



ISPR A

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 521
LAURIA

a cura di:

G. Bonardi^{1†}, A. Cinque¹, P. de Capoa¹, A. Di Staso¹, P. Esposito¹, D. Guida², S. Mazzoli¹, M. Parente¹, R. Radoičić³, A. Sgrosso¹, V. Siervo¹, V. Zamparelli¹

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse, Università di Napoli "Federico II"

² Dipartimento di Ingegneria Civile, Università di Salerno

³ Zavod Za geof. Istrazivanja, Beograd

Ente realizzatore:



CNR

Consiglio Nazionale delle Ricerche

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: R. Polino (IGG), fino al 2009,
P. Messina (IGAG)

Gestione operativa del Progetto CARG
per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: M. T. Lettieri
per il Consiglio Nazionale delle Ricerche - CNR: P. Messina (IGAG)

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Di Stefano (†), A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE:

Funz. Delegato: P. Manetti (IGG), Coord. operativo: A. Cavallin (IDPA)

Coordinamento informatizzazione: S. Sterlacchini (IDPA)

Coordinamento cartografico ed editoriale:

A. Iannace (Univ. Napoli), M.L. Putignano (IGAG)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

F. Grieco (IDPA), V. Siervo (Univ. Napoli), S. Sterlacchini (IDPA), M. Zazzeri (IDPA)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per il CNR:
M.G. Mori - Consiglio Nazionale delle Ricerche – IGG

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO	» 11
III	- STUDI PRECEDENTI	» 19
IV	- STRATIGRAFIA	» 29
1.	- UNITÀ TETTONICHE INTERNE	» 32
1.1.	- UNITÀ TETTONICHE LIGURIDI	» 32
1.1.1.	- <i>Unità tettonica dei Terreni ad affinità sicilide</i> (cfr. Unità tettonica Castelnuovo Cilento <i>p.p.</i>)	» 32
1.1.1.1.	- complesso indifferenziato di Nemoli (UAS)	» 34
1.1.1.2.	- unità del Fiume Torbido (UTO)	» 35
1.1.2.	- <i>Unità tettonica nord-calabrese</i>	» 36
1.1.2.1.	- formazione delle Crete Nere (CRN)	» 37
1.1.2.2.	- formazione del Saraceno (SCE)	» 39
1.1.2.2.1.	- <i>membro del Sovereto</i> (SCE₁)	» 41
1.1.3.	- <i>Unità tettonica del Frido</i>	» 41
1.1.3.1.	- serpentiniti di San Severino Lucano (TNT) e - metabasiti della Fagosa (TBS)	» 43
1.1.3.2.	- metapeliti di serra del Tuppo gentile (FDR) e - metacalcari di Monte Caramola (FDL)	» 44
2.	- UNITÀ TETTONICHE ESTERNE	» 45
2.1.	- UNITÀ TETTONICA VERBICARO	» 45
2.1.1.	- <i>calcari di Monte Crivo</i> (CRH)	» 46
2.1.2.	- <i>calcari con selce e marne del Bulgheria</i> (BHE)	» 47
2.1.3.	- <i>brecce a selce</i> (SEE)	» 47
2.1.4.	- <i>conglomerati e calcareniti di Serra Pollino</i> (BCR)	» 48
2.2.	- UNITÀ TETTONICA ALBURNO-CERVATI-POLLINO	» 49
2.2.1.	- <i>Calcari a Palaeodasycladus</i> (CPL)	» 51
2.2.2.	- <i>calcari con Cladocoropsis e Clypeina</i> (CCM)	» 52
2.2.3.	- <i>calcari con requienie e gasteropodi</i> (CRQ)	» 53
2.2.4.	- <i>calcari a radiolitidi</i> (RDT)	» 55
2.2.5.	- <i>formazione di Trentinara</i> (TRN)	» 57
2.2.6.	- <i>formazione di Cerchiara</i> (FCE)	» 59
2.2.7.	- <i>formazione del Bifurto</i> (BIF)	» 60
2.3.	- UNITÀ TETTONICA MONTE FORAPORTA	» 61

2.3.1.	- <i>dolomie e calcari del Monte Foraporta (FOP)</i> »	61
2.4.	- UNITÀ TETTONICA MONTI DELLA MADDALENA. »	63
2.4.1.	- <i>dolomia superiore (DBS)</i> »	63
2.4.2.	- <i>formazione di Monte Sierio (SIE)</i> »	64
2.5.	- UNITÀ TETTONICHE LAGONEGRESI. »	65
2.5.1.	- <i>Unità tettonica Lagonegro II</i> »	68
2.5.1.1.	- <i>Formazione di Monte Facito (FAC)</i> »	68
2.5.1.2.	- <i>Calcari con Selce (SLC_b)</i> »	71
2.5.1.3.	- <i>Scisti Silicei (STS_b)</i> »	72
2.5.1.4.	- <i>Flysch Galestrino (FYG_b)</i> »	72
2.5.2.	- <i>Unità tettonica Lagonegro I</i> »	73
2.5.2.1.	- <i>Calcari con Selce (SLC_a)</i> »	73
2.5.2.2.	- <i>Scisti silicei (STS_a)</i> »	75
2.5.2.3.	- <i>Flysch Galestrino (FYG_a)</i> »	76
2.5.2.4.	- <i>scisti di Pecorone (PCR)</i> »	77
2.6.	- UNITÀ TETTONICA CANALE DEL GRILLONE. »	77
2.6.1.	- <i>calcilutiti con selce di Timpa Carlone (LNE)</i> »	78
3.6.2.	- <i>marne e argilliti silicifere di Canale del Grillone (LLN)</i> »	78
2.7.	- UNITÀ TETTONICA DELLA CALDA »	78
2.7.1.	- <i>conglomerati e calcareniti di Bagni (UDA)</i> »	79
2.8.	- UNITÀ TETTONICA DI MONTE ALPI »	80
2.8.1.	- <i>calcari grigi di Monte Alpi (CGC)</i> »	80
2.8.2.	- <i>calcareniti di Cava Iannazzo (LUT)</i> »	81
2.8.3.	- <i>conglomerati ed arenarie di Cima S. Croce (TIT)</i> »	84
3.	- DEPOSITI DI BACINI INTRACATENA »	86
3.1.	- FORMAZIONE DI ALBIDONA (ABD) »	86
4.	- DEPOSITI QUATERNARI »	88
4.1.	- UNITÀ DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA »	88
4.1.1.	- <i>sintema del Noce (NCE)</i> »	88
4.1.2.	- <i>supersintema del Mercure (ME)</i> »	90
4.2.	- UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA »	92
4.2.1.	- <i>sintema di Castelluccio Superiore (LLU)</i> »	92
4.2.2.	- <i>Deposito marino terrazzato (g_n)</i> »	93
4.2.3.	- <i>Deposito alluvionale terrazzato (b_n)</i> »	94
4.2.4.	- <i>Detrito di falda (a_{3b})</i> »	94
4.2.5.	- <i>Deposito palustre (e₃)</i> »	95
4.2.6.	- <i>Till indifferenziato (c₁)</i> »	95
4.2.7.	- <i>Travertino (f₁)</i> »	96
4.3.	- UNITÀ IN FORMAZIONE NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA »	96

4.3.1.	- <i>Deposito di frana (a₁)</i> »	96
4.3.2.	- <i>Detrito di falda (a_{3a})</i> »	97
4.3.3.	- <i>Deposito alluvionale (b)</i> »	97
4.3.4.	- <i>Deposito di spiaggia (g₂)</i> »	97
V	- TETTONICA »	99
VI	- ELEMENTI DI SISMICITÀ STORICA E TETTONICA ATTIVA »	113
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA E IDROGEOLOGIA »	117
1.	- PROCESSI DEMOLITIVI: EROSIONE E MOVIMENTI DI MASSA »	117
2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE E RISORSE DEL SOTTOSUOLO. »	122
3.	- ACQUE SOTTERRANEE »	123
ABSTRACT »		125
BIBLIOGRAFIA »		129

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

(a cura di: G. BONARDI)

Il Foglio 521 Lauria della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) mediante la convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche, con il seguente organigramma.

Il Coordinamento Scientifico è di G. Bonardi e la direzione di U. Sgrosso; i terreni meso-cenozoici del Foglio Lauria sono stati rilevati da M. Parente, A. Sgrosso, V. Siervo, G. Bonardi (con il contributo di B. Fioretti). Il rilevamento è stato eseguito, negli anni compresi tra il 1994 ed il 2003, alla scala 1:25.000, utilizzando le basi topografiche I.G.M. Il rilevamento dei terreni quaternari è stato coordinato da A. Cinque. D. Guida ha curato gli aspetti della geologia applicata e della idrogeologia. Le analisi biostratigrafiche dei terreni mesozoici-terziari delle unità carbonatiche sono state eseguite da M. Parente, R. Radoičić. Le analisi biostratigrafiche delle unità terrigene sono state eseguite da P. De Capoa, A. Di Staso, P. Esposito. La stesura delle note illustrative è stata curata da tutti gli autori citati e con i contributi di S. Mazzoli (per gli aspetti della tettonica), V. Zamparelli (per gli aspetti della stratigrafia dei terreni dell'Unità tettonica Monte Foraporta), P. Galli del Dipartimento di Protezione Civile Nazionale, Roma (per gli elementi di sismicità storica e tettonica attiva).

Le fasi conclusive delle revisioni scientifiche a partire dal 2009 sono state eseguite e coordinate da A. Iannace e M.L. Putignano sia per quanto riguarda la redazione scientifica della cartografia sia per le note illustrative, rispettando l'interpretazione proposta dal Coordinatore Scientifico ed i suoi orientamenti di geologia regionale.

Il Foglio è ubicato nella fascia tirrenica della parte meridionale dell'Appennino

campano-lucano, in corrispondenza della culminazione orografica della catena e dello spartiacque Tirreno-Ionio. Ricade quasi interamente nella Regione Basilicata (Provincia di Potenza), ad eccezione di una fascia di circa 40 km² nella parte nord-occidentale, che è compresa nella Regione Campania (Provincia di Salerno). In esso sono compresi i Comuni di Lagonegro, Castelsaraceno, Rivello, Nemoli, Lauria, Trecchina, Castelluccio, nonché parte dei territori comunali di Casalbuono, Sapri, Maratea, Moliterno, Latronico.

Il paesaggio è decisamente montagnoso, con morfologia alquanto aspra soprattutto in corrispondenza dei rilievi carbonatici e dei versanti di faglia. Forme più dolci caratterizzano le depressioni strutturali e morfologiche, per lo più occupate da terreni a prevalente componente argillosa e colmamenti quaternari più o meno terrazzati. Dal livello del mare nel tratto costiero di Acquafrdda ci si eleva rapidamente fino a raggiungere i 2.000 metri nel Gruppo del Monte Sirino (Monte del Papa m 2005). Gran parte degli altri rilievi superano i 1.000 metri e numerose cime, oltre a quelle che formano il Gruppo del Sirino, superano i 1.500 metri: Monte Alpi (m 1.900), Verro Croce (m 1.672) nel Gruppo del Monte Raparo, Monte La Spina (m 1.652), Monte Zaccana (m 1.580), Monte Coccovello (m 1.512).

L'area del Foglio generalmente poco antropizzata, tranne che nella Valle di Rivello, che è la principale depressione morfologico-strutturale, nella valle del Fiume Sinni e nella zona tra Monte Sirino e Monte Alpi. E' attraversata dall'Autostrada SA-RC da NO a SE, dalle strade a scorrimento veloce 585 Fondo Valle Noce e 653 Sinnica, dalle Strade Statali 19, 104 e, nel tratto costiero di Acquafrdda, 18 e da numerose provinciali e comunali.

Il clima, di tipo mediterraneo, è caratterizzato da temperature estremamente variabili in relazione all'altitudine. Per la vicinanza alla Costa Tirrenica ed il forte effetto orografico sulle perturbazioni di origine atlantica, le precipitazioni, spesso a carattere nevoso nel periodo gennaio-febbraio a quote superiori ai 1.000 metri, superano i 2.000 mm annui di media.

I corsi d'acqua principali sono il Fiume Noce, che traversa il Foglio da N a S e sfocia nel Tirreno, ed il Fiume Sinni, che nasce dal Gruppo del Sirino e si dirige verso lo Ionio. Quest'ultimo è sbarrato da una diga in terra poco a valle della confluenza del Torrente Cogliandrino, formando il bacino artificiale Lago di Cogliandrino, le cui acque, attraverso una lunga condotta, alimentano una centrale idroelettrica sul Fiume Noce. Di minore estensione, ma naturali, sono il Lago Sirino, di sbarramento per frana, il Lago della Rotonda, di origine carsica e, alla base del versante N di Monte Sirino, i due laghetti di sbarramento morenico Laudemio (detto anche Remmo) e Zapano.

La vegetazione nella parte meridionale del Foglio è fortemente modificata dall'intervento antropico: i rilievi calcarei sono per lo più brulli, le aree boschive sono costituite da cedui di faggi e castagni, mentre nelle depressioni la macchia

mediterranea, con prevalenza del rovo, è, per quanto possibile date le forti pendenze e l'elevata franosità, sostituita da coltivi. Nella parte centro-settentrionale oltre ai cedui sono abbastanza estesi boschi di faggi, querce e pini: è in particolare da segnalare la presenza relitta del pino loricato sulla parete occidentale di Monte Alpi.

Ad eccezione della parte orientale, in cui affiorano rocce metamorfiche di basso grado, il Foglio è costituito da rocce sedimentarie riferibili a quasi tutte le unità stratigrafico-strutturali riconosciute nell'Appennino meridionale a SE della Valle del Sele. Esse vengono tradizionalmente accorpate in due assiemi di primo ordine: unità interne, derivate, con maggiore o minore certezza, dalla deformazione di un'area oceanica, ed unità esterne, derivate dalla deformazione del margine continentale apulo. Mentre per queste ultime non è stato necessario introdurre grosse variazioni rispetto alla precedente cartografia 1:100.000, a parte, ovviamente, un maggior dettaglio ed una più moderna caratterizzazione delle unità cartografate, il progresso delle conoscenze sulle unità interne ha reso necessaria una completa ridefinizione delle unità cartografabili. In assenza di cartografia omogenea prodotta da altri enti, il rilevamento, non essendo ancora disponibili le nuove sezioni, è stato eseguito sulle vecchie basi topografiche I.G.M. 1:25.000, con non poche difficoltà, essendo tali basi obsolete, soprattutto per quanto riguarda gli aspetti antropici. Ciò ha reso necessario un completo controllo sul terreno dopo la riduzione in scala 1:50.000. Le unità tettoniche distinte, secondo l'ordine geometrico dall'alto in basso, sono state suddivise al loro interno, per quanto possibile, in unità litostratigrafiche, nell'ordine stratigrafico dall'alto in basso. In qualche caso si è reso necessario abbandonare, in assenza del requisito della cartografabilità, suddivisioni litostratigrafiche proposte in letteratura su singole sezioni. Per le successioni carbonatiche di piattaforma, com'è tradizione, è stato utilizzato un criterio misto lito- e biostratigrafico, utilizzando *marker* facilmente riconoscibili sul terreno, in quanto una rigida applicazione del criterio litostratigrafico avrebbe portato a lasciare indivisi migliaia di metri di successione.

PROGETTO
CARG

II - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO

(a cura di: G. BONARDI, A. CINQUE)

L'area del Foglio ha una orografia caratterizzata da forti escursioni altimetriche e complessa articolazione planimetrica. L'ampiezza del rilievo è frequentemente ettometrica e non di rado raggiunge il migliaio di metri entro celle di 1-3 chilometri. Le aree a paesaggio ondulato e modesto rilievo locale sono rare, risultando circoscritte a superfici strutturali poco ritoccate (cima del Monte Coccovello), paleosuperfici d'erosione carsica conservate ad alte quote sui rilievi calcarei ed aree che nel corso del Quaternario sono state sedi di appiattimenti deposizionali (aree con terrazzi dell'antico "lago del Noce"; conca di Campo del Galdo; alta valle del Fosso Mancosa, presso Castelluccio).

Il settore a nord-est della direttrice Lagonegro-Castelluccio è quello che presenta maggior elevazione media e cime più alte; a sud-ovest di detta direttrice le cime montuose superano raramente i 1200 metri di quota.

Il settore nord-orientale si differenzia da quello sud-occidentale anche per il fatto che nel primo il rilievo appare più compatto; interrotto solo da valli di escavazione fluviale che dissecano un substrato nel quale prevalgono le strutture plicative e gli accavallamenti della tettonogenesi compressiva mio-pliocenica. Nel settore sud-occidentale, invece, le forme di dissezione fluviale si affiancano e si sovrappongono a depressioni strutturali che sono almeno in parte da legare ad una fagliazione a blocchi da connettere probabilmente alle vicende estensive e transtensive che nel Plio-Quaternario hanno interessato il margine tirrenico della catena.

Su tutta l'area del Foglio, ma soprattutto nel settore sud-occidentale e nella zona del Monte Alpi – Monte Raparo, i fenomeni di denudazione e dissezione

innescati dai sollevamenti orogenici hanno di frequente portato alla esumazione di piani di contatto tra litologie a diverso grado di erodibilità. Ciò ha tra l'altro condotto alla nascita di versanti di strato riesumati e di versanti di linea di faglia, per lo più di tipo resequente, che sono particolarmente alti e ripidi laddove le rocce carbonatiche delle unità Verbicaro e Alburno-Cervati-Pollino, oppure i termini più resistenti delle Unità Lagonegresi, risultano tettonicamente accostati a terreni molto più erodibili e/o franosi, quali i terreni fliscoidi ad alta componente argillosa, ma anche i termini meno rigidi delle successioni Lagonegresi. Il controllo passivo della struttura sulla morfogenesi si esprime anche in valli susseguenti incise per lo più lungo fratture e faglie, in versanti di strato (per lo più da esumazione morfoselettiva) ed in ripiani orografici che seguono sostanzialmente la giacitura di sottostanti unità litologiche resistenti (es.: ripiano sommitale del Monte Coccovello).

Il fatto che l'erosione selettiva abbia conferito grande spicco morfologico a strutture tettoniche di varia orientazione e diverse età (dal Miocene medio-superiore in poi), contribuisce a rendere difficile la individuazione dei lineamenti tettonici che, nel corso del Plio-Quaternario, hanno potuto condizionare in modo attivo l'evoluzione geomorfologica dell'area. Altre difficoltà in merito derivano sia dalla carenza di unità plio-quaternarie datate (o comunque valide come *marker* di medio ed ampio raggio), sia dal fatto che, qui come in gran parte dell'Appennino meridionale, la fagliazione recente ha di norma riutilizzato piani tettonici preesistenti.

Per quanto riguarda l'idrografia, va osservato che gran parte del Foglio Lauria è occupata dal bacino del Fiume Noce, il quale drena verso il Tirreno ed include tutto il versante occidentale del massiccio Tempa di Roccarossa-Monte Sirino, insieme ai versanti nordorientali dei rilievi carbonatici costieri (Monti di Maratea) che bordano a SO la conca di Rivello, nota in letteratura geologica come sede del Lago pleistocenico del Noce (DE LORENZO, 1898; LA ROCCA & SANTANGELO, 1992). L'uscita del Noce dalla conca avviene attraverso una forra che taglia circa trasversalmente la fascia dei rilievi carbonatici (parte meridionale del Foglio ad est di Trecchina).

Verso l'angolo nord-occidentale del Foglio, si ha lo spartiacque tra il Fiume Noce ed il Fiume Calore; quest'ultimo decorre verso NO nel Vallo di Diano e, attraverso il Tanagro, confluisce infine nel Fiume Sele. Ancora nel quadrante nord-occidentale passa lo spartiacque tra il bacino del Noce e quello del Fiume Bussento, che con i suoi tributari di testata drena verso NO un'ampia parte dei rilievi compresi tra il Monte Juncolo e la Serralunga. Chiudono la serie dei bacini drenanti verso il Tirreno le brevi vallate che dissecano il versante sud-occidentale dei Monti di Maratea.

La metà orientale del massiccio del Monte Sirino, come pure l'area del Monte Alpi e la porzione settentrionale dei rilievi a nord di Castelluccio (gruppo del

Monte Zaccana - Monte La Spina), è invece drenata verso lo Ionio dall'alto Sinni e suoi tributari, tra i quali il più importante è il Torrente Cogliandrino. Sono anche drenati verso lo Ionio, ma attraverso tributari del Fiume Agri, l'area valliva tra il Monte Armizzzone ed il Monte Raparo (T. Racanello; angolo NE del Foglio) ed il versante nord-est della Tempa di Roccarossa.

Sull'intera area del Foglio la rete idrografica si presenta di norma incassata in valli piuttosto profonde e con profili trasversali a "V" più o meno aperta a seconda delle litologie incassanti e dell'antichità dei tracciati. Questi fattori condizionano anche variazioni della frequenza di drenaggio e del grado di gerarchizzazione della rete.

Nelle aree di affioramento delle formazioni *del Bifurto*, delle *Crete Nere* e del *Flysch Galestrino*, del *complesso indifferenziato di Nemoli* (UAS) e dei termini filladici dell'Unità del Frido, i fianchi vallivi sono di norma meno acclivi di 20° circa e sono spesso connotati da relitti sospesi di antichi *glacis* d'erosione inclinati di una decina di gradi. Forme vallive con fianchi più ripidi sono tuttavia presenti nelle zone da poco raggiunte da fasi regressive di approfondimento degli alvei e laddove le variazioni climatiche tardo quaternarie hanno determinato una ripresa della dissezione su pendii prima dominati da fenomeni di modellamento areale. Le frequenze di drenaggio sono da medio-alte a molto alte (fino a casi di paesaggio calanchivo) con *pattern* di drenaggio che vanno dal tipo dendritico o sub-dendritico fino al parallelo-dendritico (caso dei *glacis* d'erosione dissecati). Su tali litologie sono anche diffusi i casi di alvei sinuosi per deviazioni causate da frane dai fianchi vallivi ed anche anomalie della rete idrografica legate ad antichi colamenti di valli ad opera di corpi di frana (colamenti e simili) e successiva dissezione di valli epigenetiche che è stata spesso bilaterale ed ha creato "motivi a diapason" (percorsi circa paralleli o divergenti seguiti da rapida confluenza ad angolo molto ottuso).

Nelle aree dove affiorano unità meso-cenozoiche più resistenti, le valli hanno fianchi a forte acclività (di norma superiori ai 30°), con poche eccezioni localizzate in quei settori non ancora raggiunti dalle forti fasi di dissezione retrograda che sono state innescate dal sollevamento e dai fagliamenti quaternari (ad esempio: zone di spartiacque tra bacino del Noce e bacini del Bussento e del Calore). Sui rilievi calcarei la densità di drenaggio è di solito bassa e cresce nelle zone a maggior pendenza come i versanti strutturali ed i fianchi di forre. Su tali litologie si rinvengono con frequenza valli sospese (es.: parte alta del Vallone del Lupo) che talora risultano anche decapitate e, quindi, secche e carsificate (es.: Valle di Fabbicato, tra Monte Messina e Monte Mancosa; Piana del Lago, tra Monte Coccovello e La Serra).

Laddove l'erosione fluviale ha agito lungo faglie ad alto angolo che accostano unità carbonatiche a unità terrigene molto erodibili e plasticizzabili, (es.: versante occidentale del Monte Alpi; fianco sinistro della Valle di Maratea e fianco destro

della Valle del Noce presso Parrutta), l'erosione differenziale ha creato ripide scarpate instabili che hanno prodotto cospicue falde detritiche, ricche di materiali di crollo, e fenomeni gravitativi anche profondi.

Sulle litologie resistenti i *pattern* di drenaggio manifestano una angolosità più o meno marcata che riflette gli andamenti tettonici della regione. Nel settore nordorientale del Foglio, in particolare, sono evidenti le orientazioni preferenziali circa N-S ($\pm 20^\circ$) e circa appenniniche (N 120-140°). Nel settore sud-occidentale, sono maggiormente evidenti i tracciati che seguono strutture appenniniche ed antiappenniniche, anche se non mancano incisioni susseguenti con orientazioni più prossime all'E-O ed al N-S.

Nelle aree in cui i complessi fluviali e fluvio-lacustri pleistocenici affiorano con maggiore estensione (aree intorno a Castelluccio e Trecchina), si hanno morfologie terrazzate e dissecate da reticoli vallivi a *pattern* di tipo dendritico-angoloso che riflette le fasi di fagliazione e fratturazione più recenti, tra le quali risulta ben marcato il *trend* appenninico.

Nelle zone di affioramento dei termini calcarei dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino si hanno spesso paesaggi carsici che includono doline e campi di doline laddove la topografia è suborizzontale o dolcemente ondulata (ad esempio, sulla cima del Monte Coccovello), oppure campi carsici, per lo più allungati ed interconnessi, laddove la presenza di depressioni d'angolo di faglia, piccoli *graben* e paleovalli abbandonate ha creato le condizioni per lo sviluppo di locali spianamenti per corrosione (numerosi esempi nel quadrante NO del Foglio).

Diversi ripiani carsici subpianeggianti o dolcemente gibbosi che si rinvengono lungo i fianchi di diversi rilievi carbonatici, sospesi anche di varie centinaia di metri sui fondivalle attuali, sembrano rimandare ad antichi "*polje* di contatto" sviluppatisi quando gli alti strutturali carbonatici erano avvolti sino a quote molto alte (mille e più metri s.l.m.) dalle unità terrigene impermeabili che ora si conservano solo al fondo delle depressioni più marcate.

Ben note in letteratura sono le morfologie glaciali relitte che si rinvengono intorno alla sommità del massiccio del Monte Sirino, sia lungo versanti ad esposizione settentrionale (tra NNO e NE) sia lungo versanti ad esposizione sud-orientale (tra SE e SSE) (BOENZI e PALMENTOLA, 1972; PALMENTOLA *et alii*, 1990; JAURAND, 1998). Si tratta innanzitutto di forme interpretabili come circhi glaciali che passano talora a brevi valli ad U. Vi si associano cordoni morenici laterali e frontali che si spingono fino alla quota minima di circa 1250 metri. A depressioni intramoreniche (comprese tra archi stadiali) appare riconducibile anche l'origine dei laghi Laudemio (Remmo) e Zapano. Secondo JAURAND (1998), il complesso delle tracce glaciali del Monte Sirino rimanda ad un limite delle nevi perenni collocato intorno a quota 1600 m durante l'ultimo pleniglaciale ed innalzatosi poi a 1760 m e 1865 m durante due successive fasi stadiali.

Modeste forme circoidi di dubbia origine glaciale (forse crionivale) sono state

segnalate anche presso la sommità del Monte Alpi. In accordo con la letteratura (BOENZI & PALMENTOLA, 1972) e per l'evidenza morfologica una di esse è stata riportata in carta.

Tra le tracce morfologiche che rimandano a condizioni climatiche fredde (periglaciali) vanno citati i versanti in rocce lapidee con segni di modellamento areale per *slope replacement* sotto l'azione di degradazione della roccia per intensa gelifrazione, con associate falde detritiche criogeniche. Situazioni di tale genere si rinvengono lungo molti versanti calcarei a forte acclività (angoli maggiori di 35°) che talora sono ancora sormontati da una *free face* che coi climi olocenici ha smesso di produrre detrito. Strettamente connessi alle fasi fredde pleistoceniche sono anche i conoidi detritici e detritico-alluvionali che si riscontrano allo sbocco di taluni valloni fiancheggiati e/o coronati da pendii ripidi e pareti rocciose. Eccezion fatta per pochi casi ubicati a valle di affioramenti tanto tettonizzati da produrre detrito abbondante anche con il clima attuale, tale tipo di falde e con detritici appaiono inattivi, soggetti a dissezione e coperti da manti eluvio-colluviali attestanti dinamiche di versante più lente, spesso legate al ristabilimento di coperture forestali dopo le fasi glaciali a tendenza steppica. In mancanza di elementi di datazione, solo i più recenti tra questi relitti morfoclimatici sono stati attribuiti dubitativamente all'ultimo glaciale tenendo conto del grado di conservazione delle forme.

Nell'ambito dei paesaggi d'erosione che tagliano unità di substrato a forte componente argillosa sono probabilmente interpretabili come relitti morfoclimatici da collegare a condizioni periglaciali taluni *glacis* d'erosione che appaiono oggi in corso di dissezione longitudinale e che sono stati invece scolpiti durante periodi di prevalente modellamento areale, forse ad opera di frequenti e diffusi fenomeni di colamento superficiale facilitati da cicli stagionali di gelo-disgelo.

Il Foglio Lauria è ubicato in corrispondenza di una delle massime culminazioni assiali della Catena sudappenninica, in cui affiorano in finestra tettonica le unità lagonegresi. Si tratta di una complessa struttura antiforme, con al nucleo il Monte Sirino (Fig. 1), oltre metà della quale è compresa nel Foglio.

Spostandosi pertanto dal nucleo verso le ali della struttura, si attraversano unità tettoniche via via più elevate, fino a quelle geometricamente più alte in assoluto (Unità Bulgheria-Verbicaro; Unità Liguridi), che si sono conservate soprattutto in depressioni strutturali secondarie. Nel Foglio sono pertanto rappresentate tutte le unità stratigrafico - strutturali (Fig. 2) riconosciute nel tratto della Catena sudappenninica a SE dell'allineamento Valle del Sele – Gargano, con l'unica eccezione delle Unità Sicilidi, presenti nei fogli immediatamente ad E.

Il rilievo di Monte Alpi, al margine orientale del Foglio, corrisponde ad una struttura di tipo *horst*-finestra, in cui è rappresentata l'unità tettonica che prende il nome da tale rilievo, che ne costituisce l'unico affioramento. A parte qualche interpretazione contrastante (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986;



Fig. 1 - Il versante meridionale del Monte Sirino visto da Lauria. La collinetta boscosa in primo piano (località S. Maria) è anch'essa formata dall'Unità Lagonegro I.

MÜLLER *et alii*, 1988; CASERO *et alii*, 1992) essa è considerata in assoluto la più profonda affiorante della Catena sudappenninica (GRANDJACQUET, 1963; ORTOLANI & TORRE, 1971; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975; SGROSSO, 1992b; TADDEI & SIANO, 1992; CORRADO *et alii*, 2002). Le unità tradizionalmente indicate

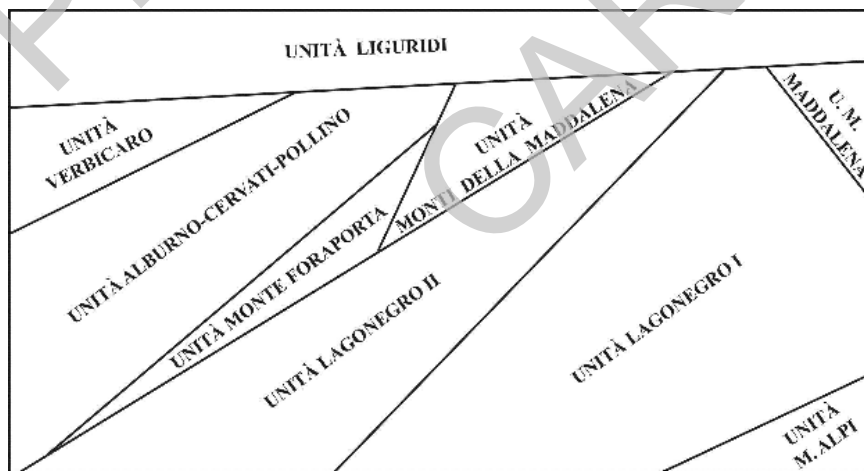


Fig. 2 - Schema dei rapporti geometrici tra le Unità Stratigrafico-Strutturali presenti nel Foglio 521 Lauria.

come unità esterne appenniniche, dalle unità lagonegresi all'Unità Verbicaro, sono esclusivamente falde pellicolari, formate da coperture sedimentarie di età compresa tra il Triassico ed il Miocene, che si sono originate dalla deformazione del margine continentale apulo, articolato in bacini separati da alto-fondi a sedimentazione carbonatica, andando a costituire il *thrust and fold belt* della catena. Il loro attuale assetto geometrico riflette la loro originaria posizione paleogeografica. Delle unità interne, raggruppate da OGNIBEN (1969) nei "complessi" liguride e sicilide, sono rappresentate nel Foglio le sole Unità liguridi, caratterizzate da successioni con facies bacinali, per lo più torbiditiche, ad alcune delle quali sono associati brandelli della crosta oceanica che ne costituiva l'originario substrato. Una di esse (Unità del Frido) è affetta da un metamorfismo di temperatura molto bassa e pressione relativamente elevata. Le unità liguridi rappresentano verosimilmente i resti smembrati di un prisma di accrezione, costituitosi con la deformazione e la chiusura di un ramo oceanico, contiguo al margine apulo, che, secondo interpretazioni relativamente recenti (DERCOURT *et alii*, 1985; BONARDI *et alii*, 1993; GUERRERA *et alii*, 1993; BONARDI *et alii*, 1994; BONARDI *et alii*, 2001), si collegava da un lato allo Ionio, dall'altro al bacino dei flysch siculo - maghrebini.

PROGETTO
CARG

III - STUDI PRECEDENTI

(a cura di: G. BONARDI)

Il Lagonegrese, che ricade in gran parte nel Foglio Lauria, è stato oggetto di interesse fin dal secolo XIX per la presenza dei terreni più antichi dell'Appennino meridionale, che mostravano analogie, e quindi offrivano possibilità di confronto e correlazione, con quelli, meglio noti, del "Triassico alpino". Accenni ai terreni affioranti nel Foglio ed alla loro attribuzione cronostratigrafica, a volte erronea in quanto basata solo su analogie litologiche, sono contenuti nei lavori di DE TCHIHATCHEFF (1842), PILLA (1845), SUESS (1872), DE GIORGI (1879), BRUNO (1891a, b), VIOLA (1892), BALDACCIO & VIOLA (1894). Studi di dettaglio nel lagonegrese, segnatamente nell'area del Foglio, vennero condotti nell'ultima decade del secolo XIX da DE LORENZO (1892a, b; 1893; 1894a, b; 1895; 1896a, b; 1898), fornendo in un breve periodo di tempo un'impressionante mole di dati, parte dei quali a tutt'oggi validi. Nei primi lavori (DE LORENZO, 1892a, b) l'Autore ricostruisce una successione data dal basso in alto da: calcari dolomitici di scogliera ad alghe e *Daonella moussoni* MERIAN; calcari con liste e noduli di selce ad *Halobia*; *Scisti Silicei*; dolomie bianche farinose a *Gervilleia exilis* (STOPPANI). Successivamente (DE LORENZO, 1894a, b, c) modifica questa successione considerando le scogliere algali eteropiche degli *Scisti Silicei* e, in parte, dei *Calcari con Selce*, attribuendo al genere *Halobia* le daonelle in esse contenute ed entrando in aspra polemica con MOJSISOVICS (1896), che, sulla base delle faune ad ammoniti inviategli dallo stesso DE LORENZO, continuava a considerare di età ladinica le scogliere. Secondo l'Autore a questa successione triassica seguivano in trasgressione: calcari neri del Giurassico inferiore (Monte Foraporta, Serra del Palo, Monte Iatile, Serra Luceta); calcari grigi, simili a quelli del Veneto, *Calcari con Selce*, marne rosse e a volte diaspri del Giurassico inferiore medio (Monti di Trecchina, Monte Alpi,

Picco dell'Armizzzone e, dubitativamente, nel gruppo dei Monti Zaccana e La Spina) e, nei Monti di Trecchina, calcari ad *Ellipsactinia*, sulla cui attribuzione al Totonico esprime però dei dubbi. A sua volta in trasgressione sia sul Giurassico inferiore sia sulle dolomie triassiche era ampiamente rappresentato (Monti di Lauria, Monte Messina, Monte Coccovello) il Cretacico, costituito da calcari scuri, a luoghi dolomitici, "urgoniani" e, senza soluzioni di continuità, da calcari ippuritici. L'Eocene medio sarebbe stato invece presente solo a Monte Alpi con calcari a nummuliti e lithotamni, mentre all'Eocene superiore attribuiva tutti i terreni in facies di flysch, ampiamente rappresentati nell'area, contenenti le rocce basiche ed ultrabasiche segnalate da VIOIA (1892) nei pressi di Latronico e da lui rinvenute anche nella Valle del Noce. In essi l'Autore includeva anche il *Flysch Galestrino*, che considerava discordante sugli *Scisti Silicei* triassici. Allargando gli studi, sempre sostenuti da analisi paleontologiche, dal lagonegrese ad altre aree giunse a proporre la prima sintesi organica dell'Appennino meridionale (DE LORENZO, 1896a), che è il caso di riassumere brevemente per l'importanza che vi assumono i dati raccolti nell'area del Foglio, riportati in precedenza. Ad un primo grande diastrofismo, verosimilmente identificabile nell'orogenesi ercinica e ben evidente in Calabria, e ad una fase erosiva sarebbe seguito, dal Triassico medio all'Eocene, un lungo periodo di subsidenza della geosinclinale appenninica, interrotto da un lieve corrugamento alla fine del Triassico, che avrebbe generato le pieghe lagonegresi, la cui direzione meridiana appariva differente da quella NO-SE delle pieghe appenniniche, e la discordanza del Giurassico inferiore. Altre due brevi interruzioni della subsidenza sarebbero state evidenziate dalla trasgressione dei calcari a radiolitidi e dei calcari nummulitici.

Questa ricostruzione della geologia dell'Appennino meridionale, sostanzialmente autoctonista (anche se l'Autore riconosce l'esistenza di pieghe rovesciate e "thrusts" nel versante orientale del Gruppo del Sirino, le considera di minore importanza), dominò incontrastata per circa 50 anni ed in particolare apparivano difficilmente confutabili le sue osservazioni di grande dettaglio nell'area del Foglio. Solo QUITZOW (1935), in base ad osservazioni nel Lagonegrese, mette in dubbio i rapporti eteropici dei calcari di scogliera con gli *Scisti Silicei* e i *Calcari con Selce* e, di conseguenza, l'età ladinica di questi ultimi, che considera con maggiore probabilità carnici. A parte questo aspetto, relativamente marginale, solo nella metà degli anni 50 cominciano ad emergere elementi, che porteranno in breve tempo al superamento della concezione del DE LORENZO, proprio nell'area del Foglio, dove essa era stata impostata. LUCINI (1956) riconosce al Vallone della Serra, presso Lagonegro, un passaggio per alternanza dagli *Scisti Silicei* al *Flysch Galestrino*, in palese contrasto con la presunta discordanza tra il flysch "paleogenico" e gli *Scisti Silicei* "mediotriassici". IPPOLITO & LUCINI (1957) cominciano ad operare le prime distinzioni nel "flysch paleogenico dell'Appennino meridionale" includendo il *Flysch Galestrino* del lagonegrese

nel loro “flysch argilloso-filladico” del versante tirrenico della Basilicata. LUCINI, MASPERONI & SPADA (1957) segnalano microfossili del Cretacico superiore in un affioramento, da loro attribuito al *Flysch Galestrino*, al Km 118 della S.S. 19, tra Lagonegro ed il Lago Sirino, e, tenuto conto dello spessore modesto della successione interposta tra tale affioramento e la base del flysch in continuità sugli *Scisti Silicei*, mettono in dubbio l’età triassica di questi ultimi ed in discussione anche il valore cronologico delle faune dei *Calcarei con Selce*, che DE LORENZO attribuiva al Triassico medio soprattutto in base alle faune dei calcari di scogliera, la cui eteropia con i *Calcarei con Selce* e gli *Scisti Silicei* era già stata negata da QUITZOW (1935).

SCANDONE (1961) ritrova i livelli fossiliferi ad *Halobia* e ricostruisce una successione continua, costituita da *Calcarei con Selce*, *Scisti Silicei* e *Flysch Galestrino*, di età compresa tra il Triassico superiore ed il Cretacico, riconoscendo come tettonica la sovrapposizione della “dolomia principale” sugli *Scisti Silicei* e postulando quindi una generale alloctonia delle successioni carbonatiche.

A conclusioni opposte giunge SELLI (1962), che considera totalmente alloctone ed accavallate su un paleoautoctono rappresentato dalle successioni carbonatiche le coltri lagonegresi, silentine e nord-calabresi. Nelle coltri lagonegresi distingue una serie di Lagonegro attribuendo alla successione *Calcarei con Selce* - *Scisti Silicei*-*Flysch Galestrino* le denominazioni formali, in seguito mai più utilizzate, rispettivamente di formazione del Sirino, formazione di Lagonegro e formazione del Brusco. La telealloctonia, testimoniata dalla finestra tettonica di Monte Alpi, e la provenienza “tirrenica” delle coltri lagonegresi, sostenute da questo Autore, sono l’inizio di un dibattito sulla posizione paleogeografica del bacino lagonegrese che è tuttora in corso (PATACCA, SARTORI & SCANDONE, 1990; 1992; MARSELLA *et alii*, 1992; SGROSSO, 1994; PESCATORE *et alii*, 1999).

GRANDJACQUET (1963), che in precedenza (GRANDJACQUET, 1961a, b; 1962; GRANDJACQUET & GLANGEAUD, 1962a, b) aveva sostenuto la stessa tesi, considerando i rilievi carbonatici di Serra del Palo, Monte Messina e Serra Rotonda come scaglie tardive, conclude per l’alloctonia della “serie calcarea del Cilento e dei Monti della Maddalena” e, dubitativamente, per la parautoctonia della “serie Lagonegro-Potenza”, che sarebbe derivata da un bacino interposto tra “serie calcarea” e piattaforma apula, colmato da un flysch cretacico – terziario argilloso-calcareo-arenaceo, nel quale include, oltre al *Flysch Galestrino*, quelle che sono attualmente considerate unità liguridi. Nell’area del Foglio l’Autore riconosce la sovrapposizione tettonica della “serie calcarea” al flysch cretacico-terziario ed alla “serie Lagonegro-Potenza” in numerose località (Monte Coccovello, Serralunga, Monte Rotondo, Serra del Palo, Monte Messina, Serra Rotonda, Serra Pastorella, Serra Nocera, Timpa Arena Bianca, Castello Seluci); segnala inoltre la sovrapposizione tettonica dei calcari di scogliera del Triassico medio lagonegrese di Serra Roccazza sui flysch terziari di Nemoli-Rivello. Lo

stesso autore pone per la prima volta il “Problema di Monte Alpi”, basato sulla peculiarità dei suoi terreni trasgressivi medio-miocenici, avanzando l’ipotesi che esso debba essere considerato un’unità più esterna del Monte Coccovello e del Monte Pollino o addirittura un prolungamento della piattaforma apula al di là della fossa molisana.

CIVITA (1965) ricostruisce nei Monti di Maratea-Trecchina una successione carbonatico-selciosa (serie a selce di GRANDJAQUET & GRANDJAQUET, 1962) di età compresa tra il Triassico superiore ed il Paleocene, con un’ampia lacuna corrispondente al Giurassico superiore – Cretacico, sovrascorsa sui *calcarei a radiolitidi* cretacicci con l’interposizione di lembi laminati di flysch miocenico.

BONARDI (1966) nei Monti di Lauria mette in evidenza la natura tettonica e non trasgressiva del contatto tra dolomie triassiche, Calcarei a *Palaeodasycladus* liassici e *calcarei a radiolitidi* e *Spirolina* cretacico-paleogenici, nonché la struttura anticlinale dei rilievi ad ovest di Monte La Spina.

VEZZANI (1966) segnala presso Castelluccio Superiore la presenza di calcari a nummuliti eocenici, che paragona a quelli affioranti nei Monti della Maddalena, trasgressivi sulle dolomie triassiche e ricoperti in discordanza da depositi inframiocenici, che attribuisce alla *formazione del Bifurto* (SELLI, 1957).

A conclusione di sei anni di studi sulla “serie calcareo-silico-marnosa”, estesi a tutta l’area di affioramento (SCANDONE, 1963; 1964a, b; 1965; 1967a, SCANDONE & DE CAPOA, 1966), viene pubblicato un fondamentale lavoro di sintesi (SCANDONE, 1967b), che contiene preziosi riferimenti all’area del Foglio, nella quale vengono ubicate anche le sezioni-tipo degli *Scisti Silicei* di facies Lagonegro – Sasso di Castalda (S.S. 19 nei pressi di Burrone Carraruncedde e Vallone della Serra), degli *Scisti Silicei* (T. Bitonto) e dei *Calcarei con Selce* (Picco dell’Armizzone) di facies Armizzone. I principali risultati di tali studi sono riassumibili come segue:

- definizione di una nuova formazione, denominata *Formazione di Monte Facito*, di età Anisico – Ladinico superiore, sottostante ai *Calcarei con Selce* e costituita da un membro terrigeno contenente i calcari di scogliera (membro organogeno), mettendo fine ad una lunga polemica riguardo alla loro posizione stratigrafica. L’Autore propende per considerare eteropici i due membri, pur non escludendo la possibilità che, almeno nel lagonegrese, le scogliere siano olistoliti franati dai bordi del bacino entro i depositi terrigeni;

- ricostruzione della stratigrafia di dettaglio delle successioni lagonegresi, individuando più livelli fossiliferi ad *Halobiidae*, che saranno in seguito oggetto di un approfondito studio paleontologico-biostratigrafico (DE CAPOA BONARDI, 1970), distinguendo più facies corrispondenti a porzioni diverse del bacino e riconoscendo, su basi stratimetriche, un diacronismo dell’inizio della sedimentazione silicea, successivamente confermato da dati micropaleontologici (DE WEVER & MICONNET, 1985);

- riconoscimento del raddoppio della “serie calcareo-silico-marnosa”, che

risulta pertanto corrispondente a due unità tettoniche, in seguito (SCANDONE, 1972) denominate Lagonegro I e II, derivate rispettivamente dalla parte assiale e dal bordo interno del bacino. L'unità superiore è caratterizzata dalla presenza della *Formazione di Monte Facito* alla base della successione, da marcate differenze di facies e di spessore (l'Autore distingue le facies S. Fele, Pignola-Abriola ed Armizzzone) e da una maggior frequenza di torbiditi grossolane, derivate da aree di piattaforma, mentre l'unità inferiore presenta facies più uniformi (facies Lagonegro-Sasso di Castalda) con rarissime torbiditi più grossolane.

La sintesi generale (SCANDONE, 1967b), oltre a descrivere in dettaglio la stratigrafia e la tettonica della "serie calcareo-silico-marnosa", ne esamina i rapporti con i massicci carbonatici ed il "flysch silentino-lucano" e la inquadra tra le unità stratigrafico-strutturali dell'Appennino campano-lucano, che definisce però in maniera ancora informale. Viene così proposto, pur con molte riserve per l'inadeguatezza dei dati, un modello evolutivo, che presenta analogie con quello di SELL (1962) nella provenienza "tirrenica" della "serie calcareo-silico-marnosa". Se ne differenzia però nell'ipotizzare la presenza di una non ben definita fossa lucana tra la piattaforma apula e la piattaforma carbonatica sudappenninica, che presenta facies marginali anche sul bordo orientale, e nel considerare alloctona quest'ultima piattaforma, che si sarebbe accavallata sulla "serie calcareo-silico-marnosa" dopo la messa in posto di quest'ultima nella fossa lucana, scavalcando completamente la piattaforma stessa. Un ruolo non secondario nel proporre tale modello hanno giocato le analogie di facies tra *Flysch Galestrino* e "flysch nero" (corrispondente in buona parte alle attuali Unità liguridi) e il riconoscimento da parte dell'Autore della presenza di lembi di tale "flysch nero" interposti tra le due unità lagonegresi e tra queste e i massicci carbonatici, in contrasto con la sua generale posizione geometrica al di sopra di questi ultimi.

