ISPRA

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 468

EBOLI

a cura di:
S. Di Nocera[1], **A. Iannace**[1], **M. Torre**[1], **C. Basso**[1], **C. Caiazzo**[1]
S. Ciarcia[1], **A. Cinque**[1], **M. Gasparrini**[1], **F. Matano**[1], **S. Mazzoli**[1]
T. Mitrano[1], **S. Pagliaro**[1], **M. Parente**[1]

Con i contributi di:
A. Ascione[1], **A. Di Staso**[1], **M. Lazzari**[1]

[1] Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Napoli "Federico II"

Ente realizzatore: REGIONE CAMPANIA

PROGETTO CARG

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 la Regione Campania: **L. Monti**

Gestione operativa del ProgettoCARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**
Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Campania: **L. Monti**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:
R. Di Stefano (†)**, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini**

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:
D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

PER LA REGIONE CAMPANIA

Allestimento editoriale e cartografico:
S. Di Nocera, A. Iannace, M. Torre, C. Basso

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
C. Basso, E. Pescatore (ASC)

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa a cura di **SYSTEMCART** - ROMA

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione:
F. Della Corte, L. Monti, R. Fusco - *Servizio Geologico - Regione Campania*

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

Stampa:

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE ..... pag. 7

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE ..... » 9

III - STUDI PRECEDENTI ..... » 13

IV - STRATIGRAFIA ..... » 19
1. - UNITÀ TETTONICA DELLA VALLE DEL SELE ..... » 19
1.1. - Gruppo delle Argille Variegate ..... » 19
1.1.1. - *Argille Varicolori Inferiori* ..... » 21
1.1.2. - *litofacies argillitico-quarzitica* (**AVF$_a$**) ..... » 22
1.1.3. - *litofacies ad argilliti bruno-rossastre* (**AVF$_b$**) ..... » 22
1.1.4. - *litofacies argillo-siltosa* (**AVF$_c$**) ..... » 22
1.1.5. - *litofacies ad argilliti grigie* (**AVF$_d$**) ..... » 23
1.1.6. - *Formazione di Monte S. Arcangelo* ..... » *24*
1.1.7. - *Argille Varicolori Superiori* ..... » *26*
1.2. - Tufiti di Tusa ..... » 26
1.2.1. - *litofacies arenaceo-marnosa* (**TUT$_b$**) ..... » 27
2. - UNITÀ TETTONICA CARBONATICA ..... » 27
2.1. - dolomia massiva di base ..... » 30
2.2. - calcari e marne ad *Avicula* e *Myophoria* ..... » 30
2.3. - dolomia superiore ..... » 31
2.4. - Calcari a *Palaeodasycladus* ..... » 34
2.5. - calcari oolitici ed oncolitici ..... » 34
2.6. - calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* ..... » 35
2.7. - calcari e calcari dolomitici ..... » 36
2.8. - calcari con requienie e gasteropodi ..... » 37
2.9. - calcari bio-litoclastici con rudiste ..... » 39
3 . - UNITÀ TETTONICA DEI MONTI DELLA MADDALENA ..... » 40
3.1. - dolomia superiore ..... » 40
3.2 - calcari e calcari dolomitici ..... » 41
3.3. - calcari con requienie e gasteropodi ..... » 41
3.4. - calcari bio-litoclastici con rudiste ..... » 41
3.5. - calcareniti di Laviano ..... » 41
4. - UNITÀ TETTONICA DI MONTE CROCE ..... » 45
4.1. - dolomia superiore ..... » 45
4.2. - formazione di Frasci ..... » 47
4.3. - formazione di Fontana Porcellara ..... » 48

PROGETTO CARG

4.4. - flysch della Vallimala ..... » 49
4.5. - membro di Serra della Manca (**APV_1**) ..... » 50
4.6. - membro di Serralonga (**APV_2**) ..... » 51
4.7. - membro di La Foresta (**APV_3**) ..... » 51
5. - UNITÀ TETTONICHE LAGONEGRESI ..... » 52
6. - UNITÀ TETTONICA LAGONEGRESE II ..... » 53
6.1. - Formazione di Monte Facito ..... » 53
6.2. - Calcari con Selce ..... » 54
6.3. - Scisti Silicei ..... » 55
6.4. - Flysch Galestrino ..... » 55
6.5. - Flysch Rosso ..... » 56
6.6. - flysch numidico ..... » 57
7. - UNITÀ TETTONICA LAGONEGRESE I ..... » 57
7.1. - Calcari con Selce ..... » 57
7.2. - Scisti Silicei ..... » 57
8. - UNITÀ SINOROGENE DEL MIOCENE ..... » 58
8.1. - Unità di Calabritto ..... » 58
8.2. - formazione di Fontana Frigine ..... » 60
8.3. - formazione di Monte Siero ..... » 60
8.4. - Formazione di Castelvetere ..... » 61
8.5. - conglomerati ed arenarie di Vallone Vonghia ..... » 63
9. - UNITÀ SINOROGENE DEL PLIOCENE ..... » 64
9.1 - argille ed argille siltose di Saginara ..... » 64
10. - DEPOSITI CONTINENTALI DEL PLIOCENE ..... » 65
10.1 - sintema di Iumaiano ..... » 65
11. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI ..... » 65
11.1. - Depositi completamente formati distinti in base al bacino di pertinenza ..... » 66
11.1.1. - *Bacino della Piana del Sele – Golfo di Salerno* ..... » 66
11.1.2. - *Settore del bacino del F. Tusciano e sue conche lacustri* ..... » 66
11.1.2.1. - supersintema Eboli ..... » 67
11.1.2.1.1. - sintema Piano del Gaudo ..... » 67
11.1.2.1.2. - sintema di Acquile ..... » 68
11.1.2.2. - sintema di Acerno ..... » 68
11.1.2.3. - sintema di Masseria Acqua Santa ..... » 68
11.1.3. - *Settore della Piana e della Valle del F. Sele* ..... » 69
11.1.3.1.- supersintema Eboli ..... » 69
11.1.3.2.- supersintema Battipaglia-Persano ..... » 71
11.1.3.2.1.- unità di Ariano – T. Cornea ..... » 72
11.1.3.3.- sintema di Piano della Perella ..... » 72
11.1.3.4.- sintema di Dogana ..... » 72

PROGETTO CARG

11.1.4. - *Settore della Valle del F. Tanagro* ..... » 73
11.1.4.1.- sintema di Bottiglieri ..... » 73
11.1.4.2.- sintema di Palomonte ..... » 73
11.1.4.3.- sintema di Bivio ..... » 74
11.1.4.4.- travertino di S. Maria di Sperlonga (**TSG**) ..... » 74
11.1.4.5.- ghiaie di Cerreto (**RGC**) ..... » 75
11.1.4.6.- sintema di S. Licandro ..... » 75
11.2. - Depositi completamente formati non distinti in base al bacino di pertinenza ..... » 75
11.2.1. - *detrito di falda* (**a_3**) ..... » 75
11.2.2. - *deposito alluvionale terrazzato* (**b_{n1}**) ..... » 76
11.2.3. - *deposito palustre* (**e_3**) ..... » 76
11.2.4. - *deposito di frana antica* (**a_{1b}**) ..... » 76
11.2.5. - *deposito vulcanoclastico* (**l**) ..... » 76
11.3. - Depositi in formazione non distinti in base al bacino di pertinenza ..... » 77
11.3.1. - *deposito colluviale* (**b_7**) ..... » 77
11.3.2. - *prodotto eluviale* (**b_6**) ..... » 77
11.3.3. - *deposito alluvionale* (**b**) ..... » 77
11.3.4. - *deposito di versante* (**a**) ..... » 77
11.3.5. - *deposito di frana* (**a_{1a}**) ..... » 78
11.3.6. - *deposito antropico* (**h**) ..... » 78

V - TETTONICA ..... » 79
1. - PRINCIPALI ASPETTI STRUTTURALI ..... » 79
2. - SINTESI TETTONICA ..... » 86
3. - SISMOTETTONICA ..... » 88

VI - ASSETTO MORFOSTRUTTURALE DEL QUATERNARIO ..... » 91
1. - VALLE E PIANA DEL F. SELE ..... » 91
2. - VALLE DEL F. TANAGRO ..... » 94

VII - ASPETTI DI GEOLOGIA TECNICA ED AMBIENTALE » 97
1. - CARATTERI GENERALI ..... » 97
2. - FRANOSITÀ ..... » 98
3. - CONTESTO CLIMATICO ED ASSETTO IDROGEOLOGICO ..... » 106
3.1. - Unità del M. Cervialto ..... » 107
3.2. - Unità di M. Polveracchio-M. Raione ..... » 107
3.3. - Unità di Monti Marzano-M. Ogna ..... » 108

PROGETTO CARG

4. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE ..... » 109
4.1. - Calcari ..... » 110
4.2. - Argille ..... » 111
4.3. - Ghiaie, arenarie e sabbie ..... » 111
4.4. - Travertini ..... » 111

ABSTRACT ..... » 112

LEGEND ..... » 117

BIBLIOGRAFIA ..... » 133

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio n. 468 "Eboli" della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:50.000, è posizionato in un settore dell'Appennino campano, ricadente nelle province di Salerno ed Avellino.

Il territorio compreso nel foglio è caratterizzato dalla presenza di aspri rilievi carbonatici sia nel suo settore occidentale (M. Cervialto, q. 1808 m - M. Polveracchio, q. 1790 m - M. Raione, q. 1326 m) che nel suo settore orientale (M. Marzano, q. 1527 m). Questi massicci sono separati dall'ampia valle del fiume Sele, che nella sua porzione superiore presenta un andamento meridiano. Dopo la confluenza con il fiume Tanagro, il corso del fiume Sele assume un andamento SO-NE, ed attraversa la porzione meridionale del foglio, compresa tra Eboli e Contursi, che si caratterizza per una morfologia pianeggiante o poco ondulata.

Le operazioni di rilevamento, con criteri CARG, sono avvenute durante gli anni 2003/2007; i rilievi sono stati effettuati su basi topografiche alla scala 1:10.000 e successivamente riportati sulle sezioni a scala 1:25.000 dell'IGMI.

Le attività sul terreno sono state effettuate dai geologi rilevatori C. Basso, C. Caiazzo, S. Ciarcia, M. Gasparrini, F. Matano, T. Mitrano, S. Pagliaro e V. Siervo; Direttori di Rilevamento S. Di Nocera e A. Iannace.

Per lo studio e l'interpretazione di aspetti particolari riguardanti la geologia dell'area ci si è avvalsi della collaborazione di esperti di settore, tra i quali A. Ascione per la sismotettonica, A. Cinque per il Quaternario, S. Di Nocera (col contributo di M. Lazzari) per la Geologia tecnica ed ambientale, S. Mazzoli per la Geologia Strutturale e M. Parente per la Biostratigrafia dei carbonati mesozoici.

Le operazioni di rilevamento sono state accompagnate anche da campionature sistematiche delle varie unità litostratigrafiche. L'attribuzione cronologica delle varie unità cartografate è stata effettuata tenendo conto dei dati reperibili in letteratura e sulla base dei dati scaturiti dalle analisi micropaleontologiche realizzate da A. Di Staso (nannofossili calcarei) e da U. Santini (foraminiferi).

Metodologie e tecniche per l'analisi dei nannofossili calcarei
(a cura di A. Di Staso)

Le datazioni dei depositi torbiditici affioranti nel Foglio sono state effettuate tramite lo studio dei foraminiferi e, più spesso, dei nannofossili calcarei. I resti fossili presenti nelle torbiditi sono molto spesso rimaneggiati e pertanto di difficile utilizzo biostratigrafico, se non addirittura fuorvianti per la determinazione dell'età di tali depositi. I nannofossili calcarei, al contrario - pur essendo anch'essi fortemente interessati dal fenomeno del rimaneggiamento, oltre che da fenomeni di dissoluzione e ricristallizzazione - risultano tuttavia molto più attendibili per le datazioni. Infatti, sono molto maggiori le probabilità di rinvenire *taxa* non rimaneggiati, sia per la loro maggiore concentrazione nei sedimenti, come conseguenza della loro grande abbondanza nelle acque oceaniche e quindi nei sedimenti, attuali o del passato, sia per le loro minute dimensioni. Le proprietà ottiche inoltre ne favoriscono il riconoscimento a livello specifico anche in caso di non buone condizioni di conservazione.

Tutti i campioni sono stati preparati facendo reagire piccoli quantitativi (circa quattro grammi), precedentemente frantumati, con ipoclorito di sodio al 10% per sei ore per eliminare la frazione organica e liberare i nannofossili (Eshet, 1996). L'eliminazione del reagente e la concentrazione del residuo sono state eseguite tramite centrifugazioni (2500 g/m per 80 secondi), effettuando le diluizioni con acqua distillata tamponata (de Capoa *et alii*, 2003). Non sono quindi state effettuate preparazioni tramite "*smear slides*" ma esclusivamente per concentrazione, al fine di aumentare le probabilità di rinvenire nei preparati anche le forme non rimaneggiate.

Nei depositi torbiditici non è metodologicamente corretto applicare i metodi di analisi quantitativa e/o semi-quantitativa, poiché è impossibile distinguere tra esemplari non rimaneggiati e rimaneggiati di una stessa specie; di conseguenza, non è possibile applicare i metodi biostratigrafici standard: in altre parole, non sono utilizzabili né le zone acme né le scomparse delle specie. Le età, individuate esclusivamente in base alle comparse (*First Occurrence*) delle più giovani specie riconosciute (*markers*), sono perciò approssimate per difetto, ed indicate come "non più antiche di…". (Amore, *et alii,* 1992 ; de Capoa *et alii*, 2003). Soltanto una concordanza di dati biostratigrafici a scala regionale o ultraregionale può dare una ragionevole certezza che le età riconosciute corrispondano a quelle reali.

Per le analisi biostratigrafiche sono state utilizzate le scale standard di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980) oltre a quelle proposte da Bown (1999), Fornaciari *et alii* (1996), Fornaciari & Rio (1996), Perch-Nielsen (1985a, 1985b) e da Theodoridis (1984). Il quadro cronostratigrafico di riferimento è stato quello proposto da Berggren *et alii* (1995).

PROGETTO CARG

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area compresa nel Foglio Eboli compendia in maniera piuttosto completa la struttura fondamentale dell'Appennino meridionale. In essa infatti sono rappresentati tutti gli insiemi di unità tettoniche che costituiscono il sistema a pieghe e sovrascorrimenti neogenico appenninico (fig. 1). Dal basso queste unità sono:

l'Unità della Piattaforma Apula, affiorante nel Gargano e in Puglia in posizione di avampaese ma la cui prosecuzione occidentale è sepolta, ed in parte coinvolta in *thrust*, al di sotto delle pila delle unità alloctone;

le Unità Lagonegresi, derivanti dalla deformazione di una successione di bacino mesozoico e dai sovrastanti depositi di avanfossa;

le Unità Carbonatiche, derivanti dalla deformazione di un dominio carbonatico di mare basso mesozoico che ha ricevuto varie denominazioni nella letteratura degli ultimi quaranta anni, ma che viene ormai comunemente indicato come Piattaforma Appenninica;

le Unità Sicilidi, insieme relativamente caotico di unità derivanti dalla deformazione di un'area interna impostata, insieme alle Unità Liguridi, quasi certamente su crosta oceanica.

Le Unità Carbonatiche sono le più ampiamente rappresentate occupando oltre 1/3 dell'area (fig. 2) ed in particolare tutte le aree più elevate dei Monti Picentini e del Monte Marzano. In esse sono rappresentate sia successioni del bordo che della parte centrale della piattaforma. Le successioni lagonegresi affiorano invece solo in finestra tettonica nell'area a est di Campagna, in una situazione strutturale estremamente complessa che ha rivestito un ruolo del tutto centrale nel progresso della conoscenze regionali per l'intero Appennino meridionale a partire dagli anni '60. Le Unità Sicilidi sono rappresentate ampiamente, per quanto in condizioni in genere di subaffiorante, in tutta l'alta valle del Sele (fig. 2). La successione dell'Unità della Piattaforma Apula è stata riconosciuta nella perforazione profonda "Acerno 1" nei primi anni '90.

PROGETTO CARG

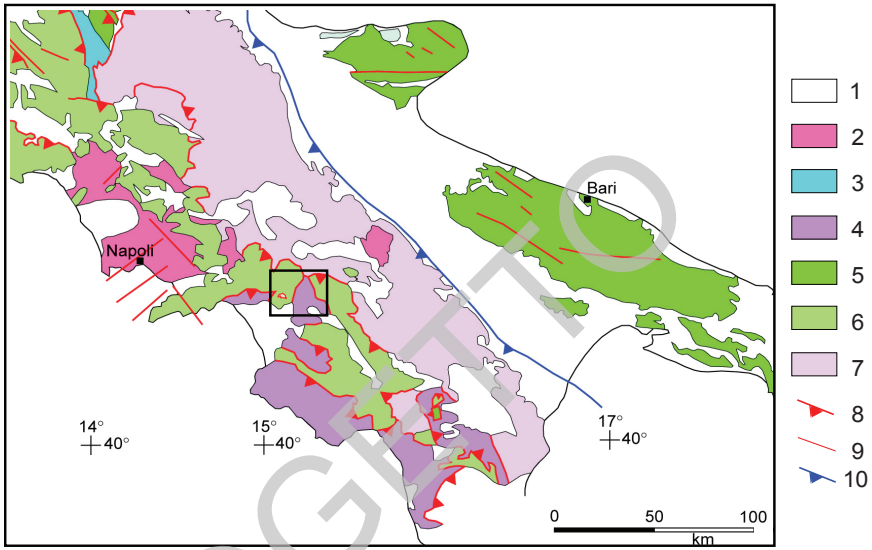


Fig. 1 - *Schema tettonico dell'Appennino meridionale. 1) Plio-Quaternario marino e continentale; 2) Vulcaniti plio-quaternarie; 3) Unità umbromarchigiane;4) Unità interne Sicilidi e Liguridi; 5) Unità della Piattaforma Apula; 5) Unità della Piattaforma sud-Appenninica e delle relative avanfosse; 7) Unità Lagonegresi e molisano-sannitiche e dell'avanfossa miocenica; 8) sovrascorrimenti; 9) faglie; 10) fronte dell'alloctono.*

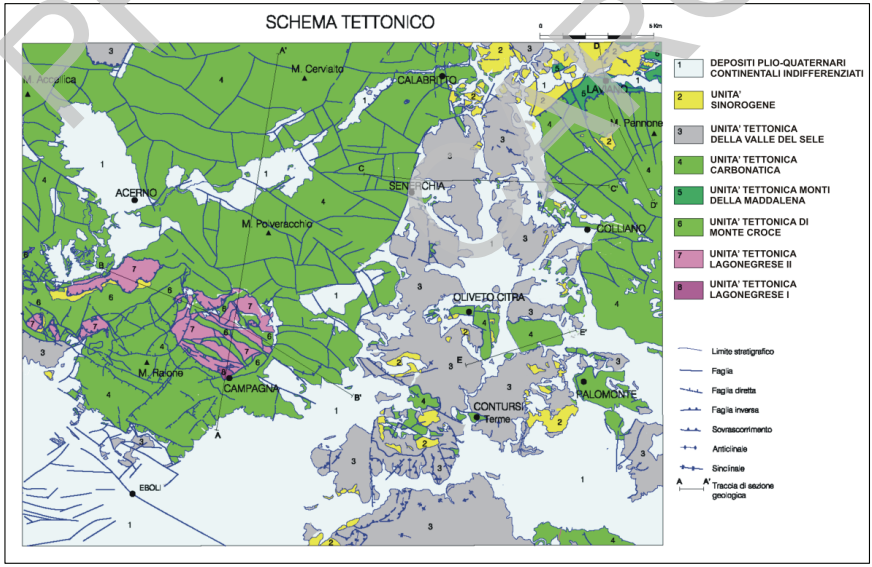


Fig. 2 - *Schema tettonico del Foglio Eboli*

PROGETTO

La principale conca intermontana è rappresentata dal bacino di Acerno, che risulta caratterizzato da una successione lacustre di età pleistocenica. Verso sud, invece, depositi clastici plio-pleistocenici, tra i quali i più significativi sono i conglomerati di Eboli, costituiscono la propaggine più esterna degli enormi cunei sedimentari che colmano le depressioni tettoniche della fascia tirrenica, connesse alla formazione del bacino del mar Tirreno.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

III - STUDI PRECEDENTI

L'area rappresentata nel Foglio Eboli non è stata oggetto di studi significativi in tempi precedenti gli anni '60, quando essa invece entra prepotentemente alla ribalta scientifica in relazione alla elaborazione del moderno modello dell'Appennino meridionale come sistema di pieghe e sovrascorrimenti. E' infatti nei Monti Picentini meridionali, in particolare tra Giffoni e Campagna, che vengono evidenziati dei rapporti di ricoprimento tettonico tra la successione carbonatica e terreni riconducibili alla successione detta all'epoca "Calcareo-Silico-Marnosa", affiorante nella Val d'Agri e in Basilicata e che diventerà nota come Unità del Bacino Lagonegrese (Scandone, 1967).

La prima segnalazione di sovrascorrimenti è ad opera di Ietto (1963) che evidenzia come la successione ricostruita all'inizio del secolo da Galdieri (1908), e da questi interpretata come stratigrafica, contiene in effetti un importante contatto tettonico (fig. 3). Infatti, sulla base della datazione al Giurassico degli "scisti silicei" da parte di De Castro (1963), la dolomia triassica e la successione carbonatica sovrastante risultano essere in contatto per faglia inversa. Poiché negli stessi anni in Val d'Agri veniva definitivamente dimostrata, dopo i primi suggerimenti di Signorini, l'esistenza di un analogo sovrascorrimento (Scandone, 1967) tra la successione di piattaforma e quella "calcareo-silico-marnosa", le situazioni osservate nei Monti Picentini contribuiscono ad estendere regionalmente il significato di queste fondamentali osservazioni. E' importante segnalare che la nuova interpretazione strutturale venne riportata nel Foglio geologico alla scala 1:100.000 Salerno, ma non fece in tempo ad essere accolta nel Foglio S. Angelo dei Lombardi, redatto precedentemente.

Negli anni successivi viene messa in evidenza, nell'area di Campagna, un'ulteriore sovrapposizione tettonica (Scandone *et alii,* 1967) dell'Unità Lagonegrese su una successione comprendente dolomie triassiche di margine di piattaforma seguite da un flysch miocenico ("Arenarie e Calcari della Vallimala"). Questo contatto viene interpretato come evidenza del sovrascorrimento dell'Unità La-

PROGETTO CARG

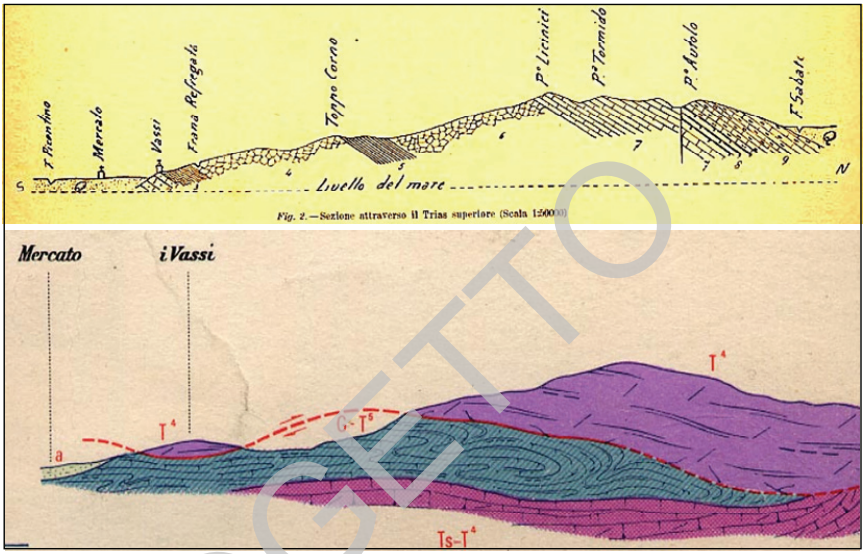


Fig. 3 - *Sezioni geologiche di* Galdieri *(1908) (a), e del Foglio 1:100.000 Salerno (b), illustranti la variazione di interpretazione dei rapporti tra terreni lagonegresi e di piattaforma. Le due sezioni passano per una medesima località (I Vassi, nei pressi di Giffoni Vallepiana) ma non sono perfettamente parallele. In a) il n.4 corrisponde a T4 in b) (Dolomia massiva di base del Carnico), mentre i n. 2 e 3 corrispondono rispettivamente a Ts-T4 (Calcari con Selce* ***SLC****) e G –T5 (Scisti Silicei* ***STS****).*

gonegrese su un'ulteriore unità di piattaforma, cartografata e denominata Unità di Monte Croce da Turco (1976). Ciò conduce alla distinzione, nella sintesi di D'Argenio *et alii* (1973), di una Unità Alburno Cervati, derivante dalla deformazione di una piattaforma interna, rispetto ad una Unità Matese-Monte Maggiore, derivante dalla deformazione di una piattaforma esterna. Questa interpretazione ha dato luogo ad una prolungato dibattito scientifico negli anni successivi sulla più o meno complessa struttura tettonica, e relativa paleogeografia, per l'intero Appennino meridionale.

Anche il massiccio del Monte Marzano ha rivestito un ruolo abbastanza significativo nel corso di queste elaborazioni scientifiche. Pescatore (1965) segnala in quest'area facies di scarpata nell'ambito della serie mesozoica carbonatica, in particolare per il Triassico ed il Cretaceo. La similitudine con facies presenti nei Monti della Maddalena, in quell'area sottoposte a classiche successioni di piattaforma, ha condotto alla attribuzione di entrambi i massicci montuosi ad un stessa Unità Stratigrafico Strutturale (D'Argenio *et alii,* 1973) denominata dei Monti della Maddalena - Monte-Marzano in Bonardi *et alii* (1988). In questi lavori viene inoltre evidenziato come il bordo settentrionale del Monte Marzano si accavalli su terreni miocenici del "flysch" di Castelvetere.

PROGETTO CARG

Una interpretazione radicalmente diversa per la tettonica dei Monti Picentini meridionali è venuta negli anni '90 da parte di PAPPONE & FERRANTI (1995) e successivamente FERRANTI & OLDOW (1999). Secondo questi autori la complessa pila tettonica di Campagna risulterebbe dal sovrascorrimento del Bacino di Lagonegro sulla Piattaforma Appenninica, ad esso esterna, seguito da una successiva reimbricazione. Inoltre, molte sovrapposizioni tettoniche "più giovane su più vecchio", ben note ma mai compiutamente spiegate nella letteratura precedente (IETTO, 1963), vengono interpretate come faglie normali a basso angolo responsabili di una accentuata estensione parallela alla catena. Una versione parzialmente modificata del modello di estensione per faglie a basso angolo è stata recentemente proposta da CASCIELLO *et alii* (2006) per l'area compresa nel Foglio Salerno in scala 1:50000.

La realizzazione del Pozzo Acerno 1, a NO di Campagna, ha contribuito a chiarire molti di questi punti in discussione, rivelando che, al di sotto della pila tettonica ricostruita in affioramento a Campagna, sono presenti ancora diverse scaglie delle Unità Lagonegresi ed infine l'Unità della Piattaforma Apula (fig. 4). Ciò consente di escludere l'ipotesi di un sovrascorrimento originario, successivamente reimbricato, delle Unità Lagonegresi su quelle carbonatiche e suggerisce come più probabile un modello (PATACCA, 2007) in cui il *sandwich* tettonico risulti da una reimbricazione

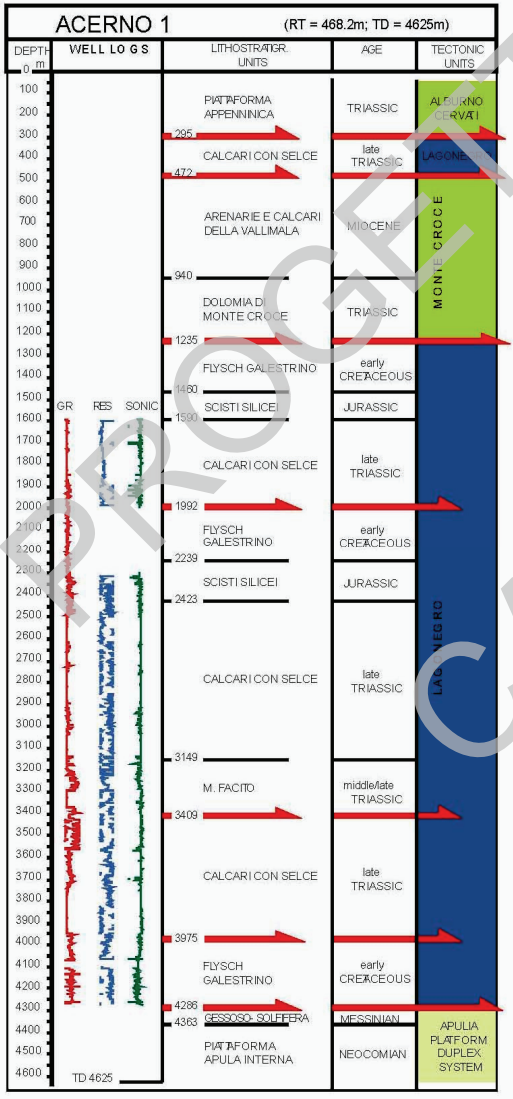


Fig. 4 - *Interpretazione del Pozzo Acerno (da PATACCA, 2007).*

PROGETTO CARG

(*breach*) del sovrascorrimento delle Unità di piattaforma su quelle lagonegresi.

Per quanto riguarda la Valle del Sele, a partire dalla precedente cartografia 1:100.000 è stato stabilito che in essa affiorano in maniera estesa depositi pelitici policromi e calcarei indicati generalmente come Argille Varicolori *Auctt.*, che sono generalmente riferite in letteratura all'Unità Sicilide e, solo recentemente, all'Unità Parasicilide (Ciarcia *et alii,* 2009). La valle è stata pertanto interpretata come un graben, con sprofondamento del substrato carbonatico di migliaia di metri ed affioramento in valle delle tettonicamente sovrastanti Unità Sicilidi (Ortolani, 1975; Ortolani & Torre, 1981).

In alternativa a tale interpretazione, Celico *et alii* (1979b) sulla base di considerazioni prevalentemente idrogeologiche, ipotizzano una struttura a semigraben, con il lato occidentale della valle controllato da *thrust* che accavallano le Unità Carbonatiche sulle Unità Sicilidi. Il lato orientale della valle sarebbe invece strutturato secondo una gradinata di faglie normali ribassanti il substrato carbonatico di Monte Marzano.

L'incerta attribuzione dei terreni delle Argille Varicolori, che per diversi autori sono riconducibili alle Unità Liguridi ed alle Unità Lagonegresi, ha consentito di formulare ipotesi radicalmente diverse per la struttura della Valle del Sele:

a) *graben* con carbonati ribassati ricoperti dalle Unità Liguridi nel settore meridionale, presso Contursi, e dalle Unità Lagonegresi in retrovergenza nel settore settentrionale, a nord di Senerchia e Colliano (Mostardini & Merlini, 1986);

b) finestra tettonica nelle Unità Carbonatiche sovrapposte tettonicamente alle unità del bacino lagonegrese-molisano, con affioramento nella valle delle Argille Varicolori della successione superiore delle unità lagonegresi-molisane (Guerricchio & Melidoro, 1981; Mostardini & Merlini, 1986).

Il ruolo e la cronologia relativa della tettonica estensionale e trascorrente nella strutturazione della Valle del Sele è stato affrontato sia in studi strettamente strutturali (Caiazzo *et alii,* 1992) che geomorfologici (Amato *et alii,* 1991), anche in aree limitrofe (Ascione *et alii*, 1992; Brozzetti & Salvatore, 2006).

Nel corso degli ultimi venti anni numerosi studi sono stati dedicati agli imponenti depositi quaternari di ambiente continentale, in facies di conoide alluvionale, affioranti lungo tutto il piedimonte meridionale dei Monti Picentini, noti come formazione dei Conglomerati di Eboli (Brancaccio *et alii*, 1987; 1991; Lippmann-Provansal, 1987). Questa formazione è stata attribuita al Pleistocene inferiore (K/Ar age 1,5-0,9 Ma) da Cinque *et alii,* (1988) e ad essa sono stati correlati anche tutti i depositi in facies di brecce di versante presenti in maniera diffusa all'interno del massiccio (Conglomerati di Iumaiano di Capaldi *et alii*, 1988). Lo studio della deformazione ha mostrato inoltre che essa è interessata da almeno due eventi deformativi a carattere distensivo e trascorrente (Cinque *et alii,* 1988; Zuppetta & Sava, 1992; Hyppolite, 1992; Hyppolite *et alii,* 1995).

Studi cronologici significativi sono stati condotti anche sui depositi lacustri

PROGETTO CARG

della conca di Acerno che sono stati attribuiti al Pleistocene medio (Capaldi *et alii*, 1988). Più recentemente, una dettagliata analisi palinologica e tefrostratigrafica (Munno *et alii*, 2001), condotta su di una carota di circa 100 m, ha consentito di attribuire questi sedimenti agli *stage* 8 e 9 (395 -258 ka) della stratigrafia isotopica.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

IV - STRATIGRAFIA

Nel tempo trascorso tra la fase di elaborazione e consegna del foglio e la fase di stampa è intervenuta una rilevante modifica della scala cronostratigrafica che ha spostato la base del Quaternario al limite tra il Piacenziano e il Gelasiano. Essendo numerosi i riferimenti che dovrebbero essere modificati nelle Note Illustrative e nella Legenda della Carta, gli Autori, in cosiderazione dell'avanzato stato di realizzazione del foglio, hanno ritenuto non possibile procedere a tali adeguamenti.

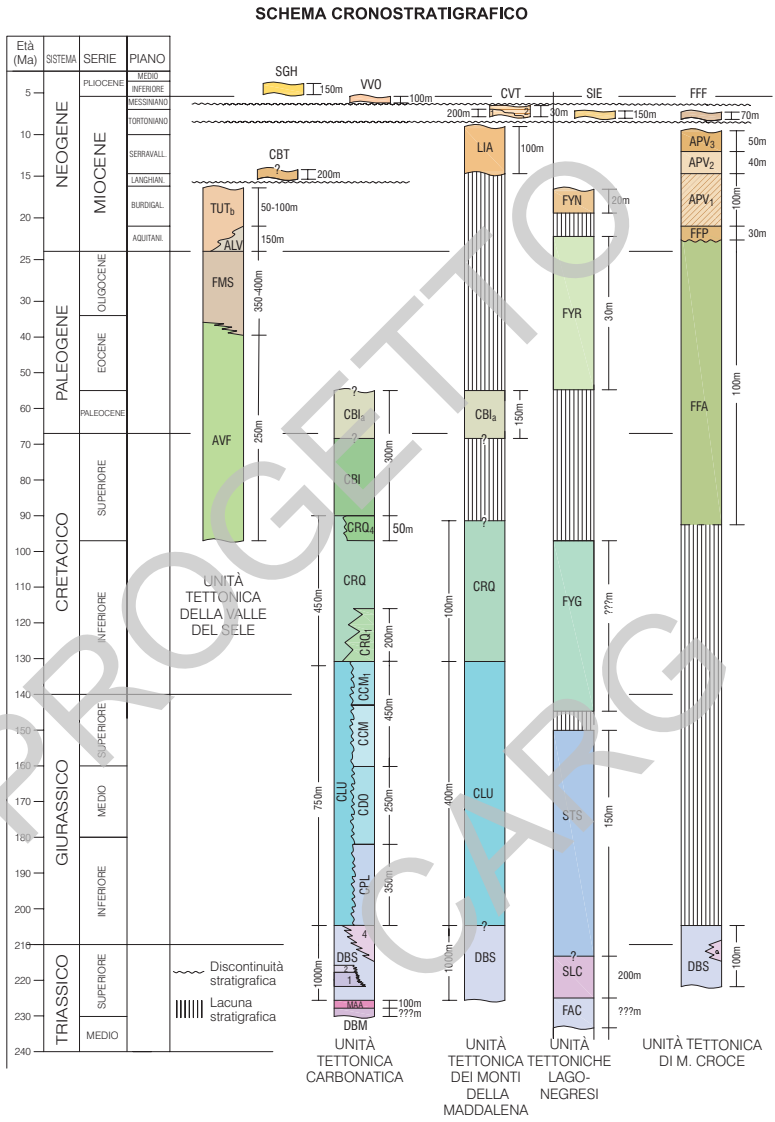
I rapporti cronostratigrafici e gli spessori delle successioni delle Unità Tettoniche distinte sono rappresentati nella Tav. I. La distribuzione areale e i rapporti geometrici tra le Unità Tettoniche sono schematizzati nella fig. 2.

1. - UNITA' TETTONICA DELLA VALLE DEL SELE

Questa unità tettonica risulta essere la più elevata geometricamente, in contatto tettonico con i sottostanti depositi della Unità Carbonatica ed è costituita prevalentemente da terreni che presentano forti analogie con quelli diffusi nelle catene perimediterranee occidentali, attribuiti a domini paleogeografici con posizione "interna". Nell'ambito dell'Unità sono distinti depositi riferiti al Gruppo delle Argille Variegate (**AV**), a sua volta suddiviso in tre formazioni (Argille Varicolori Superiori, Formazione di Monte S. Arcangelo ed Argille Varicolori Inferiori), ed alle Tufiti di Tusa.

1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (**AV**)

I terreni del Gruppo delle Argille Variegate (Ogniben, 1969; APAT-SGN, 2007) affiorano estesamente nella Valle del Sele e nei dintorni di Olevano sul



Tav. 1 – *Schema cronostratigrafico.*

Tusciano, presso il margine occidentale del Foglio.

Si tratta di depositi bacinali, argillosi e calcareo-marnosi con subordinate areniti, che comprendono tre formazioni:

- la porzione inferiore, prevalentemente argillosa, denominata Argille Varico-

lori Inferiori (Carbone *et alii,* 2005; APAT-SGN, 2007), corrispondente al Membro argilloso inferiore della Formazione delle Argille Variegate (Ogniben, 1969), alle "Argille Variegate (membro delle argille rosse e verdi)" (Lentini, 1979), alle Argille varicolori cretacee (Carbone *et alii,* 1993), alla Formazione delle Argille Scagliose (De Capoa *et alii,* 2003; Guerrera *et alii,* 2005);

- la porzione intermedia, a dominante calcareo-marnosa, denominata Formazione di Monte Sant'Arcangelo (Selli, 1962; Carbone *et alii,* 1993; De Capoa *et alii,* 2003; Guerrera *et alii,* 2005; Carbone *et alii,* 2005), membro S. Arcangelo della Formazione delle Argille Variegate (Ogniben, 1969), membro di Monte Sant'Arcangelo (Lentini, 1979; Lazzari & Lentini, 1980);

- la porzione superiore, in prevalenza argillosa, denominata Argille Varicolori Superiori (Carbone *et alii,* 2005; APAT-SGN, 2007), corrispondente al Membro argilloso superiore della Formazione delle Argille Variegate (Ogniben, 1969), "Argille Variegate (membro delle argille marnose)" (Lentini, 1979), Argille marnose eo-oligoceniche (Carbone *et alii,* 1993), Formazione delle Argille Varicolori (De Capoa *et alii,* 2003; Guerrera *et alii,* 2005).

Nel settore meridionale della valle, dall'area di Oliveto Citra – M. Pruno – M. Ogna fino alla bassa valle del F. Tanagro i depositi delle Argille Variegate affiorano con l'intera successione, mentre nell'area a nord di Oliveto Citra e fino a Calabritto sono presenti soltanto la porzione intermedia e superiore, che presentano caratteristiche litostratigrafiche simili alla formazione di Corleto Perticara (Selli, 1962).

Alcuni depositi pelitici, prevalentemente caotici, esposti nelle aree sud-occidentali del Foglio ed ascritti al Gruppo delle Argille Variegate, potrebbero riferirsi (Critelli *et alii,* 1994) al "complesso dei terreni ad affinità sicilide" (Bonardi *et alii,* 1988), decisamente più esteso al confine calabro-lucano.

Tali depositi sono generalmente riferiti in letteratura ad un dominio paleogeografico sicilide (Lentini, 1979; Carbone *et alii,* 2005), ma alcuni autori riferiscono i depositi dell'alta valle del Sele al bacino lagonegrese-molisano (Mostardini & Merlini, 1986).

La potenza complessiva del Gruppo, mal determinabile a causa della intensa deformazione e delle ripetizioni tettoniche, è stimabile intorno a varie centinaia di metri.

1.1.1. - *Argille Varicolori Inferior*i (**AVF**)

Nell'ambito di questa unità sono state individuate quattro litofacies a dominante pelitica con rapporti latero-verticali tra loro.

L'età della formazione è compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene medio-superiore?. Lo spessore complessivo si aggira intorno ai 250 m.

L'insieme delle litofacies di questa formazione è confrontabile, per posizione

PROGETTO CARG

stratigrafica, con analoghe successioni riconosciute nelle Unità Interne della Catena appenninico-maghrebide (Guerrera *et alii,* 2005); tuttavia tali successioni vengono di solito attribuite all'intervallo Cretacico superiore-Eocene.

1.1.2. - *litofacies argillitico-quarzitica* (**AVF$_a$**)

Gli affioramenti più rappresentativi della litofacies (anche se di modeste dimensioni) si rinvengono presso il margine sud-orientale del Foglio, in loc. Sant'Angelo e presso Masseria Romano; altri affioramenti con assetto generalmente caotico si osservano nei dintorni di Olevano sul Tusciano (Salitto e Ariano), e nella valle del torrente Turazzo, dove costituiscono accumuli gravitativi

Si tratta di argilliti silicee ed argille grigio-brune, talvolta con venature verdi e vinaccia, in set di strati spessi fino a 50 cm, alternate a "quarziti" microcristalline diaspigne e calcari siliciferi di colore verde bottiglia e grigio scuro, organizzate in straterelli regolari di 3-10 cm ed in strati pluridecimetrici; sono presenti intervalli di argilloscisti con patine ferro-manganesifere. Le venature di calcite, variamente orientate, sono abbondanti. Localmente sono presenti impregnazioni bituminose.

Lo spessore è dell'ordine dei 50 m. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo.

Le associazioni microfaunistiche sono completamente rimaneggiate. La parte più bassa della litofacies non è osservabile; lateralmente e verso l'alto passa a **AVF$_b$** e **AVF$_d$**. L'attribuzione cronologica al Cretacico superiore (?) è avvenuta per posizione stratigrafica.

1.1.3. - *litofacies ad argilliti bruno-rossastre* (**AVF$_b$**)

Nel settore sud-orientale della Valle del Sele, in loc. Bosco Eliceto, lungo la strada Bivio-Buccino, e tra questa strada e la loc. Fossa del Lupo, si rinvengono numerosi affioramenti (con estensione di rado superiore al metro) di argilliti siltose, raramente marnose, di colore scuro, grigio o bruno, con aspetto galestriforme ed impregnazioni ferro-manganesifere color ruggine o nerastre. Tali litotipi si presentano intensamente deformati e si alterano in piccole scaglie, di solito dalle dimensioni non superiori al centimetro.

Intervalli di solito inferiori al metro di diaspri bruno-rossastri e verdastri, talora biancastri, in strati di alcuni centimetri fino ad un massimo di 15. La fratturazione è concoide e, per tettonizzazione, scheggiosa.

Verso l'alto della successione (loc. Case Eliceto) si registra l'aumento graduale di calcari marnosi e marne, parzialmente o interamente silicizzati, di colore grigio-verdastro, in strati di alcuni centimetri fino ad un massimo di 25 cm. La

PROGETTO CARG

presenza di numerosi piani di clivaggio, interessati da impregnazioni ferro-manganesifere, favorisce la fratturazione in tipici blocchetti prismatici.

Altri affioramenti sono presenti ad ovest di Oliveto Citra, tra le località S. Maria di Loreto e la Saliceta, in località Piano dell'Ausano, ai margini dei rilievi carbonatici, dove affiorano, in maniera discontinua, circa 50-60 m di successione, e ancora presso il margine occidentale del Foglio Eboli, a sud di C. Arpignano.

Le associazioni microfaunistiche risultano rimaneggiate, non più antiche del Cretacico superiore. Non è visibile la parte inferiore della litofacies, che passa lateralmente ad **AVF$_a$** e verso l'alto a **AVF$_c$**, **AVF$_d$** o **FMS**. L'età della successione potrebbe raggiungere il Paleocene per posizione stratigrafica.

L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo e lo spessore complessivo è di poco superiore ai 150 m.

1.1.4. - *litofacies argillo-siltosa* (AVF$_c$)

La litofacies argillo-siltosa (**AVF$_c$**) affiora, con assetto generalmente caotico, nella parte bassa della Valle del Sele (loc. Temponi, loc. Cretazzo, ecc.) e ad ovest di Salitto, presso il margine occidentale del Foglio. Tali depositi, spesso in corpi lenticolari, sono di frequente sede di fenomeni gravitativi.

Si tratta di argille ed argille siltose, talvolta marnose, di colore grigio, localmente chiare o scure, con intercalazioni di calcari e calcari marnosi biancogiallastri in strati di dimensione variabili da mezzo cm fino ad alcuni decimetri; tali intercalazioni diventano più frequenti ed aumentano di spessore verso la parte alta della successione fino a passare gradualmente a **FMS**. L'appoggio basale è graduale su **AVF$_b$** e lateralmente è a contatto con **AVF$_d$**. Le associazioni microfaunistiche risultano completamente rimaneggiate.

Questi depositi torbiditici di bacino marino profondo presentano in affioramento uno spessore massimo che può essere stimato intorno ai 50 m.

