuibile al Campaniano superiore (età degli "scisti zonati") - Paleocene *p.p.*

4.1.10. - "argilliti di Giaiette" (GTT)

Sinonimi: Marnoscisti variegati di Giaiette di Ghelardoni et alii (1965); Argilloscisti di Cichero di Passerini & Pirini (1965); Argilloscisti del Passo del Bocco di Raggi (1965).

Affiorano in due strette fasce, a nord di Riva e a ovest del Monte Chiappa (Unità Gottero).

Sono costituite da argilliti a stratificazione indistinta e, più raramente, arenarie quarzose fini, la colorazione delle argilliti è marrone-ocracea, talvolta rossa in prossimità del passaggio con le sottostanti "arenarie di Monte Gottero" nelle argilliti risultano ben evidenti rari straterelli di arenarie brune di spessore compreso fra 10 e 15 centimetri con abbondanti ossidi manganesiferi. Nei pressi di Salino, ove lo spessore della formazione è particolarmente elevato, nella parte più somnitale della formazione sono presenti anche marne giall'astre a frattura scagliosa in livelli di 10-20 centimetri (litofacies delle Marne di Salino di Marini, 1992).

Le argilliti, campionate nella zona di Monte Aguto (PACCIOTTI, 2000) hanno la stessa composizione delle "argille a Palombini". una piccola quantità di quarzo e pochi plagioclasi (10-15%), e a volte calcite, il 70-80% di minerali argillosi con illite prevalente su caolinite, clorite e clorite/vermiculite, nell'ordine.

Come accennato nell'introduzione al Supergruppo del Vara, specie verso l'alto la formazione contiene olistoliti di "argille a Palombini" (*pa*), con spessori che possono raggiungere anche i 100 metri e con una continuità laterale dell'ordine del chilometro) e di calcari marnosi cretacici, come la "formazione di Tavarone", tanto da diventarne indistinguibile. È così possibile che le due formazioni abbiano dei rapporti latero-superiori o che addirittura costituiscano un'unica formazione, durante la cui sedimentazione iniziano i primi intensi movimenti tettonici dell'orogenesi appenninica, che causano la messa in posto di olistostromi e olistoliti provenienti da vicine zone di alto. Si tratterebbe cioè di un deposito sin-orogenico (vedi oltre).

Pur accettando la sostanziale identità delle due unità stratigrafiche, queste

NotelllustrativeF232.indd 59 19/07/2014 18:11:31

sono state anche in questo Foglio distinte come due differenti formazioni.

Lo spessore affiorante varia tra 100 e 150 m circa.

Età. Non sono stati raccolti campioni fossiliferi. Passerini & Pirini (1964), in un campione raccolto presso Cichero (Foglio 214 Bargagli) hanno trovato una fauna a foraminiferi "pressoché identica" a quella al tetto delle "arenarie di Monte Gottero" (vedi), che indica il Paleocene. Monechi & Treves (1984) in campioni raccolti sempre nel Foglio Bargagli hanno datato al Paleocene un associazione a nannofossili calcarei con "rare forme paleoceniche (Coccolunus pelagicus, Sphenolithus anharropus, Ericsoma sp.)".

La formazione è quindi attribuibile al Paleocene *p.p.*

4.1.11. - "formazione di Tavarone" (FCT)

Sinonimi: Formazione di Colli Tavarone, di Decandia & Elter P. (1972); Complesso di Tavarone di Braga et alii (1972b) e di Galbiati (1975); Scisti del Bocco p.p.

Affiora nella parte centrale del Foglio, a nord del Massiccio del Bracco (Elemento Colli).

La formazione è costituita da argilliti varicolori di aspetto spesso caotico, contenenti, senza un ordine apparente, corpi rocciosi cartografabili di dimensioni anche chilometriche (olistoliti) provenienti dalla maggior parte delle sottostanti formazioni: "serpentiniti" (sr), "gabbri" (Γ), "breccia di Monte Capra" (bc), "basalti" (β), "argille a Palombini" (pa) e "arenarie di Monte Gottero" (ag). È inoltre presente una gran quantità di grandi olistoliti lentiformi di marne e marnosiltiti grigio chiare (cm) in strati da medi a spessi talora con base calcarenitica, non riferibili a alcuna formazione del Supergruppo del Vara: si tratta di frammenti di un flysch a Elmintoidi di incerta pertinenza. Rari i corpi, anche chilometrici, di brecce monogeniche calcaree, generalmente matrice-sostenute.

Questa situazione porta ad una ipotesi assai interessante: infatti la presenza all'interno della formazione di frammenti di ogni dimensione di formazioni ad essa sottostanti presuppone un'erosione della successione ligure interna. Marro-NI (1990, *cum bibl.*), sostiene che anche il passaggio con le sottostanti "argille a Palombini" è stratigrafico, e avviene tramite livelli di brecce. Noi, come già detto, abbiamo interpretato il contatto attuale come tettonico, ma è più che probabile che l'insieme "formazione di Tavarone" - "argilliti di Giaiette" sia sedimentata in continuità sulle "arenarie di Monte Gottero" nelle aree ove non vi era stata erosione, e sui termini più bassi della successione ove l'erosione era stata attiva, e sia successivamente sovrascorsa su queste stesse formazioni.

La formazione, nell'area del Foglio, è sempre compresa tra contatti tettonici a basso angolo. In qualche caso, alla base si ha un passaggio alle "argille a Palom-

NotelllustrativeF232.indd 60 19/07/2014 18:11:31

bini", e il contatto tettonico si trova entro la parte sommitale di questa formazione (vedi oltre).

Età. I campioni raccolti in argilliti leggermente marnose (vista la mancanza di termini marnosi) sono risultati sterili. In diversi olistoliti di calcari marnosi ad Elmintoidi (cm) sono state rinvenute associazioni a nanno fossili calcarei che. per la presenza di Eiffelithus turriseiffeli, Microstaurus chiastus e Corrolithion kennedyi sono riferibili al Cenomaniano (Zone CC9 - CC10). Gli unici elementi per una datazione diretta della formazione provengono da Galbiati & Rampol-DI (1968). Questi Autori hanno rinvenuto: i- in una calcarenite raccolta a SE di Monte Chiappozzo, una microfauna a foraminiferi in cui, oltre a forme cretaciche sono presenti "anche rari esemplari attribuibili al genere Globorotalia e Globigerina sp., tutti con caratteristiche del Terziario antico"; ii- in un'altra calcarenite raccolta immediatamente a est di Maissana "una microfauna analoga", con la presenza di "Distichoplax sp., Globigerine a guscio spinoso". Questi due campioni indicherebbero, per gli autori un Terziario antico (Paleocene?). Su queste due scarse microfaune è basata la datazione di questa formazione al Paleocene, forse inferiore; ma la datazione si basa in massima parte alla supposta corrispondenza tra la "formazione di Tavarone" e le "argilliti di Giaiette".

La formazione è stata così attribuita al Paleocene inferiore ?.

La forte somiglianza tra "argilliti di Giaiette" e "formazione di Tavarone" era già stata notata da tempo (Decandia & Elter P., 1972). La differenza principale è rappresentata dalla posizione stratigrafica: le "argilliti di Gialette", che affiorano nella Unità Gottero nella parte occidentale del Foglio e nel suo estremo lembo orientale passano stratigraficamente alle "arenarie di Monte Gottero", mentre la "formazione di Tavarone", che affiora nella parte centrale del Foglio (Unità Bracco - Val Graveglia, Sottounità Varese Ligure, Elemento Colli) giace con contatto discordante sulle "argille a Palombini" e "scisti zonati" dell'Elemento Verruga. È probabile (vedi anche Marroni & Meccheri, 1993a) che la "formazione di Tavarone" si sia sedimentata sulle "argille a Palombini" e si sia successivamente da esse scollata (vedi oltre). Se questa supposizione è esatta, l'insieme "formazione di Tavarone" - "argilliti di Giaiette" si sarebbe sedimentato in continuità (nell'area del Foglio) o in discordanza più a nord (vedi Pertusati, 1968) sulle "arenarie di Monte Gottero", nelle aree ove non vi era stata erosione ("argilliti di Giaiette"), in discordanza sulle e sui termini più bassi della successione ove vi era stata una fase erosiva ("formazione di Tavarone"). Questa lacuna "non è imputabile a una mancanza di sedimentazione ma alla erosione di parte della successione ligure interna e non può essere collegata a una emersione" (MARRONI, 1990); essa è secondo noi legata alle prime fasi dell'orogenesi appenninica, e indicherebbe la presenza, ad ovest, di zone di alto probabilmente dovute all'impilamento delle prime unità tettoniche delle Liguridi interne (vedi oltre).

NotelllustrativeF232.indd 61 19/07/2014 18:11:31

5. - DEPOSITI QUATERNARI

Nell'area del Foglio i depositi quaternari e le coperture detritiche rivestono una importanza molto secondaria rispetto agli affioramenti di roccia in posto o alle zone con substrato subaffiorante.

Le coperture detritiche sono state evidenziate solo dove il loro spessore era stimabile in alcuni metri e dove il substrato non affiorava, neanche in corrispondenza di incisioni profonde sino a qualche metro o in tagli stradali.

Sono state distinte tre diverse tipologie, con caralteristiche litologiche e granulometriche legate al diverso tipo di roccia madre: coltri eluvio colluviali, depositi di versante e detriti di falda.

Anche per quello che riguarda i corpi di frana si è ritenuto utile evidenziare solo le frane maggiori, che interessano masse di roccia o di detrito di spessore di almeno qualche metro e di estensione tale da essere cartografabili alla scala 1:25.000. Sono stati quindi trascurati tutti i movimenti minori che, specialmente nelle formazioni argillitiche ("argille a Palombini", "complesso di Monte Veri", "argilliti di Giaiette", "formazione di Tavarone", etc.) interessano interi versanti, scompaginando solo in superficie l'assetto delle formazioni. Questa scelta è stata dettata dall'esigenza di non rendere praticamente illeggibile la carta, coprendola di un reticolo continuo di soprassegni che nascondono la natura del substrato ritenuto di essenziale importanza.

Riguardo ai depositi costieri, l'elevata antropizzazione delle limitate aree di retrospiaggia e di spiaggia, non ha permesso una caratterizzazione in termini genetici e sedimentologici; sono stati quindi riuniti sotto un'unica voce della legenda, che comprende sia depositi grossolani sia sabbiosi.

I depositi alluvionali sono stati distinti in due generazioni: la prima relativa ai depositi in corrispondenza delle più evidenti superfici di terrazzi fluviali, compresi entro dieci metri dall'attuale livello dei corsi d'acqua; questi testimoniano una fase di alluvionamento con livello di base leggermente più alto dell'attuale, la seconda relativa ai depositi attualmente in evoluzione o il cui accumulo è comunque compatibile con l'attuale livello di base. E' evidente che nell'ambito dei secondi, locali aree in erosione in prossimità dell'alveo attuale, possono in realtà mettere in luce depositi riferibili al ciclo precedente. La scala della carta, non ha permesso di rappresentare queste situazioni.

La distinzione tra le due generazioni di depositi alluvionali è resa difficile dove manca una evidenza morfologica (orli di terrazzi). In queste situazioni, anziché riportare un limite arbitrario, si è preferito assegnare l'intero deposito alle alluvioni attuali o recenti. Non sono presenti, nell'area del Foglio, depositi marini terrazzati. Le caratteristiche morfologiche di tutti i depositi descritti, pur in assenza di elementi di datazione, ne permette l'attribuzione all'Olocene o al tardo Pleistocene. I depositi costieri e quelli alluvionali nella zone di foce, sono invece

NotelllustrativeF232.indd 62 19/07/2014 18:11:32

correlabili con l'attuale livello del mare e quindi sono, almeno in gran parte, di età olocenica.

5.1. - Depositi per gravità e ruscellamento diffuso

Un cenno particolare merita la dinamica dei versanti che qui, come in tutto l'Appennino ligure-emiliano è particolarmente attiva per l'abbondanza di formazioni a componente argillosa, particolarmente sensibili ai processi gravitativi.

Tutti gli affioramenti di formazioni argillose, in particolare "argille a Palombini", "complesso di Monte Veri" e "formazione di Tavarone", sono interessati quasi ovunque da fenomeni di modellamento gravitativo dei versanti, anche se di acclività modesta. Si tratta soprattutto di fenomeni di soliflusso generalizzato che possono giungere a vere e proprie frane, per lo più di colamento, di dimensioni trascurabili. Per non rendere illeggibile la carta geologica, coprendo quasi completamente gli affioramenti di queste formazioni con simboli di frana, abbiamo scelto di cartografare solamente le frane di dimensioni relativamente grandi.

5.1.1. - Depositi di frana (a₁)

Accumuli caotici di materiali eterogenei ed eterometrici che interessano soprattutto le litofacies argillitiche e marnose a comportamento plastico intensamente tettonizzate, come le "argille a Palombini" e il "complesso di Monte Veri". Nel Foglio sono presenti due grandi frane attive:

Frana di Caranza: ubicata nella parte NE del Foglio, in riva sinistra del Torrente Stora, impostata sul "complesso di Monte Veri" ed una grande frana complessa, lunga oltre 4 km e larga nel suo punto più ampio circa 600 m; nel suo insieme può essere considerata come una frana di scorrimento rotazionale composta, caratterizzata attualmente da una evoluzione superficiale in una serie frane di colamento di scala inferiore

<u>Frana di Piazza</u>: ubicata nella parte meridionale del Foglio, in destra idrografica del Torrente Deiva, interessa una copertura di notevole spessore (oltre 8 metri) proveniente dal disfacimento dei "gabbri" e delle "argille a Palombini". Si tratta di una frana di tipo misto con caratteri rotazionali e di traslazione che con il suo movimento ha recentemente interessato parte del centro abitato di Piazza.

5.1.2. - Depositi di versante (a)

Questi depositi sono rappresentati da detriti eterogenei ed eterometrici costituiti prevalentemente da clasti grossolani spigolosi, con scarsa matrice sabbiosa;

NotelllustrativeF232.indd 63 19/07/2014 18:11:32

tali depositi, soggetti a fenomeni di dilavamento e di flusso tipo *debris-flow*, sono tipici delle aree di affioramento delle formazioni a componente arenacea e da rocce ofiolitiche, caratterizzate da una maggiore alterazione superficiale.

5.1.3. - Coltri eluvio-colluviali (b,)

Depositi eterogenei ed eterometrici dovuti ad alterazione in posto delle rocce, costituiti da argilliti alterate con clasti calcarei o arenacei dispersi.

Questi depositi sono localmente rimaneggiati per gravità e/o ruscellamento diffuso e sono tipici delle aree di affioramento delle formazioni a componente argillitica prevalente.

5.1.4. - Detriti di falda (a.)

Depositi costituiti da clasti grossolani a spigoli vivi non cementati, prevalentemente calcarei, arenacei o silicei, con matrice scarsa o assente.

Si ritrovano alla base di pareti rocciose o di ripidi versanti, nonché al piede delle falesie costiere, ove sono soggetti a fenomeni di rimaneggiamento durante le mareggiate.

5.2. Depositi costieri

5.2.1.- Depositi di spiaggia (g,)

Si tratta per lo più di sabbie miste a conglomerati, di ambiente di spiaggia o di foce; in questo secondo caso sono spesso frammisti a lenti di alluvioni grossolane

Età. Olocene

5.3. Depositi fluviali

5.3.1.- Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Depositi alluvionali prevalentemente grossolani, costituiti da ghiaie e ciottolami sabbiosi, spesso frammisti a clasti poco elaborati, probabilmente distribuiti

NotelllustrativeF232.indd 64 19/07/2014 18:11:32

in un unico ordine con un dislivello massimo di circa dieci metri dall'attuale livello dei corsi d'acqua. Si tratta di tutti quei depositi alluvionali la cui posizione, in merito al dislivello rispetto all'alveo, non è compatibile con il livello di base attuale, e quindi predatano una fase di approfondimento del reticolo idrografico.

Età. Pleistocene superiore (?) - Olocene

5.3.2. - Depositi alluvionali attuali e recenti (b)

Depositi prevalentemente grossolani, costituiti generalmente da sabbie, ghiaie e ciottolami, spesso frammisti a clasti poco elaborati.

Comprendono sia i depositi di alveo e di sponda attuali sia quelli in prossimità del corso d'acqua, che possono essere stati oggetto di rimaneggiamento e/o deposito per variazioni del tracciato dell'alveo in condizioni di livello di base corrispondente all'attuale.

Età. Olocene

NotelllustrativeF232.indd 65 19/07/2014 18:11:32



NotelllustrativeF232.indd 66 19/07/2014 18:11:32

V - TETTONICA

1. – GENERALITÀ

L'attuale assetto tertonico del Foglio 232 "Sestri Levante" è il risultato di molteplici e complesse fasi tettoniche che hanno agito a partire dal Triassico medio con la rottura del supercontinente Eurasia e l'apertura della Tetide occidentale e infine dal Paleocene con l'orogenesi alpino-appenninica (Figg. 11-12)

Come riportato nel capitolo precedente, relativo alla stratigrafia, nell'area affiorano quattro successioni stratigrafiche appartenenti a tre diversi domini paleogeografici: Dominio Ligure: Supergruppo del Vara (Ligure Interno) e Supergruppo del Parma (Ligure Esterno); Dominio Subligure: Supergruppo di Roccaferrara; Dominio Toscano: Supergruppo del Serchio (VAI & CASTELLARIN, 1992). Ogni dominio ha avuto storia ed evoluzione tettonica diverse, durante le quali si sono individuate una serie di unità e sottounità tettoniche, delimitate da superfici di scorrimento di importanza regionale e locale. Solo le fasi tettoniche tardive (successive al Miocene basale) sono comuni a tutte le unità tettoniche individuatesi durante le fasi precedenti.