VEZZANI (1968b) ubica nella parte orientale del Foglio, tra le località Tempa Bruciata e Calda di Latronico, una delle sezioni-tipo della formazione del Frido, da lui definita come parte bassa della successione continua del "complesso liguride" di OGNIBEN.

L'anno successivo viene pubblicata un'ampia monografia (OGNIBEN, 1969) che, al di là del titolo alquanto riduttivo, rappresenta un'importante sintesi della geologia dell'Appennino meridionale, in cui vengono anche proposte correlazioni con l'Appennino settentrionale e la Sicilia. Essa si basa sul rilevamento dei Fogli 211 S. Arcangelo e 221 Castrovillari e su osservazioni in altre aree, ma l'area a cui l'Autore fa riferimento come "studiata" comprende una buona parte del Foglio Lauria. L'Autore attribuisce ai terreni lagonegresi una posizione basale ed una collocazione paleogeografica in una "miogeosinclinale contigua all'avampaese bradanico-pugliese". In totale alloctonia su tale "Complesso basale" poggia una pila tettonica formata dal basso in alto dal "Complesso panormide", in cui comprende tutti i terreni carbonatici dell'Appennino meridionale, dai complessi

“liguride e sicilide”, derivati dall’area eugeosinclinale, e dal “Complesso Calabride”, affiorante più a sud. La strutturazione, seguita da un sollevamento, si sarebbe realizzata in cinque fasi tra il limite Eocene-Oligocene ed il Pliocene, di cui le principali si collocano al limite Elveziano-Tortoniano. L’Autore, facendo ampi riferimenti all’area del Foglio, non riconosce la “facies Armizzone” (SCANDONE, 1967b) come una successione lagonegrese, ma la considera un deposito di tipo Verrucano, interamente di età ladino-carnica, alla base della successione “panormide” e quindi ulteriore testimonianza del sovrascorrimento del “Complesso panormide” sul “complesso basale”. Al Monte Alpi, del quale Picco dell’Armizzone rappresenterebbe la base stratigrafica, mette in dubbio l’età medio-miocenica dei termini terziari, non avendovi rinvenuto *Orbulina universa* D’ORBIGNY segnalata da SELLI (1957), e li considera equivalenti alla formazione di Cerchiara: il massiccio sarebbe pertanto un *klippe* “panormide” analogo al Monte Raparo e quindi il problema di Monte Alpi (GRANDJACQUET, 1963) un falso problema. Segnala inoltre estesi affioramenti del “Complesso liguride” nell’area del Foglio, in particolare della formazione del Frido – Crete Nere da Latronico alla valle del Fiume Noce e delle formazioni del Saraceno e di Albidona tra la valle del Torrente Cogliandrino ed il Monte Falapato.

Nel 1970 viene pubblicato il Foglio 210 Lauria della Carta Geologica d’Italia 1:100.000, seguito dalle relative note illustrative (SCANDONE, 1971), nel quale sono abbastanza ben delineate le principali unità stratigrafico-strutturali dell’Appennino meridionale, indicate però ancora come “serie”. A partire dallo stesso anno ed in quelli immediatamente successivi (D’ARGENIO & SCANDONE, 1970; SCANDONE, 1972; D’ARGENIO, PESCATORE & SCANDONE, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975) esse verranno meglio definite e denominate in maniera formalmente più corretta. Il “problema di Monte Alpi” viene riproposto in tali lavori, più o meno nei termini in cui era stato impostato da GRANDJACQUET (1963), affermando che nella catena sudappenninica sono rappresentate due piattaforme carbonatiche, alla più esterna delle quali appartenerrebbe Monte Alpi, e in uno studio di dettaglio (ORTOLANI & TORRE, 1971) in cui i livelli miocenici di tale rilievo vengono addirittura attribuiti al Tortoniano.

Nella Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa lucana 1:100.000 (SCANDONE, 1972) il Monte Alpi viene riportato come unità a sé stante e, nel Lagonegrese, viene distinta, tettonicamente interposta tra l’Unità Lagonegrese II ed i terreni carbonatici dell’Unità Alburno-Cervati, l’Unità di Monte Foraporta, già definita come zolla inglobata nelle “coltri lagonegresi” (SELLI, 1962). Tale unità secondo l’Autore comprende anche le dolomie bianche a “*Gervilleia*” di Monte Arenazza, Monte Iatile, Rivello e della Ferriera di Nemoli, che verranno in seguito (BONI *et alii*, 1974) attribuite all’Unità Monti della Maddalena. Nelle note illustrative che accompagnano la carta (SCANDONE, 1972), l’Autore, in aperta polemica con OGNIBEN (1969), riafferma la peculiarità di Monte Alpi, che

considera in posizione basale rispetto alle unità lagonegresi e quindi una finestra tettonica, e l'appartenenza della facies Armizzone ad una Unità Lagonegrese II, descrivendone in dettaglio la sovrapposizione all'Unità Lagonegrese I nel paragrafo del Capitolo "Tettonica" dedicato alla finestra tettonica lagonegrese. Distingue inoltre le unità della catena appenninica in interne (Complessi "liguride e sicilide" di OGNIBEN, 1969) ed esterne, proponendo per queste ultime una distinzione delle unità tettoniche, in gran parte a tutt'oggi valida, almeno nell'area del Foglio, e delle relative unità paleogeografiche. Pur continuando a considerare alloctone le unità lagonegresi, rivede la precedente ricostruzione (SCANDONE, 1967b), collocando il bacino lagonegrese in posizione esterna, tra la piattaforma campano-lucana e le piattaforme abruzzese-campana e del Monte Alpi (SCANDONE 1972; 1975).

L'Unità del Monte Foraporta, definita in tale lavoro, è oggetto di uno studio di dettaglio geologico-stratigrafico (BONI *et alii*, 1974), in cui gli Autori distinguono l'unità in due scaglie tettoniche, ne ricostruiscono la successione, di età compresa tra il Triassico superiore ed un probabile Giurassico superiore, suddividendola in formazioni e membri (non riportati nella carta geologica allegata) ed escludendone, come si è detto, le dolomie bianche a "*Gervilleia*"; analizzano inoltre i livelli di carbone sapropelico contenuti nelle dolomie grigio-scuri che formano la base della successione. A tale unità riferiscono anche gli affioramenti di calcari liassici di Monte La Spina e Timpa Arena Bianca (BONARDI, 1966). Concludono per una collocazione paleogeografica dell'unità in un solco intrapiattaforma, parzialmente euxinico, individuatosi tra il Triassico superiore e il Giurassico medio nella piattaforma campano-lucana. L'argomento viene ripreso in seguito (DE ALFIERI *et alii*, 1987), distinguendo l'Unità Foraporta in quattro embrici tettonici, il più basso dei quali sarebbe costituito dalle dolomie bianche a "*Gervilleia*", e proponendo l'ipotesi che essi siano il risultato di una tettonica estensionale e non compressiva, data la costante sovrapposizione di tipo "*younger on older*".

MICONNET (1983) svolge nel lagonegrese una tesi di dottorato, i cui principali risultati verranno pubblicati in seguito (MICONNET, 1987; 1992) in forma più sintetica. L'Autore concorda con la distinzione nell'area del foglio di due unità lagonegresi, caratterizzate da facies differenti (Unità di Lagonegro e Unità dell'Armizzone), e segnala l'interposizione tra di esse, già notata da SCANDONE (1967b), di terreni fliscioidi, cui attribuisce un'età eo - oligocenica sulla base di macroforaminiferi. Apporta nuovi dati biostratigrafici sulle successioni lagonegresi, basati su radiolari (DE WEVER & MICONNET, 1985) e conodonti (MICONNET 1987). Ricostruisce l'evoluzione tettonosedimentaria del bacino di sedimentazione, calcolando un tasso di subsidenza tra 21,5 m/MA e 24 m/MA ed una velocità di sedimentazione dei depositi radiolaritici di 0,5 m/MA. Interpreta inoltre le strutture a duomi e bacini, che caratterizzano l'area, come interferenze tra due fasi di piegamento.

MOSTARDINI & MERLINI (1986) pubblicano un lavoro di sintesi generale, in cui vengono riportate alcune sezioni profonde, basate sull'interpretazione di profili sismici, una delle quali attraversa il foglio da SO a NE e mostra le unità lagonegresi interposte tra la piattaforma apula interna e la piattaforma appenninica. La stessa sezione verrà reinterpretata (MARSELLA *et alii*, 1992) proponendo l'interposizione delle unità lagonegresi tra l'Unità Monte La Spina – Monti della Maddalena e l'Unità Alburno-Cervati.

Nel 1991 viene pubblicata dalla Regione Basilicata la Carta geologica del Bacino del Fiume Agri in scala 1:50.000, che comprende la parte nord-orientale del Foglio 521 Lauria. In essa, nelle relative note illustrative (CARBONE *et alii*, 1993) ed in un lavoro di maggior dettaglio sull'area tra Moliterno e Monte Sirino (CATALANO, 1993), le unità tettoniche vengono raggruppate in complessi, non viene riconosciuta validità regionale alla distinzione di due unità lagonegresi (SCANDONE 1967b, 1972) ed eventuali raddoppi della successione vengono interpretati come dovuti a complicazioni tettoniche locali (Picco dell'Armizzzone). Il "Complesso panormide" viene suddiviso in due unità principali: un'Unità panormide s.s., che comprende gran parte delle unità carbonatiche distinte in letteratura (D'ARGENIO *et alii*, 1973), con a luoghi alla base un "intervallo terrigeno caotico", corrispondente in gran parte alla *Formazione di Monte Facito auct.*, ed un'Unità di Moliterno, di nuova istituzione, con caratteri di transizione tra piattaforma e bacino, anch'essa con alla base un orizzonte caotico, comprendente anch'esso terreni riferiti da Autori precedenti alla *Formazione di Monte Facito*. Anche il Flysch di Albidona viene suddiviso in due unità: una più interna, in continuità sulla *formazione del Saraceno*, ed una più esterna, trasgressiva in discordanza su varie unità.

Studi strutturali vengono condotti alla Serra Ortica, nell'alta valle del Fiume Sinni, a Timpa La Secchia (TORRENTE, 1990; 1992a, b) ed al Monte Sirino e rilievi circostanti (MAZZOLI, 1992), con ricadute anche su problematiche modellistiche (MAZZOLI, 1993, 1995; MAZZOLI & CARNEMOLLA, 1993). Gli Autori concordano nel considerare polifasica la deformazione delle unità lagonegresi e valida a scala regionale la distinzione di due unità, proponendo anche la suddivisione dell'Unità Lagonegro I in due subunità (TORRENTE, 1990), ma divergono per quanto riguarda le relazioni tra le fasi deformative. In particolare la prima fase di piegamento, con formazione di pieghe sub-isoclinali, coricate o rovesciate, viene interpretata come precedente (TORRENTE, 1990; 1992a, b) o contemporanea (MAZZOLI, 1992) ai sovrascorrimenti principali.

In uno studio stratigrafico-sedimentologico e biostratigrafico di dettaglio sulla *Formazione di Monte Facito* (CIARAPICA & PASSERI, 2000), nell'area tra Tempa di Rocca Rossa e le Murge del Principe vengono distinte più litofacies, una delle quali comprende le "scogliere", che in tale area gli Autori interpretano come *buildup* di limitata estensione. Viene inoltre messa in discussione la correttezza formale della terminologia stratigrafica esistente in letteratura, pur concludendo

per l'uso di *Formazione di Monte Facito auct.*, in attesa di migliore definizione.

E' infine il caso di richiamare brevemente, anche se citati in precedenza, i lavori sulle principali controversie esistenti sulla struttura e l'evoluzione dell'Appennino meridionale, sia perché contengono riferimenti ad evidenze, vere o presunte, nell'area del Foglio, sia perché l'oggetto della discussione è contenuto in essa quasi per intero. Quest'ultimo è il caso, cui si è già accennato, del problema di Monte Alpi, sorto nei primi anni '60 (SELLI, 1962; GRANDJACQUET, 1963) per la presenza di depositi miocenici più recenti di quelli delle altre successioni carbonatiche sud-appenniniche, che ha finora diviso gli Autori che, non riconoscendo o attribuendo scarsa importanza a tale datazione, lo considerano un *klippe* derivato da un'area di piattaforma interna (OGNIBEN, 1969; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; MÜLLER *et alii*, 1988; CASERO *et alii*, 1992) e quelli che, sulla base delle età altomioceniche accertate lo considerano un elemento molto esterno, affiorante in finestra tettonica (GRANDJACQUET, 1963; ORTOLANI & TORRE, 1971; SCANDONE, 1972; IPPOLITO *et alii*, 1975; SGROSSO, 1992b; TADDEI & SIANO, 1992; CORRADO *et alii*, 2002).

La posizione esterna del bacino lagonegrese, anche se con divergenze circa la sua separazione o meno dal bacino molisano, ed i rapporti delle unità da esso derivate con le altre unità stratigrafico-strutturali della catena sud-appenninica, sembrava definitivamente accettata (OGNIBEN, 1969; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; MICONNET, 1983, 1992; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1989; PATACCA *et alii*, 1990; CARBONE *et alii*, 1992; CASERO *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1992; PESCATORE, 1992; SGROSSO, 1992a; PESCATORE *et alii*, 1999), ma una provenienza interna delle unità lagonegresi è stata riproposta (MARSELLA *et alii*, 1992; PATACCA *et alii*, 1992), riaprendo una discussione iniziata negli anni '60 (vedi SGROSSO, 1994).

Un'altra discussione in corso, anch'essa di portata regionale, ma di minore rilevanza, riguarda i rapporti tra "membro terrigeno" e "membro organogeno" della *Formazione di Monte Facito* (SCANDONE, 1964a, b, 1967b). I calcari massicci con facies di scogliera ("membro organogeno") sono stati interpretati:

- come scogliere algali, di tipo *patch-reef*, eteropiche del "membro terrigeno", pur non escludendo la possibilità che, almeno quelle del lagonegrese, siano olistoliti (SCANDONE, 1967; 1972)

- come olistoliti franati nel bacino da aree di piattaforma, che ne costituivano i bordi (WOOD, 1981; MICONNET, 1983, 1987, 1992). L'assetto caotico della formazione sarebbe in parte dovuto alla presenza di facies sedimentarie caotiche e quindi primario;

- come *buildup* carbonatici (CIARAPICA *et alii*, 1990) o come una litofacies calcarea con biocostruzioni, formata in prevalenza da *boundstone* ad organismi incrostanti, alghe e spugne, inquadrata in un'evoluzione del bacino da epicratonico a bacino di *rift* (CIARAPICA & PASSERI, 2000). L'assetto caotico sarebbe dovuto ad

una complessa tettonica polifasica.

- infine PATACCA & SCANDONE (2007), in un lavoro di sintesi sull'Appennino meridionale in cui aderiscono ad una ricostruzione paleogeografica in cui un bacino lagonegrese – molisano è interposto tra una piattaforma appenninica e la piattaforma apula, definiscono la *Formazione di Monte Facito* come un complesso caotico sottostante a argilliti e marne rosse a *Daonella* e inglobante blocchi di varie litologie, tra cui calcari algali massicci.

IV – STRATIGRAFIA

(a cura di: P. DE CAPOA, P. ESPOSITO, M. PARENTE)

I terreni presenti nel Foglio 521 sono stati attribuiti alle unità tettoniche già utilizzate in questo settore di catena. Per una visione completa delle unità pre-orogene e sin-orogene presenti nell'area in oggetto si fa riferimento allo schema cronostratigrafico in Figura 3.

Analisi biostratigrafiche sono state eseguite sia sui depositi terrigeni che carbonatici; i metodi utilizzati e le scale biostratigrafiche di riferimento sono di seguito indicati.

I depositi bacinali torbiditici, prevalentemente silico-clastici, affioranti nel Foglio, in particolare i depositi del Paleogene e del Miocene inferiore e medio, sono caratterizzati per lo più da associazioni fossilifere povere e con evidenti fenomeni di dissoluzione e rimaneggiamento. I foraminiferi planctonici sono stati rinvenuti solo raramente, ed il loro pessimo stato di conservazione, che ne rende spesso impossibile il riconoscimento a livello specifico, non ha consentito l'utilizzo di questo gruppo tassonomico. L'attribuzione di un'età alle diverse unità litostратigrafiche affioranti nel Foglio si è basata, quindi, essenzialmente sullo studio dei nannofossili calcarei. Infatti, nonostante lo spinto rimaneggiamento e il non ottimale stato di conservazione (dissoluzione, concrescimento e ricristallizzazione), i nannofossili calcarei rappresentano, in questi depositi, il più valido strumento di datazione, sia per il numero degli esemplari che si rinvergono sia per la possibilità di riconoscere anche forme mal conservate attraverso le caratteristiche figure di interferenza.

Tutti i campioni analizzati sono stati trattati con ipoclorito di sodio al fine di liberare i nannofossili dalla sostanza organica secondo il metodo suggerito da ESHET (1996). Successivamente, per concentrare gli esemplari e rendere le as-

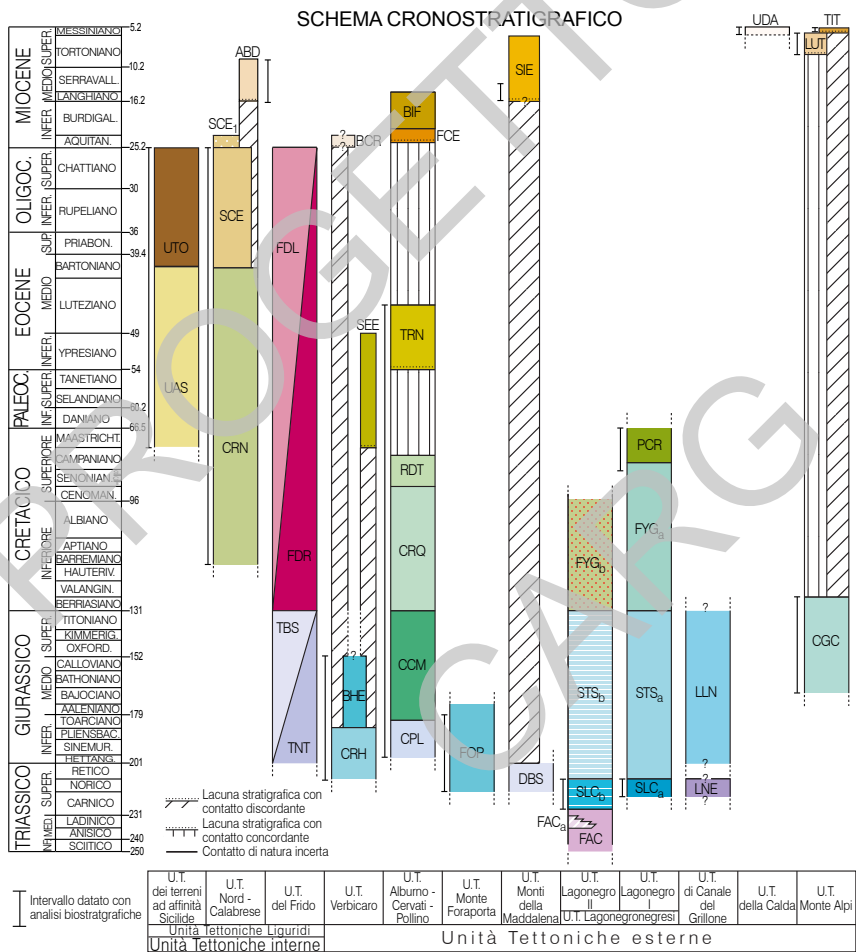


Fig. 3 - Schema cronostratigrafico del Foglio n. 521 "Lauria"

sociazioni più facilmente osservabili al microscopio, tutti i preparati sono stati centrifugati a 2500 giri per 80 secondi con acqua distillata tamponata. La preparazione standard mediante *smear slide* non è stata utilizzata in quanto la povertà dei taxa non avrebbe reso possibile l'individuazione di marker, come già evidenziato in DE CAPOA *et alii* (2003).

Per quanto riguarda gli schemi biostratigrafici utilizzati, si è fatto riferimento alle scale considerate *standard* di MARTINI (1971) e OKADA & BUKRY (1980) integrate dai dati biostratigrafici forniti da THEODORIDIS (1984), PERCH-NIELSEN (1985) e BOWN (1999). Si è preso in riferimento il quadro cronostratigrafico proposto da BERGGREN *et alii*, (1995). Gli intervalli temporali analizzati ricadono nell'Eocene, Oligocene e Miocene inferiore e medio. Negli ultimi anni sono state elaborate, per il Mediterraneo, delle nuove scale biostratigrafiche per l'Oligocene superiore e il Miocene medio, basate su metodi quantitativi applicati alle nannoflore. Esse tengono in conto la prima e ultima comparsa delle specie (*First Occurrence*: FO; *Last Occurrence*: LO), prima e ultima presenza comune (*First Common Occurrence* e *Last Common Occurrence*) e le zone di acme e paracme (FORNACIARI & RIO, 1996; FORNACIARI *et alii*, 1996).

Tuttavia, in terreni come quelli da noi analizzati, la presenza costante, e spesso la predominanza, di forme rimaneggiate rende impossibile l'applicazione di metodiche di analisi quantitative, consentendo di utilizzare le sole comparse (FO) dei marker, essendo le scomparse (LO) e le zone di acme o paracme totalmente mascherate dai nannofossili più antichi, di solito numericamente prevalenti. L'attribuzione delle età alle diverse unità litostratigrafiche è basata quindi su una valutazione qualitativa dell'età in termini di "non più antica di" in cui si tiene conto della specie di più recente comparsa (AMORE, *et alii*, 1992 b; DE CAPOA *et alii*, 2003). Di conseguenza gli schemi biostratigrafici di FORNACIARI *et alii* (1996) e FORNACIARI & RIO (1996) sono stati utilizzati solo relativamente alle FO dei marker individuati. In questo caso solo un controllo a scala regionale e/o l'integrazione di dati provenienti da altre aree o da precedenti studi può confermare l'attribuzione delle età riconosciute. Tale conferma è stata relativamente facile, trattandosi di successioni studiate a scala regionale da alcuni di noi in un recente passato.

Per la biostratigrafia delle successioni mesozoiche affioranti nel Foglio Lauria si è fatto riferimento, quando possibile, alla biozonazione di DE CASTRO (1991). Talvolta l'assenza o la scarsa diffusione di alcune specie indice non ha consentito di riconoscere le biozone corrispondenti e si è fatto allora ricorso ad eventi biostratigrafici più facilmente riconoscibili nelle successioni in esame. Lo schema biozonale di CHIOCCHINI *et alii* (1994); non si discosta di molto da quello di DE CASTRO (1991) ed utilizza in gran parte gli stessi eventi biostratigrafici e le stesse biozone. Le differenze più significative tra i due schemi si riscontrano nelle biozone adottate per il Cretacico inferiore e nell'età attribuita ad alcune biozone. Per

l'età di alcune specie di foraminiferi si è fatto riferimento anche a SCHROEDER & NEUMANN (1985).

Per la *formazione di Trentinara*, sulla base dei dati recenti di BARATTOLO *et alii* (2000) e VECCHIO (2003), si è fatto riferimento alla biozonazione standard di SERRA-KIEL *et alii* (1998).

La biostratigrafia delle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale è basata in gran parte sulla distribuzione di alghe calcaree e foraminiferi bentonici. L'utilizzo di questi microfossili consente di stabilire una suddivisione biostratigrafica basata su una successione di biozone di distribuzione locale o zone di associazione. L'età cronostratigrafica di tali biozone è spesso nota solo in prima approssimazione in quanto solo per alcune di queste forme l'età dell'intervallo di distribuzione è stata tarata attraverso la correlazione diretta o indiretta con le scale bio-cronostratigrafiche standard ad ammoniti, foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. Per le successioni carbonatiche di mare basso è nota quindi con buona precisione la successione degli eventi biostratigrafici e delle biozone mentre l'attribuzione dell'età alle biozone è meno precisa ed accurata.

1. - UNITÀ TETTONICHE INTERNE

1.1. - UNITÀ TETTONICHE LIGURIDI

(a cura di: G. BONARDI, P. DE CAPOA, A. DI STASO, P. ESPOSITO)

1.1.1. - *Unità tettonica dei Terreni ad affinità sicilide* (cfr. Unità tettonica Castelnuovo Cilento *p.p.*)

Questa unità informale è stata definita e denominata “dei terreni ad affinità sicilide” (BONARDI *et alii*, 1992) per la presenza in associazione di litologie simili a quelle dell'Unità nord-calabrese, con la quale veniva in passato inclusa nella “formazione di Ascea” (Fogli 209 Vallo della Lucania e 210 Lauria della Carta Geologica d'Italia 1:100,000), e a quelle delle Unità Sicilidi (Argille Variegate, formazione di Corleto Perticara *auct.*), oltre ad altre con caratteri affatto peculiari. Poggia tettonicamente sulle altre unità liguridi (Fig. 4) e, con esse, in sovrapposizione diretta su quasi tutte le unità stratigrafico-strutturali del Foglio. Nell'area tra il versante settentrionale di Monte Sirino, Tempa di Roccarossa e Serra Giumenta, terreni riferibili a questa unità sono tettonicamente interposti tra le due unità lagonegresi (SCANDONE 1967 b; MICONNET, 1983). Una posizione analoga, ma in condizioni di esposizione peggiori, sembrano occupare, come già suggerito da

GRANDJACQUET (1963), gli affioramenti tra Timpone della Raccazza e Lagonegro.

Tenendo conto di dati del Foglio 504 Sala Consilina, dove un suo equivalente poggia tettonicamente anche sulle Unità Sicilidi, l'unità in esame sembra essere in assoluto quella geometricamente più elevata della catena sud-appenninica, ma l'età e la cinematica dei contatti è al momento poco chiara. La ragione per cui è stata inclusa tra le unità liguridi (BONARDI *et alii*, 1992) è che in Cilento anch'essa,

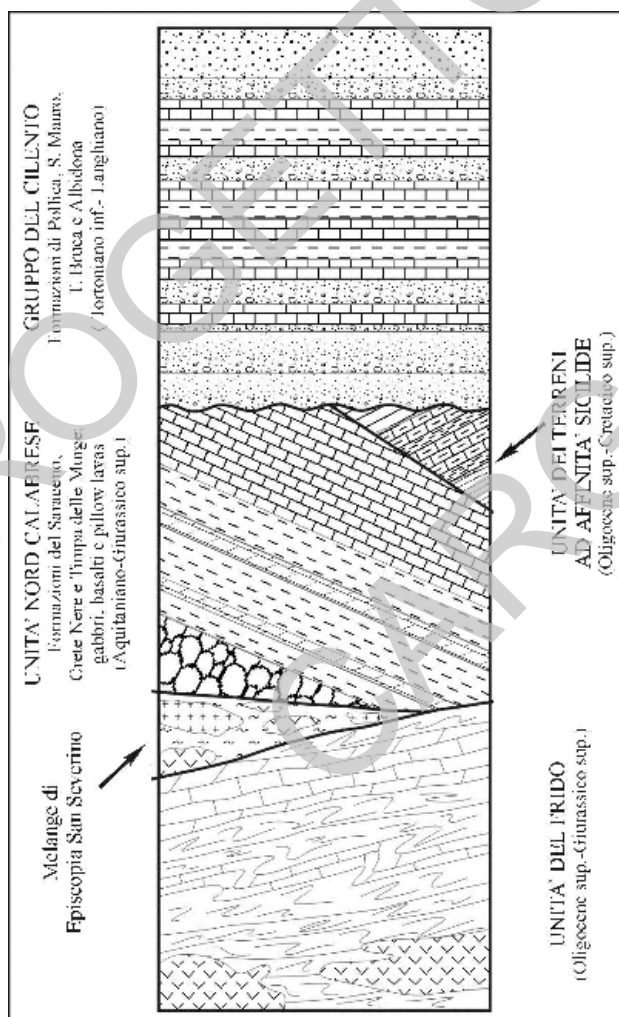


Fig. 4 - Schema dei rapporti geometrici tra le Unità Liguridi e il gruppo del Cilento (da BONARDI *et alii*, 1993; modificato).

come l'Unità nord-calabrese, è ricoperta in trasgressione discordante dai depositi del gruppo del Cilento.

La successione di questa unità non è stata ricostruita con certezza, anche a scala regionale, in primo luogo per la discontinuità degli affioramenti, dato il carattere di *broken formation*. Inoltre, trattandosi dell'unità tettonica più elevata, si è conservata prevalentemente nelle depressioni morfologico-strutturali, dove la copertura vegetale è più fitta e le colture maggiormente sviluppate. Dove la vegetazione è più rada o assente, la stratificazione è quasi sempre obliterata da fenomeni franosi di tipo colata.

Le uniche litologie che è stato possibile differenziare cartograficamente, anche perché di prevalente colore rosso, da un *complesso indifferenziato di Nemoli*, sono state definite informalmente come *unità del Fiume Torbido*, senza poter precisare se si tratti di una unità tettonica o litostratigrafica: esse occupano la posizione geometricamente più elevata, ma poggiano su un assieme caotico, che non consente di precisare la natura del contatto

1.1.1.1. - complesso indifferenziato di Nemoli (UAS)

Corrisponde ai “terreni ad affinità sicilide” descritti in letteratura (BONARDI *et alii*, 1992). E' presente nel Foglio in due affioramenti principali nella Valle di Rivello e nei pressi di Monte Alpi e in altri affioramenti di limitata estensione areale. A parte le poche località in cui a tetto è presente l'*unità del Fiume Torbido*, si tratta dei terreni geometricamente più elevati del Foglio, mentre i rapporti a letto sono quelli descritti nel paragrafo precedente. Anche se, come si è detto, non è stato possibile ricostruire con certezza la successione stratigrafica, sembra che, nella parte geometricamente più bassa del complesso, prevalgano marne e calcari marnosi, fittamente stratificati, più o meno siliciferi, caratteristicamente ricchi di patine e impregnazioni di manganese. Altre litologie molto diffuse, in particolare nella Valle di Rivello, sono alternanze di marne e calcari marnosi grigi, in strati e straterelli, a volte con clivaggio tipo “pietra paesina”, con intercalazioni di argilliti grigio scure e nere, che, quando assumono notevole spessore e in affioramenti isolati, sono difficilmente distinguibili da quelle della *formazione delle Crete Nere (CRN)*. A luoghi si rinvencono banchi di calcari marnosi, più o meno siliciferi, di colore grigio chiaro o grigio azzurrognolo, associati ad argilliti grigio scure e calcari siliciferi plumbei, che, nel loro assieme possono richiamare il *Flysch Galestrino (FYG)* delle unità lagonegresi. Abbastanza diffuso è un intervallo del tutto caotico, costituito da una matrice argillosa grigia contenente pezzame di calcareniti silicifere, rare brecciole a macroforaminiferi e arenarie grigio scure, con abbondante mica bianca. Litologie particolari, nel senso che non ne esistono altri affioramenti nel Foglio e che sono poco note a scala regionale,

sono presenti in località Cerbaro, a NO di Rivello, dove affiorano alternanze di quarzareniti bianche in banchi e argilliti grigie e a nord di Monte Alpi, dove affiorano alternanze di calcareniti, marne e calcari marnosi bianchi e rosati a frattura scagliosa e argilliti rosse e giallastre.

Dei campioni prelevati, quelli che hanno fornito risultati paleontologici contengono costantemente nannoflore non più antiche dell'Eocene medio *p.p.*, che non è impossibile provengano dallo stesso intervallo dell'originaria successione. Tra di esse alcune (*Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER & WADE) RÖTH, *R. coenura* (REINHARDT) ROTH, *R. umbilicus* (LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI provengono dall'affioramento del Km 118 della S.S. 19, erroneamente attribuito al *Flysch Galestrino* (FYG) da LUCINI *et alii* (1957), che vi avevano segnalato una microfauna del Cretacico superiore. In Cilento, in un complesso analogo, sono state segnalate (BONARDI *et alii*, 1992) anche impronte di inoceramidi e nannoflore del Cretacico superiore, probabilmente non rimaneggiate. Questi Autori, in base ad osservazioni a scala regionale, assegnano a questo complesso una probabile età compresa tra il Cretacico superiore *p.p.* e l'Oligocene. In accordo con gli stessi Autori, tutti i terreni inclusi in questo complesso hanno facies torbiditiche pelitiche, per lo più marnose e calcareo-argillose, arenaceo-pelitiche e, subordinatamente, arenacee e indicano un ambiente di deposizione bacinale profondo, anche se di profondità inferiore al CCD, come suggerito dall'abbondante presenza di carbonato. Lo spessore stratigrafico non è assolutamente valutabile, lo spessore affiorante della coltre non supera i 100-150 metri. L'età del tetto non è valutabile con precisione per i problemi su esposti ma è certamente non più antica dell'Eocene medio *p.p.*

1.1.1.2. - unità del Fiume Torbido (UTO)

E' rappresentata da affioramenti discontinui tra le località Piano Rizzo e Maseria Ventrona, in destra del Fiume Torbido a nord di Nemoli, in località S. Filomena, a nord di Serra Rotonda, a NE del Lago della Rotonda, in sinistra del Torrente Cogliandrino, circa 100 metri a monte del ponte della S.S. 104 e in pochi altri affioramenti non cartografabili. Poggia sul *complesso indifferenziato di Nemoli* (UAS) e pertanto si tratta dei terreni geometricamente più elevati del Foglio. Non è stato possibile accertare il carattere stratigrafico o tettonico del contatto per la caoticità dei terreni sottostanti e potrebbe quindi trattarsi di una unità litostratigrafica più elevata del complesso UAS o di una unità tettonica a se stante: il termine unità, senza aggettivi, è stato pertanto utilizzato nel significato ambiguo di unità cartografabile. Nell'affioramento di Piano Rizzo tale unità poggia anche direttamente, con un netto contatto tettonico, sul *Flysch Galestrino* (FYG_a). In questo affioramento è anche osservabile la successione più regolare e probabil-

mente più completa. Per uno spessore complessivo di circa 60 metri si seguono dal basso in alto: calcari marnosi e calcilutiti con liste e noduli di selce, in strati lenticolari ed amalgamati, con sottili intercalazioni di argilliti grigie; calcareniti e brecciole gradate, a clasti carbonatici e cristallini, ricche di macroforaminiferi (nummuliti, assiline, operculine, discocycline); alternanze di calcareniti e arenarie gradate con argilliti rosse e subordinatamente verdi; alternanze di diaspri rossi e verdi e argilliti silicifere rosse. Calcareniti gradate, con rari macroforaminiferi, con intercalazioni di argilliti rosse prevalgono negli affioramenti di S. Filomena e del Torrente Cogliandrino, mentre l'affioramento più esteso, a nord di Serra Ronda, è quasi esclusivamente formato da diaspri rossi e verdi e argilliti silicifere rosse.

Le rare nannoflore rinvenute sono: *Discoaster tani* BRAMLETTE & RIEDEL, *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER & WADE) ROTH, *Reticulofenestra umbilicus* (LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI (Bartoniano superiore, biozona NP17 = CP14b) e *Reticulofenestra oamaruensis* (DEFLANDRE) STRADNER (Priaboniano superiore, biozona NP19/20 = CP15b). Indicano pertanto un'età compresa tra l'Eocene medio *p.p.* e l'Eocene superiore. Secondo MICONNET (1983) l'età, in base ai foraminiferi, per altro probabilmente rimaneggiati, giungerebbe all'Oligocene.

1.1.2. - *Unità tettonica nord-calabrese*

Affiora con costanza di caratteri dall'area ad est del Pollino al Cilento, tettonicamente interposta tra l'Unità del Frido a letto e il complesso indifferenziato di *Nemoli* (UAS) a tetto. La denominazione (BONARDI *et alii*, 1992) è derivata dalle "falde nord-calabresi" di SELLI (1962), nelle quali le formazioni dell'unità in esame costituivano le principali "zolle inglobate". Nei pressi di Terranova di Pollino l'unità è presente nel suo sviluppo più completo (Fig. 4), che comprende un basamento ofiolitico con una esile copertura di radiolariti, calcari allodapici e argilliti varicolori con intercalazioni di quarzareniti (formazione di Timpa delle Murge), passanti in alto alle *black shales* tipiche della formazione delle *Crete Nere*. Altrove, come nell'area del Foglio, le porzioni basali non sono presenti, probabilmente a causa di uno o più piani di taglio di importanza regionale nel potente intervallo delle suddette *black shales* (BONARDI *et alii*, 1992).

L'unità affiora estesamente ad est del Gruppo del Monte Sirino, tra i rilievi di Monte Alpi e Monte Raparo e nella Valle di Rivello, in finestra tettonica al di sotto del complesso UAS, tra Trecchina e il Fiume Noce e nei pressi di Lauria inferiore. E' inoltre presente in affioramenti discontinui nella valle tra il Monte Coccovello ed il Serralunga, dove poggia tettonicamente sui carbonati dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino ed è ricoperta tettonicamente da questi ultimi per effetto di un *thrust* successivo. Nel Foglio non sono presenti né il basamento ofiolitico,

né la formazione di Timpa delle Murge, che è la base della copertura sedimentaria (BONARDI *et alii*, 2004).

1.1.2.1. - formazione delle Crete Nere (CRN)

Istituita da SELLÌ (1962), è stata in seguito descritta in dettaglio da VEZZANI (1968c). La sua inclusione in un'unica formazione con la "formazione del Frido" (formazione del Frido–Crete Nere di OGNIBEN, 1969) è stata successivamente fortemente criticata (SCANDONE, 1972), ridefinendo quest'ultima come una unità tettonica a sé stante (D'ARGENIO *et alii*, 1973; IPPOLITO *et alii*, 1975; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Anche se, come si è detto, nel Foglio non è presente il basamento ofiolitico dell'Unità nord-calabrese, in località Bidente, in contatto tettonico al di sotto della formazione in esame, si rinvencono harzburgiti tettoniche poco serpentinite (CRN_{nz}) che per unicità e limitatezza dell'affioramento vengono inglobate nella parte bassa della formazione. Inoltre, in sponda destra del Fiume Noce, nei pressi del ponte della vecchia provinciale Lauria – Trecchina affiorano, inglobati nelle argilliti nere tipiche della formazione, blocchi di basalti ofiolitici massicci (CRN_{ob}), non metamorfici: sembrerebbe trattarsi di olistoliti, ma la fitta copertura vegetale non consente di accertarlo con sicurezza.

L'affioramento principale della formazione è alla base del versante orientale del Gruppo del Monte Sirino e si estende nella depressione tra Monte Alpi e Monte Raparo, fino a Castelsaraceno. Affioramenti minori sono tra Trecchina e il Fiume Noce e in località Madonna della Neve presso Castelluccio Inferiore, dove è ubicata una delle sezioni tipo di VEZZANI (1968c), che però ha uno spessore solo di qualche decina di metri. Poggia tettonicamente sul *Flysch Galestrino* di entrambe le unità lagonegresi nell'affioramento principale; sulla *formazione di Monte Sirio* (SIE) dell'Unità Monti della Maddalena presso Castelluccio Inferiore; non ne è visibile la base nella Valle di Rivello. E' inoltre a contatto per faglia diretta ad alto angolo con termini diversi di altre unità tettoniche (Lagonegresi, Alburno-Cervati-Pollino, Monte Alpi). Passa in continuità stratigrafica alla *formazione del Saraceno* (SCE) o su di essa poggia in discordanza angolare la *formazione di Albidona* (ABD); altrove è ricoperta tettonicamente dal *complesso indifferenziato di Nemoli* (UAS).

La generale tettonizzazione, l'elevata franosità, la monotonia delle litologie, la rarità dei fossili e la copertura vegetale non hanno consentito la ricostruzione di una successione, se non per spezzoni di poche decine di metri, di improbabile correlazione. Le litologie prevalenti sono argilliti grigio scure e nere, molto ricche in materia organica (*black shales*), caratterizzate da un fitto clivaggio (*slaty cleavage*), con intercalazione di strati, di spessore variabile da 10 centimetri al metro, di quarzareniti grigio chiare (Fig. 5). Esse sono un importante elemento di diffe-



Fig. 5 - Aspetto tipico della formazione delle Crete Nere: argilliti grigio scure con intercalazione di uno strato boudinato di quarzarenite bianca dello spessore massimo di circa 60 centimetri. Strada Provinciale per Castelsaraceno al Valico dell'Armizzone.

renziamento da altre formazioni o complessi (FYG e UAS), altrettanto ricchi di argilliti grigio scure molto simili. Nella parte più alta della successione, prossima alla sovrastante *formazione del Saraceno*, nelle argilliti grigio scure compaiono intercalazioni di litareniti e calcareniti a grana fine, entrambe gradate.

Il passaggio alla *formazione del Saraceno* è spesso tettonizzato, a causa del forte contrasto di competenza tra le formazioni a contatto, o coperto da detrito. Dove è meglio esposto e conservato, come ad esempio alla confluenza tra Fosso Cannavi e Torrente Fiumicello a ONO di Castelsaraceno, è caratterizzato, per una ventina di metri di spessore, da alternanze di argilliti, più o meno calcaree, grigio scure e calcareniti gradate, che verso l'alto aumentano di frequenza e spessore, mentre le peliti si riducono a sottili interstrati, per poi scomparire quasi del tutto.

Le analisi dei nannofossili calcarei a scala regionale (BONARDI *et alii*, 1992) indicano per la formazione un'età compresa tra il Cretacico inferiore *p.p.* e l'Eocene medio *p.p.*. Foraminiferi planctonici del Cretacico erano stati segnalati in precedenza da VEZZANI (1968c) e SPADEA (1982). I pochi campioni fossiliferi raccolti nell'area del Foglio hanno fornito una nannoflora (*Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER & WADE) ROTH, *R. hillae* BUKRY & PERCIVAL, *R. umbilicus* (LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI, *Sphenolithus intercalaris* MARTINI, *Discoaster tani* BRAMLETTE & RIEDEL) che indica un'età non più antica della parte alta dell'Eocene medio: biozona NP17 (MARTINI, 1971). La formazione è interamente costituita da emipelagiti ricche in materia organica, con rare intercalazioni di torbiditi di-

stali, silicoclastiche alla base della successione e carbonatiche nella parte alta. Inoltre essa, in località non comprese nel Foglio, poggia stratigraficamente su un basamento ofiolitico (BONARDI *et alii*, 1992). Appare pertanto essersi deposta in un ambiente di piana batiale, con profondità maggiore del CCD durante gran parte della sedimentazione, come indicato dall'assenza di carbonato e dai fenomeni di dissoluzione che interessano i rari fossili calcarei presenti. Nel Foglio è presente la sola parte medio – alta dell'originaria successione; lo spessore affiorante è valutabile in circa 200 metri.

1.1.2.2. - formazione del Saraceno (SCE)

Definita da SELLI (1962), costituisce, secondo l'interpretazione cui si è fatto riferimento (BONARDI *et alii*, 1992) e le evidenze di terreno, la parte più elevata della successione dell'Unità nord-calabrese (Fig. 3). La sezione tipo del Torrente Saraceno, presso Trebisacce, è stata descritta per la prima volta da VEZZANI (1968a), che attribuì la formazione all'Albiano-Daniano. Successivamente essa fu data come non più antica dell'Eocene medio-superiore in uno studio stratigrafico e petrografico nell'area tipo (DE BLASIO *et alii*, 1978), e la sezione tipo è stata anche analizzata in dettaglio dal punto di vista sedimentologico (D'ALESSANDRO *et alii*, 1986). Una recente revisione biostratigrafica (DI STASO & GIARDINO, 2001) assegna alla parte medio alta della stessa sezione un'età compresa tra l'Oligocene superiore e l'Aquitano. L'intera formazione si è depositata in un ambiente bacinale, inizialmente profondo, come indicato dalla parziale dissoluzione dei fossili calcarei, a sedimentazione torbida calcarea, silicoclastica e mista, con aumento della frazione silicoclastica verso l'alto.

Negli affioramenti della parte occidentale del Foglio è stato possibile distinguere la parte alta della formazione come membro a se stante, denominato *membro del Sovereto*. L'estensione regionale di quest'ultimo, o la possibilità di separarlo cartograficamente a scala regionale, sembrerebbe piuttosto limitata, essendo stato riconosciuto, oltre che nel Foglio 521, solo nei dintorni di Satriano.

La formazione è costituita dal basso verso l'alto da calcareniti e arenarie, con matrice calcarea da abbondante a prevalente, di colore da grigio piombo a biancastro, con sottili intercalazioni siltose, marnose e argillose grigie e a volte rosse e verdi (Fig. 6). Nella parte media della successione sono presenti intercalazioni di breccie a clasti di graniti, rocce metamorfiche di basso grado e calcari. Verso l'alto della successione compaiono e diventano via via più frequenti arenarie immature, più o meno grossolane, e aumentano di spessore le intercalazioni marnoso-argillose. Il passaggio al sovrastante *membro del Sovereto* è visibile nei pressi del cimitero di S. Costantino e a Fontana dei Rizzì, presso località Sovereto: è caratterizzato da alternanze di calcareniti con intercalazioni di marne rosse e



Fig. 6 - Aspetto tipico della parte basale della formazione del Saraceno: località Timpa Vainaro.

verdi e arenarie, che diventano rapidamente prevalenti, e da una brusca riduzione dello spessore degli strati.

L'origine torbidaica dell'intera successione è ben evidente, essendo ben riconoscibili almeno alcuni degli intervalli della sequenza di Bouma; nella parte bassa della successione è spesso osservabile la sequenza completa o, a volte, mancante dell'intervallo basale e/o dell'intervallo pelitico, che è sempre di spessore molto ridotto. Sempre nella parte bassa della successione sono frequenti fenomeni di silicizzazione, sia diffusi, a sostituire i granuli delle calcareniti che possono assumere l'aspetto di arenarie, sia localizzati, caratteristicamente nell'intervallo (b) della sequenza di Bouma, a formare una lista di selce nera. Nella successione è presente una ichnofauna, descritta da D'ALESSANDRO *et alii* (1986), più abbondante ed evidente nei livelli basali.

Per le condizioni di affioramento lo spessore non è purtroppo valutabile dove è visibile il passaggio al sovrastante *membro del Sovereto*. Altrove, dove costituisce il termine più alto affiorante o ricoperto in trasgressione dalla *formazione di Albidona* (Monte Falapato, Timpa Vainaro) è di circa 300 metri.