L'attribuzione cronologica al Paleocene (?) - Eocene (?) è per posizione stratigrafica.

1.1.5. - *litofacies ad argilliti grigie* (AVF$_d$)

La litofacies **AVF$_d$**, localmente molto tettonizzata, presenta una buona diffusione areale, soprattutto nella parte bassa della Valle del Sele, ma le sue caratteristiche litologiche consentono soltanto raramente osservazioni in tagli naturali, mentre sono possibili nelle recenti esposizioni realizzate per le opere (trincee, gallerie, ecc.), connesse al raddoppio dell'autostrada A3 Salerno- Reggio Calabria.

PROGETTO CARG

Si tratta di argilliti scagliose ed argille siltose grigiastre e nerastre, in pacchi di strati spessi 1-2 m, di solito molto tettonizzate, marne e calcari marnosi grigi, anche siliciferi, in stati decimetrici, arenarie micacee grigie a cemento siliceo con laminazione piano parallela e diffuse venature di calcite; quest'ultima talvolta si presenta in sottili strati di 1-2 cm.

Alla confluenza del Vallone dello Spineto con il fiume Sele, in una trincea, si rinvengono un centinaio di metri di successione, costituita, dal basso, da circa 15 metri di calcari siliciferi, con diffuse patine manganesifere, in strati medi, alternati ad argilliti scure; seguono alcuni metri di argilliti ed argille siltose nerastre alternate a marne silicifere, seguite da 60-70 m di argilliti nerastre ed argille siltose grigiastre, e intercalazioni di strati medio-spessi di calcareniti e calcilutiti scure, talora laminate e con impronte di fondo, arenarie micacee grigie e calcari marnosi scuri. Verso l'alto, la successione prosegue con sempre più frequenti intercalazioni di calcari marnosi chiari in strati spessi.

Verso il basso tali litotipi passano per alternanze ad **AVF_b** e **AVF_a**; lateralmente sono a contatto con **AVF_c**; in alto prevalgono le intercalazioni di calcari marnosi e si osserva il passaggio graduale, parzialmente eteropico, a **FMS**.

Il nannoplancton calcareo evidenzia, oltre a poche forme cretaciche rimaneggiate, la presenza di *Nannotetrina fulgens* (STRADNER) ACHUTHAN & STRADNER e di *Nannotetrina* spp. che testimoniano un'età Eocene medio, riferibile al Luteziano (NP15). Per posizione stratigrafica, la base della successione potrebbe partire dal Paleocene mentre il tetto può raggiungere l'Eocene superiore.

L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo; la potenza di questa litofacies non è inferiore ai 150 m.

1.1.6 . - *Formazione di Monte S. Arcangelo* (**FMS**)

La formazione affiora estesamente nella Valle del Sele, in esposizioni per lo più discontinue ma con spessori talvolta superiori ai 10 metri.

Si tratta di calcari marnosi avana, giallastri, verdastri e grigiastri con venature di calcite e localmente con patine manganesifere talore silicizzati; subordinatamente sono presenti calcareniti gradate e laminate avana e grigiastre, marne argillose brune, marne siltose bruno-chiaro straterellate e, a più altezze, livelli di areniti micacee.

In loc. Monte della Difesa sono esposti calcari marnosi giallastri, calcilutiti giallastre con locale esfoliazione per alterazione, calcareniti, il tutto in strati e banchi; intervalli pluridecimetrici di argille silicee scagliose; arenarie brunastre quarzoso-micacee in straterelli; le venature di calcite sono frequenti. Gli spessori delle esposizioni non superano in genere i 2 metri.

PROGETTO CARG

Ad est dell'abitato di Contursi Terme, lungo la strada per Bivio, e lungo la strada che da Contursi Terme conduce al Ponte Mefite, affiorano, in modesti tagli, calcari marnosi avana, giallastri e grigiastri con venature di calcite e localmente con patine manganesifere in strati e straterelli.

Affioramenti continui di **FMS** sono presenti a SE di Serradarce dove per una potenza dell'ordine dei 140-160 m si rinvengono in sostanziale continuità, dal basso, un'alternanza di calcari marnosi in strati medio-spessi ed argille scagliettate grigio-nerastre per circa 30 m; seguono circa 25-30 m di calcari marnosi avana e biancastri in strati spessi fino a un metro, alternati a calcilutiti grigie laminate e marne calcaree siltose giallastre in strati medio-spessi e ancora rare e sottili intercalazioni di peliti grigiastre. Procedendo verso l'alto gli strati diminuiscono di spessore ed ai litotipi citati si intercalano strati medio-sottili di calcilutiti grigio-verdastre, argilliti e argille marnose nerastre ed avana, rari strati sottili di arenarie micacee brune, laminate a cemento calcitico, per circa 80-90 m. La successione si chiude con circa 15 metri di calcari marnosi avana in strati spessi e calcareniti avana laminate, con intercalazioni di argille e marne grigiastre e verdastre.

La successione descritta poggia su terreni prevalentemente pelitici delle **AVF** ed ha localmente un assetto all'incirca monoclinalico con direzione E-O ed immersione verso i quadranti settentrionali.

Nell'ambito dell'unità sono state distinte due litofacies, $\mathbf{FMS_a}$ ed $\mathbf{FMS_b}$.

La litofacies marnosa $\mathbf{FMS_a}$ risulta costituita da marne e marne calcaree rosse e rosate tipo "scaglia", alternate a marne e marne argillose biancastre pulverulente, marne rosa e calcareniti fini grigio-avana a laminazione piano-parallela, in strati medio-sottili. Lo spessore massimo registrato è di circa 25 metri.

Lungo la strada che da Contursi Terme conduce al Ponte Mefite sono osservabili alcuni metri di successione con diffuse marne rosate tipo "scaglia", alternanze di marne e marne argillose biancastre pulverulente e calcareniti fini grigio-avana in strati medio-sottili.

Presso Contursi Terme, in Loc. Valle degli Ulivi, affiorano alcuni metri di marne ed argilliti rossastre associate a strati e straterelli di calcari fini anche marnosi, argilliti grigio scuro, arenarie e siltiti quarzoso-micacee.

Ad ovest di Contursi Terme, in loc. F.na Sambuco, in una vecchia cava dismessa è visibile una serie spessa circa 25 m costituita, dal basso, da 15 metri di calcari marnosi avana e grigiastri in strati medi e spessi, molto tettonizzati nella parte bassa; segue un intervallo con i caratteri della litofacies $\mathbf{FMS_a}$ costituito da circa 2 metri di marne rosse e rosate tipo "scaglia" e marne argillose biancastre pulverulente, in strati sottili; la successione si chiude con 5-6 m di calcari marnosi in strati fini con sottili intercalazioni di peliti grigie ed arenarie micacee laminate.

La litofacies $\mathbf{FMS_a}$ è presente anche in località Selva Nera con spessori fino a 25 m.

La litofacies calcareo-marnosa $\mathbf{FMS_b}$ è data da calcari, calcari marnosi e mar-

PROGETTO CARG

ne di colore bianco in strati medio-spessi, calcareniti fini e calcilutiti bianco-grigiastre alternate a torbiditi arenaceo-calcaree e calcareo-marnose, in strati spessi. La potenza della litofacies supera i 50 metri.

Lungo la strada che da Contursi Terme conduce al Ponte Mefite si ritrovano affioramenti estesi 4-5 metri di calcari, calcari marnosi e marne di colore bianco generalmente in strati sottili fino ad un massimo di 30 cm.

In loc. Bosco Sant'Angelo sono invece diffuse calcareniti fini e calcilutiti bianco-grigiastre alternate ad arenarie calcaree e calcari marnosi, torbiditiche, in strati dallo spessore massimo di 60 cm circa. Gli intervalli a laminazione convoluta sono dominanti e particolarmente sviluppati (fino a 50 cm), subordinatamente si rinvengono più contenuti (fino a 10 cm) intervalli a laminazione parallela. Lo spessore complessivo delle esposizioni si aggira intorno ai 20-30 metri.

Lo spessore complessivo della successione è di 350-400 metri. L'unità passa verso il basso e lateralmente ad **AVF**; in alto si osserva il passaggio graduale ad **ALV** e localmente a **TUT$_b$**. L'ambiente deposizionale è marino bacinale.

Nella parte bassa della successione i nannofossili calcarei *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE & RIEDEL) RADOMSKI e *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER & WADE) ROTH indicano un'età non più antica dell'Eocene superiore (biozona NP14b). Nella parte alta la presenza di *Helicosphaera recta* HAQ indica un'età non più antica del Chattiano superiore (biozona NP25).

1.1.7. - *Argille Varicolori Superior*i (**ALV**)

Le Argille Varicolori Superiori affiorano in maniera discontinua nei settori mediano e settentrionale della Valle del Sele.

Si tratta di argille dal colore prevalentemente bruno-rossastro, talora verdastro e grigiastro, con riflessi vinaccia e con intercalazioni di calcari e calcari marnosi bianco-giallastri in strati sottili di dimensione variabili. I rapporti sono di tipo stratigrafico, graduale alla base con **FMS** mentre verso l'alto e lateralmente le **ALV** passano a **TUT$_b$**. Lo spessore stimato dell'unità, in affioramento discontinuo, è compreso entro i 150 metri. L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo.

L'attribuzione cronologica di tali terreni, avvenuta per posizione stratigrafica, è riferita all'Aquitaniano, equivalente all'età di analoghe successioni riconosciute nelle Unità Sicilidi della area appenninico-maghrebide (Guerrera *et alii*, 2005)

1.2. - Tufiti di Tusa (**TUT**)

La formazione è suddivisa in due litofacies, una arenaceo-argilloso-calcarea (**TUT$_a$**), non affiorante nel foglio, ed una arenaceo-marnosa (**TUT$_b$**).

1.2.1. - *litofacies arenaceo-marnosa* (**TUT$_b$**)

PROGETTO CARG

Affiora principalmente nella zona meridionale del Foglio, nei dintorni del fiume Sele (località Zonzo, Saginara e Macchioni) mentre nell'area a nord è presente nei pressi di Campopiano, in sinistra del torrente Temete ed a SO di Quaglietta. La successione è costituita da arenarie brunastre a grana media, micacee, con subordinato quarzo sub-arrotondato, cemento calcitico, in strati medi con laminazione piano parallela e convoluta; marne argillose giallastre e grigio-chiaro a frattura concoide, siltiti ed arenarie fini poco cementate in strati sottili di colore marroncino e talora calcari marnosi avana e biancastri in strati medi, argilliti scagliettate brune e nerastre, con diffuse venature di calcite; sono presenti, inoltre, strati e banchi di argille marnose grigie, marne calcaree di colore bianco e giallastro, arenarie quarzolitiche e arcosiche, areniti vulcanoclastiche muscovitiche generalmente medio-grossolane in strati fini.

L'Unità **TUT_b** alla base passa gradualmente a **FMS** mentre è in contatto eteropico con **ALV**.

In loc. Macchioni affiorano alcuni metri di calcari marnosi e calcilutiti grigie e avana in strati medi, seguiti da arenarie brune micacee in strati di 10 cm ed infine da straterelli di siltiti micacee giallastre dall'aspetto tufitico e marne argillose biancastre, pulverulente e sottilmente stratificate.

In loc. Mezzana si rinviene un'alternanza di argilliti scagliettate brune e nerastre, marne argillose giallastre e grigio-chiaro a frattura concoide con diffuse venature di calcite, arenarie brune micacee e siltiti brune leggere dall'aspetto tufaceo. Lo spessore affiorante non è inferiore ai 35-40 m.

A nord-ovest di Campopiano, presso il km 83 della SS 91, sono presenti alternanze di areniti quarzose in banchi a cemento calcareo, con biotite muscovite e rari litici, alternate a strati sottili di marne, argille marnose, calcari marnosi e siltiti.

La potenza complessiva della litofacies è dell'ordine dei 50-100 m. L'ambiente deposizionale è marino bacinale.

Si registra il completo rimaneggiamento delle microforme. Considerata la posizione stratigrafica e l'età burdigaliana di successioni analoghe di letteratura (Guerrera *et alii,* 2005), questa unità viene riferita al Miocene inferiore.

2. - UNITÀ TETTONICA CARBONATICA

Pur affiorando estesamente (circa 45% del Foglio), le successioni carbonatiche non offrono molte possibilità per studi di dettaglio a causa soprattutto della notevole copertura boschiva e dell'accentuata frammentazione tettonica delle successioni. L'inquadramento litostratigrafico tuttavia presenta alcune peculiarità in termini di litofacies che, quando correlate con le coeve successioni affioranti

PROGETTO CARG

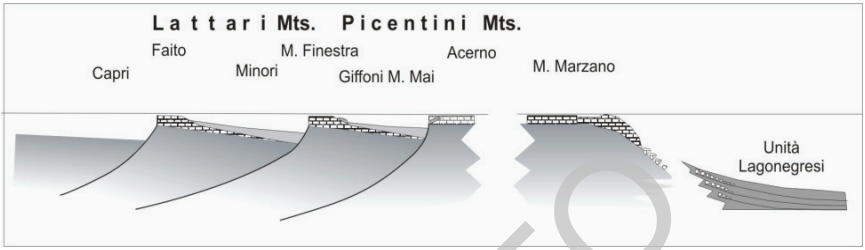


Fig. 5 - *Modello paleotettonico per il Triassico superiore (modificato da* Iannace et alii*, 2005). Le località Monte Marzano e Acerno ricadono nel foglio Eboli, mentre l'area da Giffoni-Monti Mai a Faito ricade nei fogli Salerno e Sorrento.*

nei fogli contigui (Salerno e S. Angelo dei Lombardi) conducono ad una ricostruzione coerente dei sistemi deposizionali, soprattutto per quanto concerne gli intervalli stratigrafici del Triassico e del Cretaceo superiore.

Le relazioni di facies tra le unità litostratigrafiche individuate indicano infatti che l'area indagata dal Triassico al Cretaceo si trovava in una zona prossima ad un margine della piattaforma carbonatica che faceva transizione al Bacino di Lagonegro. Questa interpretazione appare molto ben verificata per il Triassico superiore e per il Cretaceo superiore, soprattutto quando si prende in considerazione la retrodeformazione della complessa struttura tettonica di Campagna. Le caratteristiche di facies del Giurassico appaiono invece decisamente più problematiche tanto che in alcune aree la classica tripartizione litostratigrafica non è riconoscibile. Tuttavia diversi elementi delle litofacies indicano che, pur in un contesto di generale progradazione di facies di piattaforma, la posizione paleoambientale dell'area non era molto variata.

Per il Triassico superiore la disposizione delle litofacies appare coerente con l'interpretazione paleotettonica di Iannace *et alii* (2005) che prevede una serie di bacini intrapiattaforma strettamente controllati dalla presenza di faglie estensionali con basculamento di blocchi (fig. 5), secondo un modello applicato ampiamente nel Sudalpino (Frisia *et alii,* 1992), confinanti con il dominio profondo del Bacino di Lagonegro. Le biofacies di margine presenti nel Retico di Monte Marzano-Pennone, che hanno il loro perfetto analogo anche sull'altro margine della valle del Sele (affioramento lungo la strada Acerno-Calabritto), indicano la prossimità di un'area margine. In particolare, secondo il modello discusso in Iannace & Zamparelli (2002) si può affermare che tali associazioni fossili indicano che l'area pelagica confinante aveva buone connessioni con il mare aperto e pertanto poteva essere rappresentata dal Bacino di Lagonegro. Spostandosi verso occidente il Retico è rappresentato dalle classiche facies con grandi megalodontidi descritti in passato alle Croci di Acerno (De Castro, 1990) ed ora trovate anche sulla cima del Monte Polveracchio (in passato descritto come Cretaceo

PROGETTO CARG

superiore), che rappresentano facies prevalentemente peritidali del Norico. Ancora verso ovest queste ultime sono parzialmente sostituite lateralmente da facies più lagunari e ristrette (litofacies delle dolomie a bande) che preannunciano le facies decisamente asfittiche ittiolitifere di Giffoni e dei Monti Mai, ben rappresentate nel contiguo Foglio Salerno.

Nel Giurassico il contrasto di facies è meno netto. Tuttavia, mentre nella aree più occidentali prevalgono facies più fangose lagunari, in particolare con le facies a *Cladocoropsis* del Giurassico superiore, in quelle orientali, al margine con la Piana del Sele e soprattutto al Monte Pennone, sono presenti facies granulari di ambienti più agitati. La mancanza del contrasto con le tipiche facies oolitiche del Giurassico medio, e l'assenza dell'orizzonte a *Lithiotis*, non consentono la tipica suddivisione litostratigrafica (fig. 6) ed indicano condizioni generalizzate di energia relativamente elevata. Inoltre, la presenza di orizzonti di conglomerati calcarei ricchi in cespi di coralli nel Giurassico superiore del Monte Boschetiello indicano la prossimità di aree di margine e una certa instabilità sinsedimentaria.

L'instaurarsi di condizioni di piattaforma aperta di alta energia diventa molto evidente a partire dal Cretaceo superiore, certamente dopo la zona a *Cisalveolina frasii* (De Castro, 1983). In tutto il margine orientale dei Picentini ed al Monte Marzano le facies prevalenti sono

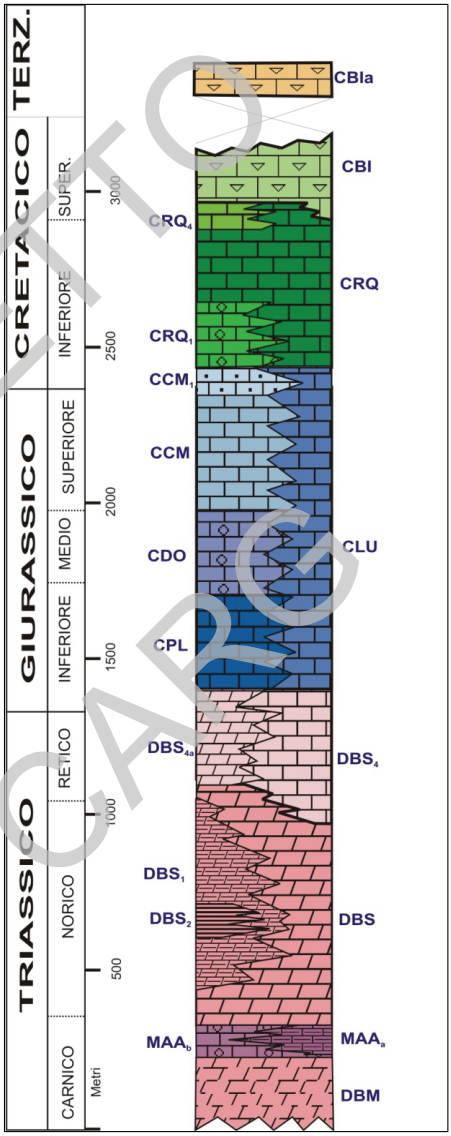


Fig. 6 - *Colonna stratigrafica sintetica della successione dell'Unità Tettonica Carbonatica.*

PROGETTO CARG

grossolanamente bioclastiche e costituite essenzialmente da frammenti di rudiste, bivalvi, coralli. Si tratta certamente di depositi di alta energia riconducibili ai contesti deposizionali descritti di recente per le piattaforme del Cretaceo superiore dell'Appennino meridionale (Carannante *et alii,* 1999). Secondo tale interpretazione, le aree di margine delle piattaforme cretaciche mancavano di bordi biocostruiti ed erano occupate da vasti corpi bio-detritici mobili, continuamente ridistribuiti dal moto ondoso. La presenza di facies bio-detritiche al Monte Marzano era da tempo nota in letteratura (Pescatore, 1966) e aveva indotto i precedenti autori, sulla base del modello delle Unità Stratigrafico-Strutturali, a porre il blocco del Monte Marzano in una unità tettonica diversa da quella dei Monti Picentini (es. Bonardi *et alii,* 1982). Il ritrovamento di facies simili nella parte orientale dei Monti Picentini, ed anche nel Foglio S. Angelo dei Lombardi, indica invece che una generale retrogradazione ed il passaggio da piattaforme bordate ad aperte sono fenomeni generali legati alla dinamica della Piattaforma Carbonatica Appenninica e di molte piattaforme carbonatiche tetidee nel corso del Cretaceo superiore.

Queste considerazioni sulla distribuzione delle facies tra Triassico e Cretacico indicano in definitiva che i carbonati presenti sui due margini della valle del Sele rappresentano parti relativamente poco dislocate dello stesso corpo di piattaforma carbonatica (fig. 6).

2.1- dolomia massiva di base (**DBM**)

In alcune aree a sud di Acerno sono presenti affioramenti molto caratteristici di dolomie chiare massive e intensamente fratturate, classificabili come cataclasiti ed ultracataclasiti, per le quali è impossibile un qualsiasi studio stratigrafico e biostratigrafico data anche la natura macrocristallina della dolomite. Litologie simili, nell'adiacente area di Giffoni (Foglio Salerno), sono sovente sottoposte alle formazioni del Carnico superiore e sono state pertanto ascritte, seguendo anche la letteratura precedente (Galdieri, 1908), al Carnico *p.p*. Gli affioramenti non hanno a rigore una posizione stratigrafica definita in quanto hanno limiti tettonici con le formazioni circostanti e la loro attribuzione stratigrafica è stata fatta per correlazione litologica con la formazione **DBM** del contiguo Foglio e come quelle possono essere attribuite genericamente ad un ambiente deposizionale carbonatico di mare basso. Lo spessore non è valutabile.

2.2. - calcari e marne ad *Avicula* e *Myophoria* (**MAA**)

I terreni databili più antichi presenti nel foglio sono costituiti da due litofacies.

PROGETTO CARG

La prima è data da calcari marnosi di colore nero, fini, fetidi alla percussione e sottilmente stratificati e laminati (1-5 mm). Sono facilmente riconoscibili per via di patine giallastre presenti sulle superfici di alterazione, che possono formare bande stratiformi o chiazze irregolari. Ai calcari marnosi si alternano orizzonti di più metri di marne tabulari nere e/o argille nere finemente straterellate (1-3 mm) **(**litofacies marnosa, **MAA$_a$**). Le migliori esposizioni sono presenti a SO di Varco della Noce. La seconda litofacies è invece costituita da calcari grigio scuro e dolomie con rara componente marnosa. I calcari possono essere ben stratificati (5-20 cm) o massivi, molto fini (tessiture tipo *wackestone*) o grossolani (tessiture tipo *grainstone*). I banchi più grossolani, generalmente dolomitici, contengono abbondanti e caratteristici intraclasti calcarei ed oncoidi. Questi ultimi hanno un diametro variabile tra 0.2 e 2 cm e mostrano strutture concentriche isopache. Nei termini più fini si sono rinvenuti radioli di echinidi di 1-2 cm di lunghezza (litofacies calcareo-dolomitica, **MAA$_b$**). Nell'area a est di Montecorvino Rovella queste facies fanno passaggio stratigrafico verso l'alto alle dolomie dell'unità **DBS**. Poggia con contatto mal definito su **DBM.**

Questa formazione è meglio rappresentata nel contiguo foglio Salerno. Si tratta di formazioni ben note da oltre cento anni di ricerche sui Monti Picentini (Galdieri, 1908) e correlabili a quella che nelle Alpi Meridionali è nota anche come "Raibliano" o " Gruppo di Raibl" e databile al Carnico superiore. L'ambiente di formazione è di laguna carbonatica, con episodi di sedimentazione mista (litofacies marnosa). Lo spessore è di circa 100 m.

2.3. - DOLOMIA SUPERIORE (**DBS**)

Le litofacies di questa formazione più frequentemente rinvenute nell'area corrispondono a dolomie, nocciola o rosa, ben stratificate (5-30 cm), con abbondanti strutture algali tipo stromatoliti e/o strutture fenestrate a riempimento di calcite spatica, contenenti alcuni resti di bivalvi spatizzati. Le stromatoliti possono formare strutture da disseccamento tipo *microtepee* e possono inglobare intraclasti carbonatici (0.5-2 cm) a spigoli vivi. I livelli di dolomite spatica che sporgono sulle superfici di alterazione, insieme a cavità di dissoluzione solo parzialmente riempite di spatite, possono dare un aspetto travertinoso agli affioramenti. Nelle dolomie di colore rosa si rinvengono anche sottili (1-2 mm) livelli argillosi rossi, che talora coincidono con stiloliti a bassa ampiezza (1 mm). Le strutture da disseccamento e la colorazione rosa delle dolomie e rossa delle argille testimoniano nel complesso momenti di emersione o prossimi all'emersione dell'ambiente di sedimentazione. Questi caratteristici livelli ben stratificati o anche laminati si alternano con orizzonti dolomitici grigio chiaro più massivi con numerosi calchi e modelli interni di megalodontidi e gasteropodi turricolati.

PROGETTO CARG

Petrograficamente queste dolomie sono caratterizzate dalla prevalenza di dolomite fine, non saccaroide e non obliterativa, caratteri ritenuti in genere indizi di dolomitizzazione relativamente precoce.

La sezione stratigraficamente più continua di questa formazione è presente alle Croci di Acerno. Pur in presenza di una copertura boschiva abbastanza accentuata, la costanza delle giaciture degli strati garantisce una buona continuità stratigrafica. Lo spessore totale può essere così valutato intorno ai 500 metri. Diversi campioni studiati in sezione sottile mostrano delle litofacies prevalentemente micritiche e peloidali con una grande diffusione di foraminiferi aulotortidi e frammenti di alghe dasicladali insieme a più banali frammenti di gasteropodi e bivalvi. L'associazione biostratigrafica è caratteristica dell'intervallo Norico-Retico ma in questa località, a causa del passaggio verso l'alto a calcari con *Triasina hantkeni, marker* del Norico superiore - Retico, questa formazione può essere attribuita al Norico inferiore-medio.

In diverse località lateralmente e verso l'alto sono invece presenti dolomie ben stratificate (5-30 cm) con una caratteristica alternanza di strati a diversa gradazione di grigio (membro delle dolomie a bande **DBS$_1$**). Rispetto a quelle soggiacenti queste dolomie mostrano una predominante colorazione grigio scuro. I livelli più scuri, sono caratterizzati da una fitta laminazione piano-parallela mentre quelli chiari presentano strutture a *fenestrae* e laminazioni del tutto simili a quelle delle parti inferiori della formazione. Le lamine piano-parallele, sono in genere di diverso spessore e a diversa gradazione di grigio. Talvolta sono troncate da microfaglie con rigetti millimetrici. La superficie basale delle laminazioni è generalmente più scura, cosa che suggerisce una appena accennata gradazione. Rari e sottili (1-2 mm) livelli argillosi verdi si rinvengono tra gli strati.

In diversi affioramenti nell'area ad ovest di Acerno si è osservato un passaggio verticale abbastanza netto dalla litofacies chiara a questa scura delle dolomie a bande. Ad est di Acerno solo la litofacies chiara e stromatolitica è presente fino al top della formazione. Quindi l'età del membro **DBS$_1$** comprende certamente il Norico e parte del Retico nelle aree occidentali.

Il membro delle dolomie nere bituminose (**DBS$_2$**), è presente solo nell'area di Campagna, e corrisponde agli "Scisti Bituminosi" o "Scisti Ittiolitici" *Auctt*. (Boni *et alii,* 1990), noti da oltre due secoli per il loro contenuto in pesci fossili (Bassani, 1891;1892), meglio rappresentata nel foglio Salerno dove è stata attribuita al Retico. La natura tettonica dei contatti nel presente foglio non ne consente una precisa collocazione cronostratigrafica tra Norico e Retico.

Nella successione di Croci di Acerno, le litofacies dolomitiche peritidali fanno passaggio graduale verso l'alto a calcari stratificati caratterizzati dalla presenza di valve e frammenti di valve spatizzate di megalodontidi di diversi centimetri di grandezza (membro dei calcari e dolomie a *Megalodon* **DBS$_4$**). Ai livelli con grandi megalodontidi si alternano facies con stromatoliti e *fenestrae*. Nella mi-

PROGETTO CARG

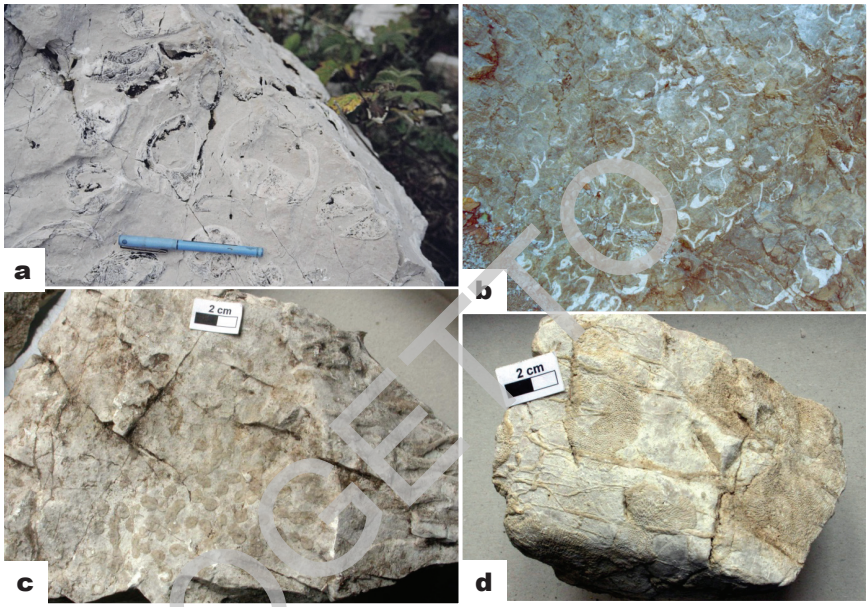


Fig. 7 - *(a) Calcari con valve non disarticolate di grandi megalodontidi sostituite da calcite spatica. Membro* ***DBS$_4$****, cima del Monte Polveracchio.(b) Dolomie a grandi megalodontidi della litofacies* ***DBS$_{4a}$*** *nella zona di Serra Polare, tra Acerno e Monte Accellica. Cespi di coralli (c) e frammenti di Chetetidi (d) in dolomie (****DBS$_{4a}$****) intensamente fratturate lungo la strada tra Acerno e Calabritto.*

PROGETTO CARG

crofacies è presente *Triasina hantkeni* MAJZON che consente di attribuire questa formazione al Norico superiore-Retico (De Castro, 1990). Questa formazione è stata indicata con T_6 nella vecchia cartografia 1:100.000. Lo spessore valutabile alle croci di Acerno è di circa 300 metri. Da rilevare che la stessa litofacies è stata rinvenuta sulla cima del Monte Polveracchio (fig. 7a) del quale costituisce tutto il versante strutturale meridionale. A Monte Pennone invece non ne affiora la base ed è estremamente tettonizzata; vi si rinvengono cespi di coralli coloniali e chetetidi. Nella sezione di Croci di Acerno nella parte alta del membro **DBS$_4$**, sono molto abbondanti livelli peritidali caratterizzati dalla grande frequenza di cavità fenestrali, livelli lenticolari rosso-ocracei e cementi laminati a festoni (De Castro, 1990), che indicano la frequenza delle esposizioni subaeree di quest'area durante il Giurassico inferiore.

In molte località (a sud di Serra Polare, parte sud della Forra del Tusciano) invece, si rinvengono dolomie stratificate date dall'alternanza di banchi (0.2-1 m) di colore dal grigio chiaro al grigio scuro. I banchi più chiari contengono resti di bivalvi spatizzati e strutture fenestrate. Nei banchi più scuri si rinvengono abbon-

danti valve di megalodontidi (5-15 cm, fig. 7b) sostituite da dolomia saccaroide bianca di probabile origine tardo-diagenetica (litofacies **DBS_{4a}**). Pur in assenza di indicazioni biostratigrafiche, a causa della natura obliterativa della dolomite, appare probabile che queste dolomie siano l'equivalente laterale dei calcari di Croci di Acerno. E' stato infatti dimostrato, a partire da osservazioni sui monti Lattari (IANNACE, 1991) ma confrontabili con altre situazioni in tutto l'Appennino e le Alpi meridionali (IANNACE & FRISIA, 1994), che una dolomitizzazione con fronti di dolomitizzazione fortemente discordanti rispetto alla stratificazione è caratteristica dei calcari di piattaforma del Retico. Dolomie molto tettonizzate con grandi megalodontidi sono presenti lungo la strada Acerno-Calabritto e contengono chetetidi, coralli e bande convolute di cementi sinsedimentari (fig. 7c,d) tipiche di *framestone* di scogliera.

Le diverse litofacies di questa formazione sono riconducibili, come detto sopra, ad un vasto dominio di piattaforma del Norico-Hettangiano *p.p.* con facies lagunari e peritidali prossime al margine (**DBS** e **DBS_4**) passanti a facies di laguna ristretta spesso con acque di fondo anaerobiche (**DBS_1** e **DBS_2**). Fasi diagenetiche tardive sono responsabili della dolomitizzazione nella parte alta della formazione (**DBS_{4a}**). I passaggi tra membri e litofacies, quando osservabili, sono sempre graduali. Lo spessore totale stimato è dell'ordine dei 1000 m.

2.4. - CALCARI A *Palaeodasycladus* (**CPL**)

Si tratta di calcari micritici, (*wackestone* e *packstone*) generalmente ben stratificati, di colore nocciola o grigio, con granuli ricoperti di forma allungata, oncoidi ed intraclasti più o meno arrotondati e bioclasti (foraminiferi, gasteropodi, alghe calcaree). Solo sporadicamente è abbondante *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) ed in genere in tutta l'area le biofacies sono piuttosto povere rispetto ad altre aree di affioramento della formazione.
Nella microfacies si sono riconosciuti: *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) (?) e in pochissime località *Orbitopsella praecursor* (GUMBEL), marker della parte alta della successione. Frequenti interstrati e "tasche" di materiale marnoso verdastro e/o rosa e talvolta vene e ghiandole irregolari di cemento spatitico fibroso calcitico.

Buoni affioramenti sono presenti lungo le creste di Costa Monacesi (parte alta della serie delle Croci di Acerno), lungo il sentiero CAI 3A per il Monte Accellica. Una ottima esposizione si ha al versante occidentale del Monte Pennone ma la successione è molto povera dal punto di vista fossilifero. Il membro dei calcari a *Lithiotis*, cartografato nel Foglio Salerno, e normalmente presente in molte parti dell'Appennino al *top* di questa formazione, non è quasi mai presente nel Foglio Eboli, se non con spessori limitati non cartografabili alla Costa del Suoglio.

PROGETTO CARG

Nella parte bassa l'unità comprende calcari micritici con foraminiferi e thaumatoporelle, cavità fenestrali, cementi laminati a festoni e livelli ad intraclasti piatti.

L'ambiente di formazione è quello di piattaforma carbonatica, prevalentemente lagunare, peritidale nella parte bassa. Il contatto inferiore con le dolomie o i calcari di **DBS$_4$** è molto graduale. L'età è Hettangiano superiore – Pliensbachiano. Lo spessore circa 350 m.

2.5. - CALCARI OOLITICI ED ONCOLITICI **(CDO)**

In continuità stratigrafica con le facies dell'unità precedente è di regola presente una successione calcarea con frequenti calcari oolitici e oncolitici in facies di *grainstone* ben classati, e calcari dolomitici chiari con ooidi. Il limite superiore è estremamente sfumato in quanto coincide con un progressivo aumento di facies micritiche scure della formazione **CCM**, cosa che avviene solo nelle parti nord-occidentali del Foglio.

I livelli di *grainstone* prevalentemente oolitici prevalgono nella parte bassa della formazione. I migliori affioramenti sono a Piano di Noresi e a est di Piano Pontuni. A Monte Pennone, invece, pochi metri più in alto di livelli a *Orbitopsella praecursor* sono accompagnati dalla presenza di grandi oncoidi e frammenti di coralli. Nella parte alta prevalgono facies a tessitura *packstone* e *grainstone* con intraclasti (0.1-1.5 cm) più o meno arrotondati e comunemente eterometrici, e oncoidi (0.5-2.5 cm) biancastri e meno frequentemente da ooliti. Le facies più grossolane ad oncoidi ed intraclasti possono essere classificate come *rudstone*. Si rinvengono numerosi foraminiferi (soprattutto textularidi), piccoli gasteropodi e dasycladali; rare lumachelle a nerinee. Nella microfacies si sono riconosciuti: *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, *Verneuilina* sp. I migliori affioramenti di questa parte superiore della formazione sono a nord e a ovest di Toppo Croce del Magnone e a sud della Costa del Filigatti.

Il limite inferiore di questa formazione dovrebbe essere contenuto all'interno del Toarciano mentre quello superiore, molto sfumato e graduale, dovrebbe approssimare il limite Giurassico medio-superiore. Lo spessore totale valutabile è di circa 250 m. L'ambiente di formazione è di laguna di piattaforma carbonatica, con aree prossime a barre oolitiche e a margini biocostrutiti (Monte Pennone).

2.6. - CALCARI CON *Cladocoropsis* E *Clypeina* (**CCM**)

La formazione precedente passa in maniera molto graduale a calcari (*mudstone*, *wackestone*, *packstone*), ben stratificati (0.2-0.5 m), di colore grigio, nocciola o

PROGETTO CARG

avana e talvolta con intercalazioni marnose avana sottilmente stratificate. Nelle facies più fini si rinvengono oncoidi eterometrici (0.3-2 cm), biancastri o marroni, a struttura vacuolare. Nelle facies più grossolane si rinvengono abbondanti intraclasti biancastri o nocciola chiaro (0.1-2cm) arrotondati, piccoli gasteropodi e foraminiferi bentonici a guscio arenaceo. Numerosi resti di *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (lunghezza 2-6 cm, larghezza 0.5-1.5 cm) si osservano nelle diverse facies ma soprattutto in quelle più fini e più scure. Si riconoscono facilmente in quanto sporgono sulle superfici di alterazione, mentre sulle superfici fresche hanno colore più chiaro rispetto alla micrite. Nella microfacies si sono riconosciuti: *Satorina apuliensis* FOURCADE & CHOROWICS, *Valvulina lugeoni*, *Cioblaisia*, *Trocholina* e *Pfenderina*.

Rispetto all'unità precedente si tratta probabilmente di facies formatesi in seguito ad un approfondimento dell'ambiente di sedimentazione di piattaforma, con circolazione ristretta, e con una parziale crisi di produzione carbonatica (e arricchimento relativo della componente argillosa). Infatti, i litotipi calcarei non presentano alcun indizio di esposizione subaerea può quindi escludere che le marne testimonino un'emersione.

Nella parte alta è presente il membro dei calcari con *Campbelliella* e *Kurnubia* (**CCM$_1$**), caratterizzato da calcari (*mudstone, wackestone, packstone*), più o meno stratificati, di colore grigio o nocciola con peloidi, intraclasti per lo più spigolosi e qualche granulo ricoperto e soprattutto caratteristici microfossili tra cui dasycladali e foraminiferi. Questi comprendono *Clypeina jurassica* FAVRE, *Vaginella striata* CAROZZI, *Pseudoclypeina*, *Valvulina lugeoni*, *Triploporella neocomiensis* RADOIČIĆ, *Trocholina*, *Campbelliella*, *Tubiphytes,* cianoficee e *Clypeina solkani* CONRAD & RADOIČIĆ. Il membro indica una ripresa della normale produzione carbonatica databile al passaggio Giurassico - Cretacico.

I migliori affioramenti dell'intera formazione sono a SO della Savina e a N della Costa del Filigatti. Passa gradualmente a **CDO** in basso ed a **CLU** verso l'alto; lo spessore totale è di almeno 450 m. L'età è Giurassico superiore-Neocomiano.

2.7. - CALCARI E CALCARI DOLOMITICI (**CLU**)

La successione che affiora lungo tutta la dorsale M. Altillo – M. Boschietello è costituita prevalentemente da calcareniti di colore grigio-nocciola chiaro a tessitura prevalentemente *grainstone*, calcilutiti a tessitura *mudstone* di colore nocciola scuro con rare *fenestrae* e calcari oncolitici a tessitura *grainstone* nocciola chiaro o grigi, organizzati in strati con spessori variabili dal decimetro al metro. Questi depositi seguono in successione su dolomie con megalodontidi (**DBS$_4$**) sono certamente appartenenti al Giurassico in quanto in diverse località sono stati

PROGETTO CARG

rinvenuti frammenti di *Orbitopsella* sp., *Valvulina lugeoni* e trocoline, mentre tra i macrofossili si rinvengono rari gusci di gasteropodi piccoli e molto sottili. Nelle parti stratigraficamente più elevate sono invece presenti *Clypeina jurassica*, ad indicare che essa è comprensiva di gran parte del Giurassico. Tuttavia, è stato praticamente impossibile effettuare all'interno di essa una ulteriore suddivisione litostratigrafica non solo per la estrema discontinuità degli affioramenti ma soprattutto per l'assenza delle caratteristiche litofacies oolitiche e quelle micritiche a *Cladocoropsis* presenti nelle aree più occidentali. Essa viene pertanto ritenuta eteropica di **CPL**, **CDO** e **CCM** e risulta avere uno spessore di circa 750 m.

In diverse località del bordo meridionale dei Picentini e al Monte Marzano, invece, le litofacies prevalentemente oolitiche poggiano stratigraficamente su calcari nei quali è riconoscibile *Palaeodasycladus mediterraneus* ad anche, in una località (Coste del Suoglio), qualche resto di bivalve spatizzabile del membro dei calcari a *Lithiotis*. Tuttavia, nelle medesime aree non è differenziabile la formazione **CCM**. Pertanto in queste aree la formazione **CLU** è da considerare eteropica solo di **CDO** e **CCM**. Estremamente significativa è comunque la presenza nella parte alta della formazione di un affioramento (M. Boschetiello) di conglomerati intraformazionali piuttosto eterometrici con grandi litoclasti e cespi di coralli (M. Altillo). L'ambiente di formazione è quello di una area di mare basso con energia relativamente elevata posta tra aree lagunari e zone di margine di piattaforma. L'età è Giurassico inferiore *p.p.*-Neocomiano.

2.8. - CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI (**CRQ**)

Alle facies prevalentemente granulari della formazione precedente fanno seguito verso l'alto calcari con strati generalmente più spessi, nocciola, grigi o crema, e caratterizzati dall'alternanza di letti ricchi in requienidi con altri con strutture laminate di tipo peritidale.

I livelli più caratteristici sono costituiti da calcari micritici con numerosi gasteropodi (fino a 3-4 cm di diametro), tra cui requienie (0.5-4 cm), nerinee e bivalvi equivalvi, che possono formare lumachelle o *rudstone* bioclastici. Localmente si rinvengono radiolitidi (sezioni trasversali fino a 4 cm di diametro) che coesistono con le requienie. Nella microfacies si riconoscono intraclasti rotondeggianti (0.5-2 mm), ooliti e rari oncoidi (fino a 2 cm) e da numerosi miliolidi nummoloculini e altri foraminiferi. Meno comunemente si sono rinvenuti foraminiferi incrostanti (nubeculariidi) e coralli isolati.

Le facies peritidali a tessitura *mudstone* e *wackestone*, sono caratterizzate da *fenestrae* laminate, *black pebbles* e tasche centimetriche di materiale marnoso rosa o verdastro. Questi orizzonti possono essere sterili oppure contenere ostreidi, salpingoporelle, dasycladali e rari coralli isolati. Nella microfacies si sono ricono-

PROGETTO CARG

sciuti: *Praturlonella danilovae* (RADOIČIĆ), C*lypeina solkani*, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO-SINNI, triploporelle (?), miliolidi nummoloculini, nubeculariidi.

Spesso si rinvengono intervalli di conglomerati con un *fitting* elevato dei clasti, indicanti un trasporto minimo o addirittura una frammentazione *in situ*.

Buoni affioramenti sono presenti lungo la strada asfaltata a nord di Piano del Gaudo, lungo il sentiero per la valle del Pezzillo, sulla cima del M. Boschetiello e in località Coste del Gaudo. Questa formazione ha uno spessore che raggiunge i 450 m.

La parte basale della formazione localmente può essere attribuita al membro dei calcari a ooliti fibroso-raggiate (**CRQ$_1$**), costituito da calcari ben stratificati e di colore crema, nocciola o nocciola rosato dominati da *grainstone* e *packstone* con alternate facies più ricche in micrite. Le facies a tessitura *packstone* e *grainstone* sono caratterizzate da ooidi e secondariamente pisoidi con poche lamine corticali concentriche. Questi si possono presentare come granuli ricoperti (0.5-2.5 mm) aventi nucleo centrale chiaro e lamine corticali più esterne di spessore variabile e di colore più scuro (giallastro o marroncino), che spesso risultano in rilievo sulla roccia. Le facies appaiono sempre piuttosto ben classate e occasionalmente si è potuta riconoscere una stratificazione incrociata, che presumibilmente è molto diffusa ma mal rilevabile sul terreno. Le facies a tessitura *mudstone* e *wackestone* sono caratterizzate da piccoli (< 1 mm) intraclasti omeometrici e più o meno arrotondati, *fenestrae* laminate di spatite, *black pebbles* (0.5-3 mm), tasche e lenti di materiale marnoso rosa o verdastro, gasteropodi (diametro massimo di 0.5 cm), noduli di cianoficee e salpingoporelle. Si rinvengono inoltre numerosi miliolidi, sia di piccole dimensioni e con camere e pareti poco sviluppate che nummoloculini. La transizione da *packstone-grainstone* con granuli ricoperti a *mudstone-wackestone* con alghe e miliolidi è netta e si può osservare anche alla scala del campione. Nella microfacies si sono riconosciuti: *Praturlonella danilovae* (?), miliolidi e miliolidi nummoloculini.

Migliori affioramenti sono a N di Toppo Croce del Magnone, a Piano del Gaudo e a nord est di Cappella dei Grienzi.