Le formazioni appartenenti al Supergruppo del Vara sono strutturate in tre unità tettoniche, che campionano parti diverse della successione.

- 1- L'Unità tettonica Lavagna, costituita dalle formazioni del "gruppo del Lavagna" (che peraltro compaiono anche nelle altre tre unità), e che affiora nella parte più occidentale del Foglio.
- 2 L'Unità tettonica Gottero, costituita dai termini superiori della successione a partire dalle "argille a Palombini" (e, probabilmente, presso Bargonasco anche dai "diaspri di Monte Alpe") sino alle "argilliti di Giaiette". In questa unità sono

NotelllustrativeF232.indd 67 19/07/2014 18:11:32

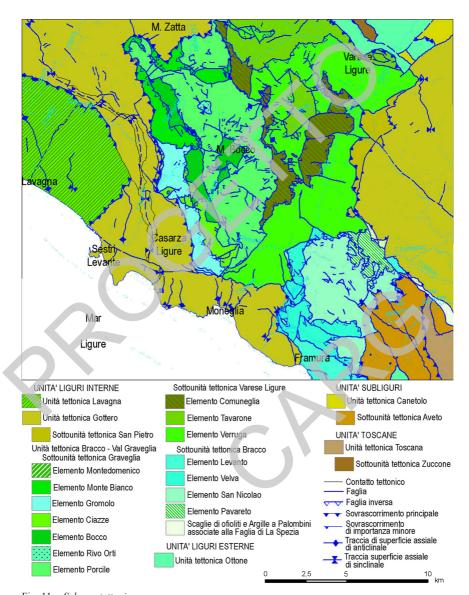


Fig. 11. - Schema tettonico

NotelllustrativeF232.indd 68 19/07/2014 18:11:32

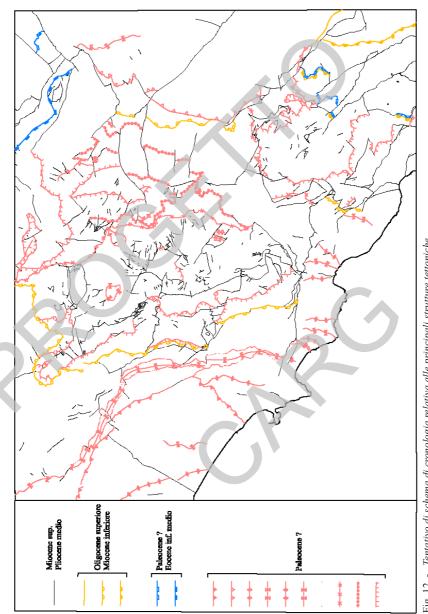


Fig. 12. - . Tentativo di schema di cronologia relativa alle principali strutture tettoniche.

19/07/2014 18:11:32 NoteIllustrativeF232.indd 69

comprese le potenti successioni torbiditiche che vanno a costituire la porzione superiore del "gruppo del Lavagna" e le "arenarie di Monte Gottero".

Nella parte orientale del Foglio, vi è stata distinta, alla base, la sottile Sottounità di San Pietro Vara, costituita dagli "scisti zonati".

- 3- L'Unità tettonica Bracco Val Graveglia, che comprende il basamento ofiolitico, rappresentato in tutti i suoi litotipi, insieme alle coperture pelagiche ed emipelagiche sino alle "argille a Palombini" p.p. e a volte fino alla "formazione di Tavarone". Questa unità, assai complessa, può essere suddivisa in 3 sottounità che dall'alto (nord-ovest) al basso (sud-est) sono.
- i- Sottounità Graveglia, costituita da una successione ofiolitica comprendente spessi livelli di brecce ofiolitiche e una copertura pelagica sino alle "argille a Palombini". È composta da 6 elementi, che dall'alto sono: i₁. Montedomenico; i₂. Monte Bianco; i₃. Gromolo, i₄. Monte Ciazze; i₅. Monte Bocco; i₆. Monte Porcile
- ii- Sottounità Varese Ligure, che comprende una successione ofiolitica parziale con la copertura sedimentaria fino agli "scisti zonati" (qui direttamente in discordanza sulle "argille a Palombini"), e la "formazione di Tavarone", entro cui si trovano olistoliti e/o scaglie di ofioliti, "argille a Palombini", "scisti zonati" e "arenarie di Monte Gottero". Questa Sottounità può essere suddivisa in tre elementi, che dall'alto sono: ii, Colli, ii, Verruga, ii, Comuneglia
- iii- Sottounità Bracco, che comprende una successione ofiolitica prevalentemente gabbrica, e la copertura sedimentaria costituita da brecce ofiolitiche, "diasprì di Monte Alpe" (non sempre presenti) e "argille a Palombini". La sottounità è composta da 4 elementi, che dall'alto sono: iii₁. Mezzema, iii₂. Velva, iii₃. San Nicolao, iii₄. Pavareto.

I rapporti tra le Unità Liguri Interne sono complessi e si sono attuati in varie fasi, per cui non tutti sono di facile interpretazione (vedi oltre):

L'Unità tettonica Lavagna ricopre l'Unità Gottero.

L'Unità tettonica Gottero ricopre indistintamente le tre Sottounità dell'Unità Bracco - Val Graveglia già strutturate (e in aree ad oriente del Foglio anche l'Unità Canétolo): il *thrust* alla sua base rappresenta quindi un evento traslativo tardivo.

L'Unità Bracco - Val Graveglia ricopre a nord l'Unità Ligure Esterna Ottone e a sud sottili livelli della stessa unità, o direttamente l'Unità Subligure Canétolo. Al suo interno una serie di *thrust* minori la suddivide in tre sottounità.

La Sottounità Graveglia ricopre la Sottounità Varese Ligure. Entro quest'ultima, l'Elemento Colli, ricopre indistintamente gli altri due elementi già strutturati.

La Sottounità Varese Ligure a Sud ricopre indistintamente vari elementi della Sottounità Bracco, già strutturati e, a Nord, l'Unità Ligure Esterna Ottone.

La Sottounità Bracco ricopre l'Unità Ottone o direttamente l'Unità Canétolo.

NotelllustrativeF232.indd 70 19/07/2014 18:11:32

Le formazioni appartenenti al Supergruppo del Parma, sono strutturate in una unità tettonica denominata Unità Ottone, interposta tra l'Unità Ligure Interna Bracco - Val Graveglia e l'Unità Subligure Canétolo. Tale unità affiora molto più estesamente nelle aree poste a settentrione del Foglio.

Le formazioni appartenenti al Supergruppo di Roccaferrara costituiscono l'Unità tettonica Canétolo (nota comunemente come complesso di Canétolo), che si interpone con continuità lungo il contatto tra Unità Liguri e Unità Toscane. Vi è stata distinta nell'angolo SE del Foglio la Sottounità Aveto, i cui rapporti con gli affioramenti a nord sono ignoti

Infine il Macigno (Supergruppo del Serchio) appartiene all'unità tettonica più bassa affiorante nel Foglio, la Falda Toscana). L'affioramento di Monte Zuccone, a nord, isolato come finestra tettonica nell'Unità Ottone, è stato attribuito, come nel Foglio sovrastante ad una sottounità (Sottounità Zuccone).

Nella figura 12 è schematizzata la successione dei vari eventi deformativi suaccennati.

2. - TETTONICA PRE- E SINDEPOSIZIONALE NEL SUPERGRUPPO DEL VARA

L'Unità tettonica Bracco - Val Graveglia è l'unica tra le Unità Liguri in cui il "basamento" è stato implicato nella tettonica di accrezione; per essa è quindi possibile descrivere una tettonica precedente e contemporanea alla deposizione della successione sedimentaria, e legata alla complessa dinamica della crosta oceanica della Tetide.

Nel Permiano nell'area alpina e nel Triassico medio (Anisico?) nell'area appenninica ha inizio il processo di frammentazione continentale che porterà alla formazione del bacino oceanico interposto tra la Placca Europea e la Placca Africana, comprendente all'epoca anche l'Adria. Gli effetti di questa tettonica distensiva di apertura crostale interessano i margini continentali e non riguardano il basamento oceanico, non ancora formato e che costituirà il substrato delle Unità Liguri.

Durante l'apertura oceanica, la cui età iniziale non è ancora ben chiara ma dovrebbe essere del Liassico superiore p.p. o Dogger inferiore p.p., e prosegue nell'area che ci interessa almeno per tutto il Dogger e la parte basale del Malm (Calloviano - Oxfordiano: età più recente dei "basalti"), il bacino in formazione è interessato da una evoluzione tettonica complessa. Si tratta di una tettonica legata a quell'insieme di processi che hanno portato le rocce del mantello (suboceanico e/o subcontinentale) costituito da peridotiti serpentinizzate e i gabbri in esse intrusi, ad affiorare estesamente sul fondo dell'oceano. Questo processo viene interpretato secondo tre principali modelli: i- estrusione solida di masse peridotitiche

NotelllustrativeF232.indd 71 19/07/2014 18:11:32

in via di serpentinizzazione, come diapiri che risalivano in corrispondenza delle zone di faglia trasformante, legate al movimento di spostamento della Placca Africana verso sud-est rispetto alla Placca Europea (Abbate *et alii*, 1980b, etc.); ii- denudamento del mantello in dorsali a bassa velocità d'espansione tipo Atlantico tramite scivolamenti gravitativi, e in zone di faglia trasformante per estrusione solida (Abbate *et alii*, 1994; Mutter & Karson, 1992; Tucholke & Lin, 1994); iii- modelli alternativi che prevedono invece, per la formazione del basamento oceanico, una tettonica con prevalenti scivolamenti gravitativi a basso angolo nella litosfera continentale, che portano al denudamento del mantello superiore e alla formazione di un fondo oceanico costituito da peridotiti prevalentemente subcontinentali (vedi Lemoine *et alii*, 1987; Hogerdujing Strating, 1991; Molli, 1996).

Gli effetti di questa tettonica si riscontrano a livello delle rocce del basamento (peridotiti del mantello e peridotti cumulitiche, serpentinizzate e gabbri) che mostrano i segni di deformazioni duttili e fragili, cui è associato un metamorfismo oceanico di alta tempera ura e bassa pressione. Questo ha sviluppato strette bande a comportamento duttile (da gabbri e peridotiti occhiadini a miloniti) e superfici di fratturazione, generalmente ad alto angolo rispetto ai contatti litologici. Giunte presso la superficie, queste rocce subiscono intensi fenomeni di idrotermalismo e fratturazione (in regime distensivo o trascorrente a seconda delle interpretazioni), che hanno portato alla formazione delle brecce tettoniche a matrice calcitica ("breccia di Levanto") e alla apertura di fratture beanti riempite poi da brecce sedimentarie a matrice serpentinitica ("breccia di Framura").

Il perdurare di un'elevata instabilità tettonica del fondo oceanico è testimoniato dalla presenza di altri livelli di brecce ofiolitiche di origine sedimentaria alla
base ("breccia di Monte Capra" e "breccia di Casa Boeno"), entro ("breccia della
Rossola", non presente nell'area del Foglio) e sopra le colate di basalto ("breccia
di Movea", "breccia di Monte Bianco" e "breccia di Monte Zenone"). Tali brecce
sono infatti il risultato della deposizione ai piedi di rilievi sottomarini, delimitati
da scarpate di faglia, delle brecce tettoniche causate dal movimento delle faglie
stesse. Si tratta di faglie giurassiche in ambiente oceanico, che agiscono in un
clima tettonico distensivo e/o trascorrente molto accentuato.

Nelle successioni sedimentarie pelagiche ed emipelagiche, che si depositano al di sopra di questo complesso di brecce a partire dal Dogger superiore, non sono documentate fasi tettoniche importanti sino al Cenomaniano (~100 Ma). Tale lungo periodo viene solitamente considerato una fase di quiescenza (ABBATE *et alii*, 1984) in cui non si ha attività magmatica: l'espansione della Tetide si era probabilmente arrestata e la dorsale era divenuta fossile e probabilmente morfologicamente scomparsa e completamente ricoperta dai sedimenti.

Il graduale aumento della componente torbiditica nei sedimenti tardo-cretacici e l'arrivo (Campaniano-Maastrichtiano) di sedimenti sempre più grossolani

NotelllustrativeF232.indd 72 19/07/2014 18:11:32

("gruppo del Lavagna" prima e "arenarie di Monte Gottero" poi) e di olistostromi, indica infine il forte sollevamento di aree vicine poste ad occidente e l'instaurarsi di condizioni di fossa che preludono al coinvolgimento di questo settore di bacino oceanico nella tettonica compressiva (probabilmente legata ad una zona di subduzione) che porterà in una prima fase all'impilamento delle Unità e Sottounità Liguri Interne: inizia l'orogenesi appenninica.

3. - OROGENESI APPENNINICA

All'inizio del Paleocene comincia la tettonica compressiva che porterà all'impilamento delle Unità Liguri, iniziando da quelle più occidentali, cioè le più interne, che vanno via via sormontando quelle più esterne.

Per la sua posizione paleogeografica la successione del Supergruppo del Vara è, dopo quella del Supergruppo del Parma ovest (*sensu* Vai & Castellarin, 1992), affiorante solo nei fogli più nord-occidentali, la prima ad essere coinvolta nel processo di accrezione.

I rapporti tra l'insieme paleocenico "argilliti di Giaiette" - "formazione di Tavarone" e le formazioni sottostanti ("arenarie di Monte Gottero", "scisti zonati" e "argille a Palombini"), sopra descritti, con la presenza di discordanze e lacune, e l'arrivo di olistostromi e olistoliti di origine ligure, che si insinuano nel bacino durante la deposizione dell'insieme "argilliti di Giaiette" - "formazione di Tavarone" (particolarmente abbondanti nei settori orientali), e che precedono di poco la fine della sedimentazione in questo settore del Bacino Ligure sono, come già detto, l'indizio più evidente dell'inizio delle fasi tettoniche che porteranno alla costruzione dell'edificio appenninico. Questa situazione indicherebbe la presenza, ad ovest, di zone di alto probabilmente dovute al sollevamento, se non addirittura ai primi impilamenti di Unità tettoniche Liguri interne.

Sempre durante il Paleocene termina la sedimentazione dell'insieme "argilliti di Giaiette" - "formazione di Tavarone", ed è molto probabile che, come in seguito avverrà per il Supergruppo del Serchio (= Serie Toscana Auctt.), questo sia dovuto all'arrivo, nell'area, di unità tettoniche più interne. Immediatamente dopo anche "argilliti di Giaiette" - "formazione di Tavarone" sarebbero state implicate, con tutta la successione sottostante, in grandi pieghe rovesciate e accavallamenti est-vergenti. In questa visione dei fatti, la prima fase tettonica appenninica, che interessa la parte più interna delle Liguridi sarebbe paleocenica. La successione degli eventi potrebbe essere sintetizzata così: i- sollevamento delle successioni liguridi più occidentali, forse dovuto ai primi impilamenti tettonici, con conseguente scarico di olistoliti e olistostromi nel bacino antistante; ii- accavallamento della Unità Lavagna sulla Unità Gottero e formazione delle grandi pieghe rovesciate dell'Unità Gottero; iii- formazione delle grandi pieghe rovesciate dell'Unità

NotelllustrativeF232.indd 73 19/07/2014 18:11:32

tà Bracco - Val Graveglia che sfociano in buona parte in accavallamenti secondari, accompagnata da un primo probabile movimento verso est dell'Unità Gottero sulla Unità Bracco - Val Graveglia e forse da uno scorrimento dell'Unità Gottero sulla sua Sottounità San Pietro; iv- accavallamento della Sottounità Graveglia sulla Sottounità Varese Ligure e di questa sulla Sottounità Bracco e scollamento dell'Elemento Colli dal sottostante Elemento Verruga.

In tempi di poco successivi (Paleocene - Eocene inferiore-medio) si ha la sovrapposizione delle Liguridi interne, già in massima parte strutturate, sulle Liguridi esterne (nel Foglio l'Unità Ottone). Questa età si può ricavare dal contesto generale dell'Appennino Settentrionale (Fase Ligure Auctt.), per l'età eocenica superiore delle marne di Montepiano che si sedimentano sulle Liguridi già strutturate.

Dobbiamo attendere l'Oligocene superiore - Miocene inferiore per avere la sovrapposizione delle Liguridi sulla Unità Subligure Canétolo e poi dell'insieme Liguridi - Subliguridi sulla Falda Toscana. A questo periodo potrebbe appartenere anche il definitivo accavallamento dell'Unità Gottero su tutte le altre unità (meno la Falda Toscana?) già strutturate.