Analisi a scala regionale dei nannofossili calcarei e delle dinocisti (BONARDI *et alii*, 1992; DI STASO & GIARDINO, 2001) assegnano alla formazione un'età compresa tra l'Eocene superiore e l'Aquitano. I campioni prelevati negli affioramenti del Foglio sono risultati, per la parte bassa della formazione, sterili o con poche forme non determinabili per parziale dissoluzione. Alcuni di quelli

prelevati nella parte presumibilmente più alta (S. Costantino; S.S. 104 km 9+300; margine est del Foglio sulla provinciale per Carbone) hanno fornito, oltre a forme rimaneggiate, *Helicosphaera recta* HAQ, *Sphenolithus* cfr. *ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *S. distentus* (MARTINI) BRAMLETTE & WILCOXON, riferibili alla biozona NP24 (MARTINI, 1971), che quindi indicano un'età non più antica dell'Oligocene superiore.

1.1.2.2.1. - *membro del Sovereto* (SCE₁)

E' stato distinto in località Sovereto, alla base del versante settentrionale del Monte Coccovello, dove, da un lato poggia tettonicamente sui carbonati dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino, dall'altro passa rapidamente in basso al membro del Saraceno. Un analogo passaggio stratigrafico è esposto presso S. Costantino, dove il contatto con l'Unità Alburno-Cervati-Pollino è dato da una faglia diretta ad alto angolo.

La successione inizia con circa 50 m di arenarie a grana fine e siltiti, fittamente stratificate, con sottili intercalazioni pelitiche. Nelle siltiti a volte è presente qualche lista di selce nera. Seguono circa 20 m in cui si nota un aumento di spessore dei livelli arenacei, che appaiono nettamente gradati, la comparsa di sottili livelli di quarzareniti e un aumento di frequenza delle intercalazioni argilloso-marnose. La parte alta della successione, per circa 40 m di spessore, è caratterizzata da un aumento di spessore dei livelli pelitici e da un aumento di frequenza delle quarzareniti. Tenuto conto dei tratti coperti da vegetazione, lo spessore complessivo dovrebbe essere di circa 150 metri. I campioni prelevati negli intervalli pelitici sono risultati sterili. L'età Miocene inferiore? è dedotta dalla posizione stratigrafica al di sopra di livelli corrispondenti a quelli datati Aquitaniano nella sezione tipo (DI STASO & GIARDINO, 2001), e, come è visibile a S. Marina presso Sapri, al di sotto della *formazione di Albidona*, la cui base è langhiana.

1.1.3. - *Unità tettonica del Frido*

Questa unità, che corrisponde *p.p.* al Flysch a quarziti degli A.A. francesi (CAIRE *et alii*, 1960; GRANDIACQUET, 1961a), è stata inizialmente definita come formazione del Frido (VEZZANI, 1968b) o formazione del Frido-Crete Nere (OGNIBEN, 1969), alla base della successione del "Complesso ligure" degli stessi A.A. Pur accettandone la posizione basale, la continuità stratigrafica con i terreni sovrastanti è stata messa in dubbio dagli A.A. successivi (HACCARD *et alii*, 1972; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973) e la formazione ridefinita come unità tettonica a se stante (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Questa interpretazione,

confermata da più recenti dati stratigrafici, strutturali e petrografici (SPADEA, 1982; 1994; KNOTT, 1987; BONARDI *et alii*, 1992; 1993), non è stata a tutt'oggi rimessa in discussione, così come la sovrapposizione tettonica all'Unità Alburno-Cervati-Pollino dell'unità suddetta a scala regionale. Al contrario la sua posizione geometrica al di sotto delle altre unità liguridi è stata confermata da alcuni A.A. (BONARDI *et alii*, 1992; 1993; 2004; SPADEA, 1994) e messa in discussione da altri (MONACO *et alii*, 1993; MONACO, 1994; MONACO *et alii*, 1995).

L'unità in esame affiora nella parte sud-orientale del Foglio, tra Latronico e Castelluccio Superiore, a contatto per faglia diretta con le unità carbonatiche Monti della Maddalena e Alburno-Cervati-Pollino e tettonicamente sottoposta alla *formazione delle Crete Nere (CRN)* e al *complesso indifferenziato di Nemoli (UAS)*. L'affioramento più occidentale noto a scala regionale, oltre che nel Foglio, corrisponde ad una piccola finestra tettonica nel complesso **UAS** in località S. Maria (210 II NE Lauria).

L'unità è costituita da metasedimenti associati a rocce basiche e ultrabasiche riconducibili ad una sequenza ofiolitica (SPADEA, 1979; LANZAFAME *et alii*, 1979a). Queste ultime sono state interpretate come scaglie tettoniche in posizione basale o apicale nella successione sedimentaria (VEZZANI, 1968b; OGNIBEN, 1969) o come blocchi in un *melange* (DIETRICH & SCANDONE, 1972). Nonostante l'intensa tettonizzazione generale e il metamorfismo, sono stati segnalati però affioramenti in cui sono conservati rapporti stratigrafici tra ofioliti e metasedimenti (LANZAFAME *et alii*, 1979b; BONARDI *et alii*, 1992; 1993; 2004). Poiché alcuni di questi affioramenti sono nell'area rilevata (o poco oltre il bordo orientale del Foglio), ofioliti e metasedimenti sono stati considerati rispettivamente basamento e copertura e i contatti tettonici che per lo più li separano hanno il significato di contatti stratigrafici tettonizzati o di contatti tettonici di secondo ordine all'interno della stessa unità. La sovrapposizione delle ofioliti ai metasedimenti che si osserva ad ovest di località Cammarota (posizione apicale *auct.*) potrebbe indicare un raddoppio tettonico dell'unità, che andrebbe però verificato regionalmente. Blocchi di rocce ultrafemiche sono contenuti, assieme a blocchi di crosta continentale, in un *melange* (SPADEA, 1982; BONARDI *et alii*, 1992; 1993), che costituisce un'unità a se stante, che inizia alcuni chilometri ad ovest del Foglio.

Il basamento: è costituito da metaultrafemiti tettonitiche serpentizzate e metabasalti, per lo più massicci riconducibili alle formazioni *serpentiniti di San Severino Lucano (TNT)* e *metabasiti della Fagosa (TBS)*.

La copertura sedimentaria: è costituita da metasedimenti riconducibili alle formazioni *metapeliti di serra del Tuppo gentile (FDR)* e *metacalcari di Monte Caramola (FDL)*.

1.1.3.1. - serpentiniti di San Severino Lucano (TNT) e metabasiti della Fagosa (TBS)

Le serpentiniti generalmente di colore verde scuro, spesso con lamine di diallagio giallo verdognole a lucentezza metallica ben visibili ad occhio nudo, derivano in prevalenza da lherzoliti e subordinatamente da harzburgiti e duniti (LANZAFAME *et alii*, 1979a; SPADEA, 1994). Il serpentino, oltre che diffuso nella roccia, si rinviene, con abito fibroso, in vene biancastre, che a luoghi, come nei pressi di Timpone Seluci, possono assumere lo spessore di qualche decina di centimetri; sono state segnalate anche occasionali vene di tremolite e talco (LANZAFAME *et alii*, 1979a). Le serpentiniti formano grossi corpi a forma irregolare e notevole spessore (100–200 metri), a contatto con i metabasalti o con i metasedimenti. Di regola il contatto è mal visibile per la fitta copertura vegetale, ma, nella maggioranza dei casi, è verosimilmente tettonico o tettonizzato. L'originario contatto magmatico con i metabasalti è più facilmente riconoscibile dalla presenza in varie località di dicchi basaltici che attraversano le serpentiniti, mentre il contatto con i metasedimenti, in particolare se si tratta di filladi e quarziti, è interpretabile come tettonico. E' comunque da sottolineare che qualche chilometro ad est del Foglio, a monte di località Lucarelli, direttamente sulle serpentiniti attraversate da dicchi basaltici poggiano, con un contatto verosimilmente stratigrafico, qualche metro di calcescisti e metaradiolariti, cui seguono filladi con sottili intercalazioni di quarziti.

Anche le *metabasiti della Fagosa (TBS)*, di regola africane, si rinvennero in grossi corpi irregolari, ma anche in masserelle minori non cartografabili separatamente, che probabilmente derivano dal boudinage di corpi maggiori. L'aspetto è generalmente massiccio; accenni di foliazione si notano solo ai margini dei corpi e in corrispondenza di orizzonti vulcanoclastici, facenti passaggio ai metasedimenti. Il contatto con i metasedimenti è di regola tettonizzato, ma gli originari rapporti stratigrafici sono riconoscibili anche nell'area del Foglio nelle località Montagnola e Cupone, dove i metabasalti affiorano al nucleo di strutture anticlinali, circondati per uno spessore di qualche metro da calcescisti e metaradiolariti rosse, facenti passaggio a filladi con intercalazioni di quarziti. Le analisi geochemiche hanno mostrato, per i metabasalti dell'Unità del Frido, caratteri MORB transizionali (BECCALUVA *et alii*, 1983; SPADEA, 1994); le paragenesi metamorfiche (LANZAFAME *et alii*, 1979a) sono caratteristiche della facies lawsonite-albite (lawsonite + albite $\pm$ egerina-augite $\pm$ Mg-riebeckite). L'età attribuita a questi terreni è giurassica.

1.1.3.2. - metapeliti di serra del Tuppo gentile (**FDR**) e metacalcari di Monte Caramola (**FDL**)

I metasedimenti dell'Unità del Frido sono in assoluta prevalenza filladi grigio-verdognole, quarziti verdognole e giallastre e metacalcari grigi e grigio scuri, in cui la presenza di aragonite (SPADEA, 1976) indica un metamorfismo di temperatura molto bassa e pressione relativamente alta. Calcescisti e metaradiolariti si rinvencono, come si è detto, a contatto con i metabasalti negli affioramenti in cui sono conservati gli originari rapporti stratigrafici. Nell'area del Foglio è compresa la parte terminale di una delle sezioni tipo (La Fagosa – Tempa Bruciata – Calda) della formazione del Frido di VEZZANI (1968b). Per la pessima esposizione, soprattutto a causa della copertura vegetale, si tratta, più che di una sezione, di affioramenti isolati, che è impossibile correlare. Inoltre, come già messo in evidenza per la sezione tipo del Torrente Frido (KNOTT, 1987; BONARDI *et alii*, 1992), trattandosi di terreni metamorfici, non è possibile riconoscervi la successione suddivisibile in membri descritta dall'Autore. E' stato però possibile cartografare separatamente, come già nel Foglio 211 S.Arcangelo della Carta Geologica d'Italia 1:100.000, un intervallo dello spessore di circa 100 metri costituito quasi esclusivamente da metacalcari (**FDL**), che nel resto dell'unità formano intercalazioni più o meno potenti entro prevalenti filladi e quarziti (**FDR**). Sia queste intercalazioni, sulla strada Calda – Seluci in sinistra del Fiume Sinni, sia l'intervallo metacalcareo a Monte Nandiniello, hanno fornito nannoflore non più antiche del Chattiano, per la presenza di *Sphenolithus distentus* (MARTINI) BRAMLETTE & WILCOXON, *S. predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON *S. ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON (biozona NP24, MARTINI, 1971). In via molto generale sembra che nell'originaria successione sedimentaria, a parte le radiolariti strettamente legate ai basalti, prevalessero nella parte bassa peliti con intercalazioni di quarzareniti e calcari, che diventano poi prevalenti nella parte alta. Al contrario dei metabasalti, nella copertura metasedimentaria è riconoscibile una deformazione fortemente penetrativa, particolarmente ben espressa nei metacalcari. Nelle filladi (**FDR**) la foliazione è di regola ondulata, con l'eccezione di livelli particolarmente ricchi di materia organica che presentano foliazione piano-parallela. Cerniere di pieghe, marcatamente isoclinali, sono di difficile individuazione: esse appaiono ripiegare superfici già metamorfiche, mentre la foliazione principale è subparallela al loro piano assiale. Le quarziti sono sia massicce, spesso fortemente boudinate, sia finemente foliate. Nei metacalcari (**FDL**) spesso sono preservate strutture sedimentarie, quali laminazione parallela e obliqua e, più raramente, gradazione, che suggeriscono una probabile origine torbiditica; le pieghe, sottolineate da numerose vene calcitiche, sono ben visibili e riferibili a più sistemi. L'età attribuita a questi terreni è Certacico-Oligocene superiore.

2. - UNITÀ TETTONICHE ESTERNE

2.1. - UNITÀ TETTONICA VERBICARO

(a cura di: G. BONARDI, A. SGROSSO)

L'unità tettonica così denominata (BOUSQUET & GRANDJACQUET, 1969), affiora lungo la fascia costiera tirrenica da Maratea a Belvedere Marittimo e, in alcune finestre tettoniche, nella Catena Costiera a sud di questa località. Poggia tettonicamente sull'Unità Alburno-Cervati-Pollino, o su successioni carbonatiche intensamente deformate, simili a quella di tale unità (IANNACE & VITALE, 2004), mentre la sovrapposizione all'Unità di S. Donato *auct.*, interpretata come tettonica (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976), è, in base a recenti revisioni (IANNACE *et alii*, 1995; PERRONE, 1996), da considerarsi piuttosto un contatto originariamente stratigrafico tettonizzato. L'unità pertanto è stata di recente ridefinita come Unità Lungro-Verbicaro (IANNACE *et alii*, 2005), ma, in attesa di ulteriori verifiche, si è preferito, per gli affioramenti del Foglio, mantenere la denominazione tradizionale. A sud del Fiume Noce – Castrocuoco l'unità è affetta da un metamorfismo di bassa temperatura e di alta pressione, le cui caratteristiche termobariche sono però ancora da precisare, ed è ricoperta tettonicamente da *klippen* di unità tettoniche ofiolitiche (Unità di Diamante-Terranova e di Malvito) e di crosta continentale (Unità della Sila), che formano il settore settentrionale dell'arco calabro-peloritano (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 2001). Nel Foglio 521 l'unità tettonica Verbicaro forma i Monti di Trecchina, che corrispondono ad una depressione strutturale tra i rilievi di La Serra ad ovest e Monte Messina ad ovest, costituiti dall'Unità Alburno-Cervati-Pollino. Il sovrascorrimento su quest'ultima unità è visibile solo nei pressi di Maratea, pochi chilometri a sud del Foglio; a tutto, eccezion fatta per un piccolo affioramento a nord di Trecchina non sono conservati lembi di unità tettoniche più elevate. Nei Monti di Trecchina non vi è alcuna evidenza della sovrapposizione tettonica, ipotizzata da COTECCHIA *et alii* (1990), dell'Unità Verbicaro a terreni di tipo ligure, che non è però impossibile, data la frequenza nell'area del Foglio di *thrust* tardivi. Alla base dei versanti di tali rilievi vi sono coperture di unità quaternarie (lacustri, detritiche) o vegetali e, dove è possibile fare osservazioni, sono visibili solo liscioni di faglie dirette ad alto angolo. D'altra parte nei pressi del Santuario di S. Biagio, a monte di Maratea, è visibile l'appoggio diretto sull'Unità Alburno-Cervati-Pollino (Civita, 1965) e le litologie di "tipo flysch" (argilliti, quarzareniti) presenti nella breccia di faglia sono ascrivibili alla *formazione del Bifurto*. Inoltre, come si è accennato, poco a nord di Trecchina, i *calcari con selce e marne del Bulgheria* (BHE) dell'unità in esame affiorano in finestra tettonica al di sotto dell'Unità tettonica nord-calabrese (*formazione delle Crete Nere*, CRN).

La successione stratigrafica dell'Unità Verbicaro è caratterizzata a scala regionale da una certa variabilità laterale, soprattutto per la differente ampiezza di lacune stratigrafiche, seguite da ripresa della sedimentazione in disconformità: in tutte le sezioni manca buona parte del Cretacico. Nel Foglio, oltre alla parte più bassa della successione, corrispondente all'Unità di S. Donato *auct.*, affiorante molto più a sud, non affiora la parte formata da dolomie grigio scure e nere del Triassico superiore, ed è presente solo in parte la successione calcareo-dolomitica del Retico – Giurassico inferiore p.p. (CRH), entrambe ampiamente rappresentate nel confinante Foglio 523 Maratea.

2.1.1. - calcari di Monte Crivo (CRH)

Questa formazione prende il nome dal rilievo di Monte Crivo, compreso nel Foglio per circa metà. I rapporti a letto, così come la parte bassa della successione, sono visibili nel confinante Foglio 523 Maratea. La parte della successione compresa nel Foglio è abbastanza ben esposta sui versanti meridionali di Monte Crivo, Serra Capellera, Serra Pollino e Monte Maiorino. Sui versanti settentrionali, che degradano verso Trecchina, la fitta copertura boschiva limita le osservazioni alle poche radure, alle incisioni ed ai tagli della strada che da Trecchina sale alla Madonna del Soccorso: non è possibile pertanto seguire con continuità la successione, ma, date le giaciture a franapoggio con inclinazione prossima a quella del pendio, se ne perde uno spessore relativamente limitato.

Alla base del versante occidentale di Monte Crivo, cima poco a sud di Monte Crivo, affiorano calcari, più o meno dolomitici, in banchi, utilizzati come blocchi da scogliera. Tali calcari in banchi sono parzialmente eteropici di calcari dolomitici grigio scuri, a luoghi stromatolitici, in cui spiccano, per il colore più chiaro, sezioni di grossi megalodontidi: questi ultimi sono meglio esposti sui versanti sud di Serra Capellera e Serra Pollino. Ad essi seguono calcareniti e calcilutiti grigio scure e nere con alghe, lamellibranchi e gasteropodi completamente ricristallizzati, e *Triasina* sp. Si passa in alto ad una successione ben stratificata di calcareniti e calcilutiti grigio chiare, nocciola o rosate con alghe, piccoli gasteropodi e radioli di echinidi, con intercalazioni di calcareniti oolitiche; a luoghi sono presenti livelli di calcari ad oncoidi, spesso dolomitizzati. Nei livelli di calcari grigi che formano la parte più alta della successione è presente, oltre a forme banali (*Trocholina* sp., *Aeolisaccus* sp.), *Agerina martana* (FARINACCI). In accordo con IANNACE (1993), l'ambiente di deposizione corrispondeva ad un bordo di piattaforma o ad un margine superiore di scarpata. Lo spessore della successione affiorante nel Foglio è di oltre 500 metri; l'età è compresa tra il Retico e il Giurassico inferiore p.p.. Il passaggio ai sovrastanti *Calcari con selce e marne del Bulgheria* (BHE) è marcato dalla brusca riduzione di spessore degli

strati e dalla comparsa di risedimenti e di noduli di selce.

2.1.2. - *calcari con selce e marne del Bulgheria (BHE)*

Affiorano sui versanti settentrionali di Monte Crivo, Serra S. Maria e Serra Murazze, in prossimità dell'abitato di Trecchina, e formano le cime di Serra Cappelera e Monte Maiorino. L'appoggio stratigrafico sui sottostanti *calcari di Monte Crivo (CRH)* è visibile in queste due ultime località e a Serra S. Maria, mentre altrove il contatto è dato da faglie dirette ad alto angolo.

La parte bassa della successione è formata da alternanze, in strati regolari di 40-50 cm di spessore, di calcareniti, anche grossolane, e calcilutiti grigio scure e nere, con liste e noduli di selce chiara. Le calcareniti mostrano accenni di gradazione e laminazione, che suggeriscono una loro origine per risedimentazione: in generale l'intera successione è interpretabile come depostasi alla base di una scarpata. Procedendo verso l'alto le calcareniti e la selce diventano sempre meno frequenti e la successione è formata da calcilutiti grigio scure con rari noduli di selce e intercalazioni di marne silicifere giallastre, che, pur richiamando le marne ad ammoniti del Monte Bulgheria, non hanno dato risultati paleontologici. Nelle sezioni sottili dei calcari di questo intervallo, oltre a forme non determinabili a causa della ricristallizzazione, si rinvenivano rari esemplari di *Gutnicella cajexi* (LUCAS). Seguono verso l'alto qualche decina di metri di calcilutiti simili alle precedenti, con rari noduli di selce e prive di intercalazioni marnose.

Lo spessore della successione è di circa 150 metri. L'età, sicuramente Giurassico inferiore-medio, non è meglio precisabile; per analogia con sezioni in altre aree non è improbabile che la successione inizi nel Giurassico inferiore e raggiunga il Giurassico superiore.

2.1.3. - *brecce a selce (SEE)*

In vetta a Monte Crivo, sui calcari e calcari dolomitici (**CRH**), e a Serra S. Maria, sui *calcari con selce e marne del Bulgheria (BHE)*, poggiano in disconformità ruditi contenenti frammenti di selce e di rudiste, con tutta probabilità equivalenti a quelle denominate "breccia a selce" da GRANDJACQUET & GRANDJACQUET (1962). Pur riconoscendo che si tratta per lo più di conglomerati e che i clasti calcarei sono di regola prevalenti sulla selce, questa denominazione, formalmente scorretta, è stata ampiamente ripresa nella letteratura successiva ed è a tutt'oggi la più utilizzata. Tenuto anche conto che gli affioramenti del Foglio sono di modesta estensione e alquanto anomali, si è preferito, ad evitare pericolose confusioni, utilizzare tale denominazione tradizionale.

Nelle località indicate in precedenza affiorano calciruditi poligeniche a matrice calcarenitica grigio chiara, da abbondante a prevalente, in banchi di 3-4 metri di spessore e per uno spessore totale di circa 30 metri. I clasti sono in prevalenza calcarei, più o meno arrotondati, ma sono anche presenti dolomie grigio scure e frammenti di selce a spigoli vivi. Alcuni dei clasti carbonatici sono riconoscibili come derivati dalla successione sottostante, altri, che contengono alghe, gasteropodi e rudiste *s.l.*, presenti anche in frammenti isolati, mostrano caratteri di carbonati di piattaforma e/o corrispondono ad un intervallo cronostratigrafico (Cretacico) mancante in tale successione. L'intera formazione è costituita da risedimenti, messi in posto con un meccanismo di *gravity flow* su una scarpata, bordata da un alto morfo-strutturale carbonatico.

I campioni prelevati nella matrice non hanno fornito risultati micropaleontologici, anche per l'intensa ricristallizzazione. La presenza di frammenti di rudiste indica un'età non più antica del Cretacico; in altre località fuori del Foglio la formazione è datata Maastrichtiano – Eocene inferiore.

2.1.4. - conglomerati e calcareniti di Serra Pollino (BCR)

A Monte Crivo, al di sopra della breccia (SEE), e a Serra Pollino, al di sopra dei calcari e calcari dolomitici (CRH), poggia in discontinuità una successione, che, a scala regionale, non trova equivalenti in altri affioramenti dell'Unità Verbicaro. L'affioramento di Serra Pollino, qualche metro al di sotto del Santuario della Madonna del Soccorso, nel taglio del piazzale di sosta della strada che da Trecchina raggiunge questa località, nonostante i lavori di sbancamento per la costruzione del piazzale stesso, è meglio conservato. In una nicchia di erosione entro i calcari (CRH), forse bordata da una faglia di modesto rigetto, si seguono dal basso in alto, per uno spessore di una ventina di metri: conglomerati a clasti calcarei con rari frammenti di lamellibranchi e scarsa matrice calcareo-marnosa giallastra; calcari marnosi nerastri con tracce fossili, entro i quali è presente un livello fissile nerastro interamente formato da impronte molto schiacciate di lamellibranchi indeterminabili; calcari marnosi giallastri, lastroidi, ricchi di globigerinidi, non meglio determinabili, con intercalazioni di calcareniti con frammenti di macroforaminiferi, tra cui nummuliti e probabili lepidocycline. Al Monte Crivo la successione è ridotta a pochi metri di calcari marnosi giallognoli.

Il livello a lamellibranchi era stato segnalato per la prima volta da DE LORENZO (1895), che vi riconosceva esemplari del genere *Lima*, e successivamente descritto, con le altre litologie, da CIVITA (1965). La presenza nella successione di globigerinidi, anche se non determinabili, e di frammenti di macroforaminiferi del Paleogene, porta ad escludere l'attribuzione al Giurassico inferiore di entrambi gli Autori. L'attribuzione al Miocene inferiore?, del tutto ipotetica, si basa su

una vaga somiglianza con la parte alta della formazione di Colle Trodo (SELLI, 1962). E' da rilevare che quest'ultima formazione, praticamente assente nei Monti di Trecchina, è invece presente nel suo normale sviluppo stratigrafico qualche chilometro a sud del Foglio, nei pressi di Brefaro.

2.2. - UNITÀ TETTONICA ALBURNO-CERVATI-POLLINO (a cura di: M. PARENTE, R. RADOIČIĆ)

Le difficoltà connesse alla suddivisione litostratigrafica delle successioni carbonatiche di mare basso del Mesozoico dell'Appennino meridionale derivano dal fatto che esse sono caratterizzate da una marcata omogeneità delle caratteristiche litologiche macroscopiche. L'intera successione, per uno spessore complessivo affiorante di più di 5000 m, è costituita da pochi litotipi (calcari, calcari dolomitici e dolomie, con subordinati calcari marnosi e marne) di modo che ben poche suddivisioni possono essere operate sulla base dei caratteri litologici. A scala di maggior dettaglio il persistere di condizioni di sedimentazione di mare basso, in ambienti genericamente riferibili a piattaforme carbonatiche di tipo tropicale (almeno per gran parte del Mesozoico), ha determinato in tali successioni una grande continuità laterale ed una estrema ripetitività in senso verticale delle litofacies. Quindi non solo a livello di tipi litologici, ma anche alla scala delle litofacies, è difficile individuare caratteri diagnostici, obiettivi e ripetibili, utili alla suddivisione litostratigrafica della successione.

Nel rilevamento delle successioni carbonatiche mesozoiche affioranti nel Foglio Lauria (Fig. 7), tenuto conto della loro sostanziale uniformità litologica, per caratterizzare e definire le diverse unità si è quindi spesso fatto ricorso al contenuto fossilifero. In osservanza alle norme dei codici di stratigrafia i fossili sono stati utilizzati solo laddove riconoscibili in campagna e sufficientemente abbondanti da caratterizzare macroscopicamente le rocce. Insieme al contenuto fossilifero sono state utilizzate alcune litofacies particolarmente caratteristiche e diffuse al punto da poter operativamente essere utilizzate in campagna per una suddivisione litostratigrafica. Per quanto detto precedentemente, e come si evincerà dai paragrafi successivi, è evidente che in molti casi non è tanto la presenza di una litofacies o associazione di litofacies ad essere diagnostica quanto la sua particolare diffusione verticale in un dato intervallo stratigrafico. L'uso combinato di questi criteri (contenuto fossilifero e facies) ha consentito la suddivisione della successione in unità litostratigrafiche i cui limiti sono quasi sempre caratterizzati da passaggi gradual, legati alla progressiva comparsa, diffusione e scomparsa dei fossili o delle litofacies diagnostiche.

Per la *formazione di Trentinara*, sulla base dei dati recenti di BARATTOLO *et alii* (2000) e VECCHIO (2003), si è fatto riferimento alla biozonazione standard di

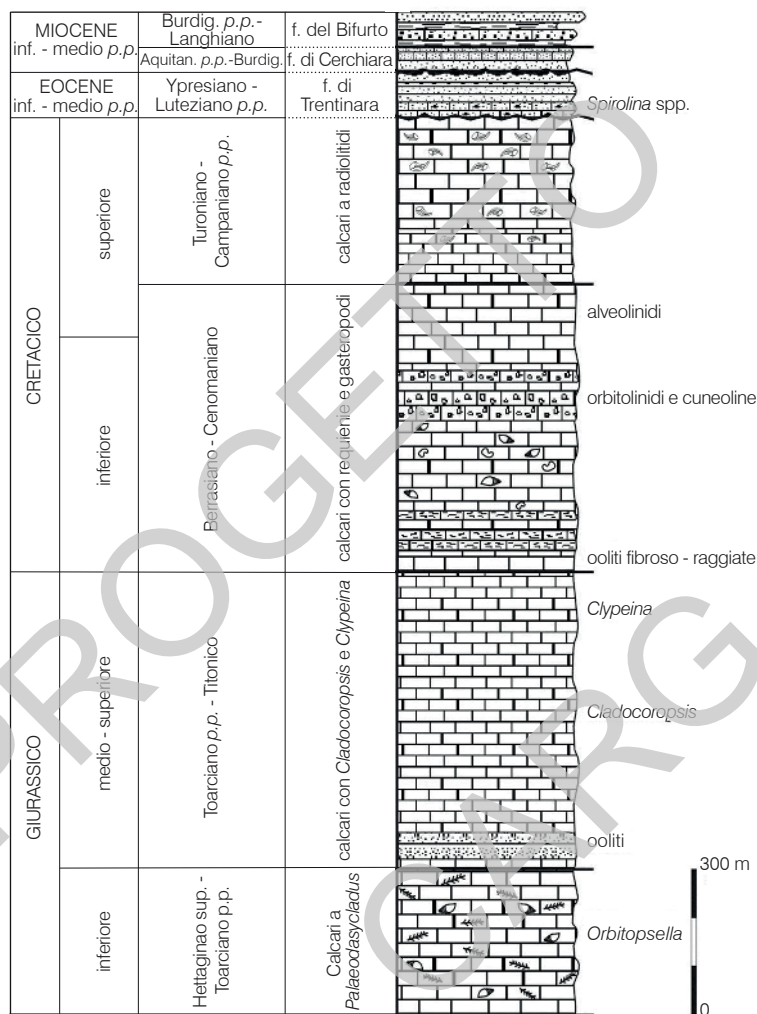


Fig. 7 - Colonna stratigrafica dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino.

SERRA-KIEL *et alii* (1998).

La biostratigrafia delle successioni carbonatiche di mare basso dell'Appennino meridionale è basata in gran parte sulla distribuzione di alghe calcaree e foraminiferi bentonici. L'utilizzo di questi microfossili consente di stabilire una suddivisione biostratigrafica basata su una successione di biozone di distribuzio-

ne locale o zone di associazione. L'età cronostratigrafica di tali biozone è spesso nota solo in prima approssimazione in quanto solo per alcune di queste forme l'età dell'intervallo di distribuzione è stata tarata attraverso la correlazione diretta o indiretta con le scale bio-cronostratigrafiche standard ad ammoniti, foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. Per le successioni carbonatiche di mare basso è nota quindi con buona precisione la successione degli eventi biostratigrafici e delle biozone mentre l'attribuzione dell'età alle biozone è meno precisa ed accurata.

2.2.1. - *Calcari a Palaeodasycladus* (CPL)

Questa formazione affiora solo al Passo Colla, fra il Monte Crivo e il Monte Coccovello.

I *Calcari a Palaeodasycladus* sono costituiti in prevalenza da calcareniti e calcilutiti grigio scure bioclastiche e più raramente peloidali ed oncolitiche, ben stratificate, in strati di spessore generalmente compreso fra 40 e 100 cm. Le litofacies più diffuse sono: a) *wackestone-packstone* bioclastici ad alghe dasicladali e foraminiferi bentonici; b) *packstone-grainstone* fini a peloidi e foraminiferi bentonici; c) *wackestone-packstone* a grossi oncoidi con gusci e frammenti di gasteropodi e bivalvi e rari foraminiferi bentonici. Queste litofacies sono riferibili nel complesso ad un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica di tipo tropicale ed in particolare indicano il prevalere di condizioni subtidali.

Lo spessore massimo affiorante dei *Calcari a Palaeodasycladus* è di circa 300 m. Lo spessore totale non è misurabile in quanto non sono osservabili né il limite inferiore né quello superiore. In altre aree dell'Appennino meridionale unità correlabili litostratigraficamente a questa formazione hanno uno spessore totale di 300-350 m.

I macrofossili più abbondanti sono gasteropodi e lamellibranchi. Tra i microfossili prevalgono le alghe dasicladali, rappresentate per lo più da *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA i cui talli sono talvolta talmente abbondanti e di dimensioni tali da essere facilmente riconoscibili, anche ad occhio nudo, sulle superfici alterate della roccia. I foraminiferi bentonici sono particolarmente frequenti nella parte alta dove sono rappresentati da ricche associazioni a lituolidi fra cui sono in genere riconoscibili forme microsferiche e macrosferiche di *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL).

Questa formazione può essere attribuita alla biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* di DE CASTRO (1991) per la presenza del taxon indice sin dai livelli più bassi. Tale biozona viene comunemente riferita all'Hettangiano superiore -Toarciano *p.p.*

2.2.2. - *calcari con Cladocoropsis e Clypeina (CCM)*

Questa formazione affiora unicamente presso Acquafredda, e, limitatamente alla parte più alta, alla base del versante meridionale del Monte Coccovello. Il rilievo ad est di Acquafredda è tra le località dell'Appennino meridionale in cui è stata rinvenuta per la prima volta in Italia *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (SGROSSO, 1962).

Le litologie più comuni sono rappresentate da calciliti, calcareniti e calciruditi bioclastiche (raramente oncoidali e intraclastiche) grigio scure, in strati da medi a spessi e in banchi. Subordinatamente sono presenti dolomie da grigio scure a nerastre e calcari stromatolitici. Nella parte bassa sono presenti calcareniti oolitiche; nella parte mediana prevalgono le calciliti con livelli a *Cladocoropsis mirabilis* FELIX ed intercalazioni di calciruditi ad oncoidi e intraclasti; nella parte alta prevalgono le calciliti ad alghe calcaree e foraminiferi bentonici intercalate a livelli stromatolitici ed a dolomie.

Le litofacies più rappresentative sono: a) *wackestone* a oncoidi ed intraclasti con frammenti di gasteropodi e bivalvi; b) *mudstone-wackestone* (più raramente *packstone*) a foraminiferi bentonici ed alghe *dasicladali*; c) *mudstone-wackestone* a *Cladocoropsis*; d) *mudstone* scuri a ostracodi; e) *grainstone* oolitici ben selezionati, talvolta gradati e laminati; f) laminiti stromatolitiche e *loferitiche* con cavità di dissoluzione planari; g) dolomie saccaroidi e dolomie microcristalline scure.

Queste litofacies sono riferibili a diversi sub-ambienti di una piattaforma carbonatica di tipo tropicale. Le litofacies da a) a d) indicano deposizione in una laguna subtidale, con condizioni di circolazione ristretta per la litofacies d), più aperta per le altre litofacies. La litofacies e) indica deposizione in condizioni di elevata energia, al di sopra della profondità di base delle onde. Le laminiti della litofacies f) indicano deposizione in una piana tidale, in condizioni da intertidali a supratidali. Per le dolomie della litofacies g) la totale obliterazione delle tessiture e strutture primarie non consente di ricostruire con precisione l'ambiente di deposizione.

Lo spessore massimo affiorante dei *calcari con Cladocoropsis e Clypeina* è di circa 600-650 m. Il limite inferiore di questa unità non è presente in affioramento ma i livelli più bassi affioranti sono costituiti da calcareniti oolitiche correlabili a quelle che in altre aree dell'Appennino meridionale, sono presenti subito al disopra dei *Calcari a Palaeodasycladus*. Il limite superiore è segnato dalla comparsa di livelli di calcareniti ad ooliti fibroso-raggiate che costituiscono la base della formazione sovrastante.

I macrofossili più rappresentativi sono *Cladocoropsis mirabilis*, gasteropodi, bivalvi, chetetidi e coralli solitari. I microfossili sono rappresentati da alghe *dasicladali*, foraminiferi bentonici ed ostracodi.

Dal punto di vista biostratigrafico è possibile riconoscere 3 intervalli: nella parte bassa la forma più significativa è *Mesoendothyra cromatica* GUSIC; nella

parte mediana sono presenti *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI, *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI e *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK; nella parte alta *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FURY & PIGNATTI-MORANO, *Clypeina jurassica* FAVRE e *Campbelliella striata* (CAROZZI).

La presenza di *Mesoendothyra croatica* indica la biozona omonima riferibile al Toarciano p.p.-Bajociano. La presenza di *Selliporella donzelli* e di *Pfenderina salernitana*, consente di attribuire la parte mediana di questa unità alla biozona a *Valvulina lugeoni*, datata Bajociano (parte alta)-Bathoniano. La presenza di *Kurnubia palastiniensis* consente di attribuire la parte alta dei calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* alla biozona a *Kurnubia palastiniensis* del Calloviano-Kimmeridgiano inferiore. La comparsa di *Clypeina jurassica* e *Campbelliella striata* consente di attribuire la parte sommitale di questa formazione alla biozona a *Clypeina jurassica*. Tale biozona copre secondo DE CASTRO (1991) l'intervallo Kimmeridgiano superiore-Titonico. Nel complesso è quindi possibile indicare per i calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* un'età che va dal Toarciano p.p. al Titonico.

2.2.3. - calcari con requenie e gasteropodi (CRQ)

La sezione più rappresentativa di questa formazione è quella esposta nella parte inferiore del versante sud-occidentale del M. Coccovello (a ovest di Trecchina). Altre aree di affioramento con buona esposizione, anche se con sezioni di spessore limitato, sono alcuni rilievi a sud di Casalbuono (Monte Castagnagrossa e Serra di San Marco). Nei rilievi a sud ed a est di Lauria i calcari con requenie e gasteropodi affiorano ampiamente ma si presentano in genere dolomitizzati, fino a totale ricristallizzazione, e in condizioni di forte tettonizzazione.

I litotipi più comuni sono calcareniti e calcilutiti grigio scure e nocciola ben stratificate, in strati di spessore compreso generalmente fra 20 e 100 cm, con frequenti livelli a requenidi e gasteropodi. Subordinatamente sono presenti dolomie e calcari dolomitici lastroidi da giallastri a bruni e calcari e calcari dolomitici nerastri, ricchi di materia organica, in strati molto sottili (2-10 cm). Nella parte inferiore sono presenti livelli con laminazioni algali e livelli di calcareniti oolitiche; nella parte mediana alla sommità degli strati si ritrovano spesso livelli pseudoconglomeratici con clasti calcarei in matrice marnoso-argillosa da giallastra a verdastra o arrossata. Nella parte alta sono presenti calcareniti bioclastiche ad alveolinidi, cuneoline e soritidi. Al Monte Coccovello sono presenti, nella parte mediana della successione, orizzonti discontinui di marne e calcari marnosi verdi. In particolare uno di essi è costituito da lenti, dello spessore massimo di 10 cm, ricchissime di orbitoline. Per la loro posizione stratigrafica e il loro contenuto fossilifero queste lenti sono l'equivalente del ben noto "livello ad orbitoline"

dell'Appennino campano (CHERCHI *et alii*, 1978). Nei monti a sud di Casalbuono sono presenti in questa formazione alcune decine di metri di calcilutiti con oogoni di carofite, alternate a calcilutiti parzialmente dolomitizzate con dasicladali ed a dolomie giallastre lastroidi.

Nella parte inferiore della formazione le litofacies più comuni sono: a) *grainstone* oolitico-pisolitici con ooliti e pisoliti fibroso-raggiati, spesso rotte e rigenerate (presenti solo alla base della formazione); b) *mudstone* a piccole dasicladali; c) *mudstone* ad ostracodi con cavità da dissoluzione; d) laminiti stromatolitiche e loferitiche; e) dolomie da microcristalline a saccaroidi, spesso vacuolari. Queste litofacies indicano deposizione nella parte interna di una piattaforma carbonatica in sub-ambienti di laguna ristretta (litofacies a-b) e di piana tidale con frequenti episodi di esposizione subaerea (litofacies c-e).

Nella parte mediana dei *calcari con requienie e gasteropodi* si alternano le seguenti litofacies: a) *wackestone/floatstone* a gusci di requienidi e gasteropodi (fra cui nerinee), spesso con geometria lenticolare e base erosionale; b) *wackestone-packstone* a foraminiferi (fra cui orbitolinidi), alghe dasicladali, peloidi ed intraclasti; c) *mudstone-wackestone* a ostracodi e piccoli miliolidi ed alghe dasicladali; d) *mudstone* da grigio scuri a neri in strati sottili (max 10 cm) che si separano in lamine millimetriche; e) *mudstone* con cavità da dissoluzione e *top* dello strato nodulare, pseudoconglomeratico, con un fitto reticolo di fratture e cavità riempite da marne da giallastre a verdastre e più raramente arrossate. Le litofacies a-d) indicano deposizione in sub-ambienti di laguna, con circolazione più aperta per le litofacies a-b) e più ristretta, fino a determinare condizioni dissossiche, per le litofacies c-d). La litofacies e) testimonia il verificarsi di frequenti episodi di emersione con conseguente diagenesi vadosa e microcarsismo.

Nella parte alta della formazione i livelli a gusci di requienidi e gasteropodi diventano meno frequenti. Le litofacies più comuni sono: a) *wackestone-packstone* a foraminiferi (tra cui orbitolinidi, cuneoline e, nella parte sommitale, alveolinidi e soritidi); b) *mudstone* ad ostracodi e miliolidi con cavità da dissoluzione; c) dolomie da microcristalline a saccaroidi, talvolta polverose, da giallastre a brune. La litofacies a) indica deposizione in una laguna con condizioni di circolazione aperta. Le associazioni di microfossili oligotipiche della facies b) indicano deposizione in una zona da intertidale a supratidale con condizioni di circolazione più ristretta. Le dolomie della litofacies c) sono probabilmente da mettere in relazione a fenomeni di emersione in condizioni di clima arido.

Lo spessore totale della formazione dei *calcari con requienie e gasteropodi*, misurato nella sezione del M. Coccovello, è di circa 650 m. Il limite inferiore è segnato dalla presenza di livelli di calcareniti oolitiche con ooidi e pisoidi fibroso-raggiati. Il limite superiore è stato posto al disopra degli ultimi livelli di calcari ad alveoline.

I macrofossili più caratteristici in questa formazione sono gasteropodi (tra cui

nerinee) e requienidi, che costituiscono dei livelli (spesso a geometria lenticolare) gremiti di gusci; tali livelli sono più frequenti nella parte mediana della formazione. Pochi metri al disotto della sommità della formazione è presente un livello gremito di gusci e frammenti di radiolitidi.

I microfossili sono rappresentati soprattutto da alghe dasicladali e foraminiferi che costituiscono spesso delle associazioni molto ricche. Alcune litofacies a grana fine sono invece caratterizzate da associazioni oligotipiche dominate da ostracodi e piccoli miliolidi. In questa formazione non è stato possibile riconoscere con precisione le biozone di DE CASTRO (1991) per l'assenza o la scarsa diffusione di alcune specie indice. Le forme più significative dal punto di vista biostratigrafico sono: a) nella parte bassa *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Trocholina* spp. (Neocomiano); b) nella parte media *Vercorsella laurentii* (SARTONI & CRESCENTI), *Vercorsella scarsellai* (DE CASTRO), *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Chypeina solkani* CONRAD & RADOICIC, *Praturlonella danilovae* (RADOICIC), *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI, *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Salpingoporella dinarica* RADOICIC, *Archaealveolina reicheli* (DE CASTRO), (Bartemiano-Aptiano); c) nella parte alta *Cribellopsis arnaudae* CHIOCCINI, *Cuneolina pavonia parva* D'ORBIGNY, *Paracoskinolina* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Negiraquia insolita* (DECROUEZ & MOULLEDE), *Salpingoporella turgida* (RADOICIC), *Ovalveolina maccagnoae* DE CASTRO, *Selliaveolina viallii* COLALONGO, *Cisalveolina fraasi* (GUMBEL), *Pseudorhapydionina dubia* DE CASTRO, *Pseudorhapydionina laurinensis* DE CASTRO, *Pseudorhapydionina casertana* DE CASTRO, *Chrysalidina gradata* D'ORBIGNY (Albiano-Cenomaniano). Complessivamente la formazione dei calcari con requenie e gasteropodi può essere quindi riferita ad un intervallo cronostratigrafico che va dal Neocomiano alla fine del Cenomaniano.

2.2.4. - calcari a radiolitidi (RDT)

La sezione più rappresentativa è quella esposta nella parte superiore del versante sud-occidentale del Monte Coccovello (a ovest di Trecchina). I calcari a radiolitidi sono estremamente diffusi in tutta l'area nord-occidentale del foglio (buone esposizioni sono osservabili al Monte Cervaro, sulla dorsale di Serralunga e nei Monti a nord di Rotale), al Verro Croce (all'estremità nord-orientale del Foglio) e nei Monti di Lauria.

I litotipi più comuni sono calcareniti e calcilutiti grige, grigio scure e nere, ben stratificate, con radiolitidi spesso in letti biostromali di spessore da decimetrico a metrico. Subordinatamente sono presenti dolomie e calcari dolomitici scuri. Nella parte bassa sono in genere presenti alcune decine di metri di calcari e calcari

dolomitici scuri in strati sottili.

Le litofacies più comuni nei *calcarei a radiolitidi* sono le seguenti: a) dolomie saccaroidi, dolomie microcristalline spesso polverose o farinose e dolomie laminate; b) laminiti calcaree e calcareo-dolomitiche, stromatolitiche e loferitiche; c) *mudstone-wackestone* ad ostracodi, piccoli miliolidi e *thaumatoporelle*, talvolta con laminazione parallela; d) *wackestone-packstone* a foraminiferi bentonici e *thaumatoporelle*; e) *packstone-grainstone* a foraminiferi con frammenti di rudiste e di echinodermi; f) *rudstone-floatstone* a radiolitidi in matrice di *wackestone-packstone* a frammenti di rudiste e di echinodermi.

Le litofacies dei *calcarei a radiolitidi* del Foglio Lauria presentano molte analogie con quelle descritte da CARANNANTE *et alii* (1998; 2000) in Penisola Sorrentina ed interpretate nel complesso come deposte in una rampa carbonatica in ambienti di piattaforma interna a bassa energia (SIMONE *et alii*, 2003). Il prevalere nelle successioni affioranti nel Foglio Lauria delle litofacies fangosostenute, spesso scure e caratterizzate da associazioni oligotipiche, e la frequenza di livelli con evidenze di esposizione subaerea, indica deposizione in un'area ancora più interna rispetto a quella occupata dai livelli coevi affioranti in Penisola Sorrentina ed in Cilento. In particolare le laminiti della litofacies b) indicano deposizione in una piana tidale in condizioni da intertidali a sopratidali. Per le dolomie della litofacies a) spesso associate a queste laminiti è possibile ipotizzare deposizione in condizioni sopratidali. La litofacies c) indica deposizione in condizioni subtidali in aree a circolazione ristretta. I *packstone-grainstone* della litofacies d) indicano deposizione in una piana sabbiosa soggetta frequentemente all'azione delle onde e delle tempeste. La litofacies e) si ritrova generalmente in livelli lenticolari con base erosionale che possono essere interpretati come *lag* trasgressivi alla base di canali o come livelli di tempesta.

Lo spessore dei *calcarei a radiolitidi*, misurato nella sezione del M. Coccovello, è di circa 350 m; altrove può raggiungere valori più elevati, fino ad oltre 500 m. Il limite inferiore è stato posto al di sopra degli ultimi livelli di calcari ad alveoline presenti nella parte superiore dei calcari a requienidi (CRQ). Il limite superiore è rappresentato da una superficie di disconformità al di sopra della quale è presente in genere un banco costituito da più strati amalgamati di calcari pseudoconglomeratici con fratture e cavità riempite da marne da verdi ad ocra.