Localmente, in associazione con questi calcari, si sono osservate brecce calcaree con clasti da millimetrici a centimetrici di colore nocciola, rosa o crema in fango micritico nocciola. A N di Toppo Croce del Magnone i calcari si possono associare a brecce calcaree con dolomitizzazione selettiva della matrice. I clasti sono di forma e dimensioni variabili (0.5– 25 cm), da poco a molto arrotondati e a discreto *block-fitting*. Sono immersi in abbondante matrice dolomitizzata avente colore giallastro sulle superfici di alterazione. Talvolta anche il nucleo dei clasti è dolomitizzato: l'erosione preferenziale del nucleo dolomitico ha conferito a queste brecce un aspetto vacuolare. Le brecce passano piuttosto bruscamente a calcari compatti in cui si rinvengono piccoli (1-2 mm) *black pebbles* e sottili (1 mm) livelli di materiale marnoso rosa.

PROGETTO CARG

Il membro è eteropico con **CRQ** e passa in basso a **CCM_1**; l'età è Barremiano-Aptiano ? Lo spessore è di 200 m.

A luoghi nella parte sommitale della formazione è presente il membro dei calcari ad alveolinidi e dolomie laminate (**CRQ_4**) costituito da calcari ben stratificati (20-40 cm), in genere con microfacies micritiche (*mudstone, wackestone*), nocciola, crema o avana, con *fenestrae* laminate di spatite. L'elemento caratteristico della formazione è costituito da bande di spessore centimetrico di calcare dolomitico e/o dolomia, parallele alla stratificazione, finemente laminate. Tali bande sono facilmente riconoscibili per la colorazione più chiara (biancastra) sulla superfici di alterazione rispetto ai calcari (grigi). Le lamine (5-10 cm) sono costituite da strutture algali tipo stromatoliti e talvolta sono frammentate a formare *microtepee*. Si tratta presumibilmente di *cap dolomite*, tipiche di fine ciclo regressivo in ambienti aridi. Localmente si sono infatti riconosciuti cicli regressivi completi con calcari alla base, che passano verso l'alto a calcari con *fenestrae* laminate e a dolomie biancastre tipo *cap dolomite*.

Questo membro è presente in località Coste del Gaudo, lungo la strada a mezza costa in sinistra di Vallone del Lupolo e lungo la strada che dalla Caserma del Gaudo sale verso la Caserma della Forestale di Senerchia. Presenta uno spessore di circa 50 metri ed è eteropico con **CRQ;** passa in alto a **CBI.** L'età è attribuibile al Cenomaniano grazie anche alla frequente presenza di *Pseudorhapydionina.*

Nelle località in cui **CRQ_4** non è presente il limite **CRQ – CBI** è certamente compreso nel Cenomaniano in quanto **CBI** contiene il livello *a Cisalveolina fraasi* (GUEMBEL) (vedi più avanti).

L'ambiente di formazione dell'intera unità è di laguna carbonatica ma prossimo a margini oolitico-biostromali, con alternanza di fasi di bassa ed alta energia e facente transizione verso l'alto ad aree peritidali.

2.9. - CALCARI BIO-LITOCLASTICI CON RUDISTE (**CBI**)

Questa formazione affiora estesamente sia in tutto il settore sud-occidentale del monte Marzano che nell'estremo bordo orientale dei monti Picentini (dorsale del M. Cervarulo e in piccoli lembi sul M. Boschetiello e sui rilievi a nord ovest di Calabritto. Si tratta di calcari mal stratificati o massicci (*rudstone* e *floatstone*), grossolanamente bioclastici. Subordinatamente contengono orizzonti di calcari micritici a tessitura *mudstone* e *wackestone* e calcari oolitici; anche in questa litofacies sono frequenti i veli irregolari calcareo-marnosi di colore giallastro o verdastro.

Il tratto caratteristico della formazione e l'abbondante presenza di macrofossili sia in frammenti che con gusci interi: si rinvengono gasteropodi dal guscio spesso e di dimensioni anche fino al decimetro, tra cui nerinee e acteonelle, lamellibran-

PROGETTO CARG

chi dal guscio grosso e spesso, rudiste tipo radiolitidae e hippuritidae, e grossi coralli massivi coloniali (M. Boschetiello). Sono molto abbondanti anche calciruditi completamente ricristallizzate, tanto che solamente sulla superficie esterna si riconosce ancora la struttura di qualche corallo solitario, calcareniti e calciruditi grigiastre a tessitura *grainstone* con abbondanti elementi scuri (*black pebbles*) e conglomerati con clasti eterometrici e spigolosi con abbondante matrice micritica e cemento calcitico, diffusi soprattutto nella zona del M. Boschetiello. Nella parte bassa di questa successione si rinviene talvolta il livello a *Cisalveolina fraasi*, rinvenuto, lungo la strada a mezza costa in sinistra di Vallone del Lupolo, lungo la strada Calabritto – Acerno e nel Vallone del Lupolo. In questo caso la base è certamente compresa nel Cenomaniano. Il limite inferiore è quindi molto probabilmente diàcrono, considerando che questa facies testimonia un processo di progressivo diffondersi di facies di rampa esterna su aree di piattaforma più protetta.

Nella bassa Valle del Sele sono presenti limitati affioramenti di calciruditi con frammenti di rudiste e calcareniti gradate con rari orbitoidi, in contatto tettonico con terreni delle unità Sicilidi. Questi affioramenti sono stati attribuiti alla litofacies dei calcari pseudosaccaroidi **CBI_a**, che rappresentano in genere l'evoluzione verso l'alto, in facies di scarpata, di **CBI.**

Non è possibile indicare l'età della parte alta in quanto non affiorante; da letteratura, in genere, comprende almeno il Paleocene (APAT, 2005). Lo spessore affiorante è di almeno 300 m.

3. - UNITÀ TETTONICA DEI MONTI DELLA MADDALENA

L'attribuzione a questa unità tettonica, introdotta come Unità Stratigrafico-strutturale in D'Argenio *et alii* (1973), di alcune formazioni affioranti limitatamente nella sola zona di Laviano, deriva dalle seguenti considerazioni:

- Analogie stratigrafiche con la successione stratigrafica caratteristica dell'Unità Monti della Maddalena;
- Analogia di posizione tettonica sottostante la successione carbonatica
- Prossimità della area di affioramento della Unità Monti della Maddalena.

3.1. - dolomia superiore (**DBS**)

Nei dintorni di Laviano, ai piedi del versante nord del Monte Pennone sono presenti dolomie intensamente fratturate, chiare, generalmente senza strutture sedimentarie visibili. Localmente sono presenti possibili lamine stromatolitiche mal conservate e bivalvi spatizzati. Queste dolomie vengono attribuite alla formazione **DBS** per analogie litologiche e quindi del Norico-Hettangiano *p.p.* I

PROGETTO CARG

rapporti basali sono tettonici con le altre unità. Lo spessore non è valutabile a causa dell'intensa cataclasi.

3.2. - CALCARI E CALCARI DOLOMITICI (**CLU**)

Nello spigolo nord-orientale del foglio, al Monte Capolalma, affiorano, in contatto per faglia con le dolomie della formazione **DBS**, calcari ben stratificati, localmente dolomitizzati di colore grigio-nocciola a tessitura prevalentemente *mudstone* con rari gusci sottili di piccoli gasteropodi (cfr Legenda) e calcari oncolitici a tessitura *grainstone* nocciola chiaro o grigi. Per analogia litologica, e per la posizione stratigrafica sottostante la formazione **CRQ**, vengono attribuiti alla formazione calcarea-dolomitica indifferenziata **CLU**, con un'età comprensiva del Giurassico inferiore *p.p.*- Neocomiano. Questi calcari son localmente ricoperti in discordanza dalla Formazione di Castelvetere.

Lo spessore è di circa 400 m.

3.3. - CALCARI CON REQUIENIE E GASTEROPODI (**CRQ**)

Nell'estremo limite nord-orientale del foglio i calcari della formazione precedente passano a tipici calcari grigi, a tessitura *mudstone* e *wackestone*, con frequenti lumachelle a requienidi e gasteropodi, e rari livelli oncolitici.

Lo spessore si aggira intorno ai 100 m con età compresa nel Cretacico (Barremiano-Cenomaniano).

3.4. - CALCARI BIO-LITOCLASTICI CON RUDISTE (CBI)

Lungo il versante settentrionale del Monte Marzano e del Monte Spagarrino e nella forra posta a sud ovest di Laviano affiora esclusivamente la litofacies dei calcari "pseudosaccaroidi" **(CBI_a)** (fig. 8), costituita da calcari bianchi massivi, calcareniti e calciruditi in banchi. Nei livelli calcarei si rinvengono abbondanti frammenti di rudiste.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una rampa carbonatica aperta, fino a scarpata superiore. La base non è osservabile; lo spessore è di almeno 150 m. L'età sulla base dei dati di letteratura è riferita al Cretacico superiore *p.p.*– Paleocene ?

3.5. - CALCARENITI DI LAVIANO (**LIA**)

La formazione delle calcareniti di Laviano (SELLI, 1957) è costituita (fig. 9) da

PROGETTO CARG

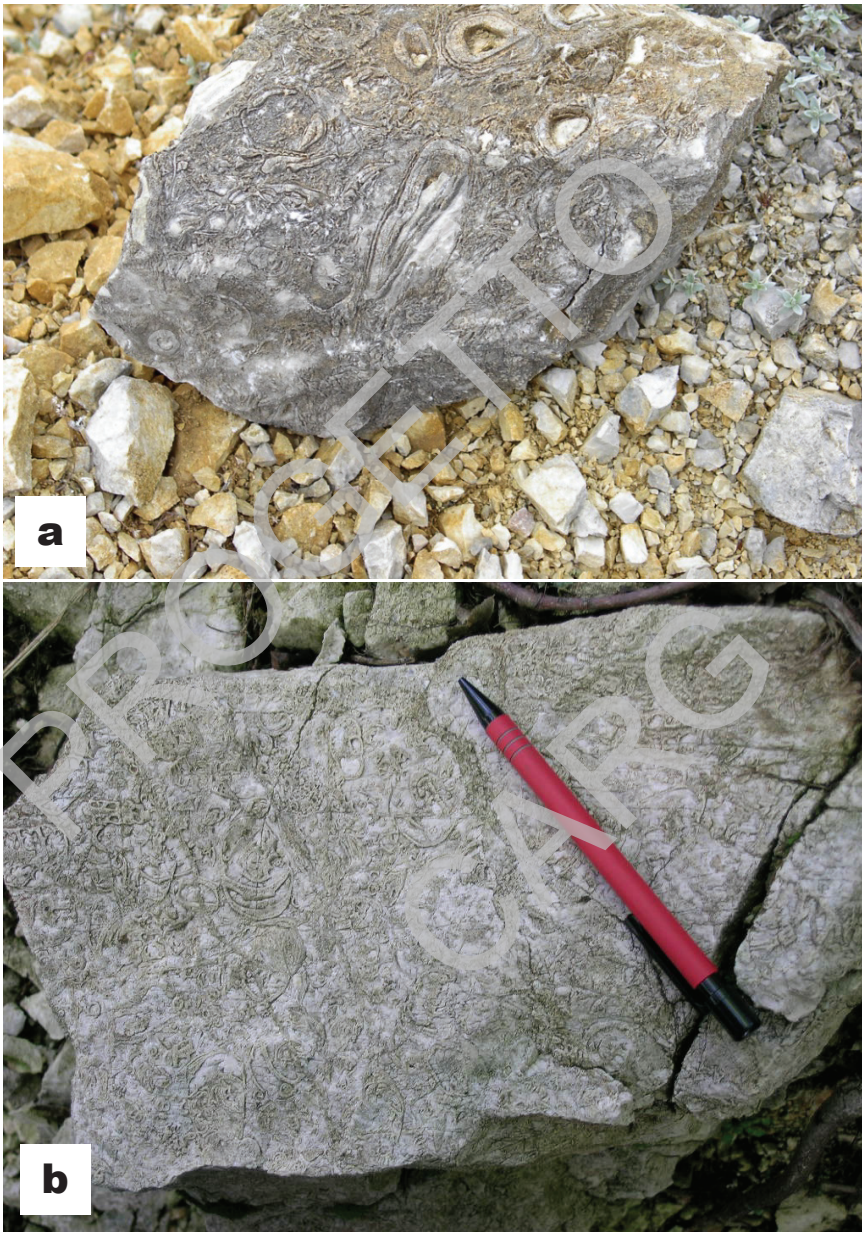


Fig. 8 - *Calcari biolitoclastici con rudiste* ***(CBI)*** *in località Colliano (a) e Coste del Suoglio (b).*

Fig. 9 - *Strati tabulari di calcilutiti, marne e calcareniti. Località Laviano, lungo la strada Laviano-Campopiano.*

alternanze di strati medi e sottili di calcareniti laminate e calcari marnosi giallastri con livelli rosa, rossi e verdognoli, con interstrati di marne e argilliti marnose e siltose grigio-verdastre. Le calcareniti contengono talora una frazione arenacea (forse tufitica) e granuli di quarzo; verso l'alto si rinvengono strati sottili di calcareniti bioclastiche glauconitiche alternate a calcilutiti, marne e marne calcaree biancastre con rare quarzareniti numidiche.

La base è visibile presso il Castello di Laviano, (fig. 10) ed è caratterizzata

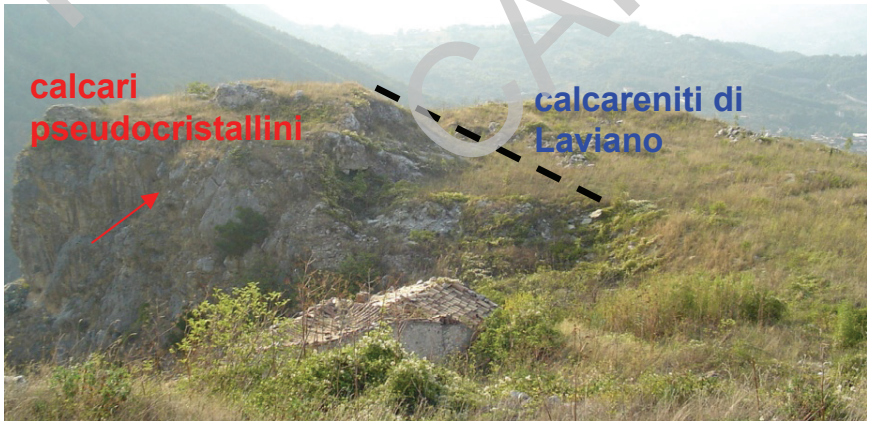


Fig. 10 - *Contatto basale delle calcareniti di Laviano sui calcari pseudocristallini. Località Laviano.*

PROGETTO CARG

Fig.11 - *Contatto basale delle calcareniti di Laviano sui depositi tipo "scaglia". Località Castello di Laviano.*

da pochi metri di calcari marnosi e marne verdastre e rosate (facies di tipo "scaglia" s. l.) cui seguono calcareniti, calcilutiti, argille marnose e argilliti giallino-biancastre.

Scendendo lungo i tornanti della strada Laviano-Campopiano affiorano calcareniti arenacee-detritiche con clasti ossidati, calcari marnosi biancastri e marne calcaree, calcareniti laminate, calcareniti arenacee fini con lamine arrossate e marne calcaree. Alla base dei tornanti si rinvengono calcareniti bioclastiche glauconitiche alternate a calcilutiti, marne e marne calcaree, calcareniti con granuli di quarzo e spicole di spugne, ed infine rari strati di quarzareniti e brecciole quarzose a cemento siliceo e/o calcareo.

A sud di Laviano affiorano in loc. Castaneto con alternanze di calcareniti laminate biancastre ed areniti calcaree marroni a grana media e fine; poco più ad est, con calcilutiti, calcareniti, calcari marnosi, marnoso-siltosi e arenacei stratificati e fratturati; lungo la SS 381 ad est di Laviano con marne calcaree verdognole sottilmente stratificate. Lo spessore complessivo è di circa 100 m.

L'appoggio è stratigrafico erosivo e probabilmente concordante (*disconformity*) sui *calcari pseudocristallini Auctt*. e su depositi rosati tipo "scaglia" (fig. 11).

Le associazioni a nannoplacton risultano povere e non racchiudono forme significative. In questi terreni Selli (1957) segnala la presenza di spicole di spugne e di foraminiferi mal conservati (*Uvigerina barbatula* MACFADYEN, *Bolivina arta* MACFADYEN e *Globoquadrina quadraria* (CUSHMAN & ELLISOR)) e riferisce l'età al Langhiano medio-superiore. Pescatore (1965) segnala la pre-

PROGETTO CARG

senza di calcareniti a *Lepidocyclina*. Patacca *et alii* (1992) distinguono un intervallo pre-numidico, riferito alla zona NN4 *p.p.*, ed un'intevallo numidico, riferito alle zone NN4 *p.p.* – NN5 *p.p.*; le associazioni a foraminiferi includono *Globorotalia siakensis* (LE ROY). L'età sulla base dei dati di letteratura è riferita al Serravalliano - Tortoniano inferiore (APAT, 2006).

4. - UNITÀ TETTONICA DI MONTE CROCE

L'unità di Monte Croce corrisponde alla omonima unità tettonica definita in D'Argenio *et alii* (1973) e descritta preliminarmente in Scandone *et alii* (1967) e poi più diffusamente in Turco (1976). In particolare, Scandone & Sgrosso (1974) descrivono con un certo dettaglio la parte miocenica terrigena della Unità, disconforme su dolomie triassiche, che denominano come "Arenarie e calcari della Vallimala", suddivisa in quattro membri non cartografati. Successivamente Pagliaro (1994, 2003) fornisce una dettagliata ricostruzione della successione dell'Unità di Monte Croce, soprattutto per quel che riguarda la porzione terziaria, al cui interno vengono di nuovo distinte quattro unità litostratigrafiche di età Oligocene-Miocene medio ma con sostanziali differenze rispetto agli studi precedenti.

L'insieme dei terreni terziari è stato spesso indicato in letteratura come formazione del flysch della Vallimala, e tale denominazione è stata utilizzata per piccoli affioramenti arenacei presenti nel Foglio Salerno 1:50.000. Nel Foglio Eboli gli affioramenti sono molto più estesi, ed è stato quindi possibile descriverli con maggiore dettaglio stratigrafico: in particolare, sono stati distinti tre membri (fig. 12) all'interno della formazione della Vallimala (in accordo con quanto riportato in Pagliaro, 1994; 2003), e ulteriori tre formazioni. Le prime due, denominate formazioni di Frasci e Fontana Porcellara, presentano delle analogie litologiche con le calcareniti di Laviano (**LIA**) inserite nell'Unità Monti della Maddalena, ma differente età. Lo schema a cornice dei rapporti geometrici evidenzia l'analogia di significato tettonico tra le successioni di queste due Unità (vedi anche cap. V - 2).

La terza (formazione di Fontana Frigine) è stata riconosciuta in discordanza angolare sulla formazione flysch della Vallimala e pertanto si è deciso di inserirla tra le unità sinorogene del Miocene .

4.1. - dolomia superiore (**DBS**)

In corrispondenza dei rilievi di M. Croce, di Pizzo Corno, e in località il Piesco affiorano successioni di spessore non inferiore a 100 m, costituite da dolomie

PROGETTO CARG

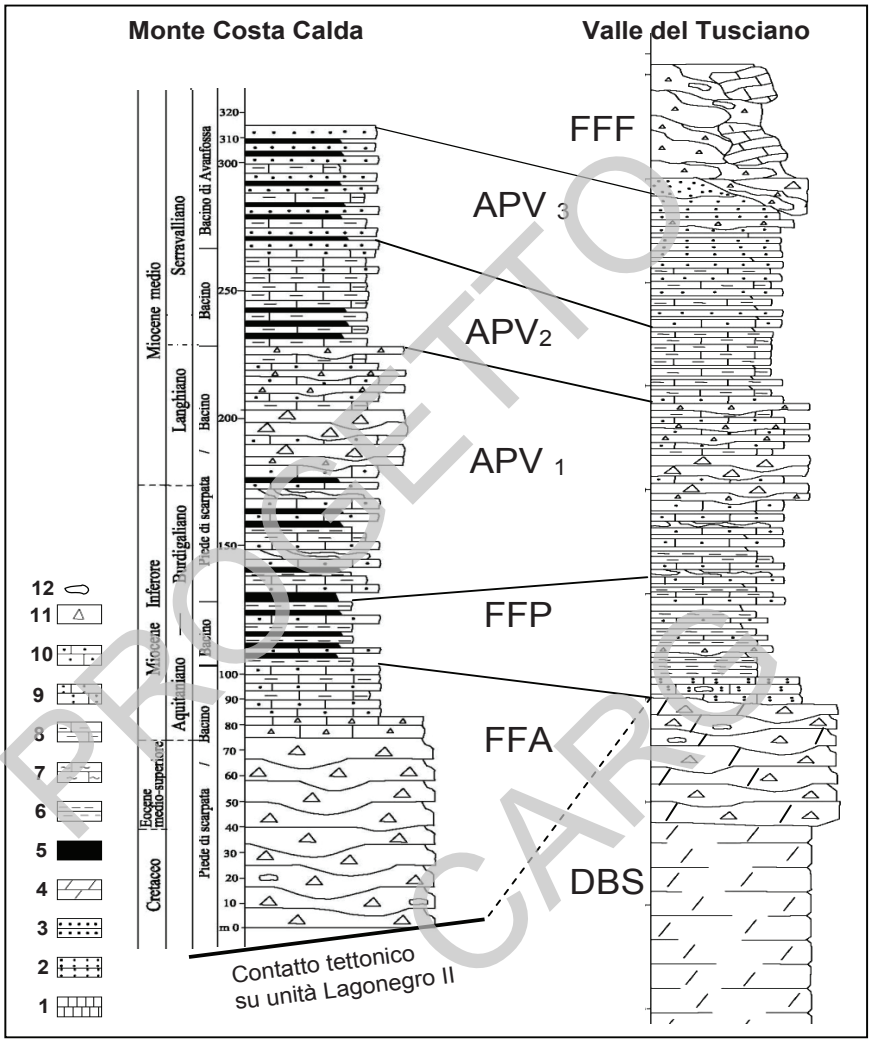


Fig. 12 - *Colonne stratigrafiche dell'Unità Tettonica di Monte Croce (da PAGLIARO, 2003). Legenda: 1) radiolariti; 2) quarzareniti; 3) arenarie; 4) dolomie; 5) argille; 6) marne; 7) calcilutiti nodulari; 8) calcilutiti torbiditiche; 9) calcareniti; 10) calcareniti torbiditiche; 11) calciruditi; 12) noduli di selce.*

PROGETTO CARG

intertidali, di colore dal grigio chiaro al bianco (**DBS**). Le dolomie si presentano in genere mal stratificate, solo a luoghi si rinvengono in strati spessi 10-30 cm. Localmente sono presenti calcari dolomitici con *Thaumatoporella* sp. in strati spessi 10-40 cm.

A M. Croce e lungo la strada per il Santuario di Avigliano sulle dolomie si rinvengono brecce dolomitiche e calcareo-dolomitiche, in banchi spessi 1-2 m, nelle quali sono riconoscibili clasti di dolomie con strutture laminate fenestrali. La litofacies conglomeratica **DBS$_a$** affiora molto più ampiamente nella valle del F. Tusciano. In quest'area la successione, avente uno spessore non inferiore a 60 m, è costituita da conglomerati calcareo-dolomitici, con clasti carbonatici a spigoli prevalentemente arrotondati di dimensioni comprese tra 3 cm e 20 cm, immersi in una sottile matrice dolomitica. La tessitura è di tipo fango-sostenuta e i clasti sono in genere omogenei, senza strutture sedimentarie diagnostiche. Alcuni sono tuttavia fosfatizzati mentre altri contengono strutture o bioclasti spatizzati riferibili ad ambiente di piattaforma. Questi depositi sono organizzati in banchi ad andamento lenticolare di spessore variabile da 60 cm a 1-1,5 m, talora contenenti noduli di selce, caratterizzati da fenomeni di erosione a spese dei livelli sottostanti.

La litofacies conglomeratica **DBS$_a$** rappresenta chiaramente un deposito di scarpata superiore mentre le dolomie in banchi possono essere solo genericamente ascritte ad un ambiente subtidale di profondità indeterminata. Per la datazione di questa unità non esistono dati biostratigrafici diretti; per analogia di facies con successioni di piattaforma carbonatica e di ambiente di scarpata, possono essere attribuite al Norico-Hettangiano *p.p.* in accordo anche con i precedenti rilevamenti (Scandone *et alii,* 1967; Turco, 1976). A differenza di quanto riportato in tali lavori, la successione dell'Unità di M. Croce non comprende, nella parte bassa, calcari pelagici dolomitizzati, né calcari nodulari con lamellibranchi pelagici. I calcari dolomitizzati di ambiente bacinale effettivamente presenti alla Vallimala e i calcari nodulari a lamellibranchi pelagici a nord di Campagna sono invece riferibili alla formazione dei "Calcari con selce" *Auctt*. delle Unità Lagonegresi.

4.2. - formazione di Frasci (**FFA**)

La formazione di Frasci è costituita da risedimenti carbonatici organizzati in una sequenza di tipo "*fining upward*", che poggiano in contatto tettonico su **DBS**.

La parte medio-bassa dell'unità litostratigrafica è costituita da calciruditi grigie, mal stratificate, talora contenenti noduli di selce nera. Nella parte alta le calciruditi si presentano in strati spessi 10-50 cm e sfumano a calcareniti grossolane grigio-verdi e rosate, in strati spessi 10-15 cm, costituendo sequenze torbiditiche di tipo Ta-b. Talora si rinvengono sottili intercalazioni di calcilutiti rosate o grigio-verdi.

Le calciruditi contengono litoclasti carbonatici, a spigoli in genere angolosi,

PROGETTO CARG

di dimensioni fino a 10-15 cm, talora compenetrati per fenomeni di dissoluzione da pressione. Essi sono rappresentati da litotipi con facies caratteristiche di ambiente di piattaforma protetta del Giurassico e di margine di piattaforma del Cretaceo. Nella restante parte dell'unità litostratigrafica si associano litoclasti di ambiente di rampa carbonatica interna del Paleocene superiore-Eocene inferiore (Pagliaro, 1994, 2003). La matrice tra i clasti, talora ricristallizzata, è scarsa ed è costituita da micrite.

La frazione arenitica contenuta nelle calciruditi stratigraficamente più alte è costituita da detrito carbonatico rimaneggiato da ambienti di piattaforma, contenente macroforaminiferi (*Nummulites* sp., discocicline) e frammenti di echinodermi, cui si associano frammenti di rudiste e foraminiferi planctonici (Pagliaro, 1994, 2003).

Le calcareniti presenti nella parte sommitale dell'unità litostratigrafica in esame presentano granulometria grossolana e contengono detrito carbonatico proveniente da ambienti di piattaforma carbonatica (*Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp., *Heterostegina* sp., discorbidi, rotalidi, frammenti di *Lithothamnium* e di echinodermi) e rari clasti di litotipi con facies caratteristiche di ambiente di piattaforma del Giurassico-Cretaceo. La matrice risulta costituita da micrite, presumibilmente proveniente da ambienti di piattaforma, o da calcare-marnoso rosso interpretabile come sedimento emipelagico di *back-ground* del bacino.

Limite inferiore tettonico, limite superiore inconforme con **FFP**.

Per quanto riguarda l'età di sedimentazione dei depositi dell'unità litostratigrafia in esame, la caratterizzazione dei clasti, lo studio delle associazioni a nannofossili rinvenute nelle emipelagiti e la presenza di *Miogypsina* sp. nei risedimenti carbonatici consentono di indicare un'età compresa tra un Cretacico superiore indistinto e l'Aquitaniano *p.p.* (Pagliaro, 2003). L'ambiente di sedimentazione è di piede di scarpata – bacino. Lo spessore medio in affioramento è di circa 100 m. Da rilevare che la parte medio-bassa dell'unità, prevalentemente calciruditica, è confrontabile *p.p.* con la litofacies dei calcari pseudosaccaroidi **CBI_a** riconosciuta nelle formazioni dell'Unità Monti della Maddalena in questo Foglio ed in fogli contermini.

Inoltre questa unità presenta analogie anche con le facies detritico bio- litoclastiche più grossolane della formazione del Flysch Rosso. Questo spiega l'interpretazione discorde rispetto a quanto riportato nel foglio contermine Salerno di un piccolo affioramento nell'area di Toppa della Faragna.

4.3. - formazione di Fontana Porcellara (**FFP**)

Nel fondovalle del F.Tusciano, con contatto stratigrafico disconforme sui conglomerati triassico-giurassici della litofacies **DBS_a**, nonché a Serra della Manca

PROGETTO CARG

poco a sud di Fontana Porcellara, è possibile osservare una successione poco potente (circa 10 metri) costituita da calcareniti di colore grigio e vinaccia, in strati spessi 5-20 cm, contenenti liste e noduli di selce grigia, in cui si osservano laminazioni piano-parellele ed incrociate a basso angolo. Le biocalcareniti presentano granulometria da fine a media e contengono frammenti di alghe rosse, miliolidi, rotalidi, echinodermi e foraminiferi bentonici. A questi depositi è stata attribuita un'età non più antica dell'Oligocene da PAGLIARO (2003) sulla base delle associazioni a formaniferi bentonici rinvenuti nelle calcareniti.

Queste ultime passano verso l'alto ad una successione, spessa circa 25 m, costituita da risedimenti carbonatici intercalati a marne ed argille grigio-verdi, in strati spessi circa 30 cm. I risedimenti sono rappresentati da calciruditi, in strati spessi 15 cm, privi di strutture sedimentarie interne, e da calcareniti grigie in strati spessi 5 cm, in cui si osserva prevalentemente l'intervallo Tb della sequenza di BOUMA. I livelli marnosi vengono pertanto attribuiti a intervalli Td-e.

Questa successione affiora anche lungo il versante meridionale di Monte Costa Calda.

Le calcareniti torbiditiche presentano grana fine e contengono foraminiferi planctonici e, in misura minore, detrito bioclastico rimaneggiato da ambienti di piattaforma (*Miogypsina* sp., rotalidi). Le calciruditi contengono litoclasti carbonatici, sia a spigoli angolosi che subarrotondati, di dimensioni fino a 4 cm. I clasti sono spesso a contatto tra di loro e mostrano fenomeni di compenetrazione dovuta a dissoluzione per pressione. Essi sono rappresentati da litotipi con facies caratteristiche di ambiente di margine di piattaforma e di piattaforma protetta del Cretaceo superiore.

La frazione arenitica contenuta nelle calciruditi è costituita da detrito carbonatico rimaneggiato da ambienti di piattaforma, costituito da frammenti di coralli e di echinodermi, briozoi, rotalidi, macroforaminiferi (*Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Heterostegina* sp.) e da bioclasti erosi dalle successioni cretacee di piattaforma (frammenti di rudiste). A questi si associano foraminiferi planctonici (globorotalidi).

Questi depositi, che hanno uno spessore di circa 30 m, possono essere attribuiti a sedimentazione torbiditica-emipelagica in settori di rampa carbonatica da intermedia a distale. Ad essi è stata attribuita un'età Aquitaniano *p.p.* sulla base delle associazioni a foraminiferi bentonici rinvenuti nei risedimenti carbonatici e delle associazioni a nannofossili calcarei rinvenuti nelle emipelagiti.

4.4. - FLYSCH DELLA VALLIMALA (**APV**)

Questa unità litostratigrafica comprende risedimenti carbonatici, finemente gradati, con intercalazioni di emipelagiti calcaree e argillose. Questi sedimenti

PROGETTO CARG

passano rapidamente a depositi calciclastici e silicoclastici deposti in un ambiente bacinale al margine di una rampa carbonatica e infine arenarie arcosico-litiche torbiditiche, a granulometria crescente verso l'alto. La formazione rappresenta la tipica successione di avanfossa miocenica che chiude in concordanza le successioni di piattaforma carbonatica. Come detto in precedenza, essa corrisponde *pro-parte* al flysch della Vallimala descritto in Scandone & Sgrosso (1974). L'età della formazione è compresa tra il Burdigaliano ed il Tortoniano inferiore e lo spessore è approssimativamente valutabile come superiore ai 200 metri.

4.5. - membro di Serra della Manca (A**PV$_1$**)

Questa unità litostratigrafica, il cui spessore minimo in affioramento è di 100 m, comprende risedimenti carbonatici con intercalazioni di emipelagiti grigie con strutture da *slumping*, affioranti nella valle del F.Tusciano e a Serra della Manca.

Nella valle del F. Tusciano è ben esposta la parte bassa della formazione costituita da calcareniti di colore dal grigio chiaro al grigio scuro, a granulometria da media a fine, in strati spessi 5-20 cm, canalizzati, in cui si osservano gli intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma, e da calcilutiti grigio chiare in strati spessi 2-5 cm. Ai risedimenti carbonatici si intercalano marne ed argille grigie, straterellate, spesse circa 20 cm e strati di argille grigie a struttura caotica (depositi da *slumping*), spessi 20-60 cm, contenenti frammenti di strati di calcareniti torbiditiche.

Le calcareniti a grana fine e le calcilutiti sono caratterizzate dalla presenza di foraminiferi planctonici, di spicole di spugna e di granuli arrotondati di glauconite. Le calcareniti a granulometria più grossolana contengono detrito bioclastico proveniente da ambienti di margine di piattaforma carbonatica, costituito da macroforaminiferi (*Lepidocyclina sp*., *Miogypsina sp*., *Amphistegina sp*.), frammenti di briozoi, di echinodermi, di alghe rosse e, subordinatamente, clasti di litotipi con facies di ambiente di margine di piattaforma del Cretaceo.

La parte alta dell'unità (spessore 30-50m) è ben esposta sia nella valle del Tusciano che a Serra della Manca ed è costituita alla base da calcareniti di colore grigio scuro, a granulometria grossolana, in strati spessi 20-60 cm, canalizzate ed a base erosiva, in cui si osservano prevalentemente gli intervalli Ta-b, Tb della sequenza di Bouma. Queste passano verso l'alto a depositi da *debris flow* rappresentati da calciruditi grigie, in banchi spessi da 50 cm a 1,5-2 m, canalizzati e con base erosiva, talora caratterizzati da gradazione inversa. Le calciruditi contengono clasti carbonatici eterogenei, di dimensioni variabili da 3 cm a 20 cm, con spigoli da angolosi a subarrotondati, riferibili a litotipi di ambiente di piattaforma del Giurassico e del Cretacico.

La frazione arenitica rinvenuta in tutti i risedimenti carbonatici a granulome-

PROGETTO CARG

tria grossolana è costituita da detrito carbonatico rimaneggiato da ambienti di piattaforma ed è rappresentata prevalentemente da frammenti di briozoi, spicole di spugna, frammenti di ostreidi e pectinidi, di echinodermi, di crinoidi, macroforaminiferi (*Amphistegina* sp., *Gypsina* sp.), rotalidi, discorbidi e, in misura minore, da frammenti di *Lithothamnium*. A questi si associano foraminiferi planctonici e rari granuli di glauconite. Nei risedimenti carbonatici stratigraficamente più alti è stato rinvenuto detrito silicoclastico rappresentato da granuli angolosi di quarzo.

I depositi sopra descritti sono interpretabili come sedimenti di ambiente di piede scarpata, probabilmente al fronte di una rampa carbonatica *distally steepened* passante a bacino. Ad essi è stata attribuita un'età non più antica del Burdigaliano per la base e del Langhiano per la parte alta da Pagliaro (1994, 2003).

4.6. - membro di Serralonga (**APV$_2$**)

In località Serralonga e Serra della Manca affiorano successioni spesse circa 40 m costituite da depositi di ambiente bacinale rappresentati da calcilutiti grigio-chiare, in strati spessi 5-20 cm, in cui talora si osservano l'intervallo Tb della sequenza di Bouma. Alle calcilutiti si intercalano sottili livelli di argille grigie. Il passaggio all'unità litostratigrafica sottostante risulta graduale ma rapido.

Le calcilutiti sono classificabili, dal punto di vista tessiturale, come *wackestone* a foraminiferi planctonici (*Orbulina* spp.*)* cui si associa silt silicoclastico.

A questi depositi è stata attribuita un'età non più antica del Serravalliano da Pagliaro (1994, 2003).

Questa unità litostratigrafica corrisponde al "membro calcareo" della formazione delle "Arenarie e calcari della Vallimala" di Scandone & Sgrosso (1974).

4.7. - membro di La Foresta (**APV$_3$**)

Il membro di Serralonga passa gradualmente verso l'alto ad una successione costituita da depositi calciclastici e silicoclastici deposti in un ambiente bacinale al margine di una rampa carbonatica. Tale successione, il cui spessore minimo in affioramento è 50 m, è caratterizzata, nella parte bassa, da arenarie arcosiche-litiche, di colore grigio, a granulometria da fine a grossolana, in strati spessi 10-40 cm, caratterizzati dagli intervalli Ta-b, Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma, con sottili interstrati di argille siltose grigie.

Ai depositi arenacei si intercalano calcilutiti grigio chiare a foraminiferi planctonici (*Orbulina* spp.), in strati spessi 5-20 cm, organizzate in livelli spessi da 50 cm a 3-5 m.

Talora si rinvengono calcareniti in strati di circa 5-7 cm, in cui si osservano

PROGETTO CARG

gli intervalli Tb-c della sequenza di Bouma, e calciruditi, in strati spessi 15-30 cm, caratterizzati dall'intervallo Ta della sequenza di Bouma. Questi depositi affiorano in località Serralonga.

Tra le località Foresta e Ponte Maiano affiora la parte alta della successione costituita da arenarie arcosico-litiche, a granulometria da media a grossolana, in strati spessi da 10 a 40 cm, in cui si osservano prevalentemente gli intervalli Ta, Ta-b, Tb della sequenza di Bouma. Alle arenarie si intercalano argille siltose grigio-verdi in livelli spessi 2-10 cm; talora sono presenti intercalazioni di calciruditi, in livelli canalizzati spessi circa 30 cm. Queste sono costituite da clasti di litotipi di ambiente di piattaforma del Giurassico e Cretaceo; presentano spigoli angolosi e dimensioni di 7-10 cm. La frazione arenitica contenuta nelle calciruditi è costituita da detrito bioclastico di ambiente di piattaforma carbonatica, contenente frammenti di briozoi, echinodermi, rudiste, macroforaminiferi, cui si associano foraminiferi planctonici e detrito silicoclastico (granuli angolosi di quarzo).

A questi depositi è stata attribuita un'età non più antica del Serravalliano-Tortoniano inferiore da Pagliaro (2003).

In questa unità litostratigrafica sono inclusi i depositi del "membro calcareo-arenaceo" e parte dei depositi del "membro arenaceo" (arenarie in strati e banchi) della formazione delle "Arenarie e calcari della Vallimala" di Scandone & Sgrosso (1974). A differenza tuttavia di quanto riportato da Scandone & Sgrosso (1974) è stato verificato che parte dei depositi del "membro arenaceo" (arenarie in strati e banchi) sono successivi e non precedenti alla sedimentazione delle calcilutiti ad *Orbulina universa* del "membro calcareo".

5. - UNITÀ TETTONICHE LAGONEGRESI

Successioni ascrivibili alle classiche Unità Lagonegresi sono presenti in due posizioni strutturali differenti: tra le Unità di Monte Croce e l'Unità Carbonatica, e al di sotto dell'Unità di Monte Croce (vedi capitolo V.2.). Tuttavia, sul piano litostratigrafico le formazioni riconosciute sono equivalenti e possono essere interpretate come deposte nello stesso dominio sedimentario sovrascorso dalle successioni di piattaforma e poi reimbricato. Nell'accezione di Scandone (1967) quasi tutte possono essere ascritte all'Unità Tettonica Lagonegro II; solo nei pressi di Campagna esistono piccoli affioramenti con litofacies tipiche dell'Unità Tettonica Lagonegro I.

PROGETTO CARG

6. - UNITA' TETTONICA LAGONEGRESE II

6.1. - Formazione di Monte Facito (**FAC**)

Le successioni riferibili alla Formazione di Monte Facito *Auctt*., affiorano estesamente a nord di Campagna, tra il Castello di Campagna e Masseria Granito. Piccoli affioramenti si rinvengono sui rilievi a nord est di Acqua del Trifoglio. Non è possibile ricostruire una successione stratigrafica ordinata, per l'assetto caotico di tale formazione.

A nord-ovest del Castello di Campagna affiorano frammenti di successione, spessi circa 20 m, costituiti da argilliti siltose grigio-verdi e giallognole con intercalazioni di siltiti micacee giallognole, in strati spessi circa 5-7 cm, in cui è possibile osservare laminazioni piano parallele ed incrociate. Queste passano verso l'alto ad arenarie quarzoso-feldspatiche, a grana fine e media, in strati spessi 5-10 cm, in cui talora si osservano laminazioni piano parallele ed incrociate e controimpronte da corrente, alla base degli strati.

Nei pressi di Masseria Granito, a nord-ovest di Campagna, sono stati rinvenuti in affioramento frammenti di successione, costituiti da argilliti di colore grigio-verde e, talora, rosato, cui si intercalano calcareniti grigio-verdi o rosate, debolmente quarzose, a granulometria da media a fine, in strati spessi da 10 cm a 20 cm, in cui è possibile osservare laminazioni piano-parallele ed incrociate, e controimpronte da corrente alla base degli strati.

A nord di Monte Croce è stato rinvenuto uno spezzone di successione costituito da marne ed argille rosse ricche in *Daonella* spp., riferibile ad un ambiente bacinale.

In quest'area è stato inoltre rinvenuto un corpo calcareo massivo, che rappresenta una porzione di un *boundstone* ad alghe dasicladacee (*Teutloporella* sp.), alghe incrostanti, frammenti di echinodermi. Corpi massivi decametrici di dolomia saccaroide giallastra sono presenti nei pressi di Masseria Granito e sono interpretati come il prodotto della dolomitizzazione tardiva di altri *buildup* (**FAC$_a$**)

Tali depositi possono essere riferiti ad una rampa a sedimentazione mista, carbonatica e terrigena, con transizioni tra l'*upper shoreface*, al di sopra del livello di base delle onde con isolate biocostruzioni algali, ed un'area più esterna emipelagica al di sotto del livello di base delle onde. L'età attribuita in letteratura è Triassico inferiore – Triassico superiore *p.p.*

6.2. - Calcari con Selce (**SLC**)

Successioni riferibili alla formazione dei Calcari con Selce affiorano ampiamente nell'ambito della finestra tettonica di Campagna.

PROGETTO CARG

Per questa formazione, è stato possibile ricostruire una colonna stratigrafica sintetica correlando le sezioni stratigrafiche osservate a sud di Pizzo Corno, in località Fontana della Lepre, tra le località Romanelle e M. Croce, e in località Fossetelle.

Nell'ambito della successione, in località Fontana della Lepre sono stati distinti due intervalli litostratigrafici. L'intervallo litostratigrafico basale è costituito, nella parte bassa, per uno spessore di circa 9 m, da calcilutiti nodulari, di colore grigio, con sottili interstrati di argille e marne di colore grigio, con patine di alterazione giallognole, cui seguono, per uno spessore di circa 40 m calcareniti silicizzate, di colore grigio scuro, a lamellibranchi pelagici e radiolari, in strati spessi da 5 cm a 40 cm, contenenti liste e noduli di selce nera, caratterizzati dalla relativa frequenza degli intervalli Tb, T-b-c della sequenza di Bouma. Ai risedimenti carbonatici si intercalano sottili livelli di argille grigie. Talora sono stati osservati livelli, spessi fino ad 1 m, di argilliti grigio-verdi e rosso violacee, straterellate con sottili intercalazioni calcitorbiditiche. Questi depositi sono ben esposti a sud di Pizzo Corno e in località Romanelle .

A ovest di Acqua del Romito affiora una successione, spessa circa 10 m, costituita da calcilutiti nodulari, di colore bianco e rosato, a lamellibranchi pelagici, radiolari e, talora, ammonoidi, con sottili interstrati di argille rosse e verdi passanti a calcari dolomitici e dolomie con liste e noduli di selce in strati spessi 10-15 cm. Questa successione è correlabile con la parte bassa della successione rinvenuta a sud di Pizzo Corno, in località Fontana della Lepre. In precedenza tali depositi erano stati attribuiti da Turco (1976) alla successione dell'Unità di M.Croce *Auctt*.

L'intervallo litostratigrafico sommitale, spesso circa 150 m, risulta costituito da doloareniti a radiolari, in strati spessi da 10 cm a 40 cm, contenenti liste e noduli di selce e caratterizzati dalla relativa frequenza dell'intervalli Tb della sequenza di Bouma. Nella parte intermedia di questo intervallo litostratigrafico le doloareniti si presentano irregolarmente stratificate. Alle calcareniti dolomitizzate si intercalano sottili livelli, di spessore centimetrico, di argille grigie. Queste successioni si rinvengono in affioramento a nord di Campagna tra le località Fontana della Lepre e a sud ovest di Pizzo Corno, nella località Romanelle, a nord-est di Salitto in località Ponte Maiano e ad est di Serralonga.

Seguendo quanto riportato nella letteratura geologica esistente, a questa formazione può essere attribuita un'età Triassico superiore *p.p.* L'ambiente di sedimentazione era emipelagico, con il sedimento costituito da detrito fine carbonatico ed una componente biogenica silicea. L'abbondanza della dolomia di sostituzione, ben nota nella cosiddetta facies San Fele della successione Lagonegrese (Scandone, 1967; Turco, 1974), è messa in relazione ad una prossimità con le aree di piattaforma. Tuttavia, il problema dell'origine della dolomite in un contesto di sedimentazione emipelagica non è stato mai compiutamente affrontato. Spessore mal valutabile, ma comunque non superiore a qualche decina di metri.