Ma quest'ultimo movimento traslativo potrebbe avere una interpretazione alternativa. I due lembi della Unità Gottero si trovano ai lati di una zona di alto in cui affiorano tutte le unità sottostanti e che costituisce il prolungamento verso nord-ovest dell'*horst* delle Alpi Apuane. Sulla prosecuzione meridionale del lembo occidentale si trova la piega di La Spezia, interpretata da Giammarino & Gigua (1990) come un movimento gravitativo verso ovest dovuto ai sollevamento del nucleo apuano. La posizione attuale della Unità Gottero potrebbe così essere il risultato di uno scollamento gravitativo (*delamination*) verso est del lembo orientale e verso ovest del lembo occidentale. In tal caso questo evento dovrebbe essere più tardo, durante le prime fasi distensive del Miocene superiore(?).

Solamente nel Miocene superiore - Pliocene medio si ha l'inizio della distensione, con la formazione dei fasci di faglie normali in prevalenza ad andamento appenninico, che hanno anche determinato l'andamento della costa tirrenica.

3.1. - Strutture delle Unità tettoniche Liguri Interne

3.1.1. - *Strutture plicative*

Nel corso del rilevamento del Foglio non sono state compiute analisi mesostrutturali di dettaglio in quanto molto abbondanti sono i dati già raccolti da altri autori: i dati che vengono riportati sono ripresi dai lavori citati nel capitolo Cenni storici, principalmente Meccheri & Antonpaoli (1982), van Wamel *et alii*

NotelllustrativeF232.indd 74 19/07/2014 18:11:32

(1985), VAN ZUTPHEN et alii (1985), MECCHERI et alii (1986), VAN WAMEL (1987), MARRONI (1988, 1990, 1991, 1994), HOOGERDUIJN STRATING & VAN WAMEL (1989), MARRONI & MECCHERI (1993a,b) e MARRONI & PANDOLFI (1996), cui si rimanda per eventuali approfondimenti.

La prima delle fasi tettoniche documentata precede le grandi strutture plicative, e si manifesta con pieghe isoclinali a cui è associata una scistosità di piano assiale (*slaty cleavage*), particolarmente evidente nelle formazioni argilloso-marnoso-arenacee ("argille a Palombini", "scisti zonati" e "ardesie di Monte Verzi").

A questa fase di piegamento è associato, specie nelle aree più occidentali (Unità Lavagna), un leggero anchimetamorfismo (paragenesi a quarzo+calcite+a lbite+clorite+mica bianca (illite)+ ossidi di Fe).

La direzione di trasporto tettonico relativa a questa prima fase è materia di dibattito da diversi anni, gli autori più recenti riconoscono una vergenza alpina (verso O-SO). A questa fase potrebbe appartenere una prima strutturazione della sinclinale del Monte Ramaceto, la cui geometria complessa è sicuramente il risultato di più fasi deformative².

La seconda fase deformativa, con pieghe che variano da aperte a chiuse, con assi ad orientamento medio NNO-SSE, (pressoché paralleli a quelli della prima fase), ha la vergenza chiaramente appenninica (verso ENE). Questa seconda fase è responsabile delle estese pieghe da rovesciate a coricate, che in parte almeno evolvono, nei thrust responsabili della sovrapposizione di diverse unità e sottounità tettoniche liguri interne in un edificio strutturale non troppo dissimile dall'attuale Questa fase, precederebbe, come si è detto, il sovrascorrimento sulle Unità Liguri Esterne (Unità Ottone) ed è probabilmente compresa entro il Paleocene.

Una terza fase porta l'Unità Bracco - Val Graveglia sulla Unità Ottone. È la fase che nell'Appennino Settentrionale intero porta le Liguridi Interne sulle Liguridi Esterne ed è compresa nel Paleocene superiore - Eocene inferiore - medio. Questa fase immediatamente precede l'inizio della deposizione della Successione Epiligure, con le marne di Montepiano, che sigillano la superficie di sovrascorrimento tra i due gruppi di unità tettoniche, già deformate.

NotelllustrativeF232.indd 75 19/07/2014 18:11:32

² La presenza di vergenze verso i quadranti occidentali in queste aree vicino al limite Alpi-Appennini può essere dovuta a meccanismi di *thrust polarity reversal* (STORTI & SALVINI, 2000 cum bibl.), secondo cui i primi *thrust* della catena hanno vergenza opposta a tutte le fasi maggiori successive, che nel caso dell'Appennino Settentrionale sono verso nord-est, o ad uno spostamento del limite Alpi-Appennini, (ipotizzato come un punto triplo Iberia-Europa-Adria), dovuto ad una forte componente trascorrente che avrebbe permesso, nel Cretacico superiore-Paleocene "*the shift of some terranes on the northwesternmost edge from an 'Alpine' to an 'Apenninic' domain , with a consequent reversal of the vergence pattern of deformation.*" (BORTOLOTTI *et alii*, 1990). Ambedue i meccanismi non prevedono una del resto improbabile inversione del piano di subduzione.

3.1.2. - Descrizione delle strutture principali

Nell'Unità Lavagna, costituita da "argille a Palombini" e "gruppo del Lavagna", con impronta anchimetamorfica, è presente una serie di pieghe isoclinali immerse ad O: queste sono interpretate da VAN ZUTPHEN et alii (1985) come pieghe a vergenza alpina, come quelle della sovrastante Unità Gottero (vedi). L'Unità Gottero, presenta una certa differenza tra le strutture della sua parte occidentale e quella orientale. La prima è dominata dalla grande sinclinale che le interpretazioni recenti (ad es. VAN ZUTPHEN et alii, 1985) considerano un'antiforme immergente a O con al nucleo le "argilliti di Giaiette", e che da Riva si spinge verso NNO fino alla fine del Foglio, per proseguire poi fino al Monte Ramaceto. Si tratterebbe di una sinclinale a vergenza alpina i cui fianchi, originariamente immergenti ad est, sono stati basculati fino a raggiungere l'attuale apparente vergenza orientale (vedi van Zutphen et alii, 1985). Altre pieghe minori si trovano negli affioramenti costieri più a SE. Nella porzione orientale si ritrova una sinclinale, a nord del Passo di Pian di Lago, con al nucleo le "argilliti di Giaiette". Questa grande struttura, con fianchi normali non molto inclinati, non ha una chiara vergenza. Sempre in questa porzione del Foglio gli "scisti zonati" sono scollati dalle sovrastanti "arenarie di Monte Gottero" da un thrust secondario e costituiscono la Sottounità San Pietro. Questa unità, come già accennato, è sovrascorsa sull'Unità Bracco - Val Graveglia quando questa era già piegata e suddivisa in elementi.

L'Unità Bracco - Val Graveglia ha una struttura molto complessa, dovuta a varie fasi deformative, probabilmente molto ravvicinate (Cortesogno *et alii*,1987; MARRONI & MECCHERI, 1993a).

La Sottounità inferiore (Bracco) si presenta come un insieme di piccole anticlinali e sinclinali rovesciate, a vergenza nord-orientale, ancora evidenti nelle coperture sedimentarie, che sono state in parte smembrate in elementi sovrapposti da *thrust* secondari. Il massiccio gabbrico del Bracco (Elemento San Nicolao) dovrebbe essere stato il nucleo di una grande anticlinale coricata.

Su questo insieme di elementi già de formati è sovrascorsa la Sottounità Varese Ligure. Questa sottounità non presenta evidenti strutture a grande scala nella parte meridionale. A nord si sviluppa l'anticlinale ultracoricata Monte Verruga - Monte Cucco, con al nucleo i "basalti". È probabile che l'Elemento Comuneglia, che affiora al di sotto, sia una struttura sinclinalica tranciata da un *thrust* secondario.

Anche il sovrastante Elemento Colli non presenta evidenti strutture a grande scala: è costituita dalla sola "formazione di Tavarone", che ha una struttura caotica, con olistostromi ed olistoliti delle più varie dimensioni.

La Sottounità Graveglia, la più estesa e complessa, è costituita da pieghe coricate molto estese con i termini ofiolitici al nucleo delle anticlinali e le coperture più alte al nucleo delle sinclinali. Anche in questo caso la struttura è complicata

NotelllustrativeF232.indd 76 19/07/2014 18:11:32

da *thrust* secondari che hanno tranciato in più parti le strutture plicative, suddividendo la sottounità in almeno cinque elementi impilati l'uno sull'altro. La struttura più evidente e conservata è il fianco inverso di una grande anticlinale coricata (Elemento Monte Porcile). Gli allineamenti Monte Pu - Monte Alpe - Monte Porcile e Monte Chiappozzo - Monte Coppello ne rappresentano la cerniera. Le "serpentiniti" dell'Elemento Bocco rappresenterebbero il nucleo della struttura, e l'Elemento Monte Bianco e forse gli Elementi Ciazze e Gromolo il fianco normale, ora separati tra di loro e dal fianco inverso da *thrust* secondari.

3.2. - Strutture dell'Unità tettonica Ligure Esterna Ottone

L'unica Unità Ligure Esterna presente nel Foglio è l'Unità Ottone, affiora nell'estremo angolo NE, con una monoclinale immersa a SW, e in sottilissimi lembi nell'angolo SE. Questa unità è stata sovrascorsa dall'Unità Bracco - Val Graveglia nell'Eocene medio e sovrascorre in epoca successiva (Oligocene superiore - Miocene inferiore), insieme alla sovrastante Unità Gottero, sull'Unità Subligure Canétolo.

3.3. - STRUTTURE DELL'UNITÀ TETTONICA SUBLIGURE CANÉTOLO

Nell'Unità Subligure Canétolo è stata distinta nella porzione sud-orientale del Foglio la Sottounità Aveto, i cui rapporti con i piccoli affioramenti settentrionali sono ignoti. Questa sottounità si presenta come una monoclinale immersa a SW, interrotta da faglie normali tardive, ed è sovrascorsa dalla Unità Bracco - Val Graveglia (Sottounità Bracco, Elemento San Nicolao). Gli affioramenti settentrionali sono invece sovrascorsi dall'Unità Ligure Esterna Ottone. Questa unità, probabilmente con le sovrastanti Unità Liguri, va a ricoprire, nel Miocene inferiore, le Unità Toscane

3.4. - Strutture della Falda toscana

Nella Falda Toscana è stata distinto nell'estrema parte settentrionale del Foglio un piccolo affioramento della Sottounità Zuccone, ben sviluppata nel foglio sovrastante. A S compaiono gli estremi lembi settentrionali della grande piega di La Spezia, rappresentati qui da una monoclinale immersa a SW.

NotelllustrativeF232.indd 77 19/07/2014 18:11:32

3.5. - LA TETTONICA DISTENSIVA

La tettonica distensiva, che segue le principali fasi compressive responsabili della costruzione della catena, fa comparsa in questo settore dell'Appennino già al limite Miocene-Pliocene in relazione con l'apertura del Mar Ligure.

In questo settore estremo dell'Appennino le fasi distensive non hanno portato alla formazione di bacini intermontani con depositi detritici fluvio-lacustri, quali quelli che caratterizzano l'Appennino più a SE, a partire dal Foglio 248 La Spezia (Abbate *et alii*, 2005) ma si manifestano solo con sistemi di faglie normali ad alto angolo con direzione circa N-S nei settori nord-occidentali e NW-SE nei settori sud-orientali del Foglio.

Le faglie N-S costituiscono un sistema che interessa soprattutto la parte occidentale e sollevata della Unità Bracco - Val Graveglia, sovrapponendo alle grandi pieghe coricate un sistema di piccoli *horst e graben*. Il fascio ad andamento NW-SE è molto più sviluppato, presenta rigetti molto maggiori. Si tratta del prolungamento a NW della Faglia di La Spezia (che separa qui le "arenarie di Monte Gottero" da Falda Toscana e Unità Canétolo e Bracco - Val Graveglia e sembra terminare nei pressi di Castello) e delle altre faglie dello stesso sistema. Vi appartengono con ogni probabilità quelle sepolte in mare che delimitano la costa e che sono responsabili dello sprofondamento del Bacino Ligure-versiliese. Nell'area SE del Foglio questo sistema forma un *horst* in cui affiorano la Falda Toscana, l'Unità Epiligure e la sottounità inferiore dell'Unità Bracco - Val Graveglia

Frequenti sono pure faglie minori con andamento E-W o SW-NE. Si tratta di faglie normali a rigetto limitato o in qualche caso forse di faglie a carattere trascorrente o transpressivo, da legare quindi alle ultime fasi compressive, successive all'impilamento delle unità principali.

Per quanto riguarda l'età del sistema ad andamento appenninico (NW-SE), si può ricordare che ad esso molto probabilmente appartengono anche le faglie che più a SE (nel Foglio 248 "La Spezia", Abbate et alii, 2005) hanno formato il graben di Sarzana. Questo contiene depositi lacustri del passaggio Miocene-Pliocene (Federici, 1973; Bertoldi et alii, 1994; Abbate et alii, 2005). Di questo periodo o leggermente precedenti devono essere quindi le faglie di questo sistema. Del sistema ad andamento N-S, non essendo evidenti relazioni con il sistema precedente, si può solamente dire che, ovviamente, è successivo a tutti i movimenti traslativi compresi quelli che coinvolgono la Falda Toscana: anche per queste fasi si potrebbe sostenere un'età miocenica.

NotelllustrativeF232.indd 78 19/07/2014 18:11:32

VI - GEOMORFOLOGIA

1. - GENERALITÀ

L'assetto morfologico dell'area rappresentata nel Foglio 232 "Sestri Levante" risente, in primo luogo, della eterogeneità litologica delle formazioni affioranti e della complessità strutturale, che caratterizzano questo settore dell'Appennino Settentrionale. In questo contesto i processi morfologici hanno agito, per lo meno a grande scala, prevalentemente per erosione selettiva, cioè attraverso processi morfose lettivi.

Si tratta di un rilievo con una relativa giovinezza, su cui hanno agito prevalentemente processi di erosione ad opera delle acque correnti, accompagnati, in diverse situazioni, da processi di dinamica gravitativa dei versanti.

Per queste ragioni il paesaggio ha una forte impronta fluviale, con le valli impostate prevalentemente in corrispondenza delle litologie maggiormente erodibili, e i rilievi in corrispondenza delle rocce più resistenti all'erosione.

Sempre condizionato dalla litologia, ma con una forte influenza della struttura, è anche l'assetto generale della linea di costa, che mostra i principali promontori in corrispondenza delle rocce più resistenti, prevalentemente arenarie, e le baie in corrispondenza delle rocce più facilmente erodibili, prevalentemente argilliti e siltiti.

In corrispondenza delle aree a quote più elevate di questa parte dell'Appennino Settentrionale (Monte Gottero, Monte Molinatico) si riscontrano tracce del glacialismo wurmiano, sotto forma di depositi almeno in parte legati a processi di tipo periglaciale e nivale che hanno interessato soprattutto i versanti settentrionali (Losacco, 1982).

Nelle zone coperte dal Foglio 232 "Sestri Levante" si ritrovano solo depositi

NotelllustrativeF232.indd 79 19/07/2014 18:11:32

almeno in parte legati a processi di tipo periglaciale e nivale (blockstream).

Localizzati fenomeni carsici si manifestano in corrispondenza degli affioramenti dei pochi litotipi calcarei presenti.

Tutta l'area del Foglio rientra nel versante meridionale dell'Appennino Ligure-Parmense, del quale compare nella carta solo la vetta del Monte Zatta.

2. - OROGRAFIA

L'assetto orografico è nel complesso piuttosto accidentato. Le uniche due modeste aree pianeggianti, entrambe di origine alluvionale, si trovano alla foce del Lavagna e del Petronio.

I punti più elevati del Foglio sono le cime del Monte Zatta (1355 m s.l.m., al bordo settentrionale) e del Monte Chiappa (anticima occidentale del Monte Gottero, 1402 m, nell'angolo nord-orientale. La quota media è intorno a 450 m.

I versanti hanno pendenze abbastanza elevate, con valori che per la maggior parte oscillano tra il 35% e il 50%, salvo che in corrispondenza degli affioramenti di rocce argillose dove i versanti hanno pendenze medie intorno al 15%.

Nel complesso si tratta dunque di un rilievo ad elevata energia, il cui livello di base è dato direttamente dalla quota del mare.

3. - MORFOLOGIA STRUTTURALE

In tutta l'area il rilievo è fortemente controllato da litologia e struttura, a causa della eterogeneità litostratigrafica delle formazioni (in particolare di quelle del Superguppo del Vara, che affiora per circa il 90% del territorio) e dalla presenza di una tettonica assai complessa.

Le rocce più morforesistenti sono le ofioliti (serpentiniti, gabbri, basalti e brecce ofiolitiche associate) e i diaspri. Di poco inferiore è la resistenza alla degradazione superficiale delle formazioni calcaree ("calcari a Calpionelle" e "flysch di Ottone") e di quelle arenacee ("arenarie di Monte Gottero" e Macigno). I principali rilievi dell'area sono costituiti da queste formazioni. Per citarne qualcuno ricordiamo: Monte San Nicolao ("gabbri" e subordinate "serpentiniti"), Monte Alpe, Monte Tregin e Monte Verruga ("diaspri di Monte Alpe"), Monte Chiappozzo e Monte Bianco ("calcari a Calpionelle"), Monte Zatta e Monte Gottero ("arenarie di Monte Gottero").