I macrofossili più frequenti sono radiolitidi, gasteropodi e frammenti di echinodermi; nella parte bassa della formazione sono presenti alcuni livelli ricchi di gusci sottili di bivalvi a microstruttura lamellare, riferibili presumibilmente ad ostreidi. La microfauna è costituita da foraminiferi, alghe calcaree ed ostracodi.

Dal punto di vista biostratigrafico la parte bassa di questa formazione è caratterizzata da associazioni di microfossili poco significative. Le forme più caratteristiche sono piccoli lituolidi riferibili dubitativamente al genere *Pseudocyclus* in associazione con *Nummuloculina* sp., *Nezzazatinella* cfr. *aegyptiaca*,

discorbidi, piccoli rotalidi e thaumatoporelle. Questo intervallo, che nella sezione del Monte Coccovello ha uno spessore di circa 70 m, può essere riferito alla biozona a *Pseudocyclammina* spp. di DE CASTRO (1991) e dovrebbe corrispondere al Turoniano.

La parte superiore della formazione è caratterizzata da associazioni molto più ricche e diversificate. Le specie più significative sono *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Accordiella conica* FARINACCI, *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Stensioina surrentina* TORRE, *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Murgeina apula* (LUPERTO-SINNI), *Pseudocyclammina sphaeroidea* GENDROT, *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Pseudorhapydionina mediterranea* (DE CASTRO), *Murgella lata* (LUPERTO-SINNI), *Nummoloculina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Aeolisaccus kotori* RADOICIC, *A. barattoloi* DE CASTRO, *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO, *Cretaciclodus minervini* LUPERTO-SINNI. Questa associazione consente di riconoscere la biozona ad *Accordiella conica* e *Moncharmontia apenninica* che può essere riferita genericamente al Senoniano *p.p.* Complessivamente questa formazione può quindi essere riferita al Turoniano-Senoniano *p.p.*

2.2.5. - formazione di *Trentinara* (TRN)

Per le condizioni di esposizione e per lo spessore la sezione più rappresentativa di questa Formazione è quella di Serra Pastorella (nei dintorni di Lauria) anche se in essa non è osservabile il limite superiore. Altre aree di affioramento sono: i rilievi a nord di Acquafredda (Monte Spina e Monte Frascosa); la cima ed il versante settentrionale del Monte Coccovello; alcuni rilievi ad est dell'abitato di Lauria; il rilievo Castello Seluci; i rilievi a nord di Rotale e San Costantino; la cima del Monte Cervaro e il Monte Velatro nel settore nord-occidentale del Foglio; Verro Croce nel gruppo del Monte Raparo all'estremità nord-orientale del foglio.

I litotipi più comuni sono calciruditi, calcareniti bioclastiche e calcilutiti da grigio chiaro ad avana, più raramente biancastre, in strati spessi da 60 a 100 cm e in banchi; calcari marnosi, in strati spessi in genere 20-30 cm; calcari pseudoconglomeratici ben cementati, con fratture e cavità riempite da marne, in strati sottili (<10 cm) o in intervalli pluridecimetrici costituiti da livelli amalgamati; argille e marne verdastre in livelli e lenti di spessore da centimetrico a decimetrico. Alla base è talvolta presente un livello di calcareniti ad alveoline. Un altro livello di calcareniti ad alveoline è presente nella parte alta della Formazione nella sezione di Serra Pastorella.

Nella *formazione di Trentinara* sono state riconosciute le seguenti litofacies: a) marne e argille marnose verdastre o più raramente ocre, in livelli centimetrici ed in lenti di spessore massimo di 20-30 cm; b) calcari pseudoconglomeratici

costituiti da noduli di *mudstone-wackestone* in un reticolo di cavità e fratture riempite da materiale argilloso-marnoso ocre, verdastro o arrossato; c) *mudstone* e *wackestone* ad ostracodi e discorbidi, talvolta con oogoni di carofite e gasteropodi a guscio sottile; d) *wackestone-packstone* a foraminiferi (spiroline, foraminiferi conici imperforati, miliolidi e rotalidi); e) *wackestone* ad alghe dasicladali.

Le marne e le argille-marnose della litofacies a) costituiscono dei depositi residuali ed indicano condizioni di esposizione subaerea più o meno prolungata. I calcari pseudoconglomeratici, della litofacies b) possono essere interpretati come il risultato di fenomeni di compattazione a partire da livelli centimetrici di calcilutiti separati da sottili livelli di marne e argille marnose. La litofacies c) indica deposizione in aree di laguna salmastra a bassa energia con frequenti episodi di emersione, testimoniati dalla presenza di noduli di *Microcodium* e da evidenze di diagenesi vadosa. Le litofacies d)-e) indicano deposizione in un ambiente di piattaforma interna in condizioni di salinità marina normale.

Lo spessore totale della *formazione di Trentinara* varia da circa 70-80 m nella sezione di Serra Pastorella a poche decine di metri al Monte Coccovello. Il limite inferiore è un contatto disconforme sui sottostanti *calcari a radiolitidi*, a luoghi facilmente riconoscibile per la presenza di un livello di calcari pseudoconglomeratici ai quali seguono livelli calcarei alternati a marne verdi. Il limite superiore è anch'esso un contatto disconforme con le calcareniti della sovrastante *formazione di Cerchiara*, a luoghi con l'interposizione di tasche e lenti non cartografabili di argille rosse lateritiche.

I macrofossili sono rappresentati soprattutto da gasteropodi turbinati a guscio sottile che spesso costituiscono delle vere e proprie lumache in matrice calcilutitica. Più raramente sono presenti gusci di bivalvi, tra cui alcuni, a sezione cuoriforme, con guscio interamente sostituito da grossi cristalli di calcite, che formano anche un livello molto caratteristico di una trentina di centimetri. Le associazioni a microfossili sono povere ed oligotipiche nei *mudstone* della litofacies c), dominati da associazioni a discorbidi, ostracodi e piccoli miliolidi. I *wackestone-packstone* bioclastici della litofacies d) sono invece caratterizzati da ricche associazioni a foraminiferi ed alghe dasicladali. Tra i foraminiferi sono particolarmente frequenti miliolidi, peneroplidi e soritidi. In particolare l'abbondanza di forme riferibili al genere *Spirolina* è un carattere tipico di questa formazione. Più raramente sono presenti alveoline (tra cui *Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER ed *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* SCHWAGER alla base della formazione) e foraminiferi conici imperforati riferibili in parte ai generi *Coskinolina* (tra cui *Coskinolina roberti* SCHLUMBERGER) e *Chrysalidina* ed a dictyoconidi. Nella parte alta della formazione sono presenti forme riferibili a *Praerhapydionina* sp. Le alghe dasicladali sono particolarmente frequenti e rappresentate da clypeine (*Clypeina bucuri* BARATTOLO & ROMANO e *C. lucana* BARATTOLO & ROMANO) e da *Praturlonella salernitana* BARATTOLO.

Studi micropaleontologici e biostratigrafici recenti sulla *formazione di Trentinara* (BARATTOLO *et alii*, 2000; VECCHIO, 2003) hanno consentito di riconoscere tre intervalli biostratigrafici, denominati B1, B2 e B3, e di datarli con riferimento alla biozonazione standard SBZ di SERRA-KIEL *et alii* (1998). L'intervallo B1, comprendente il livello basale ad alveoline (*Alveolina ellipsoidalis* SCHWAGER ed *A. (Glomalveolina) lepidula* SCHWAGER) e caratterizzato dalla presenza di *Spirulina* spp., viene riferito alla biozona SBZ6 (Ilerdiano inferiore). L'intervallo B2, caratterizzato dalla presenza di *Clypeina bucuri* BARATTOLO & ROMANO, *C. lucana* BARATTOLO & ROMANO e *Coskinolina roberti* SCHLUMBERGER, viene riferito all'intervallo SBZ7-SBZ12 (Ilerdiano medio-Cuisiano superiore). L'intervallo B3 è riconoscibile per la presenza di *Praturlonella danilovae* (RADOICIC). La parte inferiore di questo intervallo viene riferita alla biozona SBZ13 (Luteziano inferiore) per la presenza di *Alveolina stipes* HOTTINGER e *Alveolina hottingeri* DROBNE mentre il limite superiore non è definibile con precisione.

2.2.6. - *formazione di Cerchiara* (FCE)

La sezione più rappresentativa è quella esposta ai piedi del versante nord-orientale del Monte Coccovello. Altri affioramenti sono presenti in cima al Monte Coccovello, a sud di S. Costantino (Monte Spina), a sud di Lauria (ai piedi del versante settentrionale di Monte Messina). Nella porzione nord-occidentale del Foglio si ritrovano alcuni affioramenti di estensione limitata nei rilievi compresi tra il Monte Lanzauro ed il Monte Velatro.

La *formazione di Cerchiara* è costituita da calciruditi e calcareniti bio-litoclastiche grigio scure e marrone in strati decimetrici o in banchi metrici composti da strati sottili amalgamati separati da superfici stilolitiche. A luoghi sono presenti lenti di argille e marne fogliettate di colore dal verde all'ocra. Le calcareniti e le calciruditi sono caratterizzate dalla presenza di granuli verdi, presumibilmente glauconitici, piccoli clasti di colore arancio vivo e più raramente frammenti di filladi.

La litofacies più rappresentativa è costituita da *grainstone/packstone* bio-litoclastici. Tra i bioclasti sono abbondanti i macroforaminiferi, frammenti e radioli di echinodermi, gusci di bivalvi, briozoi ed alghe corallinacee. Tra i litoclasti sono riconoscibili frammenti di *calcari a radiolitidi* e della *formazione di Trentinara*. Negli affioramenti di maggiore spessore nella parte più alta sono presenti *wackestone-packstone* bioclastici fini con foraminiferi planctonici e piccoli frammenti di echinodermi. Le calcareniti glauconitiche della *formazione di Cerchiara* indicano deposizione in aree di rampa carbonatica caratterizzate da bassi tassi di sedimentazione e da continua rielaborazione dei sedimenti ad opera delle correnti.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 40 m. Il limite inferiore è una su-

perficie di disconformità, a volte associata alla presenza di tasche di argille rosse residuali non cartografabili. Il passaggio alla sovrastante *formazione del Bifurto* non è quasi mai visibile, come del resto in tutto l'Appennino meridionale, per effetto di un generale distacco tra litologie a forte contrasto di competenza. Nel Foglio è conservato solo alla base del versante orientale di Timpone Pizzuto, a nord di Fontana Billizzi (PERRONE, 1982), dove la *formazione di Cerchiara* passa bruscamente in alto alle argilliti brune con intercalazioni di brecciole gradate e quarzareniti, tipiche della *formazione del Bifurto*.

I macrofossili più caratteristici della *formazione di Cerchiara* sono bivalvi, tra cui ostreidi e pettinidi, briozoi ed echinodermi (rappresentati da frammenti e radioli). Più rari sono i resti di balanidi e di serpulidi. In alcuni livelli si ritrovano spicole di spugne. Le associazioni a microfossili sono dominate da macroforaminiferi (tra cui lepidocycline, miogypsine, amphistegine ed heterostegine) e da frammenti di talli di alghe rosse corallinacee. In alcuni livelli sono presenti associazioni microfossilifere ricche di foraminiferi planctonici riferibili in parte ai generi *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Catapsydrax* e *Globoquadrina*.

Dal punto di vista biostratigrafico la presenza del genere *Miogypsina* consente di attribuire questa formazione al Miocene inferiore. In livelli correlabili affioranti in Cilento (formazione di Roccadaspide) è stata segnalata la presenza di *Miogypsina socini* DROOGER, *Miogypsina globulina* (MICHELOTTI) e *Miogypsina globulina-intermedia* DROOGER che indicano nel complesso l'intervallo Aquitaniano medio - Burdigaliano inferiore (CARANNANTE *et alii*, 1988).

2.2.7. - *formazione del Bifurto (BIF)*

Le migliori esposizioni sono nei pressi di Rotale e ad est di Timpone Pizzuto, presso Fontana Billizzi, dove, come si è detto, è conservato il passaggio stratigrafico alla sottostante *formazione di Cerchiara*. Altre aree di affioramento, ma con esposizioni molto peggiori, sono ad est di Lauria, a sud di S. Costantino e nella porzione nord-occidentale del Foglio, a Fontana del Pisciole e nella zona del Fortino ad est di M. Cervaro.

La *formazione del Bifurto* è costituita da un'alternanza di brecciole e calcareniti biolitoclastiche gradate a macroforaminiferi rimaneggiati, quarzareniti giallastre, spesso boudinate, marne ed argilliti bruno-rossastre; verso l'alto le brecciole a macroforaminiferi diventano meno frequenti e diminuisce lo spessore degli strati quarzarenitici. La formazione testimonia il definitivo annegamento della piattaforma e la sua evoluzione ad un'area di avanfossa. Lo spessore massimo affiorante è di circa 60 m. I dati di letteratura indicano per questa formazione un'età Langhiana (PATACCA *et alii*, 1992); in un lavoro successivo, alcuni di questi autori (PATACCA & SCANDONE, 2007) attribuiscono la formazione al Burdigaliano

superiore. In accordo con il Foglio n. 504 “Sala Consilina” si attribuisce un’età del Burdigaliano *p.p.* - Langhiano.

2.3. - UNITÀ TETTONICA MONTE FORAPORTA (a cura di: M. PARENTE, V. ZAMPARELLI)

2.3.1. - *dolomie e calcari del Monte Foraporta (FOP)*

Questa unità corrisponde all’insieme delle formazioni delle Dolomie de La Calda e dei calcari della Serra del Palo di BONI *et alii* (1974). Si è ritenuto più opportuno accorpate le due formazioni in una sola unità in quanto dove, per l’intensa tettonizzazione, non è possibile ricostruire la successione stratigrafica completa, risulta spesso difficile assegnare con sicurezza all’una o all’altra formazione successioni di spessore ridotto, limitate a tetto ed a letto da contatti tettonici.

La sezione più rappresentativa è quella esposta a Serra del Palo. L’unità è estesamente affiorante nei rilievi che bordano ad ovest la valle del Noce (da Tempa Pertusata a Serra del Palo), al Monte Foraporta, al Monte Iatile ed a Serra Luceta. Altri affioramenti sono la Ferriera di Nemoli, Monte La Spina e Timpa Arena Bianca.

I livelli geometricamente e stratigraficamente più bassi, corrispondenti alle Dolomie de La Calda della “Scaglia dei Carcuni” di BONI *et alii* (1974), sono costituiti da dolomie scure in strati medi (20-40 cm) e sottili (5-10 cm), con livelli lenticolari di carbone sapropelitico di spessore da centimetrico a decimetrico e rare liste e noduli di selce, passanti verso l’alto ad alternanze di dolomie e calcareniti. Gli strati più spessi presentano laminazione parallela ed intervalli basali gradati. Geometricamente al di sopra di queste dolomie scure sono presenti scaglie tettoniche costituite da successioni calcaree e calcareo-marnose, corrispondenti alla formazione dei calcari della Serra del Palo di BONI *et alii* (1974). Per le difficoltà connesse all’intensa tettonizzazione non è possibile ricostruire in dettaglio una successione stratigrafica completa, ma dal basso verso l’alto è possibile riconoscere i seguenti intervalli: a) calcari e calcari marnosi straterellati da neri a giallastri con intercalazioni di marne e argille giallastre. Negli strati più spessi si riconosce un intervallo basale di calcareniti bioclastiche e peloidali laminate seguite da calcisiltiti laminate e da calcilutiti con spicole di spugna e radiolari e piccoli esemplari di ammoniti. Sono frequenti pieghe sin-sedimentarie e piste di limivori nei livelli calcilutitici. b) calcari marnosi con brachiopodi e ammoniti, alternati ad argille giallastre e rari livelli di *slump-breccia*; c) calcareniti bioclastiche (raramente oolitiche) e calcilutiti straterellate con a luoghi intercalazioni di conglomerati intraformazionali in matrice calcarenitica giallastra o verdastra.

Alla Serra Luceta, Monte la Spina e Timpa Arena Bianca sono inoltre presenti calcareniti e calciruditi con gusci spatizzati di grossi bivalvi, probabilmente rimaneggiati, tipici della facies a *Lithiotis* delle successioni di piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale.

Le litofacies presenti nelle *dolomie e calcari del Monte Foraporta* sono in gran parte riferibili ad un ambiente deposizionale di bacino, bordato da aree di piattaforma carbonatica. Gran parte degli strati calcarenitici presentano strutture sedimentarie tipiche di depositi torbiditici. La presenza di *slumping* e corpi conglomeratici indica che la deposizione avveniva presumibilmente sul fianco del bacino. La componente bioclastica delle calcareniti, dominata da foraminiferi bentonici ed alghe calcaree, indica un'alimentazione da aree di piattaforma carbonatica. Alla componente bioclastica neritica sono mescolati resti di organismi pelagici (radiolari, spicole di spugna e piccoli gusci di ammoniti) che diventano dominanti nei litotipi a grana più fine.

Per la presenza di superfici tettoniche a letto ed a tetto di tutti gli affioramenti e di numerose superfici tettoniche anche all'interno di questa unità, risulta in pratica impossibile calcolare con precisione lo spessore massimo affiorante. Indicativamente si può considerare uno spessore affiorante di circa 150 m per la porzione dolomitica ed uno spessore massimo di circa 300 m per la porzione calcarea e calcareo-marnosa.

Tra i macrofossili nelle dolomie scure che costituiscono la parte bassa di questa unità si riconoscono solo rari esemplari di gasteropodi e frammenti di bivalvi. Nei litotipi calcarei si ritrovano invece piccoli gusci di brachiopodi, articoli di crinoidi, frammenti e radioli di echinodermi, gusci spatizzati di grandi bivalvi. Nei litotipi marnosi e calcareo marnosi sono talvolta presenti modelli interni ed impronte di ammoniti.

I microfossili più significativi sono rappresentati da aulotortidi, *Triasina oberhauseri* KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMAN, *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA & SAMUEL) e *Griphoporella curvata* (GUMBEL) nelle dolomie scure. Questa associazione può essere riferita al Triassico superiore (Norico-Retico). L'età Triassico superiore di queste dolomie è confermata dalle associazioni a pollini (Tavernier *et alii*, 1994). Nelle calcareniti sono in genere presenti alghe calcaree e foraminiferi bentonici risedimentati (o in parte rimaneggiati) da adiacenti aree di piattaforma carbonatica. Le forme più significative sono *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Agerina martana* (FARINACCI), *Pseudocyclamina* sp., *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Mesoendothyra* cfr. *croatica* GUSIC. Questa associazione nel suo complesso è riferibile al Giurassico medio *p.p.* Nelle calcilutiti e nella matrice delle calcareniti sono spesso riconoscibili *Stomiosphaera moluccana* WANNER e *Globochaete alpina* LOMBARD. Nel complesso le *dolomie e calcari del Monte Foraporta* sono quindi riferibili all'intervallo Triassico superiore-Giurassico medio.

2.4. - UNITÀ TETTONICA MONTI DELLA MADDALENA (a cura di: G. BONARDI, M. PARENTE)

2.4.1. - *dolomia superiore* (DBS)

Affiora estesamente nei rilievi di Monte Zaccana e Monte La Spina, a Timpa Arena Bianca e presso l'abitato di Rivello. Altri affioramenti di estensione più modesta sono presenti a NO ed a SE di Lagonegro ed ai piedi del versante meridionale del Monte Alpi, dove prosegue nel confinante Foglio 522 Senise.

Questa formazione è costituita in prevalenza da dolomie grigio chiaro e bianche mal stratificate o in banchi irregolari, localmente intensamente fratturate fino a risultare farinose. In diverse località (Madonna del Soccorso a NO di Castelluccio Superiore) si osserva una caratteristica alternanza di due litofacies. La prima è rappresentata da banchi omogenei con piccole valve (2–5 cm), spesso disarticolate, di megalodontidi e gasteropodi indeterminabili. La seconda costituisce strati generalmente meno spessi, tipicamente laminati per l'allineamento di cavità millimetriche riempite da cemento dolomitico spatico. A Castelluccio Superiore dove la tettonizzazione è meno spinta, sono presenti buone esposizioni di cicli calcareo-dolomitici nei quali abbondano i livelli pisolitici, generalmente strettamente associati ad orizzonti irregolari centimetrici di dolomie marnose di colore ocreo. In questo stesso affioramento sono presenti alcuni orizzonti di *packstone-grainstone* a dasicladali.

Localmente (Cozzo Pastano) affiorano dolomie scure molto fratturate, con tracce di laminazione sottile e con livelli ad oncoidi e detrito bioclastico nel quale prevalgono frammenti di bivalvi spatizzati. A causa della forte tettonizzazione, non è chiara la relazione con le altre facies dolomitiche presenti a tetto e a letto.

Le litofacies delle dolomie chiare indicano deposizione in aree di piattaforma carbonatica caratterizzate da oscillazioni tra un ambiente subtidale poco profondo, l'intertidale e periodiche esposizione in ambiente subaereo. Le dolomie scure indicano che localmente gli ambienti subtidali potevano essere caratterizzati da scarsa ossigenazione al fondo a causa probabilmente di una maggiore profondità ed una limitazione degli scambi idrici con il mare aperto.

L'intensa tettonizzazione, che è il carattere più tipico di questa unità, e l'assenza di stratificazione regolare rendono difficile calcolare lo spessore della *dolomia superiore*. Come dato puramente indicativo si può valutare uno spessore di circa 700 m negli affioramenti della zona di Castelluccio. Questa unità è sempre limitata a letto da un contatto tettonico mentre il limite superiore, osservabile nella zona di Castelluccio, è una discordanza angolare sulla quale poggia la *formazione di Monte Sierio*.

Questa unità, al contatto con il Foglio limitrofo n. 505 "Moliterno", è carto-

grafata all'interno delle dolomie indifferenziate (**DOC**), attribuibile per posizione strutturale all'unità tettonica Monte Foraporta.

I macrofossili più comuni nella *dolomia superiore* sono i bivalvi ed i gasteropodi. Tra i bivalvi sono presenti megalodontidi (fra cui *Megalodon gimbeli* STOPPANI), che costituiscono talvolta degli ammassi di gusci formati da piccole valve disarticolate, ed esemplari riferibili a *Gervilleia exilis* (STOPPANI). Banchi particolarmente ricchi di sezioni di megalodontidi sono presenti a Monte Capillo e nella forra del Fiume Noce al di sotto dell'abitato di Rivello; un banco, pressochè occultato dall'intensa attività estrattiva, interamente costituito da modelli interni di megalodontidi ed altri lamellibranchi, è presente sul versante occidentale di Timpa Arena Bianca. Una località, anch'essa sede di attività estrattiva, ricca di impronte di *Gervilleia exilis* (STOPPANI) è Monte Renazza a nord di Lagonegro. I microfossili sono in generale piuttosto scarsi e nella maggior parte dei casi non determinabili a causa della forte ricristallizzazione. Nell'affioramento di Castelluccio Superiore e sul versante meridionale di Monte La Spina sono presenti ricche associazioni ad alghe dasicladali.

Questa formazione può essere attribuita al Triassico superiore *p.p.* per la presenza di *Megalodon gimbeli* STOPPANI e *Gervilleia exilis* (STOPPANI). In livelli correlabili affioranti in altre località dell'Appennino meridionale (Monti della Maddalena, Monte Marzano, Matese) sono state riconosciute associazioni a foraminiferi riferibili al Norico-Retico (IANNACE & ZAMPARELLI, 2002).

2.4.2 - formazione di Monte Sierio (**SIE**)

Questa formazione, definita nei Monti della Maddalena, è rappresentata in un affioramento di estensione limitata a nord di Castelluccio Inferiore e corrisponde all'assieme delle unità indicate da VEZZANI (1966) come "Alternanza di marne, marne calcaree e calcareniti (Eocene superiore)" e "Calcareniti con intercalazioni di calcari marnosi, marne ed arenarie (Miocene inferiore)".

L'affioramento poggia in discordanza angolare sulla *dolomia superiore* e su un piccolo affioramento (non cartografabile), lungo la strada a nord del cimitero di Castelluccio Inferiore, di calcareniti a cemento spatico ("calcari pseudosaccaroidi" *auct.*) con *Orbitoides media* (D'ARCHIAC) e frammenti di *Lepidorbitoides* sp. e di rudiste, ed è ricoperto tettonicamente da quarzareniti e argilliti grigio scure della *formazione delle Crete Nere* (CRN). E' costituito da calcareniti e calciruditi litoclastiche e bioclastiche da grige a biancastre alternate con marne ed argille da giallastre a brune. Lo spessore degli strati calcarei varia tra 20 e 80 cm. Gli strati argilloso-marnosi hanno spessore massimo di 15-20 cm ma in genere non superano i 10 cm. Le calcareniti e le calciruditi si presentano ricche di frammenti di briozoi e di macroforaminiferi, fra cui nummulitidi, alveoline e discocyclinidi.

Sono presenti inoltre litoclasti di calcari a nummuliti ed alveoline, litoclasti di calcilutiti a globigerinidi e litoclasti di calcari di piattaforma di età giurassica e cretacea. Verso l'alto si passa ad alternanze di calcareniti, areniti arcose-litiche, marne e argilliti giallastre: in questi termini della successione sono visibili sequenze di Bouma pressoché complete.

I depositi della *formazione di Monte Sierio* sono stati interpretati come flussi di detrito e torbiditi sedimentatesi nella parte prossimale di un bacino ristretto, in un contesto di forte tettonica sin-sedimentaria (CASTELLANO & SGROSSO, 1996).

Lo spessore massimo calcolabile per l'affioramento di Castelluccio è di circa 60 metri.

I macrofossili sono rappresentati da abbondanti frammenti di briozoi, presumibilmente rimaneggiati, nei livelli calcarenitici e calciruditici. I microfossili, anch'essi rimaneggiati, riconoscibili nei livelli calcarei sono essenzialmente macroforaminiferi (nummulitidi, alveoline e discocyclinidi), globigerinidi e frammenti di corallinacee. Nei livelli calcarenitici e in quelli marnosi e argillosi VEZZANI (1966) cita una ricca associazione a foraminiferi, rispettivamente bentonici e planctonici, dell'Eocene superiore e del Miocene inferiore. Campioni prelevati nella parte medio-alta della successione hanno fornito *Globorotalia* spp. e *Orbulina suturalis* BRONNIMANN ed una nannoflora non più antica del Langhiano, per la presenza di *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN e *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE. Tuttavia in base ai dati regionali di CASTELLANO & SGROSSO (1996) la *formazione di Monte Sierio* andrebbe riferita al Tortoniano e corrisponderebbe ad un ciclo miocenico discordante presente solo nell'Unità Monti della Maddalena. In questa ipotesi le faune e flore da noi rinvenute potrebbero essere rimaneggiate. L'età indicata è pertanto Langhiano-Tortoniano.

2.5. - UNITÀ TETTONICHE LAGONEGRESI

(a cura di: G. BONARDI, P. DE CAPOA, V. SIERVO)

Affiorano estesamente nella parte centro-settentrionale del Foglio, che comprende buona parte della finestra tettonica lagonegrese, aperta in corrispondenza dell'alto strutturale del Monte Sirino (Fig. 8). Sono ricoperte tettonicamente dalla *dolomia superiore* (DBS) dell'Unità Monti della Maddalena, dalle dolomie e calcari dell'Unità Monte Foraporta (FOP) e direttamente dall'Unità Alburno-Cervati-Pollino nei pressi di Castelsaraceno e in un *klippe* al margine settentrionale del Foglio, presso Fontana d'Eboli. Esse sono anche sottoposte alle unità liguridi non metamorfiche, ma terreni riferibili a queste unità (complesso UAS), come già rilevato da SCANDONE (1967b) e MICONNET (1983), si rinvengono anche interposti tra le due unità lagonegresi a sud di Timpa di Roccarossa e, probabilmente, tra



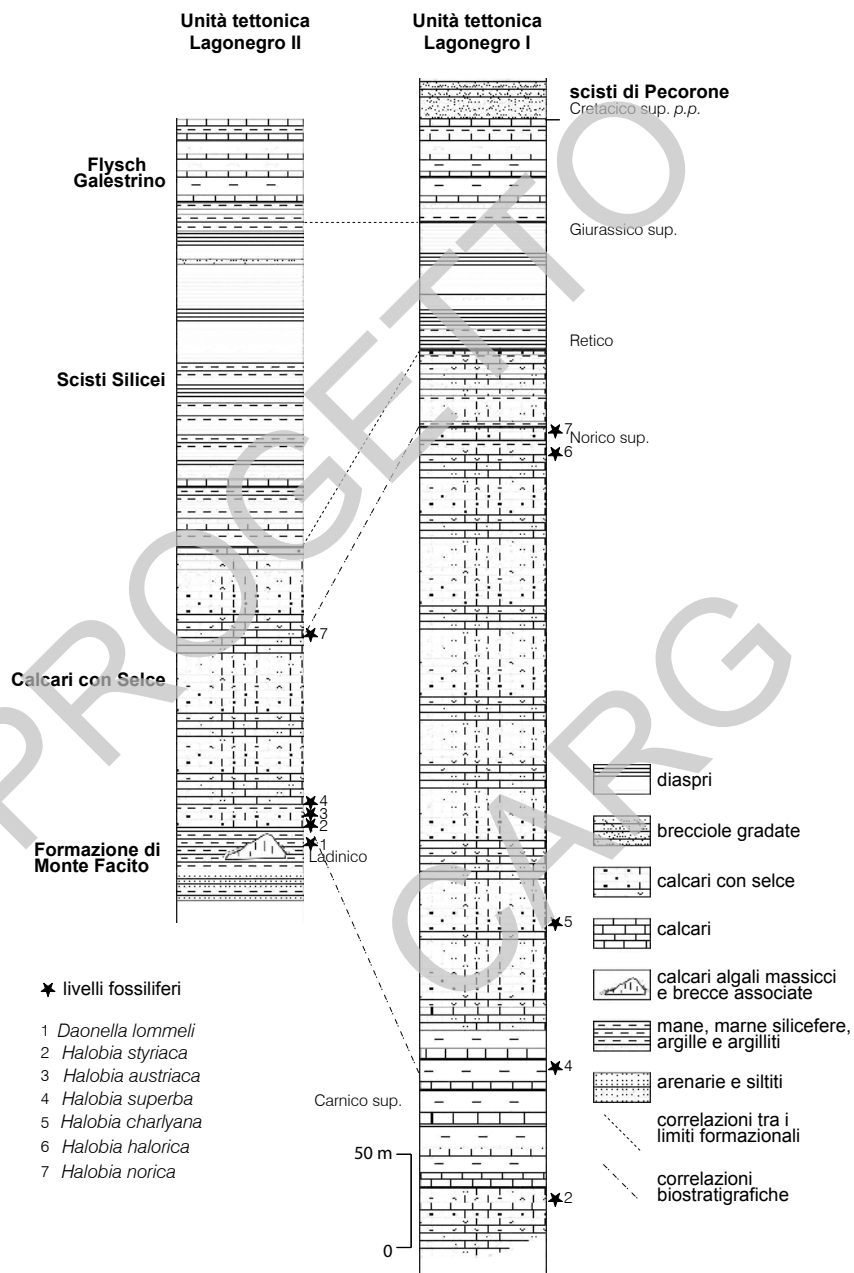
Fig. 8 - Il gruppo Monte Sirino-Serra Ortica, interamente costituito dall'Unità Lagonegro I, visto da sud-est.

Timpone della Raccazza ed il Monticello di Lagonegro. I rapporti a letto non sono visibili perché non affiorano unità tettoniche direttamente sottostanti: in altre aree dati di sottosuolo suggeriscono la presenza fino a notevole profondità di terreni di tipo lagonegrese, implicati in una struttura embriata di tipo *duplex* (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1989; CASERO *et alii*, 1992; LENTINI *et alii*, 2002). Un piccolo affioramento di *Scisti Silicei* (STS_a) ribassato da faglie dirette rispetto ai *calcari grigi di Monte Alpi* (CGC), indica una posizione geometrica dell'Unità Monte Alpi più profonda delle Unità lagonegresi.

In base alle evidenze di terreno e in accordo con la maggior parte della letteratura sono state distinte due unità tettoniche lagonegresi, tradizionalmente indicate, con riferimento alla posizione geometrica, come I e II: la loro sovrapposizione, particolarmente ben evidente a Timpa la Secchia, è visibile, con o senza l'interposizione di terreni liguridi, anche in altre località (Alzo del Castello, Timpa di Roccarossa, Serra Giumenta). La successione dell'Unità tettonica Lagonegro II presente nel foglio è riferibile alla facies Armizzone di SCANDONE (1967b). Le due unità sono state interpretate (SCANDONE, 1967b, 1972; MICONNET, 1992) come derivate dalla porzione assiale (Lagonegro I) e dalla base della scarpata dello stesso bacino (Lagonegro II, facies Armizzone) e si differenziano, oltre che per posizione geometrica, per la presenza della *Formazione di Monte Facito* nella sola Unità Lagonegro II, per il diverso spessore sia totale sia delle singole formazioni (Fig.9) e per caratteristiche sedimentologiche.

A parte la *Formazione di Monte Facito*, per i nomi formazionali si è fatto rife-

Fig. 9 - Colonne stratigrafiche delle Unità lagonegresi presenti nel Foglio 521 (la colonna relativa all'Unità Lagonegro II corrisponde alla facies Armizzone di SCANDONE, 1967b).



rimento a quelli tradizionali, anche se formalmente non corretti, perché denominazioni più corrette (SELLI, 1962), quali formazione di Monte Sirino, formazione di Lagonegro e formazione del Brusco, non hanno avuto quasi nessun seguito in letteratura e implicano la scelta di un'unica area di riferimento per successioni molto diverse tra loro, quali quelle corrispondenti alle differenti "facies" di SCANDONE (1967b). Per la biostratigrafia con daonelle e halobie della *Formazione di Monte Facito* e dei *Calcari con Selce*, data la ben nota difficoltà di rinvenimento e campionatura, si è fatto per lo più riferimento agli esemplari, custoditi nel Museo di Paleontologia dell'Università "Federico II" di Napoli, raccolti a suo tempo da P. Scandone, G. Bonardi e P. de Capoa e studiati da P. de Capoa, essendo gli ultimi due rispettivamente responsabile scientifico ed analista del Foglio.

2.5.1. - Unità tettonica Lagonegro II

Affiora ai margini dell'anticlinorio del Monte Sirino e in depressioni di tipo sinforme come la valle del Chiotto, tra Monte Gurmara e Bramafarina, dove ne è conservata solo la parte basale (*Formazione di Monte Facito*). Forma inoltre il Picco dell'Armizzzone, da dove si estende fino a Castelsaraceno. L'affioramento principale, dove è ben visibile in più punti la sovrapposizione tettonica all'Unità Lagonegro I, a luoghi con interposizione di terreni liguridi, è a nord del Monte Sirino, tra Timpa la Secchia, Rocca Rossa, Murge del Principe e Serra Giumenta. Come si è detto, nel Foglio è presente solo la facies Armizzzone di SCANDONE (1967b).

2.5.1.1. - Formazione di Monte Facito (FAC)

Negli affioramenti dell'Unità Lagonegro II presenti nel Foglio questa formazione prevale come estensione sugli altri termini della successione e in molti casi è la sola ad essersi conservata. Poggia, come si è detto, sull'Unità Lagonegro I, per lo più sul *Flysch Galestrino* (FYG_a), che però a luoghi è ridotto a *megaboudin*. Il passaggio stratigrafico ai sovrastanti *Calcari con Selce* (SLC_b) è di regola tettonizzato per il forte contrasto di competenza, e si è conservato solo in poche località: Timpa la Secchia, Masseria Cavaliere ad ovest di Timpa di Roccarossa, Timpa Cersito e Picco dell'Armizzzone. In questi casi si realizza attraverso circa 10 metri di alternanze di argilliti e siltiti rosse, tipiche della *Formazione di Monte Facito*, con calcilutiti grigio scure, entro le quali, nella parte alta dell'intervallo, compare la selce. Non essendo però più in discussione la natura del contatto tra le due formazioni, per facilitare la lettura della carta si è preferito indicarlo ovunque come stratigrafico.

In accordo con la tradizione cartografica per questa formazione sono stati distinti dei corpi calcarei massicci (**FAC_a**), di forma variabile da tabulare a lenticolare o tondeggianti contenuti all'interno di una porzione ad elevata componente argilloso-arenaceo-silicea. Non volendo entrare nel merito della discussione riportata nel capitolo 2 (*buildup* e/o olistoliti) la distinzione adottata per la litofacies **FAC_a**, corrisponderebbe in sostanza a quella del membro organogeno *Auct.* e per il resto della formazione a quella del membro terrigeno *Auct.* Tra l'altro nell'area rilevata i contatti con la litofacies calcarea sono per lo più tettonizzati e alcune evidenze, come ad esempio la presenza di livelli di breccie associate ai blocchi calcarei, non sono univocamente interpretabili: potrebbe trattarsi tanto di detrito calcareo franato dalle "scogliere", quanto di *debris flow* associati agli "olistoliti".

In generale la successione risulta costituita in prevalenza da argilliti rosse, grige e verdognole e da arenarie a grana fine e siltiti rosse, subordinatamente verdi, con laminazione parallela, obliqua e convoluta, di regola ben evidente, e, a luoghi, calchi di docce di erosione. Nell'area rilevata diffusi fenomeni di silicizzazione rendono le siltiti molto simili a diaspri e confondibili con gli *Scisti Silicei* (STS), dai quali però si differenziano con relativa facilità se le suddette strutture sedimentarie non sono completamente obliterate. È da rilevare però che entro le litologie precedenti si rinvengono intervalli di alcuni metri di veri e propri diaspri, apparentemente non continui lateralmente. Alquanto subordinate sono le quarzareniti e le intercalazioni di conglomerati e brecciole poligeniche, di calcareniti e calcareniti oolitiche e di calcilutiti rosate. La variabilità delle litologie, soprattutto se comparata alla monotonia delle formazioni sovrastanti, è comunque una delle caratteristiche della formazione. Come si è detto, il passaggio ai sovrastanti *Calcari con Selce*, dove non è tettonizzato, è caratterizzato dalla comparsa di calcilutiti silicifere grigio-scuere entro argilliti rosse e dal loro rapido aumento di frequenza, correlato alla riduzione delle argilliti: verso l'alto nelle calcilutiti compaiono liste e noduli di selce.

Non è presente nel Foglio la parte bassa della successione descritta da SCANDONE (1964a; 1965; 1967b); CIARAPICA & PASSERI (2000) distinguono nell'area delle Murge del Principe una serie di litofacies che a nostro avviso non sono cartografabili separatamente, se non in condizioni di esposizione ottimali.

Lo spessore affiorante, di difficile valutazione, non dovrebbe superare i 250 metri. Nel Foglio la litofacies descritta è povera di macrofossili, probabilmente anche a causa dei fenomeni di silicizzazione; il livello, ben noto nell'area tipo, di argilliti a *Daonella lommeli* (WISSMANN), che indica un'età ladinica superiore (Longobardico), è presente a Picco dell'Armizzone. Microfacies a conodonti provenienti da Timpa la Secchia (MIETTO & PANZANELLI FRATONI, 1990) indicano la stessa età per la parte affiorante in tale località della litofacies in esame e assegnano al Ladinico superiore anche il passaggio ai sovrastanti *Calcari con Selce*. In

letteratura (SCANDONE, 1967b; 1972; DE CAPOA BONARDI, 1970; MARSELLA *et alii*, 1993; CIARAPICA & PASSERI, 2000) e in base a dati regionali alla *Formazione di Monte Facito*, in particolare a questa litofacies, viene attribuita un'età compresa tra un probabile Scitico e il Ladinico superiore o Carnico inferiore.

Questa unità, al contatto con il Foglio limitrofo n.505 "Moliterno", è cartografata all'interno della formazione di Moliterno (**MOO**), attribuibile per posizione strutturale all'unità tettonica dei Monte della Maddalena.

Litofacies calcarea (FAC_a): è costituita da calcari e calcari dolomitici color grigio perla, massicci o stratificati in grossi banchi, ad alghe, a volte in banchi biostromali, e subordinate calcareniti oolitiche in banchi; spesso, ai margini dell'affioramento, sono presenti brecce a clasti degli stessi calcari e matrice siltoso-argillosa rossa in proporzioni variabili. Formano corpi discontinui di forma e dimensioni variabili, con estensione di affioramento da non cartografabile alla scala della carta a centinaia di migliaia di metri quadri. Anche lo spessore affiorante è estremamente variabile da pochi metri a oltre un centinaio. Ben noti in letteratura fin da DE LORENZO (1896b) sono gli affioramenti della valle del Chiotto-Alzo del Castello e Rocca Rossa-Murge del Principe: quest'ultimo toponimo (q.1398), dove in realtà affiorano *Calcari con Selce*, viene di regola preferito a Timpa di Roccarossa (q.1500), dove affiora la *Formazione di Monte Facito*, per problemi di omonimia con Rocca Rossa (q.1408). Altri affioramenti di dimensioni apprezzabili sono quello su cui poggia il centro storico di Lagonegro, il Monticello di Lagonegro e Tempone della Raccazza. DE LORENZO (1896b) descrive una ricca macrofauna, proveniente soprattutto dagli affioramenti delle Murge del Principe, comprendente crinoidi, brachiopodi, coralli, gasteropodi, lamellibranchi (tra cui *Daonella bassanii* DE LORENZO e *Daonella* cfr. *lenticularis* GEMMELLARO, *Pecten discites* SCHLOTH), cefalopodi, tra cui le ammoniti che furono all'origine della polemica con MOJSISOVICS (1896). Questa macrofauna non è stata più ritrovata, almeno in esemplari determinabili, ma ad essa è da aggiungere *Daonella tommasii* PHILIPP, che conferma un'età ladinica (Longobardico). La microfauna è data oltre che da alghe, tra cui *Teutloporella nodosa* (SCHAFAUTL), *Diplopora* spp. e *Teutloporella herculea* (STOPPANI), da frequenti foraminiferi triassici e paleozoici rimaneggiati, per la cui elencazione si rinvia a SCANDONE (1964b; 1967b), CIARAPICA *et alii* (1986; 1988; 1990) e CIARAPICA & PASSERI (2000). Nella zona delle Murge del Principe questi ultimi Autori distinguono in alcuni blocchi calcarei una parte inferiore, con caratteristiche di *boundstone*, formati da alghe verdi, calcisponge e organismi incrostanti, e una parte alta micritica con bivalvi a guscio sottile. Inoltre in accordo con gli stessi Autori (che la denominano litofacies tipo rosso ammonitico) in qualche caso a tetto e raramente a letto dei blocchi calcarei si rinvengono sottili e discontinui lembi di calcilutiti, a volte con aspetto nodulare.

L'attribuzione al Ladinico di questa litofacies calcarea è quella più accettata in letteratura, tuttavia sono da tempo note ricche faune a brachiopodi anisici in mar-

ne strettamente associate a blocchi calcarei (TADDEI RUGGERO E., 1968). Pertanto, non è possibile escludere che alcuni di essi abbiano un'età più antica.

2.5.1.2. - Calcari con Selce (SLC_b)

La successione, la cui sezione tipo è indicata da SCANDONE (1967b) al Picco dell'Armizzzone, è formata dal basso in alto da: calcilutiti silicifere grigio-scure con rari noduli di selce e sottili intercalazioni di marne e argilliti rosse e verdi; calcilutiti grige con selce fittamente stratificate; marne ed argilliti silicifere verdi ad *Halobia superba* MOJSISOVIC, in un orizzonte di 1,50-2 metri di spessore; calcareniti e calcilutiti grige con liste e noduli di selce, ben stratificate, con intercalazioni di conglomerati, brecciole gradate ed argilliti giallastre. Il passaggio ai sovrastanti *Scisti Silicei* si realizza per alternanze: nelle calcilutiti con selce compaiono intercalazioni di argilliti rosse e diaspri verdi e giallastri, che diventano rapidamente più potenti e frequenti, fino a prevalere. Oltre che nella sezione tipo, questa successione, anche se incompleta soprattutto per la parte bassa, è abbastanza ben esposta in varie località, tra cui: la forra del Torrente Bitonto presso Vignale, Timpa la Secchia, Murge del Principe, Timpa Ricotta Fetente, Serra Giumenta. Negli affioramenti più settentrionali sono abbastanza frequenti i fenomeni di dolomitizzazione ed alcuni strati sono completamente trasformati in dolomia con selce. Lo spessore totale è variabile tra 150 e 200 metri.

Nella sezione tipo di Picco dell'Armizzzone la parte della successione immediatamente sottostante le marne ad *Halobia superba* MOJSISOVIC ha fornito, oltre ad un gran numero di esemplari di *Posidonia* sp., impronte di *Halobia austriaca* MOJSISOVIC e *H. styriaca* (MOJSISOVIC), di difficile estrazione perché non isorientate nella roccia, come è la norma in altri orizzonti ad *Halobiidae*. Il livello di marne ed argilliti verdi ad *Halobia superba* MOJSISOVIC, a circa 30 m dalla base, sarebbe un ottimo livello guida se, a causa anche del suo modesto spessore, non fosse frequentemente tettonizzato o obliterato da detrito e vegetazione: una buona esposizione si ha a Timpa Ricotta Fetente, dove, come al Picco dell'Armizzzone, ha fornito numerosi esemplari di questa specie. Alla Serra Giumenta, dove tale livello non è stato ritrovato, probabilmente per le generali condizioni di tettonizzazione, nel corso del rilevamento sono stati rinvenuti, verosimilmente ad una differente altezza stratigrafica, esemplari di *Halobia norica* MOJSISOVIC: la presenza di questa specie non era nota in precedenza nei *Calcari con Selce* dell'Unità Lagonegro II.

Le *Halobiidae* rinvenute indicano (DE CAPOA BONARDI, 1984) un'età compresa tra il Carnico superiore (Tuvalico) ed il Norico superiore (Alaunico); sulla base dei conodonti i termini di passaggio alla sottostante *Formazione di Monte Facito* sarebbero da collocarsi nel Ladinico superiore al limite col Carnico (MIETTO &

PANZANELLI FRATONI, 1990), mentre la base della formazione sarebbe del Carnico inferiore-medio (MICONNET, 1992).

2.5.1.3. - Scisti Silicei (STS_b)

Caratteristica di questa formazione, che consente di distinguere con relativa facilità dall'omologa formazione dell'Unità Lagonegro I, è l'abbondanza di argilliti silicifere rosse, fogliettate o degradate ad aghetti (*slaty e pencil slate cleavage*). Un tipico affioramento, oltre alla sezione tipo (SCANDONE, 1967b) del Torrente Bitonto, è quello con l'eloquente toponimo di Timpone Rosso, presso Lagonegro. In realtà marne ed argilliti silicifere rosse, subordinatamente verdi, sono prevalenti nella parte bassa (circa 60 metri) della formazione e contengono straterelli centimetrici di diaspri, anch'essi rossi e verdi a radiolari e selci. Procedendo verso l'alto i diaspri, di vario colore ed in strati decimetrici, aumentano di frequenza fino a divenire prevalenti; ai luoghi sono presenti straterelli di breccie calcaree, più o meno silicizzate. Nel Foglio il passaggio al sovrastante *Flysch Galestrino* è visibile, in condizioni di esposizione non ottimali, solo nei pressi di Picco dell'Armizzone, dove appare alquanto brusco. Lo spessore è di circa 200 metri.

La base della formazione, per posizione stratigrafica, è non più antica del Norico; a Timpone Rosso presso Lagonegro nella sua parte medio-alta sono stati segnalati, in breccie calcaree intercalate ai diaspri, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK e *Trocholina* spp. (SCANDONE, 1972); alla sua sommità sono stati rinvenuti radiolari del Giurassico superiore (DE WEVER & MICONNET, 1985).

2.5.1.4. - Flysch Galestrino (FYG_b)

E' stato attribuito a questa formazione un unico affioramento nella parte nord-orientale del Foglio, tra Picco dell'Armizzone e Castelsaraceno. Il passaggio stratigrafico ai sottostanti *Scisti Silicei* è visibile, anche se piuttosto tettonizzato, a Picco dell'Armizzone. Nonostante la discontinuità degli affioramenti per le pessime condizioni di esposizione, la successione appare costituita da monotone alternanze di calcari marnosi grigio chiari e marne grige e grigio-verdognole con argilliti fogliettate grige e grigio scure: la componente silicea è ridotta o assente, rispetto alla omologa formazione dell'Unità Lagonegro I. Alla base di alcuni livelli più carbonatici è presente un intervallo calcarenitico centimetrico con accenni a gradazione. Lo spessore, di difficile valutazione, è di circa 150 metri.

I campioni prelevati per le analisi biostratigrafiche sono risultati sterili. In località non comprese nel Foglio, alla base del *Flysch Galestrino* dell'Unità La-

gonegro II, sono state rinvenute microfaune, in parte rimaneggiate, riferibili al Cretacico inferiore (BRÖNNIMAN *et alii*, 1971; DE STASIO, 1971) pertanto si attribuisce ad un'età generica del Cretacico.

2.5.2. - Unità tettonica Lagonegro I

Eccezion fatta per le unità tettoniche della Calda, di Canale del Grillone e di Monte Alpi, che affiorano solo in quest'ultimo rilievo, è l'unità tettonica geometricamente più profonda, inclusa da OGNIBEN (1969) nel suo "complesso basale" e definita da SCANDONE (1972). Affiora estesamente nella finestra tettonica lagonegrese e in quelle della Val d'Agri e di Campagna ed è ricoperta tettonicamente dall'Unità tettonica Lagonegro II, a luoghi con l'interposizione di terreni riferibili al *complesso indifferenziato di Nemoli (UAS)*, o direttamente da unità tettoniche geometricamente più elevate. Nel Foglio forma per intero l'anticlinorio del Monte Sirino Serra Ortica (Figg. 1, 8) e le anticlinali minori di Monte Nicola, Costa dell'Alto, Monte Castagnareto, Monte Gurmara, Gianni Griecu e quella ad ovest di Serra Ortica, profondamente incisa dall'alto corso del Fiume Sinni. Le sezioni tipo delle formazioni (formazione del Sirino, formazione di Lagonegro e formazione del Brusco) proposte da SELL (1962) per i terreni lagonegresi sono ubicate in questa unità tettonica, che comprende esclusivamente la facies Lagonegro - Sasso di Castalda di SCANDONE (1967b), corrispondente ai depositi della parte assiale del bacino lagonegrese. Questo Autore individua nel Foglio la sola sezione tipo della formazione degli *Scisti Silicei*, ritenendo i *Calcari con Selce* più completamente rappresentati nella Val d'Agri; come si è detto, la *Formazione di Monte Facito* non è presente in questa unità tettonica.

2.5.2.1. - Calcari con Selce (SLC_a)

E' il termine più profondo affiorante della successione di questa unità tettonica, ed è rappresentato estesamente nel Gruppo Monte Sirino-Serra Ortica e nei rilievi elencati in precedenza. La successione si discosta di poco da quella delle sezioni tipo, ubicate in Val d'Agri (SCANDONE, 1967b) ma sembra non ne affiori la parte più bassa. I termini più profondi sono dati da qualche decina di metri di calcilutiti grige con liste e noduli di selce, immediatamente sottostanti ad un potente orizzonte, formato da marne ed argilliti giallastre, grige e grigio scure, con intercalazioni di straterelli di calcilutiti grige. Nelle argilliti sono frequenti impronte di *Halobia superba* MOJSISOVIC, mentre esemplari di *H. styriaca* (MOJSISOVIC) si rinvencono nelle calcilutiti. In qualche località sono state osservate icnofaune, simili a quelle descritte e figurate da SCANDONE (1967b), sulla superficie di strati,

la cui posizione stratigrafica non è però identificabile con certezza con quella, immediatamente al di sotto dell'orizzonte di marne ed argilliti, indicata dall'Autore. L'orizzonte suddetto affiora al nucleo delle anticlinali di Monte Nicola–Costa dell'Alto e Gianni Griecu, profondamente incise dal Torrente Pietra. Un altro esteso affioramento, che ha fornito la maggior parte degli esemplari delle specie di *Halobia* suddette, era alla base del versante settentrionale del Monte Sirino, lungo la carrozzabile per Lago Laudemio, ma è stato quasi completamente obliterato dalla costruzione di un muro di contenimento per la sistemazione della strada.

A questo orizzonte segue una potente (circa 250 metri) e monotona successione ben stratificata di calcilutiti e calcareniti a grana fine grige e grigio scure, più o meno silicifere, con liste e noduli di selce. In questo intervallo, oltre a modelli di *Posidonia* sp., pressochè ubiquitari, al Vallone della Pietra, sul versante meridionale di Costa dell'Alto, sono stati rinvenuti esemplari di *Halobia charlyana* MOJSISOVIC e *H. mediterranea* GEMMELLARO, il cui reperimento altrove, essendo contenuti in uno strato litologicamente identico agli altri, è stato praticamente impossibile.

La fine di questo intervallo è dato da una brusca variazione litologica, con la comparsa di argille gialle tra gli strati calcarei, sulle cui superfici si rinvengono impronte di *Halobia halorica* MOJSISOVIC; altri esemplari sono presenti nei calcari con selce grigio scuri immediatamente sovrastanti. Circa 7–8 metri al di sopra di questo intervallo e a circa 40 metri dalla base degli *Scisti Silicei*, è presente uno strato, sempre di calcilutiti con selce grigio scure, ricchissimo di impronte di *Halobia norica* MOJSISOVIC e *H. lineata* (MÜNSTER), che sarebbe di difficile individuazione senza i suddetti riferimenti stratimetrici. Un altro indizio è la comparsa di sottili interstrati di argilliti rosse e verdognole. Questi due ultimi livelli ad *Halobia* sono riconoscibili in numerose località, anche perché le parti più elevate della successione affiorano più estesamente di quelle più basse, presenti di regola in profonde incisioni. Numerosi esemplari delle ultime tre specie di *Halobia* sono stati rinvenuti nelle seguenti località: Vallone della Pietra, nel tratto tra Monte Nicola e Costa dell'Alto e a Gianni Griecu; Monte Castagnereto; Monte Sirino (Timpa Scazzariddu); anticlinale dell'alto Fiume Sinni; Burrone Carraruncedde presso Cappella S. Angelo, località, ormai di difficilissimo accesso, dei primi ritrovamenti di DE LORENZO (1893). Lo spessore affiorante è di circa 500 metri.

Il passaggio ai sovrastanti *Scisti Silicei* si realizza tipicamente per alternanze: entro le calcilutiti con selce compaiono, dapprima come interstrati, poi a costituire veri e propri intervalli di qualche metro di spessore, marne, argilliti silicifere e selci in strati sottili. Procedendo verso l'alto, queste intercalazioni diventano più frequenti e spesse, fino alla totale scomparsa dei *Calcari con Selce*: seguendo la tradizionale cartografia dei terreni lagonegresi, questa scomparsa è stata scelta come limite formazionale.

Sulla base delle *Halobiidae* (DE CAPOA BONARDI, 1970; 1984) la successione risulta di età compresa tra il Carnico superiore (Tuvalico) e il Norico superiore (Alaunico); i conodonti segnalati indicherebbero per la parte alta età di poco più antiche (MICONNET, 1992) o più recenti (Sevatico; RIGO *et alii*, 2005).

2.5.2.2. - Scisti Silicei (STS_a)

Nel Lagonegrese la sezione tipo di questa formazione è stata divisa da SCANDONE (1967b) in due tronconi: il primo, in cui è osservabile gran parte della successione, lungo la S.S. 19, procedendo da Lagonegro verso sud, subito dopo la galleria De Lorenzo; l'altro, alla confluenza tra Torrente Bonfiglio e Torrente Serra, corrisponde alla parte alta della successione, egualmente visibile nella prima località, ma meno ben esposta.

La formazione, interpretata concordemente come corrispondente ad una profondità del bacino superiore al CCD, è interamente costituita da diaspri a radiolari e spicole di spugne e selci varicolori, con intercalazioni, più frequenti nella parte bassa della successione, di marne e argilliti silicifere, in prevalenza rosse e verdi. Nei diaspri della parte medio alta della successione è ben evidente un clivaggio secondo due direzioni non perpendicolari, che provoca una fessurazione poliedrica e una degradazione in romboedri della roccia molto caratteristiche. Questa parte della successione è ben esposta in molte altre località, quali Costa dell'Alto, Monte Milego, Gianni Griecu, Monte Gurmara, Costa del Capraro, Timpa Pellinera e l'anticlinale dell'alta Valle del Fiume Sinni.

Il secondo tratto della sezione tipo è nella stessa località dove il passaggio in continuità al *Flysch Galestrino* (FYG_a) è stato descritto per la prima volta da LUCINI (1956). E' formato da qualche metro di diaspri verdognoli, ricchi di patine di manganese, con intercalazioni di argilliti grigio piombo, che rappresentano il passaggio graduale ma alquanto rapido al *Flysch Galestrino*. La base di quest'ultimo corrisponde ad un brusco aumento di spessore delle argilliti fogliettate, entro le quali compaiono intercalazioni di calcilutiti silicifere grigio azzurrognole. A differenza del passaggio ai sottostanti *Calcari con Selce*, ben visibile in molte località, il passaggio al *Flysch Galestrino* è spesso tettonizzato. Altre località dove è abbastanza ben visibile sono i versanti: occidentale di Gianni Griecu, orientale di Monte Milego, meridionale di Timpa Pellinera.

La formazione è stata a lungo considerata di età compresa tra il Triassico superiore e il Cretacico inferiore per posizione stratigrafica. Lo studio dei radiolari (DE WEVER & MICONNET, 1985; MICONNET, 1992) ha confermato per la parte medio alta della successione un'età compresa tra l'Oxfordiano e il Titonico. Solo di recente (REGGIANI *et alii*, 2005) lo studio di dettaglio della sezione di Madonna del Sirino ha messo in evidenza nella parte bassa della formazione un'associazione a

radiolari riferibile al Retico. Lo spessore totale di 60-65 metri indica una velocità di sedimentazione molto bassa, valutata in 1 m/ MA (SCANDONE, 1972) e più recentemente addirittura in 0,5 m/MA (MICONNET, 1992).

2.5.2.3. - Flysch Galestrino (**FYG_a**)

Affiora nelle depressioni sinclinaliche, comuni a più duomi, dove è stato risparmiato dall'erosione, e, molto estesamente, ad est del Gruppo del Sirino. Segue, come si è detto, alla formazione degli *Scisti Silicei*, mentre a tetto, a parte due località in cui passa stratigraficamente a piccoli affioramenti di *scisti di Pecorone*, è ricoperto tettonicamente dall'Unità Lagonegro II o da Unità liguridi (*complesso indifferenziato di Nemoli* **UAS**; *formazione delle Crete Nere* **CRN**). Nonostante questa formazione occupi un'area molto estesa, per lo più gli affioramenti sono molto discontinui a causa della fitta copertura boschiva. Discrete esposizioni sono alla Madonna del Brusco, scelta da SELLI (1962) come località tipo, anche se non vi è visibile il passaggio agli *Scisti Silicei*, a Timpa Ariannaccia–Timpa delle Cipolle, lungo il corso del fiume Sinni per circa 1 Km dalla chiusura dell'anticlinale ad est di Serra Ortica e risalendo poi verso la S.S.104.

La successione è interamente costituita, per uno spessore di 450-500 metri, da monotone alternanze di argilliti silicifere grigio scure e nere in banchi, calcilutiti silicifere e calcari marnoso-siliciferi grigi e grigio azzurrognoli, in strati e banchi, questi ultimi più frequenti nella parte alta della successione; in tutti i litotipi si notano spesso patine e dendriti di manganese. Le argilliti sono caratterizzate da un fitto clivaggio, di tipo *slaty* o *pencil slate*, e si degradano tipicamente in lamelle o aghetti prismatici; in alcuni strati di calcari marnosi è presente un clivaggio tipo "pietra paesina". A volte le calcilutiti sono profondamente alterate in una massa spugnosa marrone e la roccia integra è presente solo molto al di sotto della superficie esposta.

Come è noto, per questa formazione mancavano datazioni dirette fino a tempi recenti, quando sono stati segnalati tintinnidi del Berriasiano alla base della successione (MICONNET, 1992); in precedenza l'età Cretacico inferiore era mutuata dall'omologa formazione dell'Unità Lagonegro II. Dopo molte analisi infruttuose per i nannofossili calcarei, due campioni, prelevati nel taglio della S.S. 19 al secondo tornante a valle di Pecorone, in livelli corrispondenti verosimilmente alla parte più alta della formazione, hanno fornito *Broinsonia parca constricta* HATTNER & WISE e *B. parca parca* BUKRY, che indicano il Campaniano inferiore.

2.5.2.4. - scisti di Pecorone (PCR)

Questa unità litostratigrafica informale, il cui rango è di difficile definizione, forma due piccoli affioramenti al Km 128 della S.S. 19 e un terzo al Km 46 + 200 della S.S. 104, dopo l'abitato di Pecorone. In quest'ultimo, che corrispondeva alla sezione tipo, era visibile in passato una successione di una quindicina di metri di spessore, ma l'affioramento è stato quasi completamente distrutto dagli sbanamenti per la posa di un pilone dello svincolo autostradale Lauria nord e coperto dalla vegetazione.

La successione poggia in concordanza, o debole discordanza angolare, sul *Flysch Galestrino* (FYG_a) ed è costituita, per uno spessore non superiore a 20 metri, da argilliti silicifere grigie, rosate e verde chiaro, brecciole calcaree e calcareniti silicifere grigio piombo, con intercalazioni di marne e argilliti rosse grigie e verdi. Nelle calcareniti sono state rinvenute *Globotruncana* sp. e *Moncharmontia appenninica* DE CASTRO, probabilmente rimaneggiata, che suggeriscono un'età Cretacico superiore *p.p.*

La forte somiglianza delle litologie ha portato, nel Foglio 210 Lauria della Carta geologica d'Italia 1:100.000, ad attribuire a questa unità informale altri affioramenti, che sono stati invece da noi cartografati come unità del Fiume Torbido (UTO) perché poggiano sul complesso indifferenziato di Nemoli (UAS) o sono in netto contatto tettonico col *Flysch Galestrino*; inoltre, dove è stato possibile effettuarne la datazione, sono risultati di età (Eocene superiore–Oligocene) decisamente più recente.

2.6. - UNITÀ TETTONICA CANALE DEL GRILLONE (a cura di: A. SGROSSO)

Sul versante meridionale del massiccio di Monte Alpi, nella zona compresa tra Timpa Carlone ed il Canale del Grillone, sul secondo ciclo neogenico dell'Unità di Monte Alpi, poggiano tettonicamente più scaglie tettoniche formate da terreni, le cui caratteristiche litologiche ricordano quelle di alcune formazioni lagonegresi. In passato questi terreni "alloctoni" erano stati attribuiti al Flysch del Cilento (ORTOLANI & TORRE, 1971), a porzioni di successioni riferibili ai "flysch interni" (SGROSSO, 1992b; TADDEI & SIANO, 1992), a Unità Lagonegresi (BOUSQUET, 1973; KNOTT, 1994) ed infine, dubitativamente, alle Unità Liguridi o a quelle Lagonegresi (VAN DIJK *et alii*, 2000). Una ipotesi alternativa, basata sull'interpretazione di dati di sottosuolo (MAZZOLI *et alii*, 2000; 2001), è che si tratti di un *melange* tettonico, contenente blocchi di terreni lagonegresi in una matrice marnoso-argilloso-siltosa (CORRADO *et alii*, 2002). Anche se concordiamo con le affinità lagonegresi di questi terreni, abbiamo preferito includerli in una

unità tettonica a sé stante, in mancanza di evidenze più consistenti della sola analogia di facies.

2.6.1. - *calcilutiti con selce di Timpa Carlone (LNE)*

Il rilievo di Timpa Carlone e alcune piccole dorsali allungate in località Canale del Grillone sono costituiti da calcilutiti silicifere con liste e noduli di selce grigie e grigio scure. Nella prima località, dove poggiano tettonicamente direttamente sulle calcareniti ed arenarie (**TIT**), raggiungono uno spessore di oltre un centinaio di metri. Le dorsali di Canale del Grillone corrispondono a più embrici tettonici, separati da lembi non cartografabili di marne e argilliti silicifere (**LLN**). A parte la posizione geometrica, al di sopra e non al di sotto delle calcareniti e arenarie (**TIT**), queste calcilutiti con selce, molto simili a quelle lagonegresi, non sono confondibili con le Calcareniti di Cava Iannazzo (**LUT**), in cui bande e noduli irregolari di selce sono chiaramente il risultato di sostituzione diagenetica, per lo più incompleta.

Le ricerche sia di macrofossili, sia di microfossili sono risultate infruttuose e pertanto l'ipotesi di una equivalenza con i *Calcari con Selce* (**SLC**) lagonegresi, su cui si basa l'attribuzione dubitativa al Triassico superiore *p.p.*, non ha una conferma biostratigrafica.

2.6.2. - *marne e argilliti silicifere di Canale del Grillone (LLN)*

Tra le località Timpa Carlone, Coste Zia Santa ed il Canale del Grillone, per un'estensione di circa un chilometro quadrato, affiorano marne e argilliti silicifere, siltiti sottilmente stratificate e subordinatamente diaspri di colore rosso, verde e nero. Questi litotipi sono tettonicamente interposti tra le calcareniti e arenarie di Cima S.Croce (**TIT**) a letto e le calcilutiti con selce (**LNE**) a tetto.

Lo spessore affiorante è di pochi metri, probabilmente a causa di una intensa laminazione tettonica.

I campioni prelevati non hanno fornito nannofossili calcarei, né altre forme significative. L'ipotetica attribuzione al Giurassico è per l'analogia con gli *Scisti Silicei* (**STS**) lagonegresi.

2.7. - UNITÀ TETTONICA DELLA CALDA (a cura di: G. BONARDI)

E' stato così definito, in via del tutto provvisoria ed informale, un unico af-

fioramento alla base del versante sud-orientale di Monte Alpi, nei pressi della sorgente la Calda di Latronico. Esso è a contatto mediante una faglia subverticale con l'Unità Monte Alpi e in contatto tettonico, la cui cinematica non è ben chiara, con il *complesso indifferenziato di Nemoli (UAS)*; i possibili rapporti con l'Unità del Frido sono mascherati dalla placca di travertino connessa alla sorgente termale.

2.7.1. - conglomerati e calcareniti di Bagni (UDA)

La successione di questa unità è ricostruibile, non senza difficoltà, risalendo dall'abitato di Serrone fino alla S.S. 104, procedendo lungo questa strada in direzione Latronico e spostandosi a valle di essa poco prima del km 65. Lungo questo itinerario affiorano: conglomerati a matrice calcarea prevalente, con ciottoli calcarei, anche di grosse dimensioni, e di selce; calcareniti grigie, a volte con noduli di selce appiattiti parallelamente alla stratificazione, con sottili intercalazioni pelitiche di aspetto filladico; conglomerati a matrice arenitica e clasti di calcareniti, arenarie e, meno frequentemente, selce, appiattiti ed isorientati parallelamente alla stratificazione; calcareniti, marne ed argilliti, sottilmente stratificate, con aspetto calcescitoso-filladico. Lo spessore totale è di circa 100 metri. E' da ricordare che GRANDJACQUET & MASCLE (1978) già hanno segnalato la presenza, sul versante meridionale di Monte Alpi, di conglomerati marcatamente scistosi, da loro attribuiti al Tortoniano inferiore.

Nonostante l'intensa deformazione, con sviluppo di foliazione nei termini pelitici e di lineazioni di estensione parallele alla stratificazione nei termini conglomeratici, le analisi petrografiche al microscopio ottico non hanno evidenziato ricristallizzazione metamorfica.

Le calcareniti sottostanti ai conglomerati hanno fornito nannoplancton riferibile al Messiniano, per la presenza, oltre a forme rimaneggiate, di *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, A. cfr. *amplificus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, *Discoaster* cfr. *mendomobensis* WISE. Questa età e le affinità litologiche suggeriscono che la successione descritta sia un equivalente, molto deformato, del secondo ciclo sedimentario miocenico dell'Unità di Monte Alpi (*calcareniti ed arenarie di Cima S. Croce, TIT*), ma non si può escludere che possa corrispondere all'assieme del primo (*calcareniti di Cava Iannazzo, LUT*) e del secondo ciclo, indistinguibili per effetto della deformazione. A parte questo dubbio, la ragione per cui questo affioramento non è stato incluso in **TIT** è che non è visibile alcuna transizione alle porzioni indeformate e non è possibile escludere che si tratti di un embrice tettonico, compreso tra due piani di taglio, attualmente non più visibili.

2.8. - UNITÀ TETTONICA DI MONTE ALPI

(a cura di: M. PARENTE, A. SGROSSO)

L'unico affioramento noto di questa unità è il rilievo da cui prende il nome, che è compreso quasi per intero nella parte orientale del Foglio. È tettonicamente sottoposta all'Unità Canale del Grillone ed è al letto di faglie dirette, che la mettono a contatto con l'Unità tettonica della Calda, l'Unità tettonica Lagonegro I, l'Unità tettonica Monti della Maddalena e più unità tettoniche di origine interna. I rapporti a letto non sono visibili, essendo l'unità tettonica più profonda affiorante: a questa conclusione, ormai generalmente accettata, che implica una collocazione paleogeografica molto esterna, si è giunti attraverso una lunga discussione, per la quale si rinvia al capitolo 2.

L'unità in esame è formata in gran parte da una potente successione di carbonati di piattaforma, corrispondenti al passaggio Giurassico-Cretacico, che è stata informalmente denominata *calcari grigi di Monte Alpi (CGC)*.

Su questa successione poggiano due distinti cicli sedimentari neogenici (GRANDJAQUET, 1963; ORTOLANI & TORRE, 1971; SCANDONE, 1972; SGROSSO, 1992b). Il primo ciclo poggia con un contatto disconforme sul substrato mesozoico ed è caratterizzato da una successione, attribuita al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (SGROSSO, 1988; TADDEI & SIANO, 1992), di spessore fino a trenta metri, composta da calcareniti grigie ed avana, massicce e ricche di macrofossili (soprattutto litotamni), che passano verso l'alto a calcilutiti e calcareniti a grana fine (sedimenti di colore scuro a volte bituminosi, fetidi alla percussione e con resti di pesci) con intercalazioni di marne e breccie poligeniche. Il secondo ciclo poggia in discordanza angolare sia sui terreni del primo ciclo sia sul substrato mesozoico; questo ciclo è caratterizzato da una successione di circa 170 metri di spessore, caratterizzata da un'alternanza di conglomerati poligenetici ed eterometrici, arenarie con laminazione parallela ed incrociata a grande scala e siltiti sottilmente laminate; questi terreni vengono datati come non più antichi del Messiniano inferiore (TADDEI & SIANO, 1992), in base alla loro posizione stratigrafica.

2.8.1 - *calcari grigi di Monte Alpi (CGC)*

I *calcari grigi di Monte Alpi* sono costituiti in prevalenza da calcilutiti e calcareniti (raramente calciruditi) bioclastiche, grigie o grigio scure e nerastre, ben stratificate. Subordinatamente sono presenti intercalazioni di calcareniti oolitiche ed oncolitico-intraclastiche, calcari dolomitici scuri e dolomie scure microcristalline o saccaroidi. Le migliori esposizioni sono osservabili risalendo il versante occidentale verso la cima di q. 1900 m

Le litofacies più comuni sono: a) *wackestone-packstone* bioclastici ad alghe

dasycladali e foraminiferi bentonici; b) *mudstone* ad ostracodi e thaumatoporelle; c) *packstone-grainstone* oolitici ed oncolitico-intraclastici con gasteropodi e frammenti di bivalvi. Queste litofacies indicano deposizione in un ambiente di piattaforma interna, prevalentemente in condizioni subtidali.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 1000 m. Il limite inferiore non affiora; il limite superiore è estremamente netto ed è costituito da una superficie di paraconformità su cui poggiano calcari vacuolari seguiti da calcareniti bioclastiche del Miocene superiore.

I macrofossili, estremamente rari soprattutto nella parte inferiore di questa formazione, sono rappresentati in prevalenza da gasteropodi e bivalvi. Nella parte mediana sono occasionalmente presenti *Cladocoropsis mirabilis* FELIX e coralli solitari.

I microfossili sono invece piuttosto abbondanti, soprattutto nella parte superiore e costituiti essenzialmente da foraminiferi bentonici, alghe calcaree e ostracodi. Dal punto di vista biostratigrafico è possibile riconoscere 5 intervalli (SARTONI & CRESCENTI, 1962): a) intervallo a *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINIERI, nel quale la presenza di *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI consente di riconoscere la parte inferiore della biozona a *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE riferibile al Bajociano superiore-Bathoniano inferiore; b) intervallo a *Pfenderina salernitana* SARTONI & CRESCENTI, riferibile alla parte alta della biozona a *Valvulina lugeoni* (Bathoniano superiore); c) intervallo a *Kurnubia palastintensis* HENSON, riferibile alla biozona omonima, del Calloviano-Kimmeridgiano inferiore; d) intervallo a *Clypeina jurassica* FAVRE e *Campbelliella striata* (CAROZZI), riferibile all'insieme delle biozone a *Clypeina jurassica* FAVRE ed a *Campbelliella striata* (CAROZZI) di DE CASTRO (1991), di età Kimmeridgiano-Berriasiano inferiore: di particolare interesse è la presenza in questo intervallo (LUPERTO SINNI, 1968) di ricche associazioni ad *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER); e) intervallo a *Salpingoporella annulata* CAROZZI (= *Salpingoporella appenninica*) corrispondente alla biozona omonima, del Berriasiano superiore. La porzione affiorante della formazione dei *calcari grigi di Monte Alpi* copre quindi complessivamente un intervallo che va dal Giurassico medio al Cretacico basale (Bajociano superiore-Berriasiano).

2.8.2. - calcareniti di Cava Iannazzo (LUT)

I sedimenti appartenenti al primo ciclo trasgressivo dell'Unità di Monte Alpi, affiorano in due distinte zone del massiccio: nei pressi di cima S. Croce e lungo tutta la parte alta della parete che forma il versante occidentale del massiccio tra le località cava Iannazzo e Sorgente Acquasegreta; questa seconda zona di affioramento è senz'altro la più estesa (oltre due chilometri) e quella che offre le migliori

esposizioni, anche se in alcuni punti di difficile accessibilità.

La successione poggia, come si è detto, in disconformità su **CGC** ed è mediamente costituita, dal basso verso l'alto, da:

- a) calcareniti biodetritiche grossolane che passano lateralmente a calcareniti a grana fine con liste e noduli parzialmente silicizzati;
- b) calcareniti biodetritiche con lamellibranchi ed alghe melobesie;
- c) calcareniti bituminose con resti di pesci;
- d) calcilutiti bituminose, marne e breccie poligeniche.

Lo spessore complessivo raggiunge al massimo 30 metri.

Tra le località cava Iannazzo e Sorgente Acquasegreta, si può seguire con continuità l'affioramento di tutti i termini della successione. Le calcareniti biodetritiche grossolane (intervallo a) nella parte più settentrionale dell'affioramento hanno granulometria più fine e sono parzialmente silicizzate con liste irregolari e talora spugnose che spiccano in rilievo sulle superfici esposte per effetto dell'erosione differenziale.

Su questi depositi, poggiano da 3 ad 8 metri di calcareniti grigio scure, in banchi di oltre 1 metro di spessore (intervallo b) caratterizzate dalla presenza di abbondanti foraminiferi bentonici, briozoi e gusci di lamellibranchi (pettinidi ed ostreidi). Inoltre, è presente un livello di circa 40 cm di spessore, contenente alghe melobesie di colore bianco, ramificate e probabilmente in posizione di vita. A cima S. Croce, l'intervallo a) è caratterizzato, da circa 10 metri di calcareniti a grana fine, più o meno silicizzate. Nella stessa località, l'intervallo b) è caratterizzato da circa 15 metri di calcareniti biodetritiche con, a varie altezze, strati di circa un metro di spessore ricchissimi di alghe melobesie, sia ramificate, sia in forma di rodoliti fino a 5 cm di diametro.

Sull'intervallo b), poggiano da 20 a 50 cm di calcareniti bituminose (intervallo c) con colore di alterazione marrone; al contatto con i sedimenti sottostanti si ritrovano abbondanti echinodermi e lamellibranchi mentre, verso l'alto, il sedimento diventa più sottile e si arricchisce in sostanza organica.

Il passaggio alle sovrastanti calcilutiti bituminose dell'intervallo d) è graduale e, a tratti marcato da un livello di marne. Quest'ultimo intervallo è caratterizzato da calcilutiti nere, fetide alla percussione e sottilmente stratificate che nella parte alta contengono resti di pesci, in cattivo stato di conservazione, principalmente scaglie, sebbene sia stato ritrovato anche uno scheletro intero di 2,5 m di lunghezza (probabilmente uno xifide) (TADDEI & SIANO, 1992). Intercalati alle calcilutiti bituminose vi sono livelli di marne contenenti granuli di quarzo detritico che diventano più abbondanti verso l'alto; uno di questi livelli contiene orboline di notevoli dimensioni, visibili ad occhio nudo. Nella parte più alta di questo intervallo sono presenti intercalazioni decimetriche di breccie poligeniche ed eterometriche con matrice marnosa o calcilutitica e clasti con disposizione caotica che farebbe pensare ad un trasporto da *debris-flow*; successivi livelli di breccie sono separati

tra loro da superfici erosionali.

A cima S. Croce mancano i livelli di brecce poligeniche; tuttavia, ad est della cima, poco al di sotto del contatto con i sedimenti del secondo ciclo trasgressivo, affiorano dei conglomerati con clasti essenzialmente calcarei e silicei, policromi, immersi in una matrice calcarea; dalle superfici esterne sporgono frammenti di selce.

Le calcareniti organogene degli intervalli basali (a, b), per le caratteristiche litologiche e per l'associazione fossilifera, sono riconducibili ai depositi attuali di piattaforma aperta popolati dalle "biocenosi del detritico costiero" (PÉRÈS & PICARD, 1964) con associazioni di tipo *rhodalgai* tipiche di aree di transizione in climi da temperati a subtropicali (CARANNANTE *et alii*, 1988). Le acque dovevano essere ben ossigenate come testimoniato dalla presenza di rodoficee e di abbondanti e diversificate faune bentoniche; la presenza di correnti di fondo è ipotizzabile in base all'assenza di fango nei sedimenti ed all'occasionale presenza di rodoliti.

In seguito, si verifica un approfondimento con il conseguente "annegamento" della piattaforma, come testimoniano i depositi sovrastanti. Infatti, le calcareniti diventano calcari marnosi e marne, sottilmente stratificati e ricchi di foraminiferi planctonici (emipelagiti); si osserva inoltre la presenza di livelli di brecce legate a trasporto in massa (*slump breccias*). Mentre, l'abbondanza di foraminiferi planctonici suggerisce una buona ossigenazione delle acque superficiali, sul fondo, a luoghi, condizioni anossiche favoriscono la conservazione della sostanza organica (sedimenti bituminosi). Inoltre, la presenza, nella parte alta della successione, di abbondante frazione silicoclastica e di conglomerati poligenici e policromi, indica un'evoluzione verso una sedimentazione terrigena, probabilmente legata alla fase depocentrale dell'avanfossa.

Le analisi biostratigrafiche (TADDEI & SIANO, 1992) hanno evidenziato, nelle calcareniti biodetritiche (intervalli a e b) una netta prevalenza di foraminiferi bentonici tra cui *Elphidium crispum* (LINNÉ) ed *Amphistegina* spp. mentre, tra i rari planctonici, prevale *Orbulina universa* D'ORBIGNY: questa associazione indica un'età non più antica del Serravalliano.

I livelli marnosi dell'intervallo d) contengono foraminiferi planctonici, probabilmente non rimaneggiati, tra cui: *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Orbulina universa* D'ORBIGNY e *Globigerinoides obliquus extremis* BOLLI & BERMUDEZ; e, particolarmente importante, la presenza di *Globigerina multiloba* ROMEO in associazione con *Globorotalia acostaensis* BLOW destregia. I nanofossili calcarei, di regola in cattivo stato di conservazione, sono caratterizzati dalla presenza di *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, che sembrerebbe comparire al limite Tortonian-Messiniano (BERGGREN *et alii*, 1995), oltre a forme poco significative quali *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE e *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER.

Le emipelagiti (intervallo d) hanno pertanto fin dalla base età non più antica del limite Tortoniano-Messiniano, per la presenza di *Amaurolithus primus*, o del Messiniano inferiore, per la presenza di *Globigerina multiloba*.

Tenuto conto però che tra le calcareniti biodetritiche basali (intervalli a, b) e le emipelagiti (intervallo d) si interpongono solo pochi centimetri di sedimenti (intervallo c), che non sembrano essere condensati, e l'assenza di *hardgrounds*, si può ipotizzare che l'intera successione abbia età compresa tra il Tortoniano superiore e il Messiniano inferiore.

2.8.3. - conglomerati ed arenarie di Cima S. Croce (TIT) (cfr. formazione di Orioli)

Questa unità corrisponde alla formazione di Orioli del contiguo Foglio n. 522 "Senise", sebbene l'età assegnata e le interpretazioni geologiche risultino differenti. Infatti i depositi di TIT sono attribuiti in questo Foglio al secondo ciclo sedimentario miocenico dell'Unità di Monte Alpi. I sedimenti affiorano estesamente su tutto il massiccio, anche se si possono distinguere due aree di affioramento principali: la prima, più estesa, è a sud della cima di Monte Alpi e comprende il Canale del Grillone e quasi tutte le zone sottostanti Timpa Carlone e Monte Teduro; la seconda è lungo il versante nord-orientale della cima S. Croce. Poggiano come si è detto in discordanza angolare, sia sui depositi del primo ciclo sedimentario miocenico sia, sul substrato mesozoico. La discordanza ha un valore variabile da 5° a 20° e in più punti si nota che questi sedimenti colmano depressioni strutturali e poggiano su porzioni fortemente erose delle successioni sottostanti, evidenziando una importante fase tettonica precedente alla loro deposizione; tuttavia non è possibile escludere movimenti tettonici anche durante la sedimentazione.

La successione del secondo ciclo è caratterizzata da alternanze di: conglomerati poligenici ed eterometrici; litareniti ricche di granuli carbonatici con laminazione parallela ed incrociata a grande scala; siltiti sottilmente stratificate.

Nell'area a sud della cima di Monte Alpi, prevale un'alternanza di conglomerati ed arenarie. I conglomerati formano banchi con spessore compreso tra i 50 ed i 200 cm; tra i clasti, di diametro fino a 40 cm, si riconoscono, oltre ad elementi del substrato, arenarie torbiditiche con laminazione obliqua e parallela a piccola scala, selci e diaspri rossi e verdi, che evidenziano, una provenienza da differenti unità stratigrafico-strutturali. I clasti sono generalmente ben arrotondati, talvolta, appiattiti ed isoorientati; frequentemente, si osserva la loro compenetrazione per effetto di pressioni postdeposizionali. La matrice è generalmente arenacea (talvolta calcarea) e può risultare abbondante o del tutto assente, anche in strati contigui.

Le arenarie, generalmente in strati di circa 1 metro di spessore, sono grossolane e talvolta contengono piccoli ciottoli (soprattutto frammenti silicei). Spesso presentano una laminazione o una stratificazione parallela ed incrociata a grande scala. Le siltiti sono sottilmente laminate, ma affiorano solo in pochi punti probabilmente per la loro maggiore erodibilità o perché maggiormente mascherate dai suoli e dalla copertura vegetale.

Nei dintorni di cima S. Croce, sono meglio osservabili i rapporti tra questo ciclo sedimentario e le successioni sottostanti. Infatti, nel vallone a nord della cima ne affiora la base in trasgressione contro una superficie di faglia con direzione NO-SE ed immersione a NE, il cui letto è costituito dai calcari mesozoici (**CGC**). Gli strati sommitali, della successione, sono in continuità laterale con quelli che affiorano su cima S. Croce, che poggiano invece direttamente sui sedimenti del primo ciclo trasgressivo.

La successione affiorante nel vallone a nord di cima S. Croce, è data da una porzione basale a grana medio fine, con uno spessore di circa 100 metri, composta da alternanze di siltiti argillose ed arenarie a grana fine, in strati decimetrici, e con locali intercalazioni di depositi conglomeratici. Al di sopra, affiorano circa 50 metri di conglomerati ed arenarie, litologicamente equivalenti a quelli della zona a sud della cima di Monte Alpi (Canale del Grillone, Monte Teduro ecc.). La parte più alta, è formata soprattutto da conglomerati poveri di matrice e subordinatamente da arenarie, che si estendono in affioramento fino a cima S. Croce.

Lungo il versante nord-orientale di questa cima, nei conglomerati sono presenti anche alcuni blocchi di calcari mesozoici, tra cui uno di diverse migliaia di metri cubi, derivati dalla successione (**CGC**) sottostante.

Lo spessore totale, molto variabile lateralmente, è di circa 150 m i caratteri della successione indicano un ambiente infralittorale o, forse, di transizione (SGROSSO, 1992b).

Come riportato da TADDEI & SIANO (1992) nei sedimenti del secondo ciclo sedimentario neogenico si rinvengono associazioni faunistiche poco significative. I foraminiferi inoltre sono spesso ricristallizzati, si presentano erosi o arrotondati, facendo pensare a forti fenomeni di rimaneggiamento. Anche i nannofossili calcarei sono mal conservati, concresciuti e affetti da dissoluzione, con la conseguente difficoltà di determinarne le specie.

Le specie più recenti riconosciute nei sedimenti di questo secondo ciclo, risultano comparse nel Tortoniano (*Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ e *Globorotalia acostaensis* BLOW); tuttavia, in base alla posizione stratigrafica (al di sopra del primo ciclo), il secondo ciclo trasgressivo di Monte Alpi può essere considerato almeno Messiniano inferiore, ma non si può escludere un'età più recente.

3 - DEPOSITI DI BACINI INTRACATENA

3.1. - FORMAZIONE DI ALBIDONA (ABD)

Questa formazione è stata istituita da SELLI (1962), che attribuì tale denominazione ad una successione marnoso-arenaceo-conglomeratica, affiorante con costanza di caratteri dall'area ad est di Moliterno e del Monte Sirino allo Ionio. L'Autore la definì come un "mesoautoctono" di età Langhiano-Elveziano, poggiante in discordanza sulle coltri lagonegresi e nord-calabresi e sulle relative "zolle inglobate". Subito dopo, la formazione fu retrodatata all'Eocene inferiore-medio sulla base di microfaune planctoniche relativamente ricche (PAVAN & PIRINI, 1963; VEZZANI, 1966) e questa datazione venne accettata in seguito, senza tener conto delle microfaune descritte da CRESCENTI (1966) in un lavoro di biostratigrafia a scala regionale. Anche sulla base di queste datazioni essa venne reinterpretata (OGNIBEN, 1969; VEZZANI, 1970) come la parte stratigraficamente più alta della successione eugeosinclinale continua del "complesso ligure", considerando la discordanza basale l'effetto di eventi "intraeoginclinali", non connessi ad un vero e proprio trasporto orogenico. Studi geologico-stratigrafici più recenti hanno portato l'età della formazione dapprima all'Oligocene superiore – Burdigaliano inferiore (ZUPPETTA *et alii*, 1984), poi al Burdigaliano medio – Langhiano superiore (BONARDI *et alii*, 1985) e al Langhiano – Serravalliano (AMORE *et alii*, 1992a), sostanzialmente confermando l'età e l'interpretazione di Selli (1962). Essa infatti viene inclusa (AMORE *et alii*, 1992a) in un gruppo del Cilento, interpretato come depositatosi in un bacino di tipo *thrust top*, successivo ad una fase tettonica che ha portato all'impilamento, quanto meno, delle unità ligure (cf. Fig. 4 Par 1.1.1.). E' da ricordare anche il contributo alle conoscenze su questa formazione di studi sedimentologici-petrografici (CARRARA & SERVA, 1982; DE ROSA & GALLO, 1982; ZUPPETTA *et alii*, 1984; COLELLA & ZUFFA, 1984; 1992), quasi tutti però limitati alla sezione o all'area-tipo della formazione.

La formazione costituisce un unico affioramento continuo nella parte nord-orientale del Foglio, tra Serra Giumenta e Monte Raparo (Verro Croce), formando la dorsale Timpa Vainaro, Cozzo Fontana e Capolavello. Sul versante meridionale di Timpa Vainaro poggia con un contatto subconcordante sulla *formazione del Saraceno*, di difficile individuazione per le litologie molto simili, per lo più arcossiliche. La *formazione di Albidona* si differenzia per un maggiore spessore degli strati arenacei e, soprattutto, per la comparsa di interstrati marnosi e calcareo-marnosi grigio-chiari e bianchi, che aumentano rapidamente di spessore fino a costituire strati e banchi. Problemi analoghi vi sono sul versante sud-occidentale della dorsale Cozzo Pescone – Timpa del Conte, in destra del Torrente Rimendello e, in sinistra del Torrente Cogliandrino fino a località S. Antonio, dove il con-

tatto è coperto da una piccola placca di travertino: in quest'ultimo caso però nella *formazione del Saraceno* si notano pieghe di tipo *chevron*, che non interessano la sovrastante *formazione di Albidona*. Molto mal esposto è invece il contatto sul versante orientale di Serra Naia, Timpa Capozzolo e Timpa Paglieria. L'appoggio in discordanza della formazione su un substrato liguride (Unità nord-calabrese nel caso in esame) è meglio evidenziato dal fatto che a Timpa La Murgia, presso Masseria Reale, ed all'estremità nord-orientale dell'affioramento, a nord di Case Bentivenga, la formazione poggia direttamente sulla *formazione delle Crete Nere*. Le condizioni migliori per seguire la successione, date dalla giacitura a reggipoggio, sono sul versante meridionale della dorsale Timpa Vainaro–Monte Falapato. La base della successione è qui costituita da areniti arcosico-litiche, gradate e con laminazione parallela, con sottili intercalazioni argilloso-marnose, che verosimilmente corrispondono all'intervallo pelitico delle torbiditi. Altrove, come a Timpa La Murgia, alla base sono presenti brecciole e conglomerati a clasti di filladi, quarzo, graniti e calcari, o anche, come nell'affioramento a nord di Case Bentivenga, a pochi metri dalla base spiccano olistoliti di calcari di piattaforma cretacici, molto fratturati, presumibilmente contenuti in un *debris flow*, poco visibile per la copertura vegetale. A qualche decina di metri dalla base, lo spessore dei livelli marnoso-argillosi fogliettati aumenta fino a 50-100 cm e compaiono i primi strati e banchi di calcari e calcari marnosi bianchi, a frattura scagliosa ("fogliarina"), che sono caratteristici della formazione. A circa 100 metri dalla base compare la prima delle megatorbiditi carbonatiche, dettagliatamente descritte nell'area di Albidona da COLELLA & ZUFFA (1984, 1992). Anche la seconda megatorbidite è presente in questa sezione, ma ad una distanza stratigrafica dalla prima sicuramente molto inferiore a quella della sezione tipo ed estremamente variabile. Procedendo infatti da ovest verso est lungo il versante meridionale di Timpa Vainaro i due megastrati, dello spessore di circa 50 metri quello inferiore e 30 metri quello superiore, sono dapprima separati da un intervallo caotico lenticolare, di circa 30 metri di spessore massimo, con caratteri di olistostroma, contenente, in una matrice argilloso-siltosa, pezzame di diaspri e calcari pelagici. Litologie simili sono presenti anche in altre località, ma non è possibile accertare né la posizione stratigrafica né che si tratta di un olistostroma. Più ad est l'olistostroma si chiude ed i due megastrati vengono a contatto: la loro distinzione è possibile per la presenza, alla base del secondo, di un intervallo calcarenitico gradato dello spessore di una ventina di centimetri. Procedendo, i due megastrati si separano di nuovo e tra di essi si interpone un megastrato silicoclastico di circa 20 metri di spessore (*grain flow*), con clasti centrimetrici di granito, quarzo, arenarie, calcareniti e calcilutiti. I due megastrati carbonatici, facilmente distinguibili sui versanti a reggipoggio, sono di difficile individuazione sui versanti a franapoggio, dove, qualora l'esposizione consenta di accertare che si tratta effettivamente di un unico strato, è praticamente impossibile distinguere il primo dal secondo, se non

sono entrambi esposti. Ovviamente il problema sorge perché, volendo separarli cartograficamente, a causa delle condizioni di esposizione occorrerebbe correlare affioramenti discontinui. Affioramenti attribuibili ad uno dei due megastrati sono a Timpa Capozzolo, Capolavello e nella valle del Torrente Cogliandrino all'altezza di Timpa del Conte. La successione al di sopra dei megastrati è data da alternanze di areniti arcoseo-litiche, argilliti grigie, calcari e calcari marnosi grigi e bianchi e rari livelli di conglomerati e breccie. Lo spessore della successione affiorante nel Foglio, verosimilmente incompleta nella parte alta, non supera i 400 metri. Sembra comunque che in tutta l'area tra Moliterno, S. Martino d'Agri e Latronico lo spessore affiorante della formazione sia molto inferiore a quello, probabilmente sopravvalutato, di circa 2000 metri dell'area tipo; è possibile che in quest'area affiorino le porzioni del gruppo del Cilento corrispondenti al depocentro del bacino.

La maggior parte dei campioni prelevati è risultata sterile o non ha fornito nannoflore significative. Solo campioni prelevati alla base della formazione a Timpa la Murgia e nella parte media della prima megatorbidite carbonatica a Timpa Vainaro hanno fornito un'associazione non più antica del Langhiano per la presenza di *Reticulofenestra pseudumbilicus* (GARTNER) $> 10 \mu$ e *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE. Questa età corrisponde a quella nota in letteratura per la base della stessa formazione e del gruppo del Cilento in generale (AMORE *et alii*, 1988; AMORE *et alii*, 1992a). La probabile età Tortonian inferiore della parte alta è desunta da dati regionali (RUSSO *et alii*, 1995).

4. - DEPOSITI QUATERNARI

(a cura di: A.CINQUE)

4.1. - UNITÀ DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA

4.1.1. - *sintema del Noce* (NCE)

Il sintema corrisponde all'ampia conca (circa 50 km²) che caratterizza l'alta valle del Fiume Noce. Esso include tutti i terreni che colmarono *pro parte* questa conca quando essa assunse, durante il Quaternario, carattere di bacino endoreico ed in parte lacustre.

La superficie-limite inferiore è a tratti esposta perché la fase di dissezione intervenuta dopo la formazione del sintema ne ha spesso raggiunto e superato la base. Essendo però stata ampiamente distrutta dall'erosione, insieme ad ampie porzioni del sintema stesso, la sua esatta geometria non è ben ricostruibile. Si

tratta, comunque, di un paesaggio erosionale articolato da paleovalli e da forme di erosione selettiva lungo antiche strutture. La superficie-limite superiore è ampiamente coincidente con la topografia attuale in quanto solo per brevi tratti, ubicati presso i versanti bordieri della conca, essa scompare sotto formazioni detritiche più recenti. Essa include sia modesti lembi relitti delle superfici deposizionali (di norma a quota 500 m circa, ma localmente sollevati fino a 650 m), sia vaste e profonde morfologie da dissezione fluviale originatesi a partire dalla erosione della soglia meridionale della conca.

La causa dello sbarramento che diede origine alla fase di lacustrinità non è stata ancora chiarita con certezza. SANTANGELO (1991) e LA ROCCA & SANTANGELO (1992) ipotizzano lo sbarramento tettonico di una paleo-valle del Noce, già decorrente verso sud, ad opera di una faglia a direzione circa E-O che innalzò il settore M. Crivo-Serra la Nocera. Ma non è da escludere l'ipotesi alternativa che vede lo sbarramento del Noce ad opera di dissesti gravitativi profondi nella zona della "stretta di Parrutta", dove dissesti del genere sono, in misura minore, ancora oggi in corso. Un'altra possibilità è quella che vede nascere il lago entro una paleo-valle defluente verso nord-ovest (antico tratto iniziale del sistema fluviale Calore-Tanagro) per uno sbarramento in quella direzione, ad opera di lineamenti appenninici a cinematica estensionale o forse anche trascorrente. In questa ultima ipotesi, che riteniamo la più probabile, si sarebbe avuta una inversione del drenaggio nella fase in cui si ebbe la cattura del lago ad opera di un nuovo corso d'acqua (il Fiume Noce) che avrebbe eroso regressivamente il compartimento Monti di Trecchina – Monte Messina partendo dalle scarpate di faglia costiere della zona di Maratea-Tortora.

Il sintema è conservato in lembi di spessore molto variabili che giungono sino ad un massimo di 150 metri circa. Al suo interno si riconoscono due litofacies eteropiche: una *litofacies alluvionale* (NCE_b) ed una *litofacies lacustre* (NCE_{ℓ}).

Litofacies alluvionale (NCE_b): è data da successioni conglomeratiche i cui caratteri sedimentologici rimandano ad ambienti di conoide alluvionale che accennano a brevi strutture deltizie al passaggio verso i coevi corpi lacustri. La litofacies presenta clasti di solito poligenici e ben arrotondati, matrice sabbioso-limosa giallastra e subordinate intercalazioni pelitico-arenitiche che divengono più frequenti verso l'alto. La natura dei clasti (con dominanza di litologie delle Unità Lagonegresi) denuncia deiezioni provenienti in massima parte dai rilievi a NE della conca. Una buona sezione tipo è esposta in località I Puoi, 2 km a SSE di Nemoli. Lo spessore massimo è di circa 100 m.

Litofacies lacustre (NCE_{ℓ}): è data in prevalenza da argille nerastre e grigio azzurre, a tratti laminate, passanti verso l'alto ad argille sabbiose e sabbie argillose con intercalazioni di ghiaie poligeniche. La parte bassa contiene resti di *Dreissena* sp., *Nematurella subovata* SETTEPASSI, *Bythinia* sp., *Ilyocypris gibba* (RAMDOHR) e *Candona* sp. Buone sezioni tipo sono esposte a Le Cuini e Prati, lungo l'incisione

operata dal Torrente Proдино. Lo spessore massimo osservabile è di circa 90 m.

In prossimità dei versanti bordieri della conca, laddove il sintema conserva la sua originaria superficie deposizionale, la successione chiude con diversi metri di colluvioni argillose rossastre ricche anche di componente piroclastica alterata e rimaneggiata.

Circa l'età del sintema non si hanno datazioni dirette. Essendo morfologicamente "incastrato" rispetto a lembi di paleosuperfici che sono posti tra circa 1000 e 1500 metri s.l.m. e che sono quasi certamente tardo-plioceniche (AMATO & CINQUE 1999; ASCIONE & ROMANO, 1999), la sua collocazione nel Quaternario è pressoché certa. La dissezione del sintema per neo-genesi o approfondimento del basso Noce (cfr. le sopraccitate varie ipotesi circa l'origine della conca) può correlarsi ai grandi fagliamenti estensionali che definirono l'attuale tracciato costiero tra Sapri e Praia a Mare e che permisero la formazione dei primi terrazzi marini (conservati a 150 m s.l.m. solo in aree fuori Foglio). Circa l'età di questi ultimi eventi si ricorda che essi sono attribuiti al tardo Pleistocene inferiore da CAROBENE & DAI PRA (1991), mentre una loro attribuzione al Pleistocene medio è stata proposta da ASCIONE & ROMANO (1999).

4.1.2. - *supersintema del Mercure (ME)*

Il supersintema occupa la depressione tettonica che ospitò il lago pleistocenico del Mercure ed include tutti i terreni che ne testimoniano il colmamento. L'adozione del rango di supersintema è giustificata dal fatto che esso sembra includere più cicli di accumulo separati da discontinuità importanti (vedi oltre). Al momento, e per la parte compresa nel Foglio, una distinzione cartografica dei singoli sintemi non appare possibile.

Del paleobacino lacustre, ampio circa 80 km², il Foglio Lauria abbraccia solo le propaggini nord-occidentali. Nell'ambito dell'intero bacino, le sezioni esposte per dissezione non superano l'altezza di 140 m, ma, nel Foglio Castrovillari, dove il bacino si sviluppa più ampiamente, vecchi sondaggi per ricerche di lignite hanno attraversato fino a 380 m di sedimenti senza raggiungerne la base. Indagini geofisiche, associate alle stesse ricerche di lignite, hanno inoltre accertato che la base del complesso scende fino a circa 60 m sotto il livello marino; il che porta a stimare in circa 550 m lo spessore massimo del supersintema.

La sua superficie-limite inferiore non è ricostruibile in dettaglio perchè esposta molto parzialmente solo lungo tratti bordieri. Considerati i paesaggi precedenti la nascita della depressione, che sopravvivono in lembi intorno alla conca, si ipotizza che il limite inferiore del supersintema corrisponda ad una superficie d'erosione articolata, ma notevolmente matura (Paleosuperficie *auct.*), che taglia le varie unità tettoniche del substrato pre-quaternario ed i piani di contatto tra di

esse. E' probabile che a letto di questa superficie-limite si conservino anche lembi ribassati delle brecce del *sintema di Castelluccio Superiore*. Lungo i margini della conca del Mercure, l'unità è limitata da scarpate tettoniche (sepolte) dovute all'attività pre e sin-deposizionale di faglie dirette e transtensive (SCHIATTARELLA *et alii*, 1994).

La superficie-limite superiore è in massima parte coincidente con la topografia attuale, dato che solo in corrispondenza di brevi tratti marginali il supersintema appare ricoperto da terreni più giovani. Si tratta di una superficie che include anche limitati residui delle morfologie deposizionali originarie (terrazzi di conoides-delta, per la parte che rientra nel Foglio), ma che è dominata dalle forme di dissezione fluviale sviluppatesi dopo la estinzione per cattura del paleo-lago.

In merito alla età dei terreni inclusi nel supersintema non si hanno elementi molto precisi, ma le evidenze paleofloristiche e paleofaunistiche riportate in DE LORENZO & D'ERASMO (1927), LONA & RICCIARDI (1961), LUCINI & SIDOTI (1963), VEZZANI (1967), CONTE (1999) inducono a ritenere che esse vadano dal Pleistocene medio fino a parte del Pleistocene superiore (pre-estinzione würmiana di *Zelkova sp.*).

A tale proposito si ricorda che le faune a vertebrati raccolte fin dal '700 nel bacino, quasi mai con rigore stratigrafico, rimandano talora ad associazioni del Galeriano (G. antico secondo CONTE, 1999) e talaltra ad associazioni del tardo Aureliano. Le prime includono resti di *Bison sp.*, *Dama cf. D. clactoniana*, *Elephas sp.*, *Elephas antiquus* FALCONER & CAUTLEY, *Hippopotamus sp.*, *Hippopotamus antiquus* DESMAREST, *Stephanorhinus hundsheimensis* TOULA e *Megaceroides sp.* (probabilmente ex gr. *M. verticornis*). Le seconde includono, invece, resti di *Bison priscus* BOJANUS, *Dama dama* (FRISCH), *Cervus elaphus* LINNAEUS e *Equus hydruntinus* REGALIA. Secondo CONTE (1999), la mancanza di reperti delle età intermedie fa sospettare la presenza di due cicli di riempimento tra loro incastrati. Se l'attribuzione al Galeriano dei termini più antichi affioranti è corretta, la parte non esposta del complesso (parte bassa del primo ciclo) potrebbe spingersi nel Pleistocene inferiore.

Il supersintema include alla base una litofacies conglomeratica alluvionale che non affiora nel Foglio (VEZZANI, 1967). Essa è seguita da una *litofacies lacustre* (ME₂) parzialmente esposta che passa, verso i bordi del bacino e verso l'alto stratigrafico, ad una *litofacies alluvionale e detritica* (ME_b).

Litofacies lacustre (ME₂): è costituita da alternanze ben stratificate ed a luoghi laminate di siltiti più o meno argillose, marne diatomitiche e sabbie. Oltre che di diatomee, questa litofacies risulta a luoghi ricca di gusci di molluschi d'acqua dolce ed ostracodi. Localmente sono presenti intercalazioni non cartografabili di peliti torbose e di lignite. Nell'ambito del Foglio, l'unità presenta spessori affioranti di diverse decine di metri, ma può raggiungere spessori ettometrici nel sottosuolo.

Litofacies alluvionale e detritica (ME_p): è composta da ghiaie spesso mal sortite che hanno clasti di natura dolomitica e calcarea da spigolosi a poco smussati ed appaiono di norma ricche di matrice sabbioso-limosa. Questi depositi sono riferibili in massima parte ad antichi coni alluvionali (alimentati soprattutto da *debris flow*) che scendevano dai rilievi bordieri verso le zone lacustri della conca. Localmente essi passano a depositi in facies di falda detritica che non è stato possibile mappare distintamente. Nell'ambito del Foglio la litofacies in questione affiora per spessori che giungono sino ad un massimo di 30 m circa.

4.2. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA

In questo raggruppamento vengono inseriti sia terreni formati prima che la tettonica e l'erosione quaternaria definissero i bacini idrografici attualmente identificabili nel paesaggio (*sintema di Castelluccio Superiore*) sia delle unità di tipo ubiquitario che spesso radunano lembi che ricadono in più bacini e che non manifestano particolari connessioni genetiche con essi.

4.2.1. - *sintema di Castelluccio Superiore (LLU)*

È un'unità depostasi prima che la tettonica e l'erosione quaternaria definisse i bacini idrografici attuali e che affiora, infatti, in zona di spartiacque. La superficie limite inferiore, ricostruibile perché spesso affiorante, è data da un paesaggio erosionale articolato ma maturo che taglia in forte discordanza le unità mesocenozoiche e le strutture compressive di questo tratto della catena appenninica. Tale superficie d'erosione addolcisce alquanto anche i versanti di faglia ad alto angolo che avevano precedentemente dislocato l'edificio a coltri. La superficie limite superiore, che coincide con la topografia attuale, è anch'essa di origine erosionale (dissezione fluviale e fluvio-carsica), molto articolata e spesso approfondita fin oltre la base del sintema. Ciò nonostante, l'accordarsi delle sue culminazioni restituisce ancora la regolarità del paesaggio pre-dissezione.

L'unità è costituita da una potente successione di breccie a clasti dolomitici e calcarei recanti a tratti una matrice di analoga natura. Nelle sue porzioni più basse e più prossimali, l'unità appare dominata da breccie massive o rozzamente stratoidi, molto ricche di grossi blocchi angolosi. Tale facies è tentativamente ascritta a grandi frane di crollo e *debris avalanche*. Verso l'alto, le breccie sono meglio selezionate e stratificate, con clasti anche smussati, intercalate da lenti sabbiose e con strutture da correnti trattive canalizzate. Anche la presenza di paleosuoli arrossati testimonia il progressivo ridursi dei ritmi di deposizione e il

verificarsi di fasi di stabilità geomorfologica.

Lo spessore dell'unità è variabile e giunge sino ad un massimo di oltre 100 metri. La base del sintema è tettonicamente sospesa rispetto al vicino paleo-bacino lacustre del Mercure, di cui predica verosimilmente il collasso. Per posizione altimetrica e morfostrutturale, il sintema è da ritenersi coevo o poco anteriore ai conglomerati di Serra Corneta, i quali rappresentano i termini di chiusura dell'ultimo ciclo sedimentario ospitato dal Bacino di S. Arcangelo (ben esposti nel limitrofo Foglio 522); parte della loro area sorgente fu decapitata dalle faglie NO-SE che guidarono il collasso del bacino del Mercure. Essendo i conglomerati di Serra Corneta attribuiti al Siciliano (PATACCA & SCANDONE, 2001; CAGGIANELLI *et alii*, 1992), il *sintema di Castelluccio Superiore* può ascriversi al Pleistocene inferiore, probabilmente tardo.

4.2.2. - Deposito marino terrazzato (g_n)

Lungo il tratto di costa tirrenica compreso nel Foglio, i depositi e le morfologie associate a paleolinee di riva quaternarie sono abbastanza diffusi e si innalzano fino a circa 15 m s.l.m.. Nella maggior parte dei casi si tratta di affioramenti che, per dimensione, non risultano mappabili alla scala adottata. Fa eccezione il lembo presente nei pressi di Cersuta, dove l'unità è costituita da terreni mai più spessi di pochi metri e con frequenti variazioni laterali. Essa include sia depositi a blocchi di piede di falesia, sia puddinghe ed areniti di spiaggia (a tratti ricche di gusci di *Glycymeris*, *Astraliu* e *Spondylus*) e calcareniti organogene (per lo più algali e a dominanza di *Dermatolithon*) spesso ricche di cespi di *Cladocora coespitosa* Linné. Frequentemente questi depositi scompaiono verso terra al di sotto di relitti di falde e con ascrivibili a fasi fredde del Pleistocene superiore (unità a_{3b}) e poggiano su brevi piattaforme d'abrasione che, poste tra 3 e 7 metri di quota, tagliano i carbonati mesozoici e, ad Acquafredda, anche i conglomerati medio-pleistocenici dell'unità b_n .

La presenza di più ordini di solchi di battigia sulle retrostanti paleofalesie (tra 5 e 15 m s.l.m.), insieme a discontinuità stratigrafiche nei depositi, fa ascrivere la successione a più stazionamenti alti del livello marino. Almeno i più recenti tra essi sono da ascrivere all'Ultimo Interglaciale, ovvero all'OIS 5, in base a correlazioni con aree limitrofe ed a misure di racemizzazione su gusci provenienti dagli affioramenti in questione (CAROBENE & DAI PRA, 1991). Secondo questi stessi Autori, le calcareniti a *Cladocora* sono legate ad un evento unico che va probabilmente associato allo stazionamento marino di +15 m e che risalirebbe ad una trasgressione interglaciale precedente all'OIS 5. Va tuttavia notato che le misure Th^{230}/U^{234} da essi effettuate in vari punti su resti di *Cladocora*, fornirono un ampio spettro di età apparenti (tra 159^{+23}_{-17} ka e 329^{+196}_{-64} ka) e sono tutte più o

meno invecchiate da fenomeni di inquinamento. L'età più probabile è Pleistocene medio *p.p.*- Pleistocene superiore *p.p.*

4.2.3. - *Deposito alluvionale terrazzato (b_n)*

In questa unità sono stati raggruppati i numerosi lembi di depositi fluviali ed alluvionali che si rinvencono più o meno reinciati e sospesi all'interno o lungo i bordi delle valli fluviali e quelli di conche intramontane. L'appartenenza a più fasi di accumulo è determinabile solo localmente in base a rapporti di incastro morfologico. Ma le correlazioni di ampio raggio e le scansioni cronologiche relative (organizzazione in ordini) sono impedita dalla loro distribuzione molto discontinua e dal ruolo preponderante giocato da livelli di base locali ed indipendenti. Molto carenti sono anche gli elementi per fissare limiti cronologici assoluti. Litologicamente, si tratta di depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi e subordinatamente sabbioso-limosi, per lo più in facies da *braided stream*, nonché di depositi di conoide alluvionale prevalentemente ghiaiosi, spesso riferibili a episodi da *debris-flow* e da flussi iperconcentrati. Gli spessori variano da pochi metri fino ad alcune decine di metri.

I lembi di maggiore antichità si distinguono talora per essere più cementati, notevolmente sospesi sui livelli di base attuali e/o incongruenti con la presente orografia, come ad esempio l'ampio lembo di Croce di Langra, presso Seluci e il lembo di Acquafredda contro il quale poggiano depositi litorali del Pleistocene medio finale e del Tirreniano.

Quelli più recenti, pur apparendo dissecati e terrazzati fino a poche decine di metri sopra gli alvei attuali, appaiono essersi depositi quando il paesaggio aveva oramai raggiunto una articolazione oro-idrografica fondamentalmente uguale a quella odierna. In questi casi le fasi di accumulo e di reincisione sono molto probabilmente da riferirsi a variazioni climatiche ed eustatiche tardo-quaternarie.

Gli affioramenti posti lungo il Calore (tributario del Fiume Tanagro; angolo NO del Foglio) possono essere riferiti alla parte alta del *sintema di Buonabitacolo* (cfr. Foglio n. 504 "Sala Consilina") definito nel bacino del Vallo di Diano, qui non distinto. L'età più probabile è Pleistocene medio-Pleistocene superiore.

4.2.4. - *Detrito di falda (a_{3b})*

In questa unità sono stati raggruppati i numerosi lembi di depositi epiclastici, formanti relitti di antiche falde detritiche e con detritico-alluvionali, nonché cumuli di antiche frane di crollo. L'appartenenza a più fasi di accumulo è

determinabile solo localmente, in base a rapporti di incastro morfologico o per diversità di rapporti rispetto ad altre formazioni quaternarie. Le correlazioni di ampio raggio sono però impedita dalla ripetitività delle facies, dalla distribuzione molto discontinua dei lembi e dal ruolo preponderante giocato da livelli di base locali ed indipendenti. Molto carenti sono anche gli elementi per fissare limiti cronologici assoluti. Litologicamente, si tratta di depositi grossolani e più o meno eterometrici, con frammenti angolosi o appena smussati e forte clinostratificazione. Gli spessori sono molto variabili e possono giungere sino ad alcune decine di metri. I lembi alla base di pendii formati da unità di substrato terrigene sono spesso ricchi di matrice limo-argillosa e poco o niente cementati. Quelli alla base di versanti in rocce carbonatiche hanno di norma matrice povera di frazione pelitica e, specie quelli più antichi, sono spesso cementati. Gli ampi lembi al piede del versante occidentale del M. Crivo includono anche blocchi e megablocchi calcarei dovuti ad antiche frane di crollo. Frane più recenti nel substrato fliscioide smembrano, basculano e traslano queste brecce.

I lembi che discendono dal versante orientale del Monte Coccovello poggiano sui termini di chiusura del *sintema del Noce* (argille rosse). I lembi della fascia costiera tra Acquafredda e Maratea sono in massima parte ascrivibili alle fasi fredde del Pleistocene superiore perché poggianti sui depositi Tirreniani, reincisi da torrenti e troncati dalla falesia versiliana. Nella conca di Passo del Fortino, l'unità include passaggi laterali (verso valle) a depositi pelitici di ambiente palustre e lacustre. L'età è riferibile al Pleistocene medio - Pleistocene superiore.

4.2.5. - *Deposito palustre* (e₃)

All'interno delle conche tettono-carsiche di Lago della Rotonda e Piano del Galdo, sono presenti depositi quaternari limo-sabbiosi ed argillosi, a tratti con intercalazioni ghiaiose, che appaiono costituire colmamenti in facies palustre ed alluvionale-palustre. Essendo poco reincisi, ne affiora solo la parte sommitale. Il loro spessore totale è pertanto indeterminato, ma può stimarsi di ordine decametrico. Sui bordi delle conche l'unità passa eteropicamente a terreni delle unità a_{3b} e b_n. Terreni analoghi sono probabilmente presenti nel sottosuolo anche nella conca di Passo del Fortino. Mancando dati per una sicura attribuzione cronologica dell'unità, la si inquadra tentativamente tra il Pleistocene medio e superiore in base a considerazioni morfo-stratigrafiche.

4.2.6. - *Till indifferenziato* (c₁)

Unità presente solo nella zona del M. Sirino e formata da depositi clastici con-

tinentali, di norma privi di evidente stratificazione e molto eterometrici. I clasti provengono dalle unità SLC_a e STS_a , hanno dimensioni delle ghiaie e dei blocchi (che possono arrivare fino ad un paio di metri cubi), grado di smussamento da basso a medio-alto e non di rado si presentano striati. Il deposito presenta spesso una abbondante matrice limosa e limo-sabbiosa grigio scura. Affiora lungo il Vallone dei Porcili e nella Valle Remmo a quote comprese tra 1600 e 1250 m, con spessori fino ad alcune decine di metri; un altro lembo, di minore spessore, è conservato sul versante meridionale del massiccio, nel vallone ad est di Timpa Schiena d'Asino. Per caratteri sedimentologici, posizione e morfologie associate (tra cui la depressione ospitante il Lago Laudemio), tali accumuli sono da interpretarsi come antiche costruzioni moreniche connesse alle lingue glaciali che scendevano dai circhi, ancora oggi riconoscibili nella parte alta del massiccio montuoso. La buona conservazione delle forme e calcoli relativi all'altimetria degli antichi limiti delle nevi perenni, suggeriscono una attribuzione all'ultimo massimo glaciale ed a fasi tardiglaciali (PALMENTOLA *et alii*, 1990). L'età è riferibile al Pleistocene superiore.

4.2.7. - *Travertino (f₁)*

In questa unità litostratigrafica è compresa l'ampia placca travertinosa di Calda di Latronico e quella meno estesa in località S. Antonio, nella gola del Torrente Cogliandrino. Si tratta di travertini da teneri a sub-litoidi, vacuolari e con facies sia fitoermali sia fitoclastiche. Il loro spessore massimo è dell'ordine di una quindicina di metri. La loro tentata attribuzione al Pleistocene superiore-Olocene è basata su criteri geomorfologici (vicinanza ai livelli di base odierni e conservazione delle forme di accumulo) e, nel caso del lembo della Calda di Latronico, sulla persistente attività della sorgente termale.

4.3. - UNITÀ IN FORMAZIONE NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA

4.3.1. - *Deposito di frana (a₁)*

Si tratta di corpi e cumuli di frana attivi o quiescenti, potenti fino a decine di metri e di composizione molto variabile da luogo a luogo. Di solito si tratta di frane che coinvolgono unità terrigene silicoclastiche, per cui il materiale è caotico, eterometrico e ricco di frazione argillosa o limoso-argillosa. Per altre informazioni circa tali depositi e sui fenomeni che ne sono all'origine si rimanda

al Capitolo 5. L'età è riferibile all'Olocene.

4.3.2. – *Detrito di falda (a_{3a})*

Accumuli detritici grossolani e fortemente clinostratificati, in formazione al piede di pareti di roccia lapidea. In virtù del regime morfoclimatico vigente, nell'area del Foglio pressoché tutte le pareti rocciose risultano non affette da degradazione fisica, comprese quelle che avevano prodotto falde e coni detritici nel corso delle fasi fredde del Quaternario. Tuttavia, si hanno delle eccezioni alle quote più alte (pareti dei circhi glaciali del M. Sirino) e laddove versanti molto ripidi espongono rocce rese particolarmente fragili dalla tettonica pregressa. E' il caso, ad esempio, di alcuni tratti dei ripidi fianchi della forra del basso Fiume Noce, di Monte Castagnereto presso Lagonegro, dei versanti occidentali di Monte Sirino e Monte Alpi e di quello meridionale di Monte la Spina, dove si hanno coni e falde detritiche attive (con le tipiche fasce di quiescenza vegetate) composti da pietrame carbonatico spigoloso, eterometrico e fortemente clinostratificato. L'età è Attuale.

4.3.3. - *Deposito alluvionale (b)*

Molte delle valli fluviali e torrentizie presenti nel Foglio hanno sezioni trasversali a V e fondovalle tanto stretti che le associate fasce di depositi fluviali "in formazione" sono, per dimensioni, non cartografabili. Sono, invece, risultati mappabili i depositi in attiva formazione o esposti a rimaneggiamento per piena che rimarcano alcuni alvei di maggiore ordine gerarchico, come, ad esempio, quelli del Noce e del Sinni. Dato il contesto orografico e climatico, si tratta per lo più di depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi a stratificazione incrociata concava e localmente tabulare, legati all'azione di canali intrecciati (fumare). Subordinatamente vi ricorrono lenti di depositi sabbioso-limosi. L'unità include anche i depositi in corso di accumulo presso le foci degli immissari nel lago artificiale di Cogliandrino. L'età è Attuale.

4.3.4. - *Deposito di spiaggia (g₂)*

Il breve tratto di costa tirrenica incluso nel Foglio è dominato da coste alte a falesia attiva e fondale profondo. L'unico tratto di costa dove si ha un corpo di spiaggia giustapposto alla falesia costiera (probabilmente attiva nel medio Olocene e forse anche in tempi più recenti) è quello ospitato nelle rientranze a

valle dell'abitato di Acquafredda. Si tratta di depositi di battigia e spiaggia emersa a tessitura ghiaioso-sabbiosa e subordinatamente sabbioso-ghiaiosa, con clasti esclusivamente carbonatici ben arrotondati e talora appiattiti. L'età è Attuale.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

(a cura di: G.BONARDI, S. MAZZOLI)

L'unità stratigrafico-strutturale geometricamente più profonda affiorante nel Foglio è l'Unità di Monte Alpi (SGROSSO, 1992b) ed è rappresentata esclusivamente nel rilievo omonimo, ubicato al suo margine orientale. Si tratta di un alto strutturale, costituito da carbonati mesozoici di piattaforma, su cui poggiano depositi elastici tardo-miocenici organizzati in due cicli trasgressivi, delimitato da faglie normali a ovest, a nord-est e a sud-est. Un'importante attività estensionale tardo-aternaria è stata attribuita, sulla base di evidenze morfologiche (MICHETTI *et alii*, 2000) alla faglia occidentale, a direzione N-S (Fig. 10a). Nel settore nord-occidentale della struttura di Monte Alpi è inoltre esposta una faglia sub-verticale a direzione circa N-S (Fig. 10b), caratterizzata da cinematica complessa, variabile da trascorrente ad obliqua con componente sinistra dominante (Fig. 10d), cui sono inoltre associate zone di impregnazione di idrocarburi, nonché vene, sia di estensione, sia di taglio, con riempimenti di calcite e bitume (Fig. 10c). Alla faglia sud-orientale sono invece connesse risalite di acque calde termali (Calda di Latronico), con associate placche di travertino di età quaternaria.

Al di sopra dei depositi tardo-miocenici di Monte Alpi poggiano, con contatti tettonici a basso angolo, *klippen* di spessore limitato, che mostrano affinità lagonegri (Unità Canale del Grillone). Materiali alloctoni (essenzialmente di tipo ligure) circondano inoltre l'intera struttura di Monte Alpi, rispetto alla quale risultano ribassati per effetto delle faglie maggiori menzionate in precedenza. Faglie minori ad andamento NO-SE, N-S e (subordinatamente) NE-SO caratterizzano la struttura interna del blocco di Monte Alpi ed appaiono, almeno localmente, sinsedimentarie rispetto ai depositi del I ciclo trasgressivo miocenico (VAN DIJK *et alii*, 2000; ALBERTI *et alii* 2001). Infatti esse sono, almeno in alcuni casi, sigillate dai conglomerati del II ciclo trasgressivo (SGROSSO, 1992b; ALBERTI *et alii*,

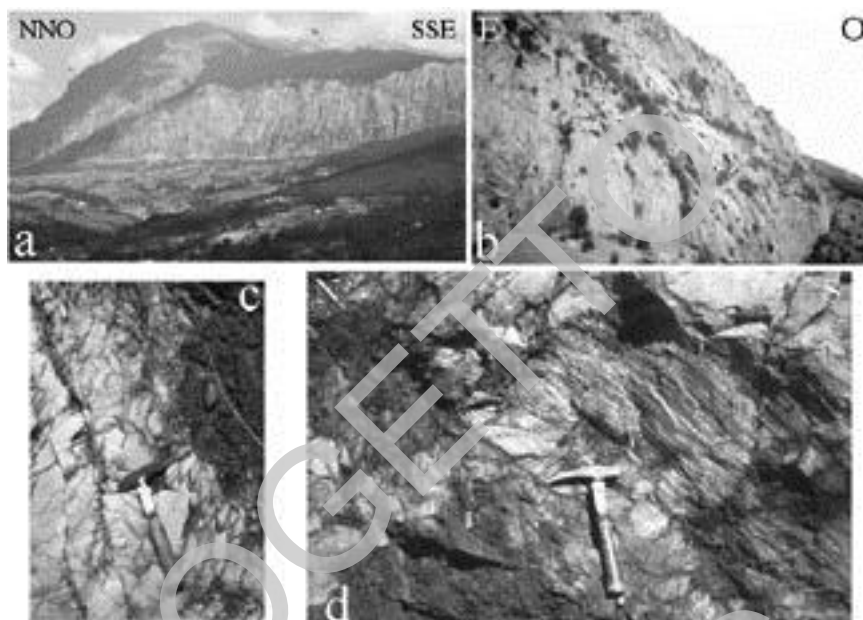


Fig. 10 - Unità Monte Alpi. (a) Veduta del versante occidentale di Monte Alpi (in primo piano le Unità Liguridi ribassate per faglia). (b) Veduta da nord della faglia all'interno dei carbonati di Monte Alpi, settore nord-occidentale. (c) Calcarei mesozoici fratturati ed impregnati di bitume lungo la faglia precedente (area a est di Frusci). (d) Fibre di calcite lungo la stessa faglia, indicanti una cinematica obliqua (con componente trascorrente sinistra).

2001). Ciò è evidente in particolare sul versante settentrionale del rilievo, dove i conglomerati riempiono un *paleograben*. I clasti dei conglomerati del II ciclo mostrano una pronunciata forma oblata; l'appiattimento parallelo alla stratificazione e fenomeni di dissoluzione, indicati da contatti stilolitici tra i clasti, appaiono associati ad un massimo raccorciamento perpendicolare alla stratificazione, indipendentemente dall'attuale giacitura degli strati (Fig. 11a).

Ciò suggerisce un'importante deformazione associata a seppellimento di strati ancora orizzontali, precedente a *tilting* tettonici significativi. Il seppellimento appare aver inoltre causato una sovrappressione di fluidi nelle sottostanti calcareniti del I ciclo trasgressivo, testimoniata da dilatazione perpendicolare alla stratificazione, con formazione di vene di estensione parallele alla stratificazione. Queste ultime appaiono essere circa coeve con sistemi di vene *en échelon* ad andamento NO-SE e NE-SO e con vene di estensione isolate perpendicolari alla stratificazione. Le vene *en échelon*, riempite da calcite, formano quattro famiglie organizzate in due sistemi coniugati di zone di taglio fragili-duttili (Fig. 11b) le quali mostrano rigetti alquanto limitati (di alcuni centimetri al massimo). L'intersezione tra

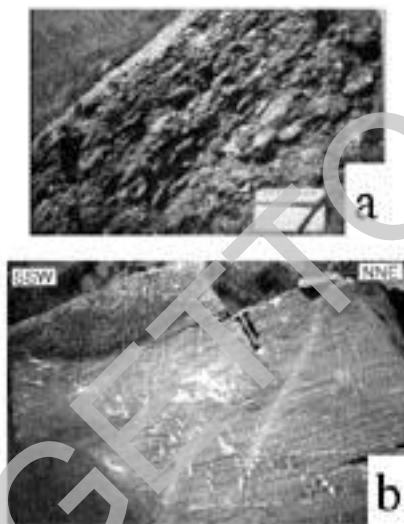


Fig. 11 - Il Ciclo trasgressivo miocenico dell'Unità Monte Alpi. (a) Conglomerati sommitali, caratterizzati da clasti appiattiti parallelamente alla stratificazione. (b) Sistemi coniugati di vene en échelon, riempite da calcite, nelle arenarie sottostanti i conglomerati.

zone di taglio coniugate è generalmente sub-orizzontale, con direzione NO-SE o NE-SO (Fig. 12). Le bisettrici acute (direzioni di raccorciamento; RAMSAY & HUBER, 1987) dell'angolo diedro tra zone di taglio coniugate sono generalmente sub-verticali e perpendicolari alla stratificazione, mentre le bisettrici ottuse (direzioni di estensione) sono sub-orizzontali ed orientate NO-SE e NE-SO per i due sistemi coniugati. Queste caratteristiche indicano chiaramente una deformazione dominata da appiattimento (*flattening*) con massimo raccorciamento normale alla stratificazione. Tale deformazione può essere messa in relazione al significativo carico tettonico (dello spessore di alcuni chilometri; CORRADO *et alii*, 2002) originariamente rappresentato dalle unità alloctone, messe in posto al di sopra dell'Unità Monte Alpi successivamente alla deposizione del II ciclo trasgressivo miocenico. Tale carico tettonico è stato quasi totalmente rimosso, durante il Plio-Quaternario, attraverso l'azione combinata di processi erosivi ed esumazione tettonica.

Una deformazione simile, ma ancora più intensa, seppur anch'essa non accompagnata da blastesi, caratterizza alcuni affioramenti alla base del versante meridionale del rilievo, tra gli abitati di Serrone, Bagni e Calda, indicati con la denominazione informale di Unità della Calda: essi sembrano corrispondere all'insieme, non separabile cartograficamente, del primo e del secondo ciclo miocenico, fortemente deformati. Tale unità informale è a contatto con l'Unità di

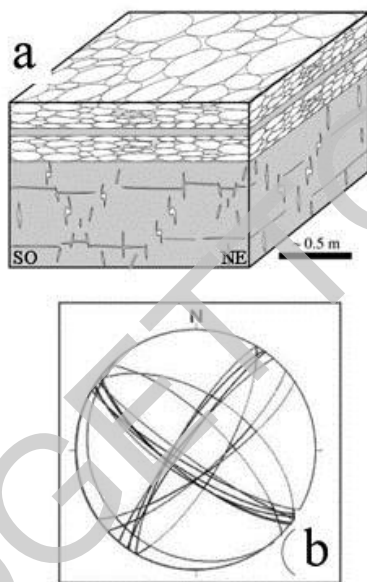


Fig. 12 - *Strutture nei depositi del II Ciclo trasgressivo miocenico dell'Unità Monte Alpi. (a) Diagramma tridimensionale mostrante le relazioni strutturali. (b) Dati di orientazione relativi alle zone di taglio fragili-durili (ciclografiche) definite dai sistemi di vene en échelon (proiezione equiareale, emisfero inferiore).*

Monte Alpi mediante la faglia che borda il rilievo a S e SE, mentre non è riconoscibile la geometria dei contatti, presumibilmente tettonici, con le unità liguridi, mascherati in parte da detrito e dalla placca di travertino connessa alla sorgente termale la Calda.

Tettonicamente soprastanti l'Unità di Monte Alpi, le Unità Lagonegresi affiorano estesamente nella parte centrale e settentrionale del Foglio (Gruppo del Monte Sirino e rilievi limitrofi). Tali unità sono caratterizzate da un sovrascorrimiento di importanza regionale che produce un generale "raddoppio" della successione lagonegrese, con la sovrapposizione tettonica di unità (Lagonegro II su Lagonegro I) caratterizzate da stratigrafia differente ma chiaramente correlabile (SCANDONE, 1967b, 1972). Il contatto tettonico, ben esposto anche nell'area di Tempa la Secchia (TORRENTE, 1990) è stato analizzato in dettaglio nell'area di Tempa di Roccarossa (MAZZOLI, 1992). In quest'ultima area, il contatto di sovrapposizione tra le due unità lagonegresi è marcato da una zona di taglio dello spessore di diversi metri, essenzialmente sviluppata a spese delle rocce dell'unità di tetto (*Formazione di Monte Facito*). In una matrice pelitica sono inclusi clasti da

centimetrici a decimetrici, spesso ruotati, di calcareniti laminate, arenarie mica-
cee e calcari neritici; tali clasti mostrano spesso ombre di pressione asimmetriche
(*pressure fringes*), caratterizzate da fibre di calcite. La matrice pelitica è intensamente
foliata; su alcuni piani di foliazione sono presenti strie e fibre di calcite,
mentre in sezione perpendicolare alla foliazione e parallela alla lineazione di cui
sopra si osservano *shear bands* (Fig. 13). L'insieme di queste strutture permette
di ricostruire la cinematica del contatto tettonico, che risulta caratterizzato da un
movimento del tetto (Unità Lagonegro II) verso NE (MAZZOLI, 1992).

Una simile cinematica è stata riscontrata anche nella contigua area di Tempa
S. Maria, al contatto tra la Formazione dei *Calcari con Selce* dell'Unità Lagone-
gro II (SLC_b) e la formazione del *Flysch Galestrino* (FYG_a) dell'Unità Lagone-
gro I (MAZZOLI, 1992). Alquanto interessante e problematica risulta, sempre nella
stessa area, l'interposizione di litologie relative alle Unità Liguridi (complesso
caotico UAS), per uno spessore di alcuni metri, tra le due Unità Lagonegresi. Il
sovrascorrimento tra queste ultime unità appare in effetti di genesi tardiva rispetto
alle pieghe che dominano la struttura interna delle stesse (TORRENTE, 1990, 1992a,

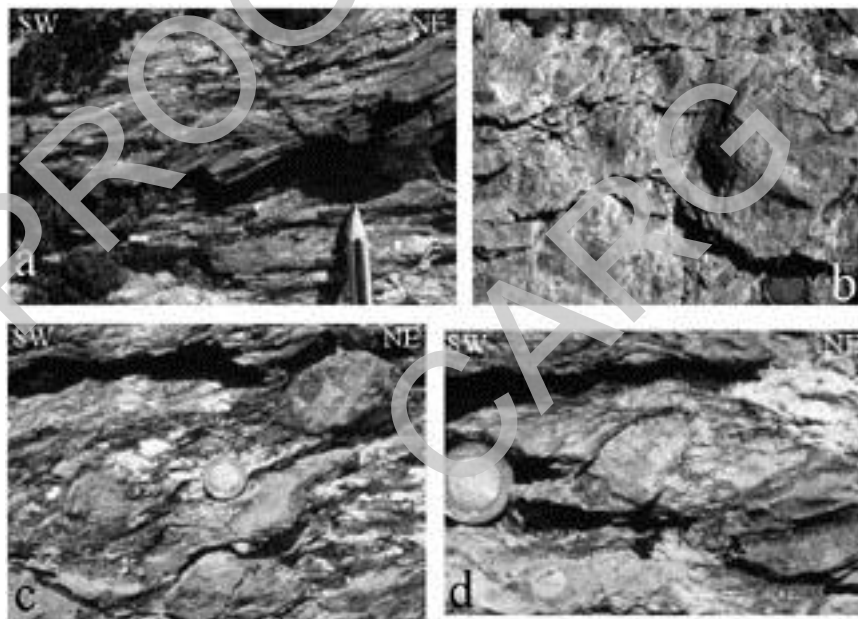


Fig. 13 - Strutture relative alla zona di taglio sviluppata al contatto tra le due Unità Lagonegresi sovrapposte nell'area di Tempa di Roccarossa. (a) Foliage nella matrice pelitica, deflessa da *shear bands* che ribassano sistematicamente verso NE. (b) Fibre di calcite sul piano della foliazione, indicanti un movimento del blocco di tetto verso NE. (c) Clasti ruotati inclusi nella matrice pelitica. (d) Dettaglio di ombre di pressione asimmetriche (*pressure fringes*), con fibre di calcite centimetriche, attorno ad un clasto ruotato.

b; MAZZOLI, 1992). Esso si è inoltre realizzato dopo che l'Unità Lagonegrese inferiore era stata denudata (SCANDONE, 1967b) di tutta la parte terziaria, che doveva verosimilmente costituire la parte alta della successione, della quale rimangono piccolissimi lembi relitti (*scisti di Pecorone*). Non essendo stata individuata con certezza e a scala regionale tale parte terziaria, l'età e la natura di tale denudamento possono solo essere oggetto di congetture.

Le strutture plicative, meglio sviluppate e/o meno smembrate da faglie nell'unità tettonica inferiore (Unità Lagonegro I) sono costituite da due sistemi di pieghe sovrapposte. Quelle più antiche, pur essendo sub-cilindriche (RAMSAY & HUBER, 1987) o spesso non cilindriche (probabilmente, almeno in parte, anche a causa delle distorsioni successive al loro sviluppo) tendono ad avere un andamento mediamente N-S e superfici assiali che variano da verticali ad orizzontali, con conseguente sviluppo di pieghe che comprendono tutta la gamma di strutture da diritte, ad inclinate, a rovesciate, fino a coricate (questi ultimi tre tipi mostranti una vergenza generalmente orientale; Fig. 14). Queste strutture sono quelle dominanti alla scala regionale, con lunghezze d'onda che possono raggiungere il chilometro. Ad esse sono associate pieghe parassite di vario ordine, tipiche del piegamento poliarmonico, con lunghezze d'onda variabili da decametriche, a metriche, a decimetriche, fino a centimetriche, caratterizzate da tipiche relazioni di asimmetria (ad s e z) sui fianchi delle pieghe di ordine maggiore e sviluppo di pieghe simmetriche (con geometria ad m) in cerniera. A queste pieghe sono associati, negli strati più competenti, clivaggi spazati, da dissoluzione dominante, che formano tipici ventagli convergenti verso il nucleo delle pieghe, mentre clivaggi più pervasivi, con spaziatura sub-millimetrica, fino a *slaty cleavage* vero e proprio, caratterizzati da ventagli di clivaggio divergente rispetto al nucleo delle pieghe, si osservano negli strati pelitici (Fig. 15). All'interfaccia tra livelli con competenza diversa si osservano, sia a scala dell'affioramento (Fig. 14), sia a scala regionale, tipiche geometrie a cuspidi e lobi (*cusped-lobate folds*; RAMSAY & HUBER, 1987) tra il livello meccanicamente dominante costituito dai *Calcari con Selce* e le peliti prevalenti nelle formazioni sotto- e soprastanti (Fig. 15).

Tutte queste strutture sono indicative di prevalenti meccanismi di piegamento da *buckling* (RAMSAY, 1967), in cui la stratificazione era meccanicamente attiva durante il raccorciamento inizialmente ad essa parallelo (MAZZOLI, 1992, 1993). Faglie inverse e sovrascorrimenti appaiono, come detto, successivi allo sviluppo delle pieghe testé descritte. Faglie inverse di rigetto limitato tendono a tagliare i fianchi intermedi di coppie anticlinale-sinclinale, mentre i sovrascorrimenti maggiori, incluso quello regionale tra le due unità lagonegresi, trancano strutture plicative evidentemente già sviluppate, pur modificandone, talora sostanzialmente, la geometria per effetto della deformazione di taglio associata ai sovrascorrimenti stessi (MAZZOLI, 1992). La relazione tra sovrascorrimenti e pieghe da *buckling* nelle Unità Lagonegresi risulta in definitiva quella tipica delle strutture dette

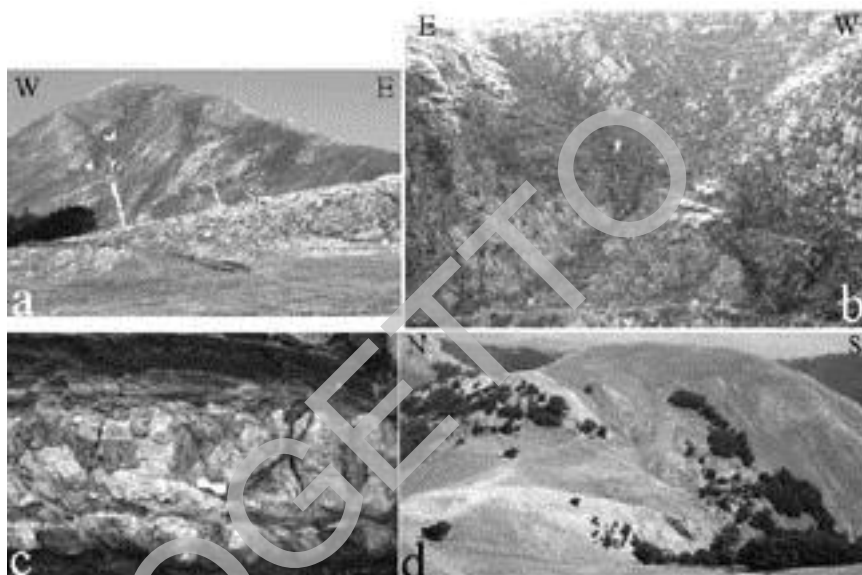


Fig. 14 - Strutture plicative nell'area del Monte Sirino (Unità Lagonegrese I). (a) Pieghe a vergenza orientale nei Calcarei con Selce, versante meridionale di Monte del Papa (formazione degli Scisti Silicei in primo piano). (b) Pieghe a vergenza orientale, con geometria di tipo chevron, nella formazione degli Scisti Silicei a letto di un sovrascorrimento minore (formazione dei Calcarei con Selce a tetto del sovrascorrimento). (c) Pieghe mesoscopiche di tipo cuspede-lobate folds in calcari con liste e noduli di selce intercalati a peliti. (d) Pieghe macroscopiche di tipo cuspede-lobate folds: anticlinale con zona di cerniera arrotondata di Tempa Schiena d'Asino, con Calcarei con Selce al nucleo (a destra) e sinclinale strizzata, con zona di cerniera acuta, di Madonna di Sirino, con al nucleo del Flysch Galestrino (a sinistra).

“fold-generated imbricates” descritte da MORLEY (1994). Un chiaro esempio è costituito dalla faglia inversa a vergenza orientale che borda il Gruppo del Monte Sirino verso est (cartografata alla base del versante orientale della Serra Ortico-sa), che mostra un rigetto progressivamente decrescente verso sud, fino a chiudersi lateralmente (*fault tip*) per passare ad una coppia anticlinale-sinclinale non fagliata, ben marcata dagli *Scisti Silicei* verticali esposti lungo il fianco esterno dell'anticlinale (area di Masseria Sirinieddo).

Un ulteriore raccorciamento, mediamente orientato NNE-SSO (come indicato dall'analisi di *kink band* coniugati sviluppati dal piegamento dello *slaty cleavage* di prima fase; MAZZOLI, 1992) ha prodotto un ripiegamento delle strutture precedentemente descritte e lo sviluppo, nelle litologie pelitiche, di clivaggio di crenulazione (Fig. 16).

Il *pattern* d'interferenza dominante (MICONNET, 1987) tra i due sistemi di pie-

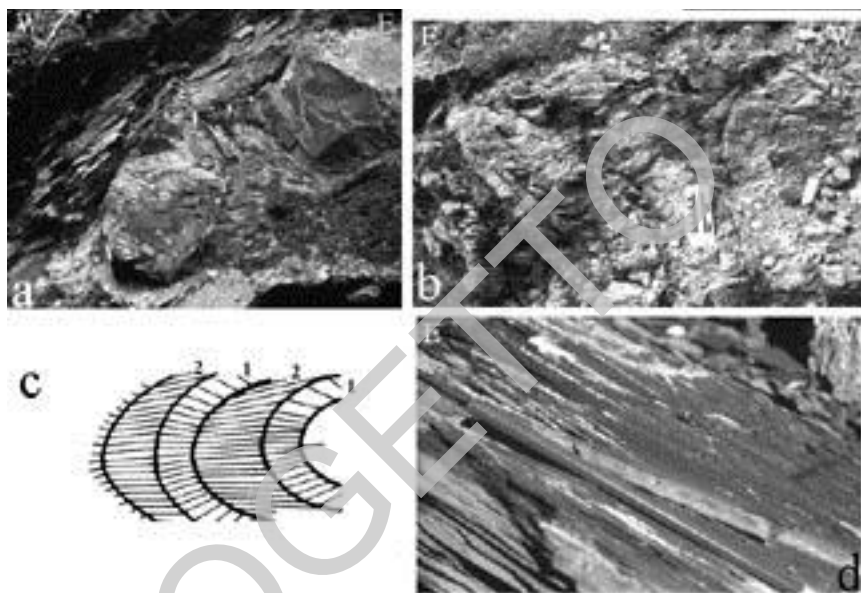


Fig. 15 - Clivaggio nelle formazioni lagonegresi. (a) Clivaggio convergente e divergente in strati competenti (calciluiti silicifere) e, rispettivamente, incompetenti (peliti) in piega rovesciata nel Flysch Galestrino. (b) Rifrazione del clivaggio in strati a differente competenza in pieghe coricate nella formazione degli Scisti Silicei. (c) Schema di rifrazione del clivaggio (1: strati competenti; 2: strati incompetenti). (d) Clivaggio pervasivo nelle peliti della formazione degli Scisti Silicei.

ghe sovrapposte è quello di tipo a duomi e bacini di RAMSAY (1967); tuttavia forme più complesse sono pure osservabili (MAZZOLI, 1992). L'intero Gruppo del Monte Sirino, sito al centro del Foglio, mostra nel suo insieme la geometria di un ampio duomo, seppur complicato da numerose pieghe e faglie al suo interno e dislocato da faglie maggiori nel settore settentrionale. Esempi di duomi minori, variamente fagliati, sono inoltre costituiti da Monte Castagnareto (a nord di Lagonegro), Monte Gurmara, Bramafarina, Monte Milego. Alla scala dell'affioramento le pieghe di seconda fase, caratterizzate anch'esse da una chiara origine per processi di *buckling* (suggerita ad esempio dai regolari rapporti tra lunghezza d'onda e spessore degli strati competenti isolati in banchi pelitici della formazione del *Flysch galestrino*), variano da aperte a chiuse e mostrano superfici assiali generalmente molto inclinate; le cerniere di seconda fase hanno angoli di *plunge* variabili, con giaciture da orizzontali a verticali in dipendenza della loro posizione rispetto alle pieghe di prima fase (Fig. 17).

Alle Unità lagonegresi sono sovrapposte tettonicamente le unità Monti della Maddalena e Monte Foraporta. Quest'ultima è ulteriormente suddivisa in embrici

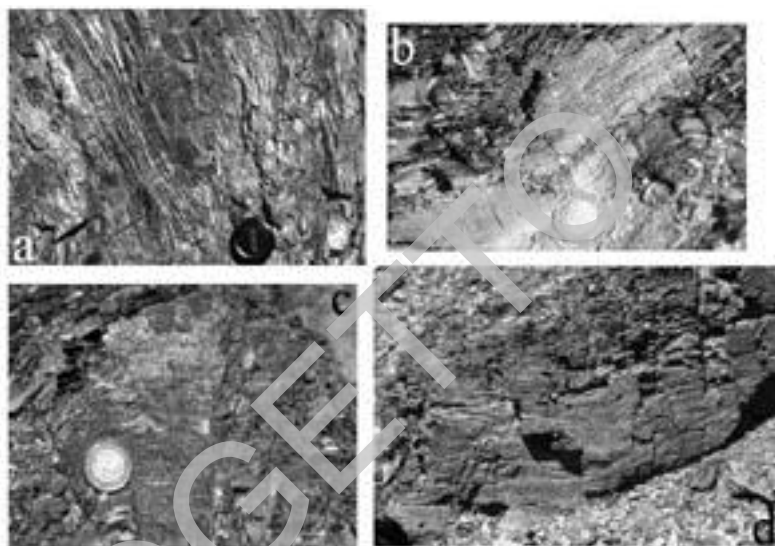


Fig. 16 - Clivaggio di crenulazione nelle peliti della formazione del Flysch Galestrino. (a) Micropieghe che interessano la foliazione principale (slaty cleavage). (b) Clivaggio di crenulazione organizzato in un set di piani paralleli ad alto angolo rispetto alla foliazione principale (slaty cleavage). (c), (d) Clivaggio di crenulazione sviluppato in kink band coniugati.

minori con contatti di sovrascorrimento che, nell'area sita ad ovest dell'abitato di Lagonegro, sono caratterizzati da una cinematica con movimento del tetto verso NE (MAZZOLI, 1992). Nella stessa area è esposto anche il contatto di sovrapposizione tettonica dell'Unità Monte Foraporta sull'Unità Monti della Maddalena (Fig. 18), caratterizzato da una cinematica con movimento del tetto verso ENE, indicato da strie e fibre di calcite su piani di taglio (*slickensides*). L'analisi cinematica porta pertanto ad escludere l'ipotesi di una natura estensionale di tali contatti (DE ALFIERI *et alii*, 1987). In altri casi, l'Unità Monte Foraporta è tettonicamente sovrapposta direttamente alle Unità Lagonegresi (come avviene ad esempio a SE di Monte Cervaro, tra i km 109 e 110 della S.S. 19 tra Lagonegro e il valico del Fortino, alla Tempa Pertusata e nei rilievi posti immediatamente a nord).

L'Unità Alburno-Cervati-Pollino è sovrapposta tettonicamente sia all'Unità Monte Foraporta, sia direttamente sull'Unità Monti della Maddalena o su quelle Lagonegresi. Seppur esempi di pieghe alla mesoscala, spesso con associata deformazione cataclastica dei carbonati nelle zone di cerniera, siano talora osservabili (es. presso l'abitato di Galdo nel settore sud-orientale del Foglio), a scala regionale questa unità è caratterizzata da giaciture monoclinali o pieghe blande dominanti. Tuttavia le inclinazioni degli strati da moderate possono raggiungere

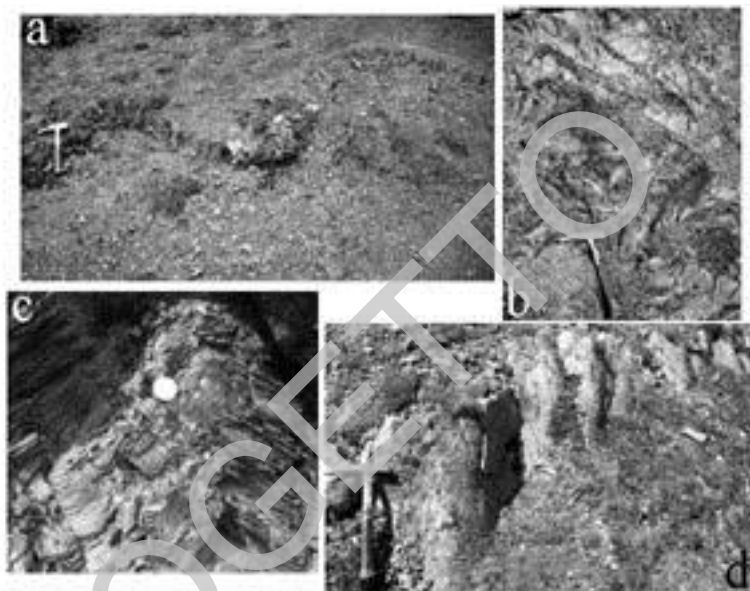


Fig. 17 - Mesopieghe di seconda fase nelle formazioni lagonegresi. (a) Pieghe aperte sviluppate in strato competente (calcituffe silicifera) isolato all'interno di spessi livelli pelitici nella formazione del Flysch Galestrino. (b) Pieghe con angolo interfianchi variabile (formazione del Flysch Galestrino). (c) Pieghe che deformano la foliazione principale (slaty cleavage di prima fase) nelle peliti della formazione del Flysch Galestrino (notare clivaggio di crenulazione organizzato in kink band coniugati). Pieghe con cerniere con angolo di plunge molto elevato sviluppate sul fianco occidentale, molto inclinato, della sinclinale di Madonna di Sirino (formazione degli Scisti Silicei).

anche valori elevati, fino al rovesciamento (es. versante nord-occidentale della Serra Rotonda presso Lauria). Queste ultime strutture, assieme a *thrust* secondari, con movimento del tetto verso N e NNE, che interessano l'Unità Alburno-Cervati-Pollino (Monte Spina presso Sapri, Serra Nocara), nonché un piegamento a scala regionale dei contatti tra le varie unità stratigrafico-strutturali, potrebbero essere in relazione con la seconda fase di raccorciamento descritta per le unità lagonegresi.

Il contatto di sovrapposizione tettonica dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino sull'Unità Monte Foraporta è esposto nell'area a ovest di Lagonegro, mentre la sua sovrapposizione diretta sulle unità lagonegresi, a mezzo di un contatto tettonico sub-orizzontale, è ben visibile a nord dell'abitato di Castelsaraceno.

Nel Gruppo di Monte Zaccana – Monte La Spina (BONARDI, 1966), ad ovest di una faglia che, sia pur in maniera discontinua, si segue dal Lago della Rotonda a Campo del Galdo e fino al margine meridionale del Foglio, sulla *dolomia*

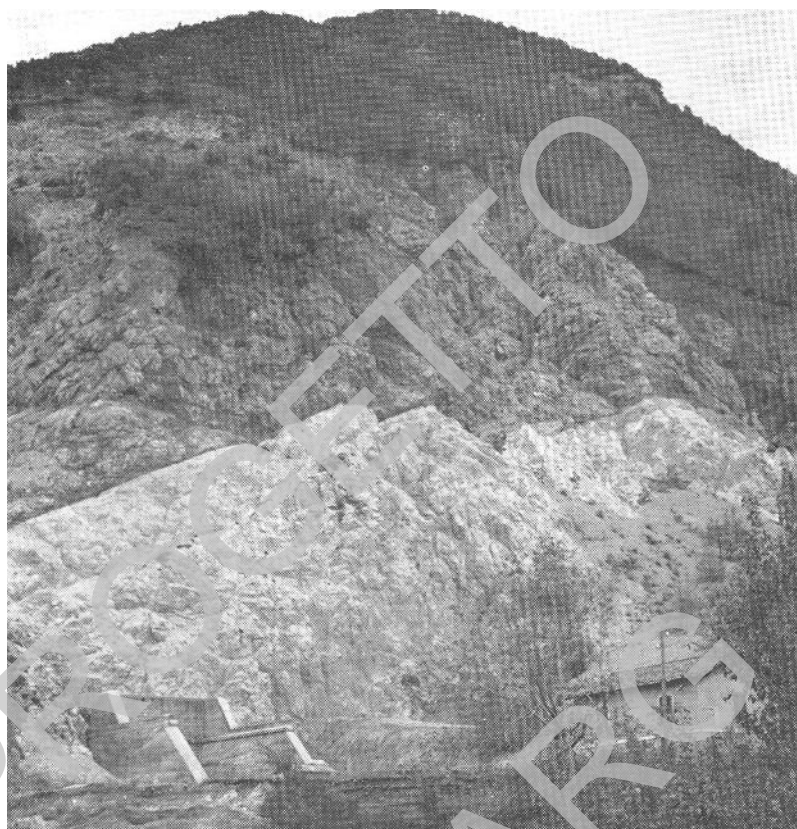


Fig. 18 - Cava nei pressi di Timpa Pertusata, Lagonegro, con ottima esposizione della sovrapposizione tettonica fra le dolomie e i calcari neri dell'Unità Foraporta e le dolomie bianche (dolomia superiore) dell'Unità Monti della Maddalena.

superiore (DBS) dell'Unità Monti della Maddalena, oltre a *klippen* dell'Unità Foraporta (FOP), poggiano tettonicamente termini differenti della successione cretacea (CRQ, RDT) dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino, localmente (Castello Seluci) seguiti dalla *formazione di Trentinara* (TRN).

L'Unità Verbicaro affiora nell'area a sud dell'abitato di Trecchina, al margine sud-occidentale del Foglio. La sovrapposizione tettonica di questa unità sull'Unità Alburno-Cervati-Pollino, ben esposta alcuni chilometri a sud (Maratea, Monte Gada), non è osservabile all'interno del Foglio, ove i contatti tra l'Unità Verbicaro e le altre unità stratigrafico-strutturali della catena corrispondono a faglie ad alto angolo post-raccorciamento, per lo più sepolte da depositi recenti.

In posizione strutturalmente più elevata rispetto a tutte le unità precedenti

si trovano le unità interne della catena, rappresentate nell'area del Foglio dalle Unità Liguridi. Nella maggior parte dei casi però esse sono al tetto di faglie dirette ad alto angolo relativamente recenti, che le mettono a contatto con le unità esterne della catena. Contatti tettonici a basso angolo sono stati cartografati tra le Unità Liguridi e le Unità Lagonegresi, soprattutto nell'area orientale del Foglio (Torrente Cogliandrino). Tali contatti, per i quali le condizioni di esposizione non consentono di derivare la cinematica, sono di problematica interpretazione, in particolare se si tiene conto della presenza, ancora più a nord-est (cioè nella direzione di trasporto ricostruita per i sovrascorrimenti) del Monte Raparo (di cui Verro Croce, sito all'interno del Foglio, fa parte), interamente costituito dall'Unità Alburno-Cervati-Pollino. La sovrapposizione diretta delle Unità Liguridi su quelle Lagonegresi nell'area del Torrente Cogliandrino implicherebbe in sostanza l'elisione tettonica di parte della pila di falde, in particolare dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino, giustificabile con una complessa evoluzione di sovrascorrimenti fuori-sequenza e/o con tettonica estensionale. In quest'ultimo caso, il contatto tra Unità Liguridi e Unità Lagonegresi nell'area del Torrente Cogliandrino potrebbe rappresentare una faglia normale a basso angolo che ribassa verso est l'intera pila di falde. Quest'ultima in effetti comprende, al di sotto delle Unità Liguridi site ad oriente del contatto tettonico in parola, sia l'Unità Alburno-Cervati-Pollino (Verro Croce, Castel Veglio), sia le ulteriormente sottostanti Unità Lagonegresi (a nord di Castelsaraceno).

La struttura regionale delle Unità Liguridi è dominata dalla sovrapposizione tettonica di unità caratterizzate da sostanziale assenza di metamorfismo ("Terreni ad affinità sicilide", Unità nord-calabrese) su unità che hanno subito metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura (Unità del Frido). La struttura interna delle Unità Liguridi non metamorfiche è caratterizzata da piani di taglio inversi minori (*thrust* e *backthrust*) a direzione NO-SE fino a N-S. A tali piani di taglio inversi precoci sono sovrapposte pieghe da strette a isoclinali con cerniere a dominante andamento NO-SE, cui sono associati clivaggi spazati negli strati competenti e clivaggio pervasivo (*slaty cleavage*) nei livelli pelitici. Quest'ultimo *fabric*, come anche la stratificazione, è localmente deformato da pieghe mesoscopiche successive, principalmente asimmetriche e variabili da aperte a strette, ad andamento ancora NO-SE e vergenza sia NE, sia SO, cui è associata una crenulazione dello *slaty cleavage* preesistente.

La struttura interna dell'Unità del Frido, osservabile nelle porzioni metasedimentarie dell'unità (filladi, metacalcari), comprende:

- pieghe da metriche a centimetriche, variabili da strette a isoclinali, con cerniere caratterizzate da angolo di *plunge* moderato e andamento medio ONO-ESE;
- una foliazione pervasiva, generalmente di piano assiale rispetto alle pieghe descritte in precedenza, con giacitura dominante caratterizzata da pendenza

moderata fino a nulla;

- una lineazione minerale sviluppata in maniera discontinua sulle superfici di foliazione, mostrante variabilità elevata attorno ad una direzione media NNE-SSO;
- pieghe tardive, generalmente asimmetriche, da aperte a strette, con cerniere da sub-orizzontali a moderatamente inclinate, orientate in media NO-SE, con lunghezza d'onda variabile da alcuni fino a centinaia di metri. Le pieghe mesoscopiche di questa generazione sono caratterizzate da tipiche relazioni di asimmetria (ad s e z) sui fianchi delle pieghe di ordine maggiore e sviluppo di pieghe simmetriche (con geometria ad m) in cerniera. A queste strutture sono associate micropieghe di crenulazione che deformano la foliazione principale, mentre veri e propri piani di clivaggio di crenulazione sono sviluppati solo raramente.

Tutte le unità stratigrafico-strutturali precedentemente descritte sono significativamente dislocate da faglie che post-datano i sovrascorrimenti. Tali strutture neotettoniche (PALMENTOLA *et alii*, 1980), particolarmente evidenti nei carbonati delle Unità Alburno-Cervati-Pollino e Verbicaro, mostrano cinematica in prevalenza normale. La direzione dominante di queste strutture è circa NO-SE, tuttavia andamenti circa N-S, NE-SO ed E-O sono anch'essi comuni. Come menzionato in precedenza, faglie ad alto angolo di questo tipo, dislocando gli originali contatti a basso angolo esistenti tra le diverse unità stratigrafico-strutturali esposte all'interno del Foglio, costituiscono assai spesso in affioramento il limite tra le stesse.

PROGETTO
CARG

VI - ELEMENTI DI SISMICITÀ STORICA E TETTONICA ATTIVA (a cura di: P. GALLI)

La storia sismica delle località ricadenti nel Foglio Lauria - tutte inerenti la stretta fascia della Basilicata sudoccidentale, tra Campania e Calabria - è molto povera e limitata nel tempo, con pochissimi eventi di intensità $\leq$ VIII MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg; Sieberg, 1930 in Figura 19). Tra questi, gli unici degni di nota sono stati quelli del 2 Gennaio 1831 (Io VIII MCS, Mw 5.5), del 20 Novembre 1836 (Io VIII MCS, Mw 6.0) e del 9 Settembre 1998 (Io VI-VII MCS, Mw 5.6) (Fig. 20).

Il primo, con epicentro macrosismico tra Lagonegro e Lauria, nei pressi di Rivello, indusse effetti dell'VIII grado MCS in tutte e tre le succitate località, con il crollo di una decina di abitazioni (BARATTA, 1897; PORFIDO *et alii*, 1988). Il secondo ebbe epicentro nei pressi di Lagonegro, dove indusse effetti pari al IX grado MCS, con la distruzione di centinaia di abitazioni e numerosi crolli, causando danni gravi anche a Nemoli, Castelsaraceno, Lauria (VIII MCS) e Rivello (VII-VIII MCS), oltre che una dozzina di vittime e una cinquantina di feriti (BARATTA, 1897; BOSCHI *et alii*, 1995). L'ultimo, avvenuto in tempi recenti, ha causato danni modesti agli edifici, in genere riferibili al VI e al V-VI grado della scala macrosismica e, solo in due casi, rispettivamente al VI-VII (Rivello) e VII grado (Perricchio, ad est del foglio; GALLI *et alii*, 2001).

Tutte le località nel Foglio Lauria, oltre che dei terremoti di origine locale, hanno risentito gli effetti del catastrofico terremoto del 1857 nella vicina Val d'Agri (Io XI MCS, Mw 7.0), stimati nell'ordine del VII-VIII grado MCS in diversi abitati (BRANNO *et alii*, 1983), ma che vide la distruzione totale di Castelsaraceno (X MCS), ubicato in prossimità dell'area epicentrale, con centinaia di vittime e

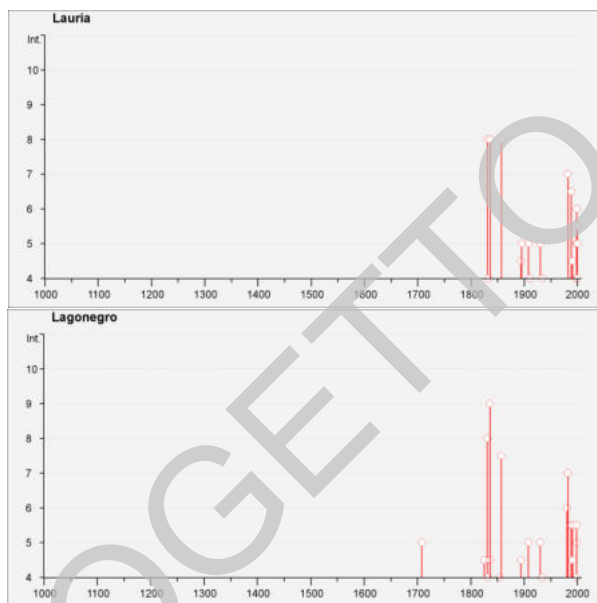


Fig. 19 - Storia sismica di Lauria e Lagonegro negli ultimi 1000 anni. Come quasi tutte le località lucane e calabresi, la storia sismica di entrambi i paesi è molto breve e limitata agli ultimi due o tre secoli (grafici tratti da DBMI, 2011).

feriti.

Parimenti, il terremoto del Golfo di Policastro del 1982 (Mw 5.3) provocò danni del VII grado MCS a diverse località, tra cui Castelluccio Inferiore, Rivello, Trecchina, Nemoli, Lauria, Lagonegro, Acquafredda e Cersuta (GUIDOBONI *et alii*, 2007).

Alla mancanza di grandi terremoti storici con epicentro nell'area inquadrata dal foglio corrisponde poi, di fatto, l'assenza di evidenti strutture geologiche potenzialmente sismogeniche (Fig. 20), ovvero l'assenza di elementi di tettonica attiva di certa collocazione cronologica. Anche la struttura più nota in letteratura e posta al margine sudorientale del foglio (faglia bordiera del bacino del Mercure, i.e. faglia di Castelluccio; CFS nel riquadro di Figura 20), già associata al terremoto del 1998 (MICHETTI *et alii*, 2000), è stata attiva prevalentemente nel corso del Pleistocene medio (GIACCIO *et alii*, 2014; ROBUSTELLI *et alii*, 2014), non dislocando apparentemente depositi più recenti di 0.4 Ma.

Più in generale, l'area del Foglio è collocata in una cosiddetta zona di “gap sismico” tra le fasce fortemente sismogeniche dell'Appennino Irpino-Lucano a NO e dell'arco Calabro a SE. La prima è dominata da forti processi distensivi a

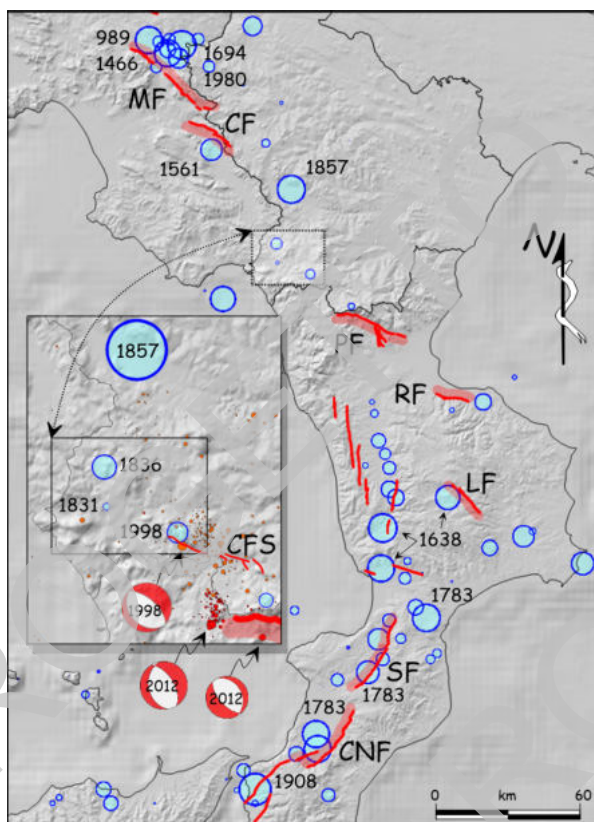


Fig. 20 - Distribuzione dei terremoti con $M_w > 5$ modificata dal catalogo CPTI, 2011 e delle principali strutture sismogeniche (da GALLI et alii., 2008). Le faglie ombreggiate sono state oggetto di analisi paleosismologiche (MF, faglia del Monte Marzano; CF, di Coggiano; PF, del Monte Pollino; RF, di Rossano; LF, dei Laghi; SF, delle Serre; CNF, di Cittanova). Il riquadro mostra il dettaglio dell'area del Foglio Lauria (rettangolo), con indicati i principali terremoti storici dell'area, quelli strumentali (dal sito INGV; in arancione 1983-2002; in rosso la sequenza del 2010-2013) e la faglia di Castelluccio (CFS). I meccanismi focali si riferiscono al mainshock del 1998 (M_w 5.6) e ai due mainshocks del 2012 (M_w 5.3 e 4.3; da ARRIGO et alii, 2006; TOTARO et alii, 2013).

prevalente direzione NE-SO, accomodati da grandi faglie normali appenniniche che hanno rilasciato storicamente e ripetutamente terremoti di elevata magnitudo, come quelli del 989, 1466, 1694 e 1980 ($6.6 \leq M_w \leq 7.0$; sistema di faglie del Monte Marzano in GALLI & PERONACE, 2014; MF in Fig. 2), del 1561 (M_w 6.8; faglia di Coggiano in GALLI et alii, 2006; CASTELLI et alii., 2008; SPINA et alii., 2008; CF in Fig. 2) e del 1857 (M_w 7.0; faglie della Val d'Agri, ad oggi di incerta definizione; CELLO et alii, 2003). La seconda è caratterizzata dall'occorrenza dei

più energetici terremoti della storia sismica italiana (sequenze del Marzo-Giugno 1638; del Febbraio-Marzo 1783; eventi del 1905 e 1908), con $7 \leq M_w \leq 7.5$, avvenuti prevalentemente sulle faglie normali prospicienti il versante tirrenico della Calabria (GALLI & BOSI, 2002; 2003; GALLI *et alii*, 2007). Nel mezzo, appunto, la zona di *gap* summenzionata (SPINA *et alii*, 2009), da cui emerge la faglia silente del Monte Pollino, considerata attiva nell'Olocene grazie a diverse analisi paleosismologiche (MICHETTI *et alii*, 1997; CINTI *et alii*, 2002; PF in Figura 20).

Tuttavia, è possibile ipotizzare che anche nella regione sottesa all'area del Foglio sia attiva una prevalente estensione antiappenninica, così come evidenziato dai meccanismi focali dei principali eventi delle sequenze del 1998 (ARRIGO *et alii*, 2006) e della recente crisi sismica del 2010-2013, ubicata esternamente al margine SE, nel bacino del fiume Mercure (TOTARO *et alii*, 2013), entrambe verosimilmente evolutesi lungo faglie normali NO-SE e NNO-SSE, rispettivamente.

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA E IDROGEOLOGIA (a cura di: D.GUIDA)

1. - PROCESSI DEMOLITIVI: EROSIONE E MOVIMENTI DI MASSA

Sono state riportate sul Foglio le più evidenti forme demolitive e le relative forme deposizionali, se esistenti, legate all'azione delle acque correnti e della gravità, sia come processi geodinamici in atto sia come fenomenologie passate e non più attive. Le forme demolitive più significative legate all'azione delle acque correnti, che non sono state riportate in carta perché non previste nella simbologia suggerita (quaderno SGN s.III n° 1), sono quelle riconducibili alle zone calanchive. Esse sono molto diffuse nelle zone di più intensa tettonizzazione delle rocce litoidi, in particolare dolomie, come nell'area intorno alla Tempa Arena Bianca, toponimo molto significativo, ed in quella a NE di Monte La Spina, nonché di maggiore caoticizzazione delle formazioni pelitiche, come nella zona di Timpa di Rocca Rossa e del Torrente Gaglione, presso Lauria, qui associate a frane di grandi dimensioni.

Tra le altre forme demolitive di tipo erosivo si segnalano le scarpate di degradazione in forte arretramento in corrispondenza degli orli dei terrazzi fluvio-lacustri presso Trecchina, Rivello e Nemoli, nella Valle del Fiume Noce.

Prevalenti rispetto ai processi demolitivi legati alle acque superficiali sono quelli legati all'azione della gravità lungo i versanti, che si esplicano secondo tipologie e modalità molto differenziate legate alle condizioni idro-morfologiche, all'assetto lito-strutturale dei versanti ed alla loro storia morfoevolutiva. Nell'ambito del Foglio rientrano alcuni dei distretti "storici" di franosità, come l'intera medio-alta valle del Fiume Noce ed in particolare gli abitati di Lauria, Lagonegro e, pochi chilometri a sud del foglio, di Maratea. Nel caso degli abitati suddetti,

trattandosi di fenomenologie che non producono depositi di frana veri e propri, ma solo disarticolazione di ammassi rocciosi aventi rilevante spessore, si è scelto di non coprire la geologia di base con la simbologia applicativa suggerita dalle linee guida, ma di delimitare le aree e contrassegnarle con una campitura non coprente, in analogia alle indicazioni fornite per la rappresentazione delle DGPV.

In generale, si riconoscono almeno tre scenari di franosità ben individuabili arealmente e strettamente connessi sia all'affioramento di particolari formazioni geologiche a scadenti caratteristiche litotecniche, sia alle zone di contatto fra formazioni geologiche a diverso comportamento litotecnico.

Lo scenario di franosità più diffuso è quello legato agli affioramenti delle formazioni a prevalente composizione pelitica cui si associa un alto grado di caticizzazione dell'ammasso, come ad esempio: il *complesso indifferenziato di Nemoli* dei terreni "ad affinità sicilide" (UAS), la *formazione delle Crete Nere* (CRN), la litofacies argilloso-arenaceo-silicea della *Formazione di M.te Facito* (FAC) e la *formazione del Bifurto* (BIF).

I versanti impostati su questi terreni subiscono un prevalente modellamento per movimenti di massa generalizzati sia del tipo scorrimento rotazionale e/o roto-traslato, che di colata di terra e/o detritico-fangosa o anche di tipo complesso, normalmente ereditato e riattivato da una analoga e più intensa evoluzione gravitativa pregressa. La prima tipologia citata è maggiormente concentrata in corrispondenza delle aree in forte erosione, sia di tipo lineare lungo i fossi di incisione presenti lungo i versanti, che di tipo laterale per scalzamento della base dei versanti da parte dei corsi d'acqua di fondovalle; la seconda tipologia è localizzata principalmente nelle concavità morfologiche e nei compluvi di testata del reticolo drenante secondario. Entrambe le tipologie si sviluppano a scapito delle coltri di alterazione del substrato in posto, ovvero coinvolgono le coperture detritico-colluviali preesistenti, messe in posto da altri meccanismi morfogenetici come il dilavamento ed il colluvionamento.

Le profondità medie delle superfici di scorrimento di queste fenomenologie franose sono dell'ordine della decina di metri. Ancora più diffuse sono le tipologie di dissesto legate a lenti e superficiali (profondità massima di qualche metro) meccanismi di deformazione viscosa (*soil creep* e *mass creep*) delle coltri di alterazione e di copertura indotti dalle variazioni stagionali delle falde idriche subsuperficiali. Tutte queste fenomenologie risultano a diverso stato di attività, variabile dall'attivo, al quiescente all'inattivo (Quaderno SGN Serie III, n° 4).

Sono generalmente attivi i fenomeni localizzati in aree di recente creazione di rilievo locale, come quella della media valle del Fiume Noce, dove è ancora in atto il riadattamento geomorfico della rete drenante a seguito della rottura medio-tardo pleistocenica della soglia di Parrutta, antico sbarramento dell'estinto lago del Noce. Altra area con fenomeni in evoluzione è stata l'alta valle del Fiume Sinni, fino alla data di realizzazione dell'invaso del Cogliandrino, a partire dalla

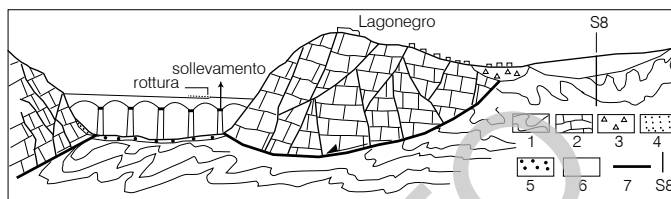


Fig. 21 - Modello geologico interpretativo del dissesto "storico" di Lagonegro, che ha provocato la interruzione definitiva della Ferrovia Calabro-lucana. (modificato da GUERRICCHIO & MELIDORO, 1981). 1) unità caotiche a prevalente composizione pelitica, 2) formazioni carbonatiche, 3) corpi di paleofrane con detrito di Scisti Silicei, 4) detriti, 5) depositi alluvionali, 6) detriti di frane attuali, 7) superficie di sovrapposizione per paleofrane, S8) sondaggi.

quale si osserva una tendenza morfoevolutiva regressiva dei fenomeni gravitativi, grazie all'innalzamento del livello di base locale dell'erosione che ha indotto un sovralluvionamento dei fondovalle sottesi ed una minore capacità erosiva del reticolo drenante minore.

Altro scenario di franosità, meno diffuso, ma altrettanto importante ai fini applicativi per le profondità interessate e per i volumi rocciosi coinvolti, è quello degli imponenti scorrimenti e/o espandimenti laterali di grandi "blocchi" di formazioni a prevalente composizione litoide ed a comportamento fragile in contatto tettonicamente con formazioni a prevalente composizione pelitica ed a comportamento duttile, come ad esempio quello proposto da GUERRICCHIO & MELIDORO (1981) per il centro storico di Lagonegro (Fig. 21), già ipotizzato da MADDALENA (1937).

Scivolamenti traslativi interstratali di grandi dimensioni sono stati ipotiz-

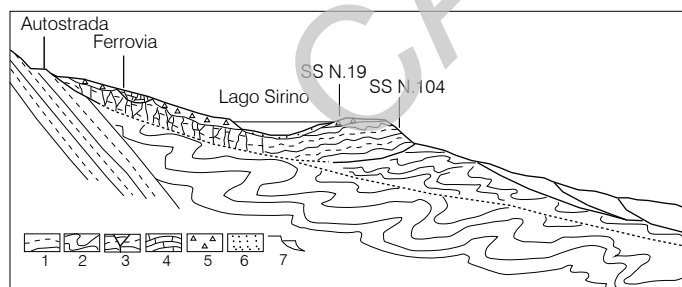


Fig. 22 - Modello geologico interpretativo del fenomeno franoso di grandi dimensioni lungo il fianco meridionale di Monte Sirino, che ha provocato la formazione del lago omonimo. (modificato da GUERRICCHIO & MELIDORO, 1981). 1) Scisti Silicei, 2) Flysch Galestrino, 3) Scisti Silicei franati e molto disarticolati, 4) masse di roccia carbonatiche scivolose, 5) detriti, 6) depositi del lago, 7) corpi di frana.

zati ancora per il versante meridionale del Monte Sirino (Fig. 22), nell'ambito del quale si è impostato il lago Sirino, interpretato da GUERRICCHIO & MELIDORO (1981) come invaso per sbarramento da frana.

Le frane che interessano l'abitato di Lauria rivestono particolare importanza dal punto di vista della franosità "storica", oltre che per la notevole ricaduta per l'assetto urbanistico della città. Già BRUNO (1891b) descrive numerosi fenomeni franosi che hanno interessato il centro abitato e le aree immediatamente circostanti, soprattutto lungo i torrenti Gaglione e Carroso, nel 1857 e nel 1887. Riporta inoltre notizie della frana, assimilabile probabilmente alla tipologia complessa scorrimento-espansione laterale in roccia (*rock-block slide-lateral spreading*), che, nel 1740, ha interessato lo sperone roccioso del Lanzo a Lauria Superiore, distruggendo quasi per intero il rione Olmo; tale frana si è riattivata nel 1820, distruggendo con lenti spostamenti oltre 160 case; l'intero rione fu distrutto, infine, con la riattivazione del 1826. L'autore redige una "Mappa geologica" e delle Sezioni geologiche interpretative, riportate, per il loro interesse storico, in Figura 23.

ALMAGIÀ (1910) riporta notizie delle frane di Lauria ed in particolare della frana che interessò Lauria Inferiore il 29 agosto 1908. Delle frane di Lauria scrivono anche CREMA & SANTOVITO (1930) che ne riportano un quadro abbastanza esauriente su uno "Schizzo geologico".

GUERRICCHIO & MELIDORO (1983), infine, riassumono gli aspetti salienti dell'evoluzione gravitativa dell'abitato di Lauria, reinterpretandone il significato in termini di assetto geologico-strutturale (sovrapposizione di ammassi carbonatici di forte spessore su termini pelitici) ed idrogeologico.

Il terzo scenario di franosità è quello relativo ai fenomeni franosi ad alta intensità in funzione della massima velocità attesa che corrispondono ai crolli ed alle colate detritiche e detritico-fangose. I primi si riscontrano lungo le pareti acclivi modellate sulle successioni calcaree fratturate, localizzate in settori ben definiti come la fascia costiera di Acquafredda (dove si sono registrate anche vittime), come le pareti dell'Armo a Lauria Inferiore e in zone più limitate presso Lagonegro, Rivello e Castelsaraceno. Le seconde si riscontrano lungo i canali dei versanti carbonatici del Gruppo del Sirino, Monte Alpi e Monte Crivo. Queste sono, in genere, associate ai fenomeni gravitativi descritti e rappresentati cartograficamente come "scariche di detrito lungo i canali montani", mentre i loro prodotti deposizionali vanno a costituire parte dei coni di deiezione all'uscita degli apparati vallivi.

La raccolta sistematica delle frane avvenute nel territorio in esame è riportata, infine, sulle pubblicazioni prodotte nell'ambito del Progetto AVI (Censimento delle Aree Vulnerate Italiane da calamità idrogeologiche) relative alla regione Basilicata, ed in particolare sul Rapporto di Sintesi del 1995 (U.O. 04- GNDICI-CNR, Resp. Cotecchia V.).



Fig. 23 - - Mappa e sezione geologica interpretativa del dissesto "storico" di Lauria. (da BRUNO, 1891b).

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE E RISORSE DEL SOTTOSUOLO

Le principali risorse estrattive sono essenzialmente inerti per calcestruzzo o pietrisco per massicciata provenienti dalle cave a cielo aperto aperte nelle dolomie triassiche (**DBS**) dell'Unità Monti della Maddalena. A tal proposito si ricordano le grandi cave per pietrisco a nord di Tempa Ospedale, della Calda e della Renazza e nei pressi di Timpa Pertusata a NO di Lagonegro e le cave scavate sul rilievo di Tempa di Arena Bianca nel territorio di Lauria.

Altre cave per pietrisco sono presenti lungo le fasce più fratturate dei calcari cretaci dell'Unità Albuno-Cervati-Pollino presso Lauria ed a nord di M.te Messina, nonché nei calcari dolomitici giurassici del M.te Crivo, dove in alcuni intervalli più massicci, vengono cavati anche blocchi per scogliere frangiflutto. Rinomate sono le cave per pietra da rivestimento nei calcari neri del M.te Alpi ad ovest di Latronico. In passato sono state attive alcune cave di argilla per laterizi, presso località Accampamento, aperte in lembi residui di depositi lacustri pleistocenici terrazzati.

Praticamente assenti sono le risorse minerarie ed in passato piccole miniere aperte per tentare la estrazione di ittiolo dai carboni sapropelici (BONI *et alii*, 1974) delle dolomie nere dell'Unità Monte Foraporta furono abbandonate in breve tempo a causa della loro antieconomicità.

Allo stesso modo sono risultati antieconomici i tentativi di coltivazione di piccoli giacimenti di lignite nei depositi lacustri del Noce, presso Trecchina, mentre maggiore resa ebbero quelli effettuati in analoghi giacimenti nei depositi lacustri del Mercure, a sud di Castelluccio Inferiore, che sono però localizzati fuori del Foglio. Le ricerche per idrocarburi, effettuate fin dal primo dopoguerra, non hanno ad oggi fornito prospettive economiche di sfruttamento, anche perché fondate su di un modello strutturale del sottosuolo che le ricerche successive hanno dimostrato errato. Anche perforazioni successive effettuate dall'AGIP (CARISSIMO *et alii*, 1963) non hanno fornito risultati apprezzabili; in particolare il pozzo Lagonegro 1 impostato al margine della finestra tettonica lagonegrese ha interessato una zona di notevole complicazione tettonica e, anche per la limitata profondità (1447m), non ha superato le "scaglie" tettoniche lagonegresi. Recenti campagne di perforazioni, di cui non sono state rese disponibili le risultanze, hanno tentato di raggiungere la potenziale roccia serbatoio sulla scorta del nuovo modello strutturale proposto da MOSTARDINI & MERLINI (1986). Come è noto questo tema di ricerca ha avuto successo operativo nella Val d'Agri.

3. - ACQUE SOTTERRANEE

Nel Foglio 521 Lauria rientrano in toto o in parte alcuni dei più importanti acquiferi sotterranei del settore meridionale dell'Appennino Campano lucano strettamente connessi all'assetto litostrutturale regionale che prevede la sovrapposizione per sovrascorrimento delle unità tettoniche carbonatiche dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino, altamente permeabili per fratturazione e carsismo, sulle successioni calcareo-silico-marnose lagonegresi, impermeabili o a permeabilità per fratturazione relativamente inferiore con l'interposizione o meno dei terreni calcareo-dolomitici delle Unità Foraporta e Monti della Maddalena. Nel settore occidentale del Foglio si possono distinguere le Unità Idrogeologiche di M.te Salice-Serralunga e del M.te Coccovello, che CELICO (1978) riconosce comunicanti e con una generale circolazione sotterranea verso ovest e sud-ovest, avente rilevanti recapiti sorgivi a mare, di cui solo una piccola parte localizzati nel Foglio 521.

Le altre Unità Idrogeologiche dell'Unità Alburno-Cervati sono localizzate nel settore sud con l'Unità Idrogeologica di Lauria, suddivisa probabilmente in due subunità: quella di Serra Rotonda-Serra della Sardina con i recapiti sorgivi di Lauria (dell'ordine di 1000 l/s nella sorgente Caffaro Mandarinino) e quella di M.te Messina con recapiti sorgivi in alveo del Fiume Noce, entrambi emergenti per soglia di permeabilità sovrimposta. La prima è alimentata dalla conca endoreica del Lago della Rotonda, mentre la seconda dall'ampia conca tettono-carsica di Galdo.

L'Unità Idrogeologica di M.te Crivo-Serra Pollino, nel settore sud-occidentale del Foglio, è impostata nelle successioni calcareo-dolomitiche della Unità Verbicaro, che COTECCHIA *et alii* (1990) ipotizzano sovrapposta tettonicamente alle successioni argillose liguridi (*formazione delle Crete Nere e complesso indifferenziato di Nemoli*). I principali recapiti sorgivi, interpretati come dovuti a soglia di permeabilità sottoposta, sono localizzati lungo il versante occidentale, a varie quote nella valle di Maratea, e lungo quello orientale, presso l'abitato di Parrutta, al contatto tra il substrato liguride impermeabile ed i detriti calcarei pedemontani cementati e sciolti, soggetti in genere a dislocazioni lente tipo scorrimenti in blocco.

Oltre alle Unità Idrogeologiche impostate nelle Unità carbonatiche sono presenti acquiferi di estensione e di importanza locale anche nelle successioni calcareo-silico-marnose lagonegresi. L'alternanza di litologie a diversa permeabilità e la presenza di frequenti sovrapposizioni tettoniche condizionano la circolazione idrica sotterranea sia verticale sia orizzontale, limitando la costituzione di acquiferi ad una rete di fratture scarsamente carsificate, che risultano di una certa consistenza esclusivamente nella formazione dei *Calcari con Selce* dell'Unità Lagonegro I, soprattutto laddove essa affiora con una discreta continuità come al

massiccio di M. Sirino. La struttura anticlinale del massiccio, induce una circolazione idrica centrifuga, condizionata da substrutture tettoniche che veicolano i recapiti sorgivi a quote diverse, ma generalmente elevate. Le sorgenti più importanti sono quelle del gruppo sorgivo Niella a nord, del gruppo sorgivo Arientata ad ovest e del gruppo sorgivo del Torbido e del lago Sirino a sud.

Un cenno a parte meritano le manifestazioni sorgentizie termali e termominerali presenti nel Foglio, come quelle della Calda di Lagonegro e quelle della Calda di Latronico. Le prime sono di modesta portata e mostrano solo delle temperature di poco superiori alla media esterna, con arricchimento in composti solforati. Le seconde, invece, hanno portate intorno a 500 l/sec, e presentano particolari caratteristiche fisico-chimico, con temperature fino a 40° e discreta mineralizzazione (RUSSO, 1992): esse pertanto rivestono un apprezzabile ruolo di carattere socio-economico per l'indotto turistico-ricettivo locale.

BRANCACCIO *et alii* (1979) attribuiscono tale termo-mineralizzazione "ai circuiti profondi all'interno delle rocce carbonatiche della piattaforma abruzzese-laziale, che dall'area di affioramento si approfondiscono radialmente di alcune migliaia di metri", inducendo la risalita di acque calde profonde lungo l'incrocio di importanti faglie di carattere regionale con faglie normali di rilevante rigetto verticale, anche superiore a 2000m.

Il quadro geologico-strutturale del settore di emergenza delle sorgenti "La Calda" di Latronico, descritto in precedenza, appare oltremodo più complesso e non ancora completamente chiarito, facendo ritenere azzardata e preliminare l'applicazione di qualsiasi modello interpretativo idrogeologico ed idro-geochimico generale.

ABSTRACT

The area covered by the Lauria Sheet is characterized by the prominent outcrops of the Ligurids, the more internal stratigraphic and structural units, which overlay almost all the tectonic units of this part of the Southern Apennines down to the deepest unit, the Mount Alpi Formation. The Lagonegresi are particularly well represented, with the Mount Facito Formation of Anisian-Ladinian age at the base, the most ancient terrain of this part of the Apennines. The complex structural setting of almost all the Middle-Southern Apennines has been pieced together chiefly thanks to the studies carried out on this territory since the 19th century. The Ligurids, the structurally highest units, consist of sediments of basin deposition on the ocean crust; in one of these units (the Frido Unit) features of high-pressure/low-temperature metamorphism are present and stratigraphic-structural relationships with small portions of the oceanic basement are also preserved locally therein. Basin deposits of other inner units, such as the Silicidi, are not found, or have not been detected, in the area of the Lauria Sheet although they are largely represented in the surrounding maps. The underlying Verbicaro Unit consists of prevalently carbonate sequences deposited on the platform or the scarp margin, and are characterized by mild effects of low-temperature/relatively high-pressure metamorphism. According to the most authoritative interpretations, the sequence of the Verbicaro Unit of the Lauria Sheet, on the basis of its structural position and the strong lithological similarities, is considered a paleogeographic equivalent of the unmetamorphosed Mount Bulgheria sequence cropping out in the area of the near by Sapri Sheet. This latter sequence is usually interpreted as an internal transitional facies of the tectonized carbonate platform from which the Alburno-Cervati-Pollino Unit derives. The deposits of the latter unit, mainly carbonates, exhibit a moderate uniformity of facies along a thickness of some

thousands of meters; their Mesozoic portion is almost indistinguishable from the sequence of the tectonized units of the more external carbonate platforms. As a conclusion of our studies, the Alburno-Cervati-Pollino Unit is interpreted as the most inner of the Apennine carbonate platforms for the following reasons: its location in the general paleogeography, the critical presence of the Paleocene-Eocene Trentinara Formation, the age and characteristics of the Cherkijara Formation and, most importantly, its evolution to a (shelf-margin basin facies) of Langhian age. The dolostone and limestone units of Mount Foraporta were deposited in Jurassic-Triassic times in an interplatform basin. Cretaceous or Tertiary outcrops of this unit are not found: as a consequence, its depositional basin should have been located outside the shelf of origin of the Alburno-Cervati-Pollino Unit. The underlying structural unit is represented by the Monti della Maddalena dolostones, which are overlain, in a discordant stratigraphic contact, by the calcarenites and calcirudites of the Mount Sierio Formation, Tortonian in age. Although the Triassic dolostones of the latter formation, locally highly tectonized, have been deposited in a neritic environment, starting from the Jurassic or perhaps even since late Triassic times, they become the base for the slope deposits of a carbonate shelf as documented by the critical presence of stratigraphic components of the Mount Sierio Formation: this slope environment was likely the depositional setting connecting the Lagonegrese Basin with a carbonate shelf more externally located than the Alburno-Cervati-Pollino platform. The deposits of the Lagonegrese Basin extensively crop out in the area of the Lauria Sheet and they are subdivided into a number of tectonic units, two of which are the most important: the Lagonegro I Unit, consisting of deposits more distal from the shelf, and the Lagonegro II Unit, which is composed of more proximal deposits and, as a result of tectonics, overlies the Lagonegro I Unit. The results of sedimentological and micropaleontological studies of the Lagonegrese deposits, coupled with their extension at a regional scale as well as in depth (as inferred from the seismic sections), lead to the interpretation that the Lagonegro basin, at variance with the other interplatform basins, was much more extended than previously conceived, and it was likely connected with an oceanic basin. Furthermore, the Middle Triassic age of its early, clearly basin-deposited units rules out an origin linked to the Rhaetic-Liassic structural extension that established the other basins in the Middle Southern Apennines. The Mount Facito Formation, which occurs only beneath the Lagonegro II, is the most ancient unit of this part of the Apennines. Its lithology, the presence of olistoliths and reworked Permian fauna indicate that these deposits transgressively overlapped a continental basement consisting primarily of crystalline rocks, upon which predominantly carbonate sediments of late Paleozoic age had been already deposited. The Mount Alpi Formation, the structurally lowest unit cropping out in this part of the Apennines, has been the object of heated debates supported by different datings of the transgressive Mio-

cene deposits (from Early Miocene to Messinian). The latest dating at the bottom of pelagic deposits rich in planktonic organisms (the *Orbulina* marls), on the basis of the study of both foraminifera and coccoliths, has established a Messinian age: this allows the assertion that Mount Alpi Formation originated from the fragmentation of a carbonate platform located quite externally, which was tectonized not before Early Messinian. The *Calda* Unit, due to its lithology and age, is interpreted as heteropic with the Miocene deposits that are stratigraphically correlatable with the Mount Alpi carbonates. Pliocene marine deposits are not present in the area of the Lauria Sheet, unless an Early Pliocene age is assigned to the conglomerates and the sandstones of Cima St. Croce, an assignment quite implausible. On the contrary, Quaternary continental deposits are well represented in different facies (lacustrine, paludal, alluvial, slope deposit, travertine, etc.): they have been subdivided into supersyntheses, syntheses, as well as into deposits not assigned to a specific basin. Infrequent outliers of Quaternary coastal marine deposits are also present, which are related to the variations of the sea level during the Middle Pliocene p.p and the Late Pleistocene p.p. The main deformations delineated in the Lauria Sheet are the low-angle tectonic contacts between different overlapping tectonic units. Such planes are generally difficult to detect due to obliteration by subsequent tectonic events or by detritic cover. Most of the tectonic units show at the base some evidence of low-angle planes with kinematic features of movement to NE and, subordinately, to N-NE. Vergences towards the northerly quadrants prevail also for the more inner units where kinematic evidence is more difficult to detect. Plicate deformations are widespread mainly in the more ductile basin-deposited units, but they are also present in the platform-deposited carbonates in various forms and with variable axes of folding. The area of the Lauria Sheet is clearly marked by polyphase tectonic deformation with repeated alternation of events of compression, extension and transcurrent faulting.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI M., LAPENTA M.C. & MAURELLA A. (2001) - *New geological data on the basin units surrounding the mount Alpi unit (southern Italy)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, Nuova serie, **1**, 85-96.
- ALMAGIÀ R. (1910) - *Osservazioni morfologiche sull'alto bacino del Noce (Tirreno)*. Rend. Reale Acc. dei Lincei, Cl. Sc. fis. mat. e nat., s. 5, **19** (5), 283-291.
- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *The erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Apennines (Southern Italy): genesis, evolution and tectonic implications*. Tectonophysics, **315**, 251-267.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nel quadro dell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60..
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1992a) - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro ed Albidona nel quadro dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 285-297.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P. & RUGGIERO E. (1992b) - *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, (1988), 621-625.
- AMORE F.O., IACCARINO G. & PERRONE V. (1988) - *Segnalazione di nannoflore mioceniche nella successione di Monte Centaurino (Cilento orientale): problemi di correlazione tra la Formazione di San Mauro e la Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 219-226.
- ARRIGO G., ROUMELIOTI Z., BENETATOS C., KIRATZI A., BOTTARI A., NERI G., TERMINI D., GORINI A. & MARCUCCI S. (2006) - *A source study of the 9 September 1998 (Mw 5.6) Castelluccio earthquake in southern Italy using teleseismic and strong motion data*. Nat. Hazards **37**, 245-262.
- ASCIONE A. & ROMANO P. (1999) - *Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 337-356.
- BALDACCIO L. & VIOLA C. (1894) - *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale*. Boll. Com. Geol. d'It., **25** (4), 372-390.
- BARATTA M. (1897) - *Materiali per un catalogo dei fenomeni sismici avvenuti in Italia (1800-1872)*. Mem. Soc. Geogr. It., **8**, 81-164.
- BARATTOLO F., ROMANO R. & VECCHIO E. (2000) - *The Spirolina facies (Early-Middle Eocene) in southern Apennines*. Ann. Università di Ferrara, **8**, 5-35.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G. & SPADEA P. (1983) - *Petrology and geodynamic significances of the Calabria-Lucania ophiolites*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **38** (3), 973-987.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. III & AUBRY M.-P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M. P. AUBRY & J. HARDENBOL (Eds) *Geochronology, time scales and global correlation. SEPM Special Publication*, **54**, 129-212.
- BOENZI F. & PALMENTOLA G. (1972) - *Nuove osservazioni sulle tracce glaciali dell'Appen-*

- nino lucano. Boll. Com. Glac. It., ser. 2, **20**, 9-52.
- BONARDI G. (1966) - *Osservazioni geologiche sui Monti di Lauria*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **75**, 181-200.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1992) - *Il Complesso Ligure Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione preappenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 17-35.
- BONARDI G., CAGGIANELLI A., CRITELLI S., MESSINA A., PERRONE V., ACQUAFREDDA P., CARBONE G., CARERI G., CIRRINCIONE R., D'ERRICO M., DOMINICI R., FESTA V., IANNACE A., MACAIONE A., MAZZOLI S., NOTARO P., PARENTE M., PERRI F., PILUSO E., SOMMA R., SONNINO M. & VITALE S. (2004) - *Geotraverse across the Calabria-Peloritani Terrane (Southern Italy)*. In: GUERRIERI L., RISCHIA I. & SERVA L. (Eds) Field Trip Guidebooks 32^I. I.G.C. Florence 20 – 28 Aug. 2004, vol. 6, excursion P66. Mem. Descr. Carta geologica d'Italia, **63** (6), 1-60.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria – Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: GB. VAI & J.P. MARTINI (Eds): "Anatomy of an orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins": 287-306. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1985) - *La Formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 539-549.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) - *L'age des métacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, ser. II, **317**, 955-962.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1994) - *Some remarks on the calabria-peloritani arc and its relationship with the Southern Apennines*. Boll. Geof. Teorica e Appl., **36**, 484-492.
- BONI M., IPPOLITO F., SCANDONE P. & ZAMPARELLI-TORRE V. (1974) - *L'Unità del Monte Foraporta nel Lagonegrese (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 469-512.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 aC al 1980*, ING, Roma-SGA, Bologna.
- BOUSQUET J.C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, **12**, 1-103.
- BOUSQUET J.C. & GRANDJACQUET C. (1969) - *Structure de l'Apennin calabro-lucanien (Italie Meridionale)*. C.R. Acad. Sci., **264**, 204-207.
- BOUSQUET J. C. & GUEREMY P. (1968) - *Quelques phenomenes de neotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs consequences morphologiques. I – Basin du Mercure et haite valles du Sinni*. Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam., (2), **X** (3), 225-238.
- BOWN, P.R. (Ed.) (1999) – *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. 1-314. Kluwer Academic Publishers.
- BRANCACCIO L., D'ARGENIO B., FERRERI M., METCALF G., OLIVERI A., ORTOLANI F., PESCATORE T.S., STANZIONE D., TORRE M. & VALLARIO A. (1979) - *Prospettive geotermiche e assetto strutturale dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania)*. Commissione delle Comunità Europee. Direzione Generale della ricerca Scientifica ed Educazione.

- Programma "Energia Geotermica". Giannini, Napoli, 28-59.
- BRANNO A., ESPOSITO E., MARTURANO A., PORFIDO S. & RINALDIS V. (1983) - *Studio, su base macrosismica, del terremoto della Basilicata del 16 dicembre 1857*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **92**, 249-338.
- BRÖNNIMANN P., DURAND DELGA M. & GRANDJACQUET C. (1971) - *Présence simultanée de Protopeneroplis striata WEINSCHENK e de Calpionelles neocomiennes dans le "Flysch Galestrino" de Lucanie (Italie méridionale)*. Rev. Microp., **14** (num. Spec. À la mém. du Prof. Cuviller), 96-101.
- BRUNO G.B. (1891a) - *Cenno geologico sull'alta valle del fiume Sinni*. In: LA CAVA M., "I bagni di Latronico". Potenza, 48-64.
- BRUNO G.B. (1891b) - *Le frane di Lauria, con alcune osservazioni generali su quelle dei terreni eocenici del lagonegrese*. L'ing. civile e le arti ind., **17**, 5-40.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1960) - *Les grand traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Bull. Soc. géol. Fr., **2**, 915-938.
- CAGGIANELLI A., DELLINO P. & SABATO L. (1992) - *Depositi lacustri infrapleistocenici con intercalazioni vulcanoclastiche (Bacino di Sant'Arcangelo, Basilicata)*. Il Quaternario, **5**(1), 123-132.
- CARANNANTE G., ESTEBAN M., MILLIMAN J.D. & SIMONE L. (1988) - *Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations*. Sediment. Geol., **60**, 333-346.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA G. (1998) - *Lower Senonian rudist limestones in the Sorrento Peninsula sequences (southern Italy)*. Geobios Mem., **22** vol. spec., 47-68.
- CARANNANTE G., RUBERTI D. & SIRNA G. (2000) - *Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy). Micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences*. Sedimentary Geol., **132**, 89-123.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1993) - *Presentazione della carta geologica del bacino del Fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 129-143.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1992) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta Val d'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione catena-avanzofossa*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 331-341.
- CARISSIMO L., D'AGOSTINO O., LODDO C. & PIERI M. (1963) - *Petroleum exploration by AGIP Mineraria and new geological information in central and southern Italy from the Abbruzzi to the Taranto Gulf*. 6th World Petr. Congress, sez. 1, **17**, 1-26.
- CAROBENE L. & DAI PRÀ G. (1991) - *Middle and Upper Pleistocene sea level highstands along the Tyrrhenian coast of Basilicata (Southern Italy)*. Il Quaternario, **4**, 173-202.
- CARRARA C. & SERVA L. (1982) - *I ciottoli contenuti nei flysch cretaco-paleogenici e miocenici e nei depositi post-tortoniani dell'Appennino meridionale. Loro significato paleotettonico*. Boll. Soc. Geol. It., **101**, 441-496.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MÜLLER C., SGE L. & VIALLI R. (1992) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 109-120.
- CASTELLANO M.C. & SGROSSO I. (1996) - *Età e significato dei depositi miocenici della Formazione di Monte Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'Unità Monti della*

- Maddalena nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 239-249.
- CASTELLI V., GALLI P., CAMASSI R. & CARACCIOLLO C. (2008) - *The 1561 earthquake(s) in southern Italy: new insights into a complex seismic sequence*. J. Earthquake Engineering, **12**, 1054-1077.
- CATALANO S. (1993) - *Rapporti strutturali tra Unità Panormidi e Unità Lagonegresi nell'Appennino meridionale: esempio nella zona tra Moliterno e Monte Sirino*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 251-262.
- CELICO P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino Centro-meridionale*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, **14**, 1-97.
- CELLO G., TONDI E., MICARELLI, L. & MATTIONI L. (2003) - *Active tectonics and earthquake sources in the epicentral area of the 1857 Basilicata earthquake (Southern Italy)*. Journal of Geodynamics, **36**, 37-50.
- CHERCHI A., DE CASTRO P. & SCHROEDER R. (1978) - *Sull'età dei livelli ad orbitolinidi della Campania e delle Murge Baresi (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **87**, 1-17.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasciadali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. In A. Mancinelli (Ed.): *Biostratigrafia dell'Italia centrale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec./1994, 9-129.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., MARTINI R., RETTORI R., ZANINETTI L. & SALVINI BONNARD G. (1990) - *Carbonate buildups and associate facies in the Monte Facito Formation (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 151-164.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., MARTINI R. & ZANINETTI L. (1986) - *Une microfauna à petits Foraminifères d'âge permien remaniée dans le Trias moyen de l'Apennin méridional (Formation de Monte Facito, Lucanie occidentale) Description de *Crescentia verebralis* n.gen n.sp.* Rev. Paléobiolog., **5**, 207-215, Genève.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRANTONI R., PASSERI L. & ZANINETTI L. (1988) - *La Formazione di Monte Facito (Appennino Meridionale)*. Atti del 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It. Sorrento, vol. **B**, 132-135..
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (2000) - *Le facies del Triassico inferiore e medio (fm. di Monte Facito Auctt.) nelle aree di Sasso di Castalda e Moliterno (Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 339-378.
- CINTI F.R., MORO M., PANTOSTI D., CUCCI L. & D'ADDEZIO G. (2002) - *New constraints on the seismic history of the Castrovillari fault in the Pollino gap (Calabria, southern Italy)*. J. Seismology, **6** (2), 199-217.
- CIVITA M. (1965) - *Osservazioni geologiche sui Monti di Maratea (Lucania meridionale)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **9** (1963-1965), 1-24.
- COLELLA A. & ZUFFA G.G. (1984) - *Turbidite megabeds and debris-flow deposits in the Albidona Formation (Early Oligocene-Early Miocene, Southern Apennines, Italy)*. In: Abstractbook of the 5th European Regional Meeting of IAS, Marseille, 116-118.
- COLELLA A. & ZUFFA G.G. (1992) - *Megastrati carbonatici e silicoclastici della formazione di Albidona (Miocene, Appennino meridionale): implicazioni paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 791-807.
- CONTE M. (1999) - *Il bacino fluvio-lacustre del Mercure nell'evoluzione geo-ambientale pleistocenica dell'Italia meridionale*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario

- (XI Ciclo), Università degli Studi Federico II, Napoli, 1-116.
- CORRADO S., INVERNIZZI C. & MAZZOLI S. (2002) - *Tectonic burial and exhumation in a foreland fold and thrust belt: the Monte Alpi case history (Southern Apennines, Italy)*. *Geodinamica Acta*, **15**, 159-177.
- COTECCHIA V., D'ECCLESIS G. & POLEMIO M. (1990) - *Studio geologico ed idrogeologico dei Monti di Maratea*. *Geologia Applicata ed Idrogeologia*, **25**, 139-179, Bari.
- CPTI (2011) - *La versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, a cura di: ROVIDA A., CAMASSI R., GASPERINI P. & STUCCHI M. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>, DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11.
- CREMA C. & SANTOVITO P. (1930) - *Le frane di Lauria Superiore (provincia di Potenza)*. *Annali dei Lavori Pubblici Roma*, f. **10**, 888-889.
- CRESCENTI U. (1966) - *Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese*. *Geol. Romana*, **5**, 1-54.
- D'ALESSANDRO A., EKDALE A.A. & SONNINO M. (1986) - *Sedimentological significance of turbidite ichnofacies in the Saraceno Formation (Eocene), Southern Italy*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56** (2), 294-306.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania-Lucania)*. Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**, 49-72.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. In "Structural Model of Italy", C.N.R., Quad. Ric. Scientif. n. **90**, 313-327.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Apennines (Campania-Lucania)*. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar.*, **54**, 383-396.
- DBMI (2011) - *La versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*, a cura di: LOCATI M., CAMASSI R. & STUCCHI M. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- DE ALFIERI A., GUZZI R., SACCHI M., D'ARGENIO B., PEKRONE V. & ZAMPARELLI V. (1987) - *Monte Foraporta Unit: a minor element of southern Apennine nappes pile. Stratigraphic and tectonic study*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **9** (1986), 171-176.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1978) - *Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area tipo (Calabria nord-orientale)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **84**, 947-972.
- DE CAPOA BONARDI P. (1970) - *Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino meridionale)*. *Studio paleontologico e biostratigrafico*. *Mem. Soc. Natur. Napoli*, suppl.al Boll. **78**, 1-127.
- DE CAPOA BONARDI P. (1984) - *Halobia zones in the pelagic Late Triassic sequences of the Central Mediterranean area (Greece, Yugoslavia, Southern Apennines, Sicily)*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **23**, 91-102.
- DE CAPOA P., DI DONATO V., DI STASO A., GIARDINO S. & RINALDI S. (2003) - *Preparation techniques and methodological approach to calcareous nannoplankton analysis in silico - and calciclastic turbidites*. *Cour. Forschungsinst. Senckenberg*, **244**, 105-127.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: BARATTOLO F., DE CASTRO P. & PARENTE M. (Eds.): *5th International Symposium on Fossil Algae. Field trip Guide-Book*, 21-38; Giannini ed., Napoli.
- DE GIORGI C. (1879) - *Note geologiche sulla Basilicata*. 1-55, Tip. Salentina, Lecce.

- DE LORENZO G. (1892a) – *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata*. Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., s. 5, **1** (9), 316-317.
- DE LORENZO G. (1892b) – *Sul Triassico dei dintorni di Lagonegro in Basilicata*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, s. 2, **6**, 1-186.
- DE LORENZO G. (1893) – *Sul Triassico dei dintorni di Lagonegro in Basilicata (piano Carnico e piano Juvavico di Mojsisovics)*. Rend. Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, s. 2, **5** (8), 1-48.
- DE LORENZO G. (1894a) – *Osservazioni geologiche sul tronco ferroviario Casalbuono-Lagonegro della linea Sicignano-Castrocucco*. Atti Ist. Incoraggiamento, s. 4, **7** (5), 1-5.
- DE LORENZO G. (1894b) – *Sulla geologia dei dintorni di Lagonegro*. Rend. Acc. Lincei. Cl. Sc. fis., s. 5, **3**, 135-139, 309-312, 351-354.
- DE LORENZO G. (1894c) – *Le montagne mesozoiche di Lagonegro*. Atti Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, s. 2, **6** (15), 1-124.
- DE LORENZO G. (1895) – *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale*. Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. Napoli, s. 2, **7** (8), 1-31.
- DE LORENZO G. (1896a) – *Studi di geologia dell'Appennino meridionale*. Atti Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, s. 2, **8** (7), 1-128.
- DE LORENZO G. (1896b) – *Fossili del Triassico medio di Lagonegro*. Palaeont. It., **2**, 113-148.
- DE LORENZO G. (1898) – *Reliquie dei grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, s. 2, **9** (6), 1-74.
- DE LORENZO G. & D'ERASMO G. (1927) – *L'Elephas antiquus nell'Italia meridionale*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s. 2, **17** (11), 1-104.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDIACQUET C., SOROKHTIN O., GEYSANT J., LEPVRIER C., SBORSHSHIROV I.M., BOULIN J., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.-C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAVER J.P., (1985) – *Présentation de 9 cartes paléogéographiques 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel*. Bull. Soc. Géol. France, s. 8, **1**, 637-652.
- DE ROSA R. & GALLO L. (1982) – *Le arenarie del flysch di Albidona (Calabria nord-orientale)*. Rend. S.I.M.P., **38**, 1065-1073.
- DE STASIO L.M. (1971) – *Su di alcune microfaune rinvenute nel Flysch Galestrino della Lucania (serie calcareo-silico-marnosa)*. Mem. Soc. Nat. Napoli, **78** (1969), 409-419.
- DE TCHIHATCHEFF P. (1842) – *Coup d'oeil sur la constitution géologique des provinces méridionales du Royaume de Naples et observations sur les environs de Nice. Avec carte géologique de St. Germano (Cassino) jusqu'à l'extrémité méridionale de la Calabre*. Berlin.
- DE WEVER P. & MICONNET P. (1985) – *Datations directes des Radiolarites du bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale). Implications et conséquences*. Rev. Espanola Micropal., Madrid, **17**, 373-402.
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) – *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines*. Atti Accad. Pontaniana in Napoli, **21**, 61-75.
- DI STASO A. & GIARDINO S. (2001) – *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno Formation (North-Calabrian Unit; Southern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. spec., **1**, 517-526.
- ESHET Y. (1996) – *Obtaining rich nannofossil assemblages from 'barren' samples: pro-*

- cessing organic-rich rocks in nannofossil investigations. *Journal of Nannoplankton Research*, **18**, 17-21.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) – *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42** (1), 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42** (1), 1-36.
- GALLI P. & BOSI V. (2002) - *Paleoseismology along the Cittanova fault. Implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy)*. *J. of Geophys. Res.*, **107**, B3, 10.1029/2001JB000234.
- GALLI P. & BOSI V. (2003) - *Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): New insight from paleoseismological investigation*. *J. of Geophys. Res.*, **108**, B1 10.1029/2002JB01713.
- GALLI P., BOSI V., PISCITELLI S., GIOCOLI A. & SCIONTI V. (2006) - *Late Holocene earthquakes in southern Apennines: paleoseismology of the Caggiano fault*. *Int. J. of Earth Sciences*, **95**, 855-870.
- GALLI P., GALADINI F. & PANTOSTI D. (2008) - *Twenty years of paleoseismology in Italy*. *Earth Sciences Reviews*, **88**, 8.
- GALLI P., MOLIN D., CAMASSI R. & CASTELLI V. (2001) - *Il terremoto del 9 settembre 1998 nel quadro della sismicità storica del confine calabro-lucano. Possibili implicazioni sismotettoniche*. *Il Quaternario - Italian J. of Quaternary Sciences*, **14**, 31-40.
- GALLI P. & PERONACE E. (2014) - *New paleoseismic data from the Irpinia Fault. A different seismogenic perspective for southern Apennines (Italy)*. *Earth-Science Reviews*, **136**, 175-201.
- GALLI P., SCIONTI V. & SPINA V. (2007) - *New paleoseismic data from the Lakes and Serre faults (Calabria, southern Italy). Seismotectonic implication*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **126**, 347-364.
- GIACCIO B., GALLI P., PERONACE E., ARIENZO I., NOMADE S., CAVINATO G., MANCINI M., MESSINA P. & SOTTILI G. (2014) - *A 560-440 ka tephra record from the Mercure basin, southern Italy: volcanological and tephrochronological implications*. *J. Quaternary Sci.*, **29**, 232-248.
- GRANDJACQUET C. (1961a) - *Le "flysch à quartzites" des territoires calabro-lucaniens*. *Bull. Soc. Geol. France*, s. 7, **3** (1), 115-120.
- GRANDJACQUET C. (1961b) - *Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien*. *Bull. Soc. Geol. France*, s. 7, **3** (6), 610-618.
- GRANDJACQUET C. (1962) - *Données nouvelles sur la tectonique tertiaire des massifs calabro-lucaniens*. *Bull. Soc. Geol. France*, s. 7, **4**, 695-706.
- GRANDJACQUET C. (1963) - *Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie)*. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, **5**, 185-202.
- GRANDJACQUET C. & GLANGEAUD L. (1962a) – *Rérelations tectoniques des flysch du Armissone (Calabre) et conséquences géodynamiques*. *Compte Rendu Soc. Géol. France*, **10**, 108-109.
- GRANDJACQUET C. & GLANGEAUD L. (1962b) – *Structures mégamétriques et évolution de la mer tyrrhénienne et des zones pérityrrhéniennes*. *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, **4**,

760-773.

- GRANDJACQUET C. & GRANDJACQUET M.J. (1962) - *Géologie de la zone de Diamante- Verbi-carò (Calabre)*. Geol. Romana, **1**, 297-312.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In "The Ocean basins and margins", NAIRN A.E.M., KANES W.H. & STEHLI F.G. (Eds), Plenum Press, New York & London, 4B, The Western Mediterranean, 257-329.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean chains from Betic Cordillera to the Southern Apennines*. Terra Nova, **5**, 525-544.
- GUERICCHIO A. & MELIDORO G. (1981) - *Movimenti di massa pseudotettonici nell'Appennino dell'Italia Meridionale*. Geologia Applicata ed Idrogeologia, **16**.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1983) - *Fenomeni franosi ed assetto urbanistico dell'abitato di Lauria (Prov: Potenza)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **18**, 385-426, Bari.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. & VALENSISE G. (2007) - *CFT4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*. INGV-SGA. <http://storing.ingv.it/cft4med/>.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 309-341.
- IANNACE A. (1993) - *Caratteri diagenetici dei carbonati di piattaforma del Trias superiore nell'Appennino meridionale e loro implicazioni paleogeografiche*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **99** (1), 57-80.
- IANNACE A., BONARDI G., D'ERRICO M., MAZZOLI S., PERRONE V. & VITALE S. (2005) - *Structural setting and tectonic evolution of the Apennine Units of northern Calabria*. C.R. Geoscience, **337**, 1541-1550.
- IANNACE A., BONI M. & ZAMPARELLI V. (1995) - *The Middle Upper Triassic of the San Donato Unit Auct. (northern Calabria): stratigraphy, paleogeography and tectonic implications*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **101** (3), 301-324.
- IANNACE A. & VITALE S. (2004) - *Ductile shear zones on carbonates: the calcaires plaquettes of northern Calabria (Italy)*. C.R. Geoscience, **336**, 227-234.
- IANNACE A., & ZAMPARELLI V. (2002) - *Upper Triassic platform margin biofacies and the paleogeography of Southern Apennines*. Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoceanogr., **179**, 1-18.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines*. In COY SQUYRES (Ed.) "Geology of Italy". Earth Sciences Soc. of Libyan Arab. Republic, 317-328.
- IPPOLITO F. & LUCINI P. (1957) - *Il flysch nell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (1956), 139-167.
- JAURAND E. (1998) - *Les glaciers disparus de l'Apennin. Geomorphologie et paleoenvironnements glaciers de l'Italie Péninsulaire*. Géol., 10°, publications de la Sorbonne, Paris, 1-382.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142**, 217-226.
- KNOTT S.D. (1994) - *Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex*,

- Southern Apennines, Italy*. J. Structural Geol., **16**, 1107-1120.
- LA ROCCA S. & SANTANGELO N. (1992) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico del Fiume Noce (Basilicata)*. Geogr. Fis. e Dinam. Quatern., **14**, 224-242.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1979a) - *Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Ofioliti, **4**, 173-182.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1979b) - *Relazioni stratigrafiche tra ofioliti e Formazione del Frido nella Calabria settentrionale e nell'Appennino lucano*. Ofioliti, **4**, 178-182.
- LONA F. & RICCIARDI E. (1961) - *Reperti pollinologici nei depositi pleistocenici del bacino lacustre del Mercure (Italia meridionale, regione calabro-lucana)*. Pollen et Spores, **3**, 85-92.
- LENTINI, F., CARBONE, S., DI STEFANO, A., & GUARNIERI, P. (2002) – *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics, **34**, 141-158.
- LUCINI P. (1956) - *Alcune osservazioni sui rapporti tra formazione del "flysch" e quella degli Scisti Siliceini nel territorio di Lagonegro in Basilicata*. Boll. Soc. Geol. It., **75**, 16-23.
- LUCINI P., MASPERONI L. & SPADA A. (1957) - *Dati micropaleontologici sul "flysch" del versante tirrenico della Basilicata e osservazioni sulle rocce ignee basiche del Monte Cerviero nell'Appennino calabro-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **76**, 67-80.
- LUPERTO SINNI E. (1968) – *Sulla presenza di Anchispirocyclina lusitanica (EGGER) nel Giurassico superiore del Monte Alpi*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **77**, 219-226.
- MADDALENA L. (1937) - *Un singolare fenomeno constatato nel viadotto di Lagonegro della ferrovia calabro-lucana*. Boll. Soc. Geol. It., **56** (3), CXXXIV.
- MARSELLA E., KOZUR H. & D'ARGENIO B. (1993) – *Monte Facito Formation (Schitian-Middle Carnian). A deposit of the ancestral Lagonegro Basin in the Southern Apennines*. Boll. Serv. Geol. It., **110** (1991), 225-248.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. della Soc. Naz. Sc. Lett. e Arti Napoli, **59**, 73-101.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation*. Proceed. II Plank. Conf., Roma (1970), 730-777.
- MAZZOLI S. (1992) - *Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern Italian Apennines)*. Studi Geologici Camerti, **12**, 117-146.
- MAZZOLI S. (1993) – *Low-temperature deformation of fine-graded limestones and quartzites, Lagonegro basin Mesozoic successions (Southern Apennines, Italy)*. Annales Tectonicae, **7**, 22-52.
- MAZZOLI S. (1995) – *Strain analysis in Jurassic argillites of the Monte Sirino area (Lagonegro zone, Southern Apennines, Italy) and implications for deformation paths in pelitic rocks*. Geol. Rundsch., **84**, 781-793.
- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) – *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy*. J. Geological Soc., London, **158**, 309-319.

- MAZZOLI S. & CARNEMOLLA S. (1993) – *Effects of the superposition of compaction and tectonic strain during folding of a multilayered sequence-model and observations*. Journ. of Structural Geol., **15**, 277-291.
- MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., SCROCCA D., BUTLER R.W.H., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. & ZUCCONI V. (2000) – *Time and space variability of “thin-skinned” and “thick-skinned” thrust tectonics in the Apennines (Italy)*. Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis.e nat., s. 9, **11**, 5-39.
- MICHETTI A. M., FERRELI L., ESPOSITO E., PORFIDO S., BLUMETTI A. M., VITTORI E., SERVA L. & ROBERTS G. P. (2000) – *Ground effects during the 9 September 1998, Mw=5.6, Lauria earthquake and the seismic potential of the “Aseismic” Pollino region in Southern Italy*. Seismological Research Letters, **71** (1), 31-46.
- MICHETTI A., FERRELI L., SERVA L. & VITTORI E. (1997) – *Geological evidence for strong historical earthquake in an aseismic region: the Pollino case (southern Italy)*. J. Geodynamics, **24**, 67-86.
- MICONNET P. (1983) – *La region de Lagonegro (Italie meridionale): évolution géologique d'un bassin dans son cadre alpin*. Thèse, Lille, 1-185.
- MICONNET P. (1987) – *Stratigraphie et évolution anté-tectonique de la région de Lagonegro (Bassin lucanien, Italie méridionale)*. Ann. Soc. Géol. Nord, **105**, 221-231.
- MICONNET P. (1992) – *Evolution Mesozoïque du secteur de Lagonegro*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 321-330.
- MIETTO P. & PANZANELLI FRATONI R. (1990) – *Conodonts from the Monte Facito Formation and from the base of the Monte Sirino Formation (Lagonegro sequence)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 165-169.
- MOJSISOVICS E. (1896) – *Zur Alterbestimmung der sicilischen und süditalienischen Halobienkalke*. Verhandl. k.k. geol. Reichs., **6**, 197-201.
- MONACO C. (1994) – *Le unità liguridi nel confine calabro-lucano (Appennino meridionale). Revisione dei dati esistenti, nuovi dati ed interpretazione*. Boll. Soc. Geol. It., **112** (1993), 751-769.
- MONACO C., TANSI C., TORTORICI L., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (1993) – *Analisi geologico-strutturale dell'Unità del Frido al confine calabro-lucano (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47** (1991), 341-353.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) – *Geologia del versante Nord-orientale del Massiccio del Pollino (Confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della Carta geologica in scala 1:50.000*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 277-291.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) – *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- MORLEY C.K. (1994) – *Fold-generated imbricates: Examples from the Caledonides of southern Norway*. Journal of Structural Geology, **16**, 619-631.
- MÜLLER C., CASERO P., MORETTI L., ROURE F. & SAGE L. (1988) – *Significance of the Monte Alpi in the geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, **vol. B**, 333-335.
- OGNIBEN L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) – *Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Marine Micropal., **5**,

- 321-325.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1971) - *Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **90** (2), 213-248.
- PALMENTOLA G., ACQUAFREDDA P. & FIORE S. (1990) - *A new correlation of the Glacial Moraines in the Southern Apennines (Italy)*. Geomorphology, **3**, 1-8.
- PALMENTOLA G., MARCHESE F. & VIGNOLA N. (1980) - *Dati e considerazioni sulla neotettonica dell'area dei fogli 199 (Potenza) e 210 (Lauria)*. C.N.R., Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubblicazione n. 269.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Tyrrhenian basin and Apennines. Kinematic evolution and related dynamic constraints*. Proceed. of the Course on Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Area. Erice, 1-10.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): "The lithosphere in Italy". Advances in Earth Science Research. I. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf. (Rome, 5-6 May 1987), Atti Conv. Lincei, **80**, 157-176.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: G. B. VAI & I. P. MARTIN (Eds.): "Anatomy of an orogen: The Apennines and the adjacent Mediterranean basins", 401-440. Kluwer Academic Publ. Dordrecht.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), Spec. Issue N°7 (2007), 75-119.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian sand event in the Southern Apennines*. Mem. Sc. Geol., Padova, allegato al **43**, 297-337.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1963) - *Microfossili cretaci ed eocenici nella zona di Monte Falapato (Lucania)*. Mem. Soc. Geol., It., **4**, 1105-1134.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, 427-553.
- PÉRÈS J.M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de Bionomie Benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. St. Mar. Endoume, **31** (47), 1-137.
- PERRONE V. (1982) - *Considerazioni sulla trasgressione del Miocene inferiore sulla Piattaforma carbonatica campano-lucana*. Rend. Soc. Geol. It., **4** (1981), 369-372.
- PERRONE, V. (1996) - *Une nouvelle hypothèse sur la position paléogéographique et l'évolution tectonique des Unités de Verbicaro et de San Donato (région calabro-lucanienne; Italie): implications sur la limite Alpes-Apennin en Calabre*. Com. Ren. Acad. Sci. Paris, **322**, 877-884.
- PESCATORE T.S. (1992) - *La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 37-46.
- PESCATORE T.S., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval car-*

- bonate platforms in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**, 269-286.
- PILLA L. (1845) – *Saggio comparativo dei terreni che compongono il suolo d'Italia*. Ann. Univ. Tosc., **1** (2), 1-137, tav.1.
- PORFIDO S., ESPOSITO E., LUONGO G. & MARTURANO A. (1988) - *I terremoti del XIX secolo dell'Appennino Campano-Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., Roma, **41**, II, 1105-1116.
- QUITZOW W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. wiss. Gottingen, Math. Phys. Kl., **3**, 63-179.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 1-568.
- RAMSAY J.G. & HUBER M. (1987) - *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume 2: Folds and Fractures: London, Academic Press, 309-700.
- REGGIANI L., BERTINELLI A., CIARAPICA G., MARCUCCI M., PASSERI L., RICCI C. & RIGO M. (2005) – *Triassic-Jurassic stratigraphy of the Madonna del Sirino succession (Lagonegro basin, Southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **124**, 281-191.
- RIGO M., DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., PRETO N. & ROGGI G. (2005) – *Correlation of Upper Triassic sections throughout the Lagonegro Basin*. Boll. Soc. Geol. It., **124**, 293-300.
- ROBUSTELLI, G., RUSSO ERMOLLI E., PETROSINO P., JICHA B., SARDELLA R., & DONATO P. (2014) - *Tectonic and climatic control on geomorphological and sedimentary evolution of the Mercure Basin, southern Apennines, Italy*. Geomorphology, **214**, 423–435.
- RUSSO M. (1992) - *Note preliminari allo studio geochimico delle acque sorgenti ipotermali dell'area di Latronico (M.te Alpi - PZ)*. Rapporto Interno n.2/92, 1-30, Centr. Stud. Appl. Tecnol. Avanz. Idrogeol., CNR, Bari.
- RUSSO M., ZUPPETTA A. & GUIDA A. (1995) – *Alcune precisazioni stratigrafiche sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 353-359.
- SANTANGELO N. (1991) – *Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario (III Ciclo), Università degli Studi Federico II. Tipolitografica Sud, Napoli, 1-110.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) – *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. Giorn. di Geol., **29**, 161-388.
- SCANDONE P. (1961) - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro*. Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, **28** (4), 436-444.
- SCANDONE P. (1963) – *Stratigrafia degli Scisti Siliceidella Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (1962), 1-9.
- SCANDONE P. (1964a) – *Marnoscisti ad Halobia in Lucania*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **72** (1963), 207-212.
- SCANDONE P. (1964b) – *Nota preliminare sui foraminiferi delle scogliere Triassiche della Lucania*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **73**, 267-269.
- SCANDONE P. (1965) – *Osservazioni su una località fossilifera a Brachiopodi nel Ladinico della serie calcareo-silico-marnosa lucana al Monte Facito*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **74**, 311-316.
- SCANDONE P. (1967a) – *Sul significato dei "calcari con liste e noduli di selce" di S. Fele e delle brecciole calcaree negli Scisti Siliceidella Lucania*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**, 189-198.
- SCANDONE P. (1967b) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi*

- rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**, 301-469.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Fogli 199 e 210, Potenza e Lauria*. Serv. Geol. d'It., 1-71.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **81**, 255-300.
- SCANDONE P. (1975) - *The preorogenic history of the Lagonegro basin (Southern Apennines)*. In: COY SQUYRES (Ed.) *Geology of Italy*, Earth Sci. Soc. Libyan, Tripoli, 305-315.
- SCANDONE P. & DE CAPOA P. (1966) - *Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonnella e ad Halobia in Lucania*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **75**, 30-39.
- SCHIATTARELLA M., TORRENTE M. & RUSSO F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (confine Calabro-lucano)*. Il Quaternario, **7** (2), 613-626.
- SCHROEDER R. & NEUMANN M. (1985) - *Les grands Foraminifères du Crétacé moyen de la région Méditerranéenne*. Geobios, Mem. Vol. spec. **7**, 1-160.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. di Geologia, Ann. Museo Geol. Bologna, s. 2, **26** (1945-1955), 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M. & SCHAUB H. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Geol. France, **169**, 281-299.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1969) - *Carta geologica d'Italia - 1.100000 - Foglio 199 Potenza*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1969) - *Carta geologica d'Italia - 1.100000 - Foglio 209 Vallo della Lucania*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1970) - *Carta geologica d'Italia - 1.100000 - Foglio 210 Lauria*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1970) - *Carta geologica d'Italia - 1.100000 - Foglio 211 S. Arcangelo*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1971) - *Carta geologica d'Italia - 1.100000 - Foglio 221 Castrovallari*. Poligrafica dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta geologica d'Italia - 1.50000. Guida al rilevamento*. Quaderni, Serie III, n°1, 1-95.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1994) - *Carta geologica d'Italia - 1.50000. Guida al rilevamento*. Quaderni, Serie III, n°4, 1-42.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1996) - *Carta geologica d'Italia - 1.50000. Guida al rilevamento*. Quaderni, Serie III, n°2, 1-97.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2010) - *Carta geologica d'Italia - 1.50000 Foglio 504 Sala Consilina*.
- SGROSSO I. (1962) - *Calcarei a Cladocoropsis: orizzonte guida del Malm nell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sc. fis e mat. Napoli, **29**, 3-6.
- SGROSSO I. (1988) - *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 203-219.

- SGROSSO I. (1992a) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 225-242.
- SGROSSO I. (1992b) - *Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene del Monte Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 343-351.
- SGROSSO I. (1994) - *Sulla posizione paleogeografica del bacino di Lagonegro (Appennino centro-meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 179-194.
- SIEBERG A. (1930) - *Geologie der Erdbeben*. Handbuch der Geophysik, **2**, 4, 552-555.
- SIMONE L., CARANNANTE G., RUBERTI D., SIRNA M., SIRNA G., LAVIANO A. & TROPEANO M. (2003) - *Development of rudist lithosomes in the Coniacian-Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **200**, 5-29.
- SPADEA P. (1976) - *I carbonati nelle rocce metacalcaree della Formazione del Frido della Lucania*. Ofioliti, **1**, 431-456.
- SPADEA P. (1979) - *Contributo alla conoscenza dei metabasalti ofiolitici della Calabria settentrionale e centrale e dell'Appennino Lucano*. Rend. S.I.M.P., **35**, 251-276.
- SPADEA P. (1982) - *Continental rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennines, Southern Italy*. Ofioliti, **7**, 501-522.
- SPADEA P. (1994) - *Calabria-Lucania ophiolites*. Boll. Geofis. Teorica e Appl., **36**, 484-492.
- SPINA V., TONDI E., GALLI P. & MAZZOLI S. (2009) - *Fault propagation in a seismic gap area (northern Calabria, Italy): implications for seismic hazard*. Tectonophysics, **476**, 357-369.
- SPINA V., TONDI E., GALLI P., MAZZOLI S. & CELLO G. (2008) - *Quaternary fault segmentation and interaction in the epicentral area of the 1561 earthquake (Mw=6.4), Vallo di Diano, southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **453**, 233-245.
- SUESS E. (1872) - *Über den Bau der Italienischen Halbinsel*. Sitzung math. Naturwiss. K.K. Akad. Wissensch., Abth. **1**, **65** (2), 217-221.
- TADDEI A. & SIANO M.G. (1992) - *Analisi biostratigrafica e considerazioni paleoecologiche sulla successione neogenica del M. Alpi (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 255-272.
- TADDEI RUGGIERO E. (1968) - *Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania). Studio paleontologico e statistico*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **77**, 349-392.
- TAVERNIER A., ZAMPARELLI V. & ULETTO F. (1994) - *Palynomorphs and other microfossils from the "Dolomie Nere" (Upper Triassic) of the "M. Foraporta Unit" (Lagonegro, Lucania)*. In: MATTEUCCI R., CARBONI M.G. & PIGNATTI J.S. (Eds), "Studies on ecology and palaeoecology of benthic communities". Boll. Soc. Paleontol. It., spec. vol. **2**, 325-330.
- THEODORIDIS S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoaster*. Utrecht Micropaleontological Bulletin, **32**, 1-271.
- TORRENTE M. (1990) - *Evoluzione strutturale delle successioni calcareo-silico-marnose nei dintorni di Lagonegro*. Tesi di Dottorato. De Frede Napoli., 1-99.
- TORRENTE M. (1992a) - *Primi dati strutturali sui terreni della serie calcareo-silico-marnosa nel Lagonegrese*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), 1317-1329.
- TORRENTE M. (1992b) - *Folding and thrusting in the calcareo-silico-marnosa sequence (Lagonegro area, Southern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), 511-517.
- TOTARO C., PRESTI D., BILLI A., GERVASI A., ORECCHIO B., GUERRA I. & NERI G. (2013) - *The*

- Ongoing Seismic Sequence at the Pollino Mountains, Italy.* Seism. Soc. Lett., **84**, 955-962.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A. & NARDON S. (2000): *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines).* Tectonophysics, **342**, 203-237.
- VECCHIO E. (2003) - *La "Facies a Spirolina" nelle successioni carbonatiche del Paleocene-Eocene dell'Italia meridionale: paleontologia, paleoecologia e biostratigrafia delle associazioni a foraminiferi bentonici.* Tesi di dottorato (XIV ciclo). Università di Napoli "Federico II", 1-171.
- VEZZANI L. (1966) - *La formazione trasgressiva supraeocenica di Castelluccio Superiore (Potenza).* Boll. Soc. Geol. It., **85**, 287-297.
- VEZZANI L. (1967) - *Osservazioni sul bacino lacustre del Fiume Mercure.* Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, s. 6, **18**, 229-235.
- VEZZANI L. (1968a) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Ionio ed il Torrente Frido.* Geol. Romana, 7, 229-275.
- VEZZANI L. (1968b) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino e il Sinni (Lucania).* Geol. Romana, **8**, 129-176.
- VEZZANI L. (1968c) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano.* Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **20**, 189-222.
- VEZZANI L. (1970) - *Il Flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania.* Geol. Romana, **9**, 101-126.
- VIOLA C. (1892) - *Nota preliminare sulla regione dei gabbri e delle serpentini nell'alta valle del Sinni in Basilicata.* Boll. Com. Geol. It., **23** (2), 105-125.
- WOOD A.W. (1981) - *Exensional Tectonics and the Birth of the Lagonegro Basin (Southern Italian Apennines).* N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, **161**, 93-131.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & GALLO L. (1984) - *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **103**, 159-170.