PROGETTO CARG

6.3. - Scisti Silicei (**STS**)

Successioni riferibili a questa formazione si rinvengono in affioramento a nord dell'abitato di Salitto e a nord di Campagna in località Acqua delle Tavole e a nord dei rilievi di M.Croce-Pizzo Corno.

In queste aree sono stati rinvenuti spezzoni di successione, spessi da 5 m a 30 m, costituiti in genere da argilliti silicee a radiolari, di colore grigio scuro, nero, grigio-verde, rosso, straterellate, con intercalazioni di risedimenti carbonatici a granulometria fine rappresentati da calcilutiti silicizzate, di colore grigio scuro, in strati spessi 2-4 cm, in cui si osserva prevalentemente l'intervallo Tb della sequenza di Bouma, e da calcareniti grigio-scure, silicizzate, con patine di alterazione rossastre e giallognole, in strati spessi 5-15 cm, in cui si osservano prevalentemente gli intervalli Tb, Tb-c, Tc della sequenza di Bouma.

Negli affioramenti a nord di Salitto, in prossimità del passaggio ai depositi della formazione dei Calcari con Selce *Auctt*. nelle argilliti silicee si rinvengono intercalazioni di risedimenti carbonatici a granulometria più grossolana, rappresentati da calciruditi, sfumanti a calcareniti grossolane, e da calcareniti a grana da media a grossolana, silicizzate e dolomitizzate. Le calciruditi si presentano in strati spessi da 20 cm a 50 cm o in banchi spessi fino a 70 cm, contenenti liste ed noduli di selce e in cui si osservano prevalentemente gli intervalli Ta e Ta-b della sequenza di Bouma. Le calcarenti si presentano in strati spessi 20-30 cm, contenenti liste e noduli di selce, caratterizzati dalla presenza degli intervalli Ta-b, Tb della sequenza di Bouma.

Le calciruditi contengono litoclasti carbonatici, sia a spigoli angolosi che subarrotondati, di dimensioni fino a 3 cm, silicizzati e dolomitizzati. La matrice è scarsa e ricristallizzata.

La frazione arenitica contenuta nei risedimenti carbonatici è costituita da detrito bioclastico rimaneggiato da ambienti di margine di piattaforma carbonatica, rappresentato da frammenti di alghe, frammenti di echinodermi e foraminiferi bentonici.

I litoclasti rinvenuti nelle calciruditi e nelle calcareniti sono rappresentati da litotipi con facies caratteristiche di ambiente di piattaforma triassica e di margine di piattaforma giurassica (Pagliaro, 2003).

La formazione degli Scisti Silicei *Auctt.* è in genere considerata di età Triassico superiore *p.p.*-Giurassico superiore *p.p.*.

6. 4 - Flysch Galestrino (**FYG**)

Nell'area in esame depositi riferibili alla Formazione dei Galestri *Auctt*. affiorano solo in un'area di limitata estensione a nord di Campagna, dove però non sono stati rinvenuti i termini di passaggio agli Scisti Silicei.

PROGETTO CARG

In quest'area sono presenti frammenti di successione (spessi talora fino a 10 m) costituiti da argilliti silicee grigio scure, con intercalazioni di risedimenti carbonatici rappresentati da calcareniti grigie, silicizzate, in strati spessi da 5 cm a 30 cm, e da calcilutiti grigio scure, silicizzate, in strati spessi fino a 4 cm. I risedimenti carbonatici a granulometria medio-fine risultano caratterizzati dalla presenza degli intervalli Tb-c, Tb, Tc della sequenza di Bouma. Talora si osservano argilliti silicee e marne silicifere grigio verdi in strati spessi circa 30 cm, organizzate in sequenze torbiditiche Td-e. A queste si intercalano risedimenti carbonatici rappresentati da calcilutiti grigie silicizzate, in strati di 2-5 cm, da calcareniti grigie silicizzate, in strati spessi 5-15 cm, e, talora, da calciruditi silicizzate, a grana fine, sfumanti in calcareniti, in strati spessi 10-15 cm, costituenti sequenze torbiditiche di tipo Ta-b. Depositi bacinali profondi da flussi gravitativi calciclastici e silicoclastici. Spessore di poche decine di metri.

A questa formazione in letteratura si attribuisce in genere un'età Giurassico superiore *p.p.* – Cretacico.

6.5. - Flysch Rosso (**FYR**)

Successioni riferibili al Flysch Rosso *Auctt.* affiorano a nord di Campagna in località Acqua Santa, a nord di Salitto in località Serralonga, a nord-ovest di Salitto in prossimità del km 16 della SS164 e in località Forcellata. Sono costituite, nella parte bassa, da calciruditi, in strati spessi da 20 cm a 50 cm e in banchi spessi fino a 70 cm, o privi di strutture sedimentarie interne o caratterizzati dagli intervalli Ta, Ta-b della sequenza di Bouma. A questi depositi si intercalano: calcareniti grigie a granulometria da grossolana a media, in strati spessi 10-30 cm, caratterizzati dalla relativa frequenza degli intervalli Ta-b, Tb-c, Tb della sequenza di Bouma; calcilutiti rosate straterellate; argille e marne rosse bioturbate. Nella parte alta della successione prevalgono i risedimenti carbonatici a granulometria più fine, in strati spessi 10-20 cm, e le intercalazioni di emipelagiti rosse risultano spesse fino a 30 cm.

Nei risedimenti carbonatici stratigraficamente più bassi si rinviene: detrito bioclastico rappresentato da frammenti di rudiste ed *Orbitoides* sp. e clasti angolosi, di dimensioni fino a 5 cm, di litotipi riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatica del Giurassico e del Cretaceo. Le calcareniti torbiditiche costituenti la parte alta delle successioni, contengono invece detrito bioclastico rimaneggiato da ambienti di margine di piattaforma (*Gypsinidae*, *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Alveolina* sp., rotalidi, miliolidi, alghe rosse e frammenti di echinodermi), foraminiferi planctonici, clasti di litotipi di ambienti di piattaforma carbonatica. Ambiente pelagico da batiale a piede di scarpata carbonatica. Spessore non inferiore a 30 m.

A questi depositi, sulla base dell' associazione a foraminiferi planctonici e

PROGETTO CARG

bentonici rinvenuta nei risedimenti carbonatici, è stata attribuita da PAGLIARO (2003) un'età non più antica dell'Eocene inferiore *p.p.*-Eocene medio *p.p.* In letteratura l'età dell'intera formazione è compresa tra il Cretacico inferiore *p.p.* – Miocene inferiore *p.p.*

6.6. - FLYSCH NUMIDICO (**FYN**)

In località Acqua Santa è stato rinvenuto un livello spesso circa 5 m di argille grigio-verdi e marne ricche in spicole di spugna, che passa a quarzoareniti. Questa successione, seppur frammentaria, può essere attribuita con buona affidabilità al "livello prenumidico" di PATACCA *et alii* (1992) ed al flysch numidico *Auctt.* Pertanto ad essa può essere attribuita un'età non più antica del Burdigaliano *p.p.* in accordo con quanto riportato da CARBONE *et alii* (1987) e da PAGLIARO (1999). Spessore circa 20 m.

Anche in località la Cerreta sono presenti altri limitati affioramenti di quarzoareniti del flysch numidico, in banchi spessi fino ad 1 m, privi di strutture sedimentarie interne talora con sottili intercalazioni di argille siltose grigio-verdi. Le quarzoareniti presentano granulometria da media a grossolana e sono costituite da granuli arrotondati e subarrotondati di quarzo.

7. - UNITA' TETTONICA LAGONEGRESE I

7.1. - CALCARI CON SELCE (**SLC_a**)

Affiora esclusivamente in corrispondenza del Castello di Campagna e in località Acqua del Trifoglio per uno spessore di circa 200 m. E' costituita da calcilutiti di colore dal grigio chiaro al grigio scuro, silicizzate, a radiolari e rari bivalvi a guscio sottile in strati spessi da 5 cm a 40 cm, contenenti liste e noduli di selce e caratterizzati talora dalla presenza dell'intervallo Tb della sequenza di BOUMA. Le calcilutiti presentano, talora, sottili interstrati di argille grigie e grigio verdi. Questi caratteri sono tipici della litofacies Lagonegro Sasso di Castalda **(SLC_a)**.

Rappresentano una sedimentazione emi-pelagica bacinale. L'età, da letteratura, è Triassico superiore *p.p.*

7.2. - SCISTI SILICEI (**STS_a**)

In località Acqua del Trifoglio affiorano frammenti di successione, spessi

PROGETTO CARG

circa 5-7 m, costituiti da radiolariti rosse e verdi, in strati di 5-10 cm. Sono stati rinvenuti anche spezzoni di successione costituiti da argilliti silicee nere con intercalazioni di calcareniti a grana fine, silicizzate, grigio-scure, con patine di alterazione rossastre, in strati spessi fino a 4 cm, in cui si osserva l'intervallo Tb della sequenza di Bouma, oppure costituiti da argilliti silicee rosse e verdi con intercalazioni di radiolariti rosse e verdi. Nei pressi della Chiesa di Campagna, situata ai piedi del Castello, affiorano, per uno spessore di circa 150 m, radiolariti verdi straterellate, a fessurazione prismatica. Questi caratteri sono tipici della litofacies Lagonegro Sasso di Castalda **(STS_a)**

Rappresentano una sedimentazione pelagica bacinale. L'età, da letteratura, è Triassico superiore *p.p*. – Giurassico superiore *p.p.*

8. - UNITA' SINOROGENE DEL MIOCENE

8.1. - unità di Calabritto (**CBT**)

L'unità di Calabritto affiorante in lembi discontinui tra Calabritto e Colliano, in appoggio discordante sia sull'Unità Tettonica Carbonatica che sull'Unità Tettonica della Valle del Sele, comprende delle successioni arenacee quarzolitiche. Essa poggia sull'Unità Tettonica Carbonatica, con contatto stratigrafico erosivo e consta di quarzareniti a grana media e fine, massive o laminate, sottilmente stratificate, con granuli di quarzo arrrotondato e a cemento calcareo, alternate a quarzosiltiti e argille siltose in sequenza *coarsening upward*; alla base localmente si rinvengono alcune decine di metri di strati di marne calcaree, calcari marnosi giallognoli ed argille marnose grigie.

A sud-est di Calabritto, nei dintorni della frazione San Mauro, si rinvengono sottili alternanze di areniti quarzose a grana fine, massive o laminate, color bruno-arancio con quarzo "numidico", muscovite e biotite, *clay-chips* che passano ad areniti fini, siltiti e argille marnose marrone chiaro.

Presso Collianello si rinvengono sottili lembi formati da quarzareniti a grana fine in strati sottili, quarzosiltiti a cemento calcareo e calcari marnosi.

E' stata distinta una litofacies arenaceo-conglomeratica (**CBT_a**), in appoggio sull'Unità Tettonica della Valle del Sele, costituita da banchi di areniti a grana media e grossa e microconglomerati prevalentemente quarzosi, con clasti e granuli smerigliati di quarzo "numidico", da arrotondati e subspigolosi, biotite, muscovite e rari clasti litici, a cemento calcareo e raramente siliceo, massivi, localmente gradati e con *clay-chips*, spesso amalgamati, localmente evolventi a quarzareniti a grana fine, con sottili livelli di siltiti, argille, marne, calcareniti e calcilutiti laminate, e calcari marnosi con livelli fossiliferi di orbitoidi. Spessore di varie decine di metri.

PROGETTO CARG

Lungo l'alveo del Fiume Sele presso frazione San Mauro, affiorano banchi di quarzareniti "numidiche" a cemento calcareo in banchi con mica nera e *clay-chips*. In loc. Mulignello ad ovest di Valva, si rinvengono areniti brune a grana fine sottilmente stratificate alternate a marne siltose e argille.

Presso Colliano, nelle località Marasca e Prata, affiorano arenarie con clasti di quarzo numidico da subarrotondato a subspigoloso, con rara biotite e muscovite e con *clay-chips*, a cemento calcareo, banchi massivi amalgamati di arenarie granulari quarzoso-litiche con muscovite e scarsa biotite in matrice a cemento calcareo, e nuvole di paraconglomerati.

Al ponte presso Villa Cardone, nel vallone Pazzano, affiorano arenarie con quarzo "numidico" e muscovite, litiche, torbiditiche con livelli di marne siltose, argille e siltiti) e livelletti calcarei. Alla base Pescatore *et alii* (1969) segnalano la presenza di livelli di sabbie mal stratificate con coralli, lamellibranchi (*Ostrea, Pecten*) briozoi, gasteropodi, coralli, riferibili ad un ambiente sublittorale, che evolvono rapidamente a depositi epibatiali.

In loc. Serra dei Truoni si rinvengono alternanze sottili di argille siltose grigio-scure, calcareniti e calcilutiti laminate grossolane, areniti a cemento calcareo a gran grossa quarzoso-micacee con quarzo numidico con livelli fossiliferi di orbitoidi

Si tratta di depositi torbiditici sinorogenici. Le associazioni a nannofossili sono scarse e con forme del Cretacico superiore rimaneggiate in associazione con *Triquetrorhabdulus milowii* BUKRY, e *Tetralithoides symeonidesii* THEODORIDIS che indicano un'età non più antica del Burdigaliano (biozona NN2) e con *Calcidiscus macintyrei* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE e *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI che indicano un'età non più antica del Langhiano (parte alta biozona NN4). Nella successione del Torrente Pazzano Pescatore *et alii* (1969) segnalano, tra i foraminiferi planctonici, la presenza alla base di *Globorotalia acrostoma* WEZEL, *Gl. peripheroronda* BLOW & BANNER, *Gl. scitula praescitula* BLOW, *Globigerina concinna* REUSS, *Gl. falconensis* BLOW, *Globoquadrina altispira* CUSHMAN & JARVIS, *Gl. dehiscens* CUSHMAN & ELLISOR, *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Gl. diminutus* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Gl. t. sacculifer* (BRADY), *Praeorbulina glomerosa* BLOW e *P. transitoria* BLOW indicanti un Langhiano medio-superiore; nei livelli superiori si rinvengono anche *Gl. mayeri* CUSHMAN & ELLISOR, *Orbulina bilobata* (D'ORB.), *O. suturalis* BRONNIMANN, *O. universa* D'ORB. e *Globigerinita glutinata* (EGGER), riferite al Serravalliano probabilmente inferiore.

Tali successioni, riferite al Langhiano superiore – Serravalliano?, sono state per il momento distinte dalle più recenti successioni della Formazione di Castelvetere sulla base di un criterio composizionale petrografico (sono prevalentemente quarzose e ricche di quarzo numidico "riciclato" e non quarzoso-feldspatiche

PROGETTO CARG

e arcosiche) e di un criterio biostratigrafico (presentano microfaune del Miocene medio e non superiore).

Lo spessore complessivo è dell'ordine dei 200 metri.

8.2. - FORMAZIONE DI FONTANA FRIGINE (**FFF**)

A Serra della Manca, in prossimità del km 18 della SS 164, alle arenarie del membro di La Foresta seguono in discordanza ruditi costituite da clasti eterometrici prevalentemente di natura carbonatica, a spigoli angolosi, immersi in matrice argilloso-siltosa grigio-verde. I depositi, dello spessore di 10-15 m presentano facies caotiche (*slump breccia*). Verso l'alto in queste ruditi è stata distinta una litofacies, contrassegnata dalla sigla **FFF$_a$**, costituita da argille siltose grigie a struttura caotica inglobanti blocchi di calcari di ambiente di piattaforma carbonatica, di dimensioni comprese tra 1-5 mc fino ad alcune centinaia di mc, e blocchi mal stratificati di arenarie arcosico-litiche.

Nelle ruditi si rinvengono prevalentemente clasti di litotipi di ambiente di piattaforma e di margine di piattaforma del Giurassico e del Cretacico, clasti di ambiente di rampa carbonatica da interna ad intermedia di età Eocene-Miocene inferiore, clasti di litotipi di ambiente bacinale del Cretacico, nonché clasti di litotipi riferibili alle successioni mioceniche delle unità stratigraficamente sottoposte (PAGLIARO, 1994; 2003). Gli olistoliti rinvenuti nella litofacies **FFF$_a$** sono rappresentati da calcari di piattaforma con facies caratteristiche di ambiente di piattaforma protetta e di margine di piattaforma del Cretaceo (PAGLIARO, 1994; 2003).

Per quanto riguarda l'età di sedimentazione di tali depositi la presenza, tra i litoclasti rinvenuti nelle ruditi, di ciottoli e di frammenti di strato di calcilutiti ad *Orbulina universa* farebbe presupporre un'età non più antica del Tortoniano.

Questa unità litostratigrafica, di circa 70 m di spessore, comprende parte dei depositi attribuiti da SCANDONE & SGROSSO (1974) al "membro arenaceo" (colate di fango e sabbia inglobanti olistoliti di calcari di piattaforma) della formazione delle "Arenarie e calcari della Vallimala". Tuttavia, a differenza di quanto riportato da SCANDONE & SGROSSO (1974) questi depositi sono successivi e non precedenti alla sedimentazione delle calcilutiti ad *Orbulina universa* del "membro calcareo". Inoltre, il contatto discordante indica che essi rappresentano un ciclo deposizionale sinorogeno deposto verosimilmente in un *thrust-top basin*.

8.3. - FORMAZIONE DI MONTE SIERIO (**SIE**)

La formazione affiora estesamente lungo le pendici nord-occidentali del M. Spagarrino, nei pressi di Laviano, ove si presenta deformata secondo blande anticlinali.

PROGETTO CARG

Nell'ambito dell'unità sono state distinte due litofaces: una litofacies calcareo-clastica (**SIE_a**) a granulometria grossolana, nella parte inferiore; e una litofacies calcareo-arenacea (**SIE_b**) a granulometria medio-fine, nella parte più elevata della successione.

La litofacies **SIE_a**, è costituita da calcareniti, carciruditi con clasti a spigoli vivi o lievemente smussati derivanti dalle unità carbonatiche sottostanti, brecciole a macroforaminiferi tra cui si riconoscono nummuliti, alveoline e orbitoidi, con esemplari che possono raggiungere anche dimensioni centimetriche, di norma ben stratificate, con spessori degli strati decimetrici.

La litofacies **SIE_b**, risulta costituita da calciluti più o meno marnose, siltiti a laminazione parallela o convoluta, talora silicizzate, arenarie litiche laminate e calcareniti con nummuliti e orbitoidi, con blocchi e pacchi di strati di arenarie di tipo numidico; questa porzione di successione è organizzata in strati di pochi decimetri di spessore.

Allo sbocco del V.ne Spagarrino nella piana si rinviene una successione di calcareniti grigiastre a macroforaminiferi ben stratificati con spessori degli strati variabili da 10 a 40 cm. Verso l'alto la successione passa con un passaggio stratigrafico graduale alla litofacies silicoclastica, che affiora alla base del versante nord-occidentale del M. Spagarrino, causando un stacco morfologico lungo il contatto; questa litofacies affiora in modo discontinuo e con spessori piuttosto ridotti lungo i tagli stradali nei pressi di Acqua della Nocella. Nei pressi di Casa Capreria, invece, affiora una successione spessa circa 10 metri costituita da alternanze irregolari di arenarie litico-micacee giallo-grigiastre e siltiti grigiastre, talora silicizzate, laminate e scagliettate, con un livello di circa 20 cm di spessore di calcareniti con abbondanti nummuliti e orbitoidi, nella porzione bassa della successione sono visibili porzioni di strati di quarzareniti numidiche.

La successione presenta in tutta l'area di affioramento rapporti tettonici con la sottostante unità Tettonica Carbonatica, mentre verso l'alto è ricoperta in discordanza angolare da piccoli lembi di arenarie ascrivibili alla Formazione di Castelvetere (loc. Taverna del Bosco, Casa Capreria).

Lo spessore complessivo dell'unità non è inferiore a 150 m.

Depositi clastici di scarpata e base scarpata.

Studi recenti (Castellano & Sgrosso, 1996) evidenziano la presenza tra gli altri di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), rappresentativa di un'età non più antica del Tortoniano inferiore, ma in analoghe successioni dell'Appennino campano lucano (Unità Monti della Maddalena) sono state rinvenute microfaune riferibili anche al Tortoniano superiore (Amore *et alii,* 2005).

8.4. - Formazione di Castelvetere (**CVT**)

La Formazione di Castelvetere affiora con continuità nei dintorni di Laviano,

PROGETTO CARG

lungo la strada provinciale Laviano-Santomenna e tra Oliveto Citra ed il margine dei rilievi carbonatici (Fonte della Pica, S. Maria di Loreto e Gortona) ed, ancora, in modesti affioramenti nella parte bassa della Valle del Sele.

L'età è Tortoniano superiore – Messiniano inferiore (da letteratura); lo spessore complessivo è di circa 200 m.

La formazione è composta da due membri parzialmente eteropici, un membro inferiore arenaceo-conglomeratico (**CVT_1**) ed un membro superiore siltoso-argilloso-marnoso (**CVT_2**).

Il membro arenaceo-conglomeratico (**CVT_1**) è formato da arenarie quarzoso-litiche e quarzo-feldspatiche, orto- e paraconglomerati in strati e banchi, a geometria lenticolare e base erosiva, talora amalgamati, contenenti *clay-chips* e rari interstrati pelitici sottili, a luoghi arrossati e ricchi di frammenti di carbone; torbiditi arenacee quarzose e quarzofeldspatiche a cemento calcareo; para- ed orto-conglomerati granulari con piccoli ciottoli poligenici. Alla base ruditi caotiche prevalentemente carbonatiche (*grain* e *debris flows*); verso l'alto sottili alternanze arenaceo-pelitiche.

In loc. Ponte Vonghia (strada provinciale Contursi-Bivio), ed a sud di Oliveto Citra, affiorano depositi clastici costituiti da diversi metri di ortoconglomerati, talvolta in un unico strato, associati ad arenarie grossolane. I ciottoli, dal diametro di 5-6 cm, sono quasi esclusivamente di rocce cristralline (prevale il granito), affiorano di solito con organizzazione massiva e con spessori plurimetrici; anche le arenarie, molto grossolane, sono presenti in strati di qualche dm; lo spessore complessivo affiorante è di una decina di metri.

In loc. Case S. Glorio sono presenti torbiditi arenacee (quarzo, miche e litici) giallo-brune con intervalli gradati (fino a circa 40 cm), a laminazione convoluta (fino a 30 cm) e marne grigio-bruno sottilmente stratificate (spesse pochi centimetri); lo spessore affiorante è di circa 4 o 5 metri.

Il contatto basale è stratigrafico discordante su vari termini dell'Unità Tettonica Carbonatica, della Valle del Sele e di Monte Croce, nonchè sulla formazione di Monte Sierio (**SIE**). Lo spessore del membro si aggira intorno ai 200 m.

Il membro siltoso-argilloso-marnoso (**CVT_2**) è costituito da siltiti arenacee quarzoso-micacee, giallastre, in strati sottili con laminazione piano parallela e convoluta con sottili intercalazioni di argille e marne siltose grigio-verdi; talora ruditi a clasti eterometrici, prevalentemente carbonatici e matrice argilloso-siltosa prevalente, mal stratificate. A luoghi sono presenti olistoliti carbonatici.

In loc. Fonte della Pica affiorano 6-7 metri di arenarie giallastre a grana medio-fine, clastosostenute e ben cernite, a cemento siliceo, in strati medio-sottili. I clasti sono costituiti da quarzo subarrotondato, mica bianca, rari frammenti litici e diffusi frammenti di guscio probabilmente di lamellibranchi e gasteropodi, chiari e di dimensioni millimetriche. Gli strati presentano un intervallo a laminazione piano parallela nella parte bassa e convoluta nella parte alta e sono intercalati da

PROGETTO CARG

livelli centimetrici di argille siltose grigio-chiare sottilmente laminate risultate sterili all'analisi micropaleontologica.

In loc. S. Maria di Loreto affiorano alcuni metri di arenarie quarzoso micacee fini laminate e arenarie quarzoso feldspatiche a grana media in strati medi gradati, alternate da argille marnose e siltiti micacee bruno-verdastre; nell'area di affioramento, che risulta particolarmente tettonizzato, sono inoltre presenti blocchi di calcareniti grigie e brecciole calcaree bioclastiche ad orbitoidi.

In loc. Gortona affiorano circa 10 metri di arenarie quarzosomicacee brune in strati spessi e medio-spessi caratterizzati da gradazione e laminazione ondulata e intervallati da marne siltose brune. Alla base dell'affioramento sono presenti alcuni strati decimetrici discontinui di calcilutiti e brecciole bioclastiche.

In loc. Pomice (ad ovest di Salitto), in un affioramento dovuto a sbancamenti per lavori edili, sono state osservate argille ed argille marnose, talvolta siltose di colore grigio-azzurro, a stratificazione indistinta, per una potenza osservabile dell'ordine di alcuni metri.

La successione è in appoggio stratigrafico discordante sui termini delle unità tettoniche Carbonatica e della Valle del Sele, mentre si assiste ad un passaggio graduale latero-verticale con il membro arenaceo-conglomeratico.

Lo spessore del membro (**CVT_2**) è dell'ordine dei 20 - 30 m.

8.5. - CONGLOMERATI ED ARENARIE DI VALLONE VONGHIA (**VVO**)

Tali depositi affiorano in lembi più o meno estesi tra Oliveto Citra e Contursi, e sono costituiti da paraconglomerati con elementi eterometrici, in matrice spesso arrossata, con grado di cementazione variabile; i clasti più frequenti sono di quarzo, granito e calcare. Si rinvengono, inoltre, arenarie quarzoso-litiche, a grana grossolana, a stratificazione generalmente indistinta, poco cementate, talora con *clay chips* grigio-verdi e matrice biancastra.

Verso l'alto si passa a sabbie micacee giallastre con frammenti di gusci ed alternanze di siltiti ed argille siltose grigiastre con microfossili.

La potenza non è inferiore ai 100 m. L'ambiente di sedimentazione è probabilmente alluvionale.

In loc. C.se Serra di Mezzo si rinviene una successione discontinua spessa 10-15 m costituita dal basso da 4-5 m di arenarie e microconglomerati, sabbie quarzoso-litiche con *clay chips* grigio-verdi, a matrice biancastra prevalente, poco cementate a cemento calcitico e a stratificazione poco distinta, livelli lenticolari di paraconglomerati, conglomerati eterometrici (1-20 cm) in matrice arrossata; verso l'alto si passa a 4-5 m di sabbie micacee giallastre con frammenti di guscio e siltiti; infine sono presenti circa 3 m di alternanze di siltiti micacee ad argille siltose grigiastre con microfossili.

PROGETTO CARG

Tra Serra di Mezzo ed il corso del Vallone Vonghia, in un recente ed esteso sbancamento è stata osservata con buona esposizione la base della successione in *unconformity* sulle argille del Gruppo **AV**.

In discordanza sulla formazione si ritrovano le argille ed argille siltose di Saginara e vari depositi quaternari. Alla successione è stata attribuita una età Messiniano superiore ?

9. - UNITÀ SINOROGENE DEL PLIOCENE

9.1. - ARGILLE ED ARGILLE SILTOSE DI SAGINARA (**SGH)**

I depositi di questa unità affiorano in maniera discontinua lungo la bassa valle del fiume Sele, tra le località Saginara, Serralonga, Serra e Timpone degli Impisi, di frequente in esposizioni dovute a cave di prestito. La successione è costituita da argille siltose, siltiti, marne argillose e rare sabbie, a stratificazione poco distinta, di colore dal grigio all'azzurro; localmente le peliti sono sottilmente laminate e molto ricche di microfaune e di frammenti di guscio di lamellibranchi e gasteropodi a guscio sottile. La componente sabbiosa sembra aumentare procedendo verso l'alto della successione.

Nel fronte di una cava, in Loc. Serra, per una potenza non inferiore ai 50 metri, affiora una successione costituita da argille siltose, siltiti, marne argillose e rare sabbie, a stratificazione poco distinta, di colore dal grigio all'azzurro; localmente le peliti sono sottilmente laminate e ricchissime di fossili sia micro (foraminiferi planctonici e bentonici) che macro (frammenti di guscio di gasteropodi a guscio sottile e lamellibranchi). Nella parte terminale della serie compaiono degli strati di sabbie, giallastre per alterazione.

L'appoggio basale risulta discordante su diversi termini dell'Unità tettonica della Valle del Sele. Localmente a tetto sono presenti in discordanza depositi alluvionali terrazzati. La potenza della succesione risulta dell'ordine dei 150 m. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma neritica.

Tra i nannofossili calcarei è stata osservata la presenza di *Discoaster tristellifer* BUKRY (non più antico della biozona NN13) e tra i foraminiferi planctonici di *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ e *Globigerinoides ruber* (D'ORB.) indicativi di un'età non più antica del Pliocene inferiore.

PROGETTO CARG

10. - DEPOSITI CONTINENTALI DEL PLIOCENE

10.1. - SINTEMA DI IUMAIANO (**SVD**)

Conglomerati e brecce sospesi ad alta quota (nel massiccio dei M. Picentini ed alcuni settori del M. Marzano), granulosostenuti e ben cementati, massivi o ben stratificati, a clasti calcarei e subordinatamente dolomitici, con matrice micritica o siltosa più o meno abbondante, di colore rossastro. Talora si presentano basculati in contropendenza. Depositi di origine mista di conoide alluvionale e conoide di *debris-flow* di regola in coerenza morfologica con lembi di paleosuperfici sommitali, localmente troncati da paleosuperfici anteriori all'individuazione dei depocentri montani di Pian del Gaudo, Acquile, Tizzano. Tali depositi comunque sono da ritenere anteriori alla formazione del supersintema Eboli. Spessore di alcune decine di metri. L'età probabile è Pliocene superiore.

11. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Nel foglio Eboli i depositi quaternari sono presenti in tutte le Sezioni, ed in

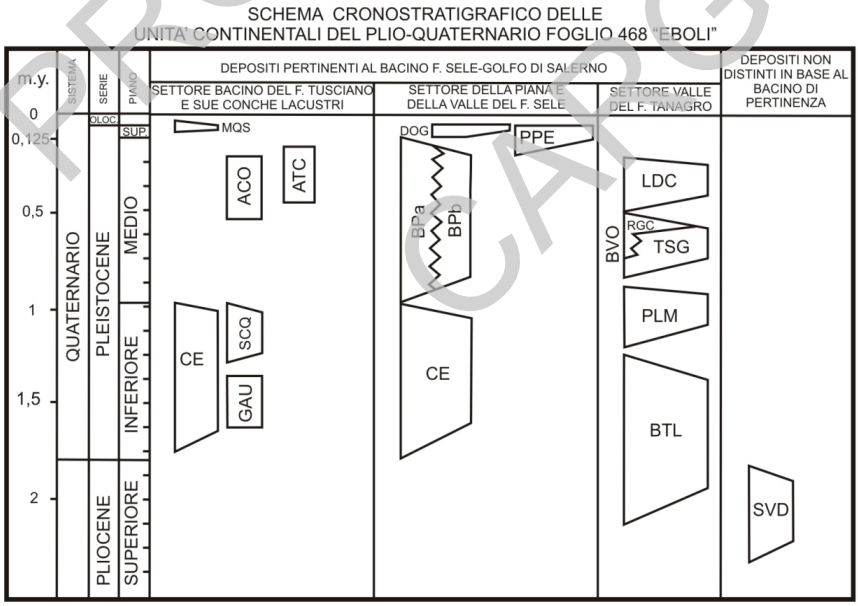


Fig. 13 - *Schema cronostratigrafico delle Unità continentali del Plio-Quaternario.*

PROGETTO CARG

particolare nella Sezione "Eboli", dove caratterizzano il piedimonte dei M. Picentini che affaccia sul settore della piana alluvionale in destra del F. Sele attraversato dai fiumi Tenza e Tusciano. Altri affioramenti di terreni quaternari di notevole interesse si hanno nella Sezione Contursi, dove sono documentati i depositi della confluenza F. Sele – F. Tanagro. Si tratta di depositi continentali nel cui ambito si rinvengono sia sedimenti ubiquitari (non completamante formati e formati) che terreni ricollegabili a specifici bacini sedimentari. I primi comprendono: conoidi detritico-alluvionali, detriti di versante sia sciolti che cementati, travertini, cumuli di frana, eluvioni e colluvioni.

Sono state distinte unità riferite a singoli settori del Bacino della Piana del Sele - Golfo di Salerno, comprendente la valle del fiume Tusciano, la Piana e la valle del fiume Sele, e la valle del fiume Tanagro. I depositi più recenti sono diffusi in gran parte nella fascia collinare compresa tra Eboli e Contursi, ed alla base dei versanti di faglia carbonatici dei Massicci montuosi del Cervialto e di M. Marzano. Depositi clastici fluvio-torrentizi e lacustri (Bacini di Acerno, Piano del Gaudo, Acquile) più antichi si rinvengono conservati nelle valli intramontane dei due massicci carbonatici ed in discontinui lembi conservati sulle paleosuperfici sommitali. La fig. 13 riporta lo schema delle principali unità continentali del Quaternario.

11.1. - Depositi completamente formati distinti in base al bacino di pertinenza

11.1.1. - *Bacino della Piana del Sele-Golfo di Salerno*

11.1.2. - *Settore del bacino del F. Tusciano e sue conche lacustri*

I depositi di questo settore sono riferibili a tutto il Pleistocene e sono relativi alle principali unità di paesaggio che caratterizzano tanto la piana che i settori montani. In particolare nell'area di piana sono presenti le facies fini alluvionali e le facies di piana costiera del supersintema Eboli **(*CE*),** la cui età e posizione morfo-tettono stratigrafica rispecchia la storia morfo evolutiva di questo settore dell'Appennino campano.

Nel settore montano e pedemontano, invece, sono diffuse facies clastiche a grana grossa, di ambiente prevalentemente fluvio-alluvionale e lacustre organizzate in vari cicli controllati dalla tettonica e dal clima. Si tratta di sedimenti che riempiono solchi vallivi e conche montane anche di natura tettono-carsica, che sono documentati nel tempo da almeno quattro episodi lacustri: due nel Pleistocene inferiore e due nel Pleistocene medio, riferiti a sintemi diversi, in quanto la loro evoluzione si è sviluppata in tempi ed aree differenti.

PROGETTO CARG

11.1.2.1. - supersintema Eboli (**CE**)

L'unità è diffusamente sviluppata in questo settore del bacino sebbene nella sua evoluzione stratigrafica presenti caratteri di maggiore prossimalità. Infatti, il deposito è formato da una prevalente litofacies conglomeratica con elementi ghiaiosi che si presentano moderatamente arrotondati, eterometrici (ghiaie fini e blocchi) ed esclusivamente di natura carbonatica (dolomitica, calcareo-dolomitica e calcarea) riferibili ai litotipi mesozoici dei M. Picentini. La rozza stratificazione, distinta da sottili livelli siltosi, presenta basi nette o appena leggermente erosive. Nella parte alta si riconosce una stratificazione incrociata. Nella porzione sommitale è presente in maniera subordinata una frazione fine in cui fanno spicco livelli di origine piroclastica spessi mediamente 10 cm, la cui età è compresa tra 1.5 e 0.9 Ma (Capaldi *et alii*, 1988). Tutta la successione del supersintema è caratterizzata da repentini cambiamenti latero verticali di facies clastiche da più grossolane a più sottili e da *hiatus* stratigrafici, localmente evidenziati dalla presenza di livelli decimetrici di argille rosse e brune. L'intero complesso di facies ghiaiose indica una deposizione in un ambiente di piana alluvionale prossimale. La successione presenta livelli di travertini fitoermali e stromatolitici di colore bianco-giallastro e travertini sabbiosi, in strati medio-spessi e banchi (***CE*$_{fl}$**). La superficie limite inferiore di questo supersintema si presume in netta discordanza angolare su di un substrato eterogeneo costituito da unità pre-quaternarie deformate. A tetto il sintema è delimitato dalla superficie topografica e dalla superficie di discordanza frutto della dislocazione tettonica del Pleistocene inferiore. Lo spessore è stato valutato non inferiore a 100 m. L'età è Pleistocene inferiore. Il supersintema Eboli (CE) comprende il sintema Piano del Gaudo (GAU) ed il sintema Acquile (SCQ).

11.1.2.1.1. - sintema Piano del Gaudo (**GAU**)

Sabbie ben cementate con intercalazioni di silt e marne bianche contenenti lenti di lignite e argille nerastre, livelli di clasti carbonatici eterometrici di dimensioni centimetriche più o meno arrotondati in matrice sabbiosa rosso-giallastra, con rari clasti arenacei e marnosi, e gusci di piccoli organismi dulcicoli; intercalazioni piroclastiche spesse da 0,5 a 10 cm diffuse a più altezze nella successione. Ambiente limnopalustre (GAVE); spessore valutato intorno a 20 m.

I depositi di questo sintema poggiano con una superficie discordante su di un substrato eterogeneo, costituito da unità pre-quaternarie deformate. A tetto il sintema è delimitato dalla superficie topografica. Il sintema è correlabile con la porzione bassa del supersintema Eboli (***CE***). L'età è Pleistocene inferiore *p.p.*

PROGETTO CARG

11.1.2.1.2. - sintema di Acquile (**SCQ**)

Conglomerati con clasti carbonatici eterometrici, a buon grado di arrotondamento, comunemente matricesostenuti, in strati medi e spessi. La matrice sabbiosa o siltosa, poco cementata, è di colore giallo-rossastro. Sono presenti intercalazioni metriche di limi e argille grigiastri stratificati. Gli strati meno spessi mostrano gradazione diretta e a tratti architetture da fronte deltizio con *foreset,* alti 2-3 metri. I depositi sono riferibili ad ambiente deltizio/di conoide alluvionale e limnopalustre. Il sintema è correlabile con la porzione alta del supersintema Eboli (***CE***). Il sintema si presume essere limitato alla base da una superficie di discordanza angolare su un substrato eterogeneo deformato dalla tettonica prequaternaria. Spessore non inferiore a 20 m. L'età è Pleistocene inferiore *p.p.*

11.1.2.2. - sintema di Acerno (**ACO**)

Il sintema comprende sedimenti clastici grossolani, arenarie, limi ed argille depostisi nelle due conche intramontane di Acerno e Piano Antico. Sono state distinte due facies, la prima di ambiente di conoide-delta lacustre, la seconda di ambiente più francamente lacustre. La prima facies (***ACO$_b$***) è costituita da ghiaie grossolane ben stratificate, con clasti carbonatici eterometrici più o meno arrotondati, rari clasti arenacei e marnosi, e sabbie ben cementate, con intercalazioni conglomeratiche granulosostenute, in matrice sabbiosa rosso-giallastra; nelle aree più distali è costituita da ruditi, spesso clinostratificate, alternate a limi e argille di colore grigio e bruno giallastro. La facies lacustre (***ACO$_{e2}$***) è formata da sabbie siltose, silt e marne bianche con lenti di lignite e argille nerastre, con gusci di piccoli organismi dulcicoli e sottili intercalazioni piroclastiche diffuse a più altezze nella successione. La presenza di *Quercus, Carpinus, Ulmus e Pinus* documenta un ciclo interglaciale-glaciale collocato tra 0,5-0,4 e 0,2 Ma sulla base di datazioni radiometriche (Russo Ermolli, 1994; Capaldi *et alii*, 1988). La superficie limite inferiore del sintema è discordante sia sui terreni del substrato pre-quaternario, sia sui termini del supersintema Eboli deformati dalla tettonica del Pleistocene inferiore. La superficie limite superiore coincide con la superficie topografica. Datazioni radiometriche eseguite su piroclastiti poste alla base della successione lacustre hanno evidenziato una età di 0,75 Ma. Spessore massimo 120 m. L'età è Pleistocene medio *p.p.*

11.1.2.3. - sintema di Masseria Acqua Santa (**MQS**)

Questa unità sintemica è diffusa nella bassa valle del F. Tusciano e comprende

PROGETTO CARG

sedimenti detritico alluvionali che nel F. Salerno sono stati rinvenuti sul *Tufo Grigio Campano* consentendo di assegnare cronostratigraficamente l'unità al Pleistocene superiore- basso Olocene (cfr. Pappone *et alii*, 2009, b). Il sintema è composto da ghiaie poligeniche e sabbie fluviali, con subordinati episodi pelitici; lateralmente passano a ghiaie calcaree con matrice piroclastica alternate a colluvioni vulcanoclastiche e limi pedogenizzati appartenenti a falde detritiche non distinte cartograficamente. Conglomerati e sabbie fluviali comprendono livelli limno palustri nonchè livelli vulcanici con travertino. La superficie limite inferiore si può ritenere discordante sia sui terreni dell'unità di Ariano-T. Cornea che sui termini del supersintema Eboli. Spessore complessivo 20 m. L'età è Pleistocene superiore –Olocene.

11.1.3. - *Settore della Piana e della Valle del F. Sele*

I depositi di questo settore rappresentano la prosecuzione di analoghi depositi riconosciuti in altri settori della Piana del Sele, nel F° 467 Salerno (ISPRA, 2009, *a*) e nel F° 486 Foce del Sele (ISPRA, 2009, ***(RQS$_b$)*)**. Nella Piana sono presenti facies fini alluvionali e marino-transizionali con ampi passaggi laterali in eteropia di facies. Nel settore pedemontano sono diffuse le facies clastiche a grana grossa di ambiente prevalentemente fluvio-alluvionale e/o travertinose, organizzate in più cicli a controllo tettonico e/o climatico. Questi depositi rappresentano il riempimento della piana in subsidenza ed in progradazione, controllata dai movimenti tettonici surrettivi e dalle oscillazioni del livello di base connesse alle crisi climatiche del tardo Pleistocene medio. All'interno del settore della Piana del F. Sele si distinguono due importanti apparati deposizionali riferibili al supersintema Battipaglia-Persano **(*PB*)** del Pleistocene medio e al più antico supersintema Eboli **(*CE*)** del Pleistocene inferiore; nel settore vallivo sono state identificate due unità sintemiche: il sintema di Dogana **(*DOG*)** ed il sintema di Piano della Perella **(*PPE*)**, di cui seguono le descrizioni.

11.1.3.1. - supersintema Eboli (**CE**)

I sedimenti racchiusi in tale supersintema **(CE)** sono genericamente ascritti al Pleistocene inferiore e rappresentano i depositi del raccordo con l'antica piana del Sele. Presentano uno spettro di facies ghiaiose prevalentemente di origine fluviale e detritica e sono distribuiti, a quote altimetriche variabili, lungo tutta la fascia pedemontana dei M. Picentini da Eboli fino a Senerchia. I depositi di questo supersintema poggiano, con netta discordanza angolare, su di un substrato eterogeneo costituito da unità pre-quaternarie deformate. A tetto sono limitati oltre che dalla

PROGETTO CARG

superficie topografica anche da una evidente superficie di discordanza angolare frutto della loro dislocazione tettonica del Pleistocene inferiore.

La successione è caratterizzata dalla prevalenza di sabbie fini e silt carbonatici organizzati in strati massivi spessi fino al metro, con rare strutture sedimentarie da correnti trattive. Sono presenti livelli conglomeratici con elementi ghiaiosi che si presentano moderatamente arrotondati, eterometrici ed esclusivamente di natura carbonatica. Nella litofacies fine sono presenti livelli di origine piroclastica di tipo trachitico s.l. di età compresa tra 1.5 e 0.9 Ma , spessi mediamente 10 cm ed abbastanza continui lateralmente. Si rinvengono inoltre intercalazioni di travertini fitoermali e stromatolitici di colore bianco-giallastro e travertini sabbiosi, in strati medio-spessi e banchi talora indistinti (***CE*$_{fl}$**), il cui spessore è contenuto nell'ambito di qualche decina di metri.

Nel supersintema si registrano passaggi latero verticali a depositi con carattere di maggiore prossimalità**.** Infatti, il deposito è costituito da una prevalente litofacies conglomeratica con elementi ghiaiosi che si presentano moderatamente arrotondati, eterometrici (ghiaie fini e blocchi) ed esclusivamente di natura carbonatica (dolomitica, calcareo-dolomitica e calcarea) riferibili ai litotipi mesozoici dei M. Picentini. La rozza stratificazione, evidenziata da sottili livelli siltosi, presenta basi nette o appena leggermente erosive. Nella parte alta si riconosce una stratificazione incrociata. Nella porzione sommitale è presente in maniera subordinata una frazione fine in cui fanno spicco livelli di origine piroclastica spessi mediamente 10 cm. Anche nelle facies grossolane prossimali si rinvengono a più altezze stratigrafiche sottili livelli di travertini fitoermali e stromatolitici di colore bianco-giallastro e travertini sabbiosi, in strati medio-spessi e banchi **(*CE*$_{fl}$)**. L'intero complesso di facies ghiaiose indica una deposizione in un ambiente di piana alluvionale più prossimale.

Tutta la successione del supersintema **(CE)** è caratterizzata da repentini cambiamenti latero verticali di facies clastiche da più grossolane a più sottili e da *hiatus* stratigrafici localmente evidenziati dalla presenza di livelli decimetrici di argille rosse e brune.

Lo spessore dell'intera successione è di difficile valutazione, perché questa si presenta spesso incompleta per motivi erosionali e diffusamente tettonizzata, tuttavia esso è valutabile non inferiore a 150 m.

Il grado di tettonizzazione è stato rilevato da vari autori (Cello *et alii*, 1982; Russo, 1990; Zuppetta & Sava, 1992) che hanno riconosciuto nella serie conglomeratica almeno tre sistemi di fagliazione. Il primo corrisponde ad un sistema di discontinuità strutturali orientato prevalentemente in direzione N 110° con immersione di circa 60° prevalentemente verso SSO; le faglie che fanno capo a questo sistema sono di tipo normale con componente di trascorrenza sinistra. Il secondo sistema corrisponde a discontinuità strutturali orientate prevalentemente in direzione N 230° con immersione di circa 75° prevalentemente verso NO; le

PROGETTO CARG

faglie che fanno capo a questo sistema sono di tipo normale con componente di trascorrenza destra. Il terzo sistema comprende fratture ad orientamento prevalentemente in direzione N80°. La superficie limite inferiore di questo supersintema non è affiorante. Tuttavia si presume che esso sia delimitato a letto da una discordanza angolare, come si intuisce dai rapporti tettonici e giaciturali esistenti in affioramento con il substrato pre-pleistocenico. L'età è Pleistocene inferiore.