Il complesso di formazioni che si interpongono tra la successione ofioliti - "diaspri di Monte Alpe" – "calcari a Calpionelle" e le "arenarie di Monte Gottero" hanno una resistenza all'erosione da media (marne, siltiti e arenarie del "gruppo del Lavagna"), a bassa ("argille a Palombini"). A causa della diversità

NotelllustrativeF232.indd 80 19/07/2014 18:11:32

di comportamento rispetto ai processi erosivi, le zone maggiormente in rilievo corrispondono quasi sempre a nuclei di megastrutture anticlinali (dorsale Monte Bocco - Monte Alpe - Monte Groppi) o sinclinali (Monte Zatta, Monte Chiappa - Gottero) con al nucleo questi litotipi.

4. - RETICOLO IDROGRAFICO

Tre sono i bacini principali a cui fa capo il reticolo di drenaggio del Foglio: il bacino del Torrente Entella (parte bassa), il bacino del Torrente Petronio, e il bacino del Fiume Vara (parte alta).

Il Torrente Entella ha origine dalla confluenza dei torrenti Lavagna, Sturla e Graveglia. Il primo è completamente al di fuori della carta, il Torrente Sturla è presente nella sua parte inferiore, mentre il Torrente Graveglia è interamente compreso nell'area del Foglio.

Il reticolo idrografico del Torrente Graveglia presenta un assetto anomalo, legato ad un forte controllo strutturale lungo direttrici NW-SE e SW-NE ed alla vistosa asimmetria dovuta ai tributari destri molto più sviluppati di quelli sinistri. L'andamento del reticolo è nel complesso di tipo angolare, il grado di gerarchizzazione piuttosto basso. Nel tratto terminale questo torrente scorre in meandri incassati, per i quali è comunque presente un notevole controllo strutturale. Molto ben sviluppati sono anche i due meandri dell'Entella tra la confluenza con il Torrente Lavagna e il Torrente Graveglia.

Il bacino del Torrente Petronio, orientato E-W, mostra anch'esso una marcata asimmetria con gli affluenti settentrionali molto più sviluppati di quelli meridionali. Il reticolo nel complesso ha struttura dendritica ma sempre con un evidente controllo strutturale lungo direttrici SW-NE.

Nel Foglio rientra solo la porzione superiore dell'ampio bacino del Fiume Vara. Anche in questo caso il reticolo è fortemente influenzato da direttrici tettoniche con andamento N-S e NW-SE. Nella parte alta, a monte della confluenza con il Torrente Ruschia, il Fiume Vara mostra una struttura anastomizzata. Nella parte a valle l'alveo disegna una serie di anse incassate in una stretta vallata con profilo a V.

Riguardo alla evoluzione del reticolo, si possono notare alcune catture che sono all'origine delle più vistose anomalie idrografiche. La principale di queste catture interessa la parte alta del Torrente Graveglia, che un tempo proseguiva verso SE e sfociava nella valle del Torrente Gromolo, lungo la sella che divide il Monte Domenico dal Monte Bianco

Piuttosto complessa appare la storia evolutiva del reticolo del bacino del Vara, che mostra alcune catture che interessano soprattutto gli affluenti destri. Le più evidente interessano il Torrente Orbora e il Torrente Trambacco. (settore SE del Foglio).

NotelllustrativeF232.indd 81 19/07/2014 18:11:33

5. - FORME NIVO-GLACIALI

Nell'area del Foglio non si può parlare di vere e proprie forme glaciali, poiché, vista l'altitudine relativamente modesta delle vette principali, è probabile che durante l'ultima glaciazione non vi fossero veri e propri ghiacciai, anche di piccole dimensioni. Le condizioni climatiche e l'elevata acclività favorivano però i processi crio-nivali, tipici di un ambiente periglaciale (Losacco, 1982). Fenomeni di intensa gelivazione interessavano probabilmente i rilievi maggiori, costituiti prevalentemente da arenarie, formando spessori di detriti che venivano convogliati dalle masse di neve stagionali o perenni, nei canaloni e da qui evacuati dalle acque di fusione a formare coni deiezione dall'assetto caotico. Fenomeni di questo tipo interessavano probabilmente il versante meridionale del Monte Zatta e i ripidi valloni che scendono dal Monte Chiappa, ma di tali depositi non rimangono tracce sicure. Lungo i versanti meno acclivi di tali rilievi e sulle creste, si conservano invece spessi manti detritici la cui origine può essere legata principalmente a fenomeni di gelivazione e geliflusso durante l'ultima fase glaciale wurmiana.

6. - FORME CARSICHE

In un clima temperato umido, con precipitazioni che superano i 2000 mm, quale quello di questa porzione di Appennino Settentrionale, qualsiasi affioramento di rocce calcaree è soggetto a processi di dissoluzione carsica che danno origine a forme carsiche almeno alla scala dell'affioramento. Nell'area rappresentata nel Foglio però, i litotipi calcarei hanno estensione modesta, essendo limitati agli affioramenti del "calcari a Calpionelle" e delle principali bancate calcaree comprese nel "flysch di Ottone" e nelle "ardesie di Monte Verzi".

Doline poco accentuate si trovano in effetti sugli affioramenti di queste formazioni, soprattutto nelle zone di crinale a minor acclività; in molti casi però si tratta di forme poligenetiche legate anche ad altri fenomeni, in particolare gravitativi o di soliflusso sotterraneo. Vere e proprie doline si riscontrano solo in corrispondenza dei rilievi del Monte Chiappozzo e del Monte Verruga.

Fenomeni di carsismo profondo di un certo rilievo interessano invece i piani di Oneto, a Sud del Monte Chiappozzo. I piani stessi costituiscono una vasta depressione di origine almeno parzialmente carsica, che raccoglie le acque superficiali convogliandole verso un inghiottitoio attivo. L'inghiottitoio da accesso ad un modesto sistema sotterraneo (esplorabile per 280 m sino ad una profondità di circa 30 m) noto come Tanna di Ca' Freghe (num. di catasto = 254 LI/GE, presso Regione Liguria). Nella zona del Monte Chiappozzo sono note in totale una ventina di cavità, ma per la maggior parte si tratta di piccole cavità di assorbimento.

Fenomeni carsici sotterranei di un certo rilievo sono noti anche nella zona di

NotelllustrativeF232.indd 82 19/07/2014 18:11:33

Maissana, sempre in corrispondenza di affioramenti di "calcare a Calpionelle". Qui, oltre ad alcune piccole grotte di assorbimento, è noto una grotta che supera i 500 m di sviluppo, denominata Muin de Strie (num. di catasto 1253 LI/SP. presso Regione Liguria).

7. - MORFOLOGIA DELLA COSTA

Il tratto di costa compreso nel Foglio ha una lunghezza di circa 28 km, 20 dei quali sono rappresentati da coste alte rocciose.

I maggiori tratti di costa bassa sono rappresentati dalla stretta pianura litoranea compresa tra Cavi e Lavagna, che si allarga solo in corrispondenza della città di Lavagna, e la più estesa pianura litoranea di Riva, costruita dai depositi lasciati dal Torrente Petronio alla foce.

I tratti di costa alta, impostati prevalentemente sulle "arenarie di Monte Gottero", presentano un forte controllo strutturale nei tratti con orientamento NNW (a sud di Sestri e di Riva). A tratti le coste presentano falesie alte sino ad oltre 50 m (in particolare nel tratto di costa a Nord di Punta Manara). L'erosione costiera ha messo in risalto gli strati arenacei più spessi che, quando presentano direzione parallela alla linea di costa, danno luogo a forme tipo *flat-iron*. L'esempio più notevole si trova in corrispondenza del promontorio di Sestri, il cui lato occidentale corrisponde grosso modo a una superficie di strato immergente verso il mare.

Lungo tutta l'area costiera non sono presenti tracce evidenti di terrazzi di abrasione marina, né tracce di linea di battente a quote superiori all'attuale.

NotelllustrativeF232.indd 83 19/07/2014 18:11:33



NotelllustrativeF232.indd 84 19/07/2014 18:11:33

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - CAVE E MINIERE

Nell'ambito del Foglio l'attività estrattiva ha profonde radici storiche che risalgono in certi casi fino all'Età del rame. La massima espansione del settore minerario ha coinciso con la fine del secolo scorso; un breve rilancio della coltivazione nelle miniere esistenti ha avuto luogo nel periodo di autarchia precedente alla Seconda Guerra Mondiale.

1.1. - Minerali di Manganese

Le mineralizzazioni a manganese si presentano con diversi tipi di giacitura; quella massiccia, più importante economicamente, è formata da braunite e talora anche da bementite e rodocrosite. L'origine è idrotermale, singenetica alla deposizione dei diaspri, cui è seguita una ricristallizzazione e mobilizzazione (Cortesogno *et alii*, 1979). Lo sfruttamento è stato, in passato, molto diffuso. Tentativi più o meno estesi di sfruttamento sono tuttora visibili quasi ovunque al contatto fra i "diaspri di Monte Alpe" e i sottostanti "basalti". Fra i luoghi in cui lo sfruttamento ha avuto maggior successo ricordiamo Cassagna, Statale, Monte Bossea, Monte Alpe, Monte Zenone, Monte Porcile e Framura.

1.2. - Solfuri

Per quanto riguarda i solfuri, in particolare pirite cuprifera e calcopirite, le

NotelllustrativeF232.indd 85 19/07/2014 18:11:33

prime attività estrattive risalgono all'età del rame. In epoca storica l'attività ha raggiunto la massima espansione verso la fine del secolo scorso. Anche in questo caso sono molto frequenti, nelle aree in cui sono più estesi gli affioramenti del "basalto", tracce di antichi saggi esplorativi o vere e proprie gallerie per lo sfruttamento, alcune delle quelli di un certo interesse sia mineralogico che archeologico. Le zone che sono state interessate dall'attività estrattiva di solfuri sono Reppia, Monte Bianco, Libiola, Bargone, Monte Bardeneto, Campegli e Monte Loreto.

1.3. - Talco e brucite

Localmente, in alcuni affioramenti di "serpentiniti", sono presenti modesti giacimenti di talco e brucite. Non particolarmente interessanti dal punto di vista economico, lo sfruttamento di questi giacimenti è stato limitato e sporadico; le zone estrattive storicamente note per questi minerali sono Mattarana, per il talco e Carro per la brucite.

1.4. - ROCCE DA COSTRUZIONE E ORNAMENTALI

Gli estesi affioramenti di ardesie presenti nelle "ardesie di Monte Verzi", nell'entroterra fra Lavagna e Sestri Levante sono stati sfruttati in epoca storica per le particolari proprietà di questa roccia. La tipica capacità di sfaldarsi lungo le superfici di clivaggio (si possono ottenere lastre di grandi dimensioni e di spessori molto ridotti) rende l'ardesia un materiale ideale per la realizzazione di coperture. Fino a non molto tempo fa infatti, la quasi totalità dei tetti della città di Lavagna erano realizzati con questo materiale. Attualmente la copertura in ardesia si ritrova solamente negli edifici di importanza storica o in vecchi edifici non ristrutturati. La possibilità di essere lucidata ha fatto noltre dell'a desia una pietra ornamentale di un qualche pregio; risulta utilizzata infatti nelle facciate di molti monumenti dei centri abitati della costa. L'elevata richiesta sul mercato di questo materiale rendeva economicamente sostenibile l'estrazione in galleria, consentendo così di seguire le bancate con caratteristiche migliori. Allo stato attuale l'attività estrattiva a livello industriale è cessata. Il pietrisco ottenuto dalle serpentiniti è fra quelli che danno migliori risultati in termini di capacità di costipamento; per questo motivo è stato diffusamente utilizzato per la realizzazione di sottofondi stradali. Numerose cave di prestito sono sorte in prossimità del tracciato dell'autostrada A12 Genova - Livorno negli anni della sua realizzazione. Data la scarsa capacità di ripristinare uno spessore sufficiente di suolo, tipica delle serpentiniti, queste cave a distanza di trent'anni (i lavori iniziarono alla fine degli anni '60) sembrano appena abbandonate.

NotelllustrativeF232.indd 86 19/07/2014 18:11:33

Uno degli esempi più rappresentativi di quanto detto finora è evidente sul versante che da Foce dei Vaggi scende verso la Valle Matteranesca, nell'estremo sud-orientale del Foglio.

Le "arenarie di Monte Gottero" sono state da sempre sfruttate, nell'uso locale, come bozze da costruzione e lastre da pavimentazione stradale. Nelle aree di affioramento di questa formazione sono frequenti tracce di antiche escavazioni con fronti molto ridotti ed ormai sostanzialmente ripristinati dall'abbondante vegetazione. Solo in rari casi sono state condotte escavazioni con criteri industriali per l'utilizzo dell'arenaria come materiale da riempimento.

Due cave di arenarie sono ancora attive nella valle del Torrente Sturla, poco a nord di Carasco; la prima, sul fondovalle, è ben visibile dalla Strada Statale della Valle dell'Aveto, mentre la seconda è sul versante settentrionale del Monte Carnella, in sinistra idrografica del Torrente Sturla.

I "calcari a Calpionelle" e, in minor misura, la frazione calcarea delle "argille a Palombini" rimangono i materiali litoidi maggiormente sfruttati per la realizzazione di conglomerati cementizi e bituminosi. Infatti, nell'ambito del Foglio, le cave più importanti ancora in attività interessano proprio i "calcari a Calpionelle"; fra tutte la più imponente si trova in Val Graveglia, poco meno di un chilometro a monte dell'abitato di Frisolino.

Fra le pietre ornamentali una posizione di rilievo va tributata a certi tipi di "marmi", come vengono chiamati nel linguaggio comune, derivati dalle brecce serpentinitiche. Il notevole effetto estetico è dovuto alle buone caratteristiche di lucidabilità e dalla variabilità cromatica dovuta alla eterogeneità dei costituenti.

Fra le più pregiate sono quelle estratte dalle oficalciti ("breccia di Levanto"), conosciute con il nome commerciale di "Rosso di Levanto". Piccole cave ancora in attività sono presenti nell'area di Framura ("breccia di Framura").

2.- EVENTI ALLUVIONALI

Le aree di fondovalle del fiume Vara e dei torrenti Entella e Petronio sono interessate da fenomeni di esondazione con tempo di ritorno talvolta di pochi anni. I motivi della frequenza di tali fenomeni sono da ricercarsi nella conformazione morfologica dei bacini idrografici caratterizzati da pendenze elevate ed estensioni notevoli rispetto alle limitate lunghezze delle aste fluviali. Questo comporta che il tempo di corrivazione, (il tempo impiegato da una goccia d'acqua posta nel punto più lontano del bacino, a raggiungere la foce) è generalmente molto breve. In bacini idrografici con queste caratteristiche un classico fenomeno temporalesco, molto intenso anche se di breve durata, peraltro piuttosto tipico in aree con rilievi prossimi alla linea di costa, ha buone probabilità di innescare un fenomeno di piena; piena che sarà, data la brevità dell'evento piovoso, forse di notevole violenza

NotelllustrativeF232.indd 87 19/07/2014 18:11:33

ma limitata nel tempo. In questo contesto le trasformazioni antropiche che hanno interessato il territorio, in particolar modo negli ultimi trent'anni, hanno giocato sicuramente un ruolo negativo. In particolare la cementazione legata all'espansione urbanistica ha contribuito ad aumentare la velocità di scorrimento delle acque superficiali, acuendo una situazione già di per sé critica.

Meno chiaro è invece il contributo proveniente dall'abbandono delle campagne. In tutta la zona collinare compresa nel Foglio sono molto diffuse le opere di terrazzamento, talora veramente imponenti, realizzate per consentire lo sfruttamento agricolo laddove la pendenza naturale del terreno non lo avrebbe permesso. Qualora siano ben conservati, i terrazzi (o "fasce" come vengono chiamati localmente) hanno un formidabile effetto di allungamento del tempo di corrivazione, imponendo alle acque superficiali percorsi assai più lunghi di quelli naturali. Questo costituisce un fattore sicuramente positivo, in quanto "diluisce" nel tempo l'arrivo delle acque di precipitazione al collettore principale. In caso di abbandono, (grandi estensioni di terrazzamenti sono state abbandonate negli ultimi trent'anni) nel corso del tempo le acque riprendono il loro corso originario, ed il beneficio dovuto al ritardo del tempo di corrivazione viene progressivamente azzerato. Vero però è che nel contempo diminuisce drasticamente anche il trasporto solido: la coltivazione sulle "fasce" infatti comporta la messa in movimento di notevoli quantità di materiali terrosi, specie nel tardo inverno ed in primavera, che vengono trasportati a valle dal deflusso delle acque. E come è noto la frazione solida in un evento di piena ne amplifica gli effetti negativi, aumentando la forza d'urto e la capacità erosiva nei confronti delle opere fluviali. In sintesi l'abbandono della coltivazione dei versanti terrazzati ha avuto due effetti di segno opposto: un primo negativo dovuto alla diminuzione del tempo di corrivazione; un secondo positivo dovuto alla riduzione del trasporto solido.

NotelllustrativeF232.indd 88 19/07/2014 18:11:33

APPENDICE

BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

Le analisi biostratigrafiche delle diverse unità litostratigrafiche cartografate nel Foglio 232 "Sestri Levante" sono basate essenzialmente, per i sedimenti silicei, sui radiolari, per i sedimenti calcareo-marnosi sui nannofossili calcarei.

I radiolari sono organismi planctonici (protozoi, dimensioni da 30 microns a 2mm) che attualmente sono distribuiti in tutti gli oceani e costituiscono parte dello lo zooplancton. Il guscio è formato da silice amorfa (opale) che si trasforma in quarzo con i processi diagenetici.