11.1.3.2. - supersintema Battipaglia-Persano (**BP**)

I depositi di questo supersintema rappresentano la prosecuzione di analoghe unità riconosciute in altri settori della Piana del Sele, nei fogli 467 Salerno e 486 Foce del Sele**.** A questo supersintema è ascritta l'unità litostratigrafica Ariano-T. Cornea (**ATC**). Con $\boldsymbol{BP_a}$ sono stati indicati i depositi del supersintema da riferire a facies di piana prossimale e di conoide alluvionale, mentre con $\boldsymbol{BP_b}$ sono stati indicati quelli di piana alluvionale distale, di piana costiera e transizione a marino. Il supersintema è costituito da alternanze latero-verticali di ghiaie sabbiose e sabbie poligeniche rubefatte di ambiente fluviale distale e di transizione al marino ($\boldsymbol{BP_b}$), e di sedimenti fluviali prossimali e di conoide alluvionale ($\boldsymbol{BP_a}$) costituiti da ghiaie sabbiose e travertinose, da sabbie e da subordinate peliti sabbiose con livelli lenticolari di travertino detritico e occasionale presenza di componente piroclastica. Nelle due facies sono frequenti livelli legati ad episodi pedogenetici. Nella facies distale ($\boldsymbol{BP_b}$) la frazione grossolana è dominata da clasti fino a qualche cm di diametro, ben smussati di ambiente di piana costiera. Dai dati di sondaggio si rilevano alternanze anche decametriche di intervalli ghiaiosi e sabbiosi ed argille grigie e azzurre fossilifere, a luoghi intercalate a torba.

I depositi costituenti il supersintema Battipaglia-Persano sono i medesimi indicati in letteratura come Complesso di Persano (Amato *et alii,* 1991), il cui spessore è di almeno 250 m, in quanto non sono stati attraversati totalmente dai sondaggi effettuati in zona per ricerche idriche; il Complesso di Persano è attribuito al Pleistocene medio. Tale potente successione include più cicli sedimentari separati da fasi erosive e nel suo insieme può essere ritenuta posteriore alle fasi di tettonizzazione dei conglomerati di Eboli. Il Complesso, infatti, sutura le scarpate di faglia che delimitano i Conglomerati di Eboli verso la Piana (Amato *et alii,* 1991). Gli stessi Autori riferiscono anche della presenza di faglie e scarpate di faglia, prevalentemente ad orientazione appenninica, che interessano i depositi presenti in sottosuolo (faglie sinsedimentarie), con un'orientazione prevalente NO-SE. La superficie limite inferiore di questo supersintema è costituita da una superficie di discordanza angolare al contatto con i conglomerati deformati del supersintema Eboli. A tetto la successione è limitata dalla superficie topografica e da una evidente superficie di discordanza, frutto della dislocazione tettonica avvenuta nel Pleistocene inferiore. L'età è Pleistocene medio.

PROGETTO CARG

11.1.3.3. - unità di Ariano-T. Cornea (**ATC**)

Questa unità litostratigrafica è descritta più ampiamente nel foglio limitrofo 467 Salerno nel quale è stato possibile riferirla al supersintema Battipaglia-Persano (**BP**). I depositi affiorano lungo il T. Cornea in un'area generalmente pianeggiante che ricalca la superficie di un conoide alluvionale costruito dal T. Cornea. Nel foglio Eboli questi depositi sono attraversati dal T. Turazzo affluente destro del T. Cornea e lambiti dal F. Tusciano in loc. Ferriera. La porzione distale di questa unità litostratigrafica è caratterizzata da sedimenti fini di ambiente lacustre **(ATC_{e2})**. Si tratta di limi e argille di colore grigiastro stratificati, con intercalazioni di sabbie fini e sottili livelli di limi scuri; sono presenti sottili lenti ghiaiose legate ad episodi fluviali. Le porzioni prossimali **(ATC_{b})** sono rappresentate nel foglio da affioramenti sporadici di ghiaie calcaree, grossolane e subarrotondate, rozzamente stratificate di conoide alluvionale; comprendono sabbie e limi di origine colluviale. La superficie limite inferiore dell'unità è discordante sulle successioni costituenti il supersintema Eboli, deformate, e sui terreni del substrato pre-quaternario. Lo spessore dell'unità è valutabile in alcune decine di metri. L'età è Pleistocene medio.

11.1.3.4. - sintema di Piano della Perella (**PPE**)

Il sintema è costituito da limi, argille e sabbie con ciottoli arrotondati, pedogenizzati; sono presenti blocchi calcarei rielaborati prodotti da processi misti alluvionali e gravitativi. I depositi, provenienti dalla rielaborazione di detrito di versante e detrito di frana antica e paleofrana, poggiano su lembi di superfici subpianeggianti di natura erosiva, disposte sul versante da + 40-50 m e fino a + 80-90 m sull'attuale letto fluviale del F. Sele. Spessore circa 10 m. Ove distinti depositi clastici sciolti di versante di natura carbonatica e in subordine calcareo-marnosa ed arenacea, angolosi ed eterometrici, a matrice sabbioso-siltosa e pelitica grigio-bruna e localmente arrossata, talora prevalente, con spessori di alcuni metri (***PPE_{a}***). La superficie limite inferiore è discordante sui vari terreni del substrato pre-quaternario. L'età è Pleistocene medio – superiore *p.p.*

11.1.3.5. - sintema di Dogana (**DOG**)

Nell'alta valle del F. Sele e fino alla stretta di Contursi sono presenti depositi di conoidi alluvionali inattivi ed incisi da riferire a corsi d'acqua tributari, formanti residui ripiani inclinati che presso il fondovalle tendono a diventare quasi orizzontali. Tali depositi sono stati attribuiti al sintema di Dogana**.** Di regola sono

PROGETTO CARG

disposti tra +40 m e +20 m sul letto fluviale. Nel sintema si riconosce una facies costituita da conglomerati e ghiaie ad elementi carbonatici eterometrici, in strati di spessore medio, clinostratificati; microconglomerati e sabbie medio-grossolane, variamente addensate e/o pedogenizzate localmente di natura calcarea. Nel deposito è presente un livello di *tephra* di colore ocraceo di spessore decimetrico. Spessore fino a 10 -20 m ***(DOG$_b$).*** A più altezze stratigrafiche si rinvengono livelli di travertini fitoermali e stromatolitici di colore bianco-giallastro, e travertini sabbiosi in strati medio-spessi e banchi (***DOG$_{fl}$***).

È presente inoltre una facies tipica di depositi di versante con clasti calcarei e marnosi arrotondati, blocchi di detrito di falda cementato più antico, sabbie ghiaiose e matrice argillosa rossastra; spessore 20 – 30 m (***DOG$_a$***). La superficie limite inferiore del deposito non è visibile in affioramento, ma si presume discordante su diverse unità del substrato pre-Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Lo spessore complessivo è di 30 - 40 m. L'età è Pleistocene superiore.

11.1.4. - *Settore della Valle del F. Tanagro*

Tra i rilievi carbonatici di Palomonte ed il fondovalle del F. Tanagro, in corrispondenza della confluenza con il F. Sele sono presenti in affioramento numerose successioni clastiche plio-quaternarie, a limiti inconformi, distribuite in maniera discontinua.

11.1.4.1. - sintema di Bottiglieri (**BTL**)

Presso il fondovalle del Tanagro è esposta una successione riferita al sintema di Bottiglieri, costituita da alternanze di ortoconglomerati a clasti poligenici, brecciole granulari, sabbie giallastre con stratificazione parallela e laminazione incrociata concava ed argille grigie a stratificazione indistinta, con intervalli di 5-10 m. Nel deposito sono presenti ostracofaune dulcicole. Ambiente fluvio-lacustre. Rapporti inconformi con altre unità quaternarie e del substrato. Potenza non superiore ai 150 m. La superficie limite inferiore del sintema non è affiorante; tuttavia si presume che delimiti in discordanza a letto i terreni deformati del pre-Pliocene superiore. L'età è Pliocene superiore – Pleistocene inferiore *p.p.* (per posizione stratigrafica).

PROGETTO CARG

11.1.4.2. - sintema di Palomonte (**PLM**)

Nella porzione medio-alta del versante affiorano depositi conglomeratici-ghiaiosi più raramente brecce, da cementati a sciolti, con elementi eterometrici e poligenici. Localmente si osservano alternanze di livelli eterometrici e massivi (*debris flow*) ed orizzonti ben stratificati e relativamente ben classati. Il deposito testimonia apporti di conoide dal fianco destro della valle legati al paleoalveo decapitato del *wind gap* di Palomonte. La sospensione in quota deriva probabilmente anche da successivi ribassamenti tettonici della valle del F. Tanagro. Ambiente deposizionale di conoide torrentizia con depositi terrazzati sospesi sul fondovalle. Rapporti inconformi con altre unità quaternarie e del substrato. Il deposito è più diffuso in superficie che nel sottosuolo e mostra spessori superiori a 30 m (loc. Castiglione); in loc. Piano dell'Olmo tali sedimenti clastici sono sottoposti ai travertini di S. Maria di Sperlonga. La superficie limite inferiore è discordante su vari terreni del substrato pre-pleistocenico.

L'età del sintema di Palomonte è riferita ad un intervallo compreso tra il Pleistocene inferiore? ed il Pleistocene medio *p.p*.

11.1.4.3. - sintema di Bivio (**BVO**)

E' stata riferita a questo sintema la successione del Pleistocene medio affiorante nella valle del F. Tanagro presso il raccordo con il F. Sele. In essa si distinguono due unità tra loro eteropiche. La prima è costituita da travertini con livelli conglomeratici fluviali e da livelli sabbioso-limosi palustri e lacustri (**TSG**). La seconda è caratterizzata da ghiaie, conglomerati e brecce di conoide torrentizia (**RGC**). L'età è Pleistocene medio *p.p.* (per posizione stratigrafica e morfologica).

11.1.4.3.1. - travertino di S. Maria di Sperlonga (**TSG**)

Travertini bianco-giallastri fitoermali e stromatolitici; travertini detritici, generalmente a granulometria arenitica ma anche con livelli ciottolosi decimetrici, in strati medio-spessi e banchi talora indistinti. A luoghi includono anche sottili livelli limo-argillosi palustri. Ambiente deposizionale da palustre ad alluvionale. Rapporti stratigrafici inconformi con altre unità quaternarie e del substrato; in alto passa a **RGC**.

Spessore variabile fino ad un massimo di 70 metri. L'età è Pleistocene medio *p.p.* (per posizione stratigrafica e morfologica).

PROGETTO CARG

11.1.4.3.2. - ghiaie di Cerreto (**RGC**)

Ghiaie, brecce e conglomerati da sciolti a ben cementati, con elementi eterometrici, di natura carbonatica e di colore generalmente biancastro. Il deposito presenta talvolta alternanze di intervalli caotici e stratoidi. Presenta rapporti di tipo latero-verticale con **TSG**. Ambiente deposizionale di conoide torrentizia con depositi terrazzati sospesi sul fondovalle. Spessore circa 50 m. L'età è Pleistocene medio *p.p.* (per posizione stratigrafica e morfologica).

11.1.4.4. - sintema di S. Licandro (**LDC**)

In corrispondenza della confluenza tra il F. Tanagro ed il F. Sele affiorano conglomerati riferibili ad una facies di conoide formatasi allo sbocco della forra di Contursi. Le alluvioni sono state riferite al sintema **(LDC)** e cronologicamente al Pleistocene medio *p.p.* (Amato *et alii,* 1991). Si tratta di ghiaie con livelli di sabbie, sabbie con ciottoli e lenti limose pedogenizzate, disposte sul versante fino a +50 m sull'attuale letto fluviale. Ambiente deposizionale alluvionale e di conoide torrentizia con depositi terrazzati sospesi sul fondovalle. Rapporti stratigrafici inconformi con altre unità quaternarie e del substrato. Spessore circa 40 m. Per la posizione stratigrafica e morfologica l'età è attribuita al Pleistocene medio *p.p.*

11.2. - Depositi completamentee formati non distinti in base al bacino di pertinenza

11.2.1. - *detrito di falda* (**a_3**)

Deposito clastico eterometrico, prevalentemente carbonatico ed in subordine calcareo-marnoso, a matrice argilloso-limosa bruna o arrossata, talora scarsa o assente; a luoghi si presenta addensato o parzialmente cementato, clinostratificato. Forma una fascia più o meno continua alla base dei versanti. La parte prossimale dei depositi è costituita da blocchi dal decimetro al metro cubo in scarsa matrice sabbioso-pelitica grigio-bruna alternati a sottili livelli a grana fine; nella parte distale sono presenti depositi con blocchi dal decimetro al centimetro cubo in matrice pelitico-sabbiosa generalmente bruna o arrossata che si intercalano a colluvioni. Sono presenti anche detriti a grossi blocchi carbonatici. Spessore fino a 100 m. L'età è Pleistocene superiore - Olocene.

PROGETTO CARG

11.2.2. - *deposito alluvionale terrazzato* (**b_{n1}**)

Il deposito è sviluppato in maniera discontinua sia in destra che in sinistra del F. Sele, anche oltre la confluenza con il F. Tanagro. E' costituito da ghiaie ad elementi eterometrici, prevalentemente di natura carbonatica, e sabbie a granulometria da grossolana a media, con grado di addensamento variabile e/o pedogenizzate, poste fino a + 15 m + 20 m sul letto fluviale. Alluvioni incise o terrazzate, depositi di conoide torrentizia inattiva e incisa. Spessore circa 15 m. A luoghi ghiaie e brecce calcaree in matrice sabbiosa, di colore biancastro o arrossata, massive o in strati medio-sottili. Conoide torrentizia reincisa. Spessore fino a 20 -25 m. L'età è Pleistocene superiore *p.p.* – Olocene.

11.2.3. - *deposito palustre* (**e_3**)

Nella Piana di San Vito presso Laviano si rinvengono argille e limi siltosi di colore nerastro con ciottoletti calcarei a spigoli vivi e frazione piroclastica, di ambiente palustre. Il deposito si presenta spesso 10-15 m ed è sospeso a + 80 m sull'attuale fondovalle. L'età è Pleistocene superiore *p.p.*-Olocene?

11.2.4. - *deposito di frana antica* (**a_{1b}**)

Il deposito è largamente diffuso in tutti i settori del Foglio ove sono in affioramento le formazioni dell'Unità Tettonica della Valle del Sele. Esso è costituito da detrito caotico eterometrico ed eterogeneo, con pezzame litoide del substrato, in matrice siltoso-argillosa, pedogenizzato o parzialmente cementato in superficie. Lo spessore sulla base di criteri morfologici può essere stimato fino a 30 - 40 m. L'età è Pleistocene superiore- Olocene.

11.2.5. - *deposito vulcanoclastico* (**l**)

Pomici e ceneri incoerenti localmente rimaneggiate e pedogenizzate, ascrivibili ad eruzioni del tardo Quaternario da riferire con ogni probabilità ai centri eruttivi della provincia vulcanica campana. Spessore affiorante fino a 5 m. L'età è Pleistocene superiore ? – Olocene.

PROGETTO CARG

11.3. - Depositi in formazione non distinti per bacino di pertinenza

Sono qui riportate tutte le unità ritenute ancora in formazione distribuite variamente sulle unità del substrato pre-quaternario e presenti nelle quattro Sezioni che costituiscono il foglio.

11.3.1. - *deposito colluviale* (**b_7**)

Limi, limi sabbiosi e argille nerastre con ciottoli e blocchi di natura calcareo-marnosa ed arenacea e subordinata frazione piroclastica. Depositi formati per processi di accumulo in paleoconche, per trasporto meteorico e/o gravitativo lungo i versanti. Spessore fino a 10 m circa. L'età è Olocene – Attuale.

11.3.2. - *prodotto eluviale* (**b_6**)

Coltri alteritiche e paleosuoli con fenomeni di pedogenesi ancora in atto; sabbie e limi argillosi di colore dal bruno al rossastro; argille nerastre con subordinata frazione piroclastica e localmente con clasti residui della roccia madre. Depositi derivanti da processi di alterazione *in situ* delle successioni affioranti. Spessore fino a 2 m circa. L'età è Olocene – Attuale.

11.3.3. - *deposito alluvionale* (**b**)

Ghiaie e ghiaie sabbiose ad elementi carbonatici, da subangolosi ad arrotondati, di dimensioni decimetriche e centimetriche, con lenti di sabbie e di limi. Localmente sono presenti grossi blocchi calcarei. Depositi fluviali in alveo e di golena; depositi di conoide torrentizia attiva e localmente inattiva o quiescente. Spessore fino a 10 m. L'età è Olocene – Attuale.

11.3.4. - *deposito di versante* (**a**)

Depositi clastici sciolti ad elementi carbonatici ed in subordine calcareo-marnosi ed arenacei, prevalentemente angolosi ed eterometrici, a matrice sabbioso-siltosa e pelitica grigio-bruna, localmente arrossata. Il deposito costituisce lembi di coni o fasce di coni coalescenti localizzati lungo i pendii ed alla base dei versanti. Spessore fino a 10-20 m. L'età è Olocene – Attuale.

PROGETTO CARG

11.3.5. - *deposito di frana* (**a_{1a}**)

Accumuli gravitativi, a struttura caotica, argilloso-limosi e subordinatamente a clasti eterometrici, con evidenze di evoluzione in atto del movimento franoso; la natura dei blocchi e della matrice dipende dalla successione originaria coinvolta. Spessore fino a 8-10 m. L'età è Olocene – Attuale.

11.3.6. - *deposito antropico* (**h**)

Terreni caotici di riporto costituiti da argille, sabbie e ghiaie. L'età è Attuale.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - TETTONICA

(a cura di S. Mazzoli)

1. - PRINCIPALI ASPETTI STRUTTURALI

L'area del Foglio Eboli può essere distinta in tre grandi settori: l'intero quadrante nord-occidentale e tutta la fascia orientale sono dominati da aree morfologicamente rilevate, il bordo dei Monti Picentini ad ovest ed il Monte Marzano ad est, nelle quali affiorano prevalentemente i terreni delle unità tettoniche carbonatiche ed in minor misura delle Unità Lagonegresi. Tra questi due alti morfologici si inserisce l'alta valle del Sele, bordata da linee strutturali circa nord sud, che rappresenta un basso strutturale nel quale predominano i terreni delle Unità Sicilidi. Questo basso strutturale prosegue e si accentua verso sud-ovest, dove i terreni Sicilidi sono ricoperti da successioni plioceniche e pleistoceniche tra le quali le più significative sono quelle del supersintema Eboli.

Il motivo tettonico più significativo dei rilievi dei Monti Picentini sudorientali e di Monte Marzano è rappresentato senza dubbio dalla presenza di raddoppi tettonici che coinvolgono le successioni mesozoiche di piattaforma e di bacino. Tuttavia, la morfologia attuale è controllata in larga misura dalla tettonica estensionale che ha portato alla esumazione della complessa pila di unità tettoniche sovrapposte.

La struttura più significativa dell'area è quella nota nella letteratura geologica degli ultimi quaranta anni come "Finestra tettonica di Campagna", localizzata lungo il margine sud-orientale dei Monti Picentini.

La finestra tettonica di Campagna presenta un andamento est-ovest e risulta delimitata a nord dall'allineamento dei rilievi Toppa della Faragna - Toppa del Castello – M. Polveracchio ed a sud dal blocco carbonatico del M. Raione-M. Ripalta e dalla fascia pedemontana che fa transizione all'area di basso strutturale in cui si sono sedimentate le successioni clastiche di conoide detritico-alluvionale

dei conglomerati del supersintema Eboli.

L'area della finestra tettonica rappresenta una zona di culminazione strutturale della catena appenninica meridionale nella quale affiora la sovrapposizione tettonica delle successioni carbonatiche di piattaforma su unità di affinità lagonegrese. Queste a loro volta ricoprono tettonicamente successioni terrigeno-calcareoclastiche mioceniche (Arenarie della Vallimala *Auctt.*) disconformi su dolomie triassiche (Unità di Monte Croce) di nuovo sovrapposte ad unità lagonegresi.

Questo assetto strutturale è confermato dalla perforazione esplorativa "Acerno 1", realizzata dall'AGIP nel 1996 in prossimità del bordo settentrionale della "finestra" in località Case Isca, circa 3 Km a SSO dell'abitato di Acerno. Infatti, tale perforazione ha incontrato, secondo Patacca (2007), dall'alto verso il basso, la seguente successione (fig. 4):

1. 295 m di dolomie del Triassico superiore;
2. 177 m di calcari con selce
3. 469 m di arenarie e calcari miocenici e 295 m di dolomie del Triassico superiore
4. 2294 m di diverse formazioni riferibili alle Unità lagonegresi
5. 77 m di argille e gessi messiniani
6. 260 m di carbonati del Cretaceo inferiore.

L'intervallo 1 rappresenta parte della Unità della Piatttaforma Appenninica in affioramento; l'intervallo 2 costituisce una sottile scaglia di unità lagonegresi; l'intervallo 3 comprende gran parte della successione dell'Unità di Monte Croce; l'intervallo 4 è costituito da almeno tre scaglie sovrapposte delle unità lagonegresi; gli intervalli 5 e 6 rappresentano la parte sommitale della Piattaforma Apula e della sua copertura miocenica.

Rispetto alla cartografia precedente della "finestra tettonica di Campagna" (Turco, 1976), il rilevamento geologico del presente Foglio ha mostrato che in affioramento è presente l'intera pila tettonica osservata nel pozzo Acerno 1. Infatti, nel settore nord-occidentale della finestra tettonica di Campagna, in corrispondenza del margine meridionale di una fascia di affioramento di unità triassiche della Unità Tettonica Carbonatica (tra Toppa della Faragna e Varco delle Crocelle), affiorano termini smembrati e boudinati della successione lagonegrese, che corrispondono al sottile intervallo superiore di Unità lagonegrese rinvenuto nel pozzo Acerno (fig. 4). In particolare, nell'area di Cerreta, i termini più plastici della successione, sia inferiori (Formazione di Monte Facito) sia superiori (formazioni del Flysch Galestrino, Flysch Rosso e flysch numidico), si rinvengono in ridotti affioramenti e con complesse relazioni geometriche tra di essi, che sono da interpretare, come si discuterà più avanti, come il risultato del sovrapporsi di numerose fasi di deformazione sulla stessa successione. Anche nell'area di Salitto affioramenti boudinati del Flysch Rosso si rinvengono costantemente al di sotto dei Calcari con Selce.

PROGETTO CARG

Tra i rilievi di Serra della Manca e Monte Costa Calda, si incontra invece la fascia di affioramento della successione miocenica dell'Unità di Monte Croce, con spessori paragonabili a quelli presenti nel pozzo; nell'incisione del Tusciano ed a Monte Costa Calda si rinviene anche parte della successione mesozoica dell'unità. Nel settore orientale della finestra tettonica (località V.ne della Cerreta, La Cerreta e Avigliano) si rinvengono in affioramento solo i termini superiori della successione miocenica dell'Unità di Monte Croce ed i termini inferiori dolomitici (Monte Croce – Pizzo Corno, Piesco). Se si tiene conto dell'assetto strutturale dell'area e del rapporto di disconformità, con estesa lacuna stratigrafica, esistente tra la successione miocenica ed il substrato triassico dell'Unità Monte Croce, è possibile ipotizzare che l'assenza di numerosi termini della successione miocenica di questa unità sia effetto di non deposizione e/o erosione in un'area di alto strutturale relativo presente all'interno del dominio deposizionale delle successioni dell'Unità di Monte Croce. Questa interpretazione è stata assunta nella realizzazione delle sezioni geologiche che attraversano quest'area.

Le unità lagonegresi in posizione inferiore nel pozzo Acerno (fig. 4) sono invece rappresentate, in superficie, dagli affioramenti delle formazioni di Monte Facito, dei Calcari con Selce e degli Scisti Silicei presenti nel settore orientale della finestra tettonica a nord di Campagna (tra le località Sterpico, Fossetelle, Fili della Croce, Romanelle). L'attribuzione di questi affioramenti alle unità lagonegresi inferiori del Pozzo Acerno è basata su dati di superficie rilevati tra il versante meridionale di M. Costa Calda, Frasci e Fontana Mafero dove è possibile osservare la sovrapposizione di diversi termini della successione miocenica e mesozoica dell'Unità Monte Croce su Calcari con Selce e Scisti Silicei (Pagliaro, 1994, 2003). È da considerare che in quest'area, l'unico precedente documento cartografico (Turco, 1976) poneva i depositi miocenici dell'Unità Monte Croce in contatto stratigrafico su dolomie triassiche; tutti i terreni lagonegresi affioranti nel settore orientale della finestra tettonica, venivano invece interpretati come ribassati per faglia diretta rispetto alle dolomie triassiche dell'Unità Monte Croce e quindi ascritti alle unità lagonegresi in posizione superiore. Questa interpretazione venne accettata e riportata in molti documenti cartografici successivi di sintesi (Bonardi *et alii,* 1988).

Quasi tutti gli affioramenti delle formazioni Calcari con Selce e Scisti Silicei fin qui descritti possono essere attribuiti, per i caratteri delle litofacies, all'unità lagonegrese II. Questa fu definita in Lucania da Scandone (1967) che riconobbe su vaste aree un esteso sovrascorrimento regionale nell'ambito del sistema a falde e pieghe "lagonegresi" con la conseguente distinzione di due falde maggiori (Lagonegro I e II). Solo nei pressi dell'abitato di Campagna le unità lagonegresi sono rappresentate da limitati affioramenti delle litofacies denominate Lagonegro-Sasso di Castalda, in genere attribuite all'unità lagonegrese I. Per tale motivo, pur in assenza di evidenze di rapporti per faglia inversa, questi affioramenti sono

PROGETTO CARG

stati attribuite all'unità lagonegrese I. Considerata l'estrema complessità tettonica dell'area, comparabile al multistrato tettonico incontrato nel Pozzo Acerno, non è difficile immaginare come i rapporti originari tra le diverse litofacies lagonegresi fossero dovuti a tettonica contrazionale.

I contatti tettonici tra l'unità tettonica carbonatica, l'Unità di Monte Croce e le Unità lagonegresi nell'ambito della finestra tettonica di Campagna sono prevalentemente di natura estensionale (in accordo con quanto osservato nel contiguo Foglio Salerno) ed hanno ripreso o eliso le strutture contrazionali che avevano generato la complessa pila tettonica.

Nell'area della finestra tettonica di Campagna l'Unità Tettonica Carbonatica viene in contatto con le unità tettoniche inferiori in genere per faglia normale.

Il contatto tra l'Unità Tettonica Carbonatica e il *thrust* superiore lagonegrese è a luoghi visibile tra le località Acqua Buona e Serra Alta e lungo il versante nord-occidentale delle Ripe di Pappalondo, mentre il contatto con il *thrust* inferiore dell'Unità lagonegrese è in genere mascherato da coperture detritiche lungo l'intero margine nord-orientale dei rilievi di M. Raione-M. Ripalta.

La sovrapposizione del *thrust* superiore delle Unità lagonegresi sull'Unità Monte Croce è osservabile in località Ponte Maiano (a nord-ovest di Salitto) e in prossimità del km 16 della SS 164, lungo il versante meridionale di Toppo Castelluccio, nella valle del Tusciano e lungo il versante sud-orientale di M. Calvo.

La sovrapposizione tettonica dell'Unità di Monte Croce su quella lagonegrese inferiore è già stata descritta in precedenza.

L'esumazione del nucleo della complessa struttura tettonica di Campagna è da mettere in relazione anche a diverse altre faglie normali presenti all'interno del corpo principale dell'Unità Tettonica Carbonatica e che provocano un notevole ribassamento della strutture sia a nord che a sud dell'area di Campagna. Una di queste faglie separa il blocco del Cervialto a nord dal Monte Polveracchio a sud (giacitura 325/55 presso Piano Migliaro). La superficie di faglia, caratterizzata da notevole cataclasi, è tuttavia osservabile solo in pochi punti, a causa dell'estesa copertura detritica o boschiva. Verso sud invece la struttura è ribassata tettonicamente dalle faglie bordiere ricoperte dalle estese coperture pleistoceniche detritiche della valle del Sele.

Nel blocco dei Monti Picentini sono presenti anche faglie a basso angolo di natura estensionale, analoghe a quelle segnalate nel contiguo Foglio Salerno. Tra queste si segnalano le faglie alla base del Monte Accellica (fig. 14) e di Toppa del Castello e di M. della Croce dove sono stati misurati piani di taglio con una giacitura 250/15. In particolare, le strutture del Monte Accellica e sul versante est del Monte Boschetiello hanno geometria del tutto analoga a quella di una faglia normale a basso angolo che taglia una successione triassico-giurassica immergente con elevata inclinazione verso SE.

Da segnalare che invece diverse faglie normali a basso angolo segnalate da

PROGETTO CARG

Fig. 14 - *Superficie di faglia alla base dei versanti ESE del Monte Accellica. La superficie separa calcari della formazione* ***CCM*** *a tetto da dolomie della formazione* ***DBS*** *a letto.*

Ferranti & Oldow (1999) non trovano riscontro sul terreno. Esse erano presumibilmente state ricostruite a partire da una reinterpretazione di contatti stratigrafici "anomali" riportati nel Foglio Eboli 1:100.000; il presente rilevamento ha mostrato che tali "anomalie" derivavano da una errata attribuzione litostratigrafica (Monte Polveracchio) o dal mancato riconoscimento di faglie ad alto angolo (Monte Boschetiello, Monte Altillo).

Un ulteriore raddoppio di grande significatività regionale nell'ambito dei rilievi carbonatici è presente sul versante settentrionale del blocco del Monte Marzano, alle pendici NO del Monte Pennone. Qui l'Unità Tettonica Carbonatica si accavalla per faglia inversa su una successione costituita dal basso da risedimenti calcarei della litofacies dei "calcari pseudosaccaroidi" (**CBI_a**) da marne calcaree e calcareniti con macroforaminiferi del Miocene (calcareniti di Laviano, **LIA**). La superficie di faglia inversa è ben esposta sulla strada nelle località Cesina Piana e Castagneto. Sui calcari pseudosaccaroidi sono presenti in discordanza angolare anche calciruditi contenenti clasti di arenarie quarzose di tipo numidico (**SIE**). La discordanza angolare è ipotizzabile sulla base dei rapporti reciproci tra le formazioni anche se non direttamente osservabile. Queste formazioni, per la loro posizione tettonica a letto della successione carbonatica e per la presenza delle formazioni dei "pseudosaccaroidi" e della formazione di Monte Sierio, sono assimilabili all'Unità Tettonica dei Monti della Maddalena, che affiora solo pochi

PROGETTO CARG

chilometri a sud-est. Anche i limitati affioramenti di carbonati mesozoici presenti a nord-est di Laviano vengono interpretati come facenti parte del blocco di letto di questa faglia inversa e di conseguenza, pur non essendo osservabile il contatto con le formazioni **CBI$_a$**, **LIA** e **SIE**, vengono ascritti anche essi all'Unità Tettonica Monti della Maddalena. Tutte queste formazioni sono comunque ricoperte in discordanza dalla Formazione di Castelvetere, che si ritrova in analoga posizione anche nel blocco di tetto. Le implicazioni regionali di queste relazioni saranno discusse più avanti nel paragrafo di sintesi.

L'intero versante orientale dei Monti Picentini che borda l'alta valle del Sele mostra un motivo strutturale dominante piuttosto raro rispetto allo stile deformativo delle successioni carbonatiche di piattaforma. Qui infatti l'Unità carbonatica presenta costantemente strati immergenti verso i quadranti orientali con forti inclinazioni (fig. 15) (pendici M. Raia, M. La Picciola, M. della Croce, M. Boschetiello, M. Magnone) che definiscono una piega antiforme a ginocchio con asse NNE-SSO, che localmente porta anche al rovesciamento della intera successione.

Fig. 15 - *Strati calcarei verticali della formazione* ***CDO*** *nella zona di Senerchia.*

PROGETTO CARG

Ciò avviene in particolare al rilievo Costa Riola-Le Toppe, dove la porzione giurassica della successione forma una piega rovesciata verso sud-est, e, in posizione più interna nel massiccio montuoso, al Varco Sellara, dove è invece la successione del Triassico superiore-Giurassico inferiore ad essere rovesciata.

Nella valle del Sele vi sono rare evidenze di significativi lineamenti strutturali a causa della diffusa presenza di coperture quaternarie.

L'alta valle del Sele è occupata da rilievi con morfologia piuttosto dolce compresi tra le quote di 250 e 500 metri ed impostati sui terreni argilloso-marnosi delle Unità Sicilidi. Questo basso strutturale è stato in genere interpretato come un *graben* bordato da sistemi di faglie ad andamento prevalentemente meridiano (Ippolito *et alii,* 1973; 1974; Ortolani, 1975; Bonardi *et alii,* 1988). I liscioni e le potenti zone cataclastiche prodotte da tali faglie e riesumate dall'erosione sono esposti in maniera spettacolare nei pressi di Senerchia e Calabritto per il lato ovest, di Laviano e Valva per il lato est. Se il versante orientale della valle è certamente controllato esclusivamente da faglie normali ad alto angolo, altrettanto non si può dire per il versante opposto. Questo infatti è dominato dall'ampia antiforme a ginocchio con verticalizzazione degli strati e dalle pieghe rovesciate descritte precedentemente. L'individuazione del bordo orientale della depressione della alta valle del Sele è quindi almeno in parte riconducibile al sollevamento generato da tale struttura. Questa osservazione conferma parzialmente quanto supposto in alcuni lavori precedenti (Celico *et alii,* 1979b) che ipotizzavano una struttura asimmetrica della valle con un versante occidentale controllato da faglie inverse e quello orientale da faglie dirette. La presenza di diversi affioramenti di carbonati, che costituiscono alcuni dei rilievi più ripidi e di dimensioni da decametrici a chilometrici, è interpretabile come dovuta all'effetto di faglie transtensive con notevole componente obliqua. Blocchi sollevati secondo faglie con le stesse direzioni si ritrovano d'altra parte anche all'interno delle zone di affioramento dei carbonati precedentemente descritte. Linee tettoniche significative si rilevano, comunque, ai margini dei rilievi carbonatici sia nella fascia meridionale, presso la valle del F. Tanagro, sia nella parte mediana, nei pressi dell'allineamento Monticelli di Contursi Terme-rilievi di Palomonte. Nella valle del Sele si riconoscono delle importanti linee strutturali rappresentate dalle faglie che bordano i principali rilievi carbonatici (M. Pruno, loc. Lauri, Oliveto Citra, M. Tre Croci, M. Magno, Palomonte, allineamento Serra Pizzuto - Serra S. Antonio - Serra S. Pietro, S. Nicola), piuttosto diffusi tra l'allineamento Oliveto Citra- Palomonte e l'abitato di Contursi Terme.

Presso il margine orientale del Foglio, inoltre, sono collocate le faglie bordiere, che corrono ai margini dei contrafforti carbonatici di M. Castello, rilievo meridionale del massiccio M. Marzano-M. Ogna. Tali strutture indicano in ogni caso che nel sottosuolo della valle l'Unità Tettonica Carbonatica è presente a profondità relativamente modesta.

PROGETTO CARG

2. - SINTESI TETTONICA

Dal punto di vista strutturale, gli elementi principali del Foglio sono rappresentati: (1) dai raddoppi tettonici presenti nella finestra tettonica di Campagna, (2) dalla depressione strutturale della valle del Fiume Sele, (3) dal raddoppio tettonico presente sul fronte montuoso settentrionale del Monte Marzano, (4) dalla grande piega a ginocchio che delimita ad oriente il blocco dei Monti Picentini. In questo capitolo conclusivo si propone una interpretazione complessiva del significato tettonico dell'insieme di queste strutture.

La finestra tettonica di Campagna, con il pozzo Acerno 1 perforato in zona, mostra la presenza, all'interno dell'area del Foglio, del sovrascorrimento regionale dei carbonati di piattaforma sulle Unità Lagonegresi, struttura generalmente osservabile in tutto l'Appennino meridionale. Tuttavia, l'area della finestra tettonica di Campagna è caratterizzata dalla presenza di un ulteriore sovrascorrimento che accavalla l'insieme "carbonati di piattaforma-unità lagonegresi" sulla Unità di Monte Croce tettonicamente sottostante, a sua volta posta a tetto di una potente successione di scaglie tettoniche formate da Unità Lagonegresi (perforate dal pozzo Acerno 1). L'insieme "carbonati di piattaforma-Unità Lagonegresi" sull'insieme "Unità di Monte Croce-Unità Lagonegresi" è interpretabile come una struttura tardiva prodotta da un riaccavallamento (*reimbrication*) di preesistenti *thrust sheets*. In questa interpretazione l'Unità di Monte Croce avrebbe rappresentato originariamente parte della stessa piattaforma carbonatica dei Monti Picentini, ed in particolare una sua area di transizione al bacino. D'altra parte, fin dalla sua prima individuazione, essa è stata riconosciuta come costituita da successioni deposte in un ambiente di transizione tra una piattaforma ed un bacino (Scandone *et alii*, 1967; Turco, 1976). L'età minima del sovrascorrimento tardivo (*reimbrication*) è vincolata dalla presenza di depositi silicoclastici tortoniani nel blocco di letto (Unità di Monte Croce).

Tale sovrascorrimento tardivo appare emergere lungo il fronte montuoso settentrionale che delimita il Monte Marzano. A sud dell'abitato di Laviano si ha infatti un riaccavallamento delle unità carbonatiche triassiche su "calcari pseudosaccaroidi" e calcari detritici delle formazioni di Laviano e Monte Sierio. Queste possono ragionevolmente rappresentare la porzione paleogenica di un corpo di probabile bordo di piattaforma mesozoico rappresentato in affioramento solo da limitati rilievi a nord di Laviano. In questa interpretazione, l'Unità di Monte Croce viene ad avere un significato sia paleogeografico che tettonico analogo a quello dell'Unità Monti della Maddalena.

L'accavallamento sembra coinvolgere anche la Formazione di Castelvetere esposta nel blocco di letto a sud-ovest di Laviano. D'altra parte, poco a nord dell'area del Foglio, lungo il fronte montuoso dei Monti Picentini, un analogo *thrust* produce l'accavallamento di carbonati sulle unità cosiddette "interne" e sul-

PROGETTO CARG

la Formazione di Castelvetere (Bonardi *et alii,* 1988; Di Nocera *et alii*, 2006). Tali relazioni confermano l'età relativamente recente del riaccavallamento.

L'assenza di evidenze paragonabili a quelle della finestra tettonica di Campagna, insieme alla stratigrafia del pozzo Contursi 1, suggeriscono che, nell'area orientale del Foglio (valle del Fiume Sele e massiccio del Monte Marzano) il sovrascorrimento tardivo non abbia coinvolto le Unità Lagonegresi. Pertanto, nell'ipotesi che entrambi i raddoppi tardivi siano riconducibili allo stesso sovrascorrimento, questo sarebbe caratterizzato da una rampa laterale, di tetto, parallela al bordo orientale del massiccio carbonatico dei Monti Picentini. L'effettiva esistenza di tale rampa laterale appare confermata dalla presenza della grande piega antiforme, con direzione assiale NNE (parallela allo stesso bordo del massiccio carbonatico dei Monti Picentini), che porta i carbonati in posizione verticale o addirittura rovesciata lungo il lembo orientale. Il fianco occidentale della depressione strutturale che costituisce la valle del Fiume Sele risulta pertanto essenzialmente controllato dalla presenza di tale piega ad estensione regionale, cui sono tuttavia associate faglie ad alto angolo a direzione dominante NNE.

All'interno della depressione della valle del Fiume Sele affiorano le unità interne, tettonicamente sovrastanti i carbonati di piattaforma. Questi ultimi tuttavia affiorano sporadicamente all'interno della valle (Oliveto Citra, Bagni di Contursi, Contursi, Quaglietta). L'analisi strutturale condotta su tali affioramenti carbonatici indica che si tratta di blocchi delimitati da faglie, con direzioni dominanti SSE e ESE, generalmente a cinematica obliqua con importanti componenti normali associate a quelle laterali. Tali blocchi sono pertanto interpretabili come porzioni del substrato carbonatico, regionalmente ricoperto tettonicamente dalle unità interne, che fuoriescono sotto forma di alti strutturali locali prodotti da un regime tettonico di tipo trastensivo. Faglie dello stesso tipo bordano l'intero fianco orientale della depressione della valle del Fiume Sele, che appare pertanto essenzialmente controllato dalla tettonica transtensiva.

All'interno della finestra tettonica di Campagna, faglie ad alto angolo a direzione ESE portano a contatto le dolomie dell'Unità di Monte Croce con le Unità Lagonegresi. Tali faglie appaiono essere troncate da faglie a componente normale dominante ed inclinazione moderata, le quali ribassano il relativo blocco di tetto sia verso NNE o SSO, sia verso SSE. Tali faglie paiono pertanto essere associate ad una estensione bimodale, con principali direzioni di estensione SSE e NNE, possibilmente associate alla creazione di un alto strutturale in profondità (nei carbonati apuli sepolti) e conseguente disequilibrio gravitativo prodotto nelle unità alloctone affioranti, coinvolte in un'ampia culminazione strutturale. Tale tettonica estensionale appare aver prodotto un sostanziale assottigliamento delle Unità Lagonegresi che si trovavano tettonicamente interposte tra i sovrastanti carbonati di piattaforma e la sottostante Unità di Monte Croce (cioè a letto del *thrust* regionale dei carbonati di piattaforma sulle Unità Lagonegresi ed a tetto del sovrascorri-

PROGETTO CARG

mento tardivo che ha prodotto il riaccavallamento). Le Unità Lagonegresi, caratterizzate da significative elisioni, *boudinage* a varia scala (da ettometrica a metrica) e sostanziale smembramento, costituiscono una fascia discontinua di terreni di età variabile, dal Triassico (Formazione di Monte Facito) al Miocene (flysch numidico), che poggiano con contatto di sovrascorrimento sui termini miocenici dell'Unità di Monte Croce. Va comunque notato che le preesistenti strutture (pieghe e faglie inverse) prodotte dal raccorciamento della successione lagonegrese, seppure in maniera discontinua, sono preservate e ben riconoscibili all'interno dei *boudin* di dimensioni maggiori. Tali strutture di raccorciamento sono dominanti all'interno delle Unità Lagonegresi tettonicamente sottostanti l'Unità di Monte Croce, le quali affiorano a nord dell'abitato di Campagna e sono state perforate dal pozzo Acerno 1.

3. - SISMOTETTONICA

(a cura di A. Ascione)

La sismicità che interessa il territorio incluso nel Foglio Eboli, nonché l'intera fascia assiale dell'Appennino campano-lucano, è connotata dal ripetersi, con frequenza non elevata, di terremoti con intensità epicentrali superiori al IX grado MCS, magnitudo massime stimate per gli eventi storici, o registrate, superiori a 6.5 e sequenze caratterizzate da una scossa principale seguita da *aftershock* (Cocco *et alii*, 1993; Alessio *et alii*, 1993; Gruppo di lavoro CPTI, 2004; Vannucci *et alii*, 2004). Tale sismicità è principalmente dovuta ad eventi di fagliazione normale che interessano uno strato sismogenetico dello spessore di circa 15-20 km e che presentano una direzione di estensione NE-SO (Cello *et alii*, 1982; Gasparini *et alii*, 1985; Westaway & Jackson, 1984; Bernard & Zollo, 1989). Tale direzione è coerente con quella che guida il più recente campo deformativo che interessa la regione, attivo dal tardo-Quaternario (Hyppolite *et alii*, 1994; Caiazzo *et alii*, 2006).

Tra i terremoti che hanno interessato il territorio del Foglio, quelli che hanno provocato i maggiori effetti di superficie sono gli eventi del 1694 (di magnitudo 6.8 e intensità del X grado; Gruppo di lavoro CPTI, 2004) e quello del 1980, che provocò numerose vittime e forti danneggiamenti agli abitati di Laviano, Conza, S. Angelo dei Lombardi e Castelnuovo di Conza, con intensità macrosismiche tra il IX e il X grado MCS (Alessio *et alii*, 1993).

Il terremoto del 1980, con magnitudo pari a 6.9 e profondità ipocentrale intorno a 15 km, è stato caratterizzato da un meccanismo focale di tipo estensionale (Westaway & Jackson, 1984; Bernard & Zollo, 1989). In particolare, sono stati distinti tre principali subeventi occorsi in circa 40 secondi, associati a rotture lungo altrettanti segmenti di faglia ad orientazione NO-SE e riferibili ad una

PROGETTO CARG

faglia normale principale immergente di circa 60° verso NE e ad una antitetica faglia normale con immersione verso SO (De Natale *et alii*, 1988; Bernard & Zollo, 1989; Pingue *et alii*, 1993; Amato & Selvaggi, 1993).

Tale sisma provocò una deformazione del suolo su vasta scala, rilevata da misure geodetiche (De Natale *et alii*, 1988; Pingue *et alii*, 1993), e diede luogo ad una serie di rotture superficiali (Bollettinari & Panizza, 1981; Cinque *et alii*, 1981). Tra esse, l'allineamento di scarpate di faglia con altezza intorno a 80 cm, orientazione NO-SE e rivolte verso NE, esteso tra il piedimonte settentrionale del M. Cervialto ed attraverso il massiccio M. Marzano – M. Ogna, fino al Pantano di S. Gregorio Magno, con una lunghezza complessiva di 38 km, viene considerato come l'espressione superficiale della faglia sismogenetica principale (Westaway & Jackson, 1984; Pantosti & Valensise, 1990). Lo studio paleosismologico condotto in corrispondenza della scarpata di faglia cosismica individuata nel *polje* del Piano di Pecore ha messo in luce altri 4 eventi di fagliazione occorsi negli ultimi 10.000 anni, con un tasso medio di scorrimento di 0.4 mm/a ed un intervallo di ricorrenza medio di circa 2100 anni (Pantosti *et alii*, 1993). Complessivamente, sulla base di indagini morfotettoniche e geofisiche (Ascione *et alii*, 2003), la dislocazione associata alla faglia che attraversa il *polje* del Piano di Pecore è stimata in circa 40 m, lasciando supporre che tale struttura si sia attivata solo in tempi molto recenti o, in alternativa, abbia registrato lunghi periodi di quiescenza nelle ultime decine di migliaia di anni.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VI - ASSETTO MORFOSTRUTTURALE DEL QUATERNARIO

1. - VALLE E PIANA DEL F. SELE

L'assetto strutturale del M. Polveracchio, del M. Cervialto e del settore orientale del massiccio M. Marzano - M. Ogna è molto simile a quello di altri massicci carbonatici dell'Appennino campano-lucano. Infatti, il rilievo si identifica con un alto strutturale a pianta grossomodo quadrangolare, circondato da ampie valli (bassi strutturali relativi) prevalentemente occupate da unità terrigene terziare, su cui si sono deposte più generazioni di depositi clastici continentali quaternari. Tali depressioni sono rappresentate dalla valle del F. Tusciano e dall'alta valle del F. Sele rispettivamente ad occidente ed oriente del massiccio M. Polveracchio-M. Cervialto, e dalla porzione nord-orientale del graben peri-tirrenico della Piana del Sele- Golfo di Salerno.

Per quanto riguarda il momento del sollevamento dei massicci carbonatici anche sulla base di studi recenti (Cinque *et alii,* 1988) l'età dell'emersione definitiva di tali massicci rimane ancora incerta a causa dell'assenza su tali successioni carbonatiche di depositi più recenti del Tortoniano-Messiniano inferiore (formazione di M. Sierio, Formazione di Castelvetere). Pertanto, il momento dell'individuazione del sollevamento si può ipotizzare non più recente del Messiniano superiore.

Nell'intervallo temporale compreso tra l'alto Miocene ed il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore su tali massicci carbonatici si sarebbe registrato il modellamento subaereo di un paesaggio ad elevato grado di maturità morfologica (*Paleosuperficie Auctt.*).

Dopo l'individuazione della paleosuperficie sommitale i due massicci carbonatici sono stati interessati da almeno tre eventi tettonici surrettivi interrotti da lunghe pause durante le quali si sono realizzati ulteriori modellamenti con individuazione di numerose morfologie legate a processi erosionali e a processi deposizionali.

La collocazione nel tempo di tali eventi tettonici non è ancora ben definita, tuttavia è possibile collocare la prima e seconda fase tettonica tra l'età della formazione della paleosuperficie sommitale, il cui modellamento si è protratto fino al Pliocene superiore, e parte del Pleistocene inferiore, e 0,75 Ma. La terza fase tettonica viene collocata intorno a 0,75 Ma.

La fase tettonica che ha contribuito al primo significativo sollevamento dei massicci carbonatici avrebbe smembrato la superficie spianata ponendola a varie quote mediante un fitto reticolo di faglie dirette con rigetti dell'ordine di varie centinaia di metri. A seguito di tale sollevamento differenziale s'individua la valle del F. Tusciano, l'alta valle del F. Sele, la bassa valle del F. Tanagro, ed un ulteriore ampliamento verso monte del graben della Piana del Sele.

Alla base dei versanti di faglia si depongono imponenti detriti rappresentati dai conoidi alluvionali costituenti il sintema di Palomonte ed il sintema di Bottiglieri. Nella fascia pedemontana dell'area Tirrenica gli apparati di conoidi alluvionali sono costituiti dalle potenti successioni del supersintema Eboli, mentre all'interno dei M. Picentini dai conglomerati del sintema di Iumaiano, che corrispondono ai più antichi depositi continentali presenti nell'area.

La deposizione dei conglomerati del supersintema Eboli viene messa in relazione da Cinque *et alii* (1988) con un'importante fase di erosione e dissezione che ha interessato i M. Picentini in seguito al loro iniziale sollevamento tettonico. Questo primo sollevamento dei Picentini, correlato con le prime fasi di disarticolazione tettonica dell'area, avrebbe determinato l'individuazione della depressione Golfo di Salerno – Piana del Sele (Hyppolite *et alii*, 1994; 1995).

All'interno del massiccio del M. Cervialto si verifica una seconda fase tettonica marcata da faglie con rigetti minori e che delineano un reticolo meno diffuso. Tale evento è ben documentato tra il Piano del Gaudo ed Acerno dallo smembramento dei conglomerati del sintema di Iumaiano dislocati di varie decine di metri e che attualmente sono presenti a quote comprese tra i 700 m e 1300 m. A seguito di tale fase segue un periodo di stasi in cui si verificano intensi processi erosionali che comportano la formazione di valli ampiamente svasate impostate in parte sulle formazioni clastiche di prima generazione. Inoltre, in alcune aree prospicienti le località Toppo Scutero-Castagnuolo (M. Cervialto) si ha la deposizione dei sedimenti conglomeratici e pelitici costituenti la successione lacustre del sintema di Acquile.

Si ritiene, anche se non ancora ben documentato, che questo secondo evento tettonico nell'alta Piana del F. Sele abbia coinvolto anche i depositi conglomeratici del supersintema Eboli lungo il versante meridionale dei M. Picentini. Questi depositi, infatti, si rinvengono in parte ribassati nel sottosuolo della Piana (Pozzo AGIP Sele 1, in: Ippolito *et alii*, 1973), ed in parte sollevati fino a 400 m di quota (Cinque *et alii*, 1988).

L'inizio della sedimentazione della successione del sintema di Acerno vie-

PROGETTO CARG

ne correlato con una terza crisi tettonica che si manifesta con rigetti contenuti e non superiori a 200-300 m, ben documentata particolarmente all'interno del M. Cervialto. In particolare, la depressione occupata dall'antico lago di Acerno presenta i caratteri morfostrutturali di un piccolo graben dal contorno poligonale e prevalentemente allungato in direzione meridiana. La successione è costituita da conglomerati deltizi e di conoide alluvionale ben stratificati e da limi ed argille stratificate e laminate lacustri. Essa da prevalentemente pelitica nei settori assiali del bacino diventa ghiaioso-conglomeratica in corrispondenza dello sbocco degli immissari e nelle aree periferiche del bacino. Datazioni radiometriche $^{40}K/^{40}Ar$ effettuate su alcune intercalazioni piroclastiche presenti alla base della successione lacustre del sintema di Acerno hanno evidenziato una età di circa 0,75 Ma. Tale dato consente anche di datare gli eventi tettonici che hanno causato la chiusura del bacino.

Gli eventi ascritti alla terza crisi tettonica hanno favorito, tra l'altro, anche l'innesco di processi erosivi di tipo regressivo operati dal F. Tusciano, che intorno a 0,35 Ma. ha raggiunto e catturato il Bacino di Acerno, svuotandolo completamente.

Alla base del versante meridionale dei M. Picentini, in corrispondenza del settore denominato Piana del F. Sele (Amato *et alii,* 1991), non sono ben documentati in letteratura gli eventi morfoevolutivi verificatisi nell'ampio lasso temporale dell'intero Pleistocene medio.

Tra i vari corpi clastici da correlare a falde detritiche, nell'area della Piana del F. Sele si individuano due grossi apparati deposizionali riferibili a conoidi alluvionali. Una di queste, presente nella zona orientale dell'area è quella che era alimentata dal torrente Tenza che, provenendo dai M. Picentini attraverso la forra di Campagna, attualmente la reincide per oltre 50 m; nella zona distale essa è reincisa anche dal F. Sele. Questa è costituita da ghiaie e conglomerati a clasti prevalentemente carbonatici e di natura silicea (selci e diaspri), con strutture da *debris flow* e, a luoghi, strutture trattive. Verso SO, il profilo di questa conoide è interrotto da una scarpata di faglia alta circa 30 m ad orientazione NO-SE.

Un'altra conoide, della quale nell'area è presente solo la porzione apicale, è quella sulla quale insiste l'abitato di Eboli; essa è stata alimentata da diversi torrenti che dissecano le colline dei conglomerati di Eboli e che, in qualche caso, arrivano a incidere i calcari del M. S. Elmo - M. Raione. Questa conoide è solo di poco (qualche metro) dissecata dal Vallone Tufara.

In letteratura (Amato *et alii,* 1991) sia la conoide del Tenza che quella di Eboli vengono riferite al Complesso di Persano, una successione costituita da alternanze tra depositi ghiaiosi, sabbioso-limosi ed argillosi con facies continentali (prevalentemente fluviale e di conoide alluvionale), e livelli torbosi riferibili a contesti fluvio-palustri e lacustri transizionali. Il complesso litologico di Persano viene identificato con il supersintema Battipaglia-Persano e presenta uno spessore di

PROGETTO CARG

almeno 200 m, in quanto non è stato attraversato dai sondaggi effettuati in zona per ricerche idriche ed è attribuito al Pleistocene medio (Amato *et alii,* 1991). Tale potente unità include più cicli sedimentari separati da fasi erosive e nel suo insieme è ritenuta posteriore alle fasi di tettonizzazione dei depositi costituenti il supersintema Eboli del Pleistocene inferiore disegnando un perimetro della Piana del F. Sele del tutto simile all'attuale.

2. - VALLE DEL F. TANAGRO

Nella bassa valle del Sele in corrispondenza della confluenza del F. Sele e del F. Tanagro sono prevalenti le successioni clastiche plio-quaternarie, che costituiscono circa il 20 % dei terreni affioranti.

Tra i rilievi carbonatici di Palomonte ed il fondovalle del F. Tanagro sono presenti successioni clastiche, a limiti inconformi, distribuite in maniera discontinua e rappresentative dell'inizio della sedimentazione clastica nel settore del basso Tanagro (fig. 16). In particolare, presso il fondovalle è esposta una successione costituita da alternanze di conglomerati, sabbie ed argille riferite al sintema di Bottiglieri del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore. Nella porzione medio-alta del versante sono affioranti depositi conglomeratici-ghiaiosi attribuiti al sintema di Palomonte. Quest'ultimo deposito è molto diffuso in superficie con

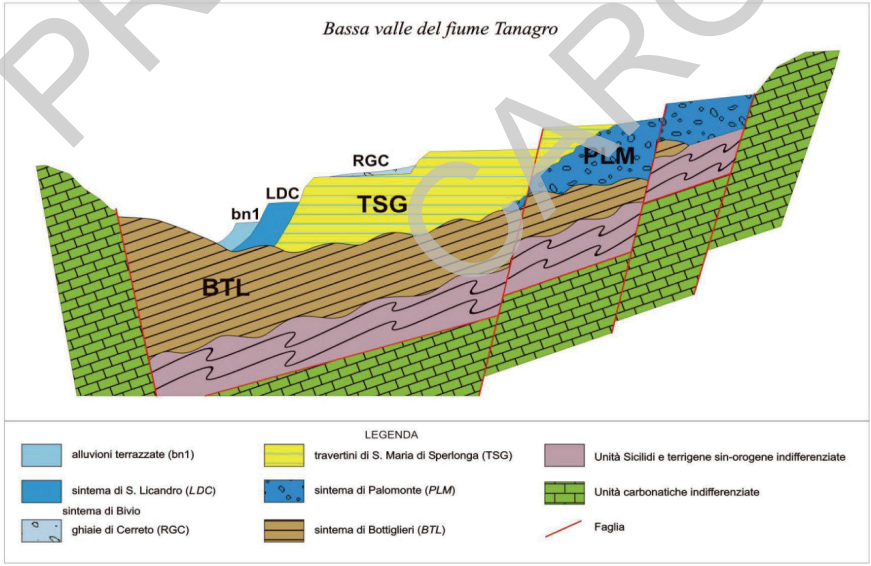


Fig. 16 - *Schema dei rapporti stratigrafici e strutturali nella bassa Valle del F. Tanagro.*

PROGETTO CARG

spessori superiori a 30 m (località Castiglione); in località Piano dell'Olmo tali sedimenti clastici sono sottostanti ai travertini di S. Maria di Sperlonga. Pertanto per posizione stratigrafica l'età del sintema di Palomonte è riferita ad un intervallo compreso tra il Pleistocene inferiore? ed il Pleistocene medio.

Presso il raccordo con il F. Sele nella valle affiora una successione del Pleistocene medio, costituita da travertini con livelli conglomeratici fluviali e livelli sabbioso-limosi palustri e lacustri (travertini di S. Maria di Sperlonga) costituenti parte del sintema di Bivio. Inoltre, in corrispondenza della confluenza tra il Tanagro ed il Sele affiorano conglomerati riferibili ad una facies di conoide formatasi allo sbocco della Forra di Contursi. Questi costituiscono dei terrazzi posti fino a circa 150 m al di sopra del fondovalle attuale. Le alluvioni sono state riferite al sintema di S. Licandro e cronologicamente alla parte alta del Pleistocene medio (Amato *et alii,* 1991).

I terrazzi riscontrati in questa parte della bassa valle del F. Tanagro non proseguono con continuità fino all'Alta Piana del Sele, in quanto tra la zona della conoide del Tenza e la confluenza del Tanagro la valle del Sele è priva di terrazzi.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VII - ASPETTI DI GEOLOGIA TECNICA ED AMBIENTALE

(a cura di S. Di Nocera & M. Lazzari)

1.- CARATTERI GENERALI

L'area del Foglio Eboli è caratterizzata in gran parte da un paesaggio collinare (media-alta collina) e collinare-montuoso, con forme controllate dalla tettonica surrettiva recente e legate a processi di morfoselezione, a processi deposizionali ed erosionali fluviali, e da fenomeni gravitativi di versante.

L'assetto morfologico attuale risente regionalmente dei vincoli tettonici imposti dalle grandi faglie bordiere quaternarie che definiscono strutture ad *horst* e *graben* caratterizzanti gran parte del Foglio Eboli (Amato *et alii,* 1991). In particolare, le aree morfologicamente più basse corrispondono alle depressioni vallive di origine fluviale, impostate sui terreni delle unità interne, mentre gli alti morfologici coincidono con i rilievi montuosi delle unità carbonatiche ed in parte delle unità terrigene sinorogene. Il sollevamento tettonico rappresenta la causa principale del ringiovanimento del paesaggio avvenuto tra il Pliocene medio-superiore ed il Pleistocene medio.

L'influenza della tettonica disgiuntiva recente (Caiazzo *et alii,* 1992) e del sollevamento regionale sull'evoluzione morfologica del territorio e, in particolare, sull'assetto del reticolo idrografico, è evidente in molti settori del Foglio dove non sono rari i fenomeni di cattura fluviale, quali quelli che si verificano in corrispondenza del V.ne del Luppolo, Rio Lagarone, F.so Chiuvitello, V.ne delle Conche.

L'evoluzione morfologica dei versanti della valle del Sele, oltre ad essere stata controllata dalla tettonica pleistocenica, ha subito, con le ultime crisi climatiche tardopleistoceniche, sensibili modifiche. I versanti nei complessi argillosi sono stati interessati da dissesti di ampie dimensioni con superfici di scorrimento profonde varie decine di metri con accumuli detritici che hanno invaso il fondovalle deviando il corso del fiume.

2. - FRANOSITÀ

Nell'area del Foglio Eboli la maggiore densità di fenomeni franosi è riscontrabile in corrispondenza della valle del fiume Sele dove la presenza di depositi fliscioidi caratterizzati da un'alta percentuale di frazione fine (argilloso-marnosa) costituisce un importante elemento predisponente. Unitamente alle caratteristiche litologiche anche l'assetto morfostrutturale influisce sulla distribuzione delle frane; si riscontrano allineamenti delle nicchie di distacco lungo le principali faglie bordiere plio-pleistoceniche (Cinque *et alii*, 1981) che definiscono il *graben* del Sele e che marcano anche le brusche variazioni di pendenza al contatto tra l'Unità tettonica della Valle del Sele, l'Unità tettonica carbonatica e le Unità terrigene sinorogene mioceniche e plioceniche.

Gran parte dei fenomeni franosi sono concentrati in corrispondenza dei terreni argillosi ed argilloso-marnoso-arenacei dei depositi flischoidi (**CVT_2**, **ALV**, **FMS**, **SGH**, **AVF**, **FFF**) ed in parte sui depositi dolomitici fini. Le tipologie di frane riscontrate su tali terreni sono riferibili a scorrimenti rotazionali e colate che spesso evolvono in tipologie complesse. Le frane complesse presentano lingue, relativamente strette ed allungate, che conferiscono un aspetto piuttosto rettilineo o a conoide alle parti intermedie o terminali dei pendii, controllando altresì l'assetto dei rami di basso ordine del reticolo idrografico. Esse sono caratterizzate da nicchie di distacco singole o multiple coalescenti con la parte di distacco interessata da scorrimenti rotazionali, i quali, nella parte più bassa, evolvono in colamenti e scorrimenti traslazionali (De Riso, 1966; Budetta, 1983). Gli scorrimenti, generalmente di tipo rotazionale, presentano nella maggior parte dei casi ampie testate multiple o coalescenti, frutto di molteplici episodi di movimento. A valle delle vecchie testate di frana, si riscontrano aree subpianeggianti o in contropendenza, talora sede di piccoli laghetti.

Le frane occupano una superficie mediamente di 0.5-1,0 kmq, ed in riferimento ai fenomeni complessi, attualmente da considerare in gran parte non più attivi, possono raggiungere dimensioni superiori ai 5 Kmq (aree di Senerchia e Colliano), interessando ampie porzioni o la totalità dei versanti fino al fondovalle.

Fenomeni franosi che interessano i terreni strutturalmente complessi (Argilliti varicolori) si presentano in più settori della valle del Sele con grandi dimensioni areali e spessori dell'ordine di varie decine di metri. Questi fenomeni sono inquadrati con il modello morfologico schematizzato in fig. 17 in cui il profilo a) illustra la condizione della sedimentazione alluvionale in un ipotetico tratto dell'alta valle del Sele durante l'intervallo temporale compreso tra 20-30x10^3 a. B.P. (interstadio WurmII-WurmIII). Il profilo b) illustra le conseguenze del repentino approfondimento del reticolo fluviale causato dall'abbassamento del livello di base durante la crisi climatica del Wurm III (20-13x10^3 a. B.P.). Il profilo c) evidenzia le elevate dimensioni dei corpi di frana che vengono rimobilizzati in

PROGETTO CARG

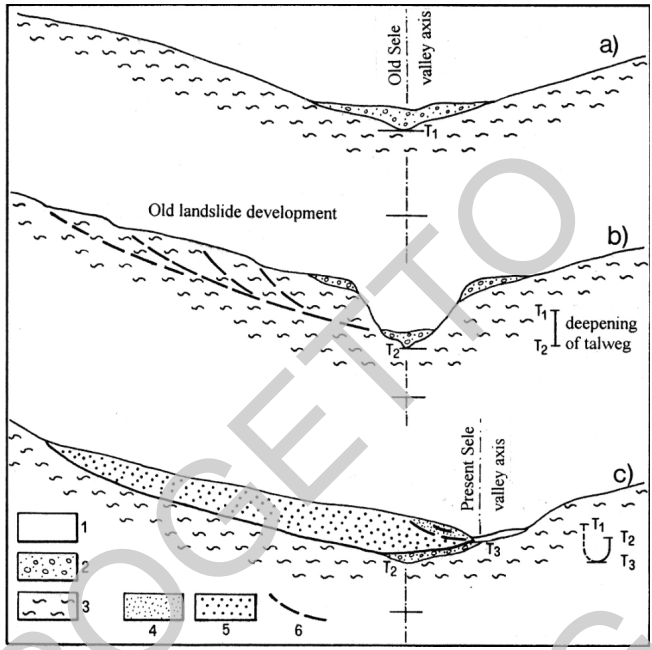


Fig. *17 - Schema dell'evoluzione morfologica dei versanti della valle del Sele collegata alla formazione di antichi corpi di frana (da* Di Nocera et alii, *1996). Legenda: 1) alluvioni attuali; 2) alluvioni antiche; 3) argille varicolori; 4) frana attuale; 5) Corpo di frana antica; 6) superficie di scorrimento.*

concomitanza della risalita della falda durante l'Optimum climatico (6-13x10^3 a. B.P.). Tali corpi di frana avrebbero localmente anche deviato lo stesso corso del fiume di varie centinaia di metri creando ampie anse ed aree di golene fluviali. Successivamente e fino ad oggi su tali accumuli caotici, ormai in gran parte stabilizzati, si sono sviluppate nove generazioni di frane con dimensioni molto più limitate sia in superficie che in profondità.

La presenza di lineamenti strutturali importanti ha prodotto scarpate ai cui margini spesso si innescano fenomeni da crollo, soprattutto in corrispondenza dei litotipi più resistenti dei complessi lapidei calcareo-dolomitici (**DBS**, **CLU**, **CDO**, **CBI** e **CCM**) ed in misura ridotta della frazione lapidea delle unità terrigene arenacee (**CVT_1**, **FYN**). I depositi detritici da crollo spesso vengono rimobilizzati in occasione di intensi periodi piovosi sotto forma di colate detritiche come accade ad esempio lungo i versanti del M. Raia, M. Valva, M. Marzano, Piano Maiore-Colliano e Serra la Spina-Senerchia. Sempre ai crolli possono essere ascritti i numerosi cedimenti di volta di cavità carsiche che hanno dato origine ad una serie di doline, situate soprattutto nell'area a nord di Palomonte.

PROGETTO CARG

Frane antiche oggi stabilizzate, anche artificialmente, sono localizzate in corrispondenza di alcuni centri abitati del foglio, quali ad esempio quelli di Colliano, Senerchia, Laviano, Contursi e Quaglietta (Tav. f.t. n.1). Ad esempio in quest'ul-

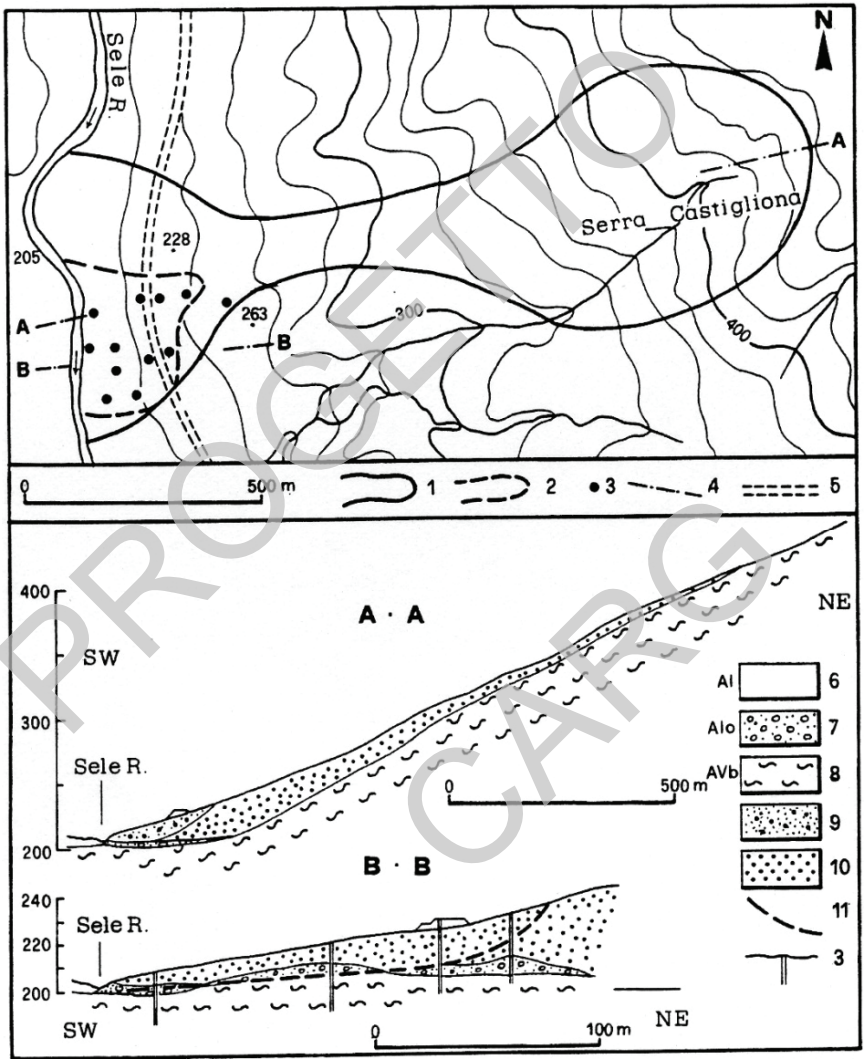


Fig. 18 - *Planimetria sezione e profilo della frana in loc. Quaglietta (da* Di Nocera et alii*, 1996). Legenda: 1) ricostruzione in pianta dell'antico corpo di frana; 2) limite della riattivazione nel 1990; 3) sondaggi, 4) sezioni; 5) asse stradale; 6) alluvioni attuali, 7) alluvioni antiche,8) argille varicolori; 9) corpo della frana del 1990; 10) cumulo della frana antica; 11) superficie di scorrimento.*

PROGETTO CARG

tima località in occasione della realizzazione della strada a scorrimento veloce "Fondovalle Sele" è stato rinvenuto nel sottosuolo, mediante sondaggi, un ampio cumulo di antica frana potente circa 50 m, in parte rimobilizzato, la cui superficie di scorrimento interessa alluvioni antiche del F. Sele. Evidentemente la frana antica nel suo avanzamento verso valle avrebbe invaso l'originario letto del fiume spostandolo verso ovest di ben 300 m. Nella fig. 18 la sezione longitudinale evidenzia la presenza delle alluvioni antiche fossilizzate dal corpo di frana.

Tra gli abitati a rischio di frane va ricordato in particolar modo quello di Senerchia che a seguito del terremoto del 23 novembre 1980 (magnitudo 6.9) fu interessato lungo il T. La Piceglia da una frana di grandi dimensioni (2.5 km di lunghezza per 500 m di larghezza) che secondo alcuni autori (Cotecchia, 1981; Cotecchia & Nuzzo, 1986; Guerricchio & Melidoro, 1981; Maugeri *et alii,* 1982; Carrara *et alii,* 1986; Capolongo *et alii,* 2002; Wasowski *et alii,* 2002) si sarebbe impostata su un vecchio movimento franoso riattivato dall'evento sismico.

Il terremoto del 23 novembre 1980 ha innescato un gran numero di movimenti di massa che si sono esplicati con modalità diverse a seconda dei caratteri geolitologici e geomorfologici dei versanti interessati (Tab. 1). Sulle pareti rocciose dei rilievi carbonatici si sono verificati essenzialmente fenomeni di crollo e talora di ribaltamento, di dimensioni relativamente modeste (da 1000 a 10.000 mc), mentre sui pendii a costituzione fliscioide hanno avuto luogo imponenti movimenti tipologicamente ascrivibili ai fenomeni complessi scorrimento-colata, con prevalenza del primo tipo sul secondo.

Agnesi *et alii* (1983) confrontando le condizioni di stabilità prima (mediante analisi di foto aeree del 1954 e dati bibliografici) e dopo l'evento sismico del 1980 (mediante rilevamento diretto ed analisi di foto aeree 1:18000 dell'IGM realizzate con voli immediatamente successivi all'evento sismico) hanno mostrato come, in tutta l'alta valle del Sele, la percentuale delle aree interessate dai fenomeni franosi nella condizione *ante quem* variava fortemente da un complesso litologico all'altro (fig. 19). Gli stessi autori, mediante un'analisi statistica multivariata degli attributi morfometrici delle aree in frana, hanno anche verificato che, precedentemente all'evento sismico del 1980, l'1% delle aree a carbonati era stato interessato da eventi di frana per crollo, il 64% dei terreni fliscioidi ed il 7% dei depositi plio-quaternari da colate, scorrimenti rotazionali e frane complesse; mentre successivamente all'evento sismico le zone sede di fenomeni franosi attivi si attestavano sull'1% per i carbonati, il 22% per i flysch ed il 3% per i depositi plio-quaternari. Ad esclusione dei crolli per lo più individuati in corrispondenza dei litotipi calcareo-dolomitici, la maggior parte delle frane attive post-sisma si sono attestate su aree franose preesistenti, soprattutto lungo il versante occidentale (Refice & Capolongo, 2002).

Per quanto concerne, infine, la frequenza di riattivazione (rimobilitazione di uno stesso volume di frana) dei fenomeni franosi recenti ed attuali, valutata nel-

PROGETTO CARG

Tab. 1 - *Fenomeni franosi riattivati nell'area del F° Eboli a seguito del terremoto del 1980 (Esposito* et alii*, 1996).*

Comune	Località	Tipo di frana
Acerno	Abitato	Crollo
Acerno	Strada Acerno-L.Laceno	Crollo
Calabritto	Sotto V.ne Calabritto	Crollo
Calabritto	Sotto V.ne Calabritto	Crollo
Calabritto	Sotto V.ne Calabritto	Crollo
Calabritto	V.ne Zagarone	Crollo
Calabritto	Quaglietta-Sele	Scorrimento rotazionale
Calabritto	Persano	Complessa
Calabritto	S-E ospedale	Complessa
Calabritto	Cimitero comunale	Colata rapida
Calabritto	V.ne Costantinopoli	Complessa
Calabritto	C.S. Mauro – V.ne Caprarezza	Scorrimento rotazionale
Calabritto	Forra Zagarone	Complessa
Calabritto	Via Berardinelli	Colata rapida
Calabritto	Via Berardinelli	Scorrimento rotazionale
Campagna - Camaldoli	Camaldoli	Scorrimento rotazionale
Campagna - Camaldoli	Sorone felce	Complessa
Campagna - Camaldoli	Mezzana	Complessa
Colliano	Collianello	Crollo
Colliano	Collianello	Crollo
Colliano	Collianello	Crollo
Colliano	M. Marzano	Crollo
Colliano	M. Pruno	Crollo
Colliano	M. Pruno	Crollo
Colliano	M. pruno	Crollo
Colliano	Pestello	Crollo
Colliano	Piano di Lega	Crollo
Contursi	Serrone tondo	Scorrimento rotazionale
Contursi	Strada Contursi bivio km 6	Scorrimento rotazionale
Contursi	F.te della Noce	Complessa
Contursi	Praineta	Complessa
Contursi	Fontana dei Preti	Scorrimento rotazionale
Laviano	La pietra dei Corvi	Crollo
Laviano	Ripe di Santomenna	Crollo
Laviano	Ripe di Santomenna	Crollo
Laviano	V.ne delle Conche	Crollo

PROGETTO CARG

Comune	Località	Tipo di frana
Laviano	V.ne delle Conche	Crollo
Laviano	V.ne delle Conche	Crollo
Laviano	V.ne delle Conche	Crollo
Laviano	V.ne Cicchette-Valva/P.Casolare	Scorrimento rotazionale
Oliveto Citra	Il Casone	Crollo
Oliveto Citra	La calavedda	Crollo
Oliveto Citra	M. Raia	Crollo
Oliveto Citra	M. Raia	Crollo
Oliveto Citra	Pizzagalline-M. Raia	Crollo
Oliveto Citra	Pizagalline-La calavedda	Scorrimento rotazionale
Oliveto Citra	La Saliceta	Complessa
Oliveto Citra	Acquabianca	Complessa
Oliveto Citra	Fravitole	Complessa
Oliveto Citra	Mas. Cavalieri	Complessa
Oliveto Citra	Mass. Gasparri	Complessa
Oliveto Citra	Santa Maria di Loreto	Complessa
Oliveto Citra	Vallipote-Chiaviche	Complessa
Palomonte	V.ne Luceta	Scorrimento rotazionale
Senerchia	Caralacqua	Crollo
Senerchia	Caralacqua	Crollo
Senerchia	Carzito	Crollo
Senerchia	Carzito	Crollo
Senerchia	M. Raia	Crollo
Senerchia	M. Raia	Crollo
Senerchia	M. Raia	Crollo
Senerchia	M. Raia	Crollo
Senerchia	Ripalonga	Crollo
Senerchia	Ripalonga	Crollo
Senerchia	Ripalonga	Crollo
Senerchia	Ripalonga	Crollo
Senerchia	Ripalonga	Crollo
Senerchia	Ripalonga	Crollo
Senerchia	Ripalonga	Crollo
Senerchia	Serra La spina	Crollo
Senerchia	V.ne Rovivo	Crollo
Senerchia	V.ne Arenaccio	Crollo
Senerchia	V.ne Arenaccio	Crollo
Senerchia	V.ne Arenaccio	Crollo
Senerchia	Serra dell'acquara	complessa

PROGETTO CARG

Comune	Località	Tipo di frana
Senerchia	V.ne Bardolaia	Crollo
Senerchia	V.ne il Triennale	Crollo
Senerchia	V.ne il Triennale	Crollo
Senerchia	Acquabianca	complessa
Senerchia	T. La Piceglia-Fiumc. Rarete	complessa
Senerchia	Aria di Canale	complessa
Valva	I Piani-M. Valva	Crollo

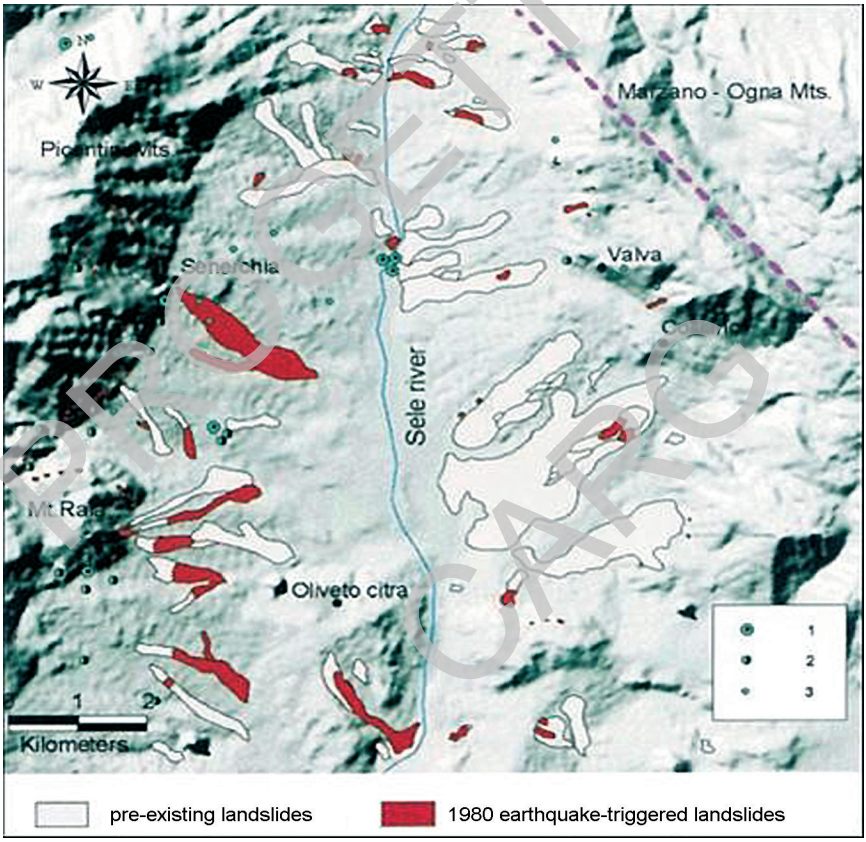


Fig. 19 - *Modello digitale del terreno dell'Alta Valle del F. Sele con la distribuzione delle frane indotte dal terremoto del 23 novembre 1980 (con linea tratteggiata è indicata la faglia sismogenetica dell'evento) e di quelle preesistenti l'evento (*Wasowski et alii*, 2002; Carta inventario frane da* Agnesi et alii*, 1983). In figura sono anche indicate le principali sorgenti differenziate per portata media (*Budetta et alii*, 1988): Legenda: (1) Q <5 l/s; (2) 5 l/s < Q < 50 l/s; (3) Q > 50 l/s.*

PROGETTO CARG

Comune	Località	Tipo di frana
Valva	M. Valva	Crollo
Valva	M. Valva	Crollo
Valva	M. Valva	Crollo
Valva	M. Valva	Crollo
Valva	M. Valva	Crollo
Valva	M. Valva	Crollo
Valva	Mad.na degli Angeli	Crollo
Valva	C.Valle di Porto	Scorrimento rotazionale
Valva	Chiane	Scorrimento rotazionale

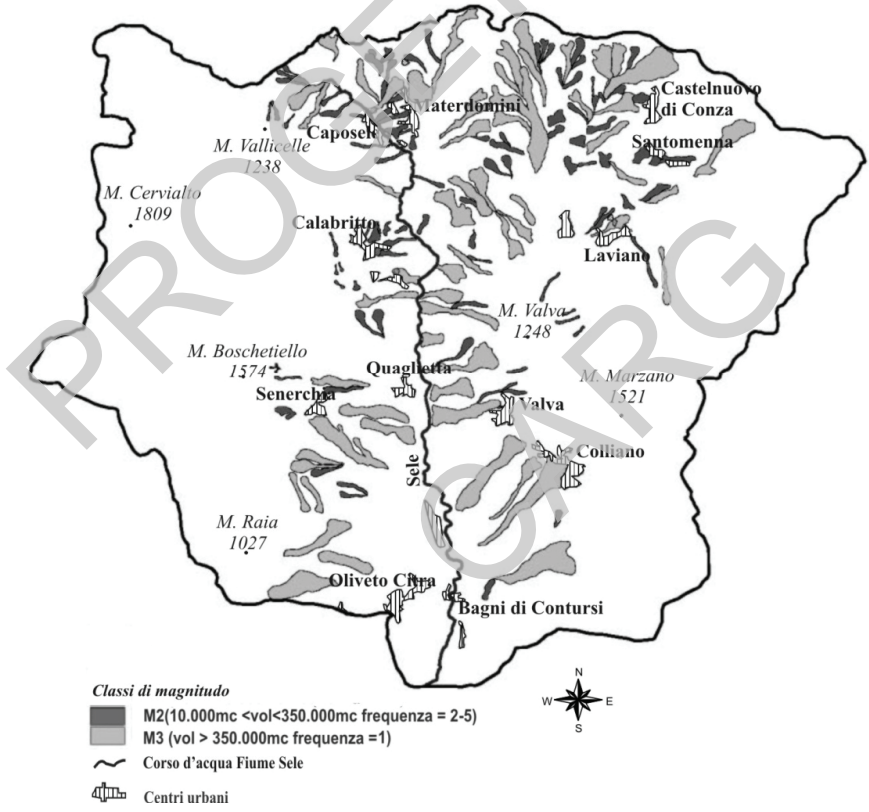


Fig. 20 - *Distribuzione delle frane nell'alta valle del Sele in funzione della magnitudo (volume di frana mobilizzato) e della frequenza di riattivazione valutata dal 1955 al 2002 (*Lazzari et alii*, 2004).*

l'arco temporale di 50 anni (Lazzari *et alii,* 2004), questa non è mai superiore ad 1 per le frane di grandi dimensioni, come accade ad esempio per quelle di Senerchia o di Colliano (volume > 350.000 m^3), essendo state le stesse innescate da terremoti (Agnesi *et alii,* 1982; 1983; Wasowsky *et alii,* 2002; Capolongo *et alii,* 2002) e/o da eventi piovosi particolarmente intensi e concentrati nel tempo (Parise *et alii,* 1997; Parise & Wasowski, 1999) ricorrenti in archi temporali molto lunghi. Per le frane con volumetrie < 350.000 m^3, invece, la frequenza di riattivazione calcolata per lo stesso periodo è compresa tra 2 e 5 (fig. 20).

3. - CONTESTO CLIMATICO ED ASSETTO IDROGEOLOGICO

Le condizioni climatiche locali sono di tipo Mediterraneo, con estati calde e secche ed inverni freddi ed umidi. Secondo uno studio idrologico condotto da Cotecchia & Nuzzo (1986) l'alta valle del Sele e le aree montuose circostanti

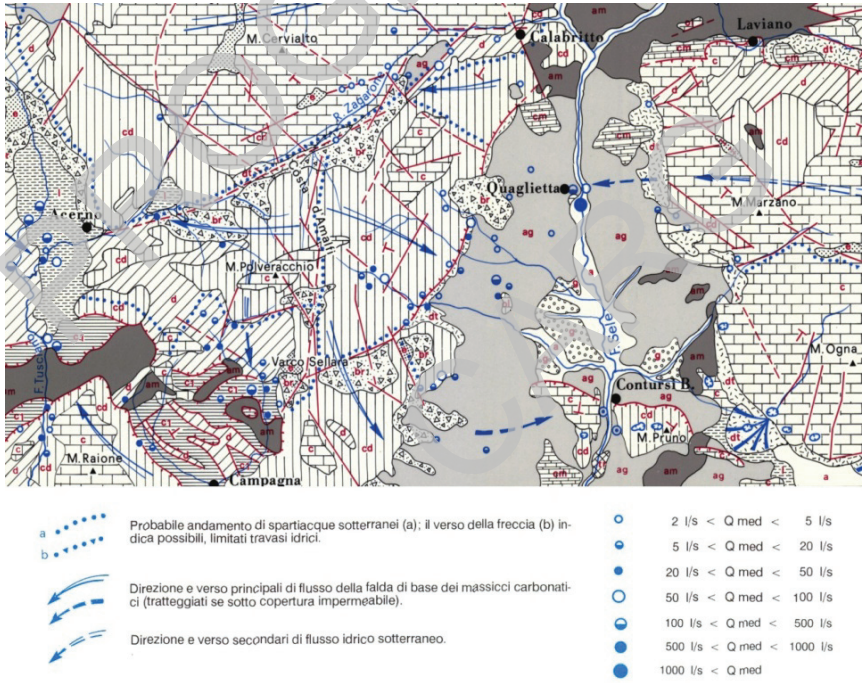


Fig. 21 - *Stralcio della carta Idrogeologica del Foglio 1:100.000 S. Angelo dei Lombardi (Budetta et alii, 1988). Legenda: a) complesso alluvionale; e) complesso eluviale; br) brecce carbonatiche; dt) detrito di falda; g) complesso ghiaioso terrazzato; ag) complesso argilloso; am) complesso arenaceo marnoso; c) complesso calcareo; cd) complesso calcareo-dolomitico; d) complesso dolomitico; c1) complesso calcareo-silico-marnoso.*

PROGETTO

sono caratterizzati da un regime pluviometrico appenninico-sublitorale con una precipitazione media annua, a parte quelle nevose talora notevoli e spesso persistenti, variabile da 1000 mm nelle aree pedemontane e di fondo valle a 1600 mm nelle parti sommitali dei rilievi montuosi. In queste ultime, la temperatura media annua è di 11°C, oscillando da 0°C (gennaio) a 20°C (luglio). Nelle aree di fondo valle la temperatura media annua è di 15°C, con valori di 5.5°C e di 24°C nei mesi, rispettivamente, di gennaio e luglio.

I1 periodo più piovoso è, come per la maggior parte delle aree appenniniche, quello autunnale o invernale, con un massimo in corrispondenza dei mesi di novembre e dicembre (Agnesi *et alii,* 1983; Celico *et alii,* 1987).

L'assetto idrogeologico dell'area del F° Eboli è dominato dalla presenza di tre unità idrogeologiche principali: l'Unità del M. Cervialto, l'Unità di M. Polveracchio-M. Raione e l'Unità di M. Marzano-M. Ogna. Esse rappresentano gli acquiferi principali dell'area essendo caratterizzati da un'alta permeabilità per fratturazione e carsismo (Celico & Civita, 1976) e da un gran numero di sorgenti dislocate lungo i loro margini fagliati, dove sono a diretto contatto con i depositi sinorogeni miocenici meno permeabili (fig. 21).

3.1. - Unità del M. Cervialto

La struttura idrogeologica del M. Cervialto (l20 kmq) è delimitata a NO e a NE da depositi terrigeni poco permeabili appartenenti alle Unità Sicilidi e mioceniche sinorogene. Le sorgenti di Caposele, la cui emergenza ricade in un settore immediatamente a nord del Foglio Eboli, sono caratterizzate da una portata media di circa 4 mc/s, e rappresentano l'unico importante recapito della falda di base del massiccio. Esse sgorgano a 420 m di altitudine nonostante esista, nei pressi di Calabritto, un potenziale punto di recapito preferenziale della stessa falda posto a circa 250 m di altitudine. Il deflusso delle acque sotterranee verso S è quindi da ritenere fortemente ostacolato dalla complessa situazione strutturale esistente in quella zona (Celico & Civita, 1976). Il massiccio del Cervialto ospita una grande conca endoreica (Laceno), tributaria del fiume Sele per le acque sotterranee e del bacino del Calore (attraverso la grotta di Caliendo) per quelle superficiali. Queste ultime, comunque, raggiungono il fiume Calore solo parzialmente e nel caso di portate eccezionali. La potenzialità idrica globale della struttura è stata valutata (Celico, 1983b) in 130 milioni di mc/a.

3.2. - Unità di M. Polveracchio-M. Raione

I1 massiccio calcareo-dolomitico del M. Polveracchio-M. Raione è delimitato ad E e lungo parte del bordo occidentale e meridionale da depositi terrigeni ap-

PROGETTO CARG

partenenti alle Unita Sicilidi; a S è delimitato da depositi alluvionali quaternari ed a N, lungo la faglia Acerno-Calabritto, dai calcari e calcari dolomitici del massiccio del Cervialto; a NO (alveo del fiume Tusciano) dalle dolomie del massiccio dell'Accellica e dai depositi fluvio-lacustri del bacino di Acerno. Il massiccio è diviso in due substrutture dalla finestra tettonica di Campagna.