In questo lavoro sono stati studiati i radiolari presenti nei diaspri che costituiscono la copertura sedimentaria delle ofioliti ("diaspri di Monte Alpe"). In generale la preservazione è risultata medio-bassa ma in alcune sezioni è stato possibile determinare dei *marker* importanti che hanno permesso di ricavare età precise per la copertura sedimentaria delle ofioliti.

Lo schema biostratigrafico utilizzato è stato quello proposto da BAUMGARTNER et alii (1995) (fig. 13). Per questa zonazione, che è stata elaborata con il programma BIOGRAPH, sono state utilizzate 168 sezioni provenienti da: Atlantico Centrale, Europa, Giappone, Pacifico Settentrionale a Centrale, Nord e Centro America. Questa zonazione ha permesso di raggiungere una buona "correlazione globale" tra le sezioni sacrificando però la risoluzione verticale dei taxa. La zonazione è costituita da 22 UAZ. (UAZone) e comprende l'intervallo di tempo Aaleniano-Aptiano. Una UAZ è costituita da un raggruppamento di diverse U.A. (Associazioni Unitarie) che corrispondono a delle zone di distribuzione conco-

NotelllustrativeF232.indd 89 19/07/2014 18:11:33

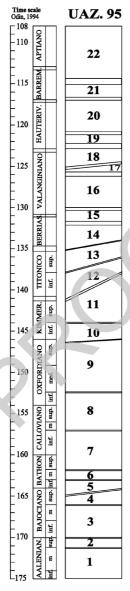


Fig. 13. - Schema biostratigrafico a Radiolari del Giurassico medio – Cretacico inferiore (Da: BAUM-GARTGARTNER et alii, 1995).

mitante.

Per i "calcari a Calpionelle" e le "argille a Palombini" sono state utilizzate datazioni di altri autori (Cobianchi & Villa, 1992, Cobianchi *et alii*, 1994) che hanno utilizzato lo schema biostratigrafico di Remane (1985) (fig. 14).

I nannofossili calcarei (dimensioni 3-15 microns) sono componenti scheletriche di alghe planctoniche unicellulari che hanno avuto un rapido ed abbondante sviluppo in tutti gli oceani dal Giurassico all'Attuale, forniscono un ottimo strumento di datazione e di correlazione biostratigrafica, anche a grande distanza, nei sedimenti marini. Sulla base di accurati studi biostratigrafici sono stati definiti alcuni schemi biozonali "standard" utilizzabili per correlazioni a scala sopraregionale. Tra gli schemi esistenti sono stati qui utilizzati: per il Cretacico SISSINGH (1977) (Fig. 15) e per il Cenozoico Martini (1971) (Fig. 16), Fornaciari &

Piano	Zone a	Calpionellidi	
VALANGINIANO INF.	E 3		
	D	2	
BERRIASIANO		1	
(),	C		
	В		
		3	
TITONICO SUP.	A 2	2	
		1	
	Chitinoidella		

Fig. 14. Schema biostratigrafico a Calpionellidi (Da: Remane, 1985, modificata).

SERIE		PIANI	ZONE
			CC26
		MAASTRICHTIANO	CC25
			CC24
			CC23
		CAMPANIANO	CC22
	SUPERIORE		CC21
			CC20
			CC19
			CC18
0	립		CC17
Ä	S		CC16
CRETACEO		SANTONIANO	CC15
Щ			CC14
S		CONIACIANO	CC13
•		TURONIANO	CC12
			CC11
		CENOMANIANO	CC10
			CC9
		ALBIANO	CC8
		APTIANO	CC7
	쀭	BARREMIANO	CC6
	INFERIORE	HAUTERIVIANO	CC5
			CC4
		VALANGINIANO	ССЗ
		BERRIASIANO	CC2
C	ဟ	PORTLANDIANO	CC1
0	رن	FORTLANDIANO	

Fig. 15. - Schema biostratigrafico a Nannofossili calcarei per il Cretaceo (Da: Sissingh, 1977 semplificata).

Fig. 17. Schema biostratigrafico a nannofossili calcarei per l'Oligocene superiore – Miocene inferiore (Da: FORNACIARI & RIO, 1996, modificato da CATANZARITI et alii, 1996).

T			
SERIE		PIANI	ZONE
OLIGOCENE	superiore	CHATTIANO	NP 25
			NP 24
	inferiore	RUPELIANO	NP 23
9	ng.	ROT ELEM INTO	NP 22
			NP 21
	superiore	PRIABONIANO	NP 19-20
	Ins		NP 18
EOCENE		BARTONIANO	NP 17
			NP 16
			NP 15
			NP 14
	inferiore	YPRESIANO	NP 13
			NP 12
			NP 11
			NP 10

Fig. 16. - Schema biostratigrafico a Nannofossili per l'Eocene-Oligocene (Da: Martini, 1971, modificata).

	SERIE	PIANI	ZONA	
			MN	N4a
	Æ	BURDIGALIANO	MNN31	N3b
١	MIOCENE		MNN3a	
			MN	N2b
			MNN2a	
				MNN1d
		AQUITANIANO	MODII	MNN1c
			MNN1	MNN1b
				MNN1a
			MNP25b	
	ENE		MNP25a MNP24	
	OLIGOCENE superiore	CHATTIANO		

SERIE	PIANI	ZONA	
MIOCENE		NN2	b
CI	AQUITANIANO		a
MIC		NNI	
OLIGOCENE	CHATTIANO	NP25	c b
			a

Fig. 18. - Schema biostratigrafico a nannofossili calcarei per l'Oligocene superiore – Miocene inferiore (Da: Aubry & VILLA, 1996, modificata).

RIO (1996) (Fig. 17) e AUBRY & VILLA (1996) (Fig. 18). Le Zone di questi schemi sono caratterizzate da una sigla (CC per il Cretacico e NP, MNN, NN per il Cenozoico) seguita da un numero progressivo dalle zone più antiche a quelle più recenti.

Le analisi effettuate sui campioni prelevati nel corso del rilevamento del Foglio Sestri Levante non sempre hanno fornito indicazioni sufficienti per realizzare una dettagliata biostratigrafia a nannofossili calcarei. Infatti il cattivo stato di conservazione, l'assenza delle specie marker e la rarità che ha spesso caratterizzato le nannoflore nei sedimenti di flysch, sono stati a volte di ostacolo per l'esatta identificazione

delle biozone, anche se è quasi sempre stato possibile fornire indicazioni sull'età dei sedimenti esaminati.

NotelllustrativeF232.indd 92 19/07/2014 18:11:37

EXTENDED ABSTRACT

The Sheet 232 "Sestri Levante" of the Geological Map of Italy at 1:50,000 scale is located in the Eastern Liguria (Genoa and La Spezia Provinces) and constitutes a portion of the north-western section of the Northern Apennines orogenic chain.

This map has been realised through a convention between the Italian Geological Survey (the present ISPRA: Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) and the CNR (National Council of Sciences). The geological map has been surveyed at the scale 1:10,000 with the coordination by Valerio Bortolotti, and the assistance of Ernesto Abbate and Gianfranco Principi.

The rocks cropping out in the sheet pertain to four geologic Domains: the Internal Ligurids with the Vara Supergroup succession; the External Ligurids, with the Parma Supergroup succession; the Sub-figurids with the Roccaferrara Supergroup succession; and the Tuscan Domain with the Serchio Supergroup succession.

These successions were piled up during the orogenesis constituting four main tectonic units, from bottom to top: the Tuscan Nappe (Tuscan D.); Canétolo unit (Sub-ligurid D.); Ottone unit (Ext. Ligurid D.), Bracco-Val Graveglia, Gottero and Lavagna units (Int. Ligurid D.).

The Vara succession, which covers the largest area of the sheet, being developed in the oceanic environment, represents an extraordinary geologic document for the reconstruction of the Jurassic Western Tethys Ocean and its geodynamic evolution

The other successions, represented, only by their uppermost formations have a substratum ranging from transitional (Parma and Roccaferrara successions) to continental (Serchio succession of the Adria margin).

NotelllustrativeF232.indd 93 19/07/2014 18:11:37

From the higher to the lower unit we can see:

- Tuscan Nappe The Oligocenic Macigno, made up of turbiditic sandstones, which shows a partial thickness of about 2,000 m is the top formation of the Serchio succession which, starting from Triassic, can reach a thickness of about 4,000 m.
- Canétolo Unit -The overlying Roccaferrara succession is prevailing made up of an Eocene-Oligocene highly deformed complex of prevailing shales with subordinate limestones and sandstones and of Oligocenic feldspatic and feldspato-lithic turbiditic sandstones. The last ones contain also fragments of magmatic rocks of andesitic/dacitic composition.
- Ottone Unit On top of Canétolo the Parma succession is represented by a Campanian-Maastrichtian Elminthoid flysch with a very thick intercalation (more than 200 m) of a complex of highly deformed shales incorporating lenses of breccias with carbonatic, ophiolitic, granitic and gneissic fragments.
- Bracco-Val Graveglia, Gottero and Lavagna Units- These three units contain a single succession (the ophiolitic succession of the Vara Supergroup) cut by main tectonic contacts: the Bracco-Val Graveglia Unit from the basal serpentinites to the "Palombini shales", the Lavagna Unit from the Scisti zonati to Manganiferous schists, and the Gottero Unit which comprises only the Gottero sandstones.

The succession starts with an "oceanic basement" made up of mantle serpentinized peridotites, mainly lherzolites, intruded by large bodies to dikes of gabbros of Middle Jurassic age. This basement suffered an HT-LP oceanic metamorphism and was successively cut by basalt dikes. Uplifted until the sea floor it was tectonically denudated before to be covered by a volcano-sedimentary succession made up of basalts, not always present, preceded, accompanied and followed by thick levels of more or less chaotic breccias made up of ophiolitic clasts coming from the underlying basement. This volcano-sedimentary complex was at its turn covered (in a single case also preceded) by radiolaritic cherts which, with their radiolarian associations allowed to assign this rock group to Late Jurassicearly Early Cretaceous. At the top of this highly variable succession, carbonate and shaly-carbonate pelagites were deposited for a very long period. This pelagic sedimentation ended with the sudden arrival of the very thick late Cretaceous-Paleogenic siliciclastic turbidites of the Monte Gottero sandstones.

Fluvial and beach sediments are the only sedimentary deposits covering the meso-cenozoic successions.

The structural framework of the "Sestri Levante" Sheet is dominated, as in all the internal areas of the Northern Apennines, by the superposition of the oceanic "Tethyan" Ligurid Units above the transitional ocean-continent and the Adria margin units. In its turn the Ligurids include four tectonically stacked main units.

In the sheet the Tuscan Nappe, the Canétolo and the Ottone units, due to their

NotelllustrativeF232.indd 94 19/07/2014 18:11:37

very limited extension do not have significative tectonic structures. At the contrary Bracco-Val Graveglia, Gottero and Lavagna Units show a complex tectonic history, starting from oceanic and going up to continental orogenic phases. The post-orogenic distensive phases involved together all the tectonic units.

The oceanic phases testify the uplift from deep zones of the mantle rocks; during this process their partial fusion produced gabbro masses intruding the same mantle peridotites, and a successive HT-LP metamorphic event. When the mantle rocks were approaching the ocean floor a tectonic and hydrothermal process caused their serpentinization. The serpentinites reached the ocean floor forming steep slopes bounded by faults which shed clasts for the breccias; contemporaneously a magmatic phase formed the discontinuous basalt cover. After a period of relative tectonic calm, the beginning of the turbiditic sedimentation during the Late Cretaceous point out a strong uplift of areas to the SE, sign of the inception of the Apenninic orogenic phases. The succession of events -after a first debated tectonic phase, which has contrasting interpretations since according to some authors it had an Alpine vergence- can be synthetized as follows:

- 1- The Lavagna Unit thrust onto the Bracco Unit, in which large recumbent folds enucleated;
- 2- The Lavagna and Gottero Units thrust onto the Bracco-Val Graveglia Unit in which large recumbent folds were laminated originating separated subunits.
- 3- This tectonic pile thrust onto the Ottone U. These events occupy a Pale-ocene-Early/middle Eocene time span.
- 4- Only during Late Oligocene-Early Miocene the nappe pile thrust onto the Canetolo Unit and then onto the Tuscan Nappe. During this period the Gottero Unit had its last horizontal movements onto the previously structured units.
- 5- The distensive tectonics which follows the compressive phases, in this sector of the Northern Apennines begins near the Miocene-Phocene boundary, and is related to the opening of the Ligurian Sea. These phases originated a system of high angle normal faults oriented N-S in the north-western areas of the sheet, forming small *Horst* and *Graben* in the Bracco-Val Graveglia Unit, and another more important system, oriented NW-SE in the southeastern areas. It represents the northern continuation of the La Spezia normal fault that in the sheet separates the Gottero Unit to the E from the underlying tectonic units to the W. This structure decreases its displacement going northwards and seems to evanish near Castello. This system includes the faults buried in the Ligurian Sea, responsible of the trend of the coast and of the sinking of the Liguria-Versilia basin. Southwards, to this fault system probably belongs also the faults that, in the La Spezia sheet formed the Sarzana basin with its sediments of the Miocene-Pliocene boundary. So, its age would be a little older.

The volcano-sedimentary section of the Vara Supergroup has been in the past exploited for: **a**- the manganese, which was present mainly as massive hydro-

NotelllustrativeF232.indd 95 19/07/2014 18:11:37

thermal braunite and secondarily, bementite and rodocroisite, syngenetic with the "Monte Alpe cherts" and found near the contact between the cherts and the underlying "basalts". **b**- the sulphures, mainly cupripherous pyrite and chalcopyrite, exploited since the Copper Age, found in the large "basalt" outcrops. **c**- talc and brucite have been found in some outcrops of "serpentinite", and sporadically exploited.

For all these minerals the exploitation ended before the end of the last century.

With regard to the building stones, we can mention the thin sheets of "ardesia", used in the past for the roofs of the houses, and now only for restoring the roofs of hystorical buildings.

NotelllustrativeF232.indd 96 19/07/2014 18:11:37

LEGEND of Sheet 232

CONTINENTAL QUATERNARY DEPOSITS

Landslide deposits (a₁) Chaotic accumulation deposits of heterogeneous and heterometric materials.

Slope deposits (a) Heterogeneous and heterometric deposits mostly made of angular coarse clasts, with scarce sandy matrix, subject to outwash and debris-flow-type phenomena.

Eluvium-colluvium deposits (b₂) Heterogeneous and heterometric deposits due to in place alteration of altered shales with dispersed calcareous or arenaceous clasts, somewhere reworked by gravity and/or overland flow.

Slope debris (a₃) Gravity deposits made up of non consolidated angular coarsegrained clasts, mainly calcareous, are accous and siliceous, without or with scarce matrix. *LATE PLEISTOCENE-OLOCENE*

Beach deposits (g_2) Conglomerates and sands of littoral environment, often mixed with coarse alluvial deposits. *OLOCENE*

Recent alluvial deposits (b) Alluvial deposits, mainly coarse-grained, made up of gravel pebbles with silt and sand, often mixed with lightly elaborated clasts. **OLOCENE**

Terraced alluvial deposits (bn) Mainly coarse-grained alluvial deposits, made up of gravel and pebbles with silt and sand, often mixed with lightly elaborated clasts, distributed in an unique order with a maximum gradient of about ten meters from the present level of the waterway. *LATE PLEIST OCENE-OLOCENE*

INTERNAL LIGURIAN DOMAIN

VARA SUPERGROUP

Made up of a turbiditic formation lying on carbonatic-siliceous pelagic formations of oceanic environment, with basaltic flows and breccia bodies at the bottom. The succession lies on a mantle ultramafic basement, and suffered intense polyphasic deformations from Eocene to Oligocene ages, which provoked its structuration in three main tectonic units defined as Internal Ligurids: Lavagna, Gottero and Bracco-Val Graveglia Tectonic Units.

TAVARONE FORMATION (FCT) Grey to brown laminated shales with thin siltite and calcarenite intercalations. Frequently chaoticized, and with extremely variable thickness.

Olistoliths: serpentinites (\mathbf{sr}), Monte Capra breccia (\mathbf{bc}), basalts ($\boldsymbol{\beta}$), Palombini shales (\mathbf{pa}) and Monte Gottero sandstones, of up to kilometric dimensions (\mathbf{ag}); medium to thick beds of light grey marls and marl-siltites (\mathbf{cm}) of Coniacian age,

NotelllustrativeF232.indd 97 19/07/2014 18:11:37

of ambiguous origin. *EARLY PALEOCENE*?

GIAIETTE SHALES (GTT) Polychrome shales finely laminated, with middle to thin beds o fine-grained quartzoarenites and scattered fragments of calcilutite beds. Thickness from 100 to 150 m.

Olistoliths: Palombini shales (pa) up to 100 m thick. PALEOCENE p.p.

MONTE GOTTERO SANDSTONES (GOT) Quartz-feldspatic sandstones in medium to thick beds, alternating with shales, Near the bottom decametric intercalations of polychrome thin-bedded shales with marly beds and fine-graded breccia lenses (Monte Vallai shales *Auct*, GOTa).

The thicknes is frm 600 to 800 m *LATE CAMPANIAN - PALEOCENE p.p.*

LAVAGNA GROUP

This group includes the following formations: Scisti zonati, Monte Verzi Slates e Manganiferous Schists, all with a shaly-marly-arenaceous composition, and with non evident spatial relationships. Partial heteropies are possible among these formations and also between Manganiferous schists and Palombini Shales and between Scisti Zonati and the lower portion of the Monte Gottero Sandstones.

SCISTI ZONATI (SZO) Finely bedded silty-arenaceous turbidites with rare marl beds, locally of significant thickness. The thickness of the formation, badly measurable, due to the intense tectonization, is not below 250 m. *LATE CAMPANIAN*

MONTE VERZI SLATES (AMV) Marly turbidites in beds and thick layers with a characteristic slate scistosity, interbedded with grey shales and silty-arenaceous turbidites in thin to medium beds, prevailing somewere.

Arenaceous lithofacies: Arenaceous turbidites in beds and thick layers, alterating with dark grey shales and slaty markstones in beds from thick to very thick (Cogorno-Cavi sandstones, AMV_a). Thickness between 150 and 180 m. *LATE CAMPANIAN-MAESTRICHTIAN p.p.*

MANGANIFEROUS SCHISTS (SMG) Finely schistose shales grey-brown, with Fe and Mn oxide stain, with rare levels of grey calcilutites ("pseudopalombini"). *SANTONIAN-CAMPANIAN*

PALOMBINI SHALES (APA) Grey shales and siltstones interbedded with micritic dark grey limestones rarely with a calcarenitic base; in the upper part of the succession the dark grey beds can desappear.

NotelllustrativeF232.indd 98 19/07/2014 18:11:37

The thickness of the formation are highly variable, and can reach some hundred meters

Olistoliths of serpentinites (**sr**) and basalts (β), intercalations near the base of Calpionelle Limestones (**cc**) and gabbros (Γ). **LATE HAUTERIVIAN-LATE SANTONIAN**

CALPIONELLE LIMESTONES (CCL) White or light grey calcilutites, with rare chert nodules and subordinate intercalations of shales, locally marly, more abundant near the roof. Maximum thickness 200 m. *LATE TITHONIAN-EAR-LY VALANGINIAN*

MONTE ALPE CHERTS (DSA) Finely bedded varycoloured cherts, locally recrystallized. The thickness variations, from less than 10 to more than 100 m. *MIDDLE-LATE JURASSIC*

BARGONASCO VOLCANO-SEDIMENTARY COMPLEX

Association of sedimentary breccias with ophiolitic clasts with basalt flows.

MONTE B ANCO B RECCIA (BMB) Breccia with clasts of serpentinite, ophicalcite and basalt in a carbonatic matrix. Thickness below 40 m. LATE BAJO-CIAN-EARLY CALLOVIAN

MONTE ZENONE BRECCIA (BMZ) Breccia with Mg-gabbro clasts in a matrix of the same composition. Maximum thickness 180-200 m. *MIDDLE BATHONIAN-EARLY CALLOVIAN*

MOVEA BRECCIA (BMV) Poligenic breccia with Mg-gabbro, basalt and serpentinite clasts in an ophiolitic matrix. Maximum thickness about 50-70 m. *LATE* BAJOCIAN-EARLY CALLOVIAN

BASALTS (BST) Pillow llava basalts, basalt breccias, massive basalts. Maximum thickness 300 m.

LATE BAJOCIAN-OXFORDIAN

MONTE CAPRA BRECCIA (BMC) Breccia with Fe-gabbro and subordinately serpentinite clasts, in an ophiolitic matrix of the same composition. The thickness varies from 0 to about 100 m.

LATE BAJOCIAN p.p.-CALLOVIAN

CASA BOENO BRECCIA (BBN) Breccia with serpentinite and rarely Mg-gabbro and basalt clasts in a serpentinitic matrix. Maximum thickness about 150 m.

NotelllustrativeF232.indd 99 19/07/2014 18:11:37

Olistoliths of serpentinites (sr) and brecciated serperntinites (sb) of big dimensions. LATE BAJOCIAN-EARLY BETHONIAN

FRAMURA BRECCIA (BFR) Breccia with serpentinite clasts in a calcitic matrix. The thickness varies from tens to hundreds m. *LATE BAJOCIAN-EARLY BATHONIAN*

GABBROS (GBB) Magnesian gabbros, rarely foliated pegmathoid, with basalt dikes, with oceanic metamorphism. *BAJOCIAN-BATHONIAN*

CUMULITIC SERPENTINITES (SCU) Serpentinites with relics of cumulitic structures. The thickness varies from some to few tens of meters. *BAJOCIAN-BATHONIAN*

SERPENTINITES (SRN) Serpentinites from lherzolites and/or harzburgites, with relics of tectonitic structures, serpentinized peridotites, with gabbroic and basaltic dikes, affected by oceanic metamorphism. At the top brecciated serpentinites with abundant calcite veins (Levanto breccia - Ophicalcites *p.p.* **SRN**_a). Maximum thickness 4-500 m. *MIDDLE JURASSIC*

EXTERNAL LIGURIAN DOMAIN

PARMA SUPERGROUP

In the map area, a shaly-calcareous complex, highly tectonized crops out; it belongs to an External Ligurian Unit, called Ottone Unit, where the following formations are present:

MONTE VERI COMPLEX (MVE) Highly tectonized grey-brown shales with beds and fragments of dark grey calcilutites (palombino). Bodies of polygenic breccias with ophiolite, ophiolite breccia, granite and limestone clasts (MVE_a) are present. Maximum thickness 250 m. *CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN p.p.*

OTTONE FLYSCH (OTO) Medium to thick beds of calcilutites and somewhere marly calculatives, light grey, interbedded with laminated grey-brown shales. Maximum thickness 150 m. *CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN p.p.*

SUBLIGURIAN DOMAIN

ROCCAFERRARA SUPERGROUP

The formations pertaining to the this Supergroup constitute a unique tectonic unit (Canétolo T.U.), inside of which a subunit has been distinguished (Aveto

NotelllustrativeF232.indd 100 19/07/2014 18:11:37

T.S.U.).

The unit is tectonically interposed between the Tuscan and External Ligurian Domains.

In this unit the following formations are present:

VAL D'AVETO FORMATION (AVE) Medium to thin beds of fine-grained sandstones and siltites with intercalations of grey marnosiltites (**AVE**_a). Thin beds of medium- to fine-grained sandstones alternating with dark grey shales and grey marnosiltites (**AVE**_b). Maximum thickness not less than 200 m. Olistoliths of serpentinites (**sr**). *EARLY OLIGOCENE*

PONTE BRATICA SANDSTONES (ARB) Medium to thick beds of arenaceous turbidites, locally conglomeratic, with grey-greenish andesitic volcanoclastic component. Medium thickness 150 m. *OLIGOCENE*

CANÉTOLO SHALES AND LIMESTONES (ACC) Calcareous, silty-arenaceous or calcarenitic turbidites intercalated to abundant dark grey shales. Due to the strong tectonization the thickness is hardly quantifiable; in origin it probably did not exceed 3-400 m. *MIDDLE EOCENE- EARLY OLIGOCENE p.p.*

TUSCAN DOMAIN

SERCHIO SUPERGROUP

In the sheet area the Serchio Supergroup is represented only by the silty-arenaceous turbidites of the Macigno Formation. A single tectonic unit crops out: the Tuscan Tectonic Unit, in which a subunit (Zuccone T.S.U.) has been distinguished.

MACIGNO (MAC) Medium to thick beds of fine to turbiditic sandstones, alternating with thin levels of grey shales. In some beds the lower portion is made up of fine.grained polygenic conglomerates with a maximum thickness of 5 m. *EARLY OLIGOCENE p.p.-LATE OLIGOCENE*

NotelllustrativeF232.indd 101 19/07/2014 18:11:37



NoteIllustrativeF232.indd 102 19/07/2014 18:11:37

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E. (1969) Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levanto (Liguria Orientale). Mem. Soc. Geol. It., 8: 923-1014.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1984) Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e delle interpretazioni dal 1970 in poi. Cento anni di geologia italiana Vol. Giub. I Centenario S.G.I., p. 215-240.
- ABBATE E., BECCALUVA L., BORTOLOTTI V., GALBIATI B. PICCARDO G.B., PRINCIPI G. & SERRI G. (1980a) *Eastern Liguria ophiolite nappe. Excursion F.* VIth Ophiolite Field Conference. Italy 1980. Field excursion guidebook. G.L.O.M., Firenze, p. 65-97.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P. & TREVES B. (1986) Apennines and Alps ophiolites and evolution of the Western Tethys. Mem. Soc. Geol. It., 31: 23-44 (1988).
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1980c) Carta geologica delle ofioliti del Bargonasco e dell'alta Val Graveglia. L.A.C., Firenze e in: BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G (2003) The Bargonasco Upper Val Graveglia ophiolitic succession, Northern Apenninie, Italy, Ofioliti, 28: 137-140.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., PRINCIPI G. & TREVES B. (1994) Oceanisation processes and sedimentary evolution of the Northern Apennine ophiolite suite: A discussion. Mem. Soc. Geol. It., 48: 117-136.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980b) Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. Ofioliti. Spec. Issue, 1: 59-96.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1984) Pre-orogenic tectonics and metamorphism in Western Tethys ophiolites. Ofioliti, 9: 245-278.
- ABBATE E., FANUCCI F., BENVENUTI M., BRUNI P., CIPRIANI N., FALORNI P., FAZZUOLI M., MORELLI D., PANDELI E., PAPINI M., SAGRI M., REALE V. & VANNUCCHI P. (2005) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. foglio 248 La Spezia. APAT Servizio Geologico d'Italia, pp. 204
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) The eugeosynclinal sequences. In: G. SESTINI (Ed.): Development of the Northern Apennines geosyncline. Sedim. Geol., 4: 251-340.
- AIELLO E. (1975) Le arenarie dell'Aveto, di Petrignacola e di M. Senario (Appennino Settentrionale). Osservazioni sedimentologiche e petrografiche. Boll. Soc. Geol. It., 94: 797-825.
- Aiello I.W. (1994) Stratigraphy of the Mt. Alpe Cherts in eastern Liguria, Italy. Ofioliti, 19: 301-306.
- AIELLO I.W. (1997) Le rocce silicee biogeniche pelagiche della Tetide Occidentale (Giurassico). Tesi di Dottorato, Univ. Firenze, pp. 215.
- Andri E. & Fanucci F. (1973) Osservazioni sulla litologia e stratigrafia dei Calcari a Calpionelle Liguri (Val Graveglia, Val di Vara). Boll. Soc. Geol. It., 92: 161-192.
- Andri E. & Fanucci F. (1975) La risedimentazione dei Calcari a Calpionelle Liguri. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 915-925.
- Andri E. & Fanucci F. (1980) Caratteri sedimentologici ed inquadramento paleogeografico di alcune serie pelagiche giurassico-cretacee. 1) Diaspri di M. Alpe (Liguria orientale). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Ser. A, 87: 39-59.
- Anelli M. (1938) Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza. R. Accad.

NotelllustrativeF232.indd 103 19/07/2014 18:11:37

- Sci. Lett. Arti Modena, 3: 1-37
- Aubry M.-P. & Villa G. (1996) Calcareous nannofossil stratigraphy of the Lemme-Carrosio Paleogene/Neogene Global Stratotype Section and Point. Giorn. Geol., 58: 51-69.
- Baldacci F., Elter P., Giannini E., Giglia G., Lazzarotto A., Nard R. & Tongiorgi M. (1967) Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sull'interpretazione dei flysch arenacei tipo «Macigno» nell'Appennino Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 6: 199-211.
- BARBIERI F., PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1968) Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sull'alto Appennino ligure-emiliano. Ateneo Parm., Acta Nat., 4: 1-40.
- Barbieri M., Masi U. & Tolomeo L. (1979) Stable isotope evidence for a marine origin of ophicalcites from North-central Apennines (Italy). Marine Geol., 30: 193-204.
- Barrett T.J. (1982a) Review of stratigraphic aspects of the ophiolitic rocks and pelagic sediments of the Vara Complex, North Apennines, Italy. Ofioliti, 7: 3-46.
- Barrett T.J. (1982b) Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded cherts overlying ophiolites in the North Apennines, Italy, Sedimentology, 29: 353-373.
- BARRETT T.J. & FRIEDRICHSEN H. (1989) Stable isotopic composition of atypical ophiolitic rocks from east Liguria Italy. Chem. Geol., 80: 71-84.
- Barrett T.J. & Spooner E.T.C. (1977) Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Liguria Apennines, Italy A comparison with observations from rifted oceanic ridges. Earth Planet. Sci. Lett., 35: 79-91.
- BAUMGARTNER P.O. (1984) A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan Jurassic radiolarites. Ecl. Geol. Helv., 77: 729-837.
- Baumgartner P.O. (1987) Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. Ecl. Geol. Helv., 77: 729-837.
- Baumgartner P.O., Bartolini A.C., Carter E.S., Conti M., Cortese G., Danelian L., De Wever P., Dumitrica-Jud R., Gorican S., Guex J., Hull D.M., Kito N., Marcucci M., Matsuoka A., Murchey B. O'Dogherty L., Savary J., Vishvevskaya V., Widz D. & Yao A. (1995) Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations In: Baumgartner P.O. et alii (Eds.): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology. Mém. Géol., 23: 1013-1048, Lausanne.
- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B. & Ventur Illi G. (1976) Le rocce gabbriche dell'Appennino Settentrionale. II)- Le caratteristiche chimiche. Ofioliti, 1: 107-126.
- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B. & Zeda O. (1984) Petrology of Iherzolitic rocks from Northern Apennine ophiolites. Lithos, 17: 299-316.
- Beccaluva L., Piccardo G.B. & Serri G. (1980) Petrology of northern Apennines Ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. In A. Panayiotou (Ed.): Proceed. Intern. Ophiolite Symp. (1979), p. 314-331, Cyprus.
- Bellinzona G., Boni A., Braga G., Casnedi R. & Marchetti G. (1968) Carta geologica della "finestra" di Bobbio. Atti Ist. Geol. Pavia, 19.
- Bertolani M. (1952) I giacimenti cupriferi nelle ofioliti di Sestri Levante (Liguria). Per. Miner., 2-3: 149-170.
- BERTOLDI R., BINOTTI A. & CASTELLO F. (1994) Reevisia and Itea in the pollen flora of the

NotelllustrativeF232.indd 104 19/07/2014 18:11:37

- upper Neogene continental deposit at Sarzana (lower Magra Valley, northern Italy). Rev. Paleobot. Palyn., **80**: 159-172.
- Bezzi A. & Piccardo G.B. (1970) Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche della Liguria. Riflessioni sulla genesi dei complessi ofiolitici in ambiente appenninico e alpino (Nota preliminare). Rend. S.I.M.P., 26: 1-42.
- Bezzi A. & Piccardo G.B. (1971a) Cumulus and skeletal olivine from ultramafic cumulates of the Ligurian ophiolites (Mattarana quarry, Bracco Massif, Italy). Res Ligusticae, 168: 301-309, Genova.
- Bezzi A. & Piccardo G.B. (1971b) Caratteristiche chimiche e fisiche di cromiti delle ultramafiti cumulitiche del Massiccio del Bracco (Appennino Ligure). Res Ligusticae, 168: 310-321, Genova.
- BEZZI A. & PICCARDO G.B. (1971c) Structural features of the Ligurian ophiolites: Petrologic evidence for the «oceanic» floor of the Northern Apennines geosyncline; a contribution to the problem of the Alpinetype gabbro-peridotite associations. Mem. Soc. Geol. It., 10: 53-63.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. Nature, 234: 108-111.
- BONATTI E., ZERBI M., KAY R. & RODELL H. (1976) Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. Geol. Soc. Amer. Bull., 87: 83-94.
- Bonazzi A., Cortesogno L., Galbiati L., Reinhardt M., Salvioli Mariani E. & Vernia L. (1987) Nuovi dati sul metamorfismo di basso grado nelle unità liguridi interne e loro possibile significato nell'evoluzione strutturale dell'Appennino settentrionale. L'Ateneo Parm., Acta Naturalia, 23: 17-47.
- Bon A. (1961) Per la geologia dell'Appennino Settentrionale a W della linea La Spezia Piacenza. Atti Ist. Geol. Pavia, 12: 63-196.
- Boni A., Braga G., Conti S., Gelati R., Marchetti G. & Passeri L.D. (1969) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 83-Rapallo/Foglio 94-Chiavari. Serv. Geol. d'It., pp. 89, Roma.
- BORSI L., SHARER U., GAGGERO L. & CRISPINI L. (1996) Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin. Earth Planet. Sci. Lett., 140: 227-241.
- Bortolotti V. & Gianelli G. (1976) Le rocce gabbriche dell'Appennino Settentrionale: i dati recenti su rapporti primari, posizione stratigrafica ed evoluzione tettonica. Ofioliti, 1: 99-105.
- BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1970) Magmatic activity. In: G. SESTINI (Ed.): Development of the Northern Apennines geosyncline. Sedim. Geol. 4 (3/4): 599-624.
- Bortolotti V., Cortesogno L., Gianelli G., Piccardo G.B. & Serri G. (1976) Ifiloni basaltici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale e il loro significato nella formazione del bacino oceanico ligure. Ofioliti, 1: 331-364.
- BORTOLOTTI V., MARCUCCI M. & PRINCIPI G. (1991) Guidebook of the field trip in Tuscany and Liguria. Meeting "Sedimentary cover in ophiolitic and oceanic sequences", Florence, oct. 1991, pp. 23.
- BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. & TREVES B. (1990) Mesozoic evolution of Western Tethys and the Europe/Iberia/Adria plate junction. Mem. Soc. Geol. It., 45: 393-407 (1992).

NotelllustrativeF232.indd 105 19/07/2014 18:11:37

- BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. & TREVES B. (2001) Ophiolites, Ligurides and the tectonic evolution from spreading to convergence of a Mesozoic Western Tethys segment. In: P.I. Martini & G.B. Vai (Eds): Anatomy of an orogen: Apennines and adjacent Mediterranean basins. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, p. 151-164.
- Braga G. & Marchetti G. (1970) Sulla presenza di arenarie tufuiche nella Liguria orientale e dati sulla loro età (Appennino di La Spezia). Atti Ist. Geol. Pavia, 21: 115-122.
- Braga G., Casnedi R., Galbiati B. & Marchetti G. (1972a) Carta geologica della Val di Vara (Appennino di La Spezia), con sezioni geologiche Atti Ist. Geol. Pavia, 23, tavv. 22-23.
- Braga G., Casnedi R., Galbiati B. & Marchetti G. (1972b) Le unità ofiolitifere nella Val di Vara (Nota strutturale, introduttiva alla carta geologica della Val di Vara). Mem. Soc. Geol, It., 11: 547-560.
- Brigo L. & Ferrario A. (1974) Le mineralizzazioni nelle ofioliti della Liguria orientale. Rend. S.I.M.P., 30: 305-316.
- Cabella R., Cortesogno L. & Gaggero L. (1994) Hydrothermal contributions to cherts deposition in Northern Apennines: A preliminary report. Ofioliti, 19: 367-376.
- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 217 Neviano degli Arduini. Ispra. Roma, (in stampa).
- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 233 Pontremoli. Ispra. Roma, (in stampa).
- CASELLA F. & TERRANOVA R. (1963) Studio stratigrafico e tettonico dei terreni cretacei nella Valle Lavagna e nelle zone limitrofe (Appennino ligure orientale). Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 1: 349-472 (1964).
- CASNEDI R. (1982) Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguridi nell'Appennino nordoccidentale (Valli Lavagna Sturla Trebbia e Aveto). Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 30: 42-66.
- Catanzariti R., Cerrina Feroni A., Martinelli P. & Ottria G. (1996) Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra Dominio Subligure e Dominio Toscano: Dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem, ser. A, 103: 1-30.
- Cerrina Feroni A., Ottria G. & Vescovi P. (2002) *Note Il lustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50,000, Foglio 217 "Neviano degli Arduini"*. Serv. Geol. d'It. Regione Emilia Romagna, S.EL.CA., pp 112, Firenze.
- CHIARI M., CORTESE G. & MARCUCCI M. (1994) Radio arian biostratigraphy of the Jurassic cherts of the Northern Apennines. Offolia, 19: 307-312.
- CHIARI M., CORTESE G., MARCUCCI M. & NOZZOLI N. (1997) Radiolarian biostratigraphy in the sedimentary cover of the ophiolites of south-western Tuscany, Central Italy. Ecl. Geol. Helv., 90: 55-77.
- CHIARI M., MARCUCCI M. & PRINCIPI G. (2000) The age of the radiolarian cherts associated with the ophiolites in the Apennines (Italy). Ofioliti, 25: 141-146.
- CIPRIANI N., MALESANI P. & VANNUCCI S. (1985) Distribuzione e rapporti dei sedimenti oligocenici e miocenici nell'Appennino settentrionale. Miner. Petrogr. Acta, 29: 191-210.
- Cobianchi M., Galbiati B. & Villa G. (1994) Stratigraphy of the Palombini Shales in the Bracco Unit (Northern Apennine). Ofioliti, 19: 193-216.

NotelllustrativeF232.indd 106 19/07/2014 18:11:38

- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino ligure). Atti Ticinensi Sci. Terra, 35: 199-211.
- CONTI M. & MARCUCCI M. (1986) The onset of the radiolarian deposition in the ophiolite sequences of the Northern Apennine: a progress report. Marine Micropal., 11: 129-138.
- CONTI M. & MARCUCCI M. (1991) Radiolarian assemblage in the Monte Alpe Cherts at Ponte di Lagoscuro, Val Graveglia (eastern Liguria, Italy). Ecl. Geol. Helv., 84: 791-817.
- CORTESOGNO L. (1980) Il metamorfismo giu assico nelle ofioliti dell'Appennino settentrionale: due distinti ambienti metamorfici in ambiente oceanico. Ofioliti, 5: 5-19.
- Cortesogno L. & Gaggero L. (1992) The basaltic dikes in the Bracco gabbroic massif: Petrology of the earliest phases of basaltic activity in the Northern Apennines ophiolites. Ofioliti, 17: 183-198.
- Cortesogno L. & Gaggero L. (1993) Compositional variations and petrogenetic bearing of clinopyroxenes from tholeritic dikes (Bracco massif, Northern Apennine, Italy). Ofioliti, 18: 131-141
- Cortesogno L. & Galli M. (1974) Tronchi fossili nei diaspri della Liguria Orientale. Ann. Museo Civ. St. Nat. Genova, 80: 142-146.
- Cortesogno L. & Lucchetti G. (1982) Il metamorfismo oceanico nei gabbri ofiolitici dell'Appennino Ligure: aspetti petrologici e paragenetici. Rend. S.I.M.P., 38: 561-579.
- Cortesogno L. & Olivieri F. (1974) Fenomeni metamorfici di alta temperatura ed evoluzione polimetamorfica in ambiente «oceanico» e orogenico di diabasi, brecce e sedimenti associati, affioranti presso Framura (Liguria orientale). Rend. S.I.M.P., 30: 931-959.
- Cortesogno L. & Venturelli G. (1978) Metamorphic evolution of the ophiolite sequences and associated sediments in the Northern Apennines Voltri Group, Italy. In: H. Closs, D. Roeder & K. Schmidt (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union. Commis. Geodynam. Sci. Rep., 38: 253-260.
- CORTESOGNO L., GAGGERO L. & MOLLI G. (1994) Ocean floor tectono-metamorphic evolution in the Piedmont-Ligurian Jurassic basin: A review. Mem. Soc. Geol. It., 48: 151-163.
- Cortesogno L., Galbiati B. & Principi G. (1981a) Le brecce serpentinitiche giurassiche della Liguria orientale. Arch. Sci. Genève, 33: 185-200.
- Cortesogno L., Galbiati B. & Principi G. (1981b) Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di brecce serpentinitiche della Liguria orientale e interpretazione in chiave geodinamica. Ofioliti, 6: 47-76.
- Cortesogno L., Galbiati B. & Principi G. (1987) Note alla "Carta geologica delle ofioliti del Bracco" e ricostruzione della paleogeografia giurassico-cretacea. Ofioliti, 12: 261-342.
- Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. & Venturelli G. (1978) Le brecce ofiolitiche della Liguria orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. Ofioliti, 3: 99-160.
- Cortesogno L., Gianelli G. & Piccardo G.B. (1975) Preorogenic metamorphic and tec-

NotelllustrativeF232.indd 107 19/07/2014 18:11:38

- tonic evolution of the ophiolitic mafic rocks (Northern Apennines and Tuscany). Boll. Soc. Geol. It., 94: 291-327.
- Cortesogno L., Lucchetti G. & Penco A.M. (1979) Le mineralizzazioni a manganese nei diaspri delle ofioliti liguri: mineralogia e genesi. Rend. S.I.M.P., 35: 151-197.
- Costa E., Di Giulio A., Plesi G. & Villa G. (1992) Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre Val Gordana- Mallara M. Sillara (Appennino Settetrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria. Studi Geol. Camerti. Vol. Spec. 1992/2: 229-248
- Dalla Casa G. & Ghelardoni R. (1967) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 84 Pontremoli e Foglio 85 Castelnuovo ne' Monti. Serv. Geol. d'It., pp. 83, Roma.
- Dallan L., Giannini E., Squarci P & Taffi L. (1968) Calcare a Calpionelle ligure.
- Studi Illustrativi Carta Geol d'It., Formazioni Geologiche, 1:10.
- Decandia F.A. & Elter P. (1969) Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (Nota preliminare). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem, ser A, 76: 1-9.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Appentino ligure). Mem. Soc. Geol. It., 11: 503-530.
- DE KAENEL E. & VILLA G. (1996) Oligocene-Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia abyssal plain. Proceed. O.D.P. Sci. Res., 149: 79-145.
- DE LAUNAY L. (1907) La métallogénie de l'Italie et les regions avoisinantes. II. Note sur la Toscane m'nière et l'Île d'Elbe. Congr. Géol. Intern. Mexico 1907, 1, 555-694.
- De Negri G. & Rivalenti G. (1971) Alcune considerazioni sulla genesi dei giacimenti manganesiferi della Val Graveglia (Liguria). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., ser. A, 78: 420-437.
- ELTER G., ÉLTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) Sur la prolongation du domaine ligure de l'Appenin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. Arch Sci., Genève, 19: 279-377.
- ELTER P. (1960) I lineamenti tettonici dell'Appennino a NE delle Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 79 (2): 369-395.
- ELTER P. (1962) Bref aperçu sur la géologie de l'Appenin au NW del Apouanes. Bull. Soc. Géol. France, 4: 668-674.
- ELTER P. (1972) La zona ofiolitifera del Bracco nel qua dro dell'Appennino Settentrionale. Introduzione alla geologia delle liguridi. 66° Congr. Soc. Geol. It., Guida alle escursioni, Pacini, p. 5-35, Pisa.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965) Contributo alla conoscenza dell'Appennino Ligure: 3). Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino Ligure. Boll. Soc. Geol. It., 84 (5): 1-12.
- Elter P., Catanzariti R., Ghiselli F., Marroni M., Molli G., Ottria G. & Pandolfi L. (1999) L'Unità Aveto(Appennino Settentrionale): caratteristiche litostratigrafiche, biostratigrafia, petrografia delle areniti ed assetto strutturale. Boll. Soc. Geol. It., 118: 41-63.
- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio197 Bobbio. Serv. Geol. d'It., pp. 106,

NotelllustrativeF232.indd 108 19/07/2014 18:11:38

Roma

- ELTER P., GIANNINI E., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1961) Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. Rend. Accad. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis. Mat., 29: 497-502.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) Sul significato dell'esistenza di un'unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 83 (2): 373-394.
- Federici P.R. (1973) La tettonica recente dell'Appennino: 1 Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-est delle Alpi Apuane. Boll. Soc. Geol. It., 92: 287-301
- FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C.A. & SERRI G. (1976) Ocean-floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites: geochemical evidence. Chem. Geol., 17: 101-111.
- Ferrario A. (1973) I giacimenti cupriferi nelle pillow-lavas della Liguria Orientale. Rend. S.I.M.P., **29**: 485-495
- FIERRO G. & TERRANOVA R. (1963) Microfacies e sequenze litologiche nelle "arenarie superiori" dei monti Ramaceto e Zatta Atti Ist. Geol. Genova, 1 (2): 473-510.
- Folk R.L. & Mc Bride E.F. (1976) Possible pedogenetic origin of Ligurian ophicalcites: a Mesozoic calichified serpentinite. Geology, 4: 327-332.
- FOLK R.L. & Mc Bride E.F. (1978) Radiolarites and their relation to subjacent "ocean crust" in Liguria, Italy. J. Sedim. Petr., 48: 1069-1102.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) Latest Oligocene to Early Miocene quantitative calcareous nan ofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. Micropal., 42: 1.36.
- Franzini M., Gratziu C. & Schiaffino L. (1968) Sedimenti silicei non detritici dell'Appennino Settentrionale. 1) La formazione dei diaspri di Reppia (Genova). Atti Soc. Tosc Sci. Nat. Mem., 75: 154-207.
- Galbian B. (1971) Carta geologica schematica della ruga del Bracco tra M. Zatta e Moneglia (Appennino Ligure). Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 21 148-152.
- GALBIATI B. (1976) Le litofacies liguridi della zona di Tavarone. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 26: 1-14.
- GALBIATI B. (1978) Su alcune significative strutture tettoriche dell'entroterra di Bonassola (Liguria). Atti Ist. Geol. Univ. Pavia. 28: 69-77.
- Galbiati B. (1985) L'Unità del Bracco e il suo ruolo nella paleogeografia liguride cretacea. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 35: 316-336.
- Galbiati B. & Principi G. (1994) Da Varese Ligure a Levanto. Le Unità Liguri Interne. In: G. Zanzucchi (Ed.): Appennino Ligure-Emiliano. 10 itinerari. Guide Geologiche Regionali S.G.I., 6: 215-249.
- Galbiati B. & Rampoldi R. (1968) Sulla estensione delle Arenarie di Casanova a sud-est di Monte Zatta (Appennino Ligure) e nuovi elementi per una loro datazione. Rend. Ist. Lombardo, cl. Scienze, 102: 758-766.
- Galbiati B., Gianelli G. & Principi G. (1976) Nuovi dati sulle ofioliti del Bargonasco e tentativo di una loro ricostruzione paleogeografica. Ofioliti, 1: 391-406.
- Galli M. & Bezzi A. (1969) Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino Ligure. Nota XI Le rodingiti di Bargonasco e di Bargone. Rend. S.I.M.P., 25: 375-397.
- Galli M. & Cortesogno L. (1970) Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche dell'Ap-

NotelllustrativeF232.indd 109 19/07/2014 18:11:38

- pennino ligure. Nota XIII. Fenomeni di metamorfismo di basso grado in alcune rocce della formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Rend. S.I.M.P., **26**: 599-647.
- Galli M. & Togliatti V. (1965) Ricerche petrografiche sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure. Il Rosso di Levanto Nuovo contributo. Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova, 75: 359-381.
- Galli M., Bezzi A., Piccardo G.B., Cortesogno L. & Pedemonte G.M. (1972) Le ofioliti dell'Appennino ligure: un frammento di crosta-mantello "oceanici" dell'antica Tetide. Mem. Soc. Geol. It., 11 Suppl.: 467-502.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1992) Il Macigno costiero fra La Spezia e Grosseto. Giorn. Geol., 54: 163-179.
- Gardin S., Del Panta F., Monechi S. & Pozzi M. (2001) A Tethyan reference record for the Campanian and Maastrichtian stages: The Bottaccione section (Central Italy): review of the data and new calcareous nannofossil results. In: G.S. Odin (Ed.): The boundary between the Campanian and the Maastrichtian stages: characterisation and correlation from Tercis-les-bains to Europe and other continents. Elsevier, Amsterdam, p. 293-309.
- GARDIN S., MARINO M., MONECHI S. & PRINCIPI G. (1994) Biostratigraphy and sedimentology of Cretaceous Ligarid fosch.: Palaeogeographical implications. Mem.Soc. Geol.It., 48:219-238.
- Garrison R.E. (1974) Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. In: K.J. Hsu & H.C. Jenkyns (Eds.): Pelagic sediments: On land and under the sea. Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 1: 367-400.
- 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.
- GIAMMARINO S. & GIGLIA G. (1990) Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 109 (4): 683-692.
- Gianelli G. & Principi G. (1974) Studies on mafic and ultramafic rocks. 4. Breccias of the ophiolitic suite in the Monte Bocco area (Ligurian Apennine). Boll. Soc. Geol. It., 93: 277-308.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1977) Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone. Boll. Soc. Geol. It., 96: 53.58
- Grandjaquet C. & Haccard D. (1977) Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais (Apennin Italie). Boll. Soc. Géol. France, 19: 901-908.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJAQUET C. (1972) Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). Mem. Soc. Geol. It., 11: 309-341.
- HOOGERDUIN STRATING E.H. (1988) High temperature shear zones in the gabbroic massif (N Appennines, Italy): possible implications for tectonic models of ocean floor generation. Ofioliti, 13: 111-126.
- Hoogerduin Strating E.H. (1991) The evolution of the Piemonte-Ligurian ocean. A structural study of ophiolite complexes in Liguria (NW Italy). Geol. Ultraiectina, 74: 1-127 + XVIII.

NotelllustrativeF232.indd 110 19/07/2014 18:11:38

- HOOGERDULIN STRATING E.H & VAN WAMEL W.A. (1989) The structure of the Bracco Ophiolite complex (Ligurian Apennines, Italy9: a change from Alpine to Apennine polarity. J. Geol. Soc. London, 146: 933-944.
- LAGABRIELLE Y. & CANNAT M. (1990) Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern Central Atlantic basement. Geology, 18: 319-322.
- Lemoine M., Tricart P. & Boillot G. (1987) Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines: In search for a genetic model. Geology, 15: 622-625.
- LEONI L., MARRONI M., SARTORI F. & TAMPONI M. (1992) Indicators of very-low grade metamorphism in metapelites from Bracco/Val Graveglia Unit (Ligurian Apennines, Northern Italy) and their relationships with deformations. Acta Vulcanol., Marinelli Vol., 2: 277-285.
- LEONI L., MARRONI M., SARTORI F. & TAMPONI M. (1996) Metamorphic grade in metapelites of the Internal Liguride Units (Northern Apennines, Italy). Eur. J. Mineral., 8: 35-50.
- LEONI M & TADDEUCCI A (1960) Ricerche geochimiche e sedimentologiche sui calcari a palombini. Period. Mineral., 29: 127-182.
- Losacco U. (1982) Gli antichi ghiacciai dell'Appennino Settentrionale. Atti Soc. Sci. Nat. Mat. Modena, 103:1-224
- Lucchetti G., Cabella R. & Cortesogno L. (1990) Pumpellyites and coexisting minerals in low-grade metamorphic facies of Liguria, Italy. J. Metam. Geol., 8: 539-550.
- MALESANI G. (1966) Ricerche sulle arenarie: XV) L'Arenaria Superiore, Rend. S.M I., 22, 113-173.
- MALESANI P. & MANETTI P. (1970) Proposta di classificazione dei sedimenti clastici. Mem. Soc. Geol. It. 9: 55-63.
- MANETT P., PECCERILLO A. & POLI G. (1979) Rare earth element distribution in Jurassic siliceous rocks from Northern Apennines (Italy). Miner. Petrogr. Acta., 23: 87-98.
- MARESCOTTI P. & CABELLA R. (1996) Significance of chemical variations in a chert sequence of the "Diaspri di Monte Alpe" Formation (Val Graveglia, Northern Apennine, Italy). Ofioliti, 21: 139-144.
- MARINI M. (1992) L'unità del M. Gottero fra la Val Trebbia e Sestri Levante (Appennino Ligure): Nuovi dati di analisi di bacino e ipotesi di evoluzione sedimentaria. Boll. Soc. Geol. It., 111: 3-23.
- MARINI M. (1993a) Litologia, stratimetria e sedimentologia delle Ardesie del Monte Verzi (Unità del M. Gottero Auctt., Appennino ligure). Boll. Soc. Geol. It., 112: 333-352.
- MARINI M. (1993b) Considerations on the sandstone bodies of the Mt. Gottero Unit West of the Bracco Massif (Ligurian Apennines, Italy). Giorn. Geol., 53: 207-218.
- MARINI M. (1995) Le Arenarie del Monte Gottero nell'areale del Monte Zatta (Unità del Monte Gottero, Appennino Ligure). Boll. Soc. Geol. It., 114: 575-598.
- MARINI M. & TERRANOVA R. (1980) Evoluzione paleogeografica del bacino paleooceanico ligure fra l'Aptiano e il Paleocene. Mem. Soc. Geol. It., 21: 143-150.
- MARRONI M. (1988) Assetto strutturale dell'Unità del M. Gottero nel settore compreso tra Chiavari e S. Maria del Taro (Appennino Ligure). Rend. Soc. Geol. It., 11: 317-320.
- MARRONI M. (1990) Le Unità Liguri Interne tra l'alta Val di Vara e il Mar Ligure (Appennino Settentrionale): evoluzione di un settore del Dominio Oceanico Ligure-piemonte-

NotelllustrativeF232.indd 111 19/07/2014 18:11:38

- se. Tesi di Dottorato, Università di Pisa, pp. 357.
- MARRONI M. (1991) Deformation history of the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines) Boll. Soc. Geol. It., 110: 727-736.
- MARRONI M. (1994) Deformation path of the Internal Ligurid units (Northern Apennines, Italy): Record of shallow-level underplating in the Alpine accretionary wedge. Mem. Soc. Geol. It., 48: 179-194.
- MARRONI M. & MECCHERI M. (1993a) L'Unità di Colli/Tavarone in alta Val di Vara (Appennino Ligure): caratteristiche litostratigrafiche e assetto strutturale. Boll. Soc. Geol. It., 112: 781-798.
- MARRONI M. & MECCHERI M. (1993b) Tectonic history of an accreted sequence: the Colli-Tavarone Unit, Northern Apennines, Italy. Ofioliti, 18: 143-155.
- MARRONI M. & PANDOLFI L. (1996) The deformation history of an accreted ophiolite sequence: the Internal Ligaride Units (Northern Apennines, Italy). Geodin. Acta, 9: 13-29.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990a) The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines): New data from calcareous nannofossils. Ofioliti, 15: 251-269.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990b) The age of the Mt. Penna/Casanova Complex (external Ligurid units, Northern Apennines): New data from the calcareous nannofossils. Ofioliti, 15: 341-342.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1992) Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Flysch ad Elmintoidi di Ottone/S. Stefano (Appennino Ligure-Emiliano). 76ª Riunione estiva Soc. Geol. R. "L'Appennino Settentrionale", Firenze, settembre 1992. Riassunti p. 143, Firenze.
- MARTINI E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. Farinacci (Ed.): Proceed. 2nd Intern. Conf. Planktonic Microfossils, Roma. Tecnosci. 2: 739-785, Roma.
- MAXWELL J.C. (1964) Structural geology of the Ottone area, Piacenza and Genova. Mem. Soc. Geol. It., 4: 69-91.
- MECCHERI M. & ANTONPAOLI M.L. (1982) Analisi struturrale ed evoluzione delle deformazioni della regione M. Verruga, M. Porcile e Maissana (Appennino Ligure, La Spezia). Boll. Soc. Geol. It., 101: 117-140.
- Meccheri M., Marroni M., Casella A., Della Croce G. & Sergiampietri L. (1986) L'unità di Colli/Tavarone nel quadro dell'evoluzione stratigrafica e strutturale del Dominio Ligure (Appennino Settentrionale). Ofioliti, 11: 275-292.
- Merla G. (1933) I graniti della formazione ofiolitica appenninica. Boll. R. Uff. Geol. It., 58 (6): 5-115.
- Merla G. (1951) Geologia dell'Appennino Settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., 70 (1): 95-382.
- Merla G. (1957) Essay on the geology of the Northern Apennines with a Geological Map 1:1,000,000. AGIP Mineraria, pp. 30. Tip. Latini, Firenze.
- Merla G., Bortolotti V. & Passerini P. (1967) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 106 Firenze. Serv. Geol. d'Italia, pp. 61, Roma.
- MIGLIORINI C.I. (1933) Considerazioni su di un particolare effetto dell'orogenesi. Boll. Soc. Geol. It., **52** (2): 293-304.

NotelllustrativeF232.indd 112 19/07/2014 18:11:38

- Molli G. (1992) Evoluzione strutturale di shear zones nel complesso gabbrico del Bracco (Appennino Settentrionale) Atti Ticinensi Sci. Terra, 35: 19-24.
- Molli G. (1994) Microstructural features of high temperature shear zones in gabbros of the Northern Apennine ophiolites. J. Struct. Geol., 16: 1535-1541.
- Molli G. (1995) Pre-orogenic high temperature shear zones in an ophiolite complex (Bracco massif, Northern Apennines, Italy). In: R.L.M. Vissers & A. Nicolas (Eds.): Mantle and lowerr crust exposed in oceanic ridges and in ophiolites. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, p. 147-161.
- Molli G. (1996) Pre-orogenic tectonic framework of the northern Apennine ophiolites. Ecl. Geol. Helv., 89: 163-180.
- Monechi S. & Treves B. (1984) Osservazioni sull'età delle Arenarie del M. Gottero. Dati del nannoplancton calcareo. Ofioliti, 9: 93-96.
- MUTTER J.C. & KARSON J.A. (1992) Structural processes at slow-spreading ridges. Science, 257: 627-634.
- Nielsen T.H. & Abbate E. (1976) The Gottero Sandstone, a Late Cretaceous and Paleocene deep-sea fan complex in the Ligurian Apennines, northern Italy. Geol. Soc. Am., Abstr. Progr., 8: 1028-1029.
- Nielsen T.H. & Abbate E. (1983) Submarine-fan facies associations of the Upper Cretaceous and Paleocene Gottero Sandstone, Ligurian Apennines, Italy. Geo-mar. Lett., 3: 193-197
- NIELSEN T.H. & ABBATE E. (1985) Gottero turbidite system, Italy. In: A.H. BOUMA, W.R. NORMARK & N.E. BARNES (Eds.): Submarine fans and related turbidite systems. Springer-Verlag, New York, p. 199-204.
- OTTONELLO G., PICCARDO G.B. & ERNST W.G. (1979) Petrogenesis of Ligurian peridotites. Part II. Rare element chemistry. Geochem. Cosmochem. Acta, 43: 1273-1284.
- Paccionti V. (2000) Studio sull'Indice di cristallinità dell'Illite nelle Argille a Palombini delle Liguridi Interne in Liguria orientale. Tesi di laurea inedita, Univ. di Firenze, pp. 106.
- Parea G.C. (1964) La provenienza dei clastici dell' Arenaria del M. Gottero (nota preliminare). Acc. Naz. Sci. Lett. Arti Modena, Ser. 6 6: 3-7.
- Passerini P. (1962) Giacitura delle ofioliti tra il M. Aiona e Rovegno. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 139-146.
- Passerini P. (1965) Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno. Boll. Soc. Geol. It., 84 (5): 93-176.
- Passerini P. & Pirini C. (1964) Microfaune paleoceniche nelle formazioni dell'Arenaria di M. Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero. Boll. Soc. Geol. It., 83 (4): 211-214.
- Pertusati P.C. (1968) Segnalazione di una discordanza alla base del Paleocene (Formazione di Giariette) nell'Appennino Ligure e alcune considerazioni sul suo significato. Mem. Acc. Lunigiana Sci. G. Capellini, 38: 1-22, (1968).
- Piccardo G.B. (1976) Le ofioliti dell'areale ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione. Rend. Soc. Ital. Miner. Petr., 33: 221-252.
- Piccardo G.B., Rampone E. & Vannucci. (1990) Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidences from peridotite bodies of the western Alpine Northern Apennine system. Mem. Soc. Géol. France, 156: 323-333.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & VANNUCCI R. (1991) Northern Apennine peridotites and

NotelllustrativeF232.indd 113 19/07/2014 18:11:38

- ophiolites: from rift to ocean formation in the Jurassic Ligure-Piemontese basin. In: G.B. Piccardo, E. Rampone & M. Scambelluri, coop. A. Robbiano (Eds.): Ligurian ophiolites and peridotites: records of opening and closure of the Ligure-Piemontese oceanic basin. Field excursion guidebook. Dip. Sci. Terra, p. 1-24, Genova.
- Piccardo G.B., Rampone E., Vannucci. & Cimmino F. (1994) Upper mantle evolution of ophiolitic peridotites from the Northern Apennine: Petrological constraints to the geodynamic processes. Mem. Soc. Geol. It., 48: 137-148.
- PIPINO G. (1980) Gold in Ligurian ophiolites (Italy). In: A. Panaviotot (Ed.): Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979. Geol. Survey Cyprus: 765-763.
- Pognante U., Lombardo B. & Venturelli G.P. (1982) Petrology and geochemistry of Fe-Ti gabbros and plagiogranites for the Western Alps ophiolites. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 62: 457-462.
- Principi G. (1973) Il conglomerato di Monte Zenone (Nota preliminare) Boll. Soc. Geol. It., 92: 75-84.
- Principi G. (1992) Le ofioliti di Levanto Introduzione. 76a Riunione Estiva Soc. Geol. It. Guida alla traversata dell'Appennino Senentrionale. Univ. Firenze Centro Duplicazione Offset, p. 46-63, Firenze
- PRINCIPI G., CORTESOGNO I., CELLAI D., GAGGERO L., GARUTI G., GAZZOTTI M., PASSERINI P. & TREVES B. (1992) B1 Le ofioliti dell'Appennino Settentrionale. 76a Riunione Estiva Soc. Gool. It. Cuida alle escursioni post-congresso, Univ. Firenze Centro Duplicazione O Ifset, p. 1-76, Firenze.
- RAGGI G. (1965) Contributo alla conoscenza dell'Appennino Ligure: 4) Osservazioni sulla posizione delle ofioliti del Massiccio del Monte Penna (Alta Val di Taro) e considerazioni sui complessi di base dei flysch del Monte Gottero e del Monte Caio. Boll. Soc. Geol. It., 84 (6): 15-28.
- RAMPONE E. & HOFMANN A.W. (1998) Isotopic contrasts within the Internal Ligaride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link. Earth Planet. Sci. Lett., 163: 175-189.
- RAMPONE E., HOFMANN A.W., PICCARDO G.B., VANNUCCI R., BOTLAZZI P. & OTTOLINI L. (1996) Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy). Contrib. Mineral. Petrol., 123: 61-76
- REMANE J. (1985) Calpionellids. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (Eds.), Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press, p. 555-572.
- REUTTER K.-J. (1961) Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin. N. Jb. Paläont., Mh., 11: 563-588.
- REUTTER K.J. & SAMES C.W. (1962) Fazies zusammenhänge im Nordapennin. Z. Deutsch. Geol. Ges., 114: 620-646.
- ROTH P.H. (1978) Calcareous nannoplancton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean. Init. Rep. DSDP, 76: 65-78.
- ROVERETO G. (1931) Note al rilevamento geologico dei Fogli Rapallo e Chiavari. VIII) La tettonica della regione nelle sue grandi linee. Boll. Soc. Geol. It., **50**: 25-45.
- ROVERETO G. (1939) Liguria geologica. Mem. Soc. Geol. It., 2, pp. 743.
- Serri G. (1980) Chemistry and petrology of gabbroic complexes from Northern Apennines ophiolites. In: A. Panayiotou (Ed.): Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiolite

NotelllustrativeF232.indd 114 19/07/2014 18:11:38

- Symp., Cyprus 1979, p. 241-264.
- Sissingh W. (1977) Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geol. Mijn., 56: 37-65.
- Spooner E.T.C. & Fyfe W.S. (1973) Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. Contr. Mineral.Petr., 42: 287-304.
- Spooner E.T.C., Beckinsale R.D., England P.C. & Senior A. (1977) Hydration, ¹⁸O enrichment and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria, Italy. Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 857-871.
- Spooner E.T.C., Beckinsale R.D., Fyfe W.S. & Smewing J.D. (1974) O¹⁸ enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece), and Troodos (Cyprus). Contrib. Mineral. Petrol., 47: 41-62.
- STEINMANN G. (1907) *Alpen und Apennin*. Monats. Deuts. Geol. Gesell., **59** (8/9):177-185
- STORTI F. & SALVINI F. (2000) Syncronous and velocity-partitioned thrusting a thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: Implications for natural orogens. Tectonics, 19, 378-396.
- Terranova R. (1966) La serie cretacea degli «Argilloscisti» fra le valli dei torrenti Entella e Petronio (Appennino Ligure). Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 4: 109-177.
- Treves B. & Harper G.D. (1994) Exposure of serpentinites on the ocean floor: Sequence of faulting and hydrofracturing on the Northern Apennine ophicalcites. Ofioliti, 19: 435-466.
- Treves B., Hickmott D. & Vaggelli G. (1995) Texture and microchemical data of oceanic hydrothermal calcite veins, Northern Apennine ophicalcites, Ofioliti, 20: 111-122.
- Trevisan I. (1984) Autoctonismo e faldismo nella storia delle idee sulla rettonica dell' Appennino Settentrionale. Cento anni di geologia italiana Vol. Giub. I Centenario S G.I., p. 183-187.
- TUCHOLKE L. (1994) Geological model of ridge segments. J. Geoph. Res., 99: 11937-11958.
- Tucholke L. & Lin J. (1994) A geological model for the structure of ridge segments in low spreading ocean crust. J. Geophys. Res., 99, B6. 11.937-11.958.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) Correlazione sinottica delle unità stratigrafiche nell'Appennino Settentrionale. Studi Geol. Cameru. Vol. Spec. 1992/2: 171-185.
- Valloni R., Amorosi A., Cibin U., De Donatis M., De Nardo M.T., Farina M., Ghiselli F., Martelli L., Martini A., Ottria G., Piccin A., Pizziolo M. & Severi P. (1991) Proposta di classificazione macroscopica delle areniti. Ateneo Parm. Acta Nat., 27: 1-22.
- VANNUCCI R., RAMPONE E., PICCARDO G.B., OTTOLINI L. & BOTTAZZI P. (1993) Ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: an ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes. Contrib. Mineral. Petrol., 115: 123-137.
- VAN WAMEL W.A. (1987) On the tectonics of the Ligurian Apennines (northern Italy). Tectonophysics, **142**: 87-98.
- VAN WAMEL W.A., BONS A.J., FRANSSEN R.C.M.W., VAN LINGEN W., POSTUMA W. & VAN ZUTPHEN A.C.A. (1985) A structural geologic traverse through the Northern Apennines from Rapallo to Bettola (N. Italy). Geol. Mijnb., 64: 181-197.
- Van Zutphen A.C.A., van Wamel W.A. & Bons A.J. (1985) The structure of the Lavagna Nappe in the region of Monte Ramaceto and Val Graveglia (Ligurian Apennines,

NotelllustrativeF232.indd 115 19/07/2014 18:11:38

- Italy). Geol. Mijnb., 64: 373-384.
- ZACCAGNA D. (1928) Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio La Spezia (95). R. Ufficio Geologico, Roma.
- Zaccagna D. (1935) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli di Rapallo (83) e Chiavari (94) della Liguria orientale. R. Ufficio Geologico, pp. 17, Roma.
- Zanzucchi G. (1963) La geologia dell'alta Val Parma. Mem. Soc. Geol. It., 4:131-212.

NotelllustrativeF232.indd 116 19/07/2014 18:11:38



NotelllustrativeF232.indd 117 19/07/2014 18:11:38