La *sub-struttura di M. Raione*, ubicata tra gli abitati di Campagna ad est e Giffoni Valle Piana ad ovest, tamponata dalle Unità Lagonegresi lungo i margini nord-orientale e nord-occidentale, alimenta le sorgenti del gruppo Santi Filippo e Giacomo nei pressi del fiume Tusciano.

La *sub-struttura del M. Polveracchio*, ubicata a N dell'abitato di Campagna, è caratterizzata da una circolazione idrica molto frazionata con molteplici punti di recapito della falda. Questo è legato al suo assetto strutturale: la faglia Calabritto –Acerno impedisce a nord interscambi idrici con il M. Cervialto; la sorgente Acquara-Ponticchio (Q = 0.15 mc/s), ubicata ad una quota più elevata del potenziale punto di recapito (confluenza Rio Zagaione- F. Sele), rappresenta lo sfioro più settentrionale della falda del Polveracchio; le sorgenti della Val Sele (Piceglia-Abbazzata, Acqua Bianca, Pozzo S. Nicola, Contursi Bagni e Terme) affiorano a quote rispettivamente decrescenti in relazione a fenomeni di tettonica compressiva che hanno variamente dislocato il substrato carbonatico; il più alto grado di mineralizzazione, nonchè le più alte temperature del gruppo sorgivo di Contursi Bagni rispetto a quello di Contursi Terme sono giustificati dal sifone carbonatico più lungo e profondo che le acque devono superare prima di giungere all'emergenza ed è anche probabile la risalita di acque dai sottostanti terreni carbonatici e/o dalla Serie Lagonegrese (Celico *et alii*, 1979). La potenzialità idrica globale del massiccio del M. Polveracchio-M. Raione (= 130 kmq) è stata stimata (Celico, 1983b) in 100 milioni di mc/a.

3.3. - Unità di Monti Marzano-M. Ogna

I rilievi carbonatici dei monti Marzano ed Ogna si presentano ben isolati dal punto di vista idrogeologico. Essi sono delimitati nella zona settentrionale ed orientale da sedimenti bacinali impermeabili. Il recapito esterno della falda di M. Marzano è stato individuato nelle sorgenti Quaglietta effluenti (Q media = 3 mc/s) alla base di uno sperone carbonatico affiorante in Val Sele, ad ovest della struttura. Verso sud la falda di M. Marzano sembra invece "travasare" verso la falda di M. Ogna il cui punto di recapito sono i depositi alluvionali del F. Tanagro (Q = 5 mc/s; Celico, 1978; 1979a; 1979b; 1983a; 1983b; Celico & Civita, 1976).

Nell'ambito del Foglio Eboli sono stati distinti sette complessi idrogeologici definiti in funzione dell'associazione dei termini litologici simili ed un grado di permeabilità relativa che si mantiene in un campo di variazione abbastanza ristretto (Tab. 2).

PROGETTO CARG

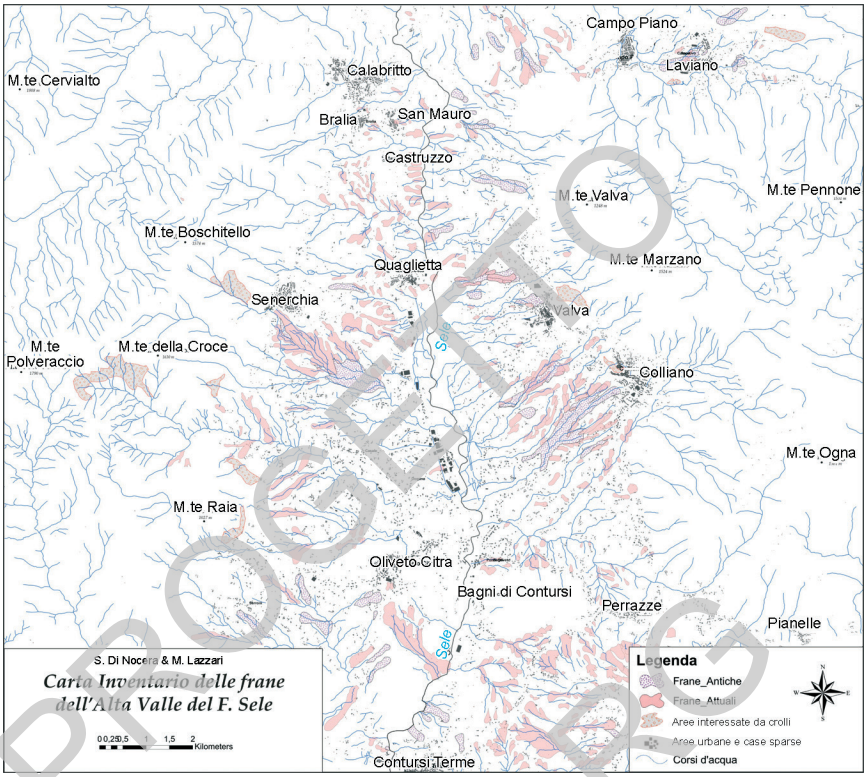
Tab. 2 - *Distinzione e descrizione dei complessi idrogeologici del Foglio Eboli.*

COMPLESSO IDROGEOLOGICO	UNITÀ GEOLOGICHE	DESCRIZIONE E GRADO DI PERMEABILITÀ (K m/s)
Travertini	**CE_{fl} -TSG-**	Permeabilità alta per porosità e fratturazione ($K>10^{-2}$)
Detritico-colluviale	**b_6-b_7- h-a_{1a}-a-a_3-a_{1b}**	Permeabilità per porosità medio-bassa variabile in relazione alla granulometria dei depositi
Carbonatico (Calcareo-dolomitico) e **Calcareo-marnoso**	**SIE_a-LIA- CBI_a-CBI-CRQ-CRQ_1-CLU-CDO-CCM-CPL-DBS_4-DBS_{4a}-DBS-MAA_b-DBM-FMS-FFA-FYR-SLC- FMS_a–FMS_b-**	Complesso costituito in prevalenza dai depositi calcareo-dolomitici di piattaforma molto permeabili per fratturazione e carsismo. Costituisce l'aquifero più produttivo del F° Eboli ($K>10^{-2}$). Le dolomie permeabili per fratturazione e raramente per carsismo sono estremamente tettonizzate tanto da comportarsi come un impermeabile relativo rispetto alle facies calcaree.La permeabilità del complesso tende a diminuire in corrispondenza di livelli marnosi impermeabili che sono responsabili anche della presenza di piccole falde sospese poste a quote variabili ($10^{-4}<K<10^{-6}$).
Argilloso-marnoso-scistoso (argilliti,gessi)	**e_3-$ACOe_2$-ATC-SGH-CVT_2-FFF-FYN-FYG-STS-FAC-FFP-ALV-AVF**	Permeabilità bassa o nulla per porosità ($10^{-4}<K<10^{-9}$).
Ghiaioso-conglomeratico-sabbioso	**b-b_{n1}-BP-CE-MQS-ACO_b-SCQ-DOG-LDC-RGC-PLM-BTL-SVD-CVT_2-**	Depositi alluvionali terrazzati e plio-pleistocenici permeabili per porosità con grado variabile a seconda della granulometria dei depositi.
Vulcanico	**I**	Piroclastiti incoerenti pedogenizzate scarsamente permeabili per porosità ($10^{-4}<K<10^{-6}$).
Arenaceo-conglomeratico-marnoso	**VVO-CVT_1-SIE_b-MAAa-APV_3-FYN-TUT_b**	Depositi miocenici sinorogeni permeabili (k medio-bassa) per porosità e fratturazione.

PROGETTO CARG

4. - ATTIVITA' ESTRATTIVE

Negli ultimi decenni la progressiva maggiore sensibilità alle problematiche ambientali ed all'uso indiscriminato delle risorse naturali ha indotto una drastica riduzione dell'attività estrattiva. I litotipi, inseriti in gruppi merceologici, che interessano le cave in attività non sono numerosi essendo limitati a calcari, conglo-



Tav. f.t. 2 - *Carta inventario frane dell'alta valle del F. Sele.*

merati, argilla; molto subordinato è il prelievo di arenarie, e sabbie.

La maggior parte delle cave attive sono del tipo "di versante" o "a mezza costa"; nelle aree pianeggianti di fondovalle o di terrazzo sono presenti poche cave di tipo "a fossa" legate soprattutto all'estrazione di litotipi argillosi (loc. Serre-Campagna).

I litotipi estratti di regola trovano un impiego diretto come materiali da costruzione oppure nell'industria se preventivamente trattati.

Tra i principali materiali estratti si segnalano:

4.1. - Calcari

La quasi totalità delle cave in calcare è distribuita lungo i versanti; di esse solo alcune sono ancora attive. La metodologia di coltivazione privilegiata è stata nel

PROGETTO CARG

passato quella a fronte unico, e ciò ha arrecato gravi deturpazioni al paesaggio, e talora problemi idrogeologici, di stabilità e di erosione accelerata. Inoltre, in quelle aree in cui la coltivazione è terminata, si è osservato che non sono quasi mai stati effettuati lavori di ripristino idonei a mitigare il rischio di crolli, e tendenti soprattutto a sanare i problemi di carattere ambientale.

Sono state localizzate due limitate aree di affioramento di calcari iperpuri nei dintorni di Buccino e Campagna e sui Monti Picentini (zona di Calabritto-Bagnoli Irpino). Le caratteristiche chimiche di questi calcari soddisfano le specifiche richieste per utilizzi quali la produzione del PVC e della carta che richiedono notevoli purezze (99% di $CaCO_3$) e tenori molto bassi in Fe_2O_3.

4.2. - Argille

Le cave di argilla sono diffuse nell'area meridionale del foglio, nei comuni di Montecorvino Pugliano, dove si estraggono le argille mioceniche, e Serre dove affiorano le argille plioceniche. Esse trovano il maggiore utilizzo nell'industria dei laterizi e, in maniera meno diffusa, nella produzione locale di terrecotte. La gran parte delle cave dismesse sono state utilizzate come area di stoccaggio di rifiuti urbani.

4.3. - Ghiaie, arenarie e sabbie

Questi materiali vengono ottenuti sfruttando, anche intensamente, soprattutto le formazioni conglomeratiche affioranti nei dintorni di Battipaglia ed Eboli; utilizzando i depositi che costituiscono i grandi apparati clastici dei supersintema Eboli e del supersintema Battipaglia-Persano. Vari milioni di metri cubi sono stati estratti da tali affioramenti per la sistemazione della terza corsia dell'Autostrada Salerno-Reggio Calabria.

In misura minore è stato prelevato il materiale direttamente dai terrazzi alluvionali e nelle aste fluviali.

4.4. - Travertini

In tutte le aree di affioramento del foglio questa unità litologica è costituita prevalentemente da travertino sabbioso molto poroso e molto friabile, che risulta essere di qualità molto scadente e poco adatto per la produzione di pietra da taglio e per l'utilizzo come materiale da costruzione.

PROGETTO CARG

ABSTRACT

The n. 468 "Eboli" map sheet covers an area located in the central portion of the campanian Apennines. The rugged landscape of this area is characterised by high carbonate elevations which are separated by the wide and smooth Sele river valley. The main tectonic units composing the Apennines mountain system are represented in the "Eboli" map sheet area. These units correspond to the Sicilide thrust sheet, the Apenninic platform units, the Lagonegrese units (exposed in the Campagna tectonic window), and the buried Apulian platform, which is recognised in the "Acerno 1" borehole. Various siliciclastic and calcareous-clastic sinorogenic deposits of Miocene age (e.g. Castelvetere Formation) also crop out in the area. Quaternary age deposits are represented by the Eboli Conglomerates, by the several hundreds to thousands of metres thick sedimentary wedges filling the Sele plain peri-Tyrrhenian depression, and by lacustrine deposits related to Pleistocene age intramontane basins (e.g. Acerno basin).

Three main sectors can be distinguished in the "Eboli" map sheet area. One includes the north-western quadrangle and the eastern belt, featuring the main elevations, respectively the Picentini Mts. to the west and the Mt. Marzano massif to the east. These are mainly composed of the carbonate Apenninic Unit and, to a lesser extent, by the Lagonegrese Units. The second sector is represented by the high Sele river valley, which separates the Picentini and Mt. Marzano mountain massifs. The Sele Valley is a strucutral depression bounded by roughly N-S trending structural lineaments, in which the Sicilide Units largely crop out. The third sector develops to the SW of the Sele Valley, and is represented by a much deeper structural depression in which the Apenninic tectonic units are covered by Pliocene-Pleistocene successions.

The Sicilide Units include various tectonic unit. Among these, the Sele Valley tectonic unit is the highest one. It is composed by the Argille Variegate Group and the Tufiti di Tusa formation, and ranges in age from the Lower Cretaceous to the Lower Miocene. The whole succession is made up of pelitic deposits with a large component represented by carbonate re-sedimented deposits. The Sele Valley unit is generally related to the Sicilide inner paleogeographic domain (Lentini, 1979; Carbone *et alii,* 2005). Conversely, some Authors (Mostardini & Merlini, 1986) relate the portion of this unit cropping out in the high Sele Valley to the lagonegrese-molisano basin.

The lower portion of the carbonatic tectonic unit, which is Carnian to Lower Cretaceous in age, includes a large part of the lithostratigraphic units typical of the Apenninic Platform lagoonal succession. Conversely, the Upper Cretaceous portion of this unit consists of bioclastic facies related to a high energy open platform environment.

This Triassic to Cretaceous succession is common to both the Picentini Mts.

PROGETTO CARG

and Mt. Marzano massif, and this indicates that the carbonates occurring on the opposite sides of the Sele Valley may be related to poorly displaced portions of the same carbonate platform body.

The geometrical relationships among the various lithofacies reconstructed in this study point out that, from the Triassic to the Cretaceous, the sedimentary paleoenvironment of the carbonate succession was located close to the margin of the carbonate platform; this margin represented the lateral transition to the Lagonegro basin. Regarding the Upper Triassic portion, this is inferred by the Rhaetian biofacies (Mt. Pennone, Acerno – Calabritto road), which may be related to an area very close to the platform margin neighbouring the Lagonegro basin. Conversely, in the northwestern area, the reconstructed lithofacies geometry indicates the transition to intraplatform scoures with restricted water circulation.

In the Jurassic age portion of the succession, the facies contrast is less striking. Nonetheless, in the westernmost areas the lagoonal environment muddy facies prevail, whereas the eastern areas are characterised by the occurrence of granular facies related to relatively high energy environments. For the latter facies, the distinction in single formations was not always possible. The onset of widespread high energy open platform conditions is much evident starting from the Late Cretaceous. Both in the eastern margin of the Picentini Mts. and in the Mt. Marzano massif, the Upper Cretaceous age deposits are characterised by coarse bioclastic facies mainly composed by fragments of rudists, bivalves and locally corals.

The Monti della Maddalena tectonic unit crops out in the Laviano area: here it is tectonically overlain by the carbonatic unit. It consists of a discontinuous succession Upper Cretaceous – Mid-Lower Miocene in age, which is composed of the typical "pseudosaccharoidal limestones" lithofacies (calcirudites of open carbonate ramp and slope environments), disconformably overlain by the Laviano calcarenites and Monte Sierio formations.

The Lagonegrese tectonic units, which are represented by the whole Triassic to Miocene successions, crop out in the Campagna tectonic window in two different structural positions, i.e. interposed between the Carbonatic tectonic unit (in the hangingwall) and the Monte Croce unit (in the footwall), and in the footwall of the Monte Croce unit (in agreement with the "Acerno 1" core) respectively. The outcropping formations are mainly those generally related to the Lagonegro I unit; only in the surroundings of Campagna formations related to the Lagonegro II are present.

The Monte Croce unit corresponds to the homonymous tectonic unit as defined in D'Argenio *et alii* (1973) and described in Scandone *et alii* (1967), Scandone & Sgrosso (1974) and Turco (1976). It includes a Miocene age terrigenous portion (partly comparable to the one cropping out in the Laviano area) disconformably overlaying Triassic age dolostones related to platform margin-slope environment.

PROGETTO CARG

The synorogenic Miocene units (Calabritto Unit, Monte Sierio formation, flysch di Castelvetere Formation) and Pliocene units consist of calcareous-clastic and silicoclastic successions resting unconformably onto older successions, and related to thrust-top basins.

The Quaternary deposits largely crop out around Eboli and in the Picentini Mts. piedmont, in the right side of the Sele river. Large outcrops of Quaternary deposits also occurr where the Tanagro river joins the Sele river. These are constituted by continental deposits including ubiquitarious sediments (both already formed and in formation) both not-related and related to single drainage basins. The former include alluvial fan deposits, slope screes and breccia, travertines and tufa, gravitational slide deposits, eluvium and colluvial deposits. The latter units are those related to single sectors of the Sele Plain-Salerno Gulf basin and, in particular, the Sele river Plain sector, the high Sele river Valley sector, the Tusciano river valley sector, and the Tanagro river valley sector. The more recent deposits crop out in the hilly belt located between Eboli and Contursi, and at the toe of the carbonate fault scarps of the Mt. Cervialto and Mt. Marzano massifs. Older fluvial and lacustrine (Acerno basin, Piano del Gaudo, Acquile) deposits crop out in the intramontane portions of the valleys dissecting the Picentini Mts. and Mt. Marzano massifs and, in sparse patches, onto the summit paleosurfaces.

Regarding the structural point of view, the main features are represented by:

1) the reimbrication occurring in the Campagna tectonic window;
2) the Sele Valley tectonic depression;
3) the overthrusting occurring at the northern mountain front of the Mt. Marzano massif;
4) the large kink fold bounding to the east the Picentini Mts. block.

The Campagna tectonic window, together with the "Acerno 1" borehole stratigraphy, show the regional overthrusting of the carbonate unit onto the Lagonegrese units, a structural setting recognised all over the Apennines, and the presence of a reimbrication of the carbonate unit-Lagonegrese unit couple. The reimbrication may be interpreted as a late structure involving older thrust sheets. The minimum age of this late overthrusting is constrained by the siliciclastic deposits occurring in the footwall block (Fontana Frigine formation). The reimbrication crops out south of Laviano: here the Triassic carbonate units thrusted over the "pseudosaccharoidal limestones" and detrital limestones related to the Monti della Maddalena Unit. In this interpretation the Monte Croce Unit is interpreted as a both paleogeographical and tectonic analogue of the Monti della Maddalena Unit.

The results of this study, together with the "Contursi 1" borehole stratigraphy, suggest that in the area corresponding to the eastern sector of the map sheet (i.e. Sele Valley and Mt. Marzano massif) the Lagonegrese Units are not involved in the reimbrication. Therefore, in the hypothesis that the reimbrication observed

PROGETTO CARG

both in the Picentini area and in the eastern area are related to the same overthrusting, the latter would be characterised by a lateral hangingwall ramp paralleling the eastern border of the Picentini Mts. massif. This is also suggested by the large antiformal fold, with a NNE oriented axis, which bounds to the east the Picentini Mts. block. The western flank of the Sele Valley tectonic depression is essentially defined by this regional fold and to associated NNE trending high angle faults.

Within the Sele Valley the internal Siclide units which tectonically overly the platform carbonates crop out. The latter crop out also within the Valley (Oliveto Citra, Bagni di Contursi, Contursi and Quaglietta blocks). These blocks, which are bounded by mainly SSE and ESE-trending faults with a generally oblique kinematics, are interpreted as portions of the carbonate bedrock regionally overlain by the internal units. Faults with the same trend and kinematics bound the whole eastern flank of the Sele Valley, which appears essentially controlled by the transtensional tectonics.

Within the Campagna tectonic window, ESE-trending high angle faults put in contact the Monte Croce Unit dolostones with the Lagonegrese Units. To these faults is related the thinning of the Lagonegrese Units tectonically interposed between the platform carbonates (in the hangingwall of the early overthrust) and the Monte Croce Unit (in the footwall of the following reimbrication). In fact in this area the Lagonegrese Units are largely dismembered and characterised by extended tectonic omissions and boudinage on scales ranging from hundreds to thousands of metres. As a result, onto the Miocene age terms of the Monte Croce succession in the hangingwall of the late overthrust, is found only a discontinuous belt of Triassic (Monte Facito Formation) to Miocene age (Flysch Numidico formation) portions of the Lagonegrese Units successions. The morphology of the whole southern Picentini Mts. massif is largely controlled by the extensional tectonics which caused exhumation of this complex thrust sheets pile.

The morphostructural setting of the area included in the Map sheet is controlled by the Plio-Quaternary extensional tectonics which uplifted the two major carbonate massifs and led to the formation of the Sele and Tusciano river valleys. Following a period characterised by a relative tectonic quiescence, during which a mature landscape (paleosurface, or *Paleosuperficie Auct.*) was formed, three distinct uplift events are recognised. Their ages are at present not well constrained.

To the first uplift event which affected the carbonate massifs is related the dismembering of the paleosurface and the formation of the Tusciano, Sele and Tanagro river valleys. At the toe of the high fault scarps bounding the massifs large talus screes and alluvial fans (e.g. Bottiglieri synthem, Palomonte synthem) were deposited; correlative deposits in the peri-Tyrrhenian belt are those included in the Eboli supersynthem.

The second uplift event, which produced smaller offsets, is well documented within the Piano del Gaudo and Acerno areas (Mt. Cervialto area, Picentini Mts.)

PROGETTO CARG

by offsets affecting the Iumaiano synthem deposits. This event probably affected also the conglomerates of the Eboli supersynthem: these are found both in the subsurface of the Sele river plain ("Sele 1" borehole stratigraphy; IPPOLITO *et alii*, 1973) and, uplifted, along its northeastern margin up to 400 m a.s.l.

To a subsequent tectonic quiescence is related the widening of the river valleys and deposition of coarse grained and pelitic sediments of alluvial and lacustrine environments (e.g. Piano del Gaudo synthem, Acquile synthem).

The third uplift event is well constrained in the Mt. Cervialto area by onset of deposition of the Acerno basin lacustrine succession (Acerno synthem): the lower portion of this succession has a radiometric age ($^{40}K/^{40}Ar$ measurements on tephra levels) of 0.75 Ma B.P.

This period is marked, in the Sele river Plain, by deposition of the clastic deposits included in the Battipaglia-Persano supersynthem, which is Middle Pleistocene in age and has a thickness exceeding 200 m (depth of the deepest cores drilled in the Plain, not reaching the base) (AMATO *et alii,* 1991).

In the area where the Plain adjoins the Sele Valley, a Middle Pleistocene succession made up of travertines interbedded with levels of fluvial conglomerates and sandy-silty levels of palustrine-lacustrine environment crops out. These deposits (namely, S. Maria di Sperlonga travertines) correspond to part of the Bivio synthem. Moreover, alluvial fan conglomerates crop out at the outlet of the Forra di Contursi gorge. These conglomerates are included in the S. Licandro synthem and related to the upper part of the Middle Pleistocene (AMATO *et alii,* 1991).

In the Sele Valley, as a result of the deepening of the fluvial network related to the Last Glacial, several large slidings took place. These slides mainly affected the Sicilide Unit deposits. These phenomena locally caused large diversions (on the order of hundreds of metres) of the Sele river, with the formation of large meanders and floodplain areas. The related fluvial deposits were subsequently, and until present, buried by nine generations of slide deposits.

PROGETTO CARG

LEGEND

PLIO-QUATERNARY CONTINENTAL UNITS

deposito antropico (h) Chaotic accumulations consisting of clays, sands and gravels. ***Present***

forming deposits not related to the respective drainage basin

deposito alluvionale (b) Gravels and sandy gravels composed of sub-angular to angular, decimetre to centimetre large, carbonate clasts, locally with prevailing sandy matrix and with sand and silt lenses. At some places, facies with large limestone blocks. Floodplain and bar deposits; deposits related to active, and locally inactive or quiescent, alluvial fan. The thickness is up to 10 m. ***Holocene – Present***

deposito di frana (a_{1a}) Chaotic clayey-silty, subordinately poorly sorted clasts, slide deposits, with evidence of sliding motion; the block composition is related to the composition of the bedrock affected by the sliding phenomena. The thickness is up to 8-10 m. ***Holocene - Present***

deposito di versante (a) Scree deposits composed of angular and non-sorted carbonate clasts and, subordinately, calcareous marly and arenaceous clasts, with sandy-silty and pelitic matrix of grey-dark, locally reddish, colour. Give rise to taluses, cones or belts of coalescing cones along the slopes and at slope toes. The thickness is up to 10-20 m. ***Holocene - Present***

prodotto eluviale (b_6) - deposito colluviale (b_7) Soil mantles and paleosoils with active pedogenesis; dark to reddish sands and clayey silts; blackish clays with subordinate pyroclastic fraction and, locally, with residual parent material fragments. Products of *in situ* weathering processes. The thickness is up to about 2 m. **(b_6).** Silts, sandy silts and blackish clays with calcareous-marly and arenaceous gravels and blocks. Deposits related to mass wasting (creep and solifluction) and surface runoff. The thickness is up to about 10 m. **(b_7).** ***Holocene - Present***

Formed deposits not related to the respective drainage basin

deposito vulcanoclastico (l) Unlithified pumices and cinders, locally re-deposited and pedogenised, ascribed to late Quaternary eruptions probably related to eruptive centres of the Campanian volcanic zone. The thickness is up to 5 m.

PROGETTO CARG

Upper Pleistocene? - Holocene

deposito di frana antica (a_{1b}) Non-sorted chaotic debris, composed of bedrock blocks, with silty-clayey matrix, pedogenised or partly lithified on the surface. The thickness is up to 30 - 40 m. ***Upper Pleistocene - Holocene***

deposito palustre (e_3) Blackish clays and silts containing angular debris and pyroclastic fraction (Piana di San Vito, surroundings of Laviano). The deposit rests at + 80 m above the present river bed elevation. The thickness is about 10 -15 m. ***Upper Pleistocene p.p. - Holocene***

deposito alluvionale terrazzato (b_{n1}) Poorly sorted gravels composed of carbonatic clasts, and coarse to fine grained sands, locally pedogenised, resting up to 15 - 20 m above the present river bed elevation. Incised or terraced alluvial deposits; inactive and incised alluvial fan deposits. The thickness is about 15 m. Locally, massive or thin bedded gravels and breccia composed of carbonate clasts with whitish or reddish sandy matrix, related to alluvial fan environment. The thickness is up to 20 -25 m. ***Upper Pleistocene p.p. - Holocene***

detrito di falda (a_3) Non-sorted screes composed of carbonate, and subordinately calcareous-marly, clasts with dark or reddish clayey-silty matrix; locally partly cemented, clinostratified. Give rise to taluses along the slopes, with a variable degree of continuity. The thickness is up to 100 m. ***Upper Pleistocene - Holocene***

Formed deposits subdivided by drainage basin

Sele Plain – Salerno Gulf Basin
River Tusciano sector and related lacustrine basins

sintema di Masseria Acqua Santa (*MQS*) Fluvial gravels and sands consisting of clasts of eterogeneous composition, with subordinate pelites; passes laterally into talus deposits consisting of gravels composed of calcareous clasts, with pyroclastic matrix, alternated with pedogenised volcanoclastic colluvium and silts. Fluvial conglomerates and sands, with marshy silty levels, tephra and travertines are present. The thickness is 20 m. ***Upper Pleistocene - Holocene***

sintema di Acerno *(ACO)* Silty sands, silts and whitish marls with lenses of lignite and blackish clays, and small-sized shells of fresh water organisms; thin pyroclastic levels are present within the whole succession. Lacustrine environment. The occurrence of *Quercus, Carpinus, Ulmus e Pinus* records a glacial-interglacial cycle radiometrically dated between 0,5-0,4 and 0,2 Ma**. (*ACO_{e2}*)**. Layered

PROGETTO CARG

coarse grained gravels, composed of poorly sorted carbonate clasts rounded to a variable degree, rare arenaceous and marly clasts and sandstones; conglomeratic intercalations with reddish-yellowish sandy matrix; generally clinostratified rudites, alternated with silts and clays of grey and yellowish colour: alluvial fan-lacustrine delta environment (***ACO*$_b$**). Maximum thickness 120 m. ***Middle Pleistocene p.p.***

supersintema Eboli (*CE)* Includes proximal alluvial plain deposits of thick bedded conglomerates, composed of heterometric, slightly rounded, entirely carbonate (dolomitic, calcareous-dolomitic and calcareous) clasts, with carbonate sandy-silty matrix. Upwards, the conglomerates are characterised by pelitic levels and cross-bedding. Intercalations of massive or thick-bedded, white-yellowish phytohermal, stromatolitic, and sandy travertines (***CE*$_{fl}$**). Toward the top the pelitic-sandy portion includes thin (10 cm) pyroclastic levels of trachitic composition (*l.s.*), ranging in age from 1.5 and 0,9 Ma. (Capaldi *et alii,* 1988). The supersynthem is topped by unconformity surface related to Lower Pleistocene tectonic event; unconformably overlying the various terms of the pre-Quaternary bedrock. The tickness is at least 100 m. ***Lower Pleistocene***

sintema di Acquile *(SCQ)* Thick bedded paraconglomerates composed of poorly sorted, well-rounded carbonate clasts and yellow-reddish sandy-silty matrix; metre-thick intercalations of layered greyish clays and silts. The thinner layers are characterised by grading and, locally, delta-front depositional architectures with 2-3 m thick foresets. Delta/alluvial fan and palustrine environment. The thickness is around 20 m. ***Lower Pleistocene p.p.***

sintema di Piano del Gaudo *(GAU)* Sandstones, silts and whitish marls with lignite lenses and blackish clays, poorly sorted carbonate clasts with a variable degree of rounding with reddish-yellowish sandy matrix; rare arenaceous and marly clasts, and small-sized shells of fresh water organisms. Thin (0,5 - 10 cm thick) pyroclastic levels are present within the whole succession. Lacustrine-palustrine environment. The thickness is around 20 m. ***Lower Pleistocene p.p.***

Sele river Plain and Sele river Valley sector

sintema di Dogana *(DOG)* Scree deposits composed of rounded carbonate and marly clasts, blocks of older slope breccia, gravelly sands and reddish clayey matrix; the thickness is 20–30 m (lithofacies ***DOG*$_a$**). Thick bedded conglomerates and whitish gravels composed of poorly sorted carbonate clasts, with yellowish sandy matrix, clinostratified; microconglomerates and calcareous sands, locally pedogenised, resting from + 20 to + 40 m above the Sele river bed elevation.

PROGETTO CARG

An ochraceous, few decimetres thick tephra level is present. Incised or terraced alluvial fan deposits; the thickness is up to 10 - 20 m (lithofacies ***DOG$_b$***). Intercalations of white-yellowish phytohermal, stromatolitic, and sandy travertines (***DOG$_{fl}$***). The total thickness is around 50 m. ***Upper Pleistocene***

sintema di Piano della Perella (*PPE*) Silts, clays and sands with rounded clasts, pedogenised, calcareous blocks reworked by slope, alluvial and gravitative processes. The deposits lay from + 40-50 m to + 80-90 m above the Sele river bed elevation. The thickness is around 10 m. Loose clastic deposits composed of non-sorted and angular carbonate and, subordinately, calcareous-marly and arenaceous clasts with silty-sandy matrix, locally reddish, are distinguished (***PPE$_a$***). The total thickness is of some metres. ***Middle – Upper Pleistocene p.p.***

supersintema di Battipaglia-Persano (*BP*) Fluvial and alluvial fan conglomerates (***BP$_a$***) consisting of poorly layered, clast-supported conglomerates composed of sub-rounded carbonate clasts, with sandy matrix; locally, breccia composed of carbonate clasts, with sandy and travertines matrix, with intercalated levels of gravels and whitish detrital travertine, in thick beds with lens-shaped geometry; the thickness ranges from 10 to 20 m. Pass laterally into coastal plain fluvial and transitional deposits and into marine deposits (***BP$_b$***) composed of lateral-vertical alternations of reddish sandy gravels and sands of heterogeneous composition, subordinately sandy pelitic deposits, with rare pyroclastic levels and frequent paleosoils. In the subsurface, the synthem unconformably overlies the conglomerates of the Eboli supersynthem (***CE***). The thickness inferred by borehole stratigraphies exceeds 250 m. ***Middle Pleistocene***

unità di Ariano-T. Cornea *(ATC)* Layered greyish silts and clays interbedded with fine grained sands and thin levels of dark coloured silts with intercalations of thin alluvial gravel lenses; lacustrine environment with fluvio-lacustrine episodes (lithofacies ***ATC$_{e2}$***). Sub-rounded coarse grained gravels, alluvial sands and colluvial silts. Alluvial fan deposits (lithofacies ***ATC$_b$***). Thickness on the order of some tens of metres. ***Middle Pleistocene.***

supersintema Eboli (*CE*) Includes alluvial plain deposits passing laterally into alluvial fan deposits. The distal deposits are composed of thick bedded fine-grained sands and carbonate silts; gravels and blocks composed of well-rounded calcareous-dolomitic clasts with carbonate sandy-silty matrix and, subordinately, strata packages of thick-layered conglomerates composed of clasts of heterogenous composition. They are characterised by traction current structures, embrications and cross-bedding. The pelitic-sandy portion includes thin pyroclastic levels (of trachitic composition *l.s.*) ranging in age from 1.5 and 0.9 Ma.

PROGETTO CARG

The proximal deposits include gravels with sandy and gravely-sandy levels and silty lenses, pedogenised, breccia composed of large carbonate blocks with gravely-sandy matrix; locally double (normal-inverse) grading is recognised. Intercalation of massive to thick-bedded white-yellowish phytohermal and stromatolitic travertines ($\mathbf{CE_{fl}}$), and pedogenised calcareous tufa are present. Unconformably overlying various terms of the pre-Quaternary bedrock. Thickness on the order of 100 m. ***Lower Pleistocene***

Tanagro river sector

sintema di S. Licandro (*LDC*) Gravels with sandy levels, sands with gravels and pedogenised silty lenses resting along the slope up to + 50 m above the present river bed. Fluvial and alluvial fan environment with terraced deposits hanging above the floodplain. Unconformably overlying other Quaternary and pre-Quaternary units. The thickness is around 40 m. ***Middle Pleistocene p.p. (inferred by the stratigraphical and morphological positions)***

sintema di Bivio (*BVO*) Consists of gravels and breccia with intercalations of travertines (mainly calcareous tufa) and silts. Alluvial fan and floodplain depositional environment. Includes two different units.

ghiaie di Cerreto (RGC) Gravels, screes and conglomerates composed of poorly sorted whitish carbonate clasts. Locally, alternations of chaotic and layered levels. Fluvial and alluvial fan environment, with terraced deposits. Stratigraphically overlying **TSG**. The thickness is around 50 m. ***Middle Pleistocene p.p. (inferred by the stratigraphical and morphological positions)***

travertini di S. Maria di Sperlonga (TSG) White-yellowish phytohermal and stromatolitic travertines and thick bedded calcareous tufa with dm-thick gravely levels. Locally, thin silty-clayey levels of palustrine environment. Fluvial and palustrine depositional environment. Unconformably overlying other Quaternary and pre-Quaternary units, passes upwards to **RGC**. The thickness is up to 70 m. ***Middle Pleistocene p.p. (inferred by the stratigraphical and morphological positions)***

sintema di Palomonte *(PLM)* Conglomerates, rarely breccia, composed of poorly sorted clasts of heterogeneous composition. Locally, alternations of chaotic and layered levels. Fluvial and alluvial fan environment, with terraced deposits. Unconformably overlying other Quaternary and pre-Quaternary units. The thickness is around 30 m. ***Lower Pleistocene? – Middle Pleistocene (inferred by the stratigraphical and morphological positions)***

PROGETTO CARG

sintema di Bottiglieri (*BTL*) Alternations of orthoconglomerates made up of clasts of heterogeneous composition, coarse grained sandstones, yellowish sands with parallel and concave upward cross bedding, and grey clays, with intervals of 5-10 m. Characterised by the occurrence of fresh water ostracods. Fluvial-lacustrine environment. Unconformably overlying other Quaternary and pre-Quaternary units. The thickness does not exceed 150 m. ***Upper Pliocene– Lower Pleistocene (inferred by the stratigraphical position)***

CONTINENTAL PLIOCENE DEPOSITS

sintema di Iumaiano (*SVD)* Massive to layered conglomerates and breccia hanging at high elevation, grainsupported, composed of limestone and subordinately dolostone clasts; reddish micritic or silty matrix. Locally tilted and counter-dipping. Alluvial fan environment. Thickness of some tens of metres. ***Upper Pliocene?***

PLIOCENE SYNOROGENIC DEPOSITS

argille ed argille siltose di Saginara (SGH) Grey and light blue clays and silty clays, with levels of clayey marls, silts and rare sandy level, which become more frequent upwards. Locally the pelitic deposits are characterised by thin laminations and by abundant fragments of mollusc shells. The calcareous nannoplankton is characterised by the occurrence of *Discoaster tristellifer* (NN13), the foraminifer assemblage by the occurrence of *Globorotalia margaritae* and *Globigerinoides ruber*. Neritic platform environment. The thickness is on the order of 150 m. ***Lower Pliocene***

MIOCENE SYNOROGENIC DEPOSITS

conglomerati ed arenarie di Vallone Vonghia (VVO) Paraconglomerates consisting of poorly sorted clasts composed of quartz, granite and limestone, with reddish matrix; coarse grained quartzous-lithic and poorly cemented sandstones, locally containing small sized clayey clasts and withish matrix. Upwards, yellowish micaceous sands silts and greyish silty clays with shell fragments and reworked microfossils. Alluvial environment. The thickness is not less than 100 m. ***Upper Messinian?***

Formazione di Castelvetere (CVT) Ortho- and paraconglomerates, quartzous-lithic and quartzous-feldspathic sandstones, quartzous-micaceous siltstones, silty marls and clays. Deposits related to gravitative processes and turbidites. Unconformably overlying **SIE** and the terms of the Carbonate and Sele Valley tectonic

PROGETTO CARG

units. Includes two partly heteropic members. ***Upper Tortonian – Lower Messinian (inferred by the literature)***

membro siltoso-argilloso-marnoso (CVT_2) Yellowish quartzous-micaceous arenaceous siltstones, in thin beds with planar and convolute laminations; thin intercalations of clays and grey-green silty marls; locally rudites composed of poorly sorted, mainly carbonate, clasts with clayey-silty matrix. Unconformably overlying the terms of the Carbonate and Sele Valley tectonic units; gradually passes laterally and vertically into the member **(CVT_1).** The thickness is on the order of 20-30 m.

membro arenaceo-conglomeratico (CVT_1) Sandstones and conglomerates in thick beds, with lens-shaped geometry and erosive base, locally amalgamated, containing clay-chips and rare thin pelitic interlayers, locally reddish and rich in coal fragments; quartzous and quartzous-feldspathic arenaceous turbidites with calcareous cement; granular para- and orthoconglomerates with small-sized gravels of heterogeneous composition. At the base, chaotic rudites (grain and debris flows) composed of mainly carbonate clasts; upwards thin arenaceous-pelitic alternations. The calcareous nannoplankton assemblage is characterised by the occurrence of a few reworked specimens. Unconformably overlying the Carbonate and Sele Valley tectonic units. The thickness is around 200 m.

formazione di Monte Sierio (SIE) Calcirudites and calcarenites composed of carbonate clasts, fine-grained nummulites and alveolines conglomerates **(SIE_a)**; locally, upwards, marly calcilutites, laminated and silicized siltstones, laminated lithic sandstones, calcarenites with nummulites and orbitoids, blocks and strata packages composed of "numidico" type sandstones **(SIE_b)**. Slope environment. Unconformably overlying CBI_a. The thickness is not less than 150 m. ***Upper Tortonian (inferred by the literature)***

formazione di Fontana Frigine (FFF) Grey-green silty clays including blocks of carbonate platform limestones of Jurassic and Cretaceous age; rudites composed of poorly sorted carbonate clasts, with abundant silty-clayey matrix; poorly cemented coarse arcosic-lithic sandstones. Slump-breccia type deposits. The thickness is about 70 m. ***Tortonian***

unità di Calabritto (CBT) Alternations of quartzarenites, quartzsiltites, silty clays in coarsening-upwards sequence; towards the base, yellowish thin-bedded calcareous marls and marly limestones. An arenaceous-conglomeratic lithofacies **(CBT_a)** some hundreds metre thick is distinguished. It is composed of thick-bedded middle to coarse grained arenites, massive, locally graded, microconglomer-

PROGETTO CARG

ates including quartz "numidico" type clasts, micas, rare litic clasts and clay-chips, with calcareous and more rarely siliceous cement; locally evolving into fine-grained quartzarenites, siltstones, clays, marls, calcarenites and laminated calcilutites, and marly limestones rich in orbitoids. The nannofossil assemblage, which is mainly characterised by the occurrence of a few reworked specimens, includes *Calcidiscus macintyrei, Discoaster variabilis* and *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (upper part of the biozone NN4). Turbiditic deposits. Unconformably overlying various terms of the Carbonate and Sele Valley tectonic units. The total thickness is around 200 m. ***Upper Langhian – Serravallian?***

TECTONIC UNITS

VALLE DEL SELE TECTONIC UNIT

Tufiti di Tusa *(***TUT***)* It includes an arenaceous-clayey-calcareous lithofacies **(TUT_a)**, not cropping out in the area of the Map, and an arenaceous-marly lithofacies (**TUT_b**).

litofacies arenaceo-marnosa (TUT_b) *B*rownish micaceous sandstones with subrounded quartz grains and calcitic cement, with planar and convolute laminations; poorly cemented yellowish and grey clayey marls, siltstones and thin bedded fine grained sandstones, whitish marly limestones, blackish shales with calcite veins. Locally pass upwards to quartzose-micaceous arenites and siltstones. Reworked microfaunal assemblages. Stratigraphically overlying **FMS**, passes laterally into the upper **AV** succession. Marine basinal depositional environment. The thickness is about 50-100 m. ***Lower Miocene***

Gruppo delle Argille Variegate (AV)
Argille Varicolori Superiori (**ALV**) Greyish-greenish and reddish clays interbedded with thin layered whitish limestones and marly limestones, related to a deep marine basin depositional environment. Stratigraphically overlying **FMS**, passes laterally and vertically into **TUT_b**. The thickness does not exceed 150 m. ***Aquitanian (inferred by the stratigraphic position)***

Formazione di Monte S. Arcangelo (FMS) Light brown, yellowish, greenish and greyish marly limestones with calcite veins and, at some places, manganese patinae, sometimes silicified; subordinately light brown and greyish graded and laminated calcarenites; dark clayey marls, thin bedded silty marls, micaceous arenites layers. Thin bedded reddish marls and calcareous marls ("scaglia" type facies), alternated with whitish marls and clayey marls, pinkish marls and fine grained greyish calcarenites with planar laminations; the thickness does not ex-

PROGETTO CARG

ceed 25 m (marly lithofacies, **FMS$_a$**). Thick bedded whitish limestones, marly limestones and marls, whitish-greyish fine grained calcarenites and calcilutites alternated with arenaceous-calcareous and calcareous-marly turbidites (calcareous-marly lithofacies, **FMS$_b$**). The thickness exceeds 50 m.
The age of the lower portion is not older than the Eocene basing on the occurrence of *Chiasmolithus grandis* and *Reticulofenestra bisecta* among the nannofossils (biozone NP14b). The age of the upper portion is not older than the upper Chattian (biozone NP25) basing on the occurrence of *Helicosphaera recta.* Marine basinal depositional environment. Stratigraphically overlying and passing laterally into **AVF**, passes upwards into **ALV**. The thickness is about 350-400 m. ***Upper Eocene– Upper Oligocene***

Argille Varicolori Inferiori (**AVF**) It is composed of four dominantly pelitic units.

litofacies ad argilliti grigie (AVF$_d$) Thick bedded greyish shales, thin bedded marls and grey calcareous marls, grey micaceous arenites with siliceous cement, calcite veins and planar lamination. The calcareous nannoplankton assemblage includes *Nannotetrina fulgens* and *Nannotetrina* spp., which are related to the middle Eocene (NP15); basing on stratigraphic criteria, a Paleocene age may be inferred for the base of the succession. Stratigraphically overlying **AVF$_b$** and **AVF$_a$**, passes laterally into **AVF$_c$**; upwards passes laterally and vertically into **FMS**. Deep marine basin depositional environment. The thickness in not less than 150 m. ***Paleocene?- middle-upper Eocene?***

litofacies argillo-siltosa (AVF$_c$) Dark grey clays, silty clays and marly clays interlayered with thin bedded whitish-yellowish limestones and marly limestones which upwards increase in abundance and thickness. The microfaunal association is completely reworked. Stratigraphically overlying **AVF$_b$** and passing laterally into **AVF$_d$**, passes upwards into **FMS**. Deep marine basin turbidites. The maximum thickness is about 50 m. ***Paleocene (?) - Eocene (?) (inferred by the stratigraphic position)***

litofacies ad argilliti bruno-rossastre (AVF$_b$) Dark-reddish, subordinately grey-greenish, silty and marly shales, typically fragmented in thin plates by weathering ("galestri" type facies), with frequent iron-manganesiferous patinae; dark-reddish and greenish, seldom whitish, thin bedded cherts. Upwards medium bedded grey-ish-greenish marly limstones and marls, partly or totally silicified. The reworked microfaunal assemblage is not older than the upper Cretaceous. Lower boundary not cropping out, passes laterally into **AVF$_a$** and upwards into **AVF$_c$, AVF$_d$** or **FMS.** Deep marine depositional environment. The thickness exceeds 150 m. ***Up-***

PROGETTO CARG

per Cretaceous - Paleocene? (inferred by the stratigraphic position)

litofacies argillitico-quarzitica (AVF_a) Thick bedded grey-dark siliceous shales, alternated with dark-green thin bedded microcrystalline "quartzite", cherts and siliceous limestones; slates with abundant calcite veins. At some places, bituminous infiltrations are present. The microfaunal assemblage is reworked. Lower boundary not cropping out, passes laterally and upwards into AVF_b and AVF_d. Deep marine depositional environment. The thickness is about 50 m. ***Upper Cretaceous? (inferred by the stratigraphic position)***

CARBONATIC TECTONIC UNIT

calcari bio-litoclastici con rudiste (CBI) Light coloured massive limestones (bioclastic rudstones or floatstones) with abundant cm to dm large fragments of rudists (radiolitids and hippuritids) and other pelecypods, large gastropods (nerineids and acteonellids) and black pebbles; subordinately micritic limestones and thin beds of yellow-greenish marly limestones. Massive coral colonies and conglomerates composed of angular lithoclasts (Mt. Boschetiello). The basal level is marked by the occurrence of *Cisalveolina frasii*. Outer open platform depositional environment. The "pseudosaccharoidal" limestones lithofacies (CBI_a) is distinguished. It is composed of tens of metre thick massive white limestones and thick-bedded calcirudites with abundant rudist fragments, graded calcarenites with rare macroforaminifers (orbitoids). From open carbonatic ramp to upper slope environment. The lower boundary is not observed. Upwards is overthrusted by the Sele Valley Tectonic Unit. The thickness is 300 m. ***Upper Cenomanian - Paleocene ?***

calcari con requienie e gasteropodi (CRQ) Light brown and grey layered limestones rich in nerineids, requienia, equal-valve pelecypods and, more rarely, radiolitids occasionally giving rise to bioclastic rudstones, alternated with mudstones and wackestones with laminated fenestrae, black pebbles and cm-large pockets filled by pink or green marly material and by packstones and grainstones with sub-rounded intraclasts (0.5-2 mm), fibrous-radial oolites, miliolids nummoloculin, microencrusters (foraminifers: nubecularids) and single coral specimens. The microfacies is characterised by the occurrence of *Praturlonella danilovae, Clypeina solkani*, *Praechrysalidina infracretacea*. Ostreids and small dasycladaceans are present at some places. Two members are distinguished: (CRQ_1) - limestones with fibrous-radial oolites member, composed of light brown cross bedded intra-bioclastic grainstones, with grains covered by an oolitic cortex, and of mudstones and wackestones with laminated fenestrae, black pebbles, pink or reddish calcareous-marly lenses, gastropods, salpingoporellas and miliolids; lo-

PROGETTO CARG

cally (Mt. Toppo Croce del Magnone) breccia composed of poorly sorted clasts (0.5-25 cm) with selectively dolomitized matrix. Age: ***Barremian – Aptian?;*** thickness: 200 m; (**CRQ$_4$**) – alveolinids limestones and laminated dolostones member, composed of light brown thick bedded grainstones and mudstones rich in fenestrae featuring characteristic white cap dolomites; decimetre-thick levels very rich in small gastropods, rare coral colonies and radiolitid fragments are present. Age: ***Cenomanian***; the thickness is about 50 m. Depositional environment: platform close to an oolitic-biostromal margin with transition to peritidal areas. The total thickness is about 450 m***. Barremian – Cenomanian p.p.***

calcari e calcari dolomitici (CLU) Light brown or grey oncolitic limestones with grainstone texture in 10-80 cm thick beds, grainstone and mudstone with rare fenestrae; rare thin and small gastropod shells; locally (Mt. Altillo) conglomerates with angular and poorly sorted clasts and bioclasts (gastropods, pelecypods and massive colonial coral specimens). Locally *Orbitopsella* sp., *Valvulina lugeoni*, trocholinae and (upwards) *Clypeina jurassica* are present. Platform environment, close to marginal bars. Passes laterally into **CCM, CDO** and **CPL**. The thickness is about 750 m. ***Lower Jurassic p.p. – Neocomian***

calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (CCM) Regularly bedded (bed thickness 0.2-0.5 m) grey and light brown mudstones, wackestones and packstones interbedded with thin bedded marls, characterised by the occurrence of *Cladocoropsis mirabilis*. In the finer textured levels poorly sorted oncoids (0.3-2 cm) with vacuolar structure are present. The coarser facies are characterised by rounded intraclasts (0.1-2 cm), small gastropod shells and arenaceous shelled benthic foraminifera. A member is distinguished in the upper part (**CCM$_1$**): limestones with *Campbelliella* and *Kurnubia* member, composed of grey and light brown peloidal limestones with dasycladaceans (*Clypeina* sp., *Campbelliella* sp.). Lagoonal environment. The thickness is at least 450 m***. Upper Jurassic - Neocomian***

calcari oolitici ed oncolitici (CDO) Thick bedded or massive oolitic and oncolitic packstones-grainstones of light brown or grey colour. Locally (Mt. Pennone) are characterised by the presence of corals and oncoids up to 4 cm; light grey dolomitic limestones (wackestones) with ooids, gastropods, textularids and algae in beds 10-80 cm thick. Upwards prevailing whitish packstones and grainstones (rarely rudstones) characterised by intraclasts (0.1-1.5 cm) and oncoids (0.5-2.5 cm), with foraminifers (mainly textularids), small gastropods and dasycladaceans and rare nerineid. Marginal platform environment, close to oolitic bars and bioconstructions. Conformably overlying **CPL**, passes upwards to **CCM**. The thickness ranges from 200 to 300 m. ***Lower Jurassic p.p. – Middle Jurassic***

PROGETTO CARG

calcari a *Palaeodasycladus* (CPL) Micritic limestones characterised by peloids, locally oncolites, and by the occurrence of *Palaeodasycladus mediterraneus*. In the upper part, *Orbitopsella* sp. is present. Elongated coated grains and intraclasts rounded to a variable degree. Spathic calcite in veins and pockets filled with either greenish or pink marly material are abundant. Upwards calcareous-marly levels with spathized valves of *Lithiotis* sp. are locally present. The lower part consists of micritic limestones characterised by peloids, more rarely oolites, with foraminifers and fragments of thaumatoporellas; at some places (Mt. Croci di Acerno) it is characterised by the occurrence of abundant fenestrae, reddish lenticular levels and laminated festoon-shaped cements and coarse textured levels with flat intraclasts (0.5-2 cm) laying parallel to the laminations. Low energy platform depositional environment, peritidal in the lower part. Statigraphically overlying and passing laterally into **DBS**, is bounded upwards by **CDO**. The thickness is about 350 m. ***Upper Hettangian – Pliensbachian***

dolomia superiore (DBS) Layered (5-40 cm) dolostones of light grey, light brown or pinkish colour, characterised by laminated *fenestrae*, stromatolites, spathized bivalve fragments and frequent flat intraclasts, alternated with light grey massive dolostones with frequent imprints of small megalodontids and turriculated gastropods. In the Map area the following members crop out: **(DBS_1)** – "banded dolostones" member, composed of light thin bedded (5-30 cm) dolostones characterised by laminated *fenestrae* and stromatolites alternated with dark dolostones with planar lamination. Age: ***Norian – Rhaetian p.p.;*** **(DBS_2)** - "black bituminous dolostones" member, including thinly bedded dark or black dolostones with planar lamination, locally graded; rare stromatolites are present. Age: ***Norian – Rhaetian?;*** **(DBS_4)** – *Megalodon* limestones and dolostones member, consisting of thin to thick layered grey limestones, dolomitic limestones (packstone, grainstone) and dolomites, with levels rich in either spathic calcite or spathic dolomite valves of megalodontids, and abundant planar and convolute cavities filled with spathic fibrous calcite or dolomites. Corals and colonies of chetetids (Mt. Pennone, Calabritto-Acerno road) are also present. The microfacies is characterised by the occurrence of arenaceous microforaminifers (aulotortids), *Triasina hantkeni* and dasycladaceans. A lithofacies **(DBS_{4a})** consisting of dark saccharoidal dolostones with large dolomitized valves of megalodontids has been distinguished; the boundaries crosscut the bedding. Zones with late-diagenetic dolomitization are present. Age: ***upper Norian – Hettangian p.p.*** Depositional environment: peritidal platform passing laterally into restricted lagoon or into back-reef. The total thickness exceeds 1000 m. ***Norian – Hettangian p.p.***

calcari e marne ad *Avicula* e *Myophoria* (MAA) Includes two lithofacies: marly lithofacies (**MAA_a**), composed of thin bedded and laminated fine grained marly

PROGETTO CARG

limestones of black colour, with yellowish patinae, alternated with black tabular marls and black thin bedded shales; calcareous-dolomitic lithofacies (**MAA_b**) composed of grey dolostones and dark grey limestones (wackestone and packstone, rare grainstone), either massive or medium-thin layered. Levels rich in calcareous intraclasts, oncoids and locally echinoderm fragments are present. Marine lagoonal environment with mixed type sedimentation. Stratigraphically overlying **DBM**, passes gradually upwards to **DBS**. The thickness is about 100 m. ***Upper Carnian***

dolomia massiva di base (DBM) Massive, closely jointed and cataclastic dolostones of white or light grey colour. Rare green clayey levels are present. The environment is undefined. The base does not crop out; generally underlying **MAA.** The thickness cannot be estimated. ***Carnian p.p.***

MONTI DELLA MADDALENA TECTONIC UNIT

calcareniti di Laviano (LIA) Laminated calcarenites and yellowish-greenish marly limestones medium to thin layered, alternated with greyish-greenish marls and marly and silty shales. The calcarenites locally contain an arenaceous fraction and quartz grains; upwards thin layered glauconitic bioclastic calcarenites alternated with calcilutites, marls and whitish calcareous marls and rare "numidico" type quartzarenites are found. The lower part is characterised by thin bedded marly limestones and grey-greenish and pinkish marls ("scaglia di annegamento" type) about 5 m thick (not mapped). No chronostratigraphical markers were identified in the microfossil assemblage. Turbidites related to basin – slope toe, and emipelagic deposits. Overlies in paraconformity **CBI_a**. The thickness is about 100 m. ***Serravallian – Lower Tortonian (inferred from literature)***

calcari bio-litoclastici con rudiste (CBI) "Pseudosaccharoidal" limestones lithofacies (**CBI_a**): thick layered white massive limestones and calcirudites. Abundant rudist fragments. The environment ranges from open carbonatic ramp to upper slope. The thickness is on the order of several hundreds of metres. ***Upper Cretaceous - Paleocene?***

calcari con requienie e gasteropodi (CRQ) Light coloured limestones rich in requienia, nerineids and other bivalve shells; oolitic and intraclasts limestones. Platform, close to oolitic-biostromal margin environment. The thickness is around 100 m***. Barremian - Cenomanian***

calcari e calcari dolomitici (CLU) Oncolitic light coloured limestones, calcarenites, calcilutites of light brown colour with rare thin shells of small sized gas-

PROGETTO CARG

tropods. Platform environment. The thickness is around 400 m. ***Lower Jurassic p.p. - Neocomian***

dolomia superiore (DBS) Light coloured, massive and strongly fractured dolostones, with stromatolites and spathized bivalve shells. Platform environment. The thickness cannot be estimated. ***Norian – Hettangian p.p.***

MONTE CROCE TECTONIC UNIT

Vallimala flysch (APV)

membro di La Foresta (APV_3) Grey arcosic-lithic, fine to coarse grained, sandstones in thick layers, interbedded with thin grey silty clays and, locally, thick layered bioclastic calcirudites. In the lower part, thin bedded light grey calcilutites with *Orbulina* spp. are present. Turbiditic fan environment**.** Stratigraphically overlies **RRG**; unconformably overlain by either **FFF** or **CVT**. The minimum thickness is 50 m. ***Serravallian p.p. –lower Tortonian?***

membro di Serralonga (APV_2) Thin bedded light grey calcilutites with *Orbulina* spp., with thin interlayers of grey silty clays. Emipelagic deposits related to basin – very distal ramp. Stratigraphically overlying **APV_1**, passes gradually upwards to **APV_3**. The thickness is about 40 m. ***Serravallian p.p.***

Serra della Manca member (APV_1) Thick bedded grey bioclastic calcirudites with medium-bedded litho-bioclastic calcarenites intercalations. In the lower part, medium to fine grained turbiditic calcarenites, thin bedded grey calcilutites interbedded with grey-green clays and marls. Cut-and-fill and slumping structures are present. Depositional environment: carbonate ramp slope toe. Laying both in conformity and in paraconformity onto **FFP**, passes gradually upwards into **APV_2**. The minimum thickness is 100 m. ***Burdigalian- Langhian***

formazione Fontana Porcellara (FFP) Grey-green clays and marls with intercalations of thick bedded bioclastic calcirudites and of thin bedded, grey coloured, turbiditic calcarenites with parallel and cross laminations and, locally, with cherty nodules and lenses; the bioclasts include macroforaminifers (*Miogypsina* sp., *Lepidocyclina* sp., rotalids, *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp.), briozoa, echinoderms and planktic foraminifers; the litoclasts include rudists. Environment: distal carbonate ramp slope toe. Laying in disconformity onto **DBS** and **FFA**, passes gradually upwards to **APV_1**. The thickness is around 30 m. ***Aquitanian p.p.***

formazione di Frasci (FFA) Thick bedded grey calcirudites with intercalations

PROGETTO CARG

of medium bedded green-grey and pinkish calcarenites with bioclastic detritus (fragments of red algae and echinoderms; *Miogypsina* sp., *Lepidocyclina* sp. *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.); more frequent in the lower part are intercalations of litoclasts such as rudist fragments and fragments of platform and margin lithofacies of Jurassic, Cretaceous and (in the mid-upper part) Eocene age; locally grey cherty nodules and lenses are present. Environment: distal carbonate ramp slope toe. Tectonic lower boundary, unconformably overlain by **FFP**. The thickness is 100 m. ***Upper Cretaceous?-Aquitanian p.p.***

dolomia superiore (DBS) Light grey massive dolostones locally passing to 10-40 cm bedded dolomitized limestones, with *Thaumatoporella* sp. Peritidal platform environment. Includes a conglomeratic lithofacies **($DBS_{a)}$** consisting of thick bedded (thickness from 60 cm to 1-1,5 m) dolomitized rudites made up of rounded carbonate clasts. Carbonate slope environment. The thickness is 100 m. ***Norian - Hettangian p.p.***

LAGONEGRESE II TECTONIC UNIT

flysch numidico (FYN) Yellowish thick bedded (thickness up to 1 m) quartzarenites, locally with thin intercalations of grey-green silty clays. Terrigenous basinal deposits related to gravity flows and emipelagites. Tectonic lower boundary, upper boundary not cropping out. The thickness at the outcrop is about 20 m. ***Burdigalian p.p.***

Flysch Rosso (FYR) Grey thin bedded calcarenites and calcilutites characterised by the occurrence of macroforaminifers (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Alveolina* sp.) and of intercalations of levels up to 30 cm thick of red and grey-green bioturbated marls and clays; in the uppermost part, thin bedded grey-green marls and clays with sponge spicule and planktic foraminifers; in the lower part frequent medium to thick bedded, channelised bioclastic calcirudites with rudist fragments and *Orbitoides* sp. Pelagic environment ranging from bathyal to carbonate slope toe. The boundaries are generally of tectonic nature. The thickness exceeds 30 m. ***Lower Cretaceous p.p. – Lower Miocene p.p.***

Flysch Galestrino (FYG) Grey-green medium to thick bedded siliciferous marls and clays, with intercalations of medium-thin bedded silicified calcirudites, calcarenites and calcilutites of dark grey color, with red patinae; dark grey siliceous shales with intercalations of grey calcilutite in layers up to 30 cm thick. Bathyal environment, with both siliciclastic and carbonatic-turbidic inputs. Tectonically bounded, crops out discontinuously with thicknesses around few tens of metres. ***Upper Jurassic p.p. – Cretaceous***

PROGETTO CARG

Scisti Silicei (STS) Radiolarian siliceous shales of dark grey and, subordinately, grey-green and red color, interbedded with medium to thick bedded, locally silicified, bioclastic calcirudites, and with medium to thin bedded silicified bioclastic calcarenites and calcilutites of grey color. Emipelagic deposits with frequent turbiditic inputs from the platform toe. Minimum thickness around 30 m. ***Upper Triassic p.p. – Upper Jurassic p.p.***

Calcari con Selce (SLC) Grey coloured, medium to thick layered calcarenites and calcilutites, locally dolomitized, characterised by the ocurrence of cherty nodules and lenses, pelagic pelecypods and radiolaria, with thin interlayers of grey, green and red clays; nodular calcilutites with thin interlayers of grey-green and pinkish clays. Upwards chert doloarenites are present. Emipelagic deposits, with fine grained carbonatic inputs deriving from the platform. Tectonic lower boundary, passes upwards to **STS.** The maximum thickness is around 200 m. ***Upper Triassic p.p.***

Formatione di Monte Facito (FAC) Pelagic bivalves clays and marls of red color; dolomitized dasycladaceans calcarenites; grey-green and pinkish silty clays with intercalations of medium to thin bedded calcarenites; yellowish silty clays and siltstones, passing upwards to quartzo-feldspathic sandstones. At some places displaying parallel and cross bedding and locally dolomitized build-ups (**FAC_a**). The boundaries are of tectonic nature. The thickness is probably around few tens of metres. ***Lower Triassic - Upper Triassic p. p.***

LAGONEGRESE I TECTONIC UNIT

Scisti Silicei (STS) Medium to thin bedded red and green radiolarites, with rare and thin intercalations of grey silicified calcarenites and calcilutites; dark grey siliceous shales with thin intercalations of grey silicified calcarenites (Lagonegro Sasso di Castalda lithofacies: **STS_a**). ***Upper Triassic p.p. – Upper Jurassic p.p.***

Calcari con Selce (SLC) Medium to thick bedded silicified pelagic pelecypods and radiolaria calcilutites of grey colour, with cherty nodules and lenses (Lagonegro Sasso di Castalda lithofacies: **SLC_a**). ***Upper Triassic p.p.***

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Agnesi V., Carrara A., Macaluso T., Monteleone S., Pipitone G. & Sorriso Valvo M. (1982) - *Osservazioni preliminari sui fenomeni di instabilità dei versanti indotti dal sisma del 1980 (alta valle del Sele).* Geol. Appl. Idrogeol., 17, 79-93.

Agnesi V., Carrara A., Macaluso T., Monteleone S., Pipitone G. & Sorriso Valvo M. (1983) - *Elementi tipologici e morfologici dei fenomeni di instabilità dei versanti indotti dal sisma del 1980 (alta valle del Sele).* Geol. Appl. Idrogeol., 18, 1, 309-341.

Alessio G., Esposito E., Gorini A., Luongo G. & Porfido S. (1993) - *Identification of seismogenic areas in the Southern Apennines, Italy.* Annali di Geofisica, 36(1), 227-235.

Amato A., Ascione A., Cinque A. & Lama A. (1991) – *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta piana del Sele e delle sue valli tributarie (Campania). Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 5-16.*

Amato A. & Selvaggi G. (1993) - *Aftershock location and P-velocity structure in the epicentral region of the 1980 Irpinia earthquake.* Annali di Geofisica, 36 (1), 3-15.

Amore F.O., Ciampo G., de Capoa P. & Ruggiero E. (1992) – *Problemi biostratigrafici dei sedimenti terrigeni nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, (1988): 621-625.

APAT – SGN (2007) – *Quaderni* serie III, vol. 7, fasc. 7.

APAT (2005) – Comitato d'Area per l'Appennino meridionale, Roma 14 dicembre 2005, verbale, 9 pp. http://www.isprambiente.gov.it/files/carg/app-merid-verbale14-dic-05.pdf

APAT (2006) – Comitato d'Area per l'Appennino meridionale, Roma 16 marzo 2006, verbale, 6 pp. http://www.isprambiente.gov.it/files/carg/app-merid-verbale16-mar-06.pdf

Ascione A., Cinque A., Improta L. & Villani F. (2003) - *Late Quaternary faulting within the Southern Apennines seismic belt: new data from Mt. Marzano area (Southern Italy).* Quaternary International, 101-102, 27-41.

Ascione A., Cinque A. & Tozzi M. (1992) – *La valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa.* Studi Geol. Cam., vol. sp. (1999/1), 209-219.

Bassani F. (1891) - *Sulla ittiofauna del Calcare schistobituminoso di Monte Pettine presso Giffoni Vallepiana in prov. di Salerno*. Boll. Soc. Geol. It., 10: 1005

Bassani F. (1892) - *Sui fossili e sull'età degli schisti bituminosi di Monte Pettine presso Giffoni Vallepiana in provincia di Salerno.* Mem. Soc. It. Sci. Napoli, III ser., 9: 27 pp.

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.

Bernard P. & Zollo A. (1989) - *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting.* Journal of Geophysical Research, 94 (B-2): 1631-1647.

Bollettinari G. & Panizza M. (1981) - *Una "faglia di superficie" presso S. Gregorio Magno in occasione del sisma del 23/11/80 in Irpinia.* Rendiconti della Società Geologica Italiana, 4, 135-136.

Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., de Capoa P., Miconnet P. & Perrone V. (1988a) - *Il complesso Liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro.* Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.

Bonardi G., D'argenio B. & Perrone B. (1988b) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale*. LXXIV Congr. Soc. Geol. It., Sorrento.

Boni M., Iannace A., Koster J. & Parente M. (1990) - *Anoxic facies in the Upper Triassic of Picentini Mountains (Southern Apennines, Italy).* Boll. Soc. Geol. It., 109, 171-185.

Boni M., Ippolito F., Scandone P. & Zamparelli V. (1974) - *L'unità di M. Foraporta nel lagonegrese (App. mer.)* . Boll. Soc. Geol. It., 93, 469-512.

Bown P.R. (Ed.) (1999) – *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers. 1-314.

PROGETTO CARG

Brancaccio L. & Cinque A., (1992) - *Guida all'escursione nell'Appennino campano-lucano*. Convegno-escursione *"Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale"*, 6-10 Luglio 1992, Università di Camerino e di Napoli, 106 pp.

Brancaccio L., Cinque A., D' Angelo G., Russo F., Santangelo N. & Sgrosso I. (1987) - *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. Din. Quat. 10, 47-55.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Zeit. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 82, 47 - 58, Berlin.

Brancaccio L., Cinque A. & Sgrosso I. (1986) - *Elementi morfostrutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. 35, 869-874.

Brozzetti F. & Salvatore A. (2006) - *La distensione nell'Appennino Campano-Lucano: nuovi dati sui bacini intramontani della Valle del Tanagro, di S. Gregorio Magno e di Muro Lucano*. (Riassunto) Rend. Soc. Geol.. Ital., Nuova Serie, Volume 2

Buccino G., D'Argenio B., Ferreri V., Brancaccio L., Ferreri M., Panichi C. & Stanzione D. (1978) – *I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). Studio geomorfologico, sedimentologico e geochimico.* Boll. Soc. Geol. It., 97, 617-646.

Budetta P. (1983) - *Geologia e frane dell'alta valle del F. Sele (Appennino meridionale)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. 16, 1981-83, pp. 53.

Budetta P., Celico P., Corniello A., De Riso R., Ducci D. & Nicotera P. (1988) - *Carta idrogeologica del F. 186 (S. Angelo dei Lombardi) memoria illustrativa*. Mem. Soc. Geol. It. 41, 1029–1038.

Caiazzo C., Ascione A. & Cinque A. (2006) - *Late Tertiary–Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope*. Tectonophysics, 421, 23–51.

Caiazzo C., Giovine G., Ortolani F., Pagliuca S., Schiattarella M. & Vitale C. (1992) - *Genesi ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del Fiume Sele (Appennino Campano-Lucano)*. Studi Geol. Camerti, vol. speciale (1992/1), 245-255.

Capaldi G., Cinque A. & Romano P. (1988) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini meridionali (Campania, Appennino meridionale)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 1, 207-222.

Capolongo D., Refice A. & Mankelow J. (2002) – *Evaluating earthquake-triggered landslide hazard at the basin scale through GIS in the upper Sele river valley*. Surveys in Geophysics, 23, 595-625.

Carannante g., Graziano R., Pappone G., Ruberti D. & Simone L. (1999) – *Depositional System and Response to Sea Level Oscillations of the Senonian Rudist-bearing Carbonate Shelves. Examples from Central Mediterranean Areas*. Facies, 40, 1-24.

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 (1991), 129-143.

Carbone S., Lentini F., Sonnino M. & De Rosa R. (1987) – *Il Flysch Numidico di Valsinni (Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., 106, pp. 331-345.

Carrara A., Agnesi V., Macaluso T., Monteleone S. & Pipitone G. (1986) - *Slope movements induced by the Southern Italy earthquake of November 1980*. Geol. Appl. Idrog., 21 (2), 237-250.

Casciello E., Cesarano M. & Pappone G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines contractional belt (Italy*). Journ. Geol. Soc. London, 163, 671-629.

Celico P. (1978) – *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, 14.

Celico P. (1979a) - *Legenda idrogeologica ragionata dei territori a prevalente componente carsica*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, 14.

Celico P. (1979b) – *Considerazioni sull'idrogeologia di alcune zone dell'Italia meridionale alla luce dei risultati di recenti indagini geognostiche.* Mem. It. Geol. Appl. Napoli, 15.

Celico P. (1983a) – *Idrogeolgia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulca-*

PROGETTO CARG

niche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio, Abruzzo, Molise e Campania). Quaderni Casmez, 4 (2).

Celico P. (1983b) - *Le risorse idriche sotterranee dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Idrotecnica, 1.

Celico P. & Civita M. (1976) - *Sulla tettonica del massiccio del Cervialto (Campania) e le implicazioni idrogeologiche ad esso connesse.* Boll. Soc. Nat. In Napoli, 85.

Celico P., De Gennaro M., Ghiara M.R. & Stanzione D. (1979) - *Le sorgenti termominerali della Valle del Sele (Salerno): indagini strutturali, idrogeologiche e geochimiche.* Rend. S.I.M.P., 35, 389-409.

Celico P., Guadagno F. M., Luise G., Tescione M. & Vallario A. (1987) - *Idrogeologia del Monte Polveracchio-Monte Raione (Monti Picentini, Campania).* Mem. Soc. Geol. It. 37, 341–362.

Cello G., Guerra I., Tortorici L., Turco E. & Scarpa R. (1982) – *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence.* Journal of Structural Geology, 4, 385-393.

Cestari G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 198 Eboli.* Serv. Geol. d' It., Roma, pp. 93.

Ciaranfi N., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Ortolani F., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1983) - *Evoluzione neotettonica del Molise, della Campania, della Puglia e della Basilicata.* In: Carta neotettonica dell' Italia meridionale. Pubbl. n° 515 del P.F. Geodinamica, 11-32.

Ciarcia S., Vitale S., Di Staso A., Iannace A., Mazzoli S. & Torre M. (2009) - *Stratigraphy and tectonics of an Internal Unit of the southern Apennines: implications for the geodynamic evolution of the peri-Tyrrhenian mountain belt.* Terra Nova, 21, 88-96.

Cinque A., Guida F., Russo F. & Santangelo N. (1988) – *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi della Piana del Sele (Campania): i "Conglomerati di Eboli".* Geogr. Fis. e Din. Quat., 11(1), 39-44.

Cinque A., Lambiase S. & Sgrosso I. (1981) - *Su due faglie nell'alta valle del Sele legate al terremoto del 23.11.1980*. Rend. Soc. Geol. It., 4 (2), 127-129.

Cinque A., Ortolani F. & Sgrosso I. (1982) - *Problemi di neotettonica nell'area interessata dal sisma del 23 novembre 1990.* Rend. Soc. Geol. It., 4.

Cocco M., Selvaggi G., di Bona M. & Basili A. (1993) - *Recent seismic activity and earthquake occurrence along the Apennines.* In Boschi E. *et alii* (eds), Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 259-312.

Coppola L. & Pescatore T. (1989) - *Lineamenti di neotettonica dei Monti Terminio-Tuoro, Cervialto e Marzano (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 108, 105-119.

Cotecchia V. (1981) – *Considerazioni sui problemi geomorfologici, idrogeologici e geotecnici evidenziatisi nel territorio colpito dal sisma campano-lucano del 23 novembre 1980 e possibilità d'intervento del Progetto Finalizzato "Conservazione del Suolo" del CNR*. Rend. Soc. Geol. It., vol. 4.

Cotecchia V. & Nuzzo G. (1986) - *Hydrological study of the upper valleys of the Sele and Ofanto rivers struck by the November 23, 1980 earthquake*, Geol. Appl. e Idrogeol. 21(4), 65–95.

Critelli S., De Capoa P., Le Pera E. & Perrone V. (1994) – *Stratigrafia e petrografia delle Arenarie di Albanella (valle del Calore, Appennino campano)*. Boll. Soc. Geol. It., 113, 451-463.

Critelli S. & Le Pera E. (1995) - *La formazione di Catelvetere nell'evoluzione petrostratigrafica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 615-634.

D'Addezio G., Pantosti D. & Valensise G. (1991) - *Paleoearthquakes along the Irpinia fault at Pantano di S. Gregorio Magno, Southern Italy.* Il Quaternario, 4 (1a), 121-136.

D'Argenio b., Pescatore T. & Scandone P. (1973) – *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Quad. 183, 49-72.

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*

PROFILO GRG

turbidites. Cour. Forschungsinst. Senckenberg, 244: 105-127.

De Capoa P., Di Staso A., Guerrera F., Perrone V. & Tramontana M. (2003) – *The extension of the Maghrebian flysch Basin in the Apenninic Chain: paleogeographic and paleotectonic implications*. Trav. Inst. Sci. Rabat, sèrie Gèol. e Gèogr. Phys., 21, 77-92.

De Castro P. (1963) - *Sulla presenza del Lias medio negli scisti silicei di Giffoni Vallepiana nel Salernitano*. Boll. Serv. Geol. d'It., 83, 3-32.

De Castro P. (1983) - *Cisalveolina fraasi (Gumbel) Reichel, Foraminiferida: diffusione geografica e problemi stratigrafici.* Boll. Soc. Natur. Napoli, 90, 99-130.

De Castro P. (1990) - *Studies on the triassic carbonates of the Salerno Province (Southern Italy): the Croci di Acerno sequence.* Boll. Soc. Geol. It., 109, 187-217.

De Cristofaro M.L. (1988) - *Geological and structural analysis by means of satellite data. A case study: the Sele area (Southern Apennines).* Mem. Soc. Geol. It. 1331-1339.

De Natale G., Pingue F. & Scarpa R. (1988) - *Seismic and ground deformation monitoring in the seismogenetic region of the southern Apennines*. Tectonophysics, 152, 167-178.

De Riso R. (1966) - *Sulla geologia e lo stato di dissesto idrogeologico dell'alta valle del Fiume Sele (Campania)*. Mem. Note Ist. Geol. appl. Univ. Napoli, 10 , 1-43.

De Riso R. (1967) - *Sulla geologia e lo stato di dissesto idrogeologico dell'alta valle del fiume Sele (App. Mer.)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, 10, 1-43.

Di Girolamo P. & Lirer L. (1968) - *Rocce teralitiche nella finestra tettonica di Campagna (Salerno).* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., s. 4, v. 35,

Di Nocera S., Fenelli G.B., Pellegrino A. & Ramondini M. (1996) - *Geological and Geothechnical problems in slopes involved in large old landslides.* VII International Symposium on Landslides Trondheim (Norvegia); Engineering Geology and Environment Balkema, Rotterdam, pp. 1-6.

Di Nocera S., Matano F., Pescatore T., Pinto F., Senatore M.R., Quarantiello R. & Torre M. (2006) – *Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali – Monti della Daunia meridionali: evoluzione tettonica e stratigrafica del settore esterno dell'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., 125, 1-20.

Dondi L. & Papetti L. (1965) - *Sul ritrovamento di una microfacies con Miogypsina e Lepidocyclina al fondo del pozzo Contursi 1 (m 3478) nel Cilento.* Geol. Rom., 4 , 7-40.

Eshet Y. (1996) – *Obtaining rich nannofossil assemblages from 'barren' samples: processing organic-rich rocks in nannofossil investigastions*. Journal of Nannoplankton Research, 18: 17-21.

Esposito E., Gargiulo A., Iaccarino G. & Porfido S. (1996) – *Distribuzione dei fenomemi franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980.* In: Atti Conv. Intern. Su "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica, Alba 5-7/11/1996, Vol. 1, pp. 409-429.

Ferranti L. & Oldow J.S. (1999) - *History and tectonic implications of low-angle detachment faults and orogen parallel extension, Picentini Mountains, Southern Apennines fold and thrust belt, Italy.* Tectonics, 18, 3, 498-526.

Ferranti L. & Pappone G. (1992) - *Nuovi dati sui rapporti tettonici tra i terreni lagonegresi e quelli della piattaforma carbonatica campano-lucana nei dintorni di Campagna (Salerno -Appennino meridionale).* Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., s.4, 59, 103-119.

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.

Galdieri A. (1908) - *Sul Trias nei dintorni di Giffoni.* Atti Acc. Pontaniana, Napoli, ser. II, 13, 12 pp.

Gasparini P., Iannaccone G. & Scarpa R. (1985) - *Fault-plane solution and seismicity of the Italian Peninsula.* Tectonophysics, 117, 59–78.

Ghiara M.R., Stanzione D. & Petti C. (1994) - *Chemical and isotope characteristics of the deep waters of the high valley of the river Sele (Italy): correlations between geochemical parameters and seismic activity.* Boll. Soc. Geol. It., 113, 521-537.

PROGETTO CARG

Gruppo di lavoro CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04),* INGV, Bologna.

Guerrera F., Martín-Martín M., Perrone V., Tramontana M. (2005) - *Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics*. Terra Nova 17, 358–367.

Guerricchio A. & Melidoro G. (1981) - *Movimenti di massa pseudo-tettonici nell'Appennino dell'Italia meridionale.* Geol. Appl. Idrog., 16, 251-294.

Hieke Merlin O., La Volpe L., Nappi G., Piccarreta G., Redini R. & Santagati G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Fogli 186 S. Angelo de' Lombardi e 187 Melfi.* Serv. Geol. d'It., Roma, pp. 188.

Hyppolite J. C. (1992) - *Tectonique de l'Apennin meridional: structures et paléocontraintes d'un prisme d'accrétion continental*. These de Doctorat, Univ. P. & M. Curie, Paris, 245 p.

Hyppolite J. C., Angelier, J. & Barrier, E. (1995) - *Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Apennines.* J. Struct. Geol., 17 (12), 1725-1740.

Hyppolite J. C., Angelier J. & Roure F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy).* Tectonophysics, 230, 199-210.

Iannace A. (1991) - *Il Trias Superiore di piattaforma carbonatica nei Monti Lattari e Picentini (Salerno): studi sedimentologici e diagenetici. 221 pagg., 91 fig. Tesi di Dottorato di Ricerca Napoli, 1991*

Iannace A. (1993) – *I caratteri diagenetici dei carbonati di piattaforma del Trias superiore dell'Appennino meridionale e le loro implicazioni paleogeografiche. Riv. It. Pal. Strat., 99, 57-80*

Iannace A. & Frisia S. (1994) - *Changes in dolomitizatio patterns between Norian and Rhaetian in the Southern Tethys realm: clues to the dolomitization of the Dolomia Principale*. In: "Dolomites, a volume in honour of Dolomieu" (Purser B., Tucker M. e Zenger D. Eds.): Intern. Assoc.Sedimentol. Spec. Pub., 21, 75-89.

Iannace A., Parente M. & Zamparelli V. *(2005) – The Upper Triassic platform margin facies of Southern Apennines and their Jurassic fate: state of the art.* Boll. Soc. Geol. It., 124, 203-214.

Iannace A. & Zamparelli V. (1996) - *The serpulid-microbialite bioconstructions of the "Scisti Ittiolitici" basin of Giffoni Vallepiana (Upper Triassic, Southern Apennines).* Paleopelagos, 6, 45-62.

Iannace A. & Zamparelli V. (1997) - *The serpulids-microbialite bioconstructions of the "Scisti Ittiolitici" basin of Giffoni Vallepiana (Upper Triassic, Southern Apennines).* Paleopelagos, 6, Roma, 20-29.

Ietto A. (1963) - *I rapporti tettonici tra scisti silicei e dolomia nei dintorni di Giffoni Vallepiana (Salernno).* Mem. Soc. Geol. It., 4, 2, 1-15.

Ippolito F., Ortolani F. & Di Nocera S. (1974) - *Alcune considerazioni sulla struttura profonda dell'Appennino Irpino: reinterpretazione di ricerche di idrocarburi.* Boll. Soc. Geol. It., 93, 861-881.

Ippolito F., Ortolani F. & Russo M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi.* Mem. Soc. Geol. It., 12.

ISPRA (2009 a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 467 - Salerno.*

ISPRA (2009 b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 486 - Foce del Sele.*

Jadoul F., Berra F. & Frisia S. (1992) –*Stratigraphic and palaeogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy).* Riv. Ital. Paleont e Strat., 98: 29-44.

Lazzari M., Mossa S., Capolongo D. & Wasowski J. (2004) – *Relative landslide hazard and risk evaluation in the Sele valley, southern Italy*. Proceedings of 32nd International Geological Congress 20-28/8/2004 Florence, Vol. 1, p.79.

Lazzari S. & Lentini F. (1980) – *Carta geologica del bacino dell'Agri alla scala 1:50.000. Note illustrative del F. 507 Pisticci.* Regione Basilicata. 55 pp.

Lentini F. (1979) – *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino lucano)*. Geol. Rom., 18, 215-224.

Lippmann-Provansal M. (1987) – *L'Apennin Meridional (Italie): étude geomorphologique.* Thèse de

PROGETTO CARG

Doctorat d'Etat en Geogr. Phys., Univ. d'Aix Marseille.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation.* Proceed. II Plank. Conf., Roma (1970): 730-777.

Maugeri M., Motta E. & Sorriso Valvo M. (1982) – *The Senerchia landslide triggered by 23 november 1980 earthquake.* 4th Int. Congr. I.A.E.G. New Delhi.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) – *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., 35, 1, 177-202.

Munno R., Petrosino P., Romano P. & Russo Ermolli E. (2001) - *A late Middle Pleistocene climatic cycle in southern Italy inferred from pollen analysis and tephrostratigraphy of the Acerno lacustrine succession.* Géographie physique et Quaternarie, 55, n.1, 87-99.

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. (1975) - *Assetto strutturale dei Monti Picentini, della Valle del Sele e del Gruppo di Monte Marzano-Monte Ogna (Appennino meridionale). Implicazioni idrogeologiche.* Boll. Soc. Geol. It. 94, 209-230.

Ortolani F., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Stanzione D. & Zenone F. (1981) - *Prospettive geotermiche dell'Irpinia centrale (App. Merid.): studio geologico-strutturale e geochimico.* Boll. Soc. Geol. It., 100, 139-159.

Ortolani F. & Torre M. (1981) - *Guida all'escursione nell'area interessata dal terremoto del 23.11.1980. Rend. Soc. Geol. It., 4, 173-214.*

Ortolani F., Torre M., Russo B. & Di Nocera S. (1979) - *Depositi altomiocenici sul bordo settentrionale della piana del Sele (Campania).* Boll. Soc. Geol. It., 98, 3-14.

Pagliaro S. (1994) – *Geologia della finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Rapporto Interno Borsa di Studio CNR – Progetto CROP, Bando n. 201.05.20 codice 05.01.00, CNR Roma.

Pagliaro S. (1999) - *Geologia dei Monti del Sannio: Stratigrafia dell'Unità Sannio e rapporti con il Massiccio del Matese*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università di Pisa, pp.1-138.

Pagliaro S. (2003) – *Geologia della Finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini –Salerno)*. Arte Tipografica Editrice, Napoli, pp. 1-43.

Pantosti D., Schwartz D.P. & Valensise G. (1993) - *Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in the Southern Apennines, Italy*. Journal of Geophysical Research, 98 (B-4), 6561-6577.

Pantosti D. & Valensise G. (1988) - *La faglia sud-appenninica: identificazione oggettiva di un lineamento sismogenetico nell'Appennino meridionale.* Atti VII Conv. G.N.G.T.S., Roma, 205-208.

Pantosti D. & Valensise G. (1990) - *Faulting mechanism complexity of the november 23, 1980, Campania-Lucania earthquake inferred from surface observations.* Journal of Geophysical Research, 95 (B-10), 15319-15341.

Pappone G., Casciello E., Cesarano M. & D'Argenio B. (2009)– *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 467 Salerno*. Serv. Geol. d'It.

Pappone G. & Ferranti L. (1995) – *Thrust tectonics in the Picentini Mountains, Southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, 252, 331-348.

Parise M., Polemio M. & Wasowski J. (1997) - *Rainfall and landslides in the upper valley of Sele and Ofanto rivers, Italy*. Proc. Int. Symp. "Engineering Geology and the Enviroment" (Athens), 1, 955-960.

Parise M. & Wasowski J. (1999) - *Landslide activity maps for landslide hazard evaluation: Three case studies from southern Italy.* Natural Hazard, 20, 159-183.

Patacca E. (2007) – *Stratigraphic constraints on the CROP -04 sismic line interpretation: San Fele 1, monte Foi 1 Aand San Gregorio Magno 1 wells (Southern Apennines, Italy).* Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue n. 7, pp. 185-239.

PROGETTO CARG

Patacca E. & Scandone P. (2004) – *A geological transect across the southern Apennines along the seismic line Crop 04*. Field Trip Guide Book, P20. 32° IGC Florence, 24 pp.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992) – *The Numidian-sand event in the southern Apennines. Mem. Scienze Geologiche di Padova*, all. vol. 43, 297-337.

Perch-Nielsen K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In H.M. Bolli, J.B. Saunders& K. Perch-Nielsen (Ed.), Plankton Stratigraphy, 11, 329-426, Cambridge University Press, Cambridge.

Perch-Nielsen K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (Ed.), Plankton Stratigraphy, 11, 427-459, Cambridge University Press, Cambridge.

Pescatore T.S. (1965) - *Le facies di transizione nel gruppo del Monte Marzano.* Boll. Soc. Natur. Napoli, 74, 149-158.

Pescatore T.S., Sgrosso I. & Torre M. (1969) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano.* Mem. Soc. Natur. Napoli, suppl. Boll. n°78, 336-408, Napoli.

Pingue F., De Natale G. & Briole P. (1993) - *Modeling of the 1980 Irpinia earthquake source: constraints from geodetic data*. Annali di Geofisica, 36 (1), 27-40.

Refice A. & Capolongo D. (2002) – *Probabilistic modeling of uncertainties in earthquake-induced landslide hazard assessment.* Computer & Geoscience, 28, 735-749.

Russo Ermolli E. (1994) - *Analyse pollinique de la séquence lacustre pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie).* Annales de la Société géologique de Belgique, 117 (2), pp. 333–354.

Sava A. & Zuppetta A. (1993) - *Analisi dei lineamenti da satellite in Penisola Sorrentina e nei monti di Salerno e Avellino, Appennino Campano.* Mem. Soc. Geol. It. 47 (1991), 371- 383.

Scandone P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.* Boll. Soc. Natur. Napoli, 76, 1-175. Ist. Geol. Univ. Napoli, pubbl. 209.

Scandone P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative.* Boll. Soc. Natur. Napoli, 81, 225-299. Ist. Geol. Univ. Napoli, pubbl. 273.

Scandone P. & Sgrosso I. (1963) - *Il Mesozoico del Gruppo montuoso dell'Accellica (M. Picentini, Salerno).* Mem. Soc. Geol. It., 4, 8 pp.

Scandone P. & Sgrosso I. (1974) - *La successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini)*. Boll. Soc. Geol. It. 93, 1043-1047.

Scandone P., Sgrosso I. & Vallario A. (1967) - *Finestra tettonica nella serie calcareo-silico-marnosa lucana presso Campagna (Monti Picentini, Salerno).* Boll. Soc. Natur. in Napoli, 76, 3-10.

Selli R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giornale di Geologia, vol. 26 (1954-55), 1-54.

Selli R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-789.

Servizio Geologico d'Italia (1970a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F° 186 «S. Angelo dè Lombardi».* I ed., ROMA.

Servizio Geologico d'Italia (1970b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 F° 198 «Eboli».* II ed., ROMA.

Servizio Geologico D'italia (2002) - *Formazione di Castelvetere*. Quaderni, III serie, Vol. VII, Fasc. III, Catalogo delle Formazioni, pag 40-50.

Theodoridis S. (1984) – *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoaster.* Utrecht Micropaleontological Bulletin, 32: 1-271.

Turco E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (M. Picentini, Salerno)*. Boll. Soc.Natur. in Napoli 85, 639-665.

Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Morelli A., Gasperini P. & Boschi E. (2004) - *An Atlas of Mediterranean seismicity*. Annals of Geophysics, suppl. vol. 47 (1), 247-306.

Wasowski J., Del Gaudio V., Pierri P. & Capolongo D. (2002) – *Factors controlling seismic susceptibility of the Sele valley slopes: the case of the 1980 Irpinia earthquake re-examined*. Surveys in Geophysics, 23, 563-593.

PROGETTO CARG

Westaway R. & Jackson J. (1984) - *Surface faulting in the Southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 november 1980*. Nature, 312, 436-438.

Zanzucchi G. (1958) - *Nota preliminare sui sedimenti miocenici nelle alte valli dell'Ofanto e del Sele.* Boll. Serv. Geol. d' It. 80, 97-123.

Zuppetta A. & Sava A. (1992) - *Pleistocene brittle deformation in the Eboli Conglomerates (Sele Plain-Campanian Apennines).* Boll. Soc. Geol. It. 111, 273-281.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG