

Con la presente in allegato si ritrasmettono i documenti completi necessari alla presentazione delle osservazioni dell'associazione Italia Nostra sezione Cilento Lucano, relative all' avviso pubblico del Ministero Mite (numero identificativo del procedimento è 9449); in dettaglio:

Allegato 1 - relazione a firma dei Proff. M. V. Civita, A. Colella e F. Ortolani, Allegato 2 – carta idrogeologica del settore montano dell'Alta Val d'Agri, Allegato 3 – valutazioni, caratterizzazione e monitoraggio delle risorse idriche dell'Alta Val d'Agri, Allegato 4 – decreto ministeriale istitutivo zona Ramsar a Persano, Allegato 5 – Progetto CARG, Allegato 6 – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Allegato 7 – resoconto giornalistico, 8. modulo di presentazione delle osservazioni. 9. documento riconoscimento.

Cordiali saluti la Presidente della sezione Italia Nostra Cilento Lucano arch. Teresa Rotella

## CONSIDERAZIONI GEOLOGICHE SULLA ZONA-POZZO E SUL TRACCIATO DELL'OLEODOTTO PERGOLA 1

Prof. M.V. Civita, Ordinario di Geologia e Idrog. Appl., Politecnico Torino

Prof. A. Colella, Ordinario di Geologia, Università della Basilicata

Prof. F. Ortolani, Ordinario di Geologia, Università Federico II, Napoli

1

A richiesta e su incarico (gratuito) ai Proff. Massimo Civita, Albina Colella e Franco Ortolani da parte del Comitato Pergola 1, viene qui riassunta la situazione geologica generale dell'impianto petrolifero del Pozzo Pergola 1, comprensivo anche dell'oleodotto sotterraneo e dell'Area Innesto 3, ubicato nella concessione di coltivazione petrolifera Val d'Agri (ENI-Shell) in Basilicata. L'indagine, svolta dagli scriventi in assoluta autonomia culturale e professionale senza alcuna forzatura da parte del Committente, ha evidenziato alcuni importanti aspetti geoambientali dell'area interessata dal progetto Pergola 1.

### 1. Introduzione

L'impianto Pergola 1 è previsto nel Comune di Marsico Nuovo, Provincia di Potenza, in un territorio di Basilicata che rientra in parte nel **bacino idrografico del Fiume Sele**, che sfocia nel Mare Tirreno, con competenza dell'*Autorità di Bacino Regionale Campania Sud ed Interregionale per il Bacino idrografico del Fiume Sele*, e in parte nel **bacino idrografico del Fiume Agri**, con competenza dell'*Autorità di Bacino della Basilicata*.

I principali problemi ambientali che caratterizzano l'area di perforazione-estrazione e l'oleodotto sono connessi alla **tettonica attiva e correlata sismicità, alle peculiarità idrogeologiche, alla rete idrografica superficiale e alla tutela degli habitat naturali**, perché nell'intorno sono presenti la ZPS IT9210270 Appennino Lucano, Monte Volturino e il SIC IT9210240 Serra di Calvello, facenti parte della Rete Natura 2000. Per questo motivo il progetto è sottoposto a Procedura di Valutazione di Impatto Ambientale (VIA) di competenza regionale e a Valutazione di Incidenza.

L'area in esame è nota per l'**elevata pericolosità sismica connessa alla tettonica attiva** che caratterizza la Valle del Melandro e l'Alta Val d'Agri, dove si sono verificati **terremoti disastrosi** come quello del 1857 di magnitudo stimata pari a 7,0.

Nella zona prossima allo spartiacque tra i bacini del Melandro e dell'Agri sono note **sorgenti perenni di acqua di considerevole importanza per la comunità**.

Il progetto "*Messa in produzione del Pozzo Pergola 1 e realizzazione delle condotte di collegamento all'Area Innesto 3*" prevede l'allestimento alla produzione petrolifera del Pozzo Pergola 1, la realizzazione e posa di 3 condotte interrato di lunghezza pari a circa 8,270 km per il trasporto degli idrocarburi dall'Area Pozzo Pergola 1 all'Area Innesto 3, e la realizzazione dell'Area Innesto 3.

L'impianto è previsto in area montuosa con accentuati dislivelli, variabili da 650 m. s.l.m. in prossimità della località Santa Maria a circa 1020 m s.l.m. in corrispondenza dell'area del Pozzo Pergola 1.

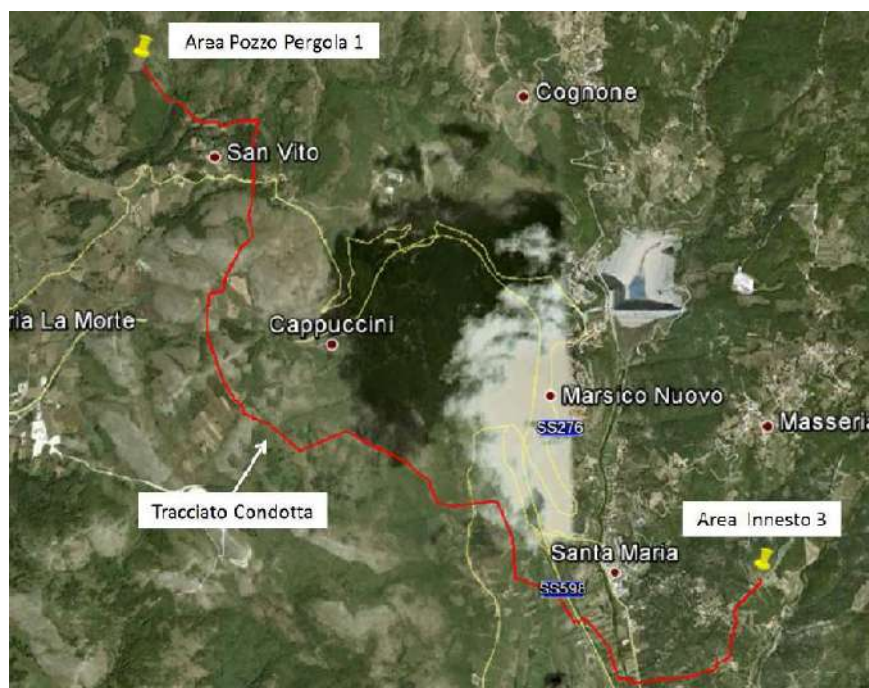
Il Pozzo Pergola 1 (Fig. 1) è a tutt'oggi ubicabile a 1038 m s.l.m. (piano campagna). Il pozzo avrà una distanza verticale totale di 3367 m (TVD P.C.) partendo da una zona all'incirca

pianeggiante nel territorio comunale di Marsico Nuovo, in Provincia di Potenza, Regione Basilicata. L'area è stata identificata nel fianco meridionale del M. Facito, a Nord-Est della Frazione Pergola, a Sud-Est dalla frazione di San Vito e a Sud-Est dall'abitato principale di Marsico Nuovo.



*Fig. 1 - Posizione del Pozzo Pergola 1.*

Come si può osservare in Fig. 2, l'oleodotto avrà un lungo e tortuoso percorso per poi collegarsi all'Area Innesto 3 e da questa agli oleodotti esistenti.



*Fig. 2 - Situazione topografica del Pozzo Pergola 1 e dell'oleodotto proposto.*

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.

## 2. Il Pozzo Pergola 1

L'area del Pozzo, di circa 13.000 m<sup>2</sup>, è ubicata in una corta piana montana, in zona boschiva e pendici aperte (area pseudo-pianeggiante destinabile al pascolo), ad Est della Masseria Russo, a Nord della Masseria Votta ed in destra idrografica del Vallone Quagliarella.

L'area è insediata in un complesso di Scisti Silicei e Calcari con Selce del Bacino Molisano - Lucano, elementi della base del Bacino Lagonegrese. I Calcari con Selce sono dotati di una permeabilità non elevata, per fratturazione, e contribuiscono con acque sotterranee alle numerose sorgenti locali.

Stando alle note interessanti le aree dell'Appennino lucano (Scandone, 1967 e 1972; Boni *et al.*, 1974), nella zona del pozzo affiorano Scisti Silicei al di sopra dei Calcari con Selce. Siamo cioè direttamente nei terreni del Bacino e non viene attraversato il complesso carbonatico della Piattaforma campano-lucana, come avviene in Val d'Agri più a Sud.

L'area del pozzo ricade:

- in Zona Sismica 1;
- in zone a rischio e pericolosità potenziale da frana;
- in Zona E-Agricola;
- nell'area di notevole interesse pubblico "Area Montuosa del Sistema Sellata-Volturino" (Codice Vincolo n. 170023);
- nel bacino idrografico del Fiume Sele che scorre in Campania per poi sfociare nel mar Tirreno.

Il pozzo sarà attrezzato con **uno skid per reiniezione di chemicals** (fluidi di processo), fanghi e quant'altro: tutti gli sversamenti accidentali di liquidi tossici o pericolosi saranno convogliati in una vasca di stoccaggio temporaneo. **Questa attrezzatura non è per altro sufficiente nel caso di eventuali incidenti rilevanti (scoppio, incendio ecc.). In questi casi è possibile che sia l'olio greggio, sia tutti i fluidi di processo e quelli derivanti dallo sfruttamento del Pozzo si rovescino al di fuori del sito.** In fase di emergenza, il pozzo e l'area circostante saranno soggetti al DIME sia per le parti di controllo sia per quelle di bonifica.

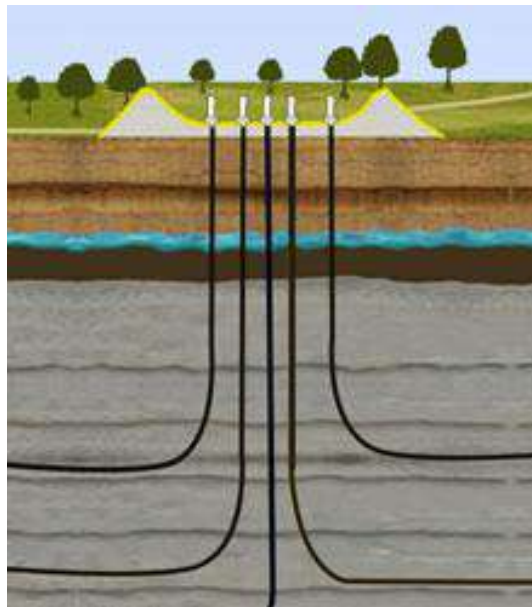
**Non si hanno notizie sul funzionamento del pozzo: non si conoscono i piani ingegneristici, e non si è a conoscenza se il pozzo sarà verticale oppure verrà spinto in orizzontale per raggiungere i giacimenti eventualmente presenti nelle aree circostanti (Fig. 3).**

Dal pozzo è prevista la costruzione in sotterraneo di un oleodotto che servirà a trasportare l'olio greggio sino alla zona dove confluirà nell'altro oleodotto che porta il greggio sino al Centro Oli di Viggiano e poi alla Raffineria di Taranto.

### 2.1. Acque superficiali

I corpi idrici superficiali più importanti vicini all'area dell'impianto sono rappresentati dal Fiume Agri, dal Torrente Pergola, dal Torrente Verzarulo e dal Torrente Sant'Elia; ce ne sono altri secondari fra cui il Vallone Quagliarella e il Vallone San Vito.





**Fig. 3 - Schema dei pozzi verticali e a direzione orizzontale che partono dalla stessa base di collocamento geografico.**

Le acque superficiali che interessano la zona di importanza sono attribuibili a due diversi bacini: il bacino idrografico del Fiume Sele ed il bacino idrografico del Fiume Agri (Fig. 4). Al primo appartengono le aree del Pozzo Pergola 1 ed il primo tratto dell'oleodotto, al secondo appartengono il secondo tratto dell'oleodotto e l'Area Innesto 3.

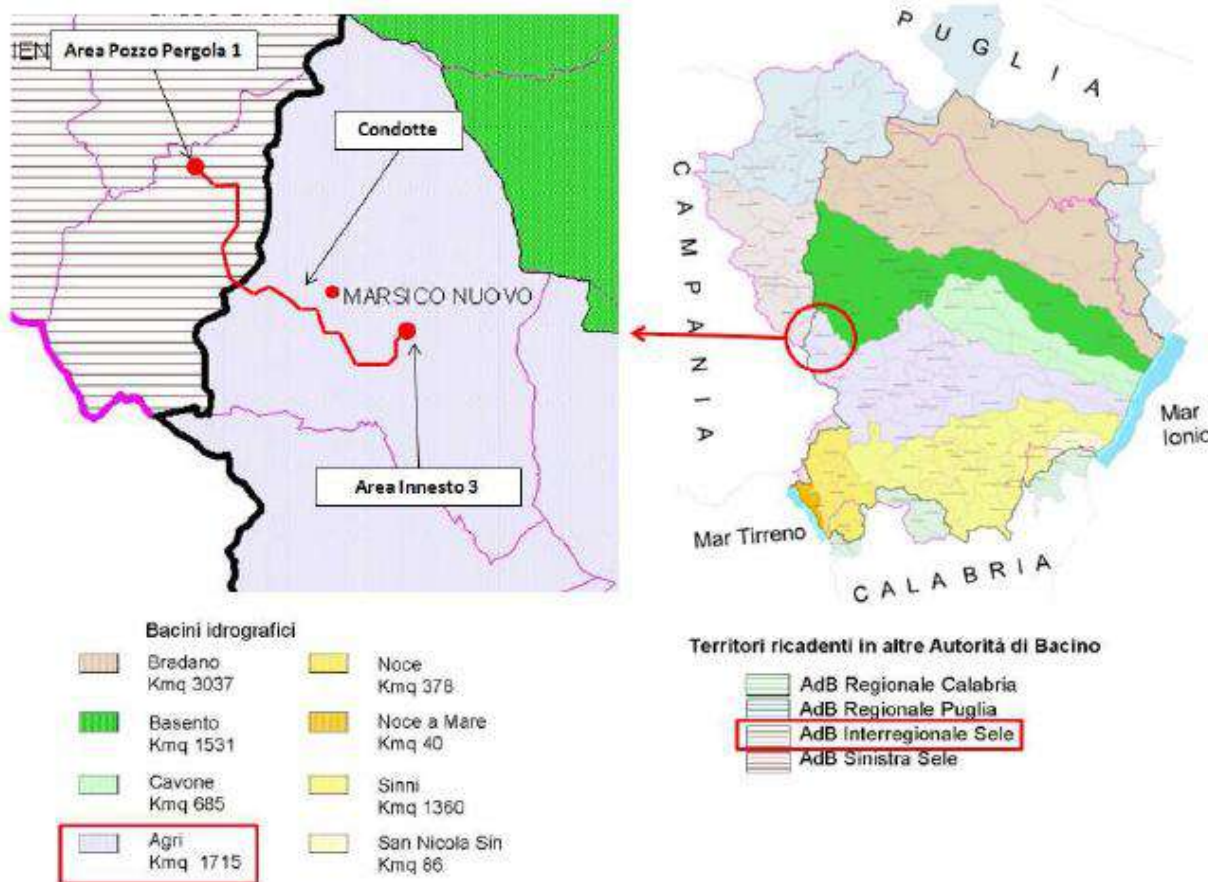
L'Area Pozzo Pergola 1 è ubicata in posizione elevata rispetto al Bacino del Fiume Sele, a circa 2 km dal Torrente Pergola, che confluisce nel Fiume Melandro. Dall'unione del Fiume Melandro e del Fiume Platano nasce il Fiume Bianco, affluente di destra del Fiume Tanagro, che riversa le sue acque nel Fiume Sele.

La natura prevalentemente calcarea dei litotipi affioranti conferisce al dominio indagato **una permeabilità medio/alta**. L'acqua, che le numerose fratture lasciano percolare nei corpi carbonatici, **alimenta un sistema di emergenze sorgentizie, diffuse e perenni**, che scaturiscono al contatto tra i calcari, permeabili, e gli impermeabili degli inclusi silico-marnosi.

Il Fiume Agri bagna il centro di Marsico Nuovo, in prossimità del quale le sue acque si raccolgono nel piccolo **invaso di Marsico Nuovo**, scorrendo per alcuni chilometri parallelo alla Strada Statale 598. **Proprio in questa zona il tracciato delle condotte attraversa il suo corso**. Nella parte alta, esso è caratterizzato dalla presenza di una grande estensione di Scisti Silicei, alternati a Calcari con Selce del Trias, che costituisce la base di una sovrapposizione di dolomie e calcari del Cretacico. Queste formazioni risultano circondate da rocce eoceniche impermeabili in modo da contribuire alla presenza di un numero notevole di sorgenti.

L'ENI, mediante società terza, ha identificato 7 stazioni di monitoraggio, 3 sul bacino del Sele e 4 sull'Agri. Leggendo i risultati delle analisi, si deve ritenere che **queste acque sono di livello medio-alto rispetto alle classifiche nazionali**. La valutazione dell'IFF è *variabile tra ottimo (Classe I) e buono-mediocre (Classe II-III) per le stazioni AGR4, AGR5, PER1 e PER2*, mentre, per le restanti stazioni (*PER3, SEL1, VER1*), la qualità risulta essere *mediocre - scadente (Classe III e Classe III-IV)*.

I livelli chimici dedotti dai sedimenti dei diversi punti esaminati hanno mostrato forti valori per Fe, Al e Mn.



*Fig. 4 - Ubicazione dell'impianto petrolifero Pergola 1 a cavallo di due bacini idrografici: l'area-Pozzo e parte dell'oleodotto sono ubicati nel Bacino idrografico del Fiume Sele (in alto a sinistra), l'altra parte dell'oleodotto e l'Area Innesto 3 sono ubicati nel Bacino idrografico del Fiume Agri.*

## 2.2. Acque sotterranee

**Uno dei vincoli del tracciato dell'oleodotto (Fig. 5) è evitare, ove possibile, le aree di rispetto delle sorgenti e dei pozzi captati ad uso idropotabile.**

Le principali sorgenti che interessano le idrostrutture carbonatiche direttamente attraversate dal Pozzo e dalla condotta, sono: **Occhio, Masseria Pepe, Cuio, S. Giovanni, Capo d'Acqua, Monaco Santino, Peschiera Santino e Pagliarelle Santino (Fig. 6).**

Alcune sorgenti più piccole si trovano a valle della zona del Pozzo Pergola 1 (a Ovest): si tratta delle sorgenti condottate per la Masseria Cairo Inferiore e quella che alimenta la Masseria Pepe. Numerose altre piccole sorgenti sono disseminate nella zona attraversata dall'oleodotto. La Sorgente Occhio è posta a Sud-Est del Pozzo ed è anch'essa captata. Alimenta la zona a Est di Marsico Nuovo. A Sud di Marsico affiora la Sorgente San Giovanni, utilizzata in loco.

**Queste sorgenti e le aree che contribuiscono alla loro portata sono più o meno soggette al Pozzo e vengono qui esaminate totalmente. Per quanto riguarda i sistemi d'approvvigionamento delle altre sorgenti citate, essi sono soggetti al tracciato dell'oleodotto e verranno esaminate nel prosieguo.**

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.



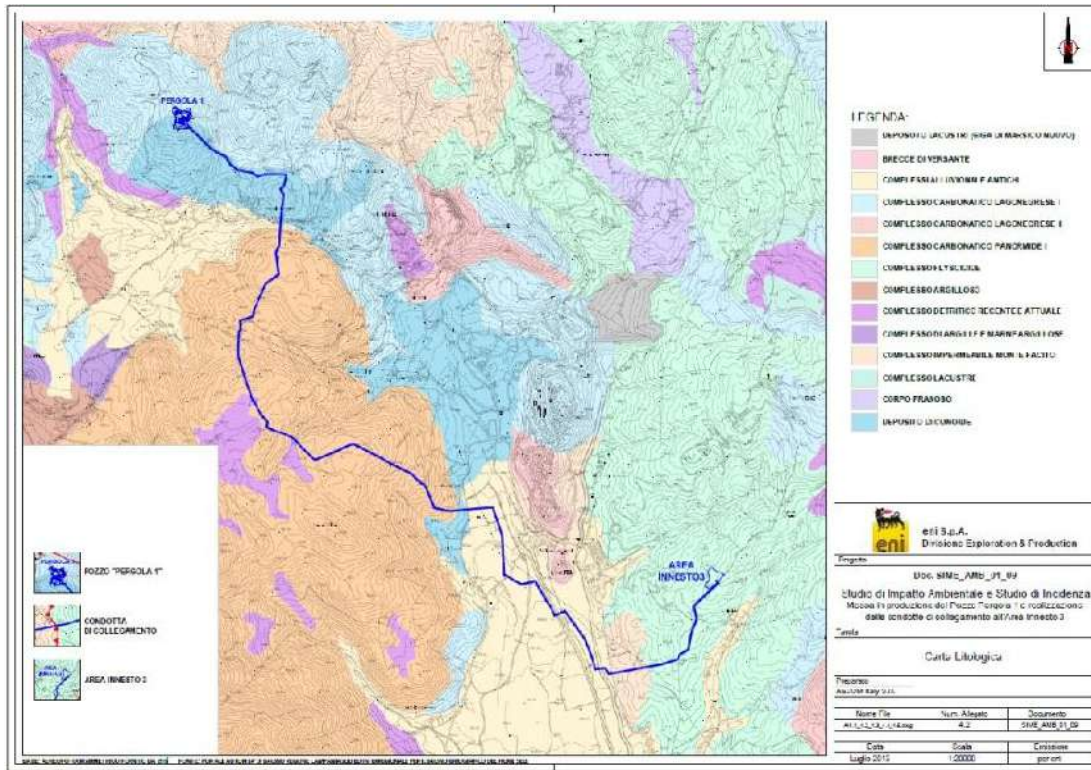


Fig. 5 - Carta litologica della zona-Pozzo e delle aree che verranno attraversate dalla condotta di collegamento (ENI 2013).

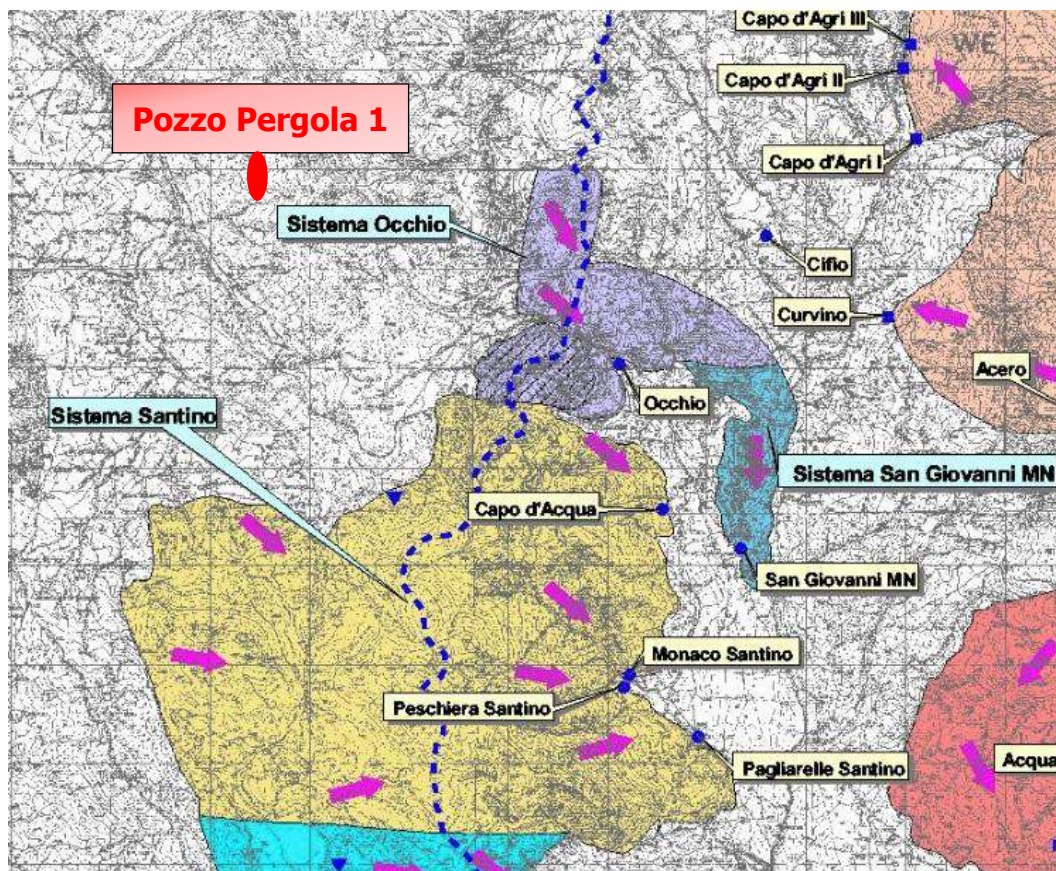


Fig. 6 - Stralcio della Carta delle Idrostrutture dell'Alta Val d'Agri (Civita et al., 2013)

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.

**La sorgente Occhio** si trova in corrispondenza del rilievo calcareo di Manca di Vespa in prossimità dello spartiacque geografico con il Torrente Pegola. Il sistema che l'alimenta è ampio 3-4 km.

Il limite settentrionale della struttura è piuttosto complesso: è stato posto in corrispondenza di un contatto tettonico tra il complesso carbonatico dell'Unità Lagonegrese ed il complesso impermeabile argilloso-arenaceo. L'area di ricarica si estende oltre lo spartiacque geografico con il bacino del Sele. Il limite è posto in corrispondenza di una serie di discontinuità tettoniche Nord-Sud. Il limite sud-occidentale è confinante con il sistema Santino dal quale è diviso da una discontinuità tettonica orientata Est-Ovest.

L'area di alimentazione è caratterizzata da rilievi con ripidi versanti e valloni incassati nella parte Nord della struttura. La zona meridionale presenta una morfologia più dolce con rilievi tondeggianti e numerose doline. A parte del Pozzo Pergola 1, i centri di pericolo (CDP) sono limitati ad una strada ad alto traffico in prossimità dell'area sorgiva ed una vecchia cava poco a monte della sorgente.

La sorgente è caratterizzata da una *soglia di permeabilità* prodotta da sedimenti impermeabili (depositi eluviali). Le portate storiche danno un valore medio di 21,5 l/s ( $Q_{\min} = 14,1$ ,  $Q_{\max} = 32,6$ ), del tutto simili a quelle misurate nel 2000-2001 ( $Q_{\text{med}} = 22,1$  l/s) con indice di variabilità pari al 58% (sorgente sub-variabile). Le portate minime sono nel tardo autunno mentre le massime accadono in giugno con portata quasi costante in tutta l'estate. La qualità di base è in Classe 1.

La **Sorgente San Giovanni** è ubicata a Sud di Marsico Nuovo. Solo per alcune considerazioni geologiche **potrebbe essere impattata da eventuali perdite del Pozzo Pergola 1**. Tuttavia, la sorgente ha una portata media di 13,1 l/s e un indice di variabilità pari a 114% ed è ubicata in un lavatoio coperto. Vi sono numerosi CDP collegati alla presenza del paese di Marsico Nuovo che sovrasta la sorgente: per queste ragioni, l'acqua è classificata in Classe 2, a causa della presenza di nitrati e cloruri che indicano un impatto antropico con segnali di compromissione.

### 3. L'oleodotto

L'oleodotto, interrato, è costituito da tre condotte, due della grandezza di 10 pollici e una di 8 pollici, il cui tracciato è lungo circa 8,270 km, a partire dall'area Pozzo Pergola 1 fino all'Area Innesto 3 in località Case Blasi.

In fase di progettazione il tracciato (Fig. 5) è stato studiato sulle carte ed è stato in seguito ottimizzato per mezzo di verifiche sul campo, al fine di accertare la fattibilità dello stesso ed eventuali tratti alternativi.

Per la realizzazione dell'oleodotto si procederà prima allo scavo della trincea di forma trapezoidale e profondità minima per l'interramento della condotte pari a circa 150 cm dalla generatrice superiore del tubo, e poi al successivo reinterro a seguito della posa.

Le condotte posate saranno ricoperte con un primo strato di terra soffice (almeno 20 cm sulla generatrice superiore) e poi, se idoneo, verrà utilizzato il materiale di risulta accantonato lungo la fascia di lavoro all'atto dello scavo della trincea. In alternativa si utilizzerà materiale di pezzatura mista proveniente da cave di prestito.



Il tracciato dell'oleodotto attraversa i seguenti terreni:

- **Unità Lagonegresi di M.te Torrette e M.te Malomo** (Area Pozzo Pergola 1, primo tratto delle condotte di collegamento ed un breve tratto delle condotte dopo l'attraversamento del Fiume Agri);
- **Unità Panormidi s.s** (settore centrale del tracciato delle condotte);
- **Depositi Continentali Quaternari** (tratto che si sviluppa in corrispondenza delle aree vallive);
- **Unità Lagonegresi di M.te Sirino** (ultimo tratto delle condotte e Area Innesto 3).

Lungo il percorso saranno previsti vari attraversamenti (corsi d'acqua secondari; alvei fluviali principali come quello del F. Agri; strade statali, provinciali, comunali, vicinali ed interpoderali; reti di servizi) che, a seconda dei casi, saranno realizzati o con *scavo a cielo aperto* o con metodologia *trenchless* (passando sotto l'entità incontrata senza modificarla). In caso di *scavo a cielo aperto*, l'ENI attesta che l'attraversamento sarà portato a termine nell'arco di pochi giorni e le aree interessate saranno subito riportate allo stato preesistente. L'attraversamento del F. Agri sarà effettuato con un *micro tunnel e con trivella spingi tubo con messa in opera di tubo di protezione*. Rimarrà comunque una fascia di servitù centrata rispetto all'asse della condotta che sarà ampia complessivamente circa 34,78 m (16,5 m da estradosso condotte).

Il tracciato dell'oleodotto terminerà all'Area Innesto 3 in località *Case Blasi*, ove avverrà l'interconnessione con le condotte esistenti della Dorsale Cerro Falcone.

L'Area Innesto 3 ricade in corrispondenza del versante settentrionale del crinale morfologico che risale dalla piana alluvionale del Fiume Agri fino ai primi contrafforti appenninici qui rappresentati dalla cima del Monte Calvelluzzo (m s.l.m. 1.699). L'area è caratterizzata dalla presenza del substrato in affioramento. Si tratta di argilliti nere - rossastre laminate e scagliettate con rari sottili livelli di diasprigni riferibili al Flysch Galestrino (Giurassico superiore-Cretacico) delle Unità di Monte Sirino (Unità Lagonegresi).

**In tutta la zona attraversata dall'oleodotto sono presenti diversi sistemi approvvigionanti le sorgenti** (Civita *et al*, 2003; Colella & Gruppo Agrifluid, 2003). L'area scelta per la posizione dell'Innesto 3 non rientra in una zona di alimentazione di sorgenti, non si trova a valle di alcuno pozzo ad uso idropotabile e non presenta terreni ad alta permeabilità.

Il tracciato dell'oleodotto del Pozzo Pergola 1 è ubicato parzialmente o totalmente:

- 1) in aree classificate in **Zona Sismica 1**, ovvero la zona **più pericolosa**, dove possono verificarsi **fortissimi terremoti**;
- 2) in aree interessate da **numerose faglie**;
- 3) in aree a **pericolosità e rischio potenziale di frana**;
- 4) in aree a **rischio idraulico**, cioè a **rischio inondazione** e ad **pericolosità idraulica molto elevata**, come lì dove il tracciato dell'oleodotto attraversa **il Fiume Agri** in un'area interessata da potenziali **onde di piena dell'invaso di Marsico Nuovo**; quest'ultimo, il cui margine orientale è interessato da movimenti franosi, non risulta essere stato collaudato;
- 5) in aree a **rischio inquinamento risorse idriche sotterranee e superficiali**: il tracciato dell'oleodotto attraversa infatti aree dei **bacini idrografici del Fiume Sele e**

del Fiume Agri (Fig. 4), e le aree di ricarica degli acquiferi carbonatici delle idrostrutture “Sistema Santino” e “Sistema Occhio”, che alimentano una serie di sorgenti, tra cui le principali sono: **Occhio, Masseria Pepe, S. Giovanni, Capo d’Acqua, Monaco Santino, Peschiera Santino e Pagliarelle Santino** (Fig. 6);

- 6) in zone **E-agricole**, dove non sono consentite costruzioni, se non quelle relative alle attività agricole, e dove le tipologie di attività in progetto non sono contemplate tra gli usi consentiti, ma sono giustificate con la provvisorietà delle attività previste stimata a circa 30 anni;
- 7) nell’area di notevole interesse pubblico “**Area Montuosa del Sistema Sellata-Volturino**” (Codice Vincolo n. 170023).
- 8) in aree con **boschi di querceti** e del sito IBA 141 “**Val d’Agri**”, che sono zone vincolate per il notevole **interesse paesaggistico**;
- 9) il tracciato dell’oleodotto passa anche in aree molto vicine (fino a 100 metri dal perimetro esterno) al **Parco Nazionale dell’Appennino Lucano-Val d’Agri-Lagonegrese** (EUAP 0851), in aree vicinissime a siti protetti dalla **Rete Natura 2000** soggette a una rigorosa tutela e conservazione degli habitat, come la **ZPS IT9210270** Appennino Lucano e il **SIC IT9210240** Serra di Calvello;

Parte di queste aree sono sottoposte a **vincolo idrogeologico e a vincolo paesaggistico**, per cui saranno richiesti i relativi nullaosta.

#### 4. Georischi: interazione tra il pozzo Pergola 1, l’oleodotto e le risorse idriche sotterranee e superficiali

Il Pozzo Pergola 1 verrebbe realizzato in territorio di Basilicata, ma nel Bacino idrografico del Fiume Sele che scorre in Campania. Ciò vuol dire che **eventuali sversamenti di idrocarburi per eventuali blow-out o esplosioni del pozzo (Fig. 7), in superficie sarebbero trasportati dall’acqua in alcune ore fino alla traversa di Persano, oasi Wwf e punto di prelievo dell’acqua per irrigare la Piana del Sele.**



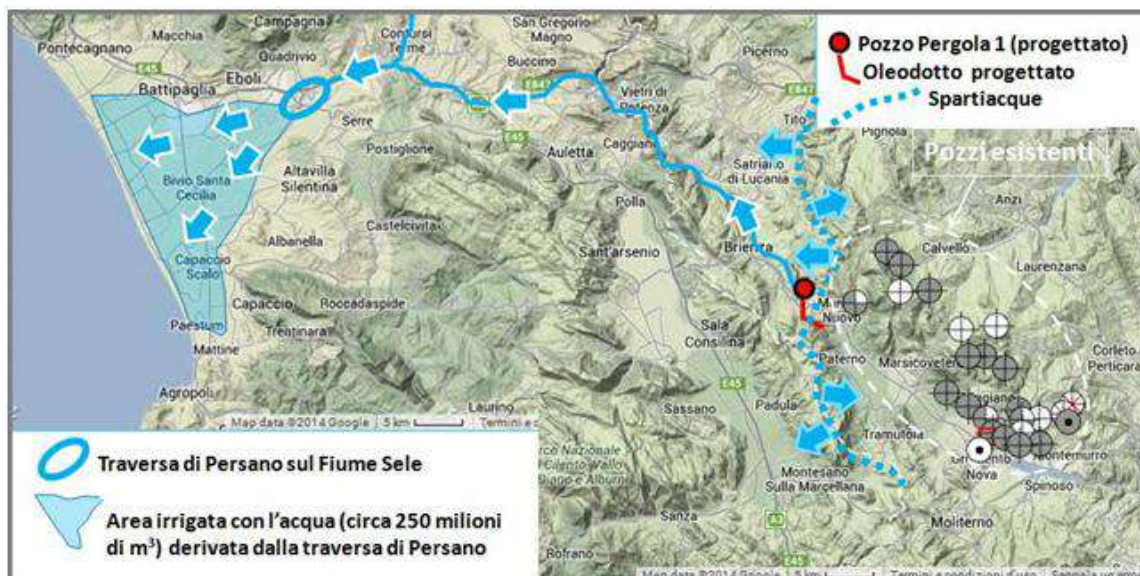
Fig. 7 - Blow-out ed esplosione di pozzi di petrolio.

**Dalla traversa di Persano si prelevano ogni anno circa 250 milioni di m<sup>3</sup> di acqua per l’irrigazione;** senza quest’acqua la piana cadrebbe in una irrecuperabile crisi socio-  
La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall’azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.

economica. Eventuali sversamenti di idrocarburi verrebbero trasportati nel Fiume Melandro, poi nel Fiume Bianco e poi ancora nel Fiume Tanagro ed infine nel Fiume Sele e alla traversa di Persano inquinando l'area fluviale protetta Sele-Tanagro (Fig. 8).

Il tracciato dell'oleodotto Pergola 1, ubicato nei bacini idrografici del Fiume Sele e del Fiume Agri, **attraversa le aree di ricarica delle idrostrutture Sistema Santino e Sistema Occhio, che alimentano importanti sorgenti dell'area (Fig. 6).** E' noto che **le aree di ricarica degli acquiferi sono molto vulnerabili all'inquinamento**, poiché caratterizzate da terreni permeabili che si lasciano attraversare non solo dalle piogge e dalle acque dello scioglimento delle nevi, ma anche da eventuali fluidi inquinanti che poi vengono veicolati nelle falde acquifere. Un eventuale inquinamento causerebbe danni ingenti alla preziosa risorsa acqua, in considerazione della perdita della risorsa, dei costi delle bonifiche delle falde acquifere, dei lunghi tempi di intervento e dei risultati non certi. Non a caso **le aree di ricarica degli acquiferi rientrano nelle aree da perimetrare e tutelare nell'ambito del Decreto Legislativo 152/2006 che all'art. 94 disciplina l'individuazione e la definizione delle Aree di Salvaguardia delle Acque destinate al consumo umano**, delegando le Regioni alla definizione delle direttive e delle linee guida per la perimetrazione delle stesse.

**Incidenti, rotture e sversamenti di olio greggio da oleodotti sono molto frequenti nel mondo, e ci sono anche casi di rotture e sversamenti di oleodotti interrati nell'alveo dei fiumi**, come nel caso dell'incidente del Fiume Yellowstone (Fig. 9) nel Montana (USA). Ciò con l'aggravante che nel caso di Pergola 1 l'oleodotto **attraverserebbe aree ad alta pericolosità sismica.**



**Fig. 8 - Ubicazione del Pozzo Pergola 1 e dell'oleodotto nel Bacino idrografico del Fiume Sele; le frecce azzurre con contorno bianco indicano il percorso dell'acqua di ruscellamento fino alla traversa di Persano, dove avviene il prelievo di circa 250 milioni di m³ di acqua all'anno per l'irrigazione della Piana del Sele.**





*Fig. 9 - Immagini dello sversamento, nel luglio 2011, di circa 63.000 galloni di petrolio nel Fiume Yellowstone nel Montana (USA), a causa della rottura di un oleodotto interrato sotto il fiume stesso. 1000 uomini sono stati coinvolti nelle operazioni di bonifica.*

**Additivi chimici** = Nella sua relazione ENI dichiara che il pozzo Pergola 1 sarà attrezzato con **uno skid per reiniezione di chemicals** (fluidi di processo). Si tratta di attrezzature che servono ad iniettare vari additivi chimici nei pozzi per migliorare il recupero dell'olio greggio; l'iniezione di tali additivi deve avvenire in modo preciso e accurato a determinate pressioni. ENI tuttavia **non fornisce informazioni circa il tipo di additivi chimici** da usare nel sottosuolo di un territorio ricco d'acqua destinata al consumo umano e vulnerabile all'inquinamento. Preoccupa molto il fatto che, mentre da una parte **le società petrolifere hanno sempre dichiarato di usare acqua e sostanze biodegradabili** nei pozzi della Basilicata, la Prof.ssa D'Orsogna ( <http://dorsogna.blogspot.it/2013/09/la-basilicata-acidizzata.html> ) ha scoperto su siti americani che in realtà **in Val d'Agri da sempre sarebbero stati immessi nei pozzi grandi quantità di acidi ed in particolare acido cloridrico a tassi massimi, e successivamente con misteriose "pillole viscosi"**, e con una nuova **tecnica ZCA (Zonal Coverage Acid)**, per stimolarli e favorire l'attività di estrazione di olio greggio. Nell'industria del petrolio l'acido cloridrico viene usato come tecnica di stimolazione, e viene pompato nei pozzi per migliorare la permeabilità delle rocce calcaree e dolomitiche, velocizzando le operazioni e diminuendo i costi: **"costi del lavoro recuperati in una settimana !"** dichiara la Halliburton . Ecco cosa dicono in una pubblicazione del 1999 sulla rivista della Society of Petroleum Engineers (Figg. 10, 11) gli autori S. Mascarà, A. D'Ambrosio, A. Zambelli, V. Gili (ENI), S. Loving (Baker Oil) e M. Dossena (Schlumberger): **"in Val d'Agri hanno pompato acido cloridrico a tassi massimi da solo dall'inizi, e in fase piu' sofisticata con misteriose "pillole viscosi"**. L'acido cloridrico è tossico, nel 2007 in Kentucky c'è stato un rilascio accidentale in acqua che ha causato la morte della maggior parte dei pesci dell'Acorn Fort Creek <http://rt.com/usa/frtacking-linked-fish-deaths-174/>





**Document Preview** 

**Publisher** Society of Petroleum Engineers **Language** English  
**Document ID** 54738-MS **DOI** 10.2118/54738-MS  
**Content Type** Conference Paper

**Title** Acidizing Deep Open-Hole Horizontal Wells: A case History on Selective Stimulation and Coil Tubing Deployed Jetting System

**Authors** S. Mascara, A. D'Ambrosio, A. Zambelli, V. Gill, ENI Agip Div.; S. Loving, Baker Oil Tool; M. Dossena, Schlumberger Dowell

**Source** SPE European Formation Damage Conference, 31 May-1 June 1999, The Hague, Netherlands

**ISBN** 978-1-55563-361-5

**Copyright** Copyright 1999, Society of Petroleum Engineers, Inc.

**Preview** Abstract  
 The Val D'Agri field is located 20 Km SE of Potenza (Basilicata) in Southern Italy. The aerial extension of the field covers approx. 250 Km2 mostly (2/3) in the mountainous region (more than 1000 m. a.s.l.) of the field, while the remaining part is located in the river Agri valley at 600 m. a.s.l.  
 The field is divided into five blocks: Grumento Nova, Corleto Perticara, Caldarosa, Volturino and Tempa Rossa, operated by ENI Agip Division on behalf of different Joint Ventures, comprised by Enterprise Oil, FINA, and Mobil. From 1980 to present 24 wells have been drilled by ENI Agip Division. The most significant discoveries have been Costa Molina 1 (1980) and Monte Alpi 1 (1988), in the southern part, Cerro Falcone 1 (1992), in the northern part, and Monte Enoc 1 (1994), in the central part of the field which confirmed a unique reservoir. Val D'Agri is currently the most interesting Italian region for hydrocarbon production, and probably the most demanding from the completion technology point of view.  
 The overall plan is to drill more than 50 wells and produce about 100,000 bopd when the oil treating center and the pipeline network will be completed.

psi. After careful analysis of the well and formation conditions, Halliburton recommended fracture acidizing treatments using the SUPRA CE sustained production acidizing technique in conjunction with the ZCA zonal coverage acid system. For these six wells, treatment volumes ranged from 12,000 to 15,000 gal. Post-treatment production ranged from 2 to 7.5 MMcf/D for an average 4.1 MMcf/D—over twice the production before treatment. Approximately 30 additional wells were treated and produced similar results for a total economic value of over \$50 million per year.

**Case 2—**In Reforma, Mexico, PEMEX had experienced damage to Well Samaria 1199, drilled in a heterogeneous limestone formation. The well should have been producing more than 1,000 BOPD, but it was no longer flowing. After analyzing the well history and an oil sample, Halliburton recommended Carbonate Completion Acid, with the non-acid N-Ver-Sperse O™ dispersant system and a high-quality foam acid system as a diverter. Carbonate Completion Acid was created for use on oils with a high tendency to form sludges, while N-Ver-Sperse O™ dispersant helps remove the damage created by oil-based muds. Within just 24 hours, the

**Case 3—**In the Val d' Agri area in southern Italy, AGIP's challenges were to remove near-wellbore damage caused by drilling operations and to improve the permeability of the carbonate formation. This required stimulating three naturally fractured zones with different permeabilities in the 500-m openhole section. Halliburton, working closely with AGIP's stimulation department, recommended a ZCA zonal coverage acid treatment. This would be the first ZCA treatment performed in Italy.

The ZCA treatment was bullheaded to the formation in two stages. After the second stage, tubing pressure changed from a negative to a positive slope. Once the well was put on production, it came in on its own. After cleanup, production rates stabilized at 5,350 BOPD (850 m3/d) and 2.8 MMcf/D with a maximum potential of 10,000 BOPD (1,600 m3/d) and 4.5MMcf/D. The job cost was recovered within one week. AGIP is applying the ZCA diversion technique in other wells in the same area as well as in their HP-HT wells in northern Italy.

**For more information about the Carbonate 20/20™ Acidizing Service, contact your local Halliburton representative or email stimulation@Halliburton.com.**

[www.halliburton.com](http://www.halliburton.com)

Produced by Halliburton Communications

**HALLIBURTON**

**Production Optimization**

H01157 06/05  
 © 2005 Halliburton  
 All Rights Reserved  
 Printed in U.S.A.

Sales of Halliburton products and services will be in accord solely with the terms and conditions contained in the contract between Halliburton and the customer that is applicable to the sale.

Fig. 10

**Stimulation**

## Carbonate 20/20™ Acidizing Service

**Candidate Selection and Acidizing Process for Optimized Production from Carbonate Reservoirs**

**W**hen you use the Halliburton Carbonate 20/20 acidizing service, you get more than an acid job. Carbonate 20/20 service gives you a complete system of expert personnel, analytical/diagnostic tools, products, and processes that place the right fluid across the carbonate formation to leave the formation conductive farther from the wellbore, for a longer productive well life.

Carbonate 20/20 service focuses on the rock. Why? Because the rock properties dictate what we should do, how much

### Success Stories

- SUPRA CE treatments using Zonal Coverage Acid on 36 wells double the production, add economic value of \$50 million per year
- Carbonate Completion Acid™ restores high production rate in a highly sludging oil environment... generates \$18,000/day
- Zonal Coverage Acid creates \$25 million yearly production increase from an Italian horizontal well

Fig. 11

## 5. Georischi: interazione tra oleodotto e frane

L'oleodotto è una struttura a diretto contatto con il terreno, e pertanto gli aspetti geomorfologici, geotecnici, idraulici e sismici sono fortemente condizionanti per il progetto: in particolare i fattori critici che condizionano la selezione del tracciato di una condotta sono legati all'instabilità del territorio.

La stabilità del versante attraversato dalle condotte è fondamentale, allo scopo di evitare incidenti, rotture dell'oleodotto con perdite di olio greggio e inquinamenti che possono essere molto gravi. La presenza di potenziali dissesti idrogeologici influisce anche sulla fase di esercizio della condotta, poiché condiziona le attività di manutenzione e di monitoraggio delle condizioni geotecniche e fisiche del terreno.

L'Enciclopedia Treccani in proposito recita **“L'ubicazione degli oleodotti dovrebbe essere evitata in aree soggette a terremoti, faglie, frane, e in aree potenzialmente soggette all'azione erosiva, o in zone in cui la naturale evoluzione può coinvolgere nel tempo la condotta, come nel caso di fiumi, torrenti, laghi e paludi. Dal punto di vista morfologico e fisiografico, va evitato l'attraversamento di pendii molto ripidi ovvero di terreni erodibili o troppo duri per le normali operazioni di scavo della trincea di posa della condotta. La sismicità del territorio e la presenza di eventuali faglie possono risultare vincolanti. In relazione alle tematiche di tutela ambientale devono essere evitate le aree di riproduzione faunistica e gli habitat delle specie protette, così come le aree e i siti di interesse storico, archeologico e paesaggistico”**.

La figura 12 illustra il caso più pericoloso di interazione tra dissesto idrogeologico e una condotta disposta perpendicolarmente alla direzione di movimento della frana. La figura 13 mostra lo sversamento di olio greggio da un oleodotto danneggiato a causa di una frana in Ecuador. La figura 14 mostra lo sversamento di olio greggio da un oleodotto interrato, come quello dell'impianto Pergola 1.





**Fig. 12 - A sinistra il modello illustra l'interazione tra una frana ed una condotta disposta perpendicolarmente alla direzione di movimento della frana (Treccani). A destra: un oleodotto che si è spostato lateralmente di 9,5 m a causa di una frana.**



**Fig. 13 - Una frana in Ecuador ha coinvolto e rotto l'oleodotto Trans-Ecuador, causando la fuoriuscita di 205.000 litri di olio greggio e l'inquinamento del territorio circostante.**



**Fig. 14 - L'oleodotto interrato scoppiato vicino a Marsiglia (Francia) nell'Agosto 2009, rilasciando circa 4.000 litri di idrocarburi con grossi zampilli su una riserva naturale.**

Il tracciato dell'oleodotto Pergola 1 attraversa per un breve tratto una zona a rischio di frana moderato (R1), caratterizzata da un colamento superficiale lento del terreno (*creep*). A circa 160 m a Nord-Est e a circa 220 m a Sud-Ovest del tracciato sono presenti, rispettivamente, una zona a rischio molto elevato (R4) caratterizzata da crollo e una zona a rischio medio (R2) caratterizzata da una frana a scivolamento traslazionale. A circa 50 m di distanza in direzione Nord-Est è presente una zona a rischio elevato (R3) caratterizzata da una frana a scivolamento rotazionale (Fig. 15).



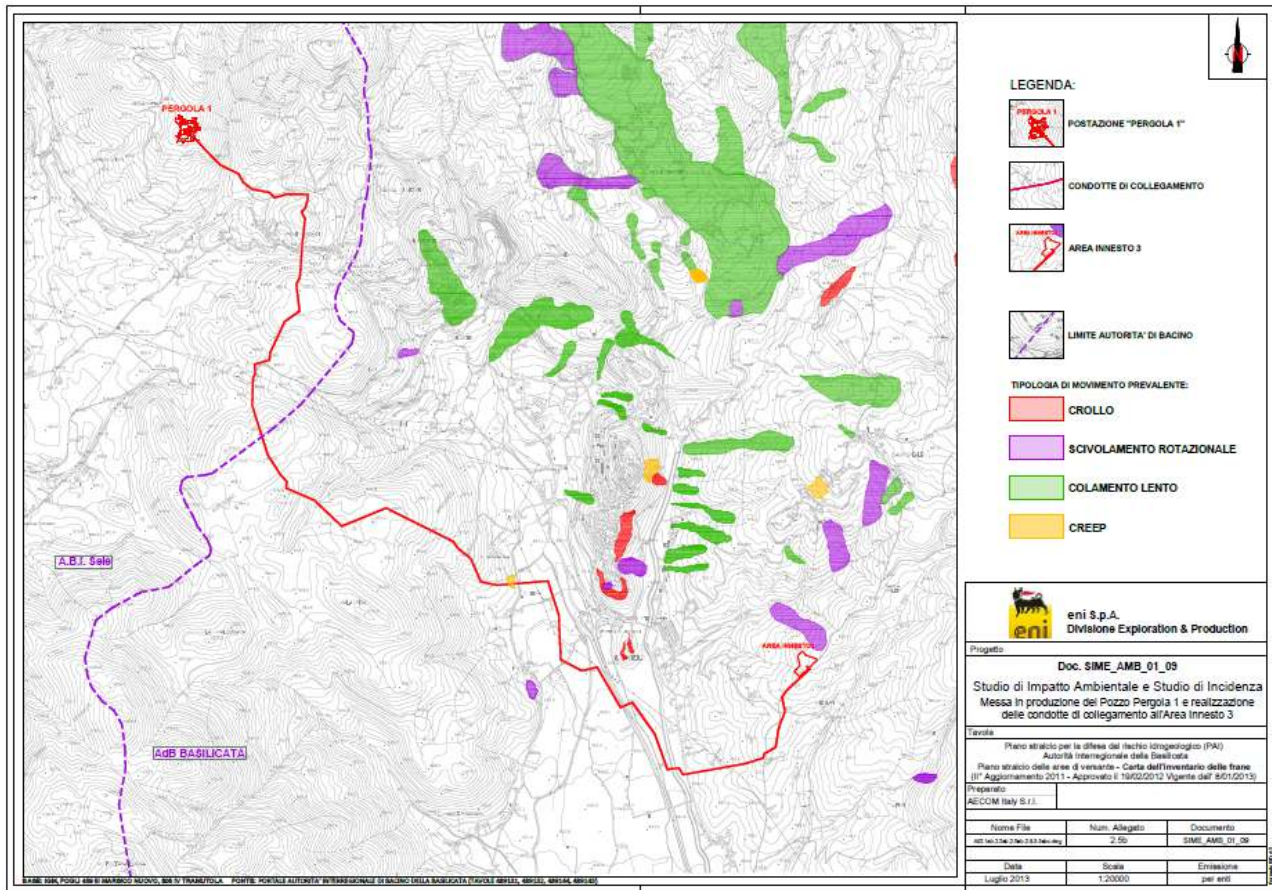


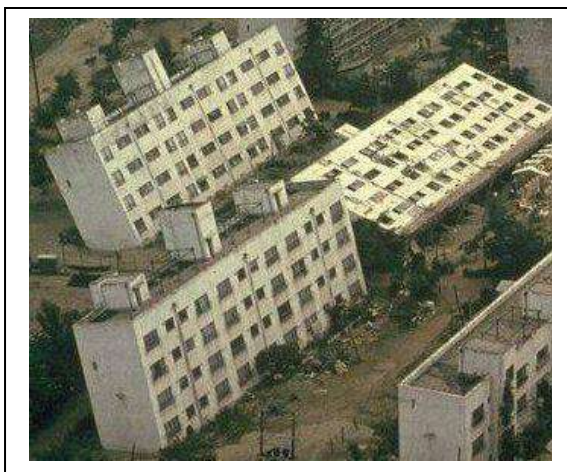
Fig. 15 - Carta delle frane nell'area di Marsico Nuovo con il tracciato dell'oleodotto Pergola 1.

## 6. Georischi: interazione tra oleodotto, faglie e attività sismica

Una delle conseguenze di un terremoto è l'instabilità dei versanti, problema molto critico per gli oleodotti. Durante un terremoto, generato dalla rottura di una massa rocciosa lungo piani di faglia con spostamento dei due blocchi di roccia, un sistema di onde di accelerazione attraversa il terreno propagandosi dal punto di origine nel sottosuolo verso la superficie. Viene così modificato il regime tensionale con diminuzione della capacità di resistenza del terreno, dovuta all'improvviso aumento delle pressioni interstiziali. La riduzione della resistenza al taglio del terreno associata all'aumento delle pressioni interstiziali può anche causare la **liquefazione dei terreni sciolti**, specie nel caso di sabbie sciolte sature d'acqua. Tra gli effetti della liquefazione (Fig. 16) ci sono la **subsidenza, la rotazione delle strutture, il sollevamento di condotte originariamente interrato per effetto del loro galleggiamento nel terreno liquefatto, con effetti particolarmente distruttivi sulle condotte.**

La deformazione lungo i piani di faglia non è limitata al semplice scorrimento lungo piani di frattura, ma può essere accompagnata da **dislocazioni morfologiche, rotazioni, distorsioni varie, frantumazione delle rocce** (Fig. 17). Gli spostamenti possono avvenire improvvisamente a seguito di un terremoto, oppure si possono sommare gradualmente, e **rappresentano una seria minaccia per la stabilità della condotta.**

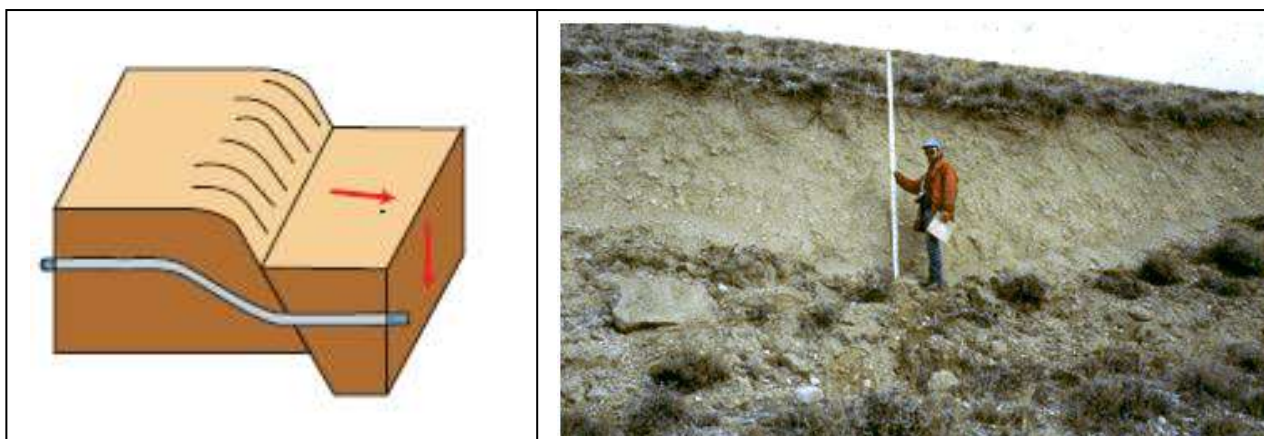
La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.



*Fig. 16 - Effetti della liquefazione del terreno a seguito di un terremoto.*

L'Enciclopedia Treccani recita: **“L’attraversamento di una faglia da parte di una condotta è da evitare in quanto può causare stati di sollecitazione inaccettabili per l’integrità strutturale e l’efficienza operativa della condotta stessa”**.

L’oleodotto dell’impianto Pergola 1 **attraversa almeno 8 faglie.**



*Fig. 17 - A sinistra: interazione tra una faglia con spostamento verticale e una condotta che l’attraversa (Treccani). A destra la scarpata di faglia prodotta durante il terremoto Borah Peak (Idaho, USA) del 1983 lungo la faglia Lost River.*

## 7. L’impianto Pergola 1: faglie e rischio sismico

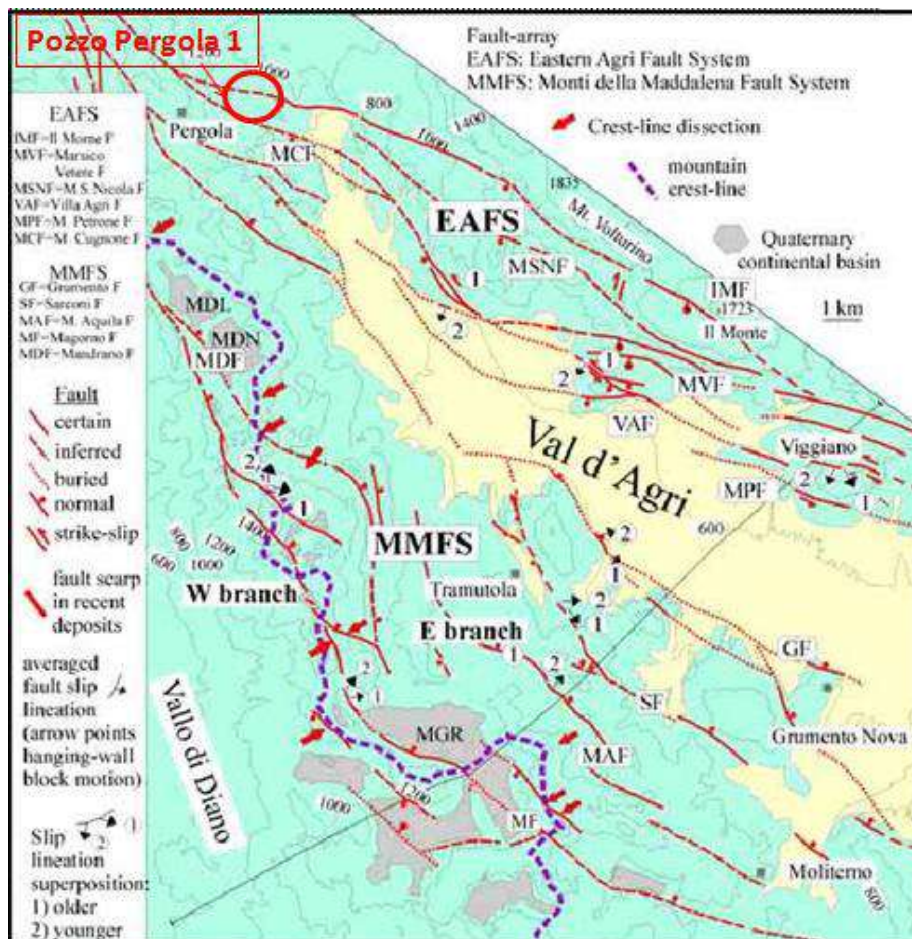
**Il Pozzo Pergola 1 e il tracciato dell’oleodotto sono ubicati nell’area di convergenza dei due sistemi di faglia principali dell’Alta Val d’Agri (Figg. 18, 19): il sistema di faglia dei Monti della Maddalena (MMFS) e il sistema di faglia Agri orientale (EAFS). Dal confronto della carta morfostrutturale di Ferranti *et al.* (2007; Fig. 18) e della carta dell’ENI (Fig. 20) si evidenzia che **il tracciato dell’oleodotto Pergola 1 attraversa almeno 8 faglie.** Il sistema di faglie MMFS dall’area di Pergola si estende per 25 km fino all’area di Grumento, e proprio a Nord di Pergola sembra unirsi al sistema di faglie EAFS. **Evidenze scientifiche indicano che sono le faglie del sistema MMFS intorno a Pergola ad essere attive e sismogenetiche, cioè generatrici di terremoti.****

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall’azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.





**Fig. 18 -** *Mapa geologica dell'Alta Val d'Agri-Vallo di Diano che mostra le faglie più importanti (Ferranti et al., 2007).VDF= faglia del Vallo di Diano; EAFS=sistema di faglia Agri orientale; MMFS=sistema di faglia dei Monti della Maddalena.*



**Fig. 19 -** *Schema tettonico di dettaglio dell'Alta Valle del Melandro e dell'Alta Val d'Agri con l'ubicazione del Pozzo Pergola 1. Nell'area interessata dall'impianto Pergola 1 sono presenti una serie di faglie da considerare collegate con quelle sismogenetiche crostali e quindi destinate a riattivazioni in occasione di eventuali sismi simili a quello del 1857. A tale pericolosa situazione non viene fatto alcun riferimento nello studio VIA.*

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.

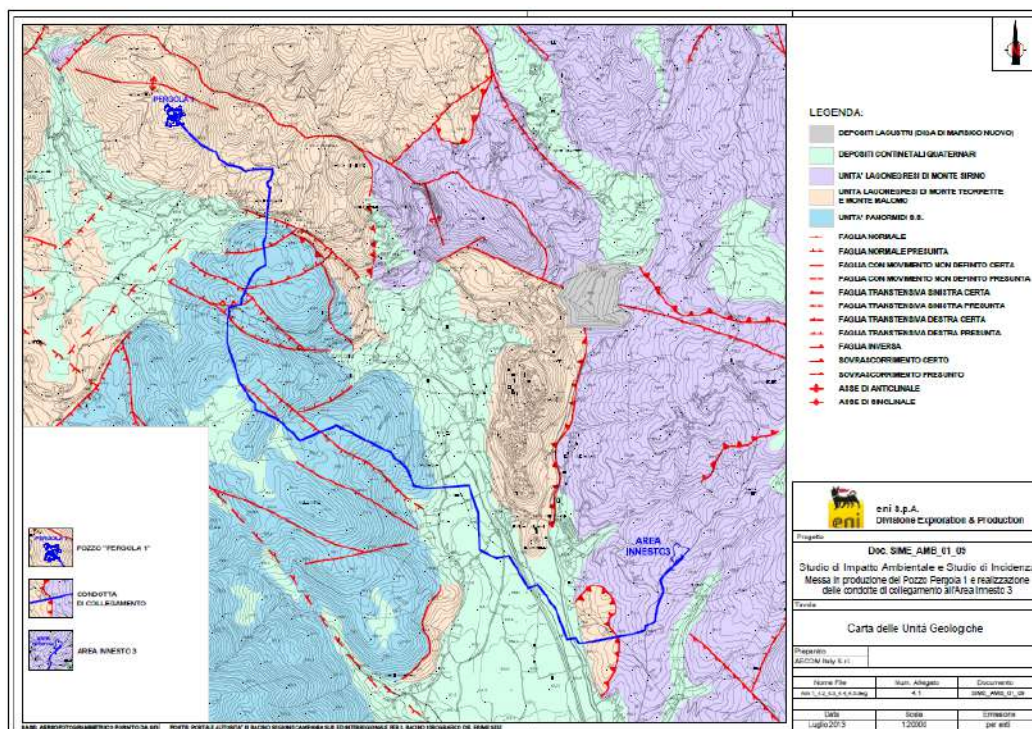


Fig. 20 - La mappa geologica mostra le faglie attraversate dal tracciato dell'oleodotto Pergola 1.

Queste faglie sono caratterizzate da uno spostamento verticale/obliquo e hanno avuto attività recente, cioè hanno dislocato terreni che includono un paleosuolo datato a 21.000 anni fa (Giano *et al.*, 2000), e addirittura anche depositi più recenti (Moro *et al.*, 2007). Burrato e Valensise (2007) hanno inoltre documentato che **il terremoto della Val d'Agri del 1857 sarebbe stato generato dall'attivazione di due faglie, di cui una è proprio la Melandro-Pergola.**

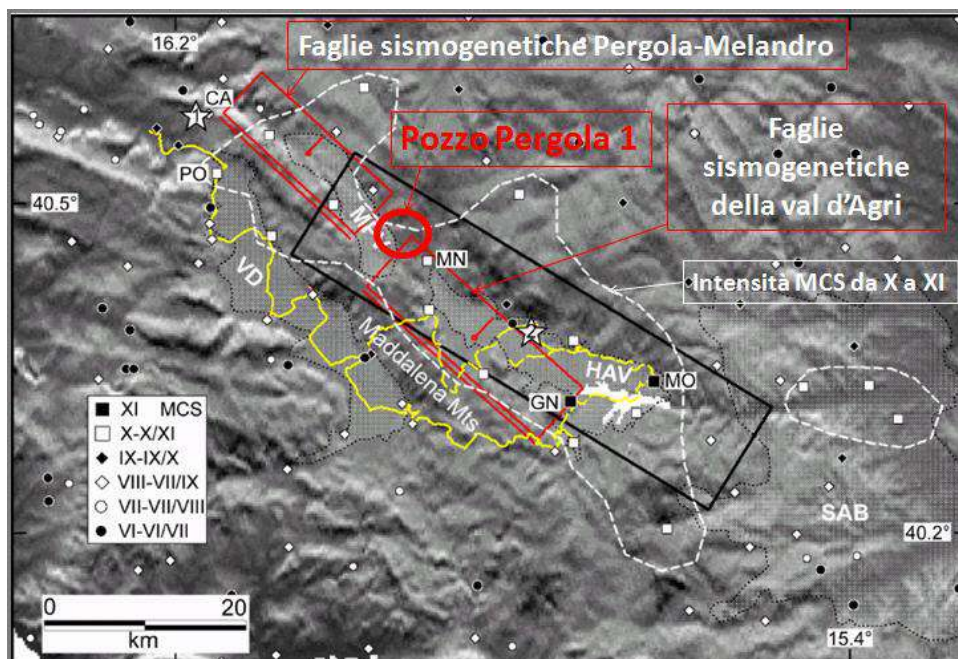
Va dunque evidenziato che **l'area del Pozzo Pergola 1 e dell'oleodotto, è interessata da forte sismicità.** Ricostruzioni del terremoto del 1857 sono state fatte, tra le altre, nell'Atlante del CNR-Progetto Finalizzato Geodinamica, 1985. I problemi geoambientali principali connessi alla ricerca e produzione di idrocarburi nel territorio della Valle del Melandro-Alta Val d'Agri sono essenzialmente connessi alle **deformazioni istantanee del suolo (ad esempio rotazioni di blocchi rocciosi di notevole spessore attorno ad assi suborizzontali e spostamenti verticali ed orizzontali relativi tra blocchi)** che, in caso di evento sismico significativo, interesserebbero le rocce del sottosuolo in cui sono ubicate le faglie sismogenetiche: le stesse che, in base alla bibliografia ufficiale, si trovano nel sottosuolo dell'area dell'impianto petrolifero Pergola 1. Gli studi effettuati dopo il sisma del 1980 hanno evidenziato che sulla superficie del suolo nell'area maggiormente disastrosa si sono verificate **rotture dei terreni con spostamento verticale delle parti** (Westaway e Jackson, 1987; Pantosti *et al.*, 1993), come nell'area del Pantano di S. Gregorio Magno, Piano delle Pecore, nell'area di Monte Marzano-Monte Ognà, **rotazioni di grandi blocchi** come nella valle del Fiume Ofanto, dove fu registrata la rotazione di tutta la diga sull'Ofanto di Conza della Campania solidalmente con il substrato roccioso e con abbassamento di circa 1 m di un lato della valle (Cotecchia, 1986). L'area interessata da tali deformazioni è ampia circa 16-18 km e comprende la larghezza dell'area epicentrale allungata secondo le faglie crostali che hanno originato il sisma. **La Valle del Melandro si trova all'interno della fascia ampia circa oltre 10 km rispetto alle faglie sismogenetiche che potrebbero originare un eventuale nuovo sisma in futuro di magnitudo simile a quello del 1857** (Figg. 21, 22, 23).

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.





**Fig. 21 - Ricostruzione della riattivazione a cascata delle faglie sismogenetiche della Valle del Melandro e dell'Alta Val d'Agri in occasione del sisma del 1857. La prima rottura si sarebbe verificata nella parte nord-occidentale della Valle del Melandro propagandosi verso Sud-Est nella zona dove è previsto il Pozzo Pergola 1. Proprio da questa zona sarebbe iniziata la riattivazione della seconda faglia. E' importante fare rilevare che le faglie propagandosi verso Sud-Est determinano una marcata direttività che causa, come è noto in letteratura, una accentuazione delle sollecitazioni sismiche che causano effetti locali altamente distruttivi e imprevedibili. E' evidente che il sito del Pozzo Pergola 1 rappresenta una zona che può essere interessata da effetti locali altamente distruttivi. A tale pericolosa situazione non viene fatto alcun riferimento nello studio VIA.**



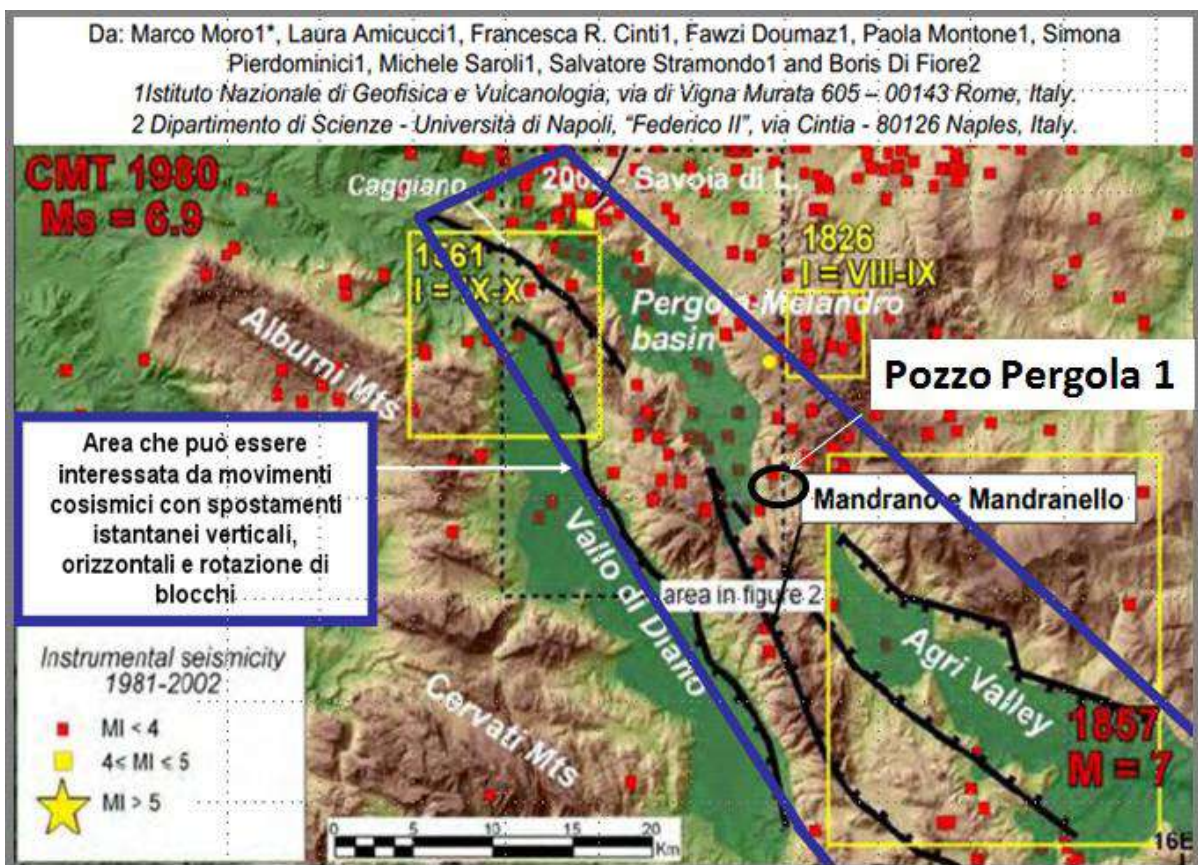
**Fig. 22 - Ricostruzione delle intensità macrosismiche (scala MCS) dell'evento del 1857. E' evidente l'ubicazione del Pozzo Pergola 1 nella zona di confine tra le faglie sismogenetiche presenti nel substrato della Valle del Melandro e quelle dell'Alta Val d'Agri. L'area del Pozzo Pergola 1 e dell'oleodotto ricade nella zona di massima intensità MCS dal X all'XI grado. A tale pericolosa situazione non viene fatto alcun riferimento nello studio VIA.**

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.

**Non si può escludere, pertanto, che nell'area in esame un eventuale forte terremoto possa provocare la rotazione dei blocchi di roccia fino in superficie e provocare rotture delle strutture ivi posate, come pozzi petroliferi e oleodotti,** con spostamenti verticali e orizzontali dei blocchi, come verificatosi nella contigua area epicentrale del sisma del 1561 e del 1980.

Effetti locali disastrosi causati da una accelerazione di gravità abnorme, registrata, sono stati rilevati e documentati da vari autori in seguito all'evento sismico del 1980 e dell'aprile 2009 all'Aquila. Anche in seguito agli eventi sismici del settembre-ottobre 1997, caratterizzati da magnitudo inferiore a quella degli eventi del 1980 e 1857, tra Umbria e Marche **si sono rilevati spostamenti verticali e orizzontali tra blocchi rocciosi contigui lungo una ampia fascia larga vari chilometri,** come è stato ampiamente documentato dal Prof. Giuseppe Cello dell'Università degli Studi di Camerino durante il Convegno Nazionale GeoItalia 97 a Bellaria di Rimini.

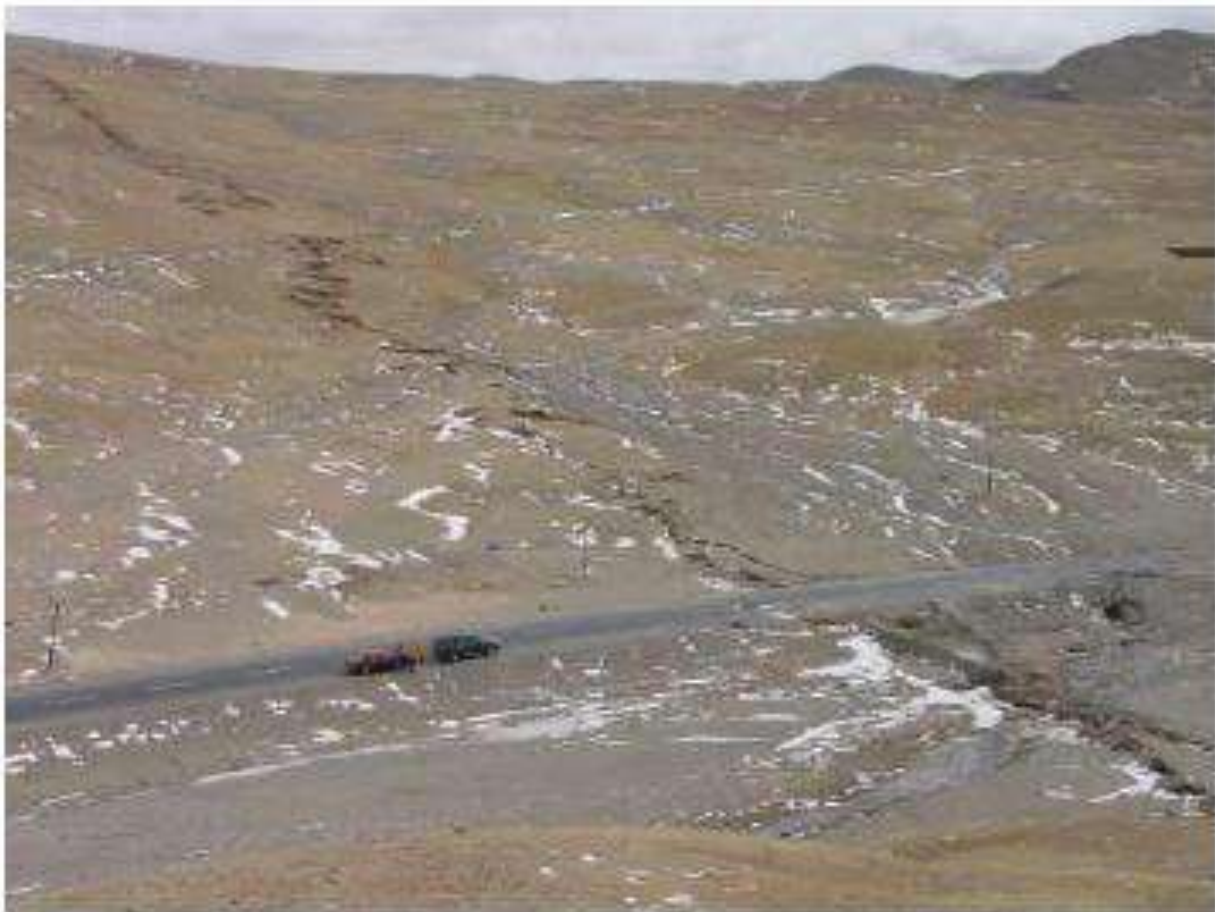
La rotazione di blocchi o lo spostamento verticale ed orizzontale tra blocchi contigui, come verificato in aree colpite da violenti sismi recenti, interessano tutta l'area epicentrale **ed è fortemente prevedibile che possano interessare l'area dove sono ubicati gli impianti e le tubazioni previsti dal progetto del Pozzo Pergola 1 e determinare seri inconvenienti alle tubazioni infisse nel sottosuolo.**



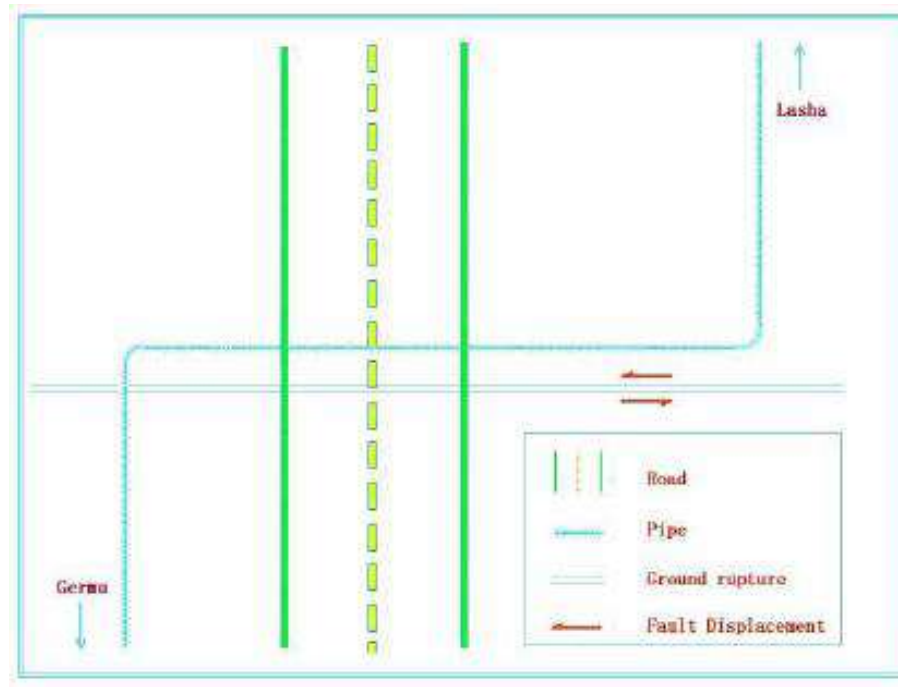
**Fig. 23 - La linea blu individua la fascia di territorio a cavallo delle faglie sismogenetiche della Valle del Melandro e dell'Alta Val d'Agri, che durante l'evento del 1857 fu interessata da spostamenti verticali lungo i contatti tra rocce diverse.**



Come si è verificato in aree epicentrali, le fratture superficiali con spostamenti verticali dei blocchi e la rotazione degli stessi blocchi rocciosi aventi spessore di centinaia e migliaia di metri **potrebbero provocare danni o rotture delle tubazioni infisse nel sottosuolo, come avvenuto a seguito del terremoto del 2001 nell'area vicina a Qinghai-Xinjiang, Cina** (Figg. 24, 25, 26). Le ricostruzioni effettuate circa il sisma del 1857 hanno evidenziato che esso si esplicò con una direzione da Nord-Ovest a Sud-Est proprio verso il sito del Pozzo Pergola 1. **I problemi gravi si avrebbero in fase di produzione di idrocarburi, con sicure rotture delle tubazioni e fuoriuscita di fluidi nel sottosuolo ed in superficie, in corrispondenza delle discontinuità delle caratteristiche geomeccaniche del substrato, E' evidente che se attraverso tali tubazioni stanno circolando idrocarburi si possono avere dispersioni nel sottosuolo e in superficie, che potrebbero inquinare gravemente ed irreversibilmente le falde idriche ed inquinare la superficie del suolo e le acque di ruscellamento che defluiscono verso la traversa di Persano o verso il Fiume Agri, con inimmaginabili danni ambientali e danni alle falde idriche.**



***Fig. 24 - Rottura di un oleodotto sepolto a causa di un terremoto nel 2001 vicino a Qinghai-Xinjiang, Cina. La foto mostra la rottura del suolo a causa di una faglia trascorrente che attraversa la strada perpendicolarmente e che è stata caratterizzata da un rigetto orizzontale di 3,5 metri e da uno verticale di 0,8 metri. L'oleodotto attraversa la strada nello stesso punto in cui viene attraversata dalla faglia (Fig. 25).***



*Fig. 25 - Posizione relativa dell'oleodotto (in azzurro), della strada (in verde) e della rottura del suolo a causa della faglia (doppia riga celeste con frecce rosse).*



*Fig. 26 - Danni subiti dalla condotta durante il terremoto del 2001 vicino a Qinghai-Xinjiang, Cina.*

## 8. Tettonica attiva, sismicità e deformazioni cosismiche nel sottosuolo e in superficie nell'area epicentrale del sisma del 1980

**Il sisma del 1980 ha messo in evidenza che il sottosuolo dell'area epicentrale è stato interessato da deformazioni istantanee persistenti** che hanno significativamente contribuito alla determinazione degli effetti macrosismici di superficie (Figg. 27-34).

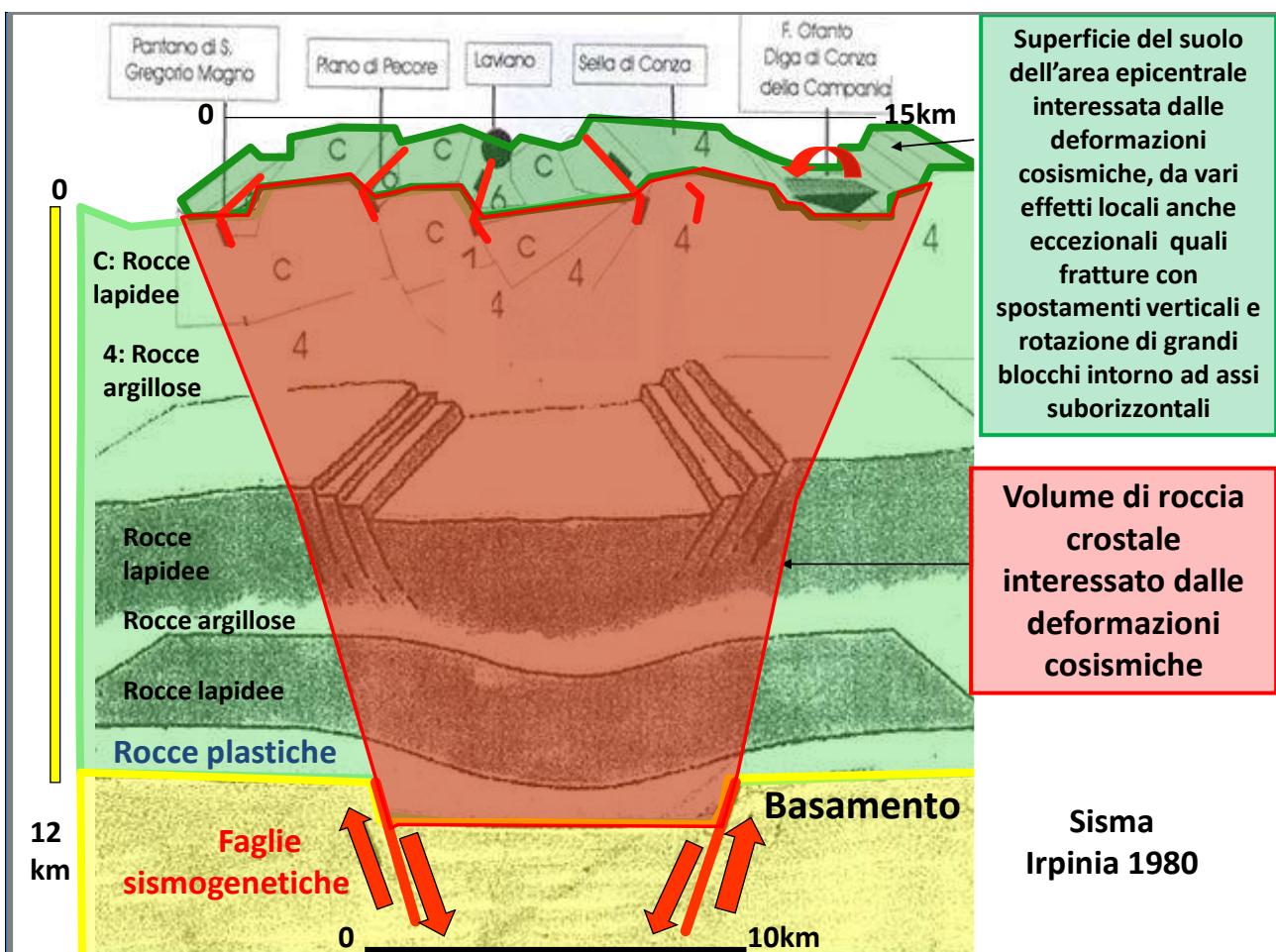
I rilievi geoambientali eseguiti in tutta l'area epicentrale hanno consentito di individuare e fotografare i più importanti effetti di superficie. Effetti simili sono stati poi rilevati nelle aree epicentrali dei sismi avvenuti dopo il 1980 nelle Marche-Umbria, a l'Aquila, in Emilia-Romagna. La bibliografia scientifica internazionale fornisce altre evidenze delle deformazioni



che interessano tutto il volume di rocce crostali compreso tra le faglie sismogenetiche o ai loro lati. Si deduce che il sottosuolo delle aree che sono state epicentrali e che lo possono ancora essere per la presenza di faglie attive sismogenetiche subisce istantanee e significative deformazioni, che si aggravano nelle zone di contatto laterale e verticale tra prismi di roccia con differenti caratteristiche geomeccaniche.

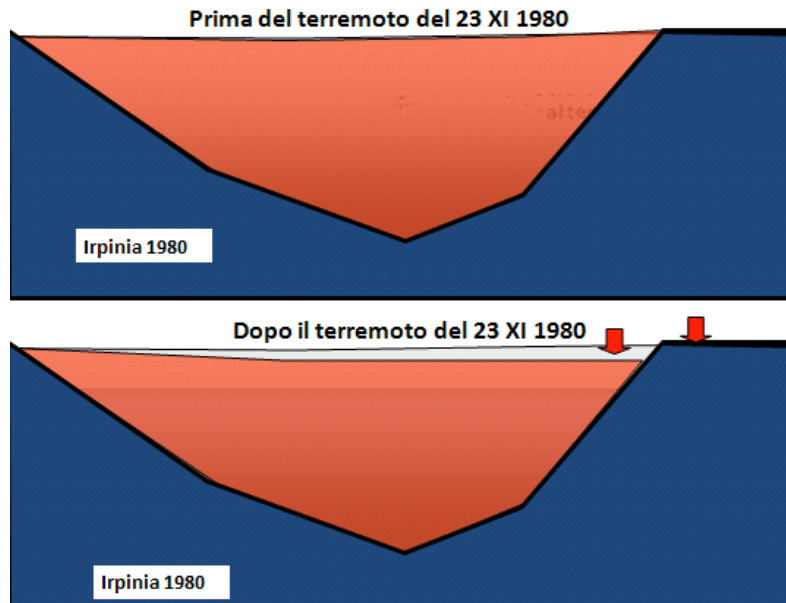
Le evidenze acquisite impongono di tenere conto di tali effetti qualora si progettino interventi nel sottosuolo, come pozzi verticali ed orizzontali lunghi alcune migliaia di metri, e oleodotti lunghi vari chilometri che attraversano rocce dalle differenti caratteristiche geomeccaniche.

Certamente non possono essere ignorati tali effetti come è stato fatto nello studio di impatto ambientale per la realizzazione del Pozzo Pergola 1.



*Fig. 27 - Ricostruzione del volume di roccia crostale interessata dalle deformazioni cosismiche istantanee durante la riattivazione delle faglie sismogenetiche che hanno originato il sisma del 1980: spostamenti verticali tra blocchi, rotazione di blocchi attorno ad un asse suborizzontale, fagliazioni e fratturazioni in superficie. (da Ortolani F., Pagliuca S., Pepe E., Schiattarella M. & Toccaceli R. M., 1992).*

Rotazione lungo un asse suborizzontale della "Diga in terra" di Conza della Campania sul Fiume Ofanto in costruzione nel 1980 (attualmente in esercizio, vol. max invasabile 100 milioni di mc), solidalmente con il substrato dell'intera valle.



*Fig. 28 - Esempio di rotazione di blocchi attorno ad un asse suborizzontale: la rotazione del substrato della Valle dell'Ofanto evidenziata dalle misure lungo il corpo diga allora in costruzione. La sponda destra si abbassò di varie decine di cm.*

Terremoto 1980  
Deformazioni cosismiche della superficie del suolo  
nel Pantano di San Gregorio Magno (Salerno)



*Fig. 29 - Esempio di fagliazione fino in superficie nel Pantano di San Gregorio Magno, dove si verificò uno spostamento verticale di circa 80-100 cm che interessò i sedimenti sciolti e il substrato lapideo.*

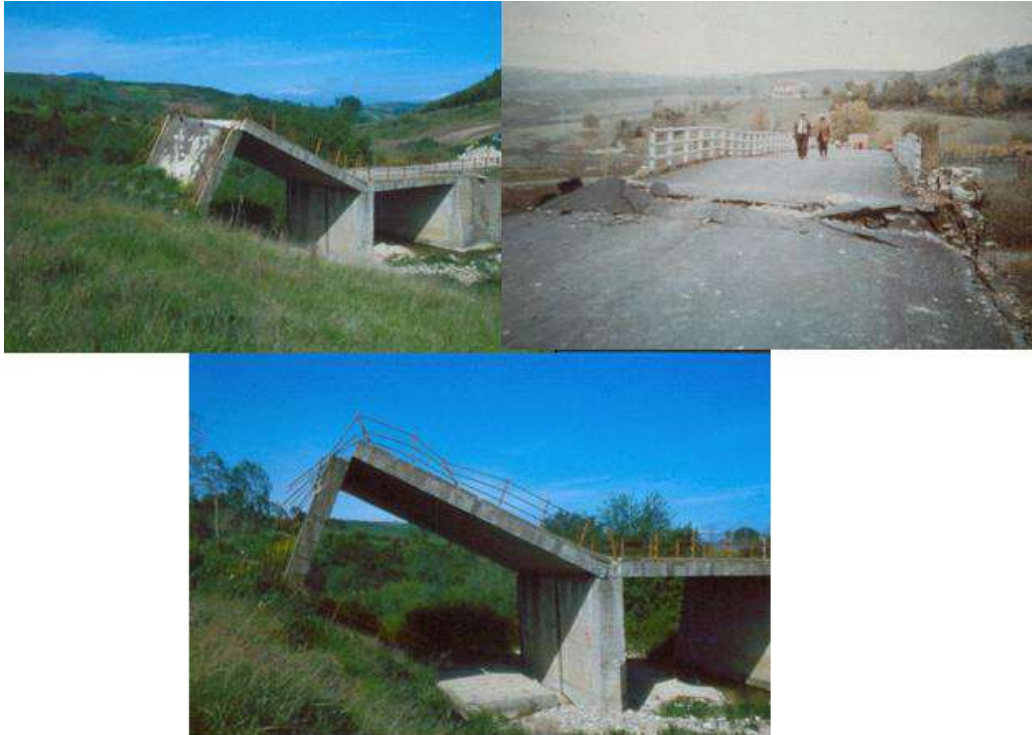




**Fig. 30 -** *Fagliazione fino in superficie delle rocce conglomeratiche su cui è costruito S. Angelo dei Lombardi.*

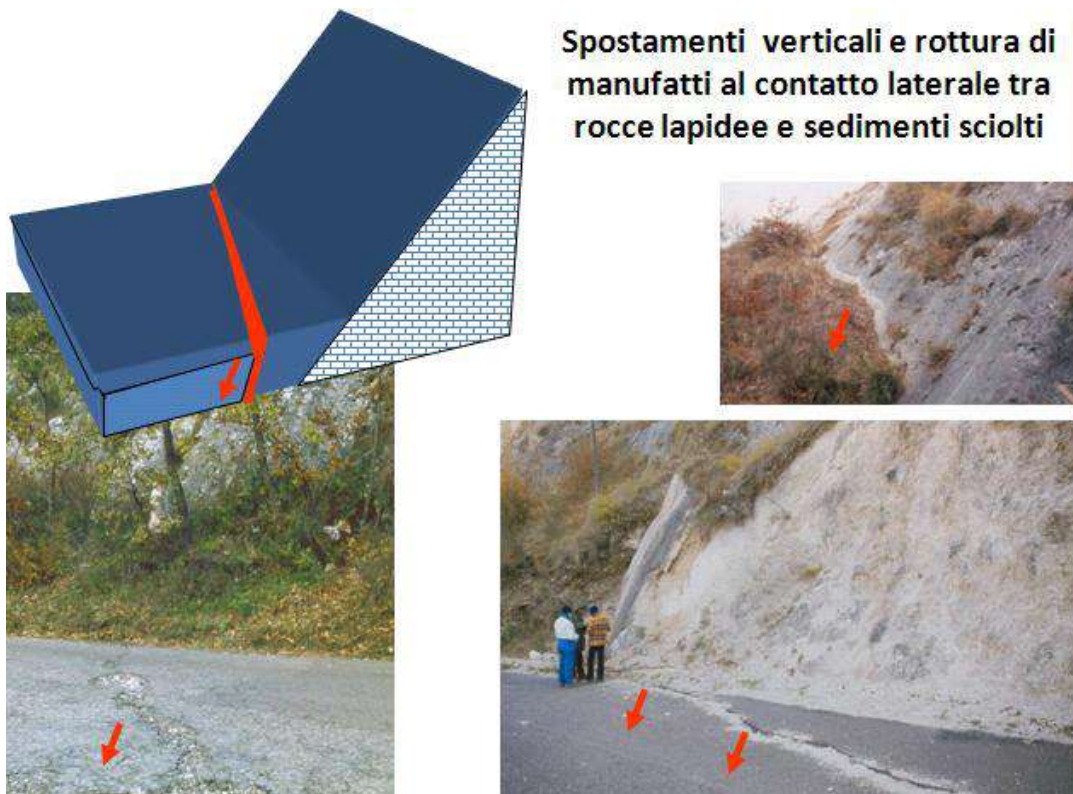


**Fig. 31 -** *Fagliazione fino in superficie dei sedimenti sciolti (con fenomeni di liquefazione) nella Piana del Dragone nel Comune di Volturara Irpina. Le fratture hanno tranciato il tubo dell'acquedotto.*



**Valle del T. Fredane: riattivazione di dissesti ed effetti sui viadotti**

**Fig. 32 - Dissesti gravitativi che hanno interessato i versanti della valle del Fredane a partire dallo spartiacque.**



**Spostamenti verticali e rottura di manufatti al contatto laterale tra rocce lapidee e sedimenti sciolti**

**Fig. 33 - Spostamenti verticali tra blocchi contigui con differenti caratteristiche geomeccaniche rilevati in tutta l'area epicentrale.**

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.





### Flumeri: spostamenti verticali e rottura di manufatti

Fig. 34 - Fagliazione delle rocce lungo i crinali della dorsale di Monte Forcuso e dei Monti della Baronìa. In corrispondenza della frattura è stato tranciato il tubo dell'acquedotto.

## 9. Conclusioni

- 1) Il tracciato dell'impianto petrolifero Pergola 1 (Pozzo, Oleodotto, Area innesto 3) ricade in **un'area altamente fragile e vulnerabile all'inquinamento, dove finanche le enciclopedie (es. Treccani) dichiarano che dovrebbero essere vietati tali impianti. ENI invece definisce "trascurabili" gli eventuali impatti delle attività conseguenti alla realizzazione dell'impianto Pergola 1.**
- 2) Il tracciato ricade in aree **potenzialmente instabili** e soggette a rischi geoambientali di vario tipo, **aspetto poco compatibile con tali impianti**, ed in particolare:
  - **in aree a tettonica attiva, con faglie sismogenetiche, e ad alta pericolosità sismica,** classificate in **Zona Sismica 1**, ovvero la zona più pericolosa, dove **si possono verificare fortissimi terremoti** come quello del 1857 dell'Alta Val d'Agri. Il rischio è connesso alla rotazione di blocchi rocciosi lungo assi suborizzontali e allo spostamento verticale ed orizzontale di blocchi contigui, con conseguente **potenziale rottura dell'impianto ubicato in superficie, ed in particolare dell'oleodotto, con sversamenti di idrocarburi inquinanti per l'acqua superficiale e sotterranea, per il suolo e per l'aria.** Dal momento che si può solo affermare che l'area è sismicamente attiva e che molto probabilmente in futuro si avranno altri sismi, ma non si può prevedere quando questi potranno avvenire, se ne deduce che **è meglio evitare la realizzazione di**

**impianti di produzione di idrocarburi che persistano sul territorio a rischio per alcuni decenni;**

- in aree a **pericolosità e rischio potenziale di frana**, che possono causare la **potenziale rottura dell'oleodotto** e il conseguente sversamento di idrocarburi, come è già accaduto in diversi casi nel mondo;
- in aree a **rischio inondazione e a pericolosità idraulica molto elevata**, come lì dove il tracciato dell'oleodotto attraversa **il Fiume Agri** in un'area interessata da un'eventuale **onda di piena dell'invaso di Marsico Nuovo, che non è stato ancora collaudato** e il cui margine orientale è soggetto a movimenti franosi.

3) Il tracciato dell'impianto Pergola 1, ubicato in Basilicata e in territori dei **bacini idrografici del Fiume Sele e del Fiume Agri**, attraversa aree a **rischio di inquinamento delle risorse idriche sotterranee e superficiali**.

**In tutta la zona attraversata dall'oleodotto sono presenti diversi sistemi approvvigionanti le sorgenti.** Il tracciato **attraversa infatti le aree di ricarica degli acquiferi carbonatici delle idrostrutture "Sistema Santino" e "Sistema Occhio"**, che alimentano una serie di sorgenti, tra cui le principali sono: Occhio, Masseria Pepe, Cuio, S. Giovanni, Capo d'Acqua, Monaco Santino, Peschiera Santino e Pagliarelle Santino.

**Uno dei vincoli del tracciato dell'oleodotto è dunque evitare, ove possibile, le aree di rispetto delle sorgenti e dei pozzi captati ad uso idropotabile.**

**Le aree di ricarica degli acquiferi**, costituite da rocce permeabili che lasciano filtrare tanto le acque meteoriche quanto i fluidi inquinanti, **sono da tutelare** per la salvaguardia delle acque destinate al consumo umano. Esse rientrano **nelle aree da perimetrare e tutelare nell'ambito del Decreto Legislativo 152/2006 che all'art. 94** disciplina l'individuazione e la definizione delle **Aree di Salvaguardia delle Acque destinate al consumo umano**, delegando le Regioni alla definizione delle direttive e delle linee guida per la perimetrazione delle stesse. Ma **la Regione Basilicata**, a differenza di altre regioni e nonostante la presenza di attività petrolifera potenzialmente inquinante, a tutt'oggi **non ha adempiuto alla realizzazione del Piano di Delimitazione e Tutela delle Aree di Salvaguardia delle Acque Superficiali e Sotterranee Destinate al Consumo Umano**, così come previsto dal D.lgs. 152/2006.

Il tracciato dell'oleodotto attraversa anche terreni meno permeabili che favoriscono il **ruscellamento superficiale delle acque e degli eventuali fluidi inquinanti, convogliandoli nel reticolo idrografico del Fiume Agri in Basilicata, e del Fiume Sele in Campania.**

Le vitali falde idriche e l'acqua di ruscellamento vanno tutelate accuratamente, per cui **il parere degli scriventi è che vada evitato qualsiasi intervento che comporti anche una sola probabilità di arrecare inquinamento alle strategiche risorse idriche che sostengono buona parte dell'assetto socio-economico della Piana del Sele e della Val d'Agri.** Quest'ultima, grazie all'invaso del Pertusillo, fornisce acqua destinata al **consumo umano della Puglia (uso potabile) e della Basilicata (uso irriguo e potabile)**. Gli effetti dell'inquinamento prodotto da eventuali incidenti si risentirebbero dunque in **tre regioni**, Campania, Basilicata e Puglia, e l'eventuale inquinamento delle falde acquifere sarebbe lungo e forse impossibile da risolvere.



Desta anche preoccupazione il fatto di aver appreso da siti internet stranieri, contrariamente a quanto veniva dichiarato dalle società petrolifere in Basilicata, che **nei pozzi petroliferi della Val d'Agri che attraversano preziose falde idriche, da sempre sarebbero stati pompati a "tassi massimi" "acidi ed in particolare acido cloridrico** e altre sostanze, per stimolarli e favorire così una maggiore produzione di olio greggio in tempi più brevi, consentendo una diminuzione dei costi.

- 4) Il tracciato dell'impianto ricade anche: a) in zone **E-agricole**, dove le tipologie di attività in progetto non sono contemplate tra gli usi consentiti, ma vengono giustificate dal carattere di provvisorietà; b) in aree vincolate per il notevole **interesse paesaggistico**, come le aree con **boschi di querceti** e aree del **sito IBA 141 "Val d'Agri"**; c) in aree molto vicine al **Parco Nazionale** dell'Appennino Lucano-Val d'Agri-Lagonegrese, ai siti protetti dalla **Rete Natura 2000**, soggette a una rigorosa tutela e conservazione degli habitat, come la **ZPS IT9210270** Appennino Lucano e il **SIC IT9210240** Serra di Calvello.
- 5) Parte delle aree su menzionate sono sottoposte a **vincolo idrogeologico e paesaggistico**.
- 6) **Le vasche presenti nell'area-pozzo non sono sufficienti nel caso di eventuali incidenti rilevanti (scoppio, incendio ecc.).** In questi casi è possibile che sia l'olio greggio, sia tutti i fluidi di processo e quelli derivanti dallo sfruttamento del pozzo si rovescino al di fuori del sito, con il conseguente inquinamento.
- 7) **Lo studio Eni appare carente e scarso di informazioni sui prodotti chimici impiegati nel sottosuolo.**
  - Non si hanno notizie sul funzionamento del pozzo: **non si conoscono i piani ingegneristici**, e non si è a conoscenza se il pozzo sarà verticale oppure verrà spinto in orizzontale per raggiungere i giacimenti eventualmente presenti nelle aree circostanti.
  - Pur essendo ubicato in Basilicata **l'impianto Pergola 1 potrebbe arrecare danni incalcolabili anche all'economia e all'ambiente della Campania.** Nessun problema è previsto per l'acqua di irrigazione della Piana del Sele in caso di dispersione di idrocarburi in superficie: **di questi impatti non si dice una parola nella VIA.**
  - Nell'area interessata dall'impianto Pergola 1 sono presenti una **serie di faglie da considerare collegate con quelle sismogenetiche crostali; l'area ricade nella zona di massima intensità MCS dal X all'XI grado e quindi tali faglie sono destinate a riattivazioni in occasione di eventuali terremoti simili a quello del 1857. A tale pericolosa situazione non viene fatto alcun riferimento nello studio VIA dell'ENI.**
  - **Il sito dell'impianto Pergola 1 rappresenta una zona che può essere interessata da effetti locali altamente distruttivi**, accentuati da discontinuità delle caratteristiche geomeccaniche del substrato, sia orizzontalmente che verticalmente. **A tale pericolosa situazione non viene fatto alcun riferimento nello studio VIA.**
- 8) **La rotazione di blocchi o lo spostamento verticale ed orizzontale** tra blocchi contigui, come verificatosi in aree colpite da violenti sismi recenti, interessano tutta l'area epicentrale ed **è fortemente prevedibile che possano interessare l'area dove sono ubicati gli impianti e le tubazioni previsti dal progetto Pergola 1** e determinare seri inconvenienti alle tubazioni infisse nel sottosuolo.

9) Il pericolo reale della ricerca e produzione di idrocarburi nell'area dell'impianto Pergola 1 è dunque connesso al fatto che **non si può certamente escludere che possa avvenire un incidente durante la produzione petrolifera e il trasporto con fuoriuscita di idrocarburi sul suolo, nel sottosuolo, nelle falde idriche, e su terreni** caratterizzati dall'affioramento di sedimenti argillosi impermeabili, con conseguente **trasporto di inquinanti sia 1) nella valle del Melandro** fino alla Traversa di Persano, sul fiume Sele, dalla quale avviene il prelievo di circa 250 milioni di metri cubi di acqua per l'irrigazione della Piana del Sele, che costituisce un'area di importanza strategica per l'assetto socio-economico della Campania, sia 2) **nel Fiume Agri**, che alimenta l'invaso del Pertusillo che fornisce acque destinate al consumo umano della Puglia e della Basilicata. **In pratica gli effetti di eventuali incidenti si risentirebbero in tre regioni e sarebbero legati soprattutto all'inquinamento delle risorse idriche.**

10) Numerose ricerche sono state eseguite sulla tettonica attiva di quest'area. Appare davvero **preoccupante che nel progetto dell'ENI sull'impianto Pergola 1 non si faccia alcun riferimento alla tettonica attiva e alle deformazioni cosismiche** che notoriamente si verificano nelle aree epicentrali di sismi di elevata magnitudo, in quanto **l'area è stata epicentrale e lo può ancora essere.**

L'area epicentrale del sisma del 1857 è stata quella maggiormente sollecitata e danneggiata dall'evento catastrofico. **Il fatto che l'area dell'impianto ricada nei bacini idrografici del Fiume Sele e del Fiume Agri, e che l'acqua di superficie defluisca anche verso la Campania andando ad alimentare l'irrigazione della piana del Sele non è nemmeno preso in considerazione.**

Tali aspetti evidenti e risaputi di importanza strategica per una corretta e responsabile Valutazione degli Impatti Ambientali, non sono stati presi in considerazione nello Studio di Impatto Ambientale relativo al Pozzo Pergola 1. **Tale studio dà al lettore l'impressione che non vi sia alcun problema da temere per la sicurezza del pozzo e dell'oleodotto in caso di evento sismico simile a quello del 1857, pur trovandosi la zona di intervento in area potenzialmente epicentrale, in un territorio fragilissimo ed esposto a vari rischi geoambientali, e dove gli effetti locali sono tali da aggravare le sollecitazioni simiche,** come si è riscontrato nella zona dell'Aquila. E' dunque da sottolineare che **i dati scientifici ufficiali devono essere considerati come ESCLUDENTI per qualsiasi attività petrolifera nell'area considerata,** un ambiente geologico delicato e ricco di acqua pregiata, risorsa di importanza strategica nazionale, e che per gli impatti che ne potrebbero derivare per le risorse idriche, questo rappresenti un " Caso di importanza nazionale ".

## 10. Bibliografia

BARCHI M., AMATO A., CIPPITELLI G., MERLINI S. & MONTONE P. (2006) - **Extensional tectonics and seismicity in the axial zone of the Southern Apennines.** Boll. Soc. Geol. It., Volume Speciale.

BERRONES R. F. & LIU X.L. (2003) - **Seismic vulnerability of buried pipelines.** Geofísica Internacional (2003), Vol. 42, n. 2, pp. 237-246

BONI M., IPPOLITO F., SCANDONE P. & ZAMPARELLI-TORRE V. (1974) - **L'unit del Monte Foraporta nel Lagonegrese (Appennino meridionale).** Boll. Soc. Geol. Ital., 93, 469-512.

La relazione costituisce parte di uno studio scientifico in preparazione dei Proff. M.V. Civita, A. Colella e F. Ortolani. Qualsiasi utilizzo diverso dall'azione di opposizione al progetto Pergola1, anche solo parziale, comporta richiesta di autorizzazione agli Autori.



- BRUNO P.P., IMPROTA L., CASTIELLO A., VILLANI F. & MONTONE P. (2010) - **The Vallo di Diano Fault System: New Evidence for an Active Range-Bounding Fault in Southern Italy Using Shallow, High-Resolution Seismic Profiling**. Bulletin Seismological Society of America, Vol. 100, n. 2, pp. 882–890.
- BURRATO P. & VALENSISE G. (2007) - **Rise and fall of a hypothesized seismic gap: source complexity in the 16 December 1857, Southern Italy earthquake ( $M_w$  7.0)**. Bull. Seism. Soc. Am.
- CIVITA, M., DE MAIO, M. & VIGNA, B. (2003) **Studio delle risorse sorgive degli acquiferi carbonatici dell'Alta Val d'Agri**. In: A. Colella (Ed.) "Le risorse idriche sotterranee dell'Alta Val d'Agri", Collana Editoriale di studi e ricerche Autorità interregionale di bacino della Basilicata, Vol. 3, pp. 221-356.
- COLELLA, A. & GRUPPO AGRIFLUID (2003) - **Le risorse idriche sotterranee dell' Alta Val d'Agri**. In: A. Colella (Ed.), "Le risorse idriche sotterranee dell'Alta Val d'Agri", Collana Editoriale dell'Autorità di Bacino Interregionale della Basilicata, Potenza, 1-399.
- COTECCHIA V. (1986) - **Ground deformations and slope instability produced by the earthquake of 23 November 1980 in Campania and Basilicata**. Geol. Appl. e Idrogeol., Vol. 21 (5), pp. 31-100.
- CELLO G., TONDI E., MICARELLI L., & MATTIONI L. (2003) - **Active tectonics and earthquake sources in the epicentral area of the 1857 Basilicata earthquake (Southern Italy)**. Journal of Geodynamics, Vol. 36, pp. 37–50.
- FERRANTI J., MASCHIO L. & BURRATO P. (2007) - **Fieldtrip Guide to the Active Tectonics Studies in the High Agri Valley (In the 150th Anniversary of the 16 December 1857,  $M_w$  7.0 Earthquake), Val d'Agri**. Ferranti, L., Maschio, L. & Burrato, P. (Eds.).
- GALLI P., BOSI V., PISCITELLI S., GIOCOLI A. & SCIONTI V. (2006) - **Late Holocene earthquakes in Southern Apennine: paleoseismology of the Caggiano fault**. Int. J. Earth Sci.
- GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - **Radiocarbon dating of active faulting in the Agri high valley, Southern Italy**. Journal of Geodynamics, Vol. 29, pp. 371–386.
- GRIMALDI S. & SUMMA G. (2005) - **Caratteri idrogeologici ed idrogeochimici del settore meridionale dei Monti della Maddalena (Appennino Meridionale)**. Giornale di Geologia Applicata, Vol. 2, pp. 348–356.
- GUHA I. & BERRONES R. F. (2008) - **Earthquake Effect Analysis of Buried Pipelines**. 12th International Conference of International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG)
- GUO E., SHAO G. & LIU H. (2004) - **Numerical study on damage to buried oil pipeline under large fault displacement**. 13<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, Canada.
- MASCARÀ S., D'AMBROSIO A., ZAMBELLI A., GILI V., LOVING S. & DOSSENA M. (1999) - **Acidizing Deep Open-Hole Horizontal Wells: A case History on Selective Simulation and Coil Tubing Deployed Jetting System**. Society of Petroleum Engineers.
- MASCHIO L., FERRANTI L. & BURRATO P. (2005) - **Active extension in Val d'Agri area, Southern Apennines, Italy: implications for the geometry of the seismogenic belt**. Geophys. J. Int., pp.591-609.
- MORO M., AMICUCCI L., CINTI F.R., DOUMAZ F., MONTONE P., PIERDOMINICI S., SAROLI, STRAMONDO M. & DI FIORE B. (2007) - **Surface evidence of active tectonics along the Pergola-Melandro fault: A critical issue for the seismogenic potential of the Southern Apennines, Italy**. Journal of Geodynamics, Vol. 44, Issues 1–2, pp.19–32.

- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R.M. (1992) - **Active tectonics in the Southern Apennines: relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model.** IGCP n° 276, Siena.
- O'ROURKE M., SYMANS M. & ABDOUN T. - **Earthquake Damage to Pipelines (2005-2009).** NEESR-SG: Evaluation of Ground Rupture Effects on Critical Lifelines
- 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, Vol. 98, n.. B4, pp. 6561-6577.
- SCANDONE P. (1967) - **Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo.** Boll. Soc. Natur. Napoli, Vol. 76, pp. 10-469.
- SCANDONE P. (1972) - **Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative.** Boll. Soc. Natur. Napoli, Vol. 81, pp. 225-300.
- SPINA V., TONDI E., GALLI P., MAZZOLI S. & CELLO G. (2006) - **Space-time evolution of the Vallo di Diano fault system, Southern Apennines, Italy.** Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, European Geosciences Union 2006.
- SPINA V., TONDI E., GALLI P., MAZZOLI S. & CELLO G. (2008) - **Quaternary fault segmentation and interaction in the epicentral area of the 1561 earthquake (Mw = 6.4), Vallo di Diano, Southern Apennines, Italy.** Tectonophysics.
- TOPRAK S. & TASKIN F. (2006) - **Estimation of Earthquake Damage to Buried Pipelines Caused by Ground Shaking.** Natural Hazards, Vol. 40, pp. 1-24.
- WESTAWAY R. & JACKSON J. (1987) - **The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (Southern Italy).** Geophys. J. R. Astron. Soc., Vol. 90, pp. 375-443.
- YOKEL Y.F. & MATHEY G.R. (1992) - **Earthquake Resistant Construction of Gas and Liquid Fuel Pipeline Systems Serving or Regulated by the Federal Government.** FEDERAL EMERGENCY MANAGEMENT AGENCY FEMA, Earthquake Hazard Reduction, Series 67.







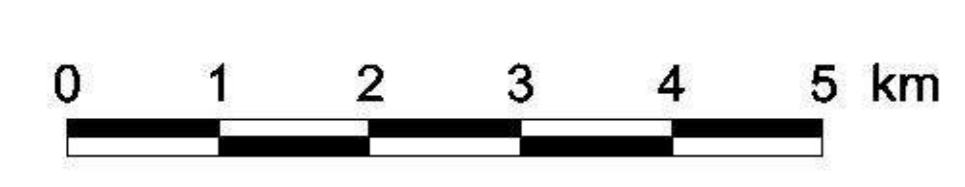
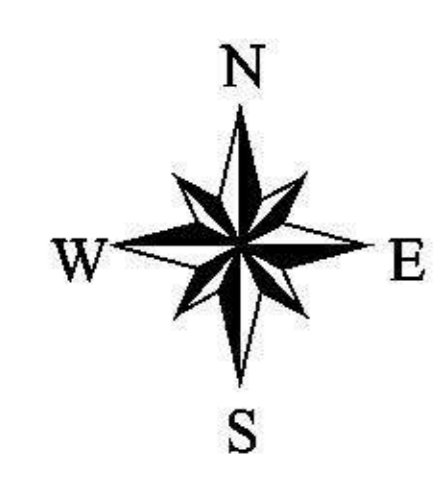
Progetto POP-FESR 1994/99 Misura 9.4, Basilicata  
 "Le risorse idriche sotterranee dell'Alta Val d'Agri"

Responsabile del progetto: Prof. Albina Colella  
 Dipartimento di Scienze Geologiche Università degli Studi della Basilicata

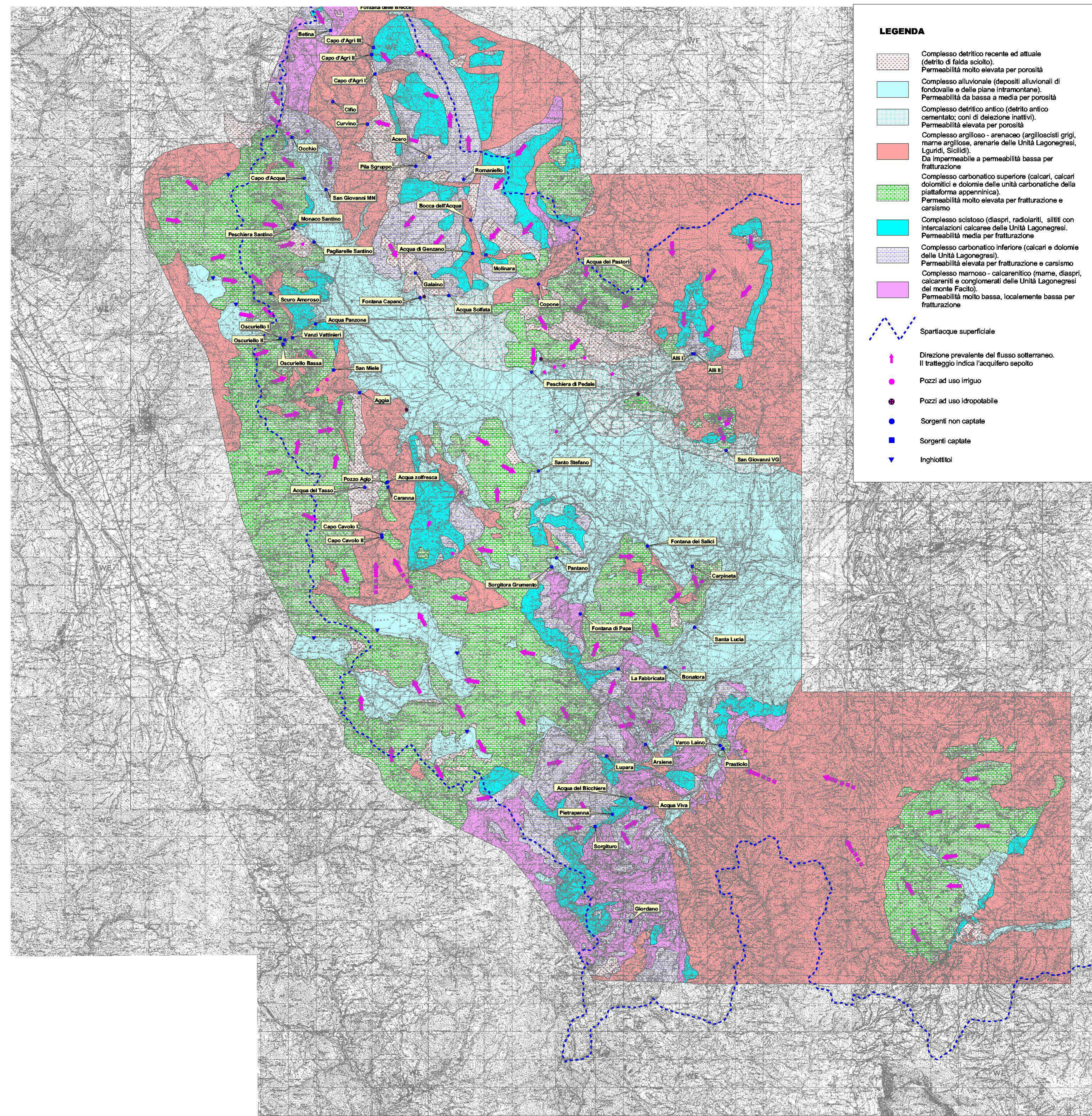
Studio delle risorse sorgive degli  
 acquiferi carbonatici dell'Alta Val d'Agri

M. Civita, M. De Maio e B. Vigna  
 Dipartimento di Georisorse e Territorio, Politecnico di Torino  
 con la collaborazione del gruppo "AGRIFLUID"

CARTA IDROGEOLOGICA DEL SETTORE MONTANO  
 DELL'ALTA VAL D'AGRI



Scala 1 : 50.000



**LEGENDA**

- Complesso detritico recente ed attuale (detrito di falda sciolto). Permeabilità molto elevata per porosità
- Complesso alluvionale (depositi alluvionali di fondovalle e delle piane intramontane). Permeabilità da bassa a media per porosità
- Complesso detritico antico (detrito antico cementato; coni di deiezione inattivi). Permeabilità elevata per porosità
- Complesso argilloso - arenaceo (argillocisti grigi, marne argillose, arenarie delle Unità Lagonegresi, Lguridi, Sicilidi). Da impermeabile a permeabilità bassa per fratturazione
- Complesso carbonatico superiore (calcarei, calcari dolomitici e dolomie delle unità carbonatiche della piattaforma appenninica). Permeabilità molto elevata per fratturazione e carsismo
- Complesso scistoso (diaspri, radiolariti, siltiti con intercalazioni calcaree delle Unità Lagonegresi. Permeabilità media per fratturazione
- Complesso carbonatico inferiore (calcarei e dolomie delle Unità Lagonegresi). Permeabilità elevata per fratturazione e carsismo
- Complesso marnoso - calcarenitico (marne, diaspri, calcareniti e conglomerati delle Unità Lagonegresi del monte Facito). Permeabilità molto bassa, localmente bassa per fratturazione
- Spartiacque superficiale
- Direzione prevalente del flusso sotterraneo. Il tratteggio indica l'acquifero sepolto
- Pozzi ad uso irriguo
- Pozzi ad uso idropotabile
- Sorgenti non captate
- Sorgenti captate
- Inghiottitoi



Progetto POP-FESR 1994/99 Misura 9.4, Basilicata  
 "Le risorse idriche sotterranee dell'Alta Val d'Agri"

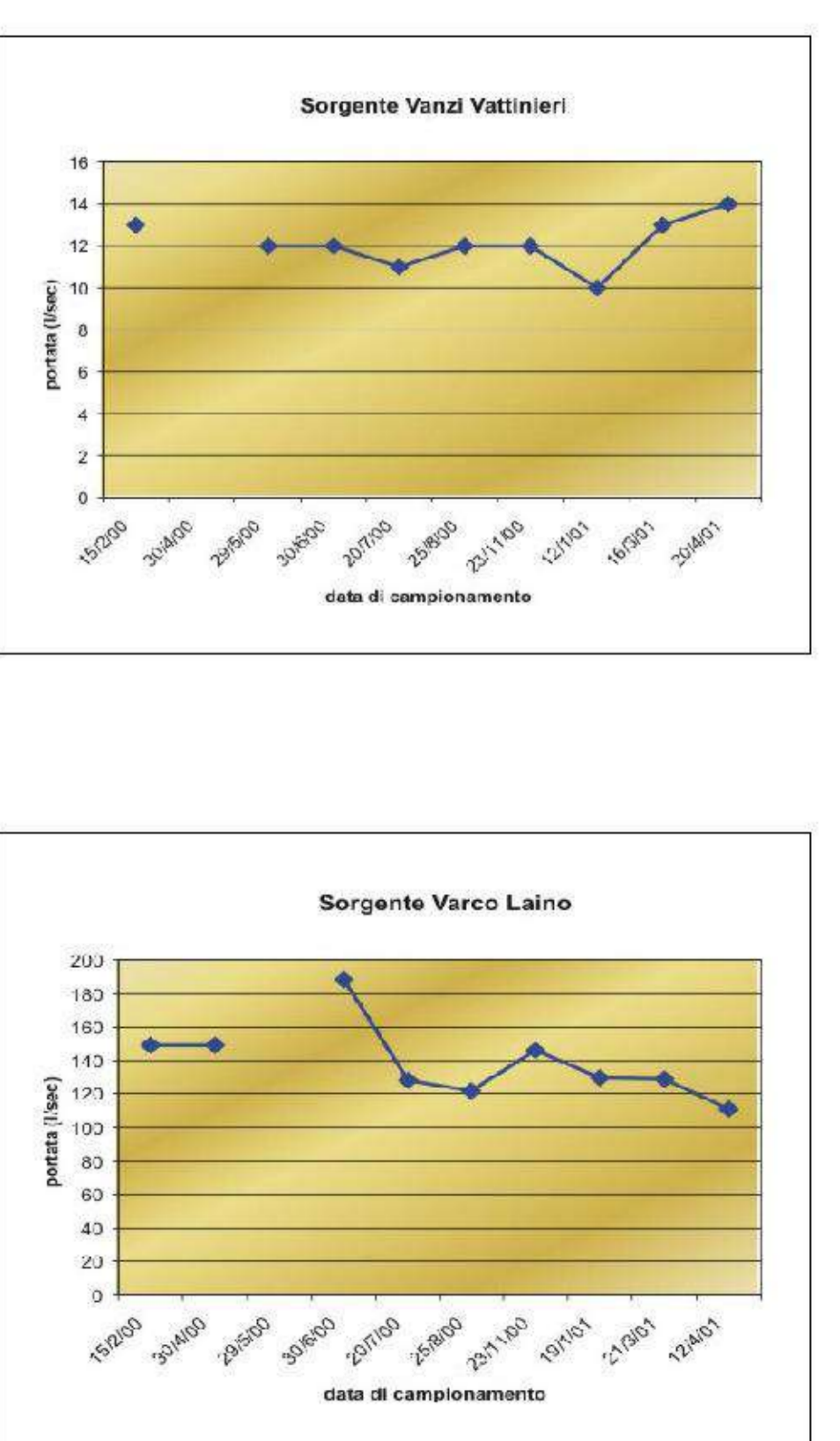
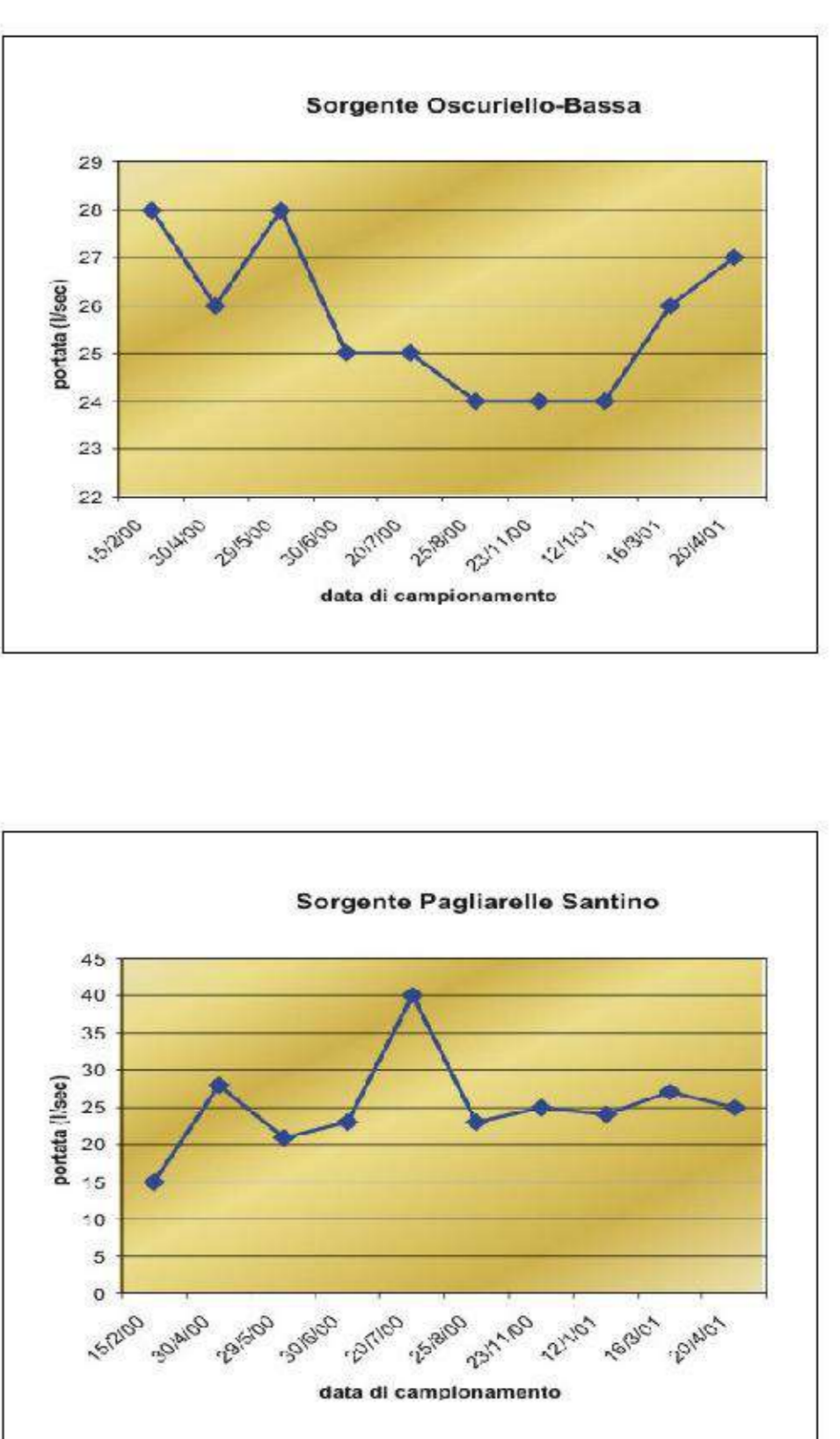
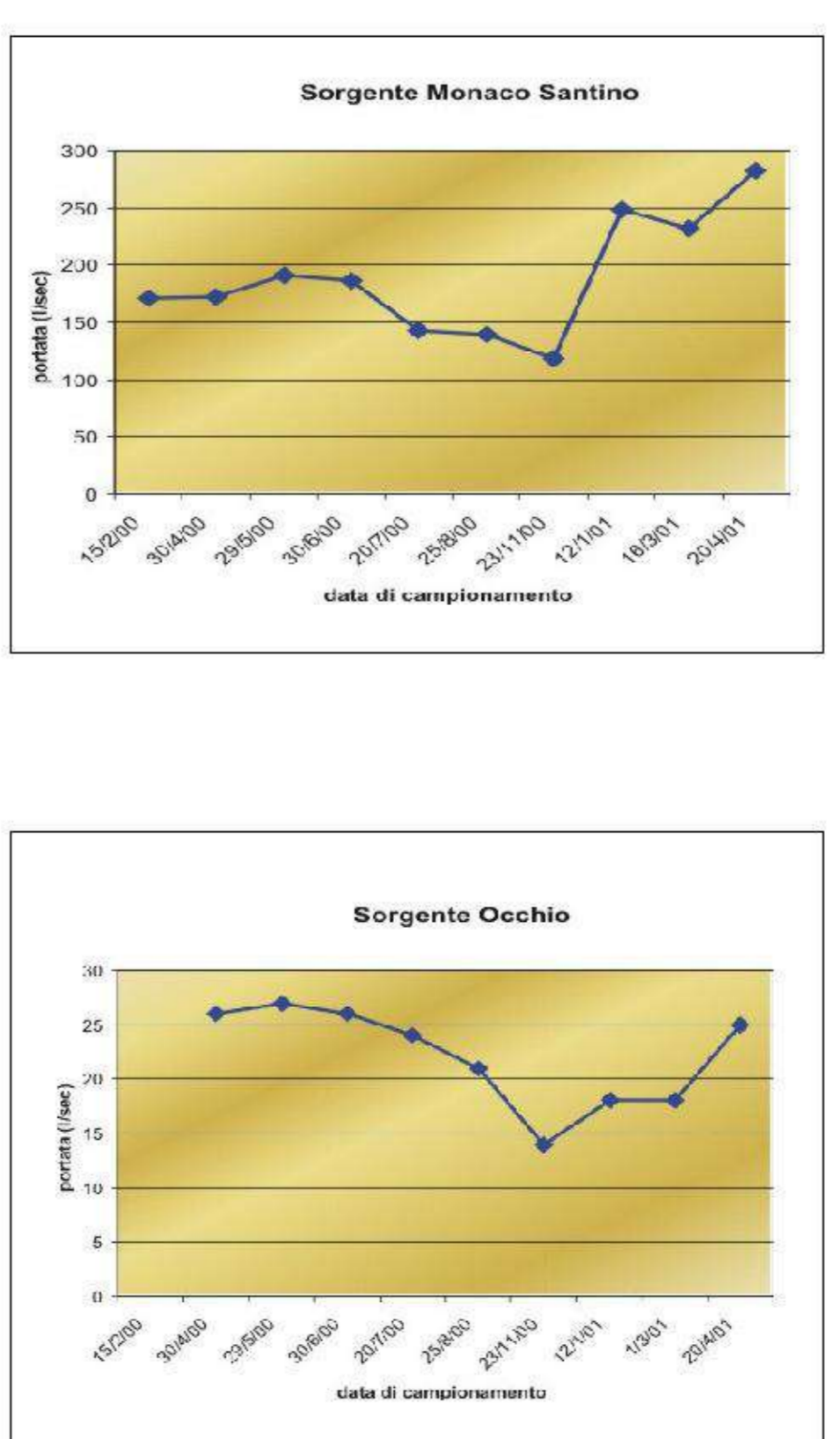
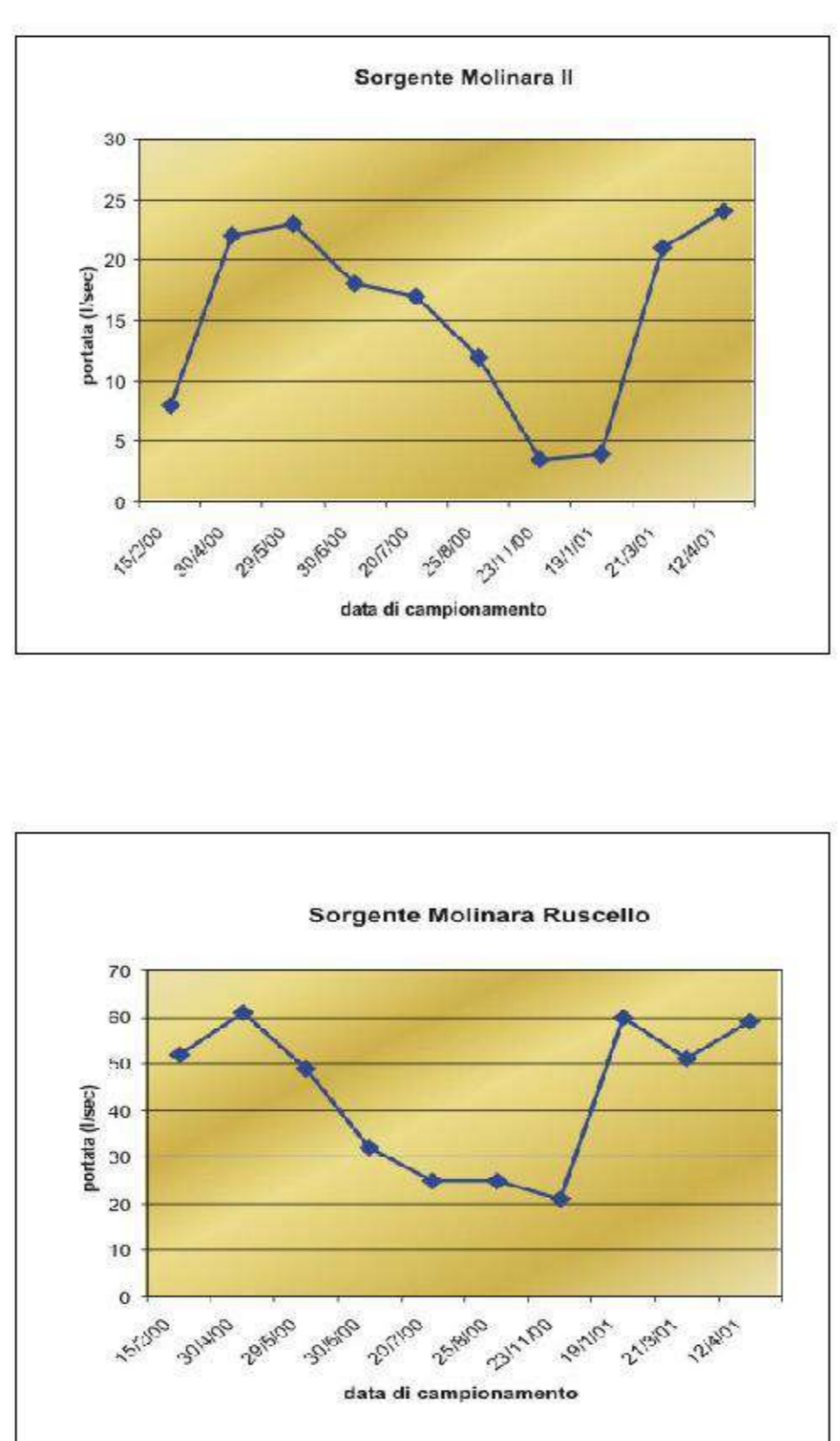
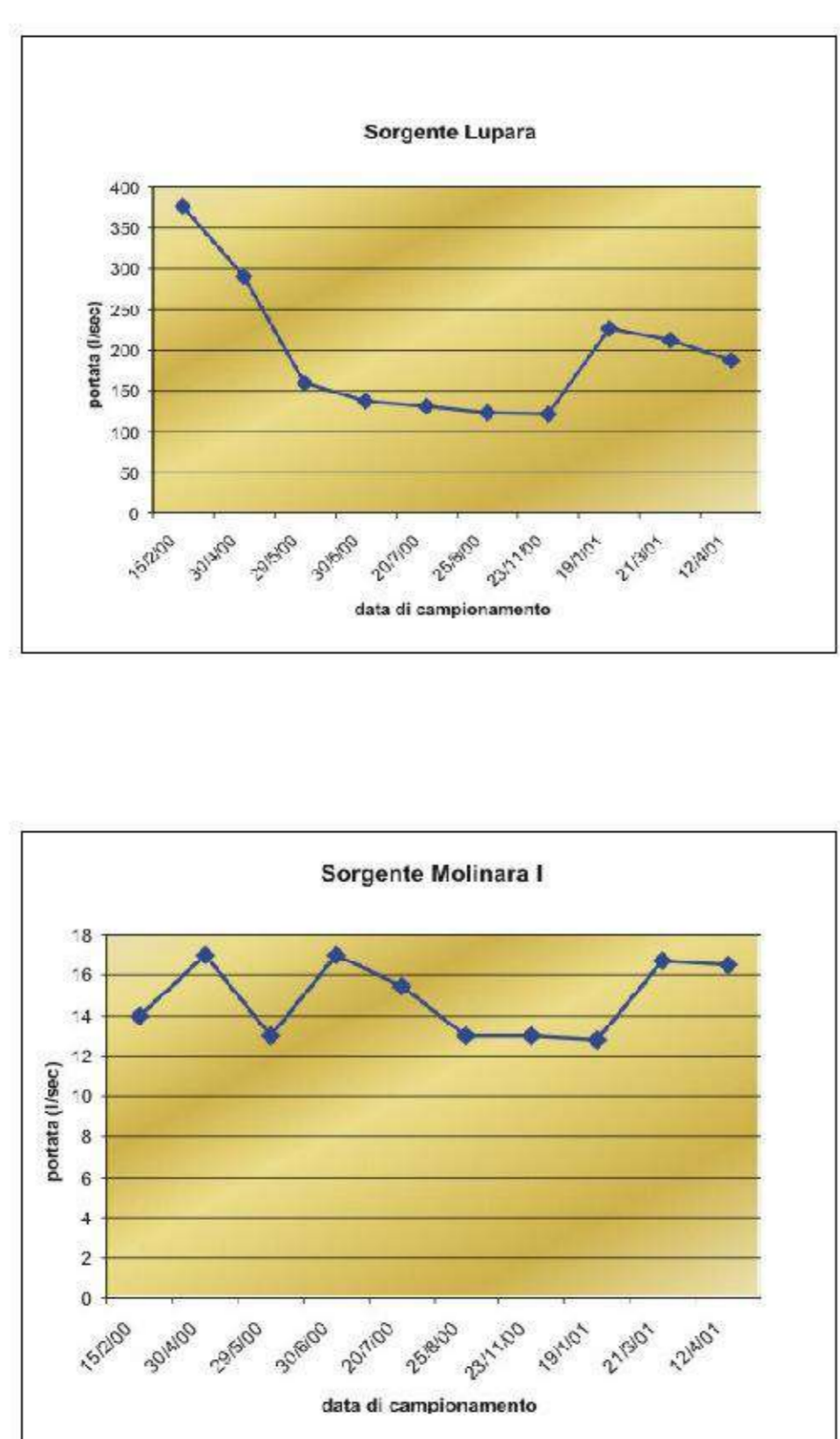
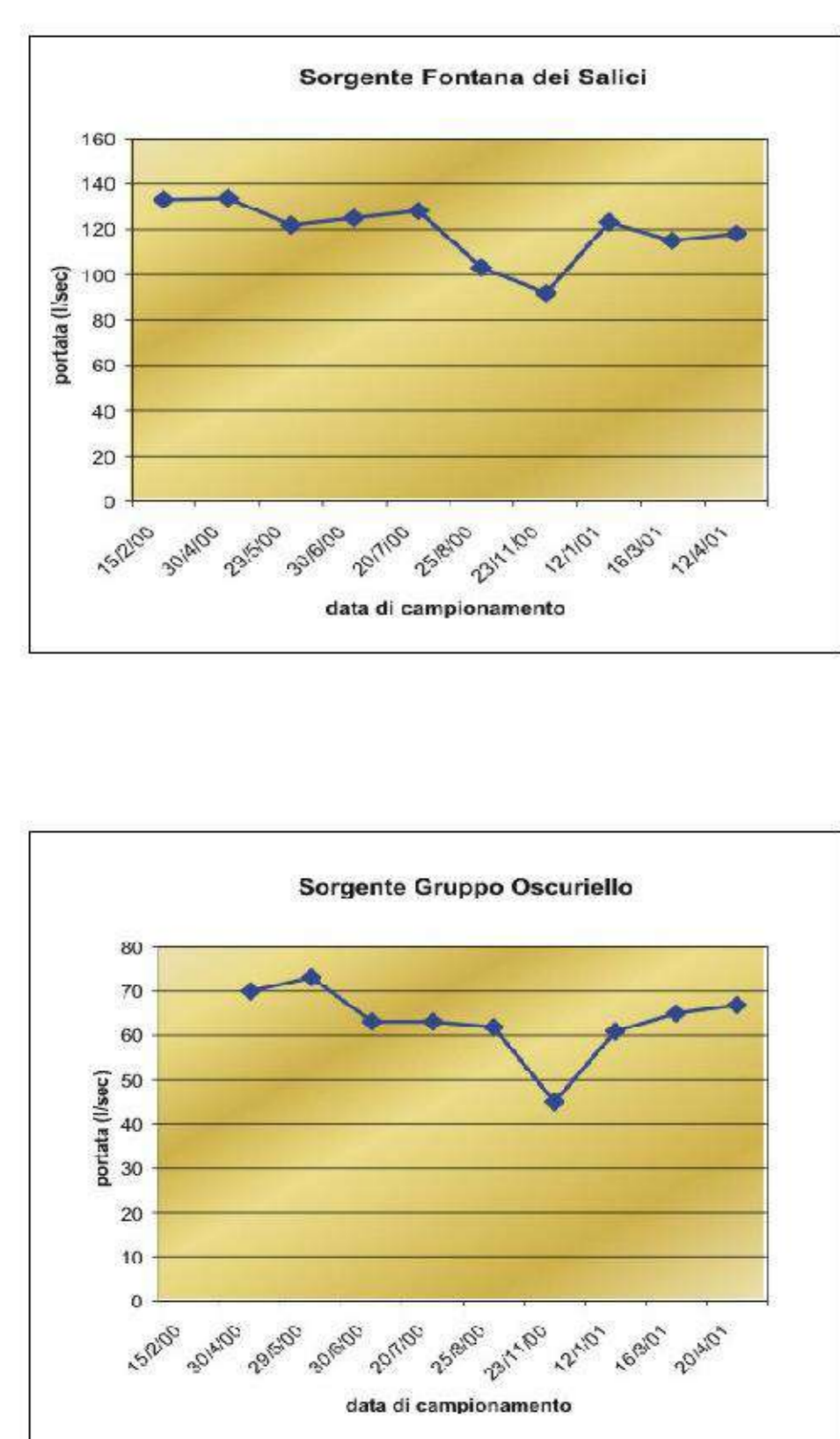
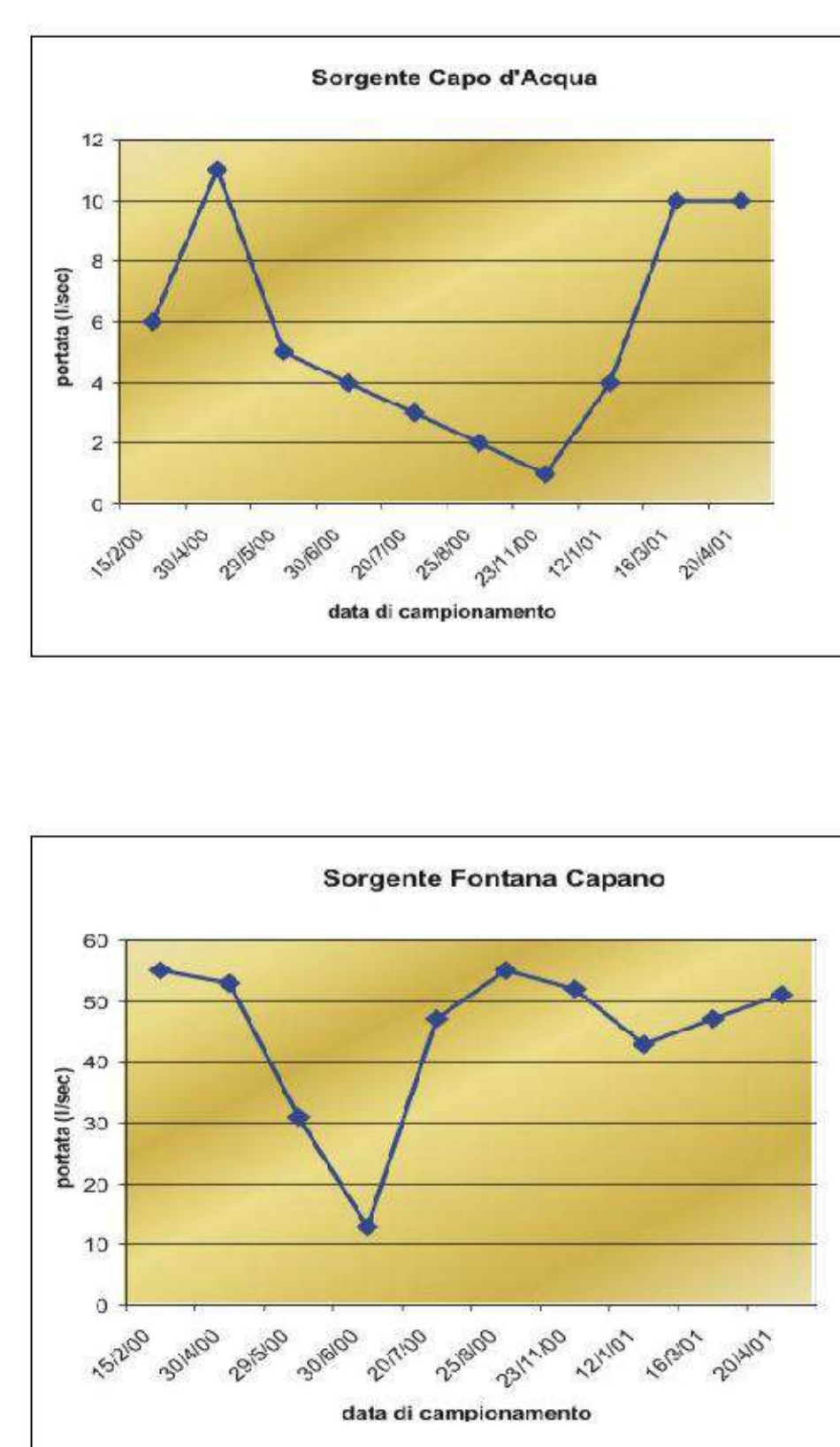
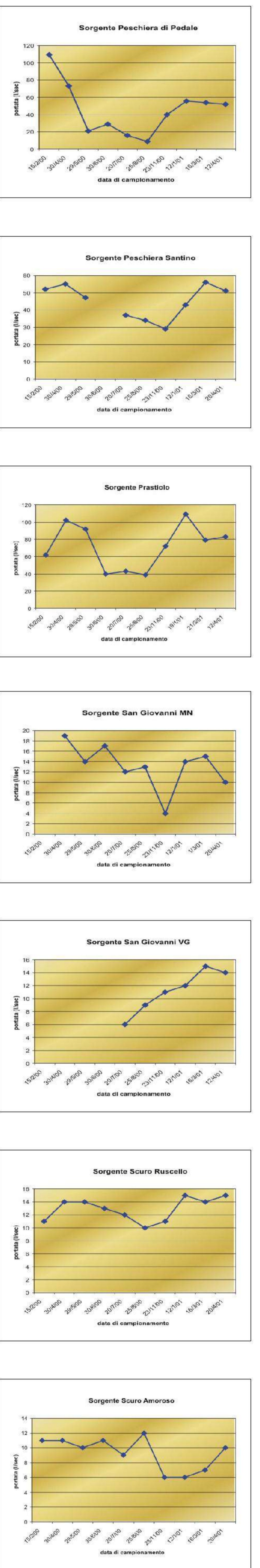
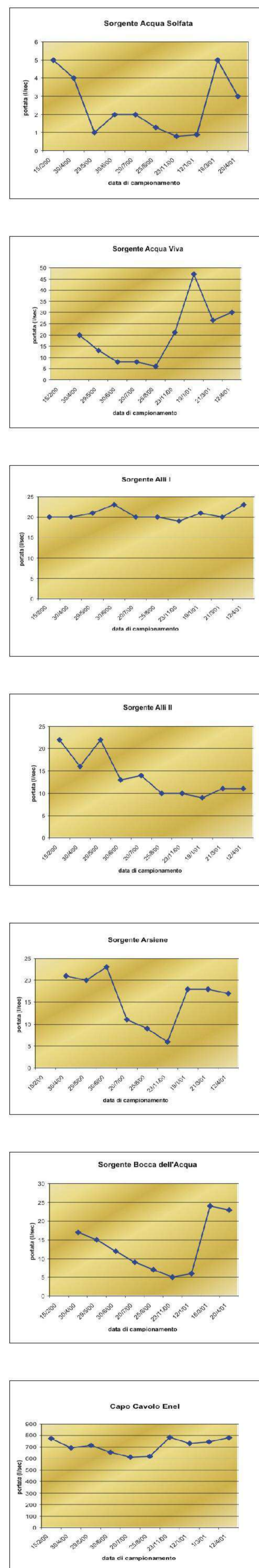
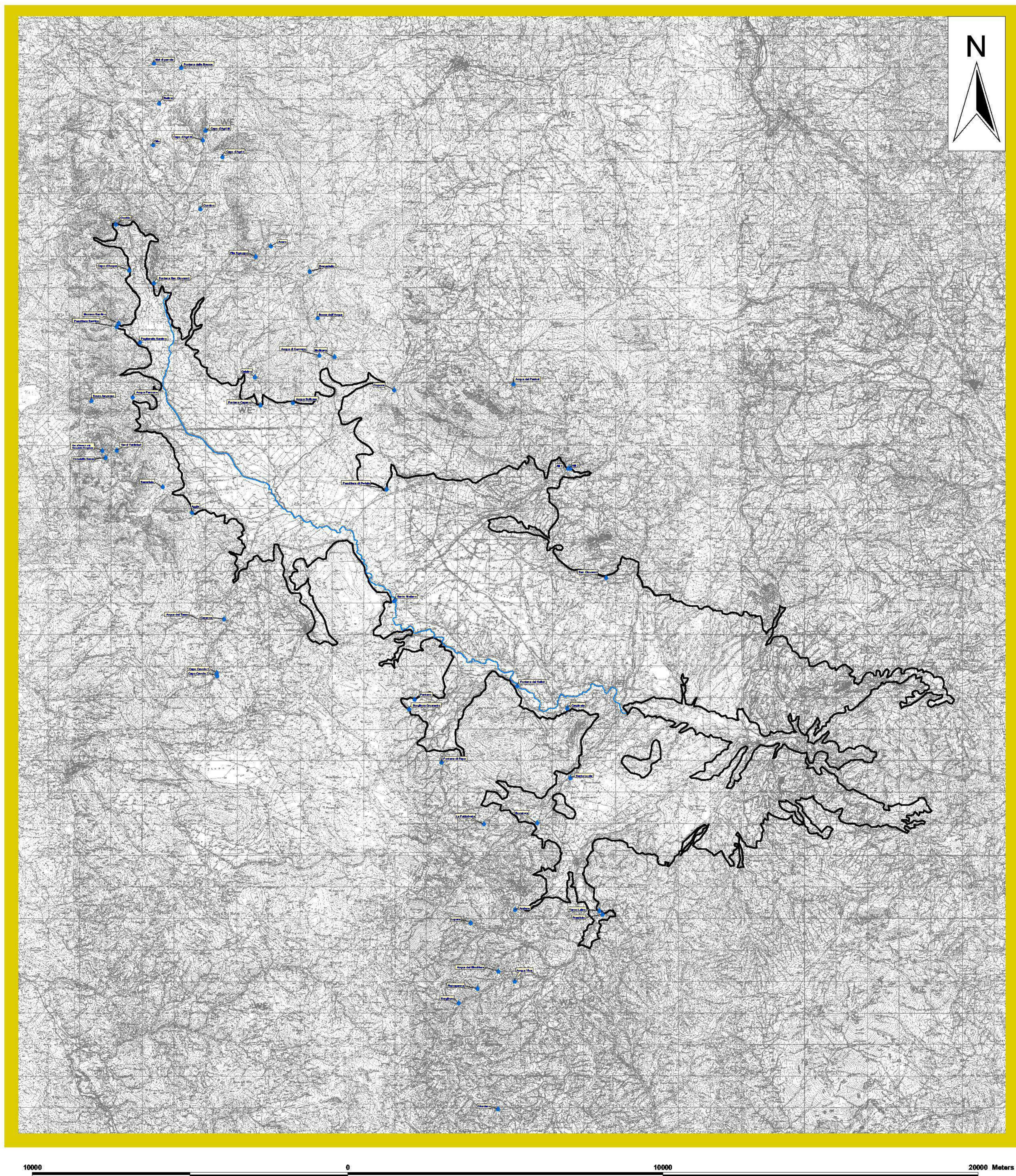
Responsabile del progetto: Prof. Albina Colella  
 Dipartimento di Scienze Geologiche Università degli Studi della Basilicata

# "Valutazione, caratterizzazione e monitoraggio delle risorse idriche sotterranee dell'Alta Val d'Agri"

P. Harabaglia,<sup>1</sup> R. Niccoli,<sup>2</sup> G. Pacifico<sup>2</sup> e M. Paternoster<sup>3</sup>  
<sup>1</sup>Dipartimento di Scienze Geologiche Università degli Studi della Basilicata  
<sup>2</sup>Istituto Idrografico e Mareografico di Catanzaro - Sezione distaccata di Potenza.  
<sup>3</sup>Dipartimento C.F.T.A. - università degli studi di Palermo

## VALORI DI PORTATA DELLE SORGENTI INVESTIGATE

Sorgente Acqua dei Pastori data campionamento 9.5.2000 portata = 1,7 l/sec	Sorgente Belina data campionamento 9.5.2000 portata = 11 l/sec	Sorgente Mal di Pancia data campionamento 9.5.2000 portata = 4 l/sec	Sorgente Sorgitora Grumento data campionamento 3.5.2000 portata = 4 l/sec	Sorgente Copone data campionamento 4.5.2000 portata = 1,8 l/sec	Sorgente Fontana di Papa data campionamento 3.5.2000 portata = 0,1 l/sec	Sorgente Acqua del Tasso data campionamento 30.4.2000 portata = 0,1 l/sec	Sorgente Capo Cavolo I (Comune) data campionamento 4.1.2001 - 9.9.2001 portata = 16 l/sec - 12 l/sec
Sorgente Pila Sgruppò data campionamento 15.2.2000 portata = 6 l/sec	Sorgente Cifo data campionamento 9.5.2000 portata = 0,3 l/sec	Sorgente Acqua Panzone data campionamento 15.2.2000 portata = 12 l/sec	Sorgente Santo Stefano data campionamento 15.5.2001 portata = 65 l/sec	Sorgente Acqua del Bicchiere data campionamento 25.7.2000 portata = 0,5 l/sec	Sorgente Aggia data campionamento 15.2.2000 portata = 300 l/sec	Sorgente Pantano data campionamento 3.5.2000 portata = 4 l/sec	Sorgente Acqua di Genzano data campionamento 3.5.2000 - 15.5.2001 portata = 6 l/sec - 5 l/sec
Sorgente Romaniello data campionamento 4.5.2000 portata = 5 l/sec	Sorgente Curvino data campionamento 15.2.2000 portata = 30 l/sec	Sorgente Sammiele data campionamento 15.2.2000 portata = 6 l/sec	Sorgente Galaino data campionamento 9.5.2000 portata = 0,00 l/sec	Sorgente La Fabbricata data campionamento 15.5.2001 portata = 11 l/sec	Sorgente Pietrapanna data campionamento 15.5.2001 portata = 0,1 l/sec	Sorgente Santa Lucia data campionamento 4.5.2000 portata = 0,1 l/sec	Sorgente Giordano data campionamento 15.2.2000 - 15.5.2001 portata = 170 l/sec - 13 l/sec
Sorgente Acero data campionamento 15.2.2000 portata = 12 l/sec	Sorgente Fontana delle Breccie data campionamento 9.5.2000 portata = 2,5 l/sec	Sorgente Caranna data campionamento 15.5.2001 portata = 10 l/sec	Sorgente Capo d'Agri II e III data campionamento 15.2.2000 portata = 90 l/sec	Sorgente Bonatora data campionamento 4.5.2000 portata = 3 l/sec	Sorgente Sorgituro data campionamento 15.5.2001 portata = 18 l/sec	Sorgente Carpineta data campionamento 30.4.2000 portata = 51 l/sec	





# MINISTERO DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO

DECRETO 5 maggio 2003

Dichiarazione della zona umida d'importanza internazionale «Oasi del Sele - Serre Persano».

(GU n.175 del 30-7-2003)

IL MINISTRO DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO

Visti l'art. 1, commi 2 e 5 e l'art. 5, comma 2, della legge 8 luglio 1986, n. 349;

Vista la legge quadro sulle aree protette del 6 dicembre 1991, n. 394;

Visto il decreto legislativo del 29 ottobre 1999, n. 300, «Riforma dell'organizzazione del Governo, a norma dell'art. 11 della legge 15 marzo 1997, n. 59»;

Visto il decreto del Presidente della Repubblica del 13 marzo 1976, n. 448, pubblicato nella Gazzetta Ufficiale n. 173 del 3 luglio 1976, con il quale e' stata data piena ed intera esecuzione alla Convenzione relativa alle zone umide di importanza internazionale soprattutto come habitat degli uccelli acquatici, firmata a Ramsar il 2 febbraio 1971;

Considerato che la predetta Convenzione, ai sensi dell'art. 10, paragrafo 2, e' entrata in vigore per l'Italia il 14 aprile 1977;

Considerato, altresì, che con il decreto del Presidente della Repubblica dell'11 febbraio 1987, n. 184, pubblicato nella Gazzetta Ufficiale n. 111 del 15 maggio 1987, e' stato reso esecutivo in Italia il Protocollo di Emendamento alla Convenzione, adottato a Parigi il 3 dicembre 1982;

Considerato che, a norma dell'art. 2, comma 4, della convenzione sopracitata e sulla base dei criteri di identificazione delle zone umide di importanza internazionale proposti nella «Conferenza internazionale sulla conservazione delle zone umide e degli uccelli acquatici» tenutasi a Heilingenhafen (Germania dal 2 al 6 dicembre 1974), adottati al IV Incontro delle Parti Contraenti come Annesso alla Raccomandazione 4.2 della COP IV (Montreaux, Svizzera, 1990) e approvati con la Risoluzione VI.2 della COP VI (Brisbane, Australia, 1996), sono state a suo tempo designate alcune zone umide di importanza internazionale, che sono state quindi inserite nell'apposito elenco di cui all'art. 2, n. 1, della convenzione medesima;

Considerato che a norma dell'art. 2, comma 5, le parti contraenti di tale convenzione hanno il diritto di aggiungere all'elenco predetto altre zone umide situate sul proprio territorio;

Considerato, per altro, che l'art. 4 comma 1 della Convenzione di Ramsar prevede che ciascuna parte contraente favorisca la tutela delle zone umide creando delle riserve naturali nelle zone umide, indipendentemente dal fatto se siano o meno riconosciute di importanza internazionale, e ne assicura una adeguata protezione;

Considerato inoltre che l'art. 4, comma 3, della Convenzione relativa alla conservazione della vita selvatica e dell'ambiente



naturale in Europa (Convenzione di Berna), ratificata con legge n. 5 agosto 1981, prevede per le parti contraenti l'impegno a prestare particolarmente attenzione alla protezione delle zone che rivestono importanza per le specie migratrici indicate negli allegati II e III alla convenzione medesima e in particolare, per cio' che concerne le aree poste lungo le linee di migrazione, in quanto aree di svernamento, raduno, alimentazione, riproduzione e muta;

Considerato l'eccezionale valore naturalistico del biotopo rappresentato dal medio corso del fiume Sele «Oasi del Sele-Serre Persano», costituito da parte del bacino fluviale a lento decorso che da' origine ad ampie zone meandriiformi e, in seguito allo sbarramento del fiume affettuato negli anni '30, di un'area di lago di origine artificiale che si e' via via naturalizzata ricoprendosi di vasti canneti, zone paludose, prati umidi e naturali;

Considerato l'eccezionale valore naturalistico del suddetto biotopo, costituito da ambienti altamente significativi sotto gli aspetti floristico-vegetazionali, con fitocenosi a foresta alluvionale a pioppo bianco (*populus alba*), pioppo nero (*populus nigra*), ontano bianco (*Alnus glutinosa*) e salice bianco (*salix alba*), ampie zone di prato umido allagato a carici (*carex* sp. pl.), giunchi (*juncus* sp.), iris giallo (*iris pseudacorus*), menta d'acqua (*mentha aquatica*), papavero cornuto (*glaucium flavum*), garofanino d'acqua (*epilobium hirsutum*), salcerella (*lythrum salicaria*), e sparganio (*Sparganium ramosum*), tratti a vegetazione prettamente acquatica con millefoglie d'acqua (*myriophyllum spicatum*), ceratofillo (*ceratophyllum demersum*) e potamogeti (*potamogeton* sp. pl.), e vasti canneti a cannuccia palustre (*phragmites australis*) e tife (*typha* sp. pl.);

Considerato altresì, l'importante ruolo che la zona umida riveste nel suo complesso per l'avifauna acquatica, soprattutto quale habitat di sosta e alimentazione durante il periodo delle migrazioni per numerose specie di uccelli acquatici, e che, nel medesimo biotopo si rinvencono regolarmente almeno un centinaio di specie ornitiche, fra cui molte ricomprese nell'elenco di cui alla direttiva 79/409/CEE (direttiva uccelli), nella risoluzione del Consiglio del 2 aprile 1989, concernente la conservazione degli uccelli selvatici, negli allegati II e III della già citata «Convenzione relativa alla conservazione della vita selvatica e dell'ambiente naturale in Europa» e nei successivi annessi di emendamento II e III alla Convenzione, entrati in vigore con il decreto del Ministero degli affari esteri del 6 marzo 1998, n. 4503, pubblicato nella Gazzetta Ufficiale n. 122 del 28 maggio 1998, ed in particolare, tra quelle di cui all'Annesso II «specie di fauna rigorosamente protette»:

cormorano (*phalacrocorax carbo*), tarabusino (*ixobrychus minutus*), tarabuso (*botaurus stellaris*), nitticora (*nycticorax nycticorax*), sgarza ciuffetto (*ardeola ralloides*), airone bianco maggiore (*egretta alba*), airone rosso (*ardea purpurea*), spatola (*platalea leucorodia*), mignattaio (*plegadis falcinellus*), moretta tabaccata (*aythya nyroca*), nibbio bruno (*milvus migrans*), falco di palude (*circus aeruginosus*), albanella reale (*circus cyaneus*), falco pescatore (*pandion haliaetus*), gru (*grus grus*), cavaliere d'Italia (*himantopus himantopus*), occhione (*burhinus oedecremus*), piro-piro boschereccio (*tringa glareola*), martin pescatore (*alcedo atthis*), ghiandaia marina (*coracias garrulus*), cannaiola (*acrocephalus scirpaceus*), cannaieccione (*acrocephalus arundinaceus*), forapaglie castagnolo (*acrocephalus melanopogon*), balia dal collare (*fecedula albicollis*), averla piccola (*lanius collurio*); e tra le altre il fischione (*anas penelope*), la canapiglia (*anas strepera*), l'alzavola (*ansa crecca*), il germano reale (*anas platyrhynchos*), il mestolone (*anas clypeata*), il fistione turco (*netta rufina*), il moriglione (*aythya ferina*), la moretta (*aythya fuligula*), la starna (*perdix perdix*), il porciglione (*rallus aquaticus*), la gallinella d'acqua (*gallinula chloropus*), la folaga (*fulica atra*), la favoncella (*vanellus vanellus*), il beccaccino (*gallinago gallinago*), la pittima reale (*limosa limosa*),



il chiurlo (*numenius arquata*), il totano moro (*tringa erythropus*), la pantana (*tringa nebularia*), il gabbiano comune (*larus ridibundus*), il colombaccio (*columba palumbus*), la tortora selvatica (*streptopelia turtur*), il merlo (*turdus merula*), il tordo bottaccio (*turdus philomelos*), il tordo sassello (*turdus iliacus*) e l'allodola (*alauda arvensis*);

Considerato che la restante componente faunistica e' rappresentata da specie di elevato valore scientifico e naturalistico, sia per la loro localizzazione che per la rarita' oggettiva, tra cui, in particolare tra le molte specie elencate nell'Allegato II della direttiva 92/43/CEE, si segnalano, tra i mammiferi la lontra (*lutra lutra*), che qui ha una buona e vitale popolazione, il ferro di cavallo maggiore (*rhinolophus ferrumequinum*) ed il ferro di cavallo minore (*rhinolophus hipposideros*), tra gli anfibi l'ululone dal ventre giallo (*bombina variegata*), tra i rettili la testuggine d'acqua (*emys orbicularis*) ed il cervone (*elaphe quatuorlineata*), tra i pesci la lampreda di mare (*petromizon marinus*), la lampreda comune (*pampetra planeri*), la lampreda di fiume (*lampetra fluviatilis*), la rovello (*rutilus rubilio*), l'alborella meridionale (*alburnus albidus*) ed il barbo (*barbus plebejus*), e tra gli insetti il cervo volante (*lucanus cervus*), il cerambix cerdo, la melanargia arge e coenagrion mercuriale;

Considerato, altresì, che tra le altre specie animali significativo ve ne sono molte rientranti tra quelle elencate dagli allegati 2 e 3 della convenzione di Berna e l'Appendice 2/I della già citata direttiva 79/409/CEE, ed in particolare tra i mammiferi il gatto selvatico (*felis silvestris*), tra i rettili il biacco (*coluber viridiflavus*), il ramarro (*lacerta viridis*), la lucertola campestre (*lacerta sicula*) e la natrice tessellata (*natris tessellata*), tra gli anfibi la raganella meridionale (*hyla meridionalis*), il rospo smeraldino (*bufo viridis*), la rana agile (*rana dalmatina*) ed il tritone crestato italiano (*triturus carnifex*), e tra gli insetti odonati *ceriagrion tenellum*, *sympecma fusca*, *sympetron depressiusculum* e *coenagrion coerulescens*;

Considerato pertanto che la zona in questione ha un valore particolare per il mantenimento della diversità ecologica e genetica della regione mediterranea grazie alla ricchezza ed alla originalità della sua flora e della sua fauna, e costituisce un esempio particolarmente rappresentativo di zona umida caratteristica della propria regione biogeografica;

Atteso quindi che la zona in questione soddisfa i criteri di identificazione delle zone di importanza internazionale, così come adottati in occasione delle ultime conferenze delle parti contraenti (Regina-Canada, 1987; Montreaux-Svizzera, 1990; Kushiro-Giappone, 1993 e Brisbane-Australia, 1996);

Visti l'art. 4, lettera h), del decreto del Presidente della Repubblica 15 gennaio 1972, n. 11 e gli articoli 4 e 83 del decreto del Presidente della Repubblica 24 luglio 1977, n. 616;

Considerato che il consiglio regionale della Campania, nell'approvare la legge 1° settembre 1993 n. 33 «Istituzione dei parchi e riserve naturali in Campania», ha individuato, nell'elenco delle aree naturali protette da istituire, gli arenali di Foce Sele e Tanagro e che successivamente la Giunta Regionale della Campania ha istituito in via definitiva la Riserva Naturale Foce Sele-Tanagro, che ricomprende nel suo perimetro la zona umida Oasi del Sele-Serre Persano», con deliberazione di Giunta Regionale n. 64 del 12 febbraio 1999;

Considerato, ancora, che il «Consorzio di Bonifica in destra del Sele» di Salerno, che ha in esercizio la Traversa sul fiume Sele in località Persano del comune di Serre (costruita come opera pubblica di bonifica per uso irriguo) ed in consegna l'area dell'invaso artificiale a monte della Traversa (con i terreni prospicienti intestati catastalmente al Demanio dello Stato-Ramo bonifiche), attraverso la «Convenzione» n. 1624 del 18 marzo 1996 (in Atti



dell'ufficio Registro AA.CC. di Salerno, Mod. 69, n. 627 del 4 aprile 1996), affida in gestione l'area demaniale a monte della Traversa, che viene denominata «Oasi di protezione faunistica di Persano», al WWF Italia;

Considerato, altresì, che l'area è stata inserita tra le Important Bird Areas (IBA) ai sensi della citata direttiva 79/409/CEE;

Considerato che nell'ambito del programma comunitario «Natura 2000» e del relativo progetto italiano «Bioitaly», la regione Campania, ai sensi della direttiva 92/43/CEE, ha proposto tra gli altri, quale sito di importanza comunitaria (SIC) il «Medio corso del Fiume Sele» (codice IT 8050021);

Vista la delibera del comitato per le aree naturali protette del 2 dicembre 1996, pubblicata nel supplemento ordinario n. 183 alla Gazzetta Ufficiale n. 214 del 13 settembre 1997, con la quale era stato approvato l'aggiornamento per l'anno 1996 del programma triennale per le aree naturali protette 1994-1996, che ha individuata la zona umida «2/CAM/D/86 Oasi di Serre Persano» tra i «Territori che per caratteristiche naturalistiche possono essere considerati quali zone umide ai sensi della Convenzione internazionale di Ramsar»;

Vista la raccomandazione C.4.2 adottata dalla COP IV a Montreaux nel 1990;

Visto la richiesta di parere inviata alla regione Campania con la nota prot. n. SCN/ST/2000/10679 del 27 giugno 2000;

Viste le note della Regione Campania testo unico 401 del 19 febbraio 2001 e n. 1017 20 aprile 2001 a la deliberazione della giunta regionale della Campania n. 285 del 19 gennaio 2001, concernente l'espressione di parere favorevole in merito all'inclusione nella Convenzione di Ramsar della zona umida in questione;

Ritenuto di dover procedere alla dichiarazione della zona umida di importanza internazionale denominata «Oasi del Sele-Serre Persano» ai sensi della citata Convenzione internazionale di Ramsar;

Decreta:

Art. 1.

La zona umida denominata «Oasi del Sele-Serre Persano», ubicata nei comuni di Serre e di Campagna, in provincia di Salerno, è dichiarata di importanza internazionale ai sensi e per gli effetti della «Convenzione relativa alle zone umide di importanza internazionale, soprattutto come habitat degli uccelli acquatici», firmata a Ramsar il 2 febbraio 1971, secondo i confini riportati nella planimetria allegata al presente decreto come allegato I.

Art. 2.

Il Ministero dell'ambiente e della tutela del territorio, la regione Campania, la Provincia di Salerno, i comuni di Serre e Campagna ed il WWF Italia assicureranno, per quanto di propria competenza, il rispetto degli obiettivi di tutela previsti dalla Convenzione di Ramsar nell'ambito del territorio individuato al precedente art. 1.

Art. 3.

La sorveglianza sul territorio individuato all'articolo 1 è affidata al Comando dei Carabinieri per la tutela dell'Ambiente ed al Corpo forestale dello Stato, nonché alle altre Forze di Polizia.

Il presente decreto sarà pubblicato nella Gazzetta Ufficiale della Repubblica italiana.

Roma, 5 maggio 2003

Il Ministro: Matteoli

Registrato alla Corte dei conti il 25 giugno 2003  
Ufficio di controllo atti Ministeri delle infrastrutture ed assetto del territorio, registro n. 3 Ambiente, foglio n. 147



*Ministero dell' Ambiente  
e della Tutela del Territorio*

*Dipartimento per l' Assetto dei Valori Ambientali del Territorio*

*Direzione per la Conservazione della Natura*

**ZONA UMIDA  
OASI DEL SELE - SERRE PERSANO**

**scala 1 : 25.000**





Allegato

----> Vedere grafico di pag. 50 <----



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

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

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

foglio 489

**MARSICO NUOVO**

a cura di  
**S. Carbone<sup>1</sup>**

con i contributi di:  
**F. Lentini<sup>1</sup>, A. Di Stefano<sup>1</sup>, S.I. Giano<sup>2</sup>**

e la collaborazione di:  
**M. Romeo<sup>1</sup>, M. Chiocchini<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino

Ente realizzatore



REGIONE BASILICATA

**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 Basilicata: B. Anzidei**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

*Revisione scientifica:*

**R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), V. Pannuti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

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

*Coordinamento editoriale:*

**D. Tacchia, V. Pannuti**

PER LA REGIONE BASILICATA

*Coordinamento informatizzazione:*

**B. Anzidei**

*Coordinamento scientifico editoriale:*

**S. Carbone**

*Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa a cura di:*  
**SystemCart - Roma**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

**M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA**

**B. Anzidei - Regione Basilicata**

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

Stampa:



## INDICE

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> .....	pag.	7
<b>II</b>	- <b>STUDI PRECEDENTI</b> .....	»	9
1.	- I TERRENI PRE-PLIOCENICI .....	»	10
2.	- I TERRENI PLIO-PLEISTOCENICI .....	»	14
3.	- I TERRENI CONTINENTALI QUATERNARI .....	»	16
<b>III</b>	- <b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	»	19
<b>IV</b>	- <b>STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE</b> .....	»	25
1.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA .....	»	26
1.1.	- UNITÀ LAGONEGRESI .....	»	26
1.1.1.	- <i>Unità tettonica Lagonegrese I</i> .....	»	29
1.1.1.1.	- Calcari con Selce - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda ( <b>SLC<sub>a</sub></b> ) .....	»	30
1.1.1.2.	- Scisti Silicei - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda ( <b>STS<sub>a</sub></b> ) .....	»	31
1.1.1.3.	- Flysch Galestrino - litofacies marnoso-silicea ( <b>FYG<sub>a</sub></b> ) .....	»	32
1.1.2.	- <i>Unità tettonica Lagonegrese II</i> .....	»	33
1.1.2.1.	- Formazione di Monte Facito ( <b>FAC</b> ) .....	»	34
1.1.2.2.	- Calcari con Selce ( <b>SLC</b> ) .....	»	36
1.1.2.3.	- Scisti Silicei ( <b>STS</b> ) .....	»	37
1.1.2.4.	- Flysch Galestrino- litofacies calcareo-marnosa ( <b>FYG<sub>b</sub></b> ) .....	»	39
1.1.2.5.	- formazione di Monte Malomo ( <b>FMM</b> ) .....	»	41
1.1.2.6.	- argilliti del T. Serrapòtamo ( <b>ABQ</b> ) .....	»	45
1.2.	- UNITÀ TETTONICA MONTI DELLA MADDALENA .....	»	46
1.2.1.	- <i>dolomie indifferenziate</i> ( <b>DOC</b> ) .....	»	47
1.2.2.	- <i>calcari e calcari dolomitici</i> ( <b>CLU</b> ) .....	»	48
1.2.3.	- <i>calcari bio-litoclastici con rudiste</i> ( <b>CBI</b> ) .....	»	49
1.2.4.	- <i>calcareniti con alveolinidi e nummulitidi</i> ( <b>AEN</b> ) .....	»	50
1.2.5.	- <i>formazione del Bifurto</i> ( <b>BIF</b> ) .....	»	51
1.3.	- <b>SUCCESSIONI SINOROGENE DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO</b> .....	»	52

1.3.1.	- <i>formazione di Albidona</i> . . . . .	»	54
1.3.2.	- <i>flysch di Gorgoglione</i> . . . . .	»	55
1.4.	- UNITÀ TETTONICA SICILIDE DI ROCCA IMPERIALE. . . . .	»	56
1.4.1.	- <i>sottunità Corleto Perticara</i> . . . . .	»	58
1.4.1.1.	- Gruppo delle Argille Variegata ( <b>AV</b> ) . . . . .	»	58
1.4.1.2.	- Tufiti di Tusa ( <b>TUT</b> ) . . . . .	»	61
1.4.2.	- <i>sottunità Torrente Cerreto</i> . . . . .	»	64
1.4.2.1.	- Gruppo delle Argille Variegata ( <b>AV</b> ) . . . . .	»	64
1.4.3.	- <i>flysch di Gorgoglione</i> . . . . .	»	64
2.	- DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E QUATERNARI . . . . .	»	66
2.1.	- DEPOSITI DEI BACINI INTRAPPENNINICI . . . . .	»	68
2.1.1.	- <i>gruppo di Caliendo</i> . . . . .	»	68
2.1.1.1.	- conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello ( <b>SCN</b> ) . . . . .	»	69
2.1.1.2.	- argille marnose azzurre del T. Sauro ( <b>ARM</b> ) . . . . .	»	71
2.1.1.3.	- sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia ( <b>SGG</b> ) . . . . .	»	71
2.1.2.	- <i>gruppo di Sant'Arcangelo</i> . . . . .	»	72
2.1.2.1.	- conglomerati di Castronuovo ( <b>CCN</b> ) . . . . .	»	72
3.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI . . . . .	»	73
3.1.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA . . . . .	»	74
3.1.1.	- <i>Bacino dell'alta Val d'Agri</i> . . . . .	»	74
3.1.1.1.	- supersintema del Pertusillo ( <b>PS</b> ) . . . . .	»	74
3.2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA . . . . .	»	75
3.2.1.	- <i>Unità completamente formate</i> . . . . .	»	75
3.2.1.1.	- breccie di Galaino ( <b>GAO</b> ) . . . . .	»	75
3.2.1.2.	- deposito alluvionale antico ( <b>b<sub>nb</sub></b> ) . . . . .	»	77
3.2.1.3.	- deposito alluvionale terrazzato ( <b>b<sub>na</sub></b> ) . . . . .	»	77
3.2.1.4.	- deposito lacustre ( <b>e<sub>2b</sub></b> ) . . . . .	»	78
3.2.2.	- <i>Unità di formazione</i> . . . . .	»	79
3.2.2.1.	- deposito alluvionale recente ( <b>b<sub>b</sub></b> ) . . . . .	»	79
3.2.2.2.	- deposito di versante ( <b>a</b> ) . . . . .	»	80
3.2.2.3.	- deposito lacustre ( <b>e<sub>2a</sub></b> ) . . . . .	»	80
3.2.2.4.	- coltre eluvio-colluviale ( <b>b<sub>2</sub></b> ) . . . . .	»	81
3.2.2.5.	- deposito alluvionale attuale ( <b>b<sub>a</sub></b> ) . . . . .	»	81
3.2.2.6.	- deposito antropico ( <b>h</b> ) . . . . .	»	81
3.2.2.7.	- deposito di frana ( <b>a<sub>1</sub></b> ) . . . . .	»	82
<b>V</b>	- <b>TETTONICA</b> . . . . .	»	83
1.	- GENERALIÀ . . . . .	»	83
2.	- SEZIONE GEOLOGICHE . . . . .	»	91
2.1.	- PROFILO A-A' SASSO DI CASTALDA-BRIDISI DI MONTAGNA . . . . .	»	92
2.2.	- PROFILO B-B' VOLTURINO-TRIVIGNO . . . . .	»	95

3.	- TEMPI DI MODALITÀ DI PROPAGAZIONE DELLA DEFORMAZIONE . . . . . »	96
<b>VI</b>	- <b>CENNI DI GEOMORFOLOGIA</b> . . . . . »	101
1.	- OROGRAFIA E IDROLOGIA SUPERFICIALE . . . . . »	101
2.	- MORFOLOGIA VALLIVA . . . . . »	103
<b>VII</b>	- <b>CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA</b> . . . . . »	105
1.	- FRANE E DISSESTI . . . . . »	105
	<b>APPENDICE 1</b> . . . . . »	109
	CARATTERI STRATIGRAFICI, BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL BACINO DI CALVELLO . . . . . »	109
	Ringraziamenti . . . . . »	113
	BIBLIOGRAFIA . . . . . »	114

PROGETTO  
 CARG



PROGETTO

CARG

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 489 Marsico Nuovo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (Legge 67/88) tramite convenzione tra Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d'Italia e Regione Basilicata.

Il Foglio è localizzato immediatamente ad est dello spartiacque dell'Appennino lucano, e ricade integralmente entro i confini amministrativi della Regione Basilicata e più precisamente all'interno della provincia di Potenza.

Strutturalmente il Foglio "Marsico Nuovo" racchiude un'area caratterizzata dalla presenza di coltri alloctone della Catena Appenninica, sovrapposte alle unità carbonatiche meso-cenozoiche apule non affioranti. L'evoluzione tettono-sedimentaria che ha accompagnato le fasi di avanzamento della Catena Appenninica verso le aree di avampaese, comprende gli ultimi stadi dell'orogenesi a partire dal Tortoniano, in contemporanea con l'apertura del Bacino Tirrenico.

La copertura cartografica ufficiale di quest'area è data dai fogli alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia, edita alla fine degli anni '60 (Foglio 199 Potenza, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969 e Foglio 200 Tricarico, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968). A partire dagli anni '70, da parte di istituti di ricerca e dell'università, sono state prodotte cartografie non ufficiali e tematiche di questo settore dell'Appennino (CARTA DEI TERRENI DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA, 1972; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL F. AGRÌ, 1991; CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE, 1999; GEOLOGICAL MAP OF THE POTENZA-GUARDIA PERTICARA AREA, BASILICATA, 1999), nelle quali il Foglio ricade in parte o totalmente.

Nell'ambito del Progetto CARG i rilevamenti geologici per il Foglio "Marsico Nuovo" sono stati effettuati a partire dal 1997 fino alla fine del 2000, utilizzando i nuovi tipi IGMI, Serie 25 a scala 1:25.000, editi nel 1995. L'aggiornamento di queste basi topografiche, specialmente sulla viabilità, ha agevolato molto l'indagine di terreno, in un settore dell'Appennino meridionale caratterizzato da

eterogeneità litologico-strutturale, da notevole acclività dei versanti e asprezza del paesaggio.

I rilievi di campagna, come nella prassi del progetto CARG, hanno mirato, ove possibile, alla ridefinizione delle unità stratigrafico-strutturali e dei relativi rapporti giaciture, integrati da analisi micropaleontologiche e petrografiche delle successioni affioranti e alla verifica delle strutture e dei principali elementi morfologici dell'area, anche mediante fotointerpretazione.

Per il rilevamento geologico e relativa rappresentazione cartografica ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico e geologico-strutturale. Ove possibile, le formazioni sono state suddivise in litofacies e raggruppate in sottounità o unità tettoniche e descritte nell'ordine dettato dalla posizione geometrica, dal basso verso l'alto.

Alle indagini biostratigrafiche a foraminiferi è stato abbinato lo studio dei nannofossili calcarei al fine di ottenere un più preciso inquadramento cronostratigrafico delle formazioni. Sono state effettuate campionature sparse su tutte le successioni, mentre le sezioni sono relative a quelle terziarie. La scelta di indirizzare indagini biostratigrafiche mirate sui terreni terziari è stata condizionata dalla natura litologica delle formazioni e dalla consapevolezza che una loro più accurata e precisa datazione, avrebbe sicuramente migliorato la ridefinizione stratigrafica delle formazioni e di conseguenza l'interpretazione dell'evoluzione tettonica dell'area. La natura dei restanti terreni, per lo più silicei o argillitici, scarsamente fossiliferi, se non totalmente sterili, ha vanificato l'indagine biostratigrafica, costringendo ad attribuire datazioni, a volte anche molto approssimative e generiche, ricavate dalla letteratura esistente. Datazioni significative sono state ottenute per le formazioni bacinali cretacico-paleogeniche dell'Unità Lagonegrese II.

I dati petrografici, specialmente quelli relativi ai terreni silicoclastici, sono stati ricavati in parte dall'abbondante e recente bibliografia, esistente per tutte le formazioni terrigene dell'Appennino meridionale, ed in parte da analisi effettuate *ex-novo* nell'area del Foglio (v. capitolo Stratigrafia).

Quanto rappresentato in carta mira a sottolineare, prioritariamente, le caratteristiche geometriche dei contatti tettonici e ad evidenziare tempi e modalità degli eventi deformativi.



## II - STUDI PRECEDENTI

Il Foglio 489 Marsico Nuovo a scala 1:50.000 ricade nei fogli IGM a scala 1:100.000 Tricarico e Potenza, editi dal SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968, 1969).

La prima edizione di questi due fogli, con relative note illustrative, risale agli inizi del XX secolo (Foglio 200 Tricarico - ex "Laurenzana" rilevato tra il 1888 e il 1892 da C. Viola e V. Sabatini e riveduto dagli stessi nel 1905; Foglio 199 Potenza edito nel 1908 ad opera di L. Baldacci e V. Sabatini, sulla base dei rilevamenti compiuti negli anni 1888-1892) e rispecchia integralmente le idee di DE LORENZO (1892-1896) sulla geologia dell'Appennino meridionale: tutti i terreni, in una rigorosa concezione autoctonistica, costituiscono una successione unica rappresentata da una "serie di lagonegro" interamente di età mediotriassica, posta alla base di una sequenza calcareo-dolomitica, cui segue una successione in facies di flysch di età eocenica.

A VIOLA (1891) e a BALDACCINI & VIOLA (1894) si deve la prima descrizione sistematica di una serie terziaria affiorante nei dintorni di Stigliano (ad est dell'area del Foglio Marsico Nuovo) composta dal basso verso l'alto da Argille Scagliose variegiate dell'Eocene, da un'alternanza di calcari, arenarie e marne del Miocene e per finire da "molasse quarzose" del Pliocene.

Tale schema tettono-stratigrafico rimane immutato fino agli anni '30, contrastato esclusivamente dalle teorie di GRZYBOWSKI (1921) e di ROVERETO (1927), che accettano il modello dei "charriages" (traslazioni orizzontali).

La teoria faldistica, già sviluppata nelle Alpi e in Appennino settentrionale, viene supportata in Appennino meridionale dai lavori pionieristici di ANELLI (1939) e di SIGNORINI (1939), i quali interpretano l'Appennino calcareo come una falda di ricoprimento su lembi di Flysch terziario. Questa teoria stentò notevolmente ad affermarsi in Italia meridionale e fino alla fine degli anni '50 vennero proposti schemi alternativi (MIGLIORINI, 1948; SCARSELLA, 1957), fino ad una clamorosa riaffermazione autoctonistica (LAZZARI, 1954, 1959).



Agli inizi degli anni '60 la teoria faldistica si afferma definitivamente con il lavoro di SELLI (1962) e con il contributo di ricercatori di scuola francese (GLANGEAUD *et alii*, 1961; GRANDJACQUET 1963a, 1963b).

SELLI (1962) ascrive i terreni lagonegresi alla Coltre Lagonegrese distinguendovi due serie: quella di Lagonegro e quella di S. Fele.

La serie di Lagonegro è costituita dal basso verso l'alto da:

- "Formazione del Sirino" (cfr. "Calcari con liste e noduli di selce")
- "Formazione di Lagonegro" (cfr. "Scisti Silicei")
- "Formazione del Brusco" (cfr. "Flysch Galestrino")

La serie di S. Fele è invece costituita dal basso verso l'alto da:

- dolomia cristallina
- "Formazione di S. Fele" (diaspri e brecciole gradate)
- "Flysch argilloso" ("Formazione del Brusco")

Secondo l'Autore la dolomia cristallina e la "F.ne di S. Fele" sono coeve della "F.ne di Lagonegro".

Tra il 1964 e il 1966, a seguito dei rilevamenti compiuti da ricercatori baresi e catanesi rispettivamente sotto la direzione di A. Valduga e di L. Ogniben per il Foglio "Tricarico" e di A. Valduga per il Foglio "Potenza", viene allestita la seconda edizione dei due fogli a scala 1:100.000 in cui ricade il Foglio "Marsico Nuovo". La seconda edizione dei due fogli introduce, rispetto alla prima, modifiche sostanziali, tra cui una più dettagliata differenziazione, in termini formazionali, dei terreni affioranti, specialmente per le successioni terrigene terziarie a carattere flyschoide, più precise datazioni delle medesime e una più particolareggiata cronologia dei contatti tettonici.

## 1. - I TERRENI PRE-PLIOCENICI

Il settore di catena appenninica nel quale ricade il Foglio "Marsico Nuovo" potrebbe essere definito, strutturalmente, come la "finestra tettonica delle Unità Lagonegresi *s.l.*" attorno alla quale si accatano, in e fuori sequenza, tutte le successioni più interne relative a paleodomini su crosta oceanica e continentale (Unità Sicilidi *l.s.* e Carbonatiche di Piattaforma).

Dal momento che proprio le successioni lagonegresi sono quelle maggiormente sviluppate nell'ambito del Foglio, la tematica peculiare del medesimo può essere ricondotta a quella che da sempre riassume i problemi dell'Appennino meridionale e cioè l'originaria posizione paleogeografica del "bacino lagonegrese".

Con la prima sintesi di SCANDONE (1967), e a seguire di SCANDONE (1972, 1975) viene dimostrato il completo raddoppio della serie calcareo-silicomarnosa nell'Appennino Lucano, proposto un nuovo schema palinspastico e una interpretazione cinematica delle coltri. Le due unità tettoniche derivanti dalla deformazione del "Bacino Lagonegrese", posto su crosta continentale, ma in "posizione interna" rispetto alla "piattaforma carbonatica apula", sarebbero state successivamente ricoperte dalle falde calcaree.



SCANDONE (1972) suddivise le successioni lagonegresi in un'unità profonda, Unità Lagonegrese I, e un'unità superiore, Unità Lagonegrese II, direttamente sottostante ai terreni della Piattaforma Appenninica. Secondo l'Autore, alla diversa posizione geometrica corrispondeva anche una differente evoluzione verticale delle successioni, con caratteristiche di distalità nell'unità inferiore e di prossimalità al dominio di piattaforma interna nell'unità superiore, caratterizzata da diverse facies (Armizzone, S. Fele, Pignola-Abriola). Non sempre tuttavia le facies corrispondono ad un determinato orizzonte strutturale; dati di sottosuolo e profili sismici mostrano con sufficiente chiarezza che le unità si dispongono attualmente in due orizzonti strutturali principali, ma che si può registrare un'inversione dell'originaria posizione per effetto delle fasi di avanzamento sul tetto delle unità apule durante il Pliocene, (v. profilo geologico nel Foglio "Sant'Arcangelo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005).

OGNIBEN (1969a) sulla scia di MANFREDINI (1963) e di PIERI (1966), ma in antitesi con SCANDONE (1967) e critico sulle sintesi precedenti, proponeva un diverso modello tettonico, estendendo all'Appennino meridionale lo schema della Sicilia. In un contesto paleogeografico di stile geosinclinalico *sensu* AUBOIN (1959), il complesso di bacino esterno (miogeosinclinalico) si interpone tra la Piattaforma Carbonatica dell'Appennino (Complesso Panormide) e quella della Piattaforma Adriatica di avampaese apulo-garganico. In questo modello la serie lagonegrese è considerata in posizione tettonica "basale" e pertanto autoctona e passava verso l'alto ai terreni cretacico-miocenici molisano-sannitici (rispettivamente "Complessi Basale ed Ex-basale").

Gli anni '60 - inizio anni '70, sono caratterizzati anche da una serie di contributi a carattere stratigrafico inerenti i terreni lagonegresi (SCANDONE, 1963a, 1964a, 1964b; LUPERTO SINNI, 1964, 1965; SCANDONE & DE CAPOA, 1966; TADDEI RUGGIERO, 1968; DE CAPOA BONARDI, 1970; DONZELLI & CRESCENTI, 1970; BRONNIMAN *et alii*, 1971; DE STASIO, 1971) e le formazioni terrigene in facies flyschoidi (CRESCENTI, 1966; PALMENTOLA 1967, 1969; BOENZI & CIARANFI, 1970; PESCATORE, 1970). L'insieme di tutti questi studi portano alla formulazione di un modello geologico per l'Appennino campano-lucano (D'ARGENIO *et alii*, 1973), nel quale il "bacino lagonegrese" viene posto su crosta continentale, in posizione paleogeografica esterna rispetto alla piattaforma carbonatica campano-lucana.

Altri contributi alla definizione della posizione paleogeografica del bacino lagonegrese, oltre a quelli già citati, derivano dall'esplorazione petrolifera, e sono basati soprattutto sull'interpretazione dei profili sismici. Lo schema proposto da MOSTARDINI & MERLINI (1986) prevede un unico bacino lagonegrese-molisano intermedio tra un'unica piattaforma appenninica e quella apula, che a sua volta era solcata da un bacino (bacino apulo), che la separava in due porzioni. Sia il bacino apulo che la piattaforma apula sono stati riconosciuti solo in sottosuolo. Inoltre all'interno del bacino lagonegrese-molisano viene individuata l'area di sedimentazione delle Unità Sicilidi.

Una ridefinizione delle unità lagonegresi è stata tentata nella CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI (1991) e da CARBONE *et alii* (1991). Gli Autori, pur



distinguendo orizzonti strutturali lagonegresi sovrapposti, hanno preferito assegnare all'elemento strutturale profondo, denominato Unità di M. Sirino, gran parte delle successioni affioranti. Le poche successioni lagonegresi riconosciute in raddoppio tettonico sono state poi riferite a due distinte unità (Unità di M. Torrette-M. Malomo ed Unità di Moliterno) intese come elementi tettonici di estensione limitata, coinvolti al fronte del ricoprimento della sovrastante unità "carbonatica Panormide" (CARBONE *et alii*, 1988; CATALANO, 1991).

La posizione esterna del bacino lagonegrese rimarrà indiscussa fino agli inizi degli anni '90 quando PATACCA *et alii* (1990) ipotizzano una sua posizione interna su crosta continentale. Di analoga opinione sono MARSELLA *et alii* (1992) che però lo pongono su crosta oceanica. IETTO & BARILARDO (1993) collocano questo bacino in posizione esterna ma su crosta oceanica. SGROSSO (1994), dopo un esame critico di tutti i dati espressi dagli Autori prima citati, propende per una collocazione del bacino lagonegrese in posizione esterna su crosta continentale.

Secondo LAUBSCHER & BERNOULLI (1977), CHANNELL *et alii* (1979), ROURE *et alii* (1991), la serie di scaglie tettoniche ripetute di terreni lagonegresi deriva dalla deformazione del margine continentale meridionale dell'Oceano Neotetideo del Giurassico-Cretacico inferiore.

Nello schema tettonico proposto da MONACO *et alii* (1998) e CELLO & MAZZOLI (1999) l'Appennino lucano include unità tettoniche derivanti dalla deformazione del paleomargine continentale Afro-Adriatico, su cui giacciono stratigraficamente depositi mio-pleistocenici di avanfossa e di bacini satellite (*thrust-top basin*). Strutturalmente le unità alloctone della catena derivano dalla deformazione di successioni sia di piattaforma carbonatica (Piattaforma Appenninica) che bacinali (Bacino di Lagonegro) di età triassico-paleogenica, dei relativi depositi neogenici di avanfossa e dei bacini satellite completamente scollati dal loro originario substrato e trasportati sui terreni carbonatici dell'avampaese apulo.

Già a partire dai primi anni '70 dall'esplorazione sismica regionale (FINETTI & MORELLI, 1972, 1973), era emerso che lo Ionio era costituito da una serie riflettente di rilevante spessore, ove il "sale messiniano", pur molto spesso, è ricoperto da una sottile successione sedimentaria plio-quadernaria. Sotto gli orizzonti messiniani gli Autori citati avevano riconosciuto una potente sequenza sismostratigrafica attribuita all'intervallo Mesozoico-Miocene medio. Successivamente, sulla base di una vasta esplorazione sismica e dei dati di diversi pozzi perforati sui margini continentali, fu riconosciuta per lo Ionio una crosta di tipo paleo-oceanico (FINETTI, 1982) assottigliata nel Triassico con formazione di un bacino profondo (Calcarei con Selce) nel Carnico-Norico e totalmente oceanizzata durante la fase di *rifting* del Giurassico.

La crosta ionica in corrispondenza dell'Orogene Appenninico-Maghrebide si flette verso NO, sotto le unità orogeniche che formano l'Arco Calabro-Peloritano. Le successioni scollate dalla crosta ionica, vengono a costituire le unità più esterne dell'arco, note in letteratura come Unità Lagonegresi in Appennino meridionale e Unità Imeresi in Sicilia. La strettissima affinità tra le coperture sedimentarie ioniche e le successioni delle unità bacinali esterne dell'orogene



suggerisce un originario collegamento paleogeografico tra questi domini (FINETTI *et alii*, 1996) che viene confermato dal fatto che in Appennino meridionale il margine dell'originario Blocco Apulo, la cui prosecuzione verso SE rappresenta la transizione al Bacino Ionico, è stato coinvolto nell'orogene e ha subito un'inversione tettonica che ha guidato gli estesi accavallamenti regionali delle Unità Lagonegresi sulle successioni carbonatiche apule.

Queste considerazioni, già esplicitate in diversi lavori (CARBONE *et alii*, 1987; CARBONE & LENTINI, 1990; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1990, 1995; CELLO *et alii*, 1998), vengono definitivamente confermate dalle evidenze della sismica profonda (FINETTI *et alii*, 1996, 1997; FINETTI, 2005).

Oltre alle sequenze bacinali prima citate, nell'Appennino Lucano sono ampiamente diffuse formazioni argillose ed argilloso-calcaree, note in letteratura come "Argille scagliose" o "Argille varicolori", originariamente appartenenti a domini interni. Esse, già distinte da SELLI (1962) come "coltri lucane" interposte tra i flysch di Albidona e di Gorgoglione e contenenti "zolle inglobate" delle formazioni di Monte S. Arcangelo e di Corleto Perticara, sono state riunite da OGNIBEN (1969a) nel Complesso Sicilide, termine con il quale l'Autore (1960) aveva indicato analoghe successioni alloctone di "eugeosinclinale" affioranti in Sicilia. Col termine di "unità sicilidi" vengono indicate anche da D'ARGENIO *et alii* (1973, 1975) le medesime successioni dell'Appennino campano-lucano. Da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) le Unità Sicilidi vengono poste tra quelle *incertae sedis*, in quanto risulterebbe poco chiara la posizione del relativo paleodominio.

La posizione attualmente raggiunta da tali unità, geometricamente più alta nell'edificio a falde, sarebbe relativa alla fase tettonica tortoniana secondo OGNIBEN (1969a, 1985), o a quella langhiana secondo D'ARGENIO *et alii* (1973).

Le formazioni sicilidi costituiscono diverse falde posizionate a vari orizzonti strutturali, talora separate da depositi flyschoidi mesoautoctoni. Nel Complesso Sicilide OGNIBEN (1969a) ha distinto due unità tettoniche: la Falda di Rosito e la Falda di Rocca Imperiale. Successivamente LENTINI (1979) ha ridefinito due unità tettoniche separate da orizzonti medio e supramiocenici; di conseguenza la coltre sicilide, sottostante il Flysch di Gorgoglione, è stata denominata Falda di Cirigliano, mentre quella soprastante ai livelli infratorntoniani di tale flysch o delle "Marne arenacee di Serra Cortina" è stata indicata come Falda di Rocca Imperiale. All'interno di quest'ultima è stata distinta un'ulteriore unità, interpretata come un raddoppio della Falda di Rocca Imperiale e denominata Unità del Torrente Cerreto.

Dall'analisi dei rapporti delle unità sicilidi con i flysch oligo-miocenici e i depositi plio-pleistocenici, LENTINI (1979) riconosce una serie di fasi deformative, a seguito delle quali il fronte delle unità sicilidi si è esteso fino alle aree più esterne. Le varie coltri, insieme con i depositi flyschoidi intercalati, assumono quasi il significato di *marker* degli eventi tetto-genetici. Il primo, databile al Burdigaliano, è responsabile dei ricoprimenti sul flysch numidico della zona di Stigliano e di vari contatti di formazioni sicilidi sulle sequenze lagonegresi; il secondo, relativo al Tortoniano inferiore, ha prodotto un generale ricoprimento



sui “Flysch Esterni”. Ulteriori fasi sono responsabili dei rapporti tra unità sicilidi e coperture plio-pleistoceniche (LENTINI, 1967, 1969a, 1969b, 1979; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL’AGRI, 1980).

Fra le unità della catena quelle sicilidi mostrano la maggiore traslazione, tanto da raggiungere, pur provenendo da domini interni, anche il fronte estremo, dove costituiscono un’ampia parte della Falda di Metaponto, attualmente inserita a cuneo nella copertura plio-pleistocenica della Fossa Bradanica.

La natura tettonica dei contatti tra terreni lagonegresi e sicilidi, la posizione interna del bacino sicilide, indiscussa e accettata nelle ricostruzioni di tutti gli schemi paleogeografici fino alla fine degli anni ’80, e ancora oggi validi nell’opinione scientifica più diffusa, sono stati messi in discussione da PESCATORE *et alii* (1988). Questi Autori ritengono di natura stratigrafica e in continuità i contatti, anche se “in giacitura spesso discordante”, tra i terreni prevalentemente argillosi delle successioni “sicilidi” e quelli “lagonegresi”, considerando le prime come deposte nella zona assiale del bacino lagonegrese e in eteropia con le facies calcareo-marnose e argillose (Flysch Rosso *Auctt.*) dei margini del bacino, rappresentati dalla piattaforma campano-lucana e dalla piattaforma apula.

Nell’ultimo decennio la ripresa dell’esplorazione petrolifera in Italia meridionale ha dato nuovo impulso alla ricerca geologica finalizzata e, nel caso dell’industria mineraria, all’individuazione di nuovi giacimenti. I lavori più significativi relativi a questa nuova fase sono quelli che hanno saputo coniugare dati derivanti dall’esplorazione mineraria e dal Progetto CROP (Crosta Profonda); citiamo quelli di CASERO *et alii* (1991), ROURE *et alii* (1991), FINETTI *et alii* (1996), LENTINI *et alii* (1996), MONACO *et alii* (1998), PATACCA & SCANDONE (2001), MAZZOLI *et alii* (2001), e quelli del Progetto CROP Mare, sintetizzati in FINETTI (2005).

Da ultimo un notevole sforzo è stato compiuto nell’aggiornamento cartografico dell’Appennino lucano con la produzione di carte geologiche a varia scala, che sicuramente hanno risentito, in termini interpretativi, dei modelli e degli schemi paleogeografici via via fin qui prodotti: CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL’AGRI (F. 506 Sant’Arcangelo) (1973); F. 507 Pisticci (1980); CARTA GEOLOGICA DELL’APPENNINO MERIDIONALE, 1988; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DI SANT’ARCANGELO, 1993; GEOLOGICAL MAP OF THE NORTHERN PART OF THE SANT’ARCANGELO BASIN, 1998; CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE, 1999; GEOLOGICAL MAP OF THE POTENZA - GUARDIA PERTICARA AREA (1999).

## 2. - I TERRENI PLIO-PLEISTOCENICI

La letteratura geologica storica è parca di notizie su questi sedimenti. Alcuni dati si possono ricavare dalla prima edizione dei Fogli 200 Tricarico, 199 Potenza e 211 Sant’Arcangelo edite tra il 1905 e il 1908. Da questi fogli si deduce che i terreni pliocenici, distinti in argille azzurre del Pliocene medio e in sabbie gialle



del Pliocene superiore, si sarebbero deposte in continuità di sedimentazione. Il Quaternario è costituito da depositi continentali ed è limitato a pochi affioramenti. La continuità di sedimentazione dei depositi plio-pleistocenici è sostenuta anche da DE LORENZO (1896, 1904a, 1904b), per il quale la serie sarebbe compresa fra le regressioni pontica e pleistocenica. Egli attribuisce le sabbie e le calcareniti basali al Pliocene superiore, le argille azzurre al “Pliocene altissimo” e i depositi conglomeratico-sabbiosi al Pleistocene.

SACCO (1910), in uno studio generale sull’Appennino, distingue terreni piacentini trasgressivi su formazioni più antiche e terreni astiani passanti verso l’alto a conglomerati villafranchiani.

SELLI (1962) riunisce sotto la denominazione di neoautoctono anche i sedimenti plio-pleistocenici dell’Appennino meridionale, indicando fra il Pliocene inferiore e il medio l’età della trasgressione.

Da successivi studi condotti tra i fiumi Sinni e Agri (VEZZANI, 1966c, 1967b, 1967c, 1968a; LENTINI, 1967, 1968, 1969a, 1969b; LENTINI & VEZZANI, 1974; OGNIBEN, 1969a, 1969b), risulta che i depositi del Bacino di Sant’Arcangelo sono riferibili a distinte successioni di età diversa. La più antica (Ciclo di Craco) è rappresentata solo da argille e sabbie del Pliocene inferiore; la seconda (Ciclo di Caliandro, VEZZANI, 1966c) comprende più litotipi ed è assegnata al Pliocene inferiore-medio; la terza, di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (VEZZANI 1967b; OGNIBEN 1969b), è costituita da un potente spessore di argille passante lateralmente e superiormente a sabbie (Sabbie di Aliano), a loro volta eteropiche con i Conglomerati di Castronuovo.

Dal punto di vista strutturale (OGNIBEN, 1969b; LENTINI & VEZZANI, 1974) i depositi del Pliocene inferiore-medio, sono in posizione parautoctona, mentre quelli sovrastanti sono considerati neoautoctoni, mostrando un assetto deformativo minore rispetto ai depositi sottostanti che hanno subito il trasporto connesso alla fase tettonica mediopliocenica.

Nelle Note Illustrative dei Fogli 199 Potenza e 210 Lauria (SCANDONE, 1971) i depositi plio-pleistocenici costituiscono due distinti cicli sedimentari: il primo riunisce i terreni (Conglomerati e sabbie del Pliocene inferiore e Argille e sabbie del Pliocene medio) depositi nell’intervallo di tempo compreso tra la fase tettonica tortoniana e quella suprapliocenica; il secondo comprende i terreni quaternari antichi e recenti (Argille sabbiose e conglomerati del Pliocene superiore-Calabriano, Conglomerati e argille lacustri del Pleistocene superiore, Conglomerati fluvio-lacustri non datati, e da ultimo i depositi alluvionali recenti), posteriori all’ultima fase tettonica traslativa.

Secondo IPPOLITO *et alii* (1973) le “Unità tardo-tettoniche”, depositatesi dopo le principali fasi tettoniche, che hanno costruito l’edificio della Catena Appenninica, comprendono l’Unità di Altavilla e l’Unità di Ariano. La prima è costituita da depositi evaporitici e clastici di età compresa tra il Tortoniano superiore e il Pliocene medio, con facies variabili da litorale a batiale. La seconda è costituita dalle successioni plio-pleistoceniche, prevalentemente clastiche di ambiente generalmente neritico, dei bacini intrappenninici.



Per i terreni pliocenici dell'Appennino meridionale, D'ARGENIO *et alii* (1973) individuano due cicli di sedimentazione separati da una netta discordanza dovuta alla fase tettonica del Pliocene medio. Le successioni del primo ciclo, di età Pliocene inferiore, sono state riferite all'Unità di Altavilla; quelle del secondo ciclo, di età Pliocene medio, sono invece riferite all'Unità di Ariano Irpino.

L'evoluzione neotettonica dell'Appennino meridionale (BOENZI *et alii*, 1980; CIARANFI *et alii*, 1983) è caratterizzata dalla fase medio-pliocenica che determina la migrazione verso NE dei bacini intrappenninici dopo la deposizione del Ciclo di Caliendo e il sollevamento delle dorsali appenniniche di Montegiordano-Colobraro e di Stigliano-Tricarico, che separano rispettivamente il Bacino di Sant'Arcangelo e quelli di Calvello e di Potenza dalla Fossa Bradanica.

Contributi sull'evoluzione recente dell'Appennino lucano e più specificatamente dell'alta Val d'Agri, settore in cui ricade il Foglio "Marsico Nuovo", derivano dai lavori di neotettonica e morfotettonica (AMATO & CINQUE, 1992; CINQUE, 1992; DI NIRO *et alii*, 1992; CATALANO *et alii*, 1993; DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003; BOENZI *et alii*, 2004), che enfatizzano il ruolo della tettonica trascorrente pleistocenica.

### 3. - I TERRRENI CONTINENTALI QUATERNARI (S.I. Giano)

Le successioni continentali quaternarie che affiorano nel Foglio "Marsico Nuovo" sono distribuite in tutta l'area in modo più o meno uniforme. In un piccolo lembo nel settore meridionale del Foglio sono presenti i depositi alluvionali del bacino intermontano dell'alta Val d'Agri, già studiato da DE LORENZO (1898) e da DI NIRO *et alii* (1992). La successione clastica del fondovalle alluvionale del F. Agri appartiene al supersistema del Pertusillo (PS) ampiamente distribuito nel sottostante Foglio "Moliterno". Lungo la fascia pedemontana affiorano breccie di versante antiche, distribuite fin oltre i 1000 m di altezza s.l.m., in special modo lungo i rilievi del M. Calvelluzzo. Tali depositi appartengono all'unità litostratigrafica delle "Breccie di Galaino" (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997; GIANO & SCHIATTARELLA, 2002), che affiora diffusamente nel limitrofo Foglio "Moliterno" e sono formati da breccie eterometriche con intercalazioni di sabbie siltoso-argillose di colore rossastro. Queste ultime sono state variamente interpretate come livelli di *loess* da SCANDONE (1971) o come coperture eluviali risedimentate da DI NIRO & GIANO (1995).

Successioni continentali di ambiente fluviale ascritte al Pleistocene inferiore e medio affiorano in diverse parti del Foglio, soprattutto nel settore occidentale. Qui si ritrovano le Unità litostratigrafiche Intermedia (AI) e Sommitale (AS) di GIANO & MARTINO (2003) che fanno parte del ciclo di riempimento alluvionale infra-pleistocenico del bacino del Pergola-Melandro.

Secondo AMATO & CINQUE (1992) nei dintorni del M. Figarola, al *top* della successione marina plio-pleistocenica del Bacino di Calvello *Auctt.*, affiorano depositi in facies alluvionale che raggiungono spessori di alcune centinaia di



metri (AMATO & CINQUE, 1992) e poggiano in discordanza su depositi marini del Santeriano (AMORE *et alii*, 1996). La successione coincide con i depositi continentali dei conglomerati di Castronuovo, riportati nel presente Foglio. Depositii fluviali terrazzati relativi ai torrenti Camastra e Serrapòtamo chiudono la successione clastica continentale.

Gli aspetti morfostrutturali della depressione tettonica quaternaria del Lago del Pantano, attualmente aggradata da depositi pelitici di ambiente lacustre, sono stati affrontati da ORTOLANI *et alii* (1992), mentre si deve a SCHIATTARELLA *et alii* (2003, 2006) il calcolo dell'entità del sollevamento tettonico avvenuto nell'area durante il Quaternario. Il calcolo dell'entità dell'erosione nel breve e lungo periodo con tecniche di geomorfologia quantitativa è stato, inoltre, realizzato da SCHIATTARELLA *et alii* (2004) nel bacino di Tito-Picerno, all'apice nord-occidentale del Foglio.



PROGETTO

CARG



### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nel Foglio 489 Marsico Nuovo compaiono unità appartenenti ad un sistema a *thrust* pellicolare denominato Catena Appenninica (Fig. 1), originatosi a partire dal Miocene inferiore e sovrapposto tettonicamente su orizzonti estesi dal Messiniano

#### SCHEMA STRUTTURALE DELL'APPENNINO MERIDIONALE

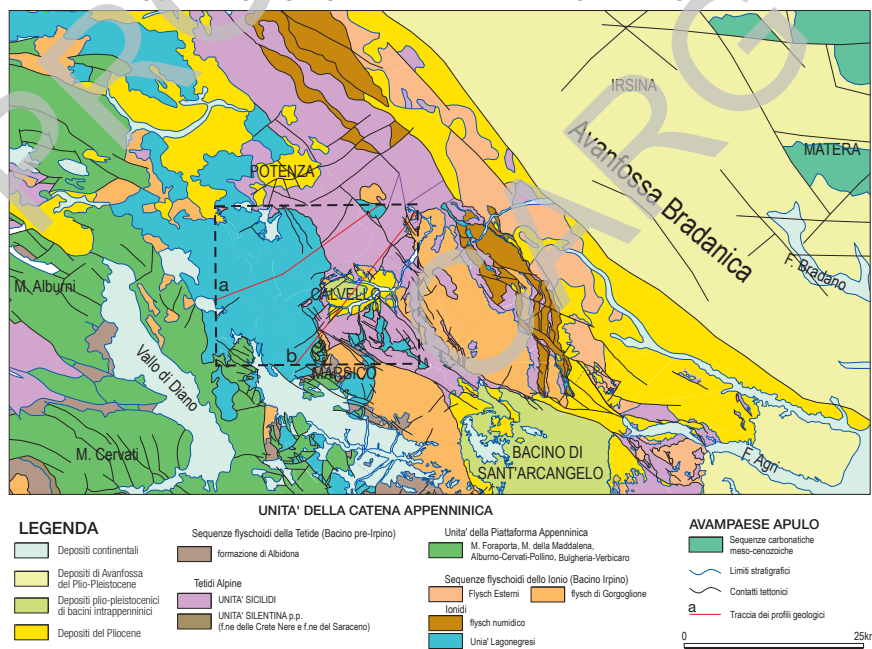


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino meridionale nel settore campano-lucano-pugliese (modificato da LENTINI et alii, 2003).



al Pleistocene inferiore delle successioni carbonatiche della “Piattaforma” Apula. Queste ultime, a loro volta, risultano deformate nei loro settori interni, dove costituiscono un sistema a *thrust*, in gran parte sepolto, denominato “Catena Apula” (CARBONE & LENTINI, 1990) o Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1990). Questo va interpretato come un settore dell’originario avampaese apulo deformato a partire dal Miocene superiore e trasformato in un dominio strutturale ben delineato, costituito da sistemi di *thrust folds* (CASERO *et alii*, 1988). Tale dominio, profondo ed originariamente più esterno, si riconosce in tutto l’Appennino meridionale ed in Sicilia, più o meno ampiamente sepolto e tende ad affiorare nell’Appennino centrale (per es. Monti della Majella) e nella Sicilia occidentale (Rocca Busambra, Kumeta, Monti di Trapani e Monti Sicani meridionali).

Per esso, in Appennino meridionale, è stato adottato il termine di “Sistema a *Thrust* Apulo” e di “Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano” in Sicilia (FINETTI *et alii*, 2005; LENTINI *et alii*, 2006) (Fig. 2).

La scoperta di giacimenti petroliferi nell’Alta Val d’Agri, e tra questa e il Bacino del Basento, ha dato luogo ad intense campagne geofisiche e a trivellazioni che hanno prodotto una notevole mole di dati di sottosuolo. Ciò consente di

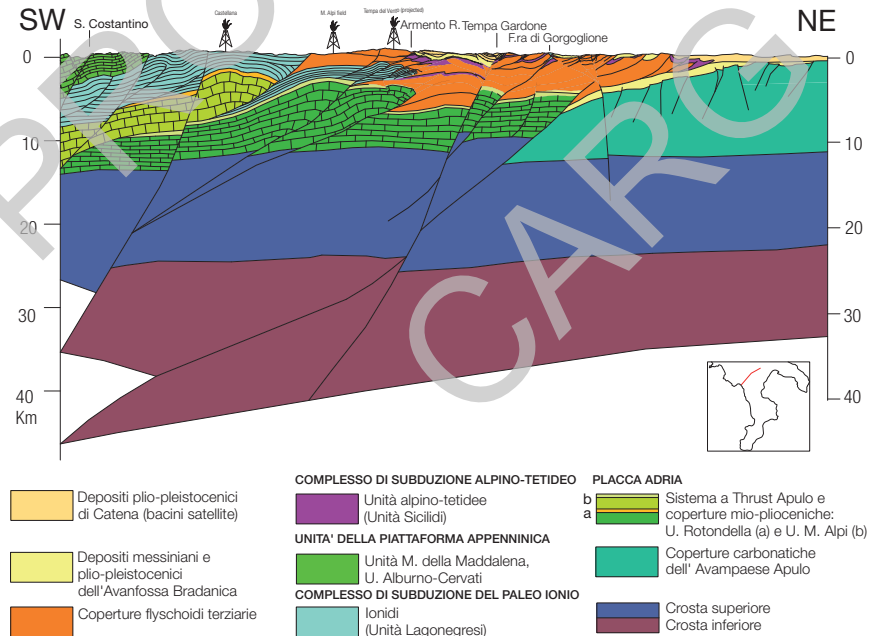


Fig. 2 - Profilo crostale attraverso l’Appennino meridionale dal settore di catena fino al margine dell’Avampaese Apulo, derivante dai rilievi geologici di superficie e dall’interpretazione di dati di sottosuolo.



ricostruire i lineamenti essenziali del Sistema a *Thrust* Apulo. Le stratigrafie dei pozzi per l'esplorazione petrolifera hanno evidenziato una serie di culminazioni principali dell'edificio apulo sepolto allineate secondo l'attuale linea assiale della catena (Alto di Tempa del Vento-Costa Molina; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1996). All'interno di questo allineamento sepolto la massima risalita dell'edificio si realizza in corrispondenza della struttura di M. Alpi, più a sud al di fuori del Foglio, dove la successione apula affiora (CARBONE *et alii*, 1988; LENTINI *et alii*, 1990, 1994, 1996). La struttura di M. Alpi si deprime verso nord-ovest ed è stata incontrata da pozzi perforati nell'area dell'Alta Val d'Agri (pozzi Castellana 1 e Castelsaraceno 1) e nei pressi di M. Sirino (Pozzo Rocca Rossa 1). Sul bordo orientale la struttura di M. Alpi, l'Alto di Tempa del Vento e le relative prosecuzioni verso nord di M. Volturino e M. Sant'Enoc sono delimitati da un fronte di *thrust* costituito da una serie di accavallamenti embriciati, lungo i quali le successioni apule si deprimono notevolmente. Verso est le successioni apule, affioranti sul bordo esterno dell'Avanfossa Bradanica, formano un sistema a gradinata, intagliato nel margine dell'avampaese carbonatico e immergente verso ovest con delle culminazioni attraversate da numerosi pozzi (Alto di Rotondella, Tempa Rossa, ecc., LENTINI *et alii*, 1996) originate da un fronte di accavallamento ripreso, nelle fasi deformative finali, da una intensa tettonica trascorrente, che ha determinato strutture con geometria a "fiore". Tali strutture rappresentano il fronte estremo dell'edificio apulo deformato. Ancora più all'esterno, verso nord-est, la stessa "Piattaforma" Apula affiora invece relativamente indeformata in corrispondenza dell'attuale avampaese. L'Avanfossa Bradanica è interessata dal fronte più avanzato dei terreni alloctoni della Catena Appenninica (Falda di Metaponto, OGNIBEN, 1969), che s'incunea entro la successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica (LENTINI *et alii*, 1994).

Le ondulazioni in sottosuolo dell'edificio apulo hanno avuto evidenti influenze sulla geometria del sovrastante edificio alloctono, che è stato passivamente coinvolto dalle deformazioni profonde tardive. In generale, dai dati di sottosuolo, si registra un notevole ispessimento delle coltri alloctone in corrispondenza dei bassi strutturali dell'edificio apulo, a fronte di spessori ridotti di alloctono posti in corrispondenza degli alti sepolti (Fig. 2). Ai notevolissimi rigetti dei carbonati apuli in sottosuolo non corrisponde cioè un'adeguata dislocazione verticale delle unità della catena alloctona. I rigetti del substrato apulo appaiono invece compensati da una notevole mobilità delle falde lungo superfici suborizzontali, espressa da un generale avanzamento differenziale delle coperture mioceniche rispetto ai relativi substrati mesozoico-terziari, avvenuto lungo originarie superfici di scollamento o faglie a basso angolo. Queste ultime non sono di facile individuazione, perchè sono state ulteriormente ritagliate dalle generazioni di *thrust* più recenti. Le coltri alloctone strutturalmente più elevate, poggianti tettonicamente sulle coperture neogeniche, vengono così passivamente traslate rispetto alle posizioni delle unità strutturalmente più profonde, che possono rimanere arretrate nei settori più interni dell'orogene (CARBONE *et alii*, 1988, 1991; LENTINI *et alii*, 1990). Laddove la mobilità delle coltri alloctone non è stata sufficiente a bilanciare i rigetti



all'interno dell'edificio apulo, la depressione profonda si esprime in superficie con depressioni riempite da sedimenti plio-pleistocenici. A livello regionale, queste sono distribuite lungo un ampio arco che borda l'alto strutturale apulo di Tempa del Vento e comprende, da nord, i cosiddetti "Bacino di Potenza", il "Bacino di Calvello" ed il "Bacino di Sant'Arcangelo".

Analizzando con maggior dettaglio l'edificio alloctono, si osserva che nelle aree interne, esso è caratterizzato da un impilamento di falde sensibilmente differente da quello che contraddistingue le porzioni più esterne della Catena Appenninica, poggianti sui settori orientali del Sistema a *Thrust* Apulo (v. Fig. 13).

Le stratigrafie dei pozzi perforati nelle aree meridionali del Foglio "Marsico Nuovo" ed in parte nel sottostante Foglio "Moliterno" (Alto di Tempa del Vento) mostrano, al tetto dei livelli supramiocenici dei carbonati apuli, la presenza di un orizzonte flyschoidale miocenico alloctono, su cui poggiano embrici di successioni lagonegresi mesozoiche prive delle relative coperture terziarie ampiamente scollate. Spesso direttamente sugli orizzonti infracretacici (Flysch Galestrino) o giurassici (Scisti Silicei) lagonegresi poggiano in ricoprimento tettonico le successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica e le sovrastanti unità caotiche tetidee (Unità Sicilidi e Liguridi, *Auctt.*) (Tetidi Alpine, *sensu* FINETTI *et alii*, 2005; LENTINI *et alii*, 2006). L'edificio alloctono comprende, in posizione strutturale più elevata, le coperture discordanti del Miocene inferiore-medio, rappresentate dalla formazione di Albidona e dal flysch di Gorgoglione, che hanno partecipato solidalmente al substrato, a partire dal Miocene superiore, alle ultime fasi del trasporto orogenico.

La successione attraversata dai pozzi nelle aree esterne dell'edificio, al di fuori del Foglio, è invece composta da embrici delle coperture mioceniche scollate, con contatti tettonici via via più recenti in profondità, ad indicare una tipica geometria di cuneo di accrezione. In queste aree, al tetto di orizzonti pliocenici sovrastanti ai carbonati apuli, si riconosce un primo orizzonte terrigeno di età Miocene medio-superiore, costituito dai Flysch Esterni (OGNIBEN *et alii*, 1975; LENTINI, 1979), su cui giace un orizzonte formato da embrici di successioni terrigene dell'Oligocene superiore e del Miocene inferiore-medio. Queste iniziano con un livello basale ad affinità lagonegrese riconducibile alla formazione di Monte Malomo (in gran parte equivalente al Flysch Rosso *Auctt.*), che rappresenta un orizzonte di scollamento. Seguono verso l'alto il flysch numidico (OGNIBEN, 1969a) e le marne arenacee di Serra Cortina (LENTINI & VEZZANI, 1974; LENTINI, 1979; CARBONE *et alii*, 1987). Sul cuneo alloctono, in posizione strutturale più elevata si rinvencono due distinti orizzonti di coltri sicilidi, separati dal flysch di Gorgoglione del Miocene medio. Questa formazione poggia su orizzonti sicilidi messi in posto su livelli burdigaliani del flysch numidico ed è, a sua volta, ricoperta da una coltre caotica in appoggio sui livelli sommitali serravalliani (CARBONE *et alii*, 1991). Nel complesso i livelli mediomiocenici discordanti al tetto del flysch numidico come il flysch di Gorgoglione, le marne arenacee di Serra Cortina insieme con i Flysch Esterni costituiscono le cosiddette Unità Iripine di Cocco *et alii* (1972), riferite in



parte all'originaria avanfossa del Miocene medio-superiore (Bacino Irpino) ed in parte ai relativi bacini satellite sospesi sulle coltri sicilidi.

Il bilanciamento tra successioni mesozoiche, prevalentemente affioranti nelle aree interne della catena, e quelle mioceniche avanzate al fronte, è stato tentativamente affrontato nelle precedenti stesure di carte geologiche dell'Appennino lucano (Foglio "Sant'Arcangelo", LENTINI & VEZZANI, 1974; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991), assegnando gran parte delle coperture scollate alle originarie successioni lagonegresi. In successivi lavori (LENTINI *et alii*, 1994, 1996, 2002) sono stati evidenziati problemi di bilanciamento legati a volumi eccessivi di copertura rispetto a quelli dei substrati mesozoici. In linea teorica, quindi, il cuneo di accrezione frontale della Catena Appenninica potrebbe comprendere, oltre agli elementi di derivazione lagonegrese, anche successioni di derivazione più interna (affinità sicilide e piattaforma appenninica), o elementi di derivazione esterna (successioni apule), come proposto in LENTINI *et alii* (1994).

Nella stesura della legenda del Foglio "Marsico Nuovo", a causa della complessità dell'assetto geologico dell'area, le successioni affioranti sono state raggruppate in unità tettoniche secondo un criterio che tiene conto della loro originaria appartenenza ad un medesimo dominio paleogeografico e dell'età comune della loro prima deformazione. Non sono stati considerati nell'ordine di sovrapposizione geometrica osservati sul terreno gli effetti di inversione locale e dei rapporti determinati dalle associazioni strutturali più recenti. Inoltre, all'interno delle singole unità tettoniche sono state distinte le differenti unità litostratigrafiche, evidenziando ove possibile, un'ulteriore suddivisione in membri e quindi in litofacies.



PROGETTO

CARG



#### IV - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE

(S. Carbone, M. Chiocchini, A. Di Stefano, S.I. Giano, F. Lentini e M. Romeo)

In questo capitolo le successioni stratigrafiche che compongono le differenti unità tettoniche presenti nell'area del Foglio, vengono descritte nell'ordine di sovrapposizione geometrica assegnata dall'età della loro prima deformazione che ha prodotto estesi contatti di sovrascorrimento principale, mentre si sono trascurate le relazioni dovute a *thrust* (sovrascorrimenti secondari), originati dalla tettonica recente.

La successione stratigrafica di ciascuna unità tettonica è data da differenti formazioni le quali, ove distinguibili, sono state suddivise nelle principali litofacies e membri. In alcuni casi le successioni sono estese dal Mesozoico fino al Terziario; in altri, invece, le unità tettoniche sono costituite soltanto da porzioni delle originarie successioni stratigrafiche, come le Unità Lagonegresi, sovente composte da terreni mesozoici, in quanto le originarie coperture terrigene oligo-mioceniche hanno subito estesi fenomeni di scollamento durante la deformazione a *thrust* neogenica (Fig. 3).

All'interno delle unità tettoniche si è privilegiato il criterio stratigrafico. Le sequenze meso-cenozoiche (Unità Lagonegresi e Unità Monti della Maddalena) vengono descritte nell'ordine, dal basso, secondo la loro attuale posizione geometrica, e distinte dalle coperture terziarie scollate e dalle sovrastanti coltri "sicilidi".

I terreni plio-pleistocenici, discordanti al tetto dell'edificio e coinvolti solo nelle strutture di accavallamento tardive, sono stati suddivisi in "gruppi" di formazioni, che sostituiscono i "cicli" già conosciuti in letteratura, equivalenti geometricamente ad altrettante *Unconformity Bounded Stratigraphic Units*.

Non essendo stato possibile adeguare l'età dei depositi plio-pleistocenici alla vigente scala cronostratigrafica che ha spostato la base del Quaternario al limite tra Piacenziano e Gelasiano, per lo studio di tali depositi è stata utilizzata la scala stratigrafica di GRADSTEIN *et alii* (2004).



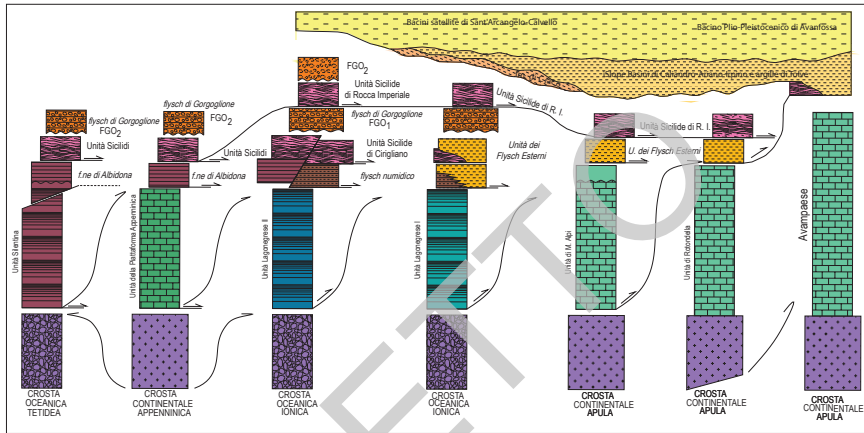


Fig. 3 - Sezioni tettono-stratigrafiche schematiche delle unità tettoniche dell'Appennino meridionale ubicate secondo la loro posizione paleogeografica. Le frecce indicano i sovraccorrimenti principali e la loro polarità. È possibile distinguere due principali sequenze bacinali: le Unità della Tetide Alpina (Unità Liguride p.p. - Unità Silentina e Unità Sicilidi) e le Unità Ionidi (Unità Lagonegresi), separate dalle Unità della Piattaforma Appenninica. L'avampaese è rappresentato dalla Piattaforma Apula, il cui margine interno è coinvolto dal thrusting che costituisce il Sistema a Thrust Apulo (formato dalle Unità di M. Alpi e di Rotondella). Le coperture flyschoidi del Miocene inferiore (Fase Balearica) sono rappresentate dai depositi di thrust-top basin della formazione di Albidona e da quelli coevi di avanfossa del flysch numidico e dei Flysch Esterni. Le coperture flyschoidi del Miocene medio-superiore (Fase Tirrenica) sono rappresentate dai depositi di thrust-top basin del flysch di Gorgoglione parzialmente coevo ai Flysch Esterni. Queste unità tettoniche, insieme alle Unità Sicilidi sono traslate verso l'esterno e costituiscono il cuneo di accrezione frontale della Catena Appenninica. I depositi del Pliocene e del Pleistocene possono essere suddivisi in tre gruppi: quelli del Pliocene riempiono i bacini satellite, quello del Pliocene-Pleistocene costituisce parte dell'Avanfossa Bradanica e parte dei bacini di thrust-top basin (bacini di Sant'Arcangelo e di Calvello) (da FINETTI et alii, 2005, modificato).

## 1. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA

Le unità tettoniche della Catena Appenninica verranno descritte nell'ordine di sovrapposizione tettonica dalla più profonda affiorante alla più alta, prescindendo da deformazioni secondarie e/o successive originate dalla tettonica recente che possono avere invertito il loro originario assetto geometrico nell'edificio strutturale.

### 1.1. - UNITÀ LAGONEGRESI

Le Unità Lagonegresi sono costituite da successioni mesozoiche pelagiche depositatesi in un bacino evolvente ad un'ampia avanfossa miocenica (Bacino



Irpino di Cocco *et alii*, 1972). Nella sequenza di unità tettoniche appenniniche tali successioni venivano interpretate da OGNIBEN (1969a) come Complesso Basale, avrebbero cioè occupato la posizione strutturale più profonda, cioè in una sostanziale posizione autoctona. Dagli studi più recenti ma soprattutto dai dati di sottosuolo è emerso che le fasi più recenti della deformazione (fenomeni di *breaching*) le hanno riportate in accavallamento su orizzonti un tempo di “copertura” ed insieme con questi ultimi sul dominio apulo. Il ruolo di questi depositi prevalentemente bacinali è comparabile con quello dei sedimenti attualmente ubicati nel Bacino Ionico. Per tale motivo sono state raggruppate da FINETTI *et alii* (1996, 2005) sotto il termine di Ionidi tutte le successioni pelagiche affioranti in Sicilia (Unità Imeresi e Sicane) e in Appennino meridionale (Unità Lagonegresi), che si ritiene fossero depositate in un Paleobacino Ionico caratterizzato da crosta oceanica (Fig. 3).

Le successioni lagonegresi affiorano estesamente all'interno del Foglio e sono ricoperte, nel settore sud-occidentale, dai terreni carbonatici dell'Unità tettonica Monti della Maddalena. Esse sono tettonicamente ripetute a formare sottounità e nell'insieme costituiscono un sistema a *thrust* ampiamente sovrapposto ad orizzonti supramiocenici e pliocenici delle unità apule sepolte. I pozzi (v. oltre, Capitolo Tettonica) infatti hanno attraversato tra le successioni lagonegresi e le sottostanti unità apule un orizzonte interposto, anch'esso alloctono, costituito da successioni flyschoidi di età mediomiocenica a sua volta sovrapposto ad un intervallo pliocenico al tetto della sequenza apula. Tali rapporti geometrici si sono determinati nelle fasi di trasporto dell'edificio alloctono al di sopra della Catena Apula ed in seguito alla deformazione di quest'ultima. All'interno dell'edificio alloctono, rappresentato dalla Catena Appenninica, l'intero sistema a *thrust* lagonegrese, così come descritto in precedenza, si è parzialmente accavallato, con vergenza orientale, anche sull'apice del cuneo frontale della catena, formato dalle coperture terziarie e dalle unità sicilidi.

Classicamente interpretate come depositi di un originario bacino esterno, le sequenze lagonegresi affiorano molto spesso prive delle originarie coperture terziarie (Fig. 4). Queste sono state riconosciute in superficie (CARBONE *et alii*, 1988, 1991; LENTINI *et alii*, 1990, 1994, 1996) e in sottosuolo (FINETTI *et alii*, 2005) negli ingenti volumi di formazioni terrigene scollate e coinvolte in una serie di scaglie tettoniche sovrapposte, in gran parte affioranti nelle aree esterne della catena al di fuori del Foglio.

Le successioni lagonegresi affioranti all'interno del Foglio “Marsico Nuovo” sono attribuibili ad almeno due unità tettoniche (SCANDONE, 1972) (Fig. 4) caratterizzate da un esteso raddoppio; quella più profonda è ascrivibile all'Unità Lagonegrese I (corrispondente all'Unità di M. Sirino, *sensu* CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRÌ, 1991), mentre quella superiore o Unità Lagonegrese II corrisponderebbe all'Unità di M. Torrette-M. Malomo, come definita da CARBONE *et alii*, (1988). Ad essa era stata attribuita una successione mesozoico-terziaria, ricostruita per tratti, composta da un intervallo mediotriassico-giurassico (successione di M. Torrette), localizzato lungo il fronte di ricoprimento delle



## UNITA' IONIDI

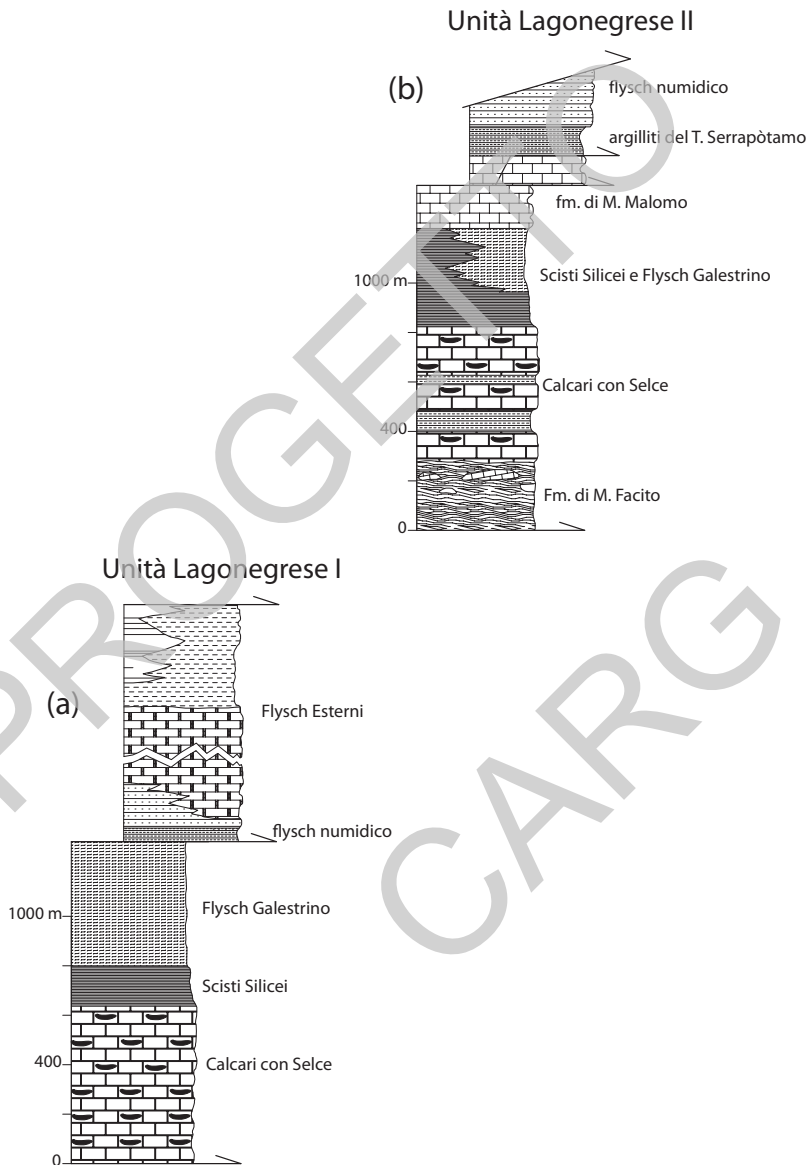


Fig. 4 - Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni originariamente depositatesi nel paleobacino ionico e che formano attualmente le Unità Ionidi: Unità Lagonegrese I (a) e Unità Lagonegrese II (b). La copertura cenozoica è tettonicamente scollata dalla sequenza mesozoica, lungo superfici di scollamento poste a differenti orizzonti dell'intervallo eo-oligocenico.



successioni carbonatiche appenniniche (v. oltre) e da orizzonti giurassico-oligocenici (successione di M. Malomo), coinvolti in una serie di scaglie tettoniche affioranti al letto di unità caotiche di derivazione interna (Unità Sicilidi; v. oltre). Le due successioni, seppure geometricamente separate, erano state riunite nella medesima unità, in quanto perfettamente sovrapponibili verticalmente, avendo in comune, al tetto dell'una e al letto dell'altra, un intervallo giurassico a radiolariti (Scisti Silicei) e per una omogeneità dei caratteri litologici, derivante dalla costante presenza, in tutti gli orizzonti stratigrafici, di livelli di risedimenti grossolani provenienti da aree di piattaforma carbonatica. L'intera successione dell'Unità di M. Torrette-M. Malomo è stata interpretata, inoltre, come originaria base stratigrafica delle successioni del flysch numidico, oggi ampiamente scollate ed avanzate in aree più esterne, le quali, in base ad un bilanciamento regionale, si sovrapporrebbero verticalmente alla successione di M. Malomo tramite i livelli argillosi oligocenici, comuni alle due sequenze.

Nel Foglio "Marsico Nuovo" è ben rappresentata la facies Pignola-Abriola, e in minor misura quella di Armizzone, assegnate da SCANDONE (1972) all'unità tettonica Lagonegrese II, che occupa la posizione strutturale più elevata, anche se, per effetto del trasporto tettonico sulle Unità Apule, può ritrovarsi attualmente a costituire l'elemento inferiore e più avanzato del cuneo di accrezione. All'interno dell'edificio alloctono infatti, così come le coperture terziarie scollate formano gran parte del cuneo frontale e sono parzialmente ricoperte in fuori sequenza dalle formazioni più antiche, anche l'unità tettonica lagonegrese più elevata può ritrovarsi avanzata e parzialmente ricoperta dalla unità originariamente più profonda (v. Capitolo Tettonica). Le sequenze di M. Lama e M. Vulturino, ascrivibili all'Unità Lagonegrese I perché sottoposte tettonicamente alla precedente in tutto il settore occidentale del Foglio a nord dell'abitato di Marsico Nuovo, costituiscono una culminazione strutturale bordata ad est da un *thrust* che coinvolge il flysch di Gorgoglione. I rilievi geologici e i dati di sottosuolo pertanto permettono di ribadire la necessità di suddividere le sequenze lagonegresi in due elementi strutturali del rango di unità tettoniche, anche se la loro posizione originaria può aver subito locali inversioni.

#### 1.1.1. - *Unità tettonica Lagonegrese I*

I terreni lagonegresi ascrivibili a quest'unità tettonica (Fig. 4a) affiorano nel settore occidentale del Foglio "Marsico Nuovo", da sud a nord lungo la dorsale M. Lama-M. Calvelluzzo-M. Vulturino, delimitata ad ovest dai rilievi minori di M. Tumolo e M. Ausineto, mentre ad est e nord-est è delimitata dalla congiungente Abriola-Calvello. Affiorano inoltre nell'area di Sasso di Castalda e in limitati lembi, tra Fossa Cupa e Pescarella, a sud-ovest di Pignola.

L'Unità tettonica Lagonegrese I affiorante nel Foglio è rappresentata da una successione stratigrafica del Triassico superiore-Cretacico molto potente, caratterizzata da uno spesso intervallo di Calcari con Selce alla base, da Scisti



Silicei poveri in livelli argillosi e da un notevole sviluppo del Flysch Galestrino. L'intera sequenza dei terreni che la costituiscono è stata, inoltre, riferita alla facies Lagonegro-Sasso di Castalda, *sensu* SCANDONE (1972).

#### 1.1.1.1. - Calcari con Selce - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (SLC<sub>a</sub>)

L'unità stratigrafica è suddivisa in quattro litofacies. Relativamente all'unità tettonica Lagonegrese I, è caratterizzata dalla litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (SLC<sub>a</sub>).

Affiorano lungo la dorsale di M. Lama-M. Calvelluzzo-M. Ausineto e a M. Volturino, e al nucleo dell'anticlinale di Sasso di Castalda.

La descrizione litologica che segue è basata sulle osservazioni dirette degli scriventi integrata dai dati bio- e cronostratigrafici di SCANDONE (1967, 1972) riportati per i Calcari con Selce (facies Lagonegro-Sasso di Castalda). Si tratta di calcilutiti grigie ben stratificate, con liste e noduli di selce, in strati da 10 cm al metro, con un livello basale fossilifero silicizzato di circa 2 m ad *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS). Seguono calcilutiti grigie con selce e un'alternanza di marne e argilliti policrome con *Halobia superba* MOJSISOVICS, *H. cfr. cassiana* (MOJSISOVICS) e *H. styriaca* oltre a numerose *Posidonomya* sp. L'intervallo mediano della successione è rappresentato da calcari grigi con liste e noduli di selce ad *Halobia charlyana* MOJSISOVICS alla base e calcilutiti grigie in strati da 30-60 cm a 2 m ad ammoniti non classificabili e *Halobia halorica* MOJSISOVICS; seguono verso l'alto marne e argilliti nere ad *Halobia norica* MOJSISOVICS ed *H. lineata* MÜNSTER oltre a varie specie di *Posidonomya*. La sequenza termina con calcilutiti con liste e noduli di selce progressivamente sempre più silicee, che con intercalazioni di marne e argilliti silicee policrome fanno graduale passaggio agli Scisti Silicei (STS<sub>a</sub>). Quest'ultima porzione della formazione è stata oggetto (AMODEO *et alii*, 1993) di uno studio biostratigrafico atto a definire l'"Intervallo di Transizione" tra i Calcari con Selce (Triassico superiore) e gli Scisti Silicei (Giurassico) del "Lagonegrese" nella regione lucana dell'Appennino meridionale. Nella sezione di Sasso di Castalda, questo intervallo è rappresentato da circa 30 m di risedimenti carbonatici associati a emipelagiti carbonatiche e marnoso-argillose in percentuale variabile, in cui AMODEO *et alii* (1993) hanno riconosciuto associazioni faunistiche a conodonti di età Norico superiore e Retico. Nei sottostanti calcari le faune a conodonti indicano un'età che si estende dal Carnico inferiore al Norico superiore.

In precedenza MICONNET (1988) aveva riconosciuto il limite Calcari con Selce-Scisti Silicei in un intervallo più pelitico, spesso circa 50 m, contenente associazioni a conodonti (*Neogondolella steinbergensis* (MOSCHER) e *Epigondolella permica* (HAYASHI) e radiolari (*Pseudoheliodiscus finchi* PESSAGNO) caratteristiche del Norico medio.

Pertanto eventuali discrepanze nell'attribuzione cronologica dei Calcari



con Selce *Auctt.* delle unità tettoniche lagonegresi dipendono esclusivamente dall'assegnare a questa formazione o a quella degli Scisti Silicei l'“Intervallo di Transizione” prima descritto.

Lo spessore complessivo della formazione è di circa 500 m.

L'età è Carnico-Norico.

Trattasi di una successione di mare profondo, caratterizzata da notevole continuità laterale e costanza di spessore, nonostante l'intensa deformazione tettonica l'abbia ridotta, localmente, ad affioramenti di limitata estensione.

#### 1.1.1.2. - Scisti Silicei - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (STS<sub>a</sub>)

L'unità stratigrafica è suddivisa in quattro litofacies. Relativamente all'unità tettonica Lagonegrese I, è costituita dalla litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (STS<sub>a</sub>) caratterizzata da un'alternanza di diaspri verdi, bruni e nerastri in strati sottili piano-paralleli, di argilliti silicifere rosse e verdi, di diaspri bianchi e verdi in strati regolari da 5 a 15 cm, localmente fino a 50-70 cm, con rare intercalazioni di brecciole calcaree silicizzate e di marne silicifere rosse o grigie fogliettate in livelli da molto sottili a medi con strutture di fondo e da corrente. In particolare nell'intervallo basale sono presenti faune a radiolari e spicole di spugne anche nella frazione marnosa, mentre nelle brecciole sono riconoscibili anche rari foraminiferi arenacei e resti di echinodermi.

Lungo la dorsale di M. Volturino il passaggio tra i calcari SLC<sub>a</sub> e gli Scisti Silicei STS<sub>a</sub> è graduale ed è caratterizzato da un intervallo spesso una decina di metri, costituito in basso da strati di 30-40 cm di calcari con selce organizzati in pacchi metrici, cui si intercalano livelli di circa 50 cm di radiolariti, mentre verso l'alto tali intercalazioni si fanno più fitte invertendo il rapporto tra i due litotipi. Sopra questo intervallo è presente un livello di microconglomerato gradato, con clasti esclusivamente carbonatici da subarrotondati a spigolosi, in strati spessi da 40 a 70 cm. Questo livello si segue con continuità lungo tutta la dorsale di M. Volturino ed ha uno spessore medio di circa 2 m con un massimo di 4 m lungo la terminazione sud-orientale della dorsale. Sia alla base che al tetto il contatto dei microconglomerati con gli Scisti Silicei è netto.

Il passaggio della formazione al soprastante Flysch Galestrino (FYG<sub>a</sub>) è graduale e avviene tramite un'alternanza di diaspri manganesiferi, argilliti plumbee e calcari siliciferi.

Lo spessore dell'unità litologica varia da pochi metri fino a 300 m.

L'età della formazione non è stata determinata direttamente nell'area del Foglio. Dai dati di letteratura l'età risulta complessivamente giurassica (CRESCENTI, 1966; SCANDONE, 1963a; SCANDONE & DE CAPOA, 1966; SCANDONE, 1967).

SCANDONE (1972) segnala, nella metà inferiore degli Scisti Silicei (facies Lagonegro-Sasso di Castalda) della località tipo, la presenza di strati e banchi di brecciole gradate, nei cui clasti l'Autore riconosce microfacies a *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOT, *Vidalina martana* FARINACCI, piccoli ammodiscidi quali



*Glomospira* sp. che indicherebbero un'età liassica. MICONNET (1988), nella sezione stratigrafica di Sasso di Castalda, conferma come età più recente possibile il Titonico medio in base alla presenza, negli ultimi livelli silicei della successione, di radiolari quali *Obesacapsula rotunda* (HINDE) e *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER (DE WEVER & MICONNET, 1985).

L'ambiente deposizionale è pelagico profondo; l'unità litologica, è caratterizzata da notevole persistenza laterale e da sottili strati tabulari, con locali risedimenti carbonatici.

### 1.1.1.3. - Flysch Galestrino - litofacies marnoso-silicea (FYG<sub>a</sub>)

L'unità stratigrafica è suddivisa in due litofacies: relativamente all'unità tettonica Lagonegrese I, è rappresentata dalla litofacies marnoso-silicea (FYG<sub>a</sub>) caratterizzata da una monotona alternanza di argilliti fogliettate bruno-nerastre e di calcilutiti silicifere con subordinati sottili livelli diasprigni intercalati alle argilliti nere. Le calcilutiti, in strati da sottili a banchi fino a 2 m, hanno colore grigio-bruno e rosato per la presenza di ossidi di ferro e manganese e la tipica fessurazione prismatica della "pietra paesina"; locali livelli siltitico-arenitici fini gradati presentano strutture da corrente alla base dello strato. Le argilliti silicifere costituiscono interstrati fino a parecchi metri di spessore e localmente prevalgono sulle altre componenti litiche; presentano laminazione millimetrico-ritmica, che a causa dell'intensa tettonizzazione si traduce in una fitta microscagliettatura e fratturazione, con formazione di prismi di 1-2 cm.

Corrisponde ai Galestri B dell'Unità Lagonegrese I di SCANDONE (1972), ampiamente affiorante dalle zone di Lagonegro fino all'Alta Val d'Agri e Marsico Nuovo.

Dal punto di vista biostratigrafico, malgrado le numerose campionature effettuate, le argilliti sono risultate quasi sempre sterili o hanno fornito solo rari radiolari; anche nelle calcilutiti si rinvennero radiolari e spicole di spugne, mentre le areniti, quando presenti, contengono rari foraminiferi arenacei non classificabili. Solo un campione, prelevato in località Fosso la Terra, a SO di Calvello ha fornito un'associazione a nannofossili caratterizzata da *Cruciellopsis cuvillieri* (MANIVIT), *Watznaueria* spp. e *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI) che consentono un'attribuzione al Cretacico inferiore. Analoga attribuzione cronologica viene data da SCANDONE (1967) per il rinvenimento all'interno della formazione di microfaune a *Protopenereopsis* sp., *Trocholina* spp., rare calpionelle, radiolari e spicole di spugna. BRONNIMANN *et alii* (1971) assegnano ai livelli basali della formazione un'età berriassiana per la presenza di *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH e *Remaniella cadischiana* COLOM.

Si tratta di pelagiti carbonatiche e pelitiche bacinali in alternanza ciclica, caratterizzate da persistenza laterale e da strati tabulari continui, attualmente in assetto estremamente caotico.

Lo spessore, notevolmente variabile anche a causa di fenomeni di scollamento



e per intensi piegamenti, è valutabile tra i 300-400 m, anche se localmente può ridursi a poche decine di metri.

L'età complessiva della formazione è Giurassico superiore *p.p.* - Cretacico.

#### 1.1.2. - *Unità tettonica Lagonegrese II*

A quest'unità tettonica (Fig. 4b) sono state assegnate tutte le restanti successioni ad affinità lagonegrese presenti nell'area del Foglio e che mostrano caratteri di prossimalità alla Piattaforma Appenninica ed accertata evoluzione verticale verso termini affini alle successioni del flysch numidico, quest'ultimo ampiamente affiorante ad est, nel limitrofo Foglio "Stigliano" e a sud-est nel Foglio "Rotondella".

La successione stratigrafica completa di quest'unità include terreni di età compresa tra il Triassico inferiore e il Miocene inferiore e, nell'ambito del Foglio "Marsico Nuovo", affiora nella sua interezza solo nel settore occidentale; nella restante parte non affiorano i termini basso-mesozoici.

A differenza dell'Unità Lagonegrese I, le cui diverse formazioni presentano omogeneità dei caratteri litologici, le formazioni dell'Unità Lagonegrese II sono caratterizzate da variazioni litologiche, che consentono di distinguere tre principali litofacies *sensu* SCANDONE (1972): Armizzone, Pignola-Abriola e San Fele. Relativamente ai terreni affioranti nell'area del Foglio "Marsico Nuovo", essi sono attribuiti alle litofacies Pignola-Abriola e Armizzone.

Le varie formazioni sono distribuite secondo due allineamenti, orientati in senso appenninico: l'intervallo medio-basso è presente estesamente nel settore centro-occidentale del Foglio, lungo la dorsale M. Pano-Timpa dell'Olmo-M. Pierfaone-M. Arioso, tra gli abitati di Tito e di Marsico Nuovo e in quella ad essa parallela che decorre da Serra San Marco a Monteforte-Serra Tuoppo, tra Pignola e Abriola. L'intervallo medio-alto è bene esposto nel settore sud-orientale del Foglio, tra M. Malomo e M. Tangia (a sud-ovest di Laurenzana). Qui la successione, databile dal Cretacico all'Oligocene è costituita da Scisti Silicei passanti, senza l'intercalazione del Flysch Galestrino, alla formazione di Monte Malomo. È probabile che in quest'area terreni attribuiti agli Scisti Silicei corrispondano al Flysch Galestrino e alla parte inferiore (membro selcifero) del Flysch Rosso, affioranti in altri fogli. La formazione di Monte Malomo passa verso l'alto alle argilliti del T. Serrapòtamo; la successione è sovente troncata dal ricoprimento dei terreni sicilidi *s.l.* I terreni oligocenici di quest'unità tettonica sono rappresentati da argilliti rossastre caotiche con sottili intercalazioni di calcilutiti biancastre, passanti ad argilliti brune con sottili strati di quarzareniti fini. Questo intervallo si ritrova alla base delle successioni quarzarenitiche del Miocene inferiore del flysch numidico, che affiora nelle aree esterne (Campomaggiore, Stigliano) al di fuori del Foglio.

La sequenza più completa dell'Unità Lagonegrese II, anche se ridotta notevolmente in spessore e continuità a causa di faglie e sovrascorrimenti



secondari, è osservabile lungo la dorsale M. Facito-Pietra Maura e Marsico Nuovo, tra il fronte di sovrascorrimento principale dei calcari dell'unità tettonica dei M. della Maddalena a sud e i sottostanti terreni dell'unità tettonica Lagonegrese I di Sasso di Castalda.

#### 1.1.2.1. - Formazione di Monte Facito (FAC)

Il termine inferiore dell'unità tettonica Lagonegrese II è rappresentato dalla Formazione di Monte Facito (SCANDONE, 1967) composta da litotipi estremamente diversi sia per età che per caratteristiche stratigrafico-petrografico-sedimentologiche e per assetto tettonico. Consiste di depositi terrigeni a composizione quarzoarenitica-litarenitica, di risedimenti carbonatici sia fini che grossolani associati a blocchi anche di notevole dimensione, di calcari nodulari, di arenarie tuftiche e localmente anche di risedimenti terrigeni e brecciole carbonatiche a fusuline e piccoli foraminiferi permiani. L'età della formazione è stata estesa complessivamente dallo Scitico medio al Carnico medio, anche se non è possibile ricostruire una successione stratigrafica (DONZELLI & CRESCENTI, 1970; WOOD, 1981; MICONNET, 1983, 1988; CIARAPICA *et alii*, 1986, 1990; MARTINI *et alii*, 1989; MARSELLA *et alii*, 1991; MIETTO & PANZANELLI FRATONI, 1990; MIETTO *et alii*, 1991).

Recentemente CIARAPICA & PASSERI (2000) hanno pubblicato uno studio monografico sulla Formazione di Monte Facito rivisitando le località tipo di affioramento e conducendo un esame di dettaglio su due aree principali, una tra La Cerchiara e Pezza la Quaglia, nord-est di Sasso di Castalda, l'altra nell'area di Moliterno (v. omonimo Foglio). In entrambe le aree gli Autori individuano otto diverse e distinte litofacies/formazioni, i cui presumibili originari contatti stratigrafici attualmente sono modificati in contatti meccanici. La causa principalmente è da attribuire all'intensa e complessa tettonica polifasica sinorogena e subordinatamente a trasporti in massa avvenuti durante la fase di *rifting* triassico. L'evoluzione paleoambientale prospettata da CIARAPICA & PASSERI (2000) per questo "complesso litologico" prevede la presenza, durante lo Scitico superiore-Anisico inferiore, di un bacino epicratonico a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica. Dopo una fase erosiva, nell'Anisico superiore, segue una sedimentazione mista con locale sviluppo di biocostruzioni ad alghe, cui si aggiungono risedimenti a fauna permiana, derivanti dallo smembramento tettonico della parte più antica dello stesso bacino. Nel Ladinico inferiore si instaura un bacino di *rift* a sedimentazione siliceo-radiolaritica, evolvente, nel Ladinico superiore a un bacino di *rift* a sedimentazione calcarea. Alla fine del Ladinico superiore, si ha il definitivo annegamento della piattaforma e l'instaurarsi della sedimentazione pelagica carbonatica che si protrarrà fino al Norico.

Nel Foglio "Marsico Nuovo" i diversi litotipi di questa formazione riconosciuti da CIARAPICA & PASSERI (2000) sono stati raggruppati, alla scala della



carta, in quattro litofacies. Di queste non è possibile ricostruire una successione stratigrafica, a causa della caoticità della formazione. L'originaria posizione può essere dedotta sulla base delle associazioni faunistiche, come ricavato dai cospicui e recenti dati di letteratura, ai quali si rimanda per una più dettagliata analisi.

Il litotipo più diffuso è rappresentato da un'alternanza di marne e argilliti silicifere di colore grigio-giallastro fittamente fogliettate, di argilliti epimetamorfiche grigio-verdastre, più raramente rosate, fissili (località Capelluzzo, a sud di La Cerchiara); di calcareniti a grana da fine a grossolana a patina di alterazione giallastra e di calcareniti quarzifere grigiastre a fitta laminazione sia incrociata che parallela, in strati da medio-sottili fino a 1 m per amalgamazione; di calciruditi gradate a prevalenti clasti micritici e di calcari oolitici in livelli da sottili fino a 1,50 m, con geometria lenticolare a base ondulata, più raramente piana e con impronte di fondo e tetto da ondulato a gibboso per strutture da *hummocky* (FAC). In C.da Pezza la Quagliara, tra piccoli ammassi di carbonati biocostruiti tipo *patch-reef* riferiti all'Anisico medio (SCANDONE, 1972) imballati nella matrice argillitica, è stato rinvenuto un blocco di *pillow-lavas* (B) fortemente spilitizzato a tendenza alcalina (MICONNET, 1988).

La litofacies argillitico-arenitica (FAC<sub>d</sub>), è costituita da argilliti fissili epimetamorfiche e da areniti fini quarzose e arcosi micacee di colore rosso e giallastro con matrice carbonatica, in strati medio-sottili, a laminazione obliqua e parallela con strutture di fondo e bioturbazioni e con intercalazioni di marne e arenarie micacee. Lungo il versante occidentale di M. Facito (Mass. del Conte Gaetani) questa litofacies è caratterizzata da areniti arcose debolmente gradate, a bassa maturità sia mineralogica che tessiturale. La grana è minuta, al limite tra siltite grossolana e arenaria molto fine, la matrice, abbondante, è costituita prevalentemente da ossidi e idrossidi di ferro e da minerali argillosi. La componente clastica è rappresentata da quarzo monocristallino e quarzo composito in quantità equivalenti con forma da angolosa a subarrotondata, da feldspati generalmente alterati in sericite o minerali argillosi, da frammenti litici di rocce metamorfiche di basso grado e più rari frammenti di rocce carbonatiche e da accessori quali ossidi e idrossidi di ferro prevalenti, da miche, sia muscovite che biotite, molto ben rappresentate e da minerali pesanti (zirconio e tormalina) in quantità minore. Le quarzareniti hanno grana da fine a grossolana, sono costituite da granuli di quarzo ben selezionati, hanno strutture da *ripple* da onda e localmente vi si intercalano areniti immature e lenti di brecciole con clasti di età permiana.

La litofacies FAC<sub>e</sub>, costituita da marne e peliti silicee da grigio a rosate, laminate, con rari livelli calcarenitici e da radiolariti policrome in strati medi, ha estensione limitata, ma è bene esposta a sud di Pietra Maura (tra Pergola e Sasso di Castalda). Le peliti silicee sono spesso interstratificate con siltiti silicee di colore nerastro, fittamente fogliettate; localmente includono corpi di calcareniti e calciruditi di varie dimensioni fino a plurimetrici.

La litofacies più caratteristica (FAC<sub>a</sub>) è rappresentata da calcari massivi grigi ad alghe o a bioclasti in banchi di spessore variabile e in corpi cupoliformi, calcari neri biocostruiti, marne rosse e gialle e calcari neri a brachiopodi, micriti laminate



e bioturbate, generalmente alla base dei calcari massivi o intercalati alle areniti micacee. I calcari biocostruiti formano corpi a geometria tabulare e nell'area di La Cerchiara arrivano ad uno spessore massimo di 40 m. Lungo tutta la dorsale a nord-est di Sasso di Castalda, da Pietra Congolo alla rupe di Fontana dell'Ines, questi corpi si estendono lateralmente per molte centinaia di metri; riaffiorano in corpi isolati di minore estensione ad Abriola, lungo le pendici di M. Facito e a Pietra Maura. I calcari neri sono formati da *boundstones* a brachiopodi o *mudstones* laminati e bioturbati, quelli massivi sono costituiti da *boundstones* ad organismi incrostanti (generalmente alghe), da *grainstones* encrinitici e/o *packstones* bioclastici.

I carbonati biocostruiti di questa litofacies corrispondono al Calcarea di Abriola di AZZAROLI (1962), al Membro organogeno di SCANDONE (1967), alla Facies calcarea-argillitica di WOOD (1981), al Membro dei *build-up* carbonatici di CIARAPICA *et alii* (1990) ed infine alla Litofacies calcarea con biocostruzioni di CIARAPICA & PASSERI (2000).

Il livello stratigrafico più alto di tutto il "complesso litologico" è rappresentato da una litofacies (**FAC<sub>b</sub>**) costituita da calcari rossi e calcari silicei nodulari in strati medio-sottili con liste e noduli di selce bianca, grigia o nera, sovente dolomitizzati e cataclastici, comunemente interstratificati a marne rosse, radiolariti e interposti (tettonicamente?) a discontinui corpi calciruditi costituiti da *mudstone* e *boundstone* in matrice marnoso-silicea. I litotipi calcarei, in facies tipo rosso ammonitico, sono dati da calcarea micritica in strati massivi e, più comunemente, in banchi di calciruditi nodulari in matrice silicea o micritica. I litotipi calcarea-argillitici, invece, sono formati da argilliti rosse, micriti scure e da argilliti e calcari giallastri. Questa litofacies è stata riconosciuta a sud di Pietra Maura, tra M. di Tigliano e Manca di Vespe, e poco più a nord di M. dell'Arena, al passaggio con i soprastanti livelli della formazione dei Calcari con Selce. Questo passaggio è quasi ovunque mascherato a causa di disturbi tettonici, da scollamenti meccanici intraformazionali, nonché da coperture detritiche e/o vegetali.

Per l'età della "formazione" si rimanda a tutti gli Autori prima citati che, in diverso modo e con differente approccio metodologico, hanno contribuito a definire il *range* temporale delle numerose litofacies. Le indicazioni cronologiche dedotte dal rinvenimento, a volte eccezionale, di conodonti, alghe, ammoniti, brachiopodi e bivalvi, foraminiferi, radiolari e palinomorfi permettono di riferire complessivamente al Triassico inferiore-Triassico superiore la Formazione di Monte Facito.

Lo spessore della formazione non è determinabile, ma dagli Autori prima citati viene stimato non inferiore a 300 m.

#### 1.1.2.2. - Calcari con Selce (SLC)

**litofacies Pignola-Abriola (SLC<sub>c</sub>).** Affiorano diffusamente tra Tito e Pergola sulle diverse litofacies della Formazione di Monte Facito, al nucleo delle anticlinali



della dorsale Monteforte-Crocetta tra Abriola e Pignola, di Toppa Gianpietro e dell'anticlinale rovesciata di Fosso della Fagosa.

Trattasi di calcilutiti grigie e calcilutiti silicifere nodulari ben stratificate, in livelli da 10 a 50 cm, con liste di selce grigia e nera, cui si intercalano calcareniti e calcisiltiti con liste e noduli di selce, a laminazione parallela con sottili interstrati argillosi verdi, in strati di spessore medio da 10 a 35 cm. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti calcari dolomitici e dolomie di colore giallastro, con liste e noduli di selce e con passaggi latero-verticali sfumati. Localmente sono presenti megastrati di breccie dolomitiche intraformazionali oltre a calciruditi intramicritiche (*floatstones*), talora oolitiche, debolmente dolomitizzate o silicizzate con radiolari e spicole di spugne. Questi megastrati, ove presenti, identificano il limite superiore della formazione nella successione di Pignola-Abriola.

Corrispondono ai Calcari con Selce in facies Pignola-Abriola di SCANDONE (1967, 1972), suddivisa in diversi "livelli (spessore da 1 a 5 m) e intervalli litologici (spessore da 6 a 20 m)", la cui età carnica è accertata solo per la metà inferiore della formazione per il contenuto di varie specie di *Halobia*, mentre per la metà superiore della successione si fa riferimento ad una probabile correlazione con la sezione tipo della facies Lagonegro-Sasso di Castalda, dove la presenza di *Halobia norica* permette di estendere l'età della successione al Norico.

Per la datazione della formazione si è fatto riferimento ai dati della letteratura, essendo risultati sterili tutti i campioni prelevati. SCANDONE (1972) riporta, per la parte inferiore della successione, macrofaune riferibili ai generi *Posidonomya* e alle specie *Halobia cassiana*, *H. austriaca* MOJSISOVICS, *H. superba*, oltre ad ammoniti, mentre nella parte medio-alta segnala la presenza di *Halobia norica*. Ciò consente un'attribuzione cronologica di tutta la successione al Carnico-Norico, età confermata, per la parte superiore della formazione, anche da MICONNET (1983, 1988) che negli ultimi 50 metri della successione carbonatica individua un'associazione a conodonti (*Neogondolella steinbergensis* (MOSCHER) e *Epigondolella permica* (HAYASHI)) e a radiolari (*Pseudoheliodiscus finchi* PESSAGNO), caratteristica del Norico medio.

La successione è caratterizzata generalmente da livelli medio-sottili ben stratificati a geometria tabulare e con notevole continuità laterale. Il passaggio alla sottostante Formazione di Monte Facito è generalmente rappresentato da un'alternanza di calcilutiti silicifere nodulari e da argilliti verdi e color vinaccia, mentre il limite superiore con gli Scisti Silicei è sfumato e graduale per l'infittirsi della componente argillitico-silicifera.

Lo spessore varia da qualche decina di metri a 300 m.

#### 1.1.2.3. - Scisti Silicei (STS)

**litofacies Pignola-Abriola (STS<sub>6</sub>).** Alternanza di argilliti silicifere rosse in strati da molto sottili a sottili, marne, calcari marnosi e calcareniti rosse a



grana medio-fine sovente gradate, in strati medi e spessi, di marne da gialle a verdi, calcari marnosi biancastri e grigi, di radiolariti rosse, verdi e nerastre con patina manganesifera, in livelli di spessore variabile da qualche centimetro a 2 metri. Presentano strutture da corrente, interlaminari e di fondo e deformazioni da *slumping*. Nelle argilliti silicifere rosse si intercalano frequenti strati medio-spessi e spessi di brecciole calcaree gradate a clasti generalmente ricristallizzati e immersi in matrice micritica grigia, nelle quali SCANDONE (1972), segnala la presenza, oltre a radioli di echinidi totalmente silicizzati, di foraminiferi bentonici quali *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolitica* MOHLER e *Trocholina* spp, che, anche se probabilmente risedimentati, consentirebbero un'attribuzione cronologica al Giurassico.

Una successione stratigrafica ben diversa è quella presentata da DE WEVER & MICONNET (1985) e MICONNET (1988) che nella Sezione di Pignola-Abriola riconoscono un intervallo basale pelitico, spesso circa 100 m, contenente numerosi livelli decimetrici di calcari allodapici, di età compresa tra un generico Dogger ed il Kimmeridgiano (*vide* A.A. citati); seguono 50 m di argilliti silicee rossastre, ancora del Kimmeridgiano per la presenza di *Emiluvia premyogii* BAUMGARTNER, *Foremanella diamphidia* (FOREMAN) *Hsuum* gr. *maxwelli* PESSAGNO e *Tritrabs worzeli* (PESSAGNO). La formazione si chiude con circa 100 m di peliti silicee e diaspri rossi con radiolari, quali *Archaeodictyomitra apica* (RUST), *Foremanella diamphidia* (FOREMAN), *Obesacapsula morroensis* PESSAGNO e *Podocapsa amphitreptera* (FOREMAN), che consentono un'attribuzione cronostratigrafica al Kimmeridgiano superiore-Berriasiano.

A Monte Serranetta (a sud-est di Pignola) è stata riconosciuta una sequenza leggermente differente per quanto riguarda la metà inferiore della formazione, caratterizzata da una fitta alternanza di argilliti, di calcari fini avana con liste di selce grigia, di calcilutiti rosse e di calcari cristallini grigi, mentre la parte alta è rappresentata da una predominanza di argilliti policrome con sottili intercalazioni di radiolariti, molto simile, in spessore e litofacies, a quella descritta da MICONNET (1988) per la sezione di Pignola-Abriola. Si ritiene che la porzione basale possa corrispondere all'intervallo di transizione Calcari con Selce-Scisti Silicei *sensu* AMODEO *et alii* (1993) ed è stato qui inserito all'interno della formazione degli Scisti Silicei. Pertanto l'età della formazione viene estesa al Retico.

**litofacies Armizzone (STS<sub>b</sub>).** Alquanto diversi sono invece i caratteri di quest'unità litologica nelle aree di M. Tangia, di M. La Ricciola e di M. Malomo. Qui, della successione dell'unità Lagonegrese II affiorano solo i termini giurassico-paleogenici con le formazioni Scisti Silicei, M. Malomo e argilliti del T. Serrapòtamo. Gli Scisti Silicei hanno spessore fino a 130 m circa, affiorano o al nucleo di anticlinali di rampa (M. Tangia) o alla base di monoclinali troncate tettonicamente dal contatto di sovrascorrimento principale dei terreni della falda sicilide. Sono caratterizzati da una porzione inferiore costituita da una monotona alternanza di argilliti fissili e siltiti fini silicee di colore rosso prevalente o bruno tabacco, evolvente verso l'alto a facies tipo "*black shales*".



In questa porzione, a M. La Ricciola, sono state rinvenute microfaune a radiolari, con *Cuneolina* sp., *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Calcisphaerula innominata* BONET, *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp. e piccole Globotruncanidae - tra cui *Globotruncana* cf. *linneiana* (D'ORBIGNY) - che estendono l'età almeno al Turoniano (Fig. 5). Questa formazione è pertanto parzialmente coeva del Flysch Galestrino e, laddove questo si chiude, il passaggio verso l'alto avviene direttamente con la formazione di Monte Malomo. Ove, invece, è presente il Flysch Galestrino, il passaggio ad esso è graduale e si effettua con l'infittirsi dell'alternanza argillitica bruna e calcareo-silicifera grigiastra.

Trattasi di pelagiti bacinali con risedimenti di carbonati silicizzati, caratterizzati da continuità laterale e geometria tabulare.

Lo spessore complessivo della formazione è difficilmente valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione e ripetizione, ma non dovrebbe superare i 250 m.

L'età della formazione è Retico-Cretacico superiore (Turoniano).

#### 1.1.2.4. - Flysch Galestrino- litofacies calcareo-marnosa (FYG<sub>b</sub>)

La formazione è costituita da un'alternanza di argilliti, marne siltose, calcilutiti e calcari marnosi siliciferi con rare brecciole calcaree gradate e calcareniti



Fig. 5 - Alternanza di argilliti fissili e siltiti fini silicee di colore rosso prevalente o bruno tabacco in strati paralleli della parte alta della formazione Scisti Silicei, affiorante nella zona di M. La Ricciola, dove sono state rinvenute microfaune che estendono l'età della formazione al Turoniano.



intraclastiche a grana medio-fine. Le argilliti, più o meno silicifere, hanno colore grigio plumbeo e costituiscono interstrati e strati fino a parecchi metri di spessore, prevalendo, localmente, sulle altre componenti litiche. Si presentano finemente laminate e a fitta fessurazione prismatica. I campioni relativi a questa litofacies sono sempre risultati sterili. Le marne siltose di colore bianco o grigiastro più raramente bruno-rossastro, sono in strati da medi a molto spessi e finemente gradati alla base. Le calcilutiti e i calcari marnosi, in strati da decimetrici a 2 m, hanno colore grigio e bruno-rosato; presentano la tipica fessurazione prismatica della “pietra paesina”, hanno base gradata, impronte di fondo da carico e da corrente e interlaminazioni oblique e parallele. In questi livelli è stata rinvenuta una discreta fauna rappresentata prevalentemente da nannofossili calcarei oltre a foraminiferi, radiolari, spicole di porifera e ostracodi (v. oltre).

Affiora in buona esposizione e in continuità sugli Scisti Silicei (STS<sub>c</sub>) nei dintorni di Tito e nella dorsale Serra di Rifreddo-Le Coste di Fra Martino; riappare in finestra tettonica al di sotto dei terreni sicilidi a M. Serra la Croce (ovest di Trivigno). Più a sud nei dintorni di Pergola riaffiora lungo il versante occidentale della monoclinale di M. di Tigliano, e nella finestra tettonica lungo i fianchi dell’anticlinale di Serra di Cecchetti, sotto i terreni carbonatici della piattaforma appenninica.

In quest’ultima località, in campioni prelevati al passaggio con gli Scisti Silicei sono state riconosciute scarse associazioni a *Trocholina* sp., rari individui di Globigerinidae, oltre a radiolari e spicole di poriferi, che indicherebbero un generico Giurassico superiore, confermando, per i livelli basali di questa formazione, l’età assegnata da MARSELLA *et alii* (1995). Al contrario, MICONNET (1988) riferisce la formazione al Cretacico inferiore (Berriasiano) sin dai primi livelli, sulla base di associazioni a calpionelle rappresentate da *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISH e *Remaniella cadischiana* COLOM.

Nei rari livelli di brecciole arenitiche gradate, campionate a Tempa di Volta (a nord di Pergola), ad un centinaio di metri dalla base sono presenti microfaune contenenti *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Trocholina* sp., *Ammobaculites* sp., *Robulus* sp. e rare calpionelle, che indicano il Cretacico inferiore, e nannoflore a *Crucellipsis cuvillieri* (MANIVIT), *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Nannoconus steinmannii* KAMPTNER, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI) del Cretacico inferiore.

Nell’area di M. Serra la Croce (ad ovest di Trivigno) la formazione è caratterizzata da una litofacies argilloso-marnosa. In campioni prelevati da questo intervallo, lungo la strada comunale di Masseria La Rocca, sono state rinvenute nannoflore a *Micula staurophora* (GARDET) e *Watznaueria* spp. che estenderebbero l’età della formazione al Turoniano.

La continuità laterale di questi terreni è costantemente disturbata ed interrotta per tettonica; l’assetto è estremamente caotico. Relativamente all’area del Foglio, il passaggio alla formazione di Monte Malomo è osservabile ad est di Abriola e al margine sud-ovest della carta, lungo i fianchi dell’anticlinale tra M. Cavallo e Serra di Cecchetti, a sud di Pergola, mentre a nord dell’abitato le due formazioni



vengono a contatto tettonicamente per faglia.

Lo spessore varia da 0 a 300 m ed è probabile che la formazione sia lateralmente sostituita da argilliti silicee, cartografate come parte alta degli Scisti Silicei.

Trattasi di pelagiti bacinali carbonatiche e pelitiche in alternanza ciclica, con intercalati risedimenti di piattaforma, caratterizzati da persistenza laterale e da strati tabulari continui.

#### 1.1.2.5. - formazione di Monte Malomo (FMM) (cfr. *Flysch Rosso p.p. Auctt.*)

Equivale in larga parte all'Alternanza argilloso-calcareo di M. Malomo di LENTINI & VEZZANI (1974) riferita al Cretacico superiore-Eocene, riconosciuta in alcune aree al tetto degli Scisti Silicei lagonegresi ed in altre alla base del flysch numidico. Questa formazione corrisponderebbe in parte agli "Scisti rossi di Pecorone" ed in parte alla cretacico-miocenica "Unità di Topo Camposanto" di SCANDONE (1967, 1971). Probabili sinonimi della formazione sono "Alternanza di Bosco S. Michele" di COTECCHIA & DEL PRETE (1970), datata Cretacico superiore-Eocene ed il "Flysch di Pescopagano" (ZOJA, 1957; PESCATORE, 1962) del Cretacico superiore-Eocene, descritto anche da ZANZUCCHI (1959), riferito al Miocene, e da MARINI (1967) che lo attribuisce all'Oligocene superiore-Aquitano inferiore. Corrisponde infine al "Flysch argilloso-calcareo in brecciolina" di RICCHETTI (1962), ascritto al Cretacico superiore-Paleogene(?). Gli intervalli sommitali della formazione, solidali con il flysch numidico, sono stati spesso segnalati, nei settori esterni dell'orogene, con il termine di Flysch Rosso o di Argille Varicolori (DAZZARO & RAPISARDI, 1987).

Si tratta di un'alternanza di argilliti e marne argillose grigio-verdastre o vinaccia, fogliettate, in strati di 5-30 cm, di marne e calciliti da grigio-biancastre a rosse a frattura concoide, di argilliti silicifere nerastre e di breccie calcaree gradate grigie e rosate in strati di 2-50 cm. La frazione carbonatica è rappresentata da calciruditi (*rudstones*) e calcareniti biodetritiche (*grainstones* e *wackestones*) a cemento spatico prevalente o in matrice micritica, contenenti abbondanti frammenti di rudiste e macroforaminiferi.

La formazione affiora in continuità sul Flysch Galestrino e il passaggio è bene osservabile nel settore occidentale del Foglio, a nord di Tito, a sud di Pergola e a Costa del Ragazzo ad est di Abriola. In queste località, immediatamente sopra al contatto con il Flysch Galestrino, i campioni prelevati nella frazione carbonatica arenitica della formazione, mostrano abbondanti risedimenti di rudiste. A nord-ovest di Abriola, in località S. Giovanni, la formazione poggia con passaggio graduale, caratterizzato dall'incremento della frazione marnosa e carbonatica, sugli Scisti Silicei. La frazione calcarenitica, rappresentata da *grainstones* totalmente ricristallizzati, è risultata sterile; la componente più fine è un *mudstone* nel quale è stata riconosciuta un'associazione a nannofossili calcarei caratterizzati da *Micula* spp., *M. decussata* VEKSHINA, *Watznaueria* spp., indicativi del Cretacico



superiore.

Una campionatura effettuata in vari affioramenti discontinui presenti nell'area di Pergola, dal limite stratigrafico con i sottostanti Scisti Silicei fino al contatto sotto l'unità tettonica dei M. della Maddalena, a Serra di Cecchetti, ha permesso di ricostruire quasi per intero l'intervallo cronologico coperto dalla formazione. Alla base sono presenti associazioni a *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., *Rotalia* sp., *Hellenocyclina* sp. e Miliolacea del Campaniano-Maastrichtiano. Livelli più alti contengono microfaune a *Siderolites* sp., *Omphalocyclus* sp. rimaneggiate, associate a *Discocyclina* sp., Alveolinidae e Rotaliidae del Paleocene superiore-Eocene inferiore.

Livelli intermedi, affioranti a nord di M. Cavallo e a sud-est di Pergola, presentano associazioni a foraminiferi planctonici con *Hantkenina* sp., *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Morozovella aragonensis* (NUTTAL) e nannofossili con *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *C. pelagicus* (WALLICH), *Cycliscardolites floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster barbadiensis* TAN, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE,

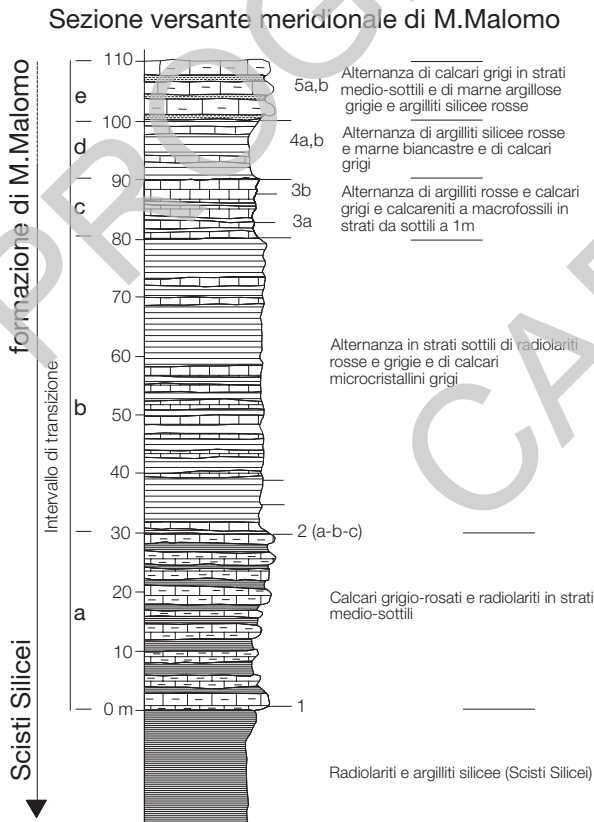


Fig. 6 - Sezione stratigrafica misurata e campionata in corrispondenza del passaggio stratigrafico tra gli Scisti Silicei (STS) e la formazione di Monte Malomo (FMM), lungo la strada comunale Viggiano-Laurenzana, tra i km 5 e 4, immediatamente oltre la sorgente Acqua Tufara.



*Zygrablithus bijugatus* (DEFLANDRE), indicativi dell'Eocene medio e superiore.

Livelli sommitali, affioranti a Serra di Cecchetti (a sud-ovest del Foglio) contengono microfaune a *Halkiardia* sp., *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Chapmanina* sp., *Catapsidrax* sp., *Globigerina* sp., che estendono l'età sino all'Oligocene.

In altre località l'appoggio è direttamente sugli Scisti Silicei dell'Unità Lagonegrese II, senza l'interposizione del Flysch Galestrino, come è possibile osservare lungo i fianchi dell'anticlinale esposta tra Mass. Calabrese e Mass. Colombina, in destra orografica del T. Fiumicello, lungo il versante orientale di M. La Ricciola e lungo il versante meridionale di M. Malomo (Fig. 6).

In quest'ultima località, lungo la strada comunale di collegamento Viggiano-Laurenzana, tra i km 5 e 4, immediatamente oltre la sorgente Acqua Tufara, è stata effettuata la campionatura di una successione stratigrafica lungo un intervallo di transizione (ritenuto tale per le caratteristiche litologiche) tra Scisti Silicei (STS) e formazione di Monte Malomo (Fig. 7).

L'inizio della sezione misurata comprende il tetto dei livelli radiolaritici. Detta transizione tra le due formazioni è segnata dalla prima comparsa di livelli carbonatici ed è contraddistinta da alternanza di livelli silicei e carbonatici; in particolare si individuano i seguenti intervalli:

a)- alternanza di calcari grigio rosati e radiolariti rosse in strati da sottili a medi, spesso 30 m, contenente probabili radiolari, spicole di poriferi e frammenti di



Fig. 7 - Alternanza di argilliti e marne rosse e di calcilutiti e calcareniti fini, in strati sottili, della formazione di Monte Malomo affiorante nella località-tipo di Monte Malomo. La formazione è intensamente piegata anche perché costituisce un orizzonte di scollamento al tetto della successione lagonegrese dalla quale il flysch numidico si è ampiamente scollato, andando a costituire scaglie tettoniche che non affiorano nell'area del Foglio (zona di Stigliano, nel Foglio omonimo).



- echinodermi, poco significativi ai fini cronostratigrafici;
- b)- fitta alternanza, spesso circa 50 m, di radiolariti rosse e grigio scuro e di calcari microcristallini grigio scuro al taglio e a patina rosata all'alterazione, intensamente silicizzati, contenenti radiolari e frammenti di dubbia provenienza;
  - c)- fitta alternanza di argilliti silicee rosse e di calcareniti a macrofossili in strati da sottili a 1 m. Campioni prelevati in questo intervallo hanno mostrato nei bioclasti della porzione carbonatica frammenti di Hippuritacea, gasteropodi e Orbitolinidae del Cretacico medio, ma probabilmente risedimentati;
  - d)- alternanza di argilliti silicifere e marne scagliettate biancastre con sottili livelli di calcari grigi dello spessore totale di 10 m circa in cui sono stati riconosciuti rari piccoli foraminiferi planctonici della famiglia Globigerinidae e bentonici della famiglia Anomalinidae associati a frammenti di echinodermi;
  - e)- la sezione si chiude con circa 10 m di livelli a prevalente componente carbonatica costituiti da calcari grigi in strati medio-sottili e da marne argillose scagliettate grigie e argilliti silicee rosse. I campioni prelevati in questo intervallo contengono nannofossili, quali *Microrhabdulus undosus* PERCH-NIELSEN, *Micula swastica* STRADNER & STEINMETZ, *M. concava* (STRADNER), *M. decussata*, *M. staurophora* (GARDET), del Cretacico superiore (Maastrichtiano), rari e piccoli foraminiferi planctonici delle famiglie Globigerinidae e bentonici della famiglia Anomalinidae, Nodosariidae, Textulariidae e Rotaliidae, probabili resti di *Ethelia alba* (PFENDER) che estendono dubitativamente l'età al Paleocene.

Sul versante orientale di M. Volturino, a Scarrone Nocella (settore centro-meridionale del Foglio), lungo la strada Marsicovetere-Calvello, affiora la formazione di Monte Malomo, delimitata ad est da un contatto di sovrascorrimento secondario, orientato E-O, sulle argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ) (v. oltre), e ad esse evolvente in continuità stratigrafica verso ovest. A sud, sempre sulla strada comunale, in destra di Fosso Grande (toponimo a scala 1:25.000), punto quotato 1272 (scala del Foglio), è esposto il contatto basale della formazione sugli Scisti Silicei. In questo tratto la formazione ha uno spessore complessivo di circa 70 m. Livelli prossimi al contatto tettonico con ABQ contengono abbondanti risedimenti di rudiste, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp. e rari individui di Discorbidae e Miliolidae.

La formazione affiora anche lungo la dorsale di M. La Ricciola e lungo i fianchi della piega di Mass. Calabrese (in destra di F.ra La Terra, tra Calvello e Laurenzana), in semifinestra tettonica al di sotto dei terreni della falda sicilide.

Il passaggio alle soprastanti argilliti ABQ è netto e concordante, come è possibile osservare a M. Malomo e a M. La Ricciola (settore orientale del Foglio), e anche nella zona di Pergola (settore sud-ovest) dove però ABQ rappresenta il termine su cui sovrascorre l'unità carbonatica dei Monti della Maddalena.

L'età complessiva si estende dal Cretacico superiore all'Oligocene.

Lo spessore della formazione in affioramento è estremamente variabile a causa di ripetizioni o elisioni tettoniche, oscillando da 0 a 350 m.



### 1.1.2.6. - argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ)

Nell'ambito del Foglio "Marsico Nuovo" questa formazione rappresenta il termine apicale della successione stratigrafica Lagonegrese II, affiorando prevalentemente in continuità sulla formazione di Monte Malomo o più eccezionalmente, a mezzo di superfici meccaniche di scollamento, direttamente sugli Scisti Silicei (STS), come è possibile osservare a M. Tangia lungo il fianco orientale dell'anticlinale di rampa est vergente. A conferma di quanto già espresso in CARBONE & LENTINI (1990) circa l'evoluzione verso l'alto della formazione di Monte Malomo e in parziale accordo con SCANDONE (1967, 1972), che riconosce all'interno del "Flysch Rosso" un membro superiore marnoso-argilloso spesso circa 100 m, di età Oligocene superiore-Langhiano, questa formazione rappresenta l'intervallo basale del flysch numidico, scollato dalle successioni lagonegresi e affiorante in aree più esterne al di fuori del Foglio.

Trattasi di una successione di argilliti brune, argille marnose e marne rosse e verdi prevalenti, scagliettate e in strati sottili, con rare e sottili intercalazioni di areniti fini quarzose, di calcareniti bioclastiche di colore grigio scuro al taglio, brune all'alterazione e di arcosi più frequenti nella parte alta. Affiora in continuità sui calcari della formazione di Monte Malomo lungo la dorsale omonima e a M. Tangia, ricoperta tettonicamente dalle sequenze dell'Unità Sicilide. Nell'area di Pergola la formazione è rappresentata da argilliti grigio-verdastre con intercalazioni medio-sottili di calcilutiti bruno-nerastre intensamente ossidate (pirolusite), a frattura prismatica e di arenarie fini calciclastiche. La formazione ingloba olistoliti (**cb**) costituiti da carbonati mesozoici massivi, di colore bianco-grigiastro, estesamente spatizzati e/o dolomitizzati, da blocchi calcareo-marnosi bianco-rossastri (attribuibili alla formazione di Monte Malomo) e da calcari elastici gradati a macroforaminiferi. In questi ultimi sono state riconosciute associazioni a foraminiferi costituite da *Amphistegina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Lepidocyclina* sp., *Heterostegina* sp., *Asterigerina* sp., *Spiroclypeus* sp e *Globigerinidae*, oltre ad alghe rosse (*Lithothamnium*), briozoi, radioli di echinidi e policheti. Diffusi all'interno dell'unità in tutte le aree di affioramento, gli olistoliti raggiungono le dimensioni massime a Tempa La Quaglia, a sud di Pergola. Un altro blocco di notevole dimensione è quello di Tempa La Posta Nuova, a nord di M. Caldarosa.

Le analisi biostratigrafiche condotte su vari litotipi della formazione non hanno dato esito soddisfacente a causa dell'intensa silicizzazione che li interessa; pertanto l'età è dedotta dal contenuto fossilifero riconosciuto nelle calcareniti, le quali permettono di assegnare la formazione all'Oligocene superiore.

Spessore fino a 100 m.



## 1.2. - UNITÀ TETTONICA MONTI DELLA MADDALENA

L'Unità tettonica Monti della Maddalena deriva dalla deformazione dei settori più esterni dell'originaria Piattaforma Campano-Lucana triassico-miocenica, alla quale D'ARGENIO *et alii* (1973) attribuiscono diverse unità stratigrafico-strutturali (Bulgheria-Verbicaro, Alburno-Cervati e Foraporta), derivanti da un comune dominio paleogeografico.

Corrisponde al Complesso Panormide di OGNIBEN (1969) che vi include le potenti successioni alloctone in facies di piattaforma carbonatica, di età compresa tra il Triassico medio-superiore ed il Paleocene, riferite ad un originario dominio carbonatico interposto tra il "Bacino del Flysch del Cilento e delle Argille Varicolori" verso l'interno e il Bacino Lagonegrese all'esterno (v. Fig. 3).

La successione dei Monti della Maddalena, così come emerge dalla letteratura, risulta costituita da depositi marini, che vanno da ambienti di acque basse a margine della piattaforma, caratterizzati da dolomie triassiche e calcari liassici, cui seguono in discordanza calcari organogeni del Giurassico superiore e quindi risedimenti calcarenitici del Cretacico e del Terziario inferiore. La sequenza è chiusa da calcareniti trasgressive del Miocene inferiore e poi da arenarie torbiditiche, solidali sui livelli carbonatici.

L'attribuzione al Tortoniano superiore dei sedimenti silicoclastici posti al tetto di tale successione da parte di SGROSSO (1992) è in contraddizione con l'originaria collocazione paleogeografica di quest'unità tettonica, che in quanto interna, non poteva essere interessata dalla prima fase tettonogenetica in tempi così recenti come avviene invece per le aree esterne (Piattaforma Apula). Se fosse confermata l'età tortoniana, sarebbe da ritenere che si tratti di sedimenti silicoclastici totalmente discordanti e post-orogeni rispetto alle fasi di trasporto delle unità carbonatiche.

La successione carbonatica mesozoica affiorante nella parte più alta della Val d'Agri è caratterizzata da dolomie estremamente tettonizzate, da calcari oolitici e da calcari biocostruiti a rudiste. Nell'alta Val d'Agri si assiste ad una progressiva elisione dei termini basali verso est, per cui le successioni affioranti nei settori ricadenti nel Foglio "Marsico Nuovo" sono limitate agli orizzonti giurassico-cretacici. Al tetto di questi, la successione carbonatica si chiude con lembi discontinui di calcareniti paleogeniche a nummuliti ed alveoline della formazione Trentinara (SELLI, 1962), cui seguono depositi terrigeni del Miocene inferiore riferibili alla formazione del Bifurto (SELLI, 1957).

Nell'area esaminata quest'ultima è rappresentata da sedimenti marnosi e da quarzareniti "tipo numidico" via via di mare più profondo fino a torbiditi distali, alle quali si intercalano torbiditi carbonatiche a macroforaminiferi. La formazione giace, con passaggio brusco e molto rapido, in paraconcordanza sui terreni del Cretacico superiore o del Paleocene-Eocene inferiore. L'età di questi terreni non va oltre il Burdigaliano (SCANDONE, 1967, 1972; BOUSQUET, 1971, 1973; GRANJACQUET & MASCLE, 1978; ELTER & SCANDONE, 1980).

I terreni dell'unità carbonatica affiorano lungo il margine sud-ovest del Foglio, in corrispondenza del gruppo montuoso tra M. Cavallo-La Palombara e in lembi



isolati tra Montetto e Scarrone di Mezzo, ad est di M. Volturino, tettonicamente sovrapposti ai livelli oligocenici dell'Unità tettonica Lagonegrese II (Fig. 8). Tali affioramenti sono delimitati da un allineamento che prosegue nel contiguo Foglio



Fig. 8 - I terreni dell'unità carbonatica affiorano lungo il margine sud-ovest del Foglio, in corrispondenza del gruppo montuoso tra M. Cavallo e La Palombara. Il sovrascorrimento principale tra le unità della Piattaforma Appenninica e quelle bacinali delle Ionidi è ben evidente anche immediatamente ad ovest del Foglio dove le dolomie cataclastiche (DOC) dell'Unità tettonica Monti della Maddalena sono sovrapposte ai livelli oligocenici delle argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ) dell'Unità tettonica Lagonegrese II.

“Moliterno” lungo la congiungente Marsicovètere-Viggiano, e che rappresenta pressappoco il fronte più avanzato delle unità carbonatiche appenniniche sulle successioni lagonegresi. Verso est si ha la sovrapposizione delle coltri interne sicilidi direttamente sulle unità lagonegresi.

#### 1.2.1. - dolomie indifferenziate (DOC)

I terreni riferiti a quest'unità litologica costituiscono limitati affioramenti presenti sul costone meridionale di Serre di M. Cavallo e di M. Cavalluccio, sul margine sud-ovest del Foglio.



Si tratta di dolomie saccaroidi di colore grigio-biancastro, cataclastiche.

Le dolomie passano verso l'alto e lateralmente ai calcari CBI; verso il basso poggiano con contatto di sovrascorrimento sui termini oligocenici (argilliti del T. Serrapòtamo) dell'Unità Lagonegrese II.

Lo spessore affiorante è circa 50 m.

L'età non è determinabile.

### 1.2.2. - calcari e calcari dolomitici (CLU)

Nel Foglio "Marsico Nuovo" questa formazione è costituita da due litofacies, una prevalentemente dolomitica e l'altra calcareo-dolomitica, sfumanti lateralmente e senza una reale transizione verticale, in quanto il processo di dolomitizzazione è trasversale alla successione stratigrafica.

La litofacies calcareo-dolomitica (CLU<sub>b</sub>) è rappresentata da calcari grigio-bluastri in strati sottili, da calcari cristallini intra e bioclastici a grana fine di colore biancastro o grigio-nocciola fittamente spatizzati, ad ooliti, oncoliti e impronte di lamellibranchi, pseudo stratificati o fortemente amalgamati in strati medi fino a banchi, oltre a calcari dolomitici, calcareniti e brecciole con associazioni a prevalenti dasycladacee, piccoli gasteropodi non classificabili, echinodermi, oltre a Textulariidae, Trochamminidae, Valvulinidae e scarsi radiolari. La geometria dei corpi calcarei è molto varia, da lenticolare a cupoliforme a tabulare.

Affiora in *klippen* isolati, anche se di notevole estensione, tra Scarrone Nocella e Scarrone di Mezzo (a est di M. Volturino) e in lembi minori a Scarrone Acqua di Bocca, a Madonna di M. Saraceno e lungo il Fosso di Acqua le Brece, oppure inglobata nelle argilliti ABQ dell'Unità tettonica Lagonegrese II, nella medesima zona.

La litofacies (CLU<sub>a</sub>) è rappresentata da calcari dolomitici e da dolomie saccaroidi di colore grigio-biancastro, da macro a microcristallini, a stratificazione indistinta con originarie strutture e contenuto faunistico totalmente obliterati, da breccie cataclastiche a elementi eterometrici e da doloareniti da grossolane a fini, a elementi spigolosi, talora debolmente cementate, con plaghe residue meno intensamente fratturate. Questo aspetto tessiturale è più diffuso ed evidente in prossimità di superfici meccaniche o alla base di sovrascorrimenti, sebbene sia localmente presente anche in livelli non corrispondenti a discontinuità tettoniche.

Relativamente all'area del Foglio questa litofacies affiora in buona esposizione nelle cave di Scarrone Acqua di Bocca e in quella a sud di Acqua le Brece, in corpi di limitata estensione, al di sotto stratigraficamente della litofacies calcarea.

Una fitta campionatura effettuata negli affioramenti ubicati tra Scarrone Nocella e la terminazione meridionale di M. Saraceno ha permesso di ricostruire una successione stratigrafica estesa dalla parte alta del Giurassico inferiore al Cenomaniano inferiore.

A Scarrone Nocella, i livelli più bassi campionati contengono associazioni a *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Thaumatoporella parvovesiculifera*



(RAINERI), *Gaudryina* sp. (Giurassico inferiore-Giurassico medio). Nei livelli soprastanti ai microfossili citati si associano *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE), *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI (biozona a *Siphovavulina variabilis*, sottozona a *Selliporella donzellii* di CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1977 e CHIOCCHINI *et alii*, 1995, modificata in CHIOCCHINI *et alii*, 2005) indicativi del Bajociano inferiore *p.p.*-Bathoniano inferiore.

A Madonna di M. Saraceno, livelli più alti contengono *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* sp., *Gaudryina* sp., *Siphovavulina variabilis*, *Macroporella praturloni* DRAGASTAN (biozona a *Protopenneroplis striata* di CHIOCCHINI *et alii*, 1995) pertanto riferibili al Malm inferiore.

Livelli sommitali, a sud di M. Saraceno, mostrano associazioni a *Trocholina involuta*, *T. saggittaria* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAL, *T. cherchiaie*, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, (biozona a *Lithocodium aggregatum* di CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978) del Cretacico inferiore (Berriasiano-Valanginiano); la presenza di frammenti di *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) sp. e Hippuritacea permettono di estendere l'età al Cenomaniano inferiore.

Dall'analisi delle microfacies e relativamente alle caratteristiche di facies osservabili negli affioramenti è possibile ipotizzare un'evoluzione morfologica del paleoambiente da piattaforma carbonatica interna, durante l'ultima parte del Giurassico inferiore e quella iniziale del Giurassico medio, a marginale durante il Neocomiano-Cenomaniano inferiore.

Lo spessore complessivo della formazione, difficilmente calcolabile per estrema fratturazione che oblitera l'originaria stratificazione, non è inferiore a 300 m.

### 1.2.3. - calcari bio-litoclastici con rudiste (CBI)

I terreni riferiti a questa formazione costituiscono una successione presente nel settore sud occidentale del Foglio, con caratteri prevalenti simili a quelli ben affioranti nell'area presso Padula, nel vicino Foglio "Sala Consilina", e a sud nel Foglio "Moliterno".

In parte corrispondono ai depositi cartografati **Cs-T<sub>6</sub>**, e **G<sub>11</sub>** nel Foglio 199 "Potenza" (II ed.) della Carta Geologica d'Italia 1:100.000.

A nord-ovest di Paterno (cfr. Foglio "Moliterno") CARANNANTE *et alii* (1999), segnalano un contenuto microfaunistico a foraminiferi planctonici caratterizzato da: *Helvetoglobotruncana helvetica* BOLLI nella matrice di livelli calciruditeici (biozona a *Helvetoglobotruncana* e Hippuritidae del Turoniano inferiore-medio - modificata da CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978 e CHIOCCHINI *et alii*, 1995), e superiormente, in calcareniti biodetritiche, *Dicarinella* sp. (?Turoniano superiore-Senoniano). Tra i microfossili nella matrice, generalmente allo stato biodetritico ritrovano: *Orbitoides* gr. *media* D'ARCHIAC, *Siderolites calcitropoides* LAMARCK, *Cymopolia barattoloi* PARENTE, *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, *Orbitoides* cf. *apiculata* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), riferibili



alla biozona a *Orbitoides* di CHIOCCHINI & MANCINELLI (1978) e CHIOCCHINI *et alii* (1995) del Campaniano superiore-Maastrichtiano; prob. *Disticoplax* sp. (non più antico del Paleocene).

Nella letteratura geologica questa formazione, denominata “*Calcari cristallini* o *Calcari pseudosaccaroidi*” (SGROSSO & TORRE, 1967; SCANDONE, 1963b) viene considerata trasgressiva sui “*Calcari ad Ellipsactinia*” di età titonica, della serie calcareo-dolomitica mesozoica. Relativamente all’area di studio questo contatto trasgressivo non è osservabile a causa di elisione tettonica sia di tetto che di letto dei vari termini formazionali.

La formazione affiora esclusivamente sul margine sud-ovest del Foglio e forma i *klippen* di M. Cavallo e del gruppo di La Palombara. È costituita da prevalenti calcari cristallini e calcari biodetritici bianchi al taglio, grigi all’alterazione, in strati da 60 cm fino a banchi, più frequenti nella parte bassa, localmente brecciati, con interstrati pelitici generalmente molto sottili. Nella parte alta della successione gli strati sono più sottili, con spessori da 5 a 50 cm. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti facies bioarenitico-ruditiche spatizzate.

A sud di Mass. Cozzaro, punto quotato 953, lungo il fronte di sovrascorrimento principale di quest’unità sui terreni lagonegresi, nei livelli calcarenitici (*grainstones*) della parte alta della formazione si riconoscono oltre a frammenti di rudiste e di echinodermi, Alveolinidae, Rotaliidae, *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., e Anthozoa. I livelli ruditici (*rudstones*) contengono frammenti di gasteropodi e di echinodermi, abbondanti *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Rotalia* sp. Queste associazioni sono indicative del Campaniano superiore-Maastrichtiano; l’età complessiva dell’unità litostratigrafica è Albiano superiore-Paleocene.

Lo spessore è difficilmente calcolabile a causa di ripetizioni tettoniche, ma dovrebbe aggirarsi intorno ai 400 m.

#### 1.2.4. - *calcareniti con alveolinidi e nummulitidi* (AEN)

In discordanza sulla formazione CBI prima descritta, ma fuori della zona esaminata anche su termini più antichi, poggiano terreni calcarei ricchissimi di resti di organismi con prevalenti *Nummulites* ed Alveolinidae oltre ad alghe Melobesidae.

Formazioni simili affioranti nei Monti della Maddalena sono state riferite all’Eocene inferiore (SCANDONE, 1971).

La base della formazione è costituita da calcari di colore grigio chiaro, detritici a grana arenitico-ruditica, con clasti arrotondati rimaneggiati da terreni di età triassico-cretacico superiore, in strati piano-paralleli da sottili a banchi. Il diametro dei ciottoli varia da 1 a 8 cm; il legante è micritico. Seguono calcari oolitici, calcilutiti e calcareniti fini, calcari marnosi in strati medi e calcari nodulari cui localmente si intercalano argille e marne verdastre, talora rosate, in



livelli fino a 1 m.

Nel limitrofo Foglio “Sala Consilina” in quest’unità litostratigrafica vengono segnalate macrofaune a gasteropodi e lamellibranchi e microfaune a *Coskinolina liburnica* STACHE, *Fallotella alavensis* MANGIN, *Alveolina* spp., Miliolidae, *Spirolina* spp., *Pratulonella salernitana* BARATTOLO. Nell’area del Foglio sono state riconosciute microfaune a *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Spiroloculina* sp., oltre a Miliolidae, Globigerinidae, Victoriellidae e resti di alghe che indicano l’Eocene inferiore.

La formazione affiora in limitati lembi ed è bene esposta a Castello di Lepre (ad ovest di Marsico Nuovo). Si differenzia dai sottostanti calcari CBI per una più fitta stratificazione, per l’assenza di fasce di dolomitizzazione e per la presenza di caratteristiche marne verdastre negli interstrati delle brecciole.

L’età complessiva assegnata alla formazione è Eocene.

Lo spessore non supera i 40 m.

#### 1.2.5. - formazione del Bifurto (BIF)

Al tetto delle successioni carbonatiche affiora in discordanza un’alternanza di argilliti silicifere di colore bruno o vinaccia e di argille marnose grigio-brune in strati da medi a oltre il metro, con intercalazioni di quarzoareniti fini brune e arcose, prevalenti nella porzione inferiore della formazione, di litareniti micacee grigiastre, in strati e lenti sottili e medi.

Il legante delle areniti è dato da abbondante matrice costituita da minerali argillosi, ossidi ed idrossidi. Il cemento, quando presente, è siliceo. Localmente, intercalati alla frazione argillitica, si rinvencono lenti di brecciole di colore ocre a macroforaminiferi, calciruditi e calcareniti litoclastiche di colore bruno, calcisiltiti a grana molto fine e calcilutiti silicifere verdi. Le calcareniti contengono resti di echinodermi, alghe e otoliti; sono inoltre presenti resti di Rotaliidae, Anomalinidae, Miliolidae e Buliminidae e anche individui di *Paragloborotalia* sp., *Globigerina* sp., che permettono una attribuzione al Miocene basale. Tale età trova conferma al di fuori dell’area del Foglio (cfr. Foglio “Sant’Arcangelo”), dove le calcareniti contengono frammenti di litotamni, nummuliti e discocicline, echinodermi, briozoi, e sono stati riconosciuti *Eulepidina* cfr. *dilatata* (MICHELOTTI), *Nephrolepidina* sp., *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp, *Miogypsinoides* cfr. *complanata* SCHLUMBERGER, e rari individui di *Globoquadrina* spp. negli orizzonti più alti.

La formazione è discordante su AEN e su CBI.

L’età complessiva assegnata alla formazione è Miocene inferiore - Miocene medio *p.p.*

Lo spessore raggiungere un massimo di 20 m.



### 1.3. - SUCCESSIONI SINOROGENE DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

Comprendono due unità litostratigrafiche: la formazione di Albidona a composizione litarenitico-carbonatica e il flysch di Gorgoglione a composizione prettamente silicoclastica, in appoggio discordante sulla prima e su varie unità della pila tettonica (v. Fig. 3).

Alla formazione di Albidona (SELLI, 1962) datata Langhiano superiore-Elveziano inferiore, con il significato di “deposito mesoautoctono” deposto cioè tra le “coltri nord-calabresi” e le “coltri lucane”, sono state attribuite nella letteratura geologica età differenti, con la conseguenza di assegnarle un diverso ruolo nell’evoluzione geologica della regione. L’attribuzione al Miocene (GHEZZI & BAYLISS, 1964, GHEZZI & MARCHETTI, 1964; CRESCENTI, 1966), o al massimo all’Oligo-Miocene (ZUPPETTA *et alii*, 1984) è stata a lungo contrapposta a segnalazioni di età eocenica (PAVAN & PIRINI, 1963; MOSTARDINI *et alii*, 1966; VEZZANI, 1966a, 1970; OGNIBEN, 1969). Successivamente BONARDI *et alii* (1985) assegnano un’età compresa tra il Burdigaliano medio ed il Langhiano-Serravalliano, vincolando l’appartenenza della formazione a domini più esterni, con l’originario significato di deposito “mesoautoctono” compreso tra le coltri di ricoprimento. LENTINI *et alii* (1987) ritengono di natura stratigrafica l’appoggio del “Flysch di Albidona” su varie unità, in particolare su quelle carbonatiche della “Piattaforma interna” (CARBONE *et alii*, 1991; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL F. AGRÌ, 1991) e lo considerano pertanto un deposito di bacino satellite relativamente esterno, discordante sulle coltri e ulteriormente deformato nelle successive fasi tettoniche. L’insieme della successione torbiditica viene riferita da questi ultimi Autori ad un “Bacino pre-irpino” sospeso su falde in via di strutturazione che, in seguito alle deformazioni infralanghiane, avrebbe assunto la configurazione del “Bacino Irpino” (Cocco *et alii*, 1972).

Dalle diverse datazioni proposte nel corso degli anni, derivano le differenti interpretazioni sul ruolo giocato dalla formazione di Albidona all’interno dell’edificio alloctono. La recente attribuzione all’Eocene da parte di BARUFFINI *et alii* (2000) riapre le controversie di carattere stratigrafico e di interpretazione della formazione nella ricostruzione dell’evoluzione dell’Appennino meridionale, in quanto costituisce un notevole vincolo nella scansione temporale degli eventi tettono-sedimentari che hanno originato le unità interne della Catena Appenninica.

Ulteriori studi e i rilevamenti effettuati nell’ambito del Foglio “Rotondella” hanno mostrato che sia la formazione di Albidona che i flysch del Cilento ad esso equivalenti, costituiscono una “famiglia” di flysch del Miocene inferiore ricoperti tettonicamente dalle Unità Sicilidi *s.s.* e discordanti sulle Coltri nord-calabresi o Silentine. Il significato paleotettonico di questo deposito è legato ad una “fase balearica”, caratterizzata dalla rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso, e durante la quale si è prodotta la consumazione più o meno totale della crosta alpinotetidea e la formazione di un cuneo di accrezione con vergenza afro-adriatica. Tale formazione cioè costituiva un deposito di avanfossa delimitato all’esterno dalla piattaforma carbonatica appenninica e suturava in parte il cuneo ligure



alpino-vergente, originatosi in precedenza nella fase eo-alpina. Con la successiva fase “tirrenica”, che comporta la consumazione della crosta ionica e la traslazione della piattaforma carbonatica al di sopra delle unità lagonegresi e di queste sulle unità apule, la formazione di Albidona è stata passivamente trasportata ancora più all'esterno, fino alla posizione odierna. Il trasporto è stato accompagnato da scollamenti e da “sostituzioni di coperture”, per cui la formazione di Albidona è andata a sostituire l'originaria posizione del coevo flysch numidico, affiorante attualmente lungo il cuneo frontale della Catena Appenninica (LENTINI *et alii*, 2002, 2003; FINETTI *et alii*, 2005).

La formazione presenta diversi membri, rispettivamente dal basso verso l'alto: membro caotico (ABD<sub>1</sub>), membro marnoso-calcareo (ABD<sub>2</sub>), e membro arenaceo-argilloso (ABD<sub>3</sub>). Nel Foglio “Marsico Nuovo” affiorano il membro basale e quello intermedio. Il membro inferiore in realtà rappresenta anche un orizzonte di scollamento, pertanto l'originario contatto stratigrafico risulta tettonicamente modificato. Nell'area di M. Tangia per esempio affiora una stretta fascia di terreni, caratterizzata da una facies caotica a grossi blocchi immersi in una frazione pelitica di colore bruno. Questo intervallo viene ampiamente segnalato nell'alta Val d'Agri e corrisponde a quello denominato da BONARDI *et alii* (1985) “facies a blocchi del Flysch di Albidona” o attribuito da CARBONE *et alii* (1991) ad un orizzonte caotico di questa formazione, estesamente affiorante tra Sarconi e Tramutola (cfr. Foglio “Moliterno”) e corrispondente alla Formazione del Vallone Cavolo *Auctt.*

Il flysch di Gorgoglione (CIARANFI, 1972) (Formazione di Gorgoglione, SELLI, 1962) è un deposito terrigeno attribuito al Langhiano-Tortoniano inferiore da BOENZI & CIARANFI (1970) e discordante su differenti unità della catena. La formazione è stata interpretata come deposito di riempimento di un originario bacino satellite associato all'avanfossa medio-miocenica identificabile con il Bacino Irpino di Cocco *et alii* (1972), equivalente laterale dei Flysch Esterni. Analogamente a questi, il flysch di Gorgoglione costituisce un *marker* litostratigrafico importante nell'identificazione delle deformazioni relative alla “fase tirrenica” sopra citata. Esso, infatti, sutura le strutture originatesi nelle fasi di accavallamento tra le unità appenniniche, cui sono associati i primi fenomeni di scollamento delle coperture e, a sua volta, risulta coinvolto nelle strutture di età post-tortoniana, contemporaneamente alla deformazione dei Flysch Esterni (CATALANO *et alii*, 1993).

Nell'area del Foglio la formazione occupa due posizioni strutturali differenti (v. Fig. 9). La successione originariamente più esterna ed attualmente più profonda (membro FGO<sub>1</sub>) poggia sulle coltri sicilidi, che ricoprono la formazione di Albidona oppure il flysch numidico (Unità di Cirigliano dei fogli contigui). Essa forma un esteso placcone nel contiguo Foglio “Stigliano” ed in parte del Foglio “Sant'Arcangelo”. Lungo il bordo orientale del Foglio in oggetto di questa successione compaiono soltanto i termini apicali ribassati verso ovest da sistemi di faglie a gradinata. La presenza di *klippen* di unità sicilidi, immediatamente ad est



nel limitrofo Foglio “Stigliano”, conferma che FGO<sub>1</sub> è ricoperto da coltri sicilidi ascrivibili all’Unità di Rocca Imperiale. Nel Foglio i rapporti sono estremamente chiari attorno all’abitato di Trivigno nel settore nord-est. Ivi i termini apicali del flysch di Gorgoglione sono ricoperti da terreni sicilidi, che a loro volta costituiscono il substrato di lembi del medesimo flysch. Quest’ultimo costituisce l’unità superiore (FGO<sub>2</sub>), cui sono attribuibili quei lembi poggianti su unità sicilidi (Laurenzana, Anzi, Trivigno e Brindisi di Montagna nel foglio limitrofo). L’unità FGO<sub>2</sub> si è deposta in aree più interne, come dimostrano anche le facies complessivamente più prossimali e ha subito passivamente la traslazione durante il Tortoniano dell’Unità sicilide di Rocca Imperiale al di sopra di FGO<sub>1</sub>. Nelle presenti Note Illustrative e nella carta geologica, i lembi del flysch di Gorgoglione traslati sono stati separati dall’unità tettonica sottostante ed inseriti nell’ambito dell’Unità sicilide di Rocca Imperiale. Alla diversa posizione geometrica della formazione corrispondono anche differenti litofacies, pertanto essa è stata suddivisa in due membri: arenaceo-conglomeratico (FGO<sub>2</sub>) prossimale o interna e in posizione superiore, e arenaceo-argilloso (FGO<sub>1</sub>), distale o esterna e in posizione inferiore.

Per l’interpretazione della distribuzione delle facies e per le analisi di bacino si rimanda ai lavori di PESCATORE *et alii* (1980), LOIACONO (1981, 1983, 1993), CRITELLI & LOIACONO (1988) e di BOIANO (1997). Gli Autori citati, pur prescindendo dalla posizione geometrica occupata da questa formazione, concordano per una deposizione della successione in un bacino di tipo collisionale sotto il controllo del regime tettonico, con sviluppo di depositi torbiditici da prossimali a distali.

### 1.3.1. - *formazione di Albidona (ABD)*

Affiora in modo discontinuo ed è limitata al settore centro meridionale del Foglio, nella zona compresa tra Cugno del Salice (ad ovest di M. Pilato), Montescuro e Zaccanella (a nord e ad est di M. Caldarosa) e in minori lembi ad ovest di M. Volturino.

L’unità litologica mostra spiccato carattere torbiditico ed è costituita da un’alternanza marnoso-arenacea, con grossi banchi di marne calcaree (membro marnoso-calcareo **ABD<sub>2</sub>**). Nell’area del Foglio, alla base della formazione è presente un intervallo caotico (membro caotico **ABD<sub>1</sub>**), che contiene diffusi elementi poligenici (cristallini, vulcanici e sedimentari).

La porzione marnoso-arenacea è rappresentata da un’alternanza di arenarie grigio-ocracee in strati da sottili a medi e di marne, marne argillose ed argille siltose grigie con lenti di calcari marnosi e di marne calcaree a frattura concoide, in strati medi e grossi banchi, a base non erosiva e con notevole continuità laterale. Le arenarie hanno grana fine, generalmente non classata. La composizione va da litarenite calciclastica ad arcose litica fino ad arcose a due miche. Il legante è dato da cemento carbonatico, ma talora anche micaceo-quarzoso. I livelli carbonatici sono emipelagiti bacinali e torbiditi calciclastiche intrabacinali.



Nella parte alta della formazione, al limite con il flysch di Gorgoglione, sono talora presenti banchi conglomeratici ad elementi prevalentemente granitici derivati da terreni cristallini calabridi. Nell'area del Foglio la base della formazione non è affiorante. La parte inferiore è caratterizzata da areniti fini prevalenti con sequenza di Bouma completa e da megastrati carbonatici canalizzati a base erosiva, la cui continuità laterale è sovente mascherata da copertura vegetale o disturbata tettonicamente. Nella porzione mediana prevalgono alternanze pelitico-arenitiche e pelitiche con sequenze di Bouma tronche alla base e livelli slumpizzati.

L'intera successione è stata interpretata come un sistema torbiditico emipelagico, depositato in bacino profondo interessato da mobilità tettonica, come dimostrato dai megastrati carbonatici e silicoclastici, cui si associano depositi da scivolamento in massa, colate di detrito, discordanze interne alla successione e livelli a *slump*.

Il membro caotico (**ABD<sub>1</sub>**) è costituito da una frazione pelitica di colore bruno, talora grigio plumbeo, con calcari e calcilutiti a frattura prismatica di colore avana, più scure al taglio. Ingloba breccie ad elementi cristallini, *pillow-lavas*, diaspri, sottili livelli di calcari con liste di selce chiara, lembi di alternanze calcareo-arenaceo-pelitiche attribuibili alla formazione del Saraceno, calcareniti a lepidocline, nummuliti e miogipsine, oltre ad olistoliti eterometrici di calcari mesozoici biocostruiti, massivi, parzialmente dolomitizzati (**cb**), di cui quello di dimensione massima è presente sul versante meridionale di M. Tangiuzza.

Lungo tutta l'area di affioramento nei campioni analizzati, quasi sempre sterili, le scarse associazioni sia a foraminiferi (*Asterigerinata* sp., *Globigerinatheka* sp., *Acarinina* sp., *Morozovella* sp., *Hormosina ovulum* GRZYBOWSKI, *Rzehakina minima* CUSHMAN & RENZ, *Globorotalia* sp.) che a nannoflore indicano età variabili dal Cretacico all'Oligocene-Miocene inferiore.

A sud, al di fuori del Foglio, l'età della formazione è comunque precisata dalle associazioni a nannofossili che presentano rare *Helicosphaera carteri* (WALLICH) nei livelli basali ed *H. carteri* e *H. scissura* MILLER nei livelli sommitali, specie indicative del Miocene inferiore (cfr. Fogli Trebisacce e Rotondella).

Nell'area di M. Caldarosa e a M. Tangia la formazione poggia con contatto tettonico di scollamento sulle argilliti ABQ ed è ricoperta dalle unità sicilidi. A Monte Pilato, e più a sud al di fuori del Foglio, è ricoperta in *onlap* dal flysch di Gorgoglione.

Lo spessore, difficilmente valutabile per caoticità e/o tettonica, varia da 0 a circa 200 m.

L'ambiente deposizionale è marino bacinale, caratterizzato da torbiditi silicoclastiche, torbiditi fini carbonatiche e da emipelagiti bacinali, cui si associano depositi da scivolamento in massa e colate di detrito.

### 1.3.2. - flysch di Gorgoglione (FGO)

#### **membro arenaceo-argilloso (FGO<sub>1</sub>)**

Quest'unità litostratigrafica è presente in finestra tettonica lungo il margine



nord-est del Foglio, a sud di Trivigno; ricompare sul versante nord-occidentale di M. Pilato, dove è caratterizzata da un'alternanza arenaceo-argillosa con lenti di arenarie grossolane e di conglomerati matrice sostenuti.

Si tratta di un'alternanza di areniti torbiditiche, di argille e di argille marnoso-siltose in strati talora molto spessi. Le arenarie sono grigio-giallastre sulla superficie di alterazione e grigio-ferro al taglio, discretamente diagenizzate e comunque sempre con cemento spatico, in strati da sottili a molto spessi. Talora sono presenti megastrati a giacitura lenticolare, rappresentati da arenarie grossolane piuttosto incoerenti e da conglomerati in abbondante matrice sabbiosa. A varie altezze stratigrafiche sono presenti intercalazioni medio-spesse di marne siltose calcaree grigie (**FGO<sub>1a</sub>**); una di queste, affiorante tra Montescuro e La Rena Riccia, raggiunge lo spessore di 30 m.

La composizione delle arenarie, relativamente omogenea, varia lungo l'intera successione da litareniti feldspatiche ad arcosi litiche.

Le peliti, di colore grigio-verde e a frattura concoide, sono abbondantemente siltose e contengono una discreta percentuale di CaCO<sub>3</sub>.

A nord di M. Pilato, alcune decine di metri sopra il contatto con la formazione di Albidona, è presente un olistostroma (**ol**) costituito da frammenti di selci, radiolariti, calcareniti ed argille scagliettate plumbee caotiche, oltre a blocchi di formazioni sicilidi *l.s.* e di Albidona.

I campioni prelevati nella dorsale Salandrella-Lavinari, a sud del paese di Trivigno, contengono associazioni a foraminiferi planctonici con *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Dentoglobigerina altispira* (CUSHMAN AND JARVIS), *Globigerinoides irregularis* (LE ROY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), e nannofossili quali *Sphenolitus heteromorphus* DEFLEANDRE e *Helicosphaera carteri* indicative del Langhiano (biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii*, 1996). Verso est, al di fuori del Foglio, la formazione si estende a tutto il Serravalliano (v. Foglio "Sant'Arcangelo"). Anche se risultano frequenti i fenomeni di rimaneggiamento, in tutti i campioni analizzati non sono mai state riscontrate associazioni indicative del Tortoniano, come invece segnalato nella letteratura geologica (BOENZI & CIARANFI, 1970; PESCATORE, 1978; LENTINI, 1979). Anche se altri Autori (PATACCA *et alii*, 1990) assegnano un'età Tortoniano superiore già alla base della formazione, estendendola fino al Messiniano, i dati raccolti per questa formazione indicano un'età non più recente del Miocene medio.

Lo spessore della formazione può raggiungere gli 800 m.

#### 1.4. - UNITÀ TETTONICA SICILIDE DI ROCCA IMPERIALE

L'Unità Sicilide di Rocca Imperiale comprende i terreni di derivazione interna (v. Fig. 3) riferibili al paleodominio "sicilide" (Complesso Sicilide di OGNIBEN, 1960, 1969a), attualmente in ricoprimento tettonico sugli orizzonti del Miocene medio del flysch di Gorgoglione (FGO<sub>1</sub>) e dei Flysch Esterni (nelle aree contigue ad est del Foglio) (Fig 9). Corrisponde alla Falda di Rocca Imperiale di LENTINI



(1979), suddivisa in due subfalde (Fig. 10) denominate sottounità Corleto Perticara, quella inferiore, e sottounità Torrente Cerreto, quella più alta. La prima è costituita da una sequenza piuttosto regolare di argille varicolori cretatiche, passanti in alto alla Formazione di Monte Sant'Arcangelo di età Cretacico-Eocene inferiore, cui seguono argille varicolori eocenico-oligoceniche e le Tufti di Tusa e/o arenarie di Corleto dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, rispettivamente a composizione vulcanoclastica e silicoclastico-calciclastica (LENTINI, 1979). La seconda sottounità è più caotica ed è formata a spese di elementi della successione sicilide sottostante. L'età del raddoppio sarebbe posteriore al Burdigaliano, come dimostra il coinvolgimento delle Tufti di Tusa, ma è anche anteriore al Langhiano superiore, perché non interessa il soprastante flysch di Gorgoglione (membro FGO<sub>2</sub>).

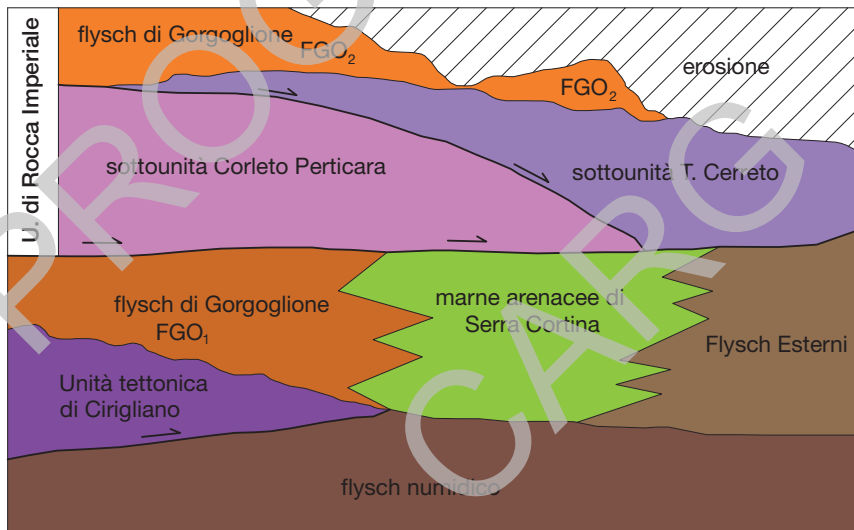


Fig. 9 - Schema dei rapporti tra unità sicilidi e i depositi miocenici dalla Catena all'Avanfossa. Le unità sicilidi sono suddivise nelle due unità tettoniche di Cirigliano e di Rocca Imperiale, quest'ultima comprende a sua volta le sottounità di Corleto Perticara e del Torrente Cerreto. L'Unità tettonica di Cirigliano poggia con contatto di sovrascorrimento principale sul flysch numidico ed è ricoperta in discordanza dal flysch di Gorgoglione - membro FGO<sub>1</sub>. L'Unità tettonica di Rocca Imperiale si estendeva fino all'avanfossa miocenica (Bacino Irpino, Auct.), giungendo a ricoprire, con la sottounità del Torrente Cerreto, i Flysch Esterni. Entrambe le sottounità sono saturate dal flysch di Gorgoglione - membro FGO<sub>2</sub>, che anch'esso, trasportato solidalmente al disopra dei coevi orizzonti del membro FGO<sub>1</sub>, appartiene alla medesima Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale.



#### 1.4.1. - sottounità Corleto Perticara

L'area di affioramento di questi terreni, continui ed unitari a nord, più discontinui a sud, si estende a tutto il settore orientale del Foglio (tra Anzi e Laurenzana). Affioramenti minori sono presenti nel settore settentrionale della carta al limite col Foglio "Potenza".

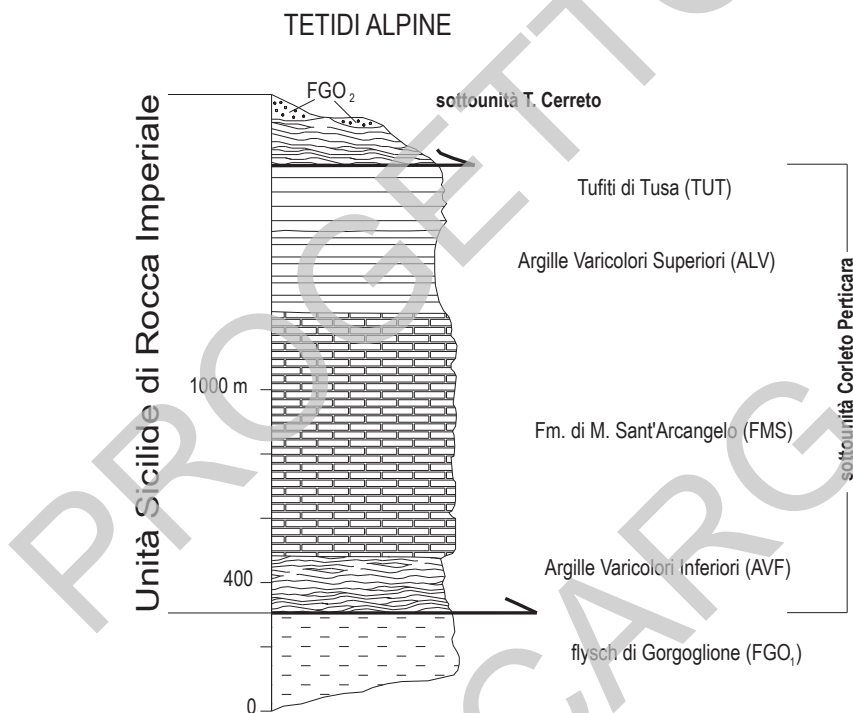


Fig. 10 - Colonna stratigrafica schematica dell'Unità Sicilide di Rocca Imperiale (Tetidi Alpine), ricostruita da dati di superficie.

#### 1.4.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

##### Argille Varicolori Inferiori (AVF)

L'intervallo inferiore della successione dell'Unità di Rocca Imperiale è dato da argille varicolori scagliettate caotiche per tettonizzazione con sporadici livelli, in strati da molto sottili a sottili, di areniti fini e siltiti manganesifere, di calcareniti e calcilutiti che si infittiscono verso l'alto (Fig. 10).



La formazione affiora alla base della monoclinale che si estende con direzione appenninica tra Cupolicchio e Acqua La Pila (a sud-ovest di Trivigno) e al nucleo dell'anticlinale disposta con asse E-O a Mass. delle Monache ad est di Calvello. La campionatura è stata effettuata al di fuori del Foglio, per i rilevamenti del Foglio "Sant'Arcangelo", nell'area tipo di affioramento lungo il T. Borrenza. In questa località i livelli di tetto della formazione contengono solo frammenti di microfaune scarse e poco significative e associazioni a nannofossili di probabile età cretacea in accordo con la posizione stratigrafica occupata dalla formazione.

Il passaggio alla sovrastante Formazione di Monte Sant'Arcangelo è graduale e si realizza tramite un'alternanza di calcari marnosi, di areniti e di argille policrome, in cui sono intercalati strati medio-sottili di calcilutiti marnose biancastre, progressivamente più frequenti e più spessi verso l'alto.

Lo spessore apparente dell'unità litologica, determinato dalla notevole caoticità dei terreni, è valutabile tra 50 e 100 m.

L'ambiente deposizionale è marino profondo, caratterizzato da emipelagiti bacinali, torbiditi fini silicoclastiche e carbonatiche.

Età: Cretacico (?).

### **Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS)**

Definita da SELLI (1962), spesso nella letteratura geologica è stata confusa con la formazione di Corleto Perticara dello stesso Autore, di età oligocenica. Corrisponde inoltre a parte dell'"Alternanza marnoso-calcareo-arenacea di Rotondella" di MOSTARDINI *et alii* (1966) e MOSTARDINI & PIERI (1967) e al Membro Sant'Arcangelo di OGNIBEN (1969a).

Nel Foglio affiora ampiamente, anche se in modo discontinuo, nell'area di Trivigno e tra Calvello e Laurenzana nonché a monte di quest'ultimo abitato, sulla strada per Corleto Perticara, dove si hanno buone esposizioni, sebbene la base della formazione non affiori.

Trattasi di un'alternanza di calcari marnosi grigio-biancastri a frattura concoide in strati da sottili a bancate, di argille grigio-verdi o rosse più o meno marnose in intervalli di spessore molto variabile fino ad alcuni metri, di subordinate areniti carbonatiche grossolane in prevalenza verdi o colore nocciola, gradate, con quarzo e subordinati feldspati, in strati medio-sottili, di calcareniti fini e calcilutiti grigio-biancastre a frattura prismatica e di arenarie grigio-verdi in strati medio-sottili, talora laminate (Fig. 10).

L'analisi petrografico-tessiturale condotta su campioni dei diversi litotipi ha evidenziato che le calcilutiti sono *wackestones*, le calcareniti sono *packstones-wackestones* costituite da foraminiferi planctonici, mentre i litotipi più grossolani sono *rudstones* e contengono clasti a cianofitee e macroforaminiferi dei generi *Orbitoides* e *Siderolites*.

Nella località tipo (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo") la successione mostra alla base microfaune a *Schackoina* sp., *Hedbergella* sp., *Globotruncana* spp. ed Heterohelicidae e nannofossili con *Micula praemurus* (BUKRY) e *Arkhangelskiella*



*cymbiformis* VEKSHINA del Maastrichtiano. Nella parte mediana della formazione sono presenti nannofossili di età paleocenica (*Chiasmolithus danicus* (BROTZEN), *Fasciculithus* spp., *Neochiastozygus* spp.). Nell'area del Foglio i livelli sommitali, campionati nei pressi di Madonna Potentissima (a sud di Calvello), contengono microfaune a *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Acarinina* sp., *Morozovella angulata* (WHITE), *M. conicotruncata* (SUBBOTINA), *M. cf. formosa gracilis* BOLLI e *M. cf. velascoensis* (CUSHMAN), e nannofossili rappresentati da *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Discoaster barbadiensis* TAN, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Sphenolithus radians* DEFANDRE e *Nannotetrina fulgens* (STRADNER), associazioni indicative dell'Eocene inferiore-medio.

Lo spessore apparente, in gran parte determinato da ripetizioni tettoniche all'interno della successione stratigrafica, varia da pochi metri fino a 300 m.

Si tratta di depositi di bacino aperto (pelagiti carbonatiche ed emipelagiti) caratterizzati da buona continuità laterale e da strati tabulari da sottili a molto spessi cui si associano risedimenti carbonatici di piattaforma.

Età: Cretacico superiore-Eocene medio.

#### **Argille Varicolori Superiori (ALV)**

Quest'unità litostratigrafica corrisponde al "Membro argilloso superiore" della Formazione delle Argille Variegate di OGNIBEN (1969a) di età eo-oligocenica.

Nell'area di Corleto Perticara (Foglio "Sant'Arcangelo") l'analisi micropaleontologica ha messo in evidenza la presenza di sporadiche nannoflore di età cretacea rimaneggiate. Gli affioramenti della "stretta di Monticchio" (F. Agri) sono stati attribuiti all'Oligocene (LIPPARINI, 1950; IPPOLITO *et alii*, 1954), l'età di questo intervallo è comunque deducibile dalla posizione stratigrafica, tra la Formazione di Monte Sant'Arcangelo alla base e quella delle Tufiti di Tusa al tetto, e sarebbe pertanto eo-oligocenica.

Nell'ambito del Foglio la formazione affiora ampiamente, anche se in modo discontinuo, ed è costituita da monotone sequenze di argille marnose di colore bruno fittamente scagliettate, in strati da 5 a 50 cm, separati da sottili livelli di areniti silicoclastiche a grana medio-fine, cui si intercalano marne brune o rossastre e calcari marnosi biancastri od ocracei in strati più frequentemente medi, raramente fino a 40 cm (Fig. 10). Localmente la formazione ingloba blocchi carbonatici mesozoici di piattaforma, calcarei o parzialmente dolomitizzati (**cb**), e arenarie quarzose (**aq**) tipo flysch numidico. Gli olistoliti **aq** sono caratterizzati da areniti a grana da fine a grossolana di colore giallo-ocra o grigie, massive, in blocchi eterometrici o in lenti di estensione decametrica; i blocchi di dimensione maggiore sono presenti tra Toppa Tonna e sud di T.pa Bianca.

A Serra Castelluccio (a nord di M. Caldarosa) sono presenti lenti, spesse fino a 40 m, di calcareniti bioclastiche spatizzate e breccie carbonatiche grigie in strati medio-spessi (20-50 cm) (**ALV<sub>2</sub>**) ad elementi risedimentati di *Nummulites*, *Discocyclina*, *Heterostegina*, *Operculina*, *Amphistegina*, *Pellatispira* ed *Alveolina*, attribuibili all'Oligocene superiore. Altri affioramenti più continui di



questa litofacies costituiscono i rilievi tra Tempa Faloppa e Toppa Tonna (a sud di Calvello). A C.da i Cugni (a sud di Bosco di Rifreddo) la formazione è costituita da un'alternanza di argilliti plumbee scagliettate, di marne grigio scure e di calcareniti e calciruditi grigiastre in strati sottili, al passaggio con le sovrastanti Tufiti di Tusa; campioni prelevati nelle marne mostrano nannoflore paleoceniche (*Fasciculithus* spp., *Toweius* spp.) rimaneggiate.

Il passaggio con la sottostante Formazione di Monte Sant'Arcangelo è graduale per il prevalere della componente carbonatica.

Lo spessore apparente, difficilmente calcolabile per tettonizzazione, non è superiore a 300 m.

L'ambiente deposizionale è marino bacinale, con torbiditi distali carbonatiche e silicoclastiche, emipelagiti e con risedimenti carbonatici di piattaforma.

#### 1.4.1.2. - Tufiti di Tusa (TUT)

Le Argille Varicolori Superiori (ALV) passano verso l'alto con contatto netto alle Tufiti di Tusa (Fig. 10). Questa formazione è stata riconosciuta in Lucania per la prima volta da OGNIBEN (1969a), che ne ha notato le spiccate analogie composizionali con le Tufiti di Tusa del "Complesso Sicilide" affioranti nella Sicilia settentrionale. Anche la posizione stratigrafica è ritenuta identica, sebbene l'età venisse attribuita ad un intervallo eo-oligocenico.

Nella letteratura geologica questa unità, denominata Formazione di Corleto Perticara (SELLI, 1962), è stata associata a quella delle Arenarie di Corleto (LENTINI, 1979) a composizione mista silicoclastica-calciclastica, mentre le Tufiti di Tusa sono prevalentemente rappresentate da vulcanoareniti ad alto contenuto micaceo e con frammenti di plagioclasti di tipo andesitico.

Con queste denominazioni si indicano successioni torbiditiche caratterizzate da litofacies differenti, che occupano, in zone geograficamente diverse, la stessa posizione stratigrafica. Secondo LENTINI (1979) le "Arenarie di Corleto" occupano la stessa posizione stratigrafica delle "Tufiti di Tusa", di cui rappresentavano una variazione laterale. Anche le Tufiti di Tusa d'altro canto possono presentare variabilità composizionale e non sempre le arenarie contengono clasti andesitici.

Entrambe le sequenze costituiscono l'intervallo stratigrafico apicale della sottounità Corleto Perticara, in appoggio stratigrafico sulle Argille Varicolori Superiori.

Da ultimo, i terreni di questa formazione affioranti nell'area del potentino, sono stati denominati Arenarie e Marne di Groppa d'Anzi (CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE, 1999).

FORNELLI *et alii* (1989) nelle Arenarie di Corleto distinguono due litotipi: uno, "tipo Corleto" (area tipo), con arenarie classificabili come arcose litiche a grana medio-grossa e l'altro, "tipo Zupparello" (dintorni di Laurenzana), a grana medio-fine e a composizione subarcosica. I caratteri petrografici indicano una provenienza



del sedimento da un margine continentale attivo, presumibilmente caratterizzato da unità cristalline, oggi riscontrabili nell'Arco Calabro. In entrambe le sezioni gli Autori riscontrano solo scarse quantità di detrito vulcanico rappresentato da rioliti, frammenti di vulcaniti intermedie e bassissima percentuale di andesiti alterate.

Al di fuori dell'area di studio, nei pressi della confluenza F. Agri-T. Sauro e a Mass. Marmarà, ma più estesamente lungo la dorsale di Valsinni, livelli analoghi per posizione stratigrafica, mostrano un contenuto vulcanoclastico superiore al 50% (CRITELLI *et alii*, 1990) e composizione da andesitica a dacitica (CRITELLI, 1991).

La formazione affiora estesamente, anche se in modo discontinuo, nel settore orientale del Foglio ed è caratterizzata da due litofacies eteropiche nell'intervallo medio-alto, indicate come litofacies arenaceo-argilloso-calcareo (**TUT<sub>a</sub>**) quella prevalentemente inferiore, e litofacies arenaceo-marnosa (**TUT<sub>b</sub>**) quella superiore, presente, relativamente all'area del Foglio, a Groppa d'Anzi.

La litofacies **TUT<sub>a</sub>** è costituita da un'alternanza di areniti micacee, di tufti grigio-verdi generalmente poco cementate, in strati di 15-40 cm fino a banchi di 1-2 m con interstrati sottili argilloso-siltoso-marnosi e, subordinatamente, di calcari marnosi biancastri a fratturazione concoide e di calcareniti a grana medio-grossa in livelli sottili.

La granulometria delle areniti è omogenea da fine a media. La composizione varia da arcosica a subarcosica con quarzo monocristallino prevalente, quarzo composito subordinato, K-feldspato prevalente, plagioclasio subordinato nelle arcose, viceversa nelle subarcose; i frammenti litici sono rappresentati da prevalenti graniti e minori carbonati a grana grossa, molto subordinati sono i litoclasti a tessitura fine dati da micrograniti, filladi e più raramente micascisti, cloritoscisti e quarziti; tra gli accessori sono presenti miche e cloriti in quantità molto scarsa e rari minerali pesanti ed opachi. La matrice, è molto scarsa (2-4%), il cemento è di natura carbonatica e può costituire sino al 15% della roccia. Le areniti tuffitiche, quando presenti, sono costituite da granuli mineralici di quarzo, plagioclasio albitico-oligoclasico, K-feldspato pertitico, muscovite, biotite più o meno cloritizzata, sericite, carbonati e da litoclasti di scisti epizonali e di granitoidi. I litotipi carbonatici presentano scarsi frammenti litici, clasti quarzoso-feldspatici e micelle muscovitiche; localmente il contenuto biogenico è abbondante e rappresentato da frammenti di foraminiferi. Nelle areniti sono comuni le strutture gradate, laminate e/o convolute e sono organizzate in sequenze di Bouma prevalenti Ta-c e subordinatamente Tc-e. La base degli strati è erosiva con frequenti impronte da corrente (*groove cast* e *flute cast*) e da carico (*load cast*). Lo spessore della litofacies varia da pochi metri a 200 m.

Lateralmente e verso l'alto la litofacies **TUT<sub>a</sub>** passa a quella arenaceo-marnosa (**TUT<sub>b</sub>**). Questa è costituita da un'alternanza di argille e argille marnose di colore grigio-verde in strati sottili, di marne biancastre in strati di spessore variabile, di arenarie torbiditiche quarzoso-micacee in strati medio-sottili, laminate e/o



gradate, con impronte di corrente alla base degli strati e di sporadici livelli sottili di calcilutiti e calcareniti fini gradate. La composizione delle arenarie varia da litarenitico-feldspatica prevalente ad arcose litiche fino a minori subarcose. Generalmente, rispetto alle arenite della litofacies TUT<sub>a</sub>, presentano una minore maturità mineralogica e una medio-bassa maturità tessiturale. I costituenti fondamentali sono rappresentati da quarzo monocristallino prevalente, quarzo composito subordinato, maggiori frammenti di roccia (metamorfiti di basso grado, plutoniti e litici carbonatici) rispetto a K-feldspato e plagioclasti; tra gli accessori miche e cloriti prevalenti rispetto ad opachi e minerali pesanti molto subordinati. La matrice è da scarsa (5-6%) a ben rappresentata. Il cemento, quando presente, è calcitico. I litotipi carbonatici, prevalentemente micritici, sono rappresentati da *mudstone* con piccoli allochimici di calcite derivanti dalla ricristallizzazione di microforaminiferi planctonici, in quantità inferiore al 10% e da minori *packstones* intra e bioclastici. La parte alta della litofacies è costituita da vulcanoareniti micacee medio-fini di colore da bruno-giallastro a verde cupo e da calcareniti bioclastiche e marne.

A causa di interpretazioni geologiche differenti, lungo il contatto con il limitrofo Foglio Potenza i terreni attribuiti alla formazione TUT vengono a contatto, nell'area a NE di Lago del Pantano e nei pressi di Costa Cerasa, con la formazione di Paola Doce (PDO).

Il contenuto faunistico è scarso in tutta la successione, in special modo nella litofacies TUT<sub>b</sub>, i campioni esaminati sono quasi tutti sterili o contengono rari nannofossili calcarei nella frazione pelitico-marnosa, rappresentati da forme rimaneggiate di prevalente età cretacea (*Micula* spp., *Prediscosphaera* spp., *Nannoconus* spp., *Watznaueria* spp.), mentre i foraminiferi, quasi assenti nella porzione pelitica, in quella arenitica sono mal conservati e di dubbia identificazione.

I livelli basali, campionati al T. Inferno (a nord-est di Anzi) proprio al contatto con le argille ALV, contengono nannofossili quali *Sphenolithus ciperiensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜELLER), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Helicosphaera recta*, indicative del Chattiano superiore (biozona MNP25a di FORNACIARI & RIO, 1996). Correlando gli affioramenti in esame con la successione sicilide della dorsale di M. Sant'Arcangelo (cfr. Foglio "Pisticci"), dove nelle calcareniti sono state riconosciute associazioni a *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Eulepidina* sp., *Miogypsinoidea* cfr. *complanatus*, *Miogypsina gunteri* COLE, *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Spiroclypeus* sp. associati ad alghe e briozoi, e *Globoquadrina dehiscens* e *Globigerinoides* sp. (LENTINI, 1979), la formazione sembra complessivamente ascrivibile all'Oligocene superiore-Miocene inferiore.

L'assetto è caotico con deboli discordanze e *slumping*. Lo spessore della litofacies varia da pochi metri fino a 150 m.

Torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di ambiente marino profondo cui si associano depositi da colata di detrito e da scivolamento in massa.



#### 1.4.2. - sottounità *Torrente Cerreto*

Nell'Appennino Lucano la porzione apicale della Falda di Rocca Imperiale è costituita da un'unità strutturale, a sua volta in falda, denominata sottounità T. Cerreto (Unità del T. Cerreto di LENTINI & VEZZANI, 1974) (Fig. 10).

Relativamente al Foglio affiora nella zona di Laurenzana, lungo il corso del T. Serrapòtamo e prosegue verso nord fino a Serra La Mattina, dove scompare sotto la copertura plio-pleistocenica di Calvello. In questo settore della catena tali terreni costituiscono l'elemento strutturale più alto della pila tettonica, successivamente ricoperti in fuori sequenza da quelli dell'Unità Lagonegrese II.

##### 1.4.2.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Si tratta di un complesso sedimentario caotico caratterizzato da una litofacies argillitica, in cui sono inglobati lembi di successioni calcaree riferibili alla Formazione di Monte Sant'Arcangelo, areniti silicoclastiche delle Tufti di Tusa e olistoliti di calcari biocostruiti a rudiste (**cb**) derivanti dalla Piattaforma Appenninica. Di questi sono stati cartografati quelli di maggiore dimensione, presenti alla confluenza F.ra Val d'Armo-T. Serrapòtamo (a ovest di Laurenzana).

La componente pelitica è costituita da argille grigie, verdi e rosse, estremamente caotiche e scagliettate, contenenti livelli di diaspri varicolori in strati molto sottili e discontinui e pezzame litoide vulcanogenico. In questi terreni, anche al taglio fresco, si osserva un minuto smembramento dei litotipi in blocchi e spezzoni di strati, per cui la caoticità non è solo apparente o limitata alla coltre superficiale di alterazione, ma è caratteristica di tutta la massa.

Le peliti contengono associazioni a radiolari e sporadiche globotruncane, che fanno ritenere la formazione originaria di età Cretacico superiore, mentre tra i blocchi inglobati sono stati riconosciuti calcari ad *Orbitoides* e rudiste e calciruditi a nummuliti e lepidocline.

Nell'insieme l'unità litologica forma un *mélange* tettonico; l'età dei terreni che lo costituiscono si estende dal Cretacico superiore all'Oligocene-Miocene inferiore.

Lo spessore non è valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione.

#### 1.4.3. - *flysch di Gorgoglione* (FGO)

##### **membro arenaceo-conglomeratico (FGO<sub>2</sub>)**

Nelle presenti note al membro arenaceo-conglomeratico (FGO<sub>2</sub>) del flysch di Gorgoglione vengono assegnati i lembi di successioni terrigene trasportati solidalmente con i terreni dell'Unità di Rocca Imperiale (v. Figg. 3 e 9). Queste hanno il medesimo significato di quelle affioranti nella media Val d'Agri e precedentemente segnalate come "Sabbie e conglomerati di Timpone d'Arena"



(CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005), ovvero descritti come “Flysch di Gorgoglione traslato” da CATALANO *et alii* (1993) e da LENTINI *et alii* (2002), ed ancora come Formazione di Oriolo (VEZZANI, 1967a). A livello regionale, questa formazione potrebbe essere omologata a tutte le successioni del flysch di Gorgoglione, quali quelle affioranti a Brindisi di Montagna, ad Anzi, tra Laurenzana e Viggiano e nella media valle del Sinni. Esse hanno partecipato passivamente alla messa in posto della “Falda Sicilide di Rocca Imperiale” al tetto delle successioni più esterne del flysch di Gorgoglione, dei Flysch Esterni e, ancora oltre, al tetto di livelli del Pliocene inferiore della Falda di Metaponto.

Affiora nel settore orientale del Foglio, nell'area di Laurenzana, dove costituisce una blanda sinclinale con asse orientato NO-SE, limitata ai lati da importanti lineamenti strutturali ad andamento appenninico; più a nord la struttura si deprime al di sotto delle sequenze plioceniche per riaffiorare nell'area di Anzi. Altri affioramenti minori sono presenti nei dintorni di Trivigno.

Un carattere peculiare delle successioni di questo membro del flysch di Gorgoglione è la variabilità laterale delle facies e in particolare la lenticolarità dei corpi arenitici più spessi. Generalmente la base è rappresentata da una litofacies conglomeratica poligenica (**FGO<sub>2a</sub>**), che evolve rapidamente ad un'alternanza pelitico-arenacea (**FGO<sub>2</sub>**) con prevalenza di livelli a torbiditi sottili, cui si intercalano corpi lenticolari arenaceo-conglomeratici. Le areniti di colore grigio-giallastro, ocre all'alterazione, sono arcose a grana da medio-grossa a siltitica, presentano laminazione parallela e obliqua, strutture da corrente e da carico. Le peliti sono grigie e costituiscono strati da sottili a banchi fino a 10 m per amalgamazione.

Nei dintorni di Anzi e a Trivigno la base della formazione è caratterizzata da un intervallo conglomeratico caotico di spessore variabile fino a un massimo di 400 m (**FGO<sub>2a</sub>**), mal classato, a clasti spigolosi o subarrotondati di 2-40 cm, in scarsa matrice sabbiosa e con frequenti lenti di sabbie grossolane e arenarie arcosiche, talora ben cementate. I clasti sono dati da areniti, calcari, e litici cristallini. La frazione carbonatica è costituita da rocce extrabacinali rappresentate da calcari micritici, oolitici, sparitici e dolomitici, tipici di piattaforma. La frazione silicoclastica suggerisce una notevole varietà delle derivazioni, sia da rocce metamorfiche di vario grado, che plutoniche acide; si intercalano frequenti lenti di sabbie grossolane poco cementate. La parte alta di questo intervallo conglomeratico è rappresentata da banchi di arenarie grossolane alternate a livelli conglomeratici con clasti le cui dimensioni aumentano fino a 60 cm.

Segue un intervallo prevalentemente arenaceo-pelitico formato da un'alternanza ben stratificata di arcose cementate in strati e banchi e di sottili livelli argilloso-marnosi.

Nei pressi di Anzi, campioni pelitici raccolti al limite tra la porzione conglomeratica e l'intervallo arenaceo-pelitico, contengono nannofossili generalmente poco abbondanti mediocrementemente conservati: l'associazione è



caratterizzata dalla presenza di *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera carteri*, *H. waltrans* THEODORIDIS, *Sphenolithus heteromorphus* ed è riferibile alla biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii* (1996), indicativa del Langhiano; campioni provenienti da livelli più alti sono caratterizzati dalla presenza di *Helicosphaera walbersdorfensis* MÜLLER, che, insieme alle specie precedentemente elencate, indica la biozona MNN5b, anch'essa del Langhiano.

È evidente però, che i livelli campionati non rappresentano per intero l'intervallo stratigrafico del flysch di Gorgoglione, che nelle località tipo si estende almeno a tutto il Serravalliano.

La formazione giace in discordanza su diversi termini delle unità sicilidi con contatto stratigrafico a volte modificato in contatto di scollamento, come nell'area di Laurenzana.

Lo spessore varia da poche decine di metri fino a 800 m.

## 2. - DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E QUATERNARI

I sedimenti pliocenici e quaternari sono prevalentemente rappresentati da sabbie, argille e conglomerati, che si sono depositi sotto un continuo controllo principalmente tettonico, in bacini marini collocati sul fronte del *thrust belt* appenninico, già strutturato nelle fasi tettoniche precedenti, e che, a seguito del loro totale isolamento con i sedimenti dell'avanfossa, hanno assunto a partire dal Pliocene superiore il ruolo di bacini intrappenninici, come quelli di Sant'Arcangelo, di Calvello e di Potenza (v. Fig. 3).

In Appennino meridionale, relativamente a questo intervallo cronologico, sono stati distinti tre "cicli" sedimentari (LENTINI, 1967; VEZZANI, 1967b; OGNIBEN, 1969a): quello del Pliocene inferiore o di Craco, i cui terreni sono esposti lungo la dorsale omonima; il secondo o Ciclo di Caliandro, databile dal Pliocene inferiore-medio al Pliocene superiore e un terzo, quello di Sant'Arcangelo, del Pliocene superiore-Pleistocene.

I depositi riferibili ai tre cicli si estendono a ricoprire progressivamente aree sempre più interne dell'edificio a falde e, a seconda dei contesti paleoambientali, possono registrare anche notevoli variazioni litologiche e moderate diacronie, ma ciò che li accomuna, a prescindere dalle litofacies, è la presenza alla base di ognuno di essi di una discordanza a carattere regionale.

Per la descrizione stratigrafica dei depositi del Plio-Pleistocene, tra le possibili suddivisioni stratigrafiche da adottare, si è preferito fare riferimento alle unità litostratigrafiche; pertanto l'insieme di formazioni delimitate alla base e al tetto da superfici di inconformità costituisce il gruppo, che sostituisce il "ciclo" della letteratura fin qui citata.

Relativamente al Foglio "Marsico Nuovo" i depositi plio-pleistocenici sono riferibili a due gruppi, il gruppo di Caliandro ed il gruppo di Sant'Arcangelo, delimitati alla base da una superficie di discordanza e ubicati esclusivamente



all'interno del cosiddetto "Bacino di Calvello".

Il primo ha ereditato il nome dell'omonimo ciclo già noto in letteratura (VEZZANI, 1966c; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRÌ, 1991; PIERI *et alii*, 1994) e comprende una successione di età estesa dalla parte alta del Pliocene inferiore al Pliocene superiore *p.p.* Esso affiora nelle zone più interne della catena ed è rappresentato da una sequenza tipicamente ciclica, con un intervallo basale conglomeratico-sabbioso, passante ad un caratteristico orizzonte diatomitico e ad argille grigio-azzurre, completata da sabbie e lenti di conglomerati sommitali. Nelle aree esterne invece sul fronte del *thrust belt*, le argille grigio-azzurre sono ricoperte tettonicamente dai terreni pre-pliocenici o, in discordanza, dai depositi plio-quadernari (LENTINI, 1969a, 1969b).

La successione che forma il gruppo di Calviandro si è deposta in seguito ad una profonda ingressione marina, occorsa nella parte alta del Pliocene inferiore, che ha interessato tutto il sistema orogenico fino al margine delle aree di culminazione assiale della catena. I terreni di questo gruppo costituiscono i primi depositi del Bacino di Calvello.

Al di sopra del gruppo di Calviandro o direttamente sui terreni pre-pliocenici giace il gruppo di Sant'Arcangelo, corrispondente in parte al Ciclo dell'Agri di PIERI *et alii* (1994), dato da una potente sequenza sabbiosa e conglomeratica, che nel Bacino di Calvello è rappresentata esclusivamente da conglomerati di ambiente fluvio-marino.

In un quadro regionale complessivo, la distribuzione dei depositi plio-pleistocenici indica una progressiva estensione dei termini più recenti verso le aree più interne dell'edificio a falde, per cui quelli del Pliocene inferiore (gruppo di Craco, cfr. Fogli Sant'Arcangelo e Pisticci) sono presenti solo nel settore nord-orientale della media Valle dell'Agri, mentre quelli plio-pleistocenici sono ampiamente rappresentati nel Bacino di Sant'Arcangelo, arrivando ad interessare, con le facies di regressione e continentali, anche l'Alta Valle del F. Agri.

I depositi plio-pleistocenici del Bacino di Calvello hanno risentito dell'evoluzione tettonica del substrato carbonatico apulo e dell'adeguamento delle coltri alloctone; infatti i depositi del gruppo pliocenico sono conservati in depressioni create successivamente alla fase di sollevamento della catena (fase di *duplexing*) e sicuramente hanno subito un'intensa fase d'erosione, mentre quelli del gruppo plio-pleistocenico hanno determinato il riempimento del "bacino" e complessivamente sono di età più recente dell'accavallamento delle coltri alloctone sulle successioni apule. Al pari del Bacino di Sant'Arcangelo quello di Calvello ha rivestito nel corso del Pliocene il ruolo di bacino sospeso (*open piggy-back basin*), molto più ampio e aperto verso il mare, mentre soltanto nel Pleistocene inferiore assume il significato di bacino intrappenninico, successivamente al totale isolamento dall'avanfossa determinatasi con la formazione delle dorsali di Valsinni nel caso del Bacino di Sant'Arcangelo e di Laurenzana nel caso del Bacino di Calvello.



## 2.1. - DEPOSITI DEI BACINI INTRAPPENNINICI

## 2.1.1. - gruppo di Caliendo (CA)

I terreni riferiti al gruppo di Caliendo coprono una vasta area dell'Appennino lucano, poggiando in larga parte direttamente su unità pre-pleioceniche; solo nelle aree più esterne si estendono in netta discordanza angolare al tetto dei depositi infrapliocenici del gruppo di Craco (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005).

Nell'area del Foglio affiorano da Calvello alla confluenza T. Camastra-T. Serrapòtamo e nell'area di Anzi, da S. Donato a Piano Battaglia. L'intera sequenza, potente circa 800 m, esprime un ciclo sedimentario completo ed è dominata da facies pelitiche mediane e subordinatamente arenitiche e conglomeratiche di base e di tetto (Fig. 11). Se da una parte si concorda sulla distribuzione delle litofacies riconosciute anche da altri Autori per la sequenza di Calvello, qualche discrepanza viene evidenziata circa il *range* temporale ad essa assegnato e in merito al posizionamento di superfici di discontinuità di primo ordine, che delimitano i due cicli sedimentari riconosciuti in quest'area.

CIAMPO (1969, 1971) aveva diviso l'intero "complesso" in tre "distinte successioni litostratigrafiche" con:

- a) conglomerati e sabbie basali trasgressivi sul substrato pre-pleiocenico, attribuiti al Pliocene inferiore;
- b) argille grigio-azzurre del Pliocene medio;
- c) argille-sabbiose, sabbie e conglomerati sommitali del Pleistocene inferiore.

Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi plio-pleistocenici del Bacino di Calvello

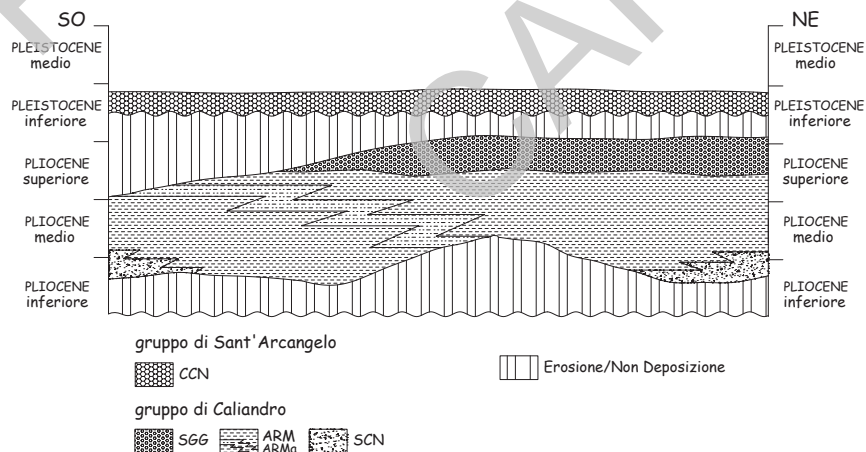


Fig. 11 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi plio-pleistocenici del Bacino di Calvello.

Successivamente AMORE *et alii* (1996) riconoscono la presenza di tre sequenze deposizionali di età compresa tra la parte alta del Pliocene inferiore (zona MP14a di SPROVIERI, 1993 e RIO *et alii*, 1994) e il Pleistocene inferiore (Santerniano); le sequenze sarebbero separate da una discordanza tra la prima e la seconda, e da un appoggio paraconcordante tra la seconda e la terza.

AMATO & CINQUE (1992) ritengono che i caratteri sedimentologico-paleontologici della sequenza, nella quale gli Autori registrano da luogo a luogo modeste lacune temporali, non marcate da apprezzabili discordanze o variazioni laterali di facies, vanno inquadrati in un contesto di ambiente marino poco profondo alimentato da apporti clastici drenati dai rilievi limitrofi. All'interno della successione sedimentaria eventuali *hiatus* deposizionali, troncature erosive e locali discordanze, si realizzano a seguito di deformazioni tettoniche del bacino e/o di variazioni eustatiche.

#### 2.1.1.1. - conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN)

La formazione (Fig. 12) è costituita da due litofacies di ambiente marino marginale, una prevalentemente conglomeratica (SCN<sub>a</sub>) alla base, l'altra sabbioso-calcarenitica (SCN<sub>b</sub>), con rapporti di parziale eteropia con la litofacies conglomeratica, in appoggio discordante sul substrato pre-pliocenico (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005).

Affiora estesamente ai bordi della depressione strutturale di Calvello, ma, mentre nel settore meridionale prevalgono le facies sabbioso-calcarenitiche, nel settore orientale (tra La Battaglia e Bosco del Belvedere) è bene esposta l'intera formazione.

I migliori affioramenti della litofacies SCN<sub>a</sub> sono localizzati ad est di Anzi. Essa è costituita da conglomerati e subordinatamente da ghiaie, poligenici ad elementi arrotondati, prevalentemente carbonatici, di dimensione variabile da qualche centimetro a vari decimetri, immersi in matrice sabbiosa calcarea di colore rossastro, debolmente stratificati. I conglomerati localmente si presentano discretamente cementati e disposti in lenti all'interno di livelli sabbioso-ghiaiosi.

In questa litofacies non sono stati riscontrati microfossili utili alla definizione cronostratigrafica, pertanto l'età viene dedotta dai rapporti di eteropia con la litofacies sabbioso-calcarenitica.

Lo spessore varia da 0 a 250 m nella zona tra Piano Battaglia e il versante sinistro del T. Camastra. Lembi di spessore minore (massimo 50 m) sono presenti a La Montagnola, a sud-est di Calvello.

La litofacies sabbioso-calcarenitica (SCN<sub>b</sub>) è arealmente molto più estesa e presenta notevoli variazioni di facies. Nella zona tra Serra La Mattina e Bosco del Belvedere (confluenza T. Serrapòtamo-T. Camastra) prevalgono calcareniti organogene a frammenti di lamellibranchi e coralli, di colore giallo-bruno, a stratificazione incrociata, con intercalazioni di sabbie e microconglomerati. Talora,



come nella zona di La Montagnola (a sud di Calvello), si passa ad un'alternanza di sabbie quarzose color giallo ocra fossilifere, in livelli di spessore fino a 80 cm e di calcareniti giallo-rossastre in strati di 30-40 cm. Attorno ad Anzi le sabbie sono generalmente di colore tabacco chiaro o grigio-biancastro e contengono una matrice argillosa che tende ad aumentare verso l'alto. A volte hanno un aspetto pulverulento biancastro per la presenza di una frazione diatomitica, rilevata anche dall'analisi micropaleontologica (v. Appendice 1). Ciò fa presupporre che si tratti di orizzonti coevi con le "Argille diatomitiche" riconosciute in altre aree dell'Appennino lucano e datate alla base del Pliocene medio (LENTINI, 1967, 1968; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005 - Foglio "Sant'Arcangelo").

Lo spessore della litofacies varia da 0 a 200 m.

Il letto della formazione è, quasi ovunque, determinato da un appoggio discordante direttamente sui terreni pre-pliocenici; solo in alcuni punti (Tempa Masone, Collina di Monticchio) sono presenti alla base livelli di argille lagunari. La mancanza di facies conglomeratiche registrata su alcuni alti strutturali suggerisce una disposizione di tipo *onlap* dei termini del gruppo di Caliendo, su un substrato deformato.

L'età assegnata alla formazione, sulla base di uno studio micropaleontologico integrato (v. Appendice 1), è Pliocene inferiore (parte alta)-Pliocene medio.

L'ambiente di sedimentazione è marino marginale.

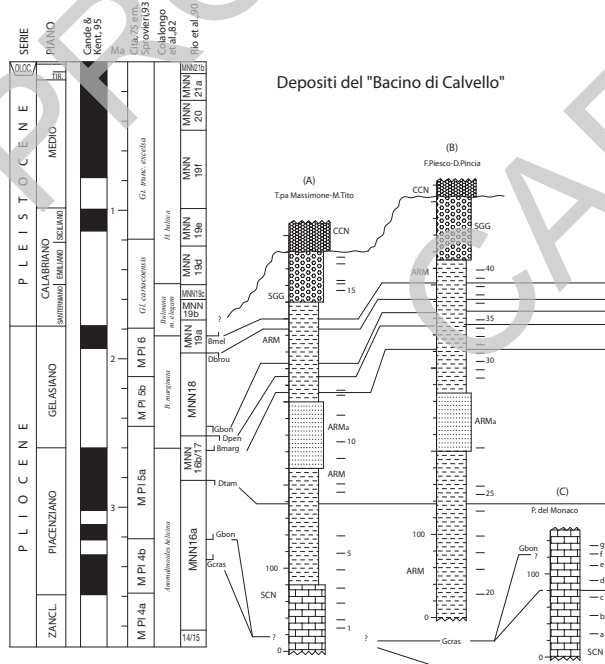


Fig. 12 - Depositi del "Bacino di Calvello": caratteri litologici e correlazioni bio- e cronostratigrafiche effettuate sulla base di analisi micropaleontologiche integrate a foraminiferi e nanofossili calcarei. (Gcras=*Globorotalia crassaformis*; Gbon=*Globorotalia bononiensis*; Dtam=*Discoaster tamalis*; Bmarg=*Bulimina marginata*; Dpen=*Discoaster pentaradiatus*; Dbrou=*Discoaster brouweri*; Bmel=*Bulimina marginata elegans*).

### 2.1.1.2. - argille marnose azzurre del T. Sauro (**ARM**)

Affiorano nel settore centro-orientale del Foglio, da Calvello alla confluenza F.ra La Terra-F.ra d'Anzi e in lembi minori e discontinui più a nord-ovest, lungo il versante meridionale della F.ra d'Anzi (Fig. 12).

Poggiano in discordanza con contatto di tipo *onlap* su diversi termini del substrato.

Si tratta di argille marnose, talora siltose, di colore da azzurro a grigio-verde a frattura concoide, a stratificazione indistinta, con abbondanti frammenti di gasteropodi e lamellibranchi di piccole dimensioni. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti sottili lenti limose e, verso l'alto, frequenti intercalazioni sabbiose giallastre, che preludono al passaggio alle sabbie (SGG).

Nel terzo inferiore della successione pelitica si intercala una lente di sabbie giallastre (**ARM<sub>a</sub>**), spessa fino a 200 m, che dal km 62 della Strada Comunale Calvello-Abriola, attraverso la sponda sinistra della F.ra La Terra, si estende fino a La Vignola in destra della stessa fiumara.

Verso l'alto le argille evolvono a termini sabbioso-argillosi e quindi esclusivamente sabbiosi (SGG), mentre verso ovest la formazione è troncata in discordanza dai conglomerati pleistocenici (CCN).

Nelle argille sono presenti associazioni a foraminiferi e nannofossili che caratterizzano l'intervallo Pliocene medio - superiore (v. Appendice 1).

La formazione costituisce la parte più consistente dei depositi del Bacino di Calvello, dove raggiunge lo spessore massimo di circa 300 m.

L'ambiente di sedimentazione è da circa a infralitorale.

### 2.1.1.3. - sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (**SGG**)

La formazione affiora con continuità dal versante meridionale di Tempa della Gallina (a nord di Calvello) e si segue, attraverso Difesa Pincia, fino al Ponte Varco della Regina, sulla F.ra d'Anzi (Fig. 12).

Si tratta di sabbie di colore grigio o giallastre a grana media, da poco a discretamente cementate, specialmente nella parte inferiore della formazione e più incoerenti verso l'alto. Gli strati hanno spessore di 1-2 m e sono separati da rari e sottili livelli di argille marnose grigio-verdastre, da argille sabbiose e da calcareniti a stratificazione incrociata.

A diversi orizzonti stratigrafici, alle sabbie si intercalano lenti di ghiaia minuta e di conglomerato con elementi di 3-5 cm e, verso l'alto, alternanze medio-sottili di sabbie e microconglomerati di spiaggia. Localmente si rinvencono sacche fossilifere con frammenti di bivalvi (*Pecten* spp., *Cardium* spp., *Venus* spp., *Arca* spp., *Glycymeris* spp.) gasteropodi (*Natica* spp.) e scafopodi (*Dentalium* spp.).

Nelle sabbie la microfauna, prevalentemente litorale, è caratterizzata da *Nonion* spp., *Elphidium* spp., *Ammonia* spp., di scarso significato cronologico; l'età comunque, per posizione stratigrafica, non può essere più antica del Pliocene



superiore e si estende al Pleistocene inferiore.

Lo spessore totale si aggira sui 150 m.

L'ambiente di sedimentazione è infralitorale.

### 2.1.2. - gruppo di Sant'Arcangelo (SA)

I terreni ascritti al gruppo di Sant'Arcangelo (SA) si sono depositati quando i margini dell'attuale depressione strutturale, che marca il "Bacino di Sant'Arcangelo" e quello di Calvello, iniziavano a delinearli, determinando il definitivo isolamento dei bacini intramontani dall'avanfossa. Le vicende tettoniche, che hanno investito questi terreni, sono da ricollegare direttamente alla strutturazione in profondità dell'edificio apulo in sottosuolo. I terreni del gruppo di Sant'Arcangelo mostrano, lungo i bordi del bacino omonimo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005), rapporti discordanti sul substrato, con appoggi di tipo *onlap*, mentre, nelle aree centrali della depressione, il contatto di base sui terreni sottostanti è apparentemente concordante. In quest'area la formazione è stata datata al Pliocene superiore (dubitativamente)-Pleistocene inferiore per i rapporti di eteropia che i conglomerati hanno con le sabbie di Aliano.

Il gruppo SA (Fig. 12) comprende diverse formazioni, tutte presenti nel Bacino di Sant'Arcangelo; nel Foglio "Marsico Nuovo" affiorano solo i conglomerati di Castronuovo, che rappresentano i termini di ambiente da marino a continentale fluviale, di chiusura dell'intera sequenza.

#### 2.1.2.1. - conglomerati di Castronuovo (CCN)

Costituiscono il placcone centrale del "Bacino di Calvello" e affiorano nei rilievi di T.pa della Gallina, Piano Ancarola, M. Figarola e Serra d'Anzi.

La formazione è caratterizzata da conglomerati a clasti poligenici ed eterometrici, immersi in abbondante matrice sabbioso-limosa, con rare lenti sabbiose di colore giallo ocre. I clasti, di diametro compreso tra 2 e 60 cm, eccezionalmente fino ad 1 m, sono bene arrotondati e costituiti da areniti prevalenti, silicoclastiche e carbonatiche oltre a calcilutiti, marne, calcari con selce, selci e arenarie quarzose, riferibili a terreni lagonegresi *l.s.*, sicilidi e al flysch di Gorgoglione. I conglomerati hanno una tipica colorazione rossastra e presentano una stratificazione indistinta da amalgamazione di strati.

La formazione è generalmente sterile e gli unici fossili riconosciuti sono quelli riportati da VEZZANI (1967b, 1968) per la località tipo, al di fuori del Foglio; fra la malacofauna sono presenti opercoli di *Natica tigrina sulcooperculata* RUGGIERI, indicativi del Calabriano.

La formazione poggia con contatto brusco sui depositi del sottostante gruppo di Caliendo, mentre verso ovest si estende a coprire direttamente i terreni preplioceni. Le geometrie deposizionali sono di tipo *onlap* sui margini e

paraconcordante nelle aree depocentrali, dove il contatto tra le sabbie SGG e i conglomerati appare marcato da blande ondulazioni erosionali.

Secondo AMATO & CINQUE (1992) la formazione conglomeratica del Bacino di Calvello è di ambiente fluviale, ed è “sigillata” da paesaggi d’erosione sospesi, che su considerazioni geomorfologiche e strutturali di carattere regionale, si ritiene possano essere stati modellati tra il Santerniano e l’Emiliano *p.p.*, pertanto l’età della formazione non può andare oltre il Santerniano.

A Monte Figarola la formazione raggiunge lo spessore massimo di circa 150 m.

### 3. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI (S. Carbone e S.I. Giano)

Il rilevamento dei depositi continentali quaternari affioranti nel Foglio “Marsico Nuovo” è stato condotto utilizzando sia il criterio di suddivisione in Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU di SALVADOR, 1987, 1994), sia quello litostratigrafico.

I depositi quaternari continentali sono stati suddivisi in unità distinte in base al bacino di pertinenza e in unità non distinte in base al bacino di pertinenza. Nella prima categoria sono racchiuse le successioni che colmano la depressione morfostrutturale dell’alta Val d’Agri, attraversata dall’omonimo fiume. I depositi che formano il materasso alluvionale, racchiuso entro il perimetro del bacino idrografico del F. Agri, sono rappresentati dalle successioni clastiche del supersistema del Pertusillo (**PS**), suddiviso nei sistemi di Grumento (**SCM**), di Bosco dell’Aspro (**BOA**) e di Bosco San Lorenzo (**SLR**) (cfr. Foglio “Moliterno”). Nell’area del Foglio sono presenti solamente i depositi più recenti del sistema di Bosco dell’Aspro (**BOA**), riferiti al subsistema di Villa d’Agri (**BOA<sub>2</sub>**), distribuiti entro un’area di pochi km<sup>2</sup> a valle dell’abitato di Marsico Nuovo, con entrambe le litofacies lacustre (**e<sub>2</sub>**) ed alluvionale (**b<sub>b</sub>**).

Tra le unità non legate al bacino di pertinenza sono state differenziate quelle completamente formate e quelle in corso di formazione. Alle prime appartengono le brecce di Galaino (**GAO**), i depositi alluvionali antichi (**b<sub>nb</sub>**) e quelli terrazzati (**b<sub>na</sub>**), il deposito lacustre (**e<sub>2b</sub>**); alle seconde il deposito alluvionale recente (**b<sub>b</sub>**), il deposito di versante (**a**), il deposito lacustre (**e<sub>2a</sub>**), la coltre eluvio-colluviale (**b<sub>2</sub>**), il deposito alluvionale attuale (**b<sub>a</sub>**), il deposito antropico (**h**) e il deposito di frana (**a<sub>1</sub>**).



### 3.1. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

#### 3.1.1. - *Bacino dell'alta Val d'Agri*

##### 3.1.1.1. - supersintema del Pertusillo (PS)

I depositi che appartengono al supersintema del Pertusillo (PS) affiorano per lo più nella parte meridionale del bacino dell'Alta Val d'Agri, al di fuori dell'area del Foglio in esame (cfr. Foglio "Moliterno"), mentre tendono ad essere ricoperti da successioni più recenti man mano che si procede verso le aree settentrionali, presso le sorgenti dell'omonimo fiume.

Il supersintema PS comprende il sintema di Grumento (SGM), ove sono stati raggruppati i depositi più bassi in senso cronostratigrafico riconosciuti in affioramento (Pleistocene medio *p.p.*); verso l'alto, e con l'interposizione di superfici di erosione e/o paleosuoli, cartografabili a scala di bacino, si passa al sintema di Bosco dell'Aspro (BOA) suddiviso in due subsintemi: Sarconi (BOA<sub>1</sub>) e Villa d'Agri (BOA<sub>2</sub>) compresi tra il Pleistocene medio *p.p.* ed il Pleistocene superiore. Un generale approfondimento del reticolo idrografico nell'area del bacino rappresenta il limite erosivo inferiore del sovrastante sintema di Bosco di San Lorenzo (SLR) di età olocenica.

I depositi di quest'unità che affiorano nell'area del Foglio sono distribuiti in una piccola area triangolare che rappresenta l'apice settentrionale della depressione tettonica dell'alta Val d'Agri ed appartengono esclusivamente al subsintema di Villa d'Agri (BOA<sub>2</sub>). Le discontinuità di letto e di tetto del supersintema sono di natura erosionale e sono descritte nel contiguo Foglio "Moliterno".

L'età del supersintema va dal Pleistocene medio *p.p.* fino all'Olocene.

##### **sintema di Bosco dell'Aspro (BOA)**

L'unità è distribuita lungo tutto il fondovalle e nelle aree pedemontane del bacino dell'alta Val d'Agri fino al suo apice settentrionale ed è costituita dai subsintemi di Sarconi (BOA<sub>1</sub>) e di Villa d'Agri (BOA<sub>2</sub>). Il primo mostra un'organizzazione dei depositi riconducibile ad ambienti di conoide alluvionale, da prossimale a distale, e di piana inondabile ed è localizzato prevalentemente nella parte centro-meridionale del fondovalle del bacino; il secondo subsintema presenta, invece, una litofacies pelitico-limosa di ambiente lacustre (BOA<sub>2e</sub>) ed una conglomeratica di conoide alluvionale (BOA<sub>2b</sub>) e si colloca in prevalenza nel settore centro-settentrionale dell'area di fondovalle.

La superficie di letto, di natura erosiva, è modellata nel sintema di Grumento (SGM) e nel substrato pre-quaternario, mentre quella a tetto coincide generalmente con la superficie topografica o è ricoperta dal deposito di versante (a) (cfr. Foglio "Moliterno").

L'età assegnata al sintema va dal Pleistocene medio parte alta al Pleistocene superiore.

### **subsintema di Villa d'Agri (BOA<sub>2</sub>)**

I depositi appartenenti a quest'unità sono distribuiti nella parte alta del F. Agri e nell'area pianeggiante del settore meridionale del Foglio, compresa tra i versanti del gruppo montuoso de La Palombara ad est, del M. Ausineto ad ovest e di M. Cognone a nord.

La successione è costituita da un'alternanza di argille e argille siltose di colore grigio o marrone, contenente pezzame litoide e con intercalzioni di sabbie siltose e lenti e/o livelli di ghiaie poligeniche a supporto di matrice argillosa (deposito lacustre) (BOA<sub>2e</sub>).

Il deposito raggiunge 20 m circa di spessore in sondaggi geognostici realizzati nei pressi di Galaino, immediatamente a sud del Foglio (cfr. Foglio "Moliterno"). Lungo la fascia pedemontana dell'intero bacino la successione passa lateralmente a ghiaie poligeniche ed eterometriche, a supporto di matrice argilloso-sabbiosa, disposte in assetto massivo o leggermente stratoide e con lenti sabbioso-siltose (BOA<sub>2b</sub>); l'organizzazione interna del deposito denuncia una messa in posto per trasporto in massa tipo *debris flow* in facies di conoide alluvionale prossimale, con spessori del deposito che non superano in affioramento i 10 m, come in località Cappuccini a ovest di Marsico Nuovo.

L'età dell'unità è ascritta al Pleistocene superiore.

## 3.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

### 3.2.1. - *Unità completamente formate*

Comprendono unità litologiche differenti, completamente formate, ma non differenziate per bacino idrografico di pertinenza. Sono relative a quattro corsi d'acqua principali: F.ra di Tito e F. Melandro (cfr. Foglio "Polla"), affluenti del F. Sele con foce sul Mare Tirreno, e F. Agri e F. Basento con foce sul Mare Ionio.

#### 3.2.1.1. - brecce di Galaino (GAO)

Già segnalate in letteratura da SCANDONE (1971), che le attribuisce genericamente al Quaternario antico, sono state oggetto più recentemente (DI NIRO & GIANO, 1995) di un'analisi dei caratteri litostratigrafici e dello stato deformativo, finalizzata alla ricostruzione di una cronologia relativa degli eventi morfoevolutivi che si sono succeduti lungo il bordo orientale dell'alta Val d'Agri.

L'unità è formata da tre litofacies che caratterizzano un ambiente di conoide alluvionale (GAO<sub>a</sub>), detritico s.s. (GAO<sub>b</sub>) e detritico-alluvionale (GAO<sub>c</sub>), ben



distribuite nel limitrofo Foglio “Moliterno”.

La litofacies fluviale (**GAO<sub>a</sub>**), potente all'incirca 20 m, è formata da livelli metrici di conglomerati eterometrici e poligenici con clasti sub-arrotondati a supporto di matrice sabbioso-argillosa di colore bruno e con intercalazioni lenticolari di silt argillosi e sabbiosi di colore grigio o marrone (BOENZI *et alii*, 2004). La litofacies detritica (**GAO<sub>b</sub>**) è costituita da livelli decimetrici di brecciole a supporto di matrice argilloso-sabbiosa rossastra, di natura prevalentemente calcarea, che si alternano a livelli metrici di breccie eterometriche con struttura da *partially open-work* e *matrix supported* che raggiungono dimensioni di 20-30 cm. Localmente sono intercalati paleosuoli e lenti sabbioso-siltose di colore rossastro. Nei pressi di Galaino (cfr. Foglio “Moliterno”) la successione passa lateralmente alla litofacies **GAO<sub>c</sub>**, costituita da un deposito in assetto stratoide, formato da livelli decimetrici di brecciole calcaree e silicee a supporto di matrice argilloso-siltosa rossastra.

Nel Foglio “Marsico Nuovo” è presente la litofacies detritica *s.s.* **GAO<sub>b</sub>** di questa unità che affiora in limitati lembi lungo le pendici meridionali di M. Calvelluzzo e sud-occidentali di Piano della Croce, in destra orografica del T. Molinara e alle pendici del M. Volturino, insistendo su un substrato costituito da terreni lagonegresi (Calcari con Selce, Scisti Silicei e Flysch Galestrino). I depositi di questa litofacies sono distribuiti tra 1000 e 1300 m di quota s.l.m. e si raccordano alle alluvioni di fondovalle del bacino dell'alta Val d'Agri che affiorano ampiamente a sud, nel Foglio “Moliterno”.

La litofacies **GAO<sub>b</sub>** è rappresentata da breccie prevalentemente calcaree, bene organizzate e stratificate in livelli di spessore variabile da decimetrico a circa 1 m, con locali intercalazioni di lenti sabbioso-siltose di colore rosso-bruno, che formano falde detritiche. I livelli più sottili sono costituiti da clasti a spigoli vivi di 2-3 cm in matrice argilloso-sabbiosa di colore rossastro, quelli più spessi sono formati da breccie eterometriche clasto-sostenute, con elementi fino a 30 cm di diametro. A luoghi i clasti sono allungati, isorientati e disposti parallelamente alla base degli strati.

I caratteri composizionali (natura dei clasti, variazioni granulometriche e tessiturali, grado di cementazione e stato di fatturazione e più in generale di deformazione tettonica) e stratigrafici dei depositi detritici che hanno permesso a DI NIRO & GIANO (1995) di distinguere differenti generazioni di breccie nell'area di Galaino e Marsicovetere - nel contiguo Foglio “Moliterno” - non sono presenti nell'area rilevata in cui affiora esclusivamente la litofacies detritica *s.s.* **GAO<sub>b</sub>** dell'unità. La correlazione di questi corpi deposizionali, che raggiungono spessori variabili da pochi metri fino a 20 m, con le breccie di Galaino del Foglio “Moliterno” (ascrivibili a parte del detrito di prima generazione di DI NIRO & GIANO, 1995) permette di assegnare loro un'età compresa tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio *p.p.*

### 3.2.1.2. - deposito alluvionale antico (**b<sub>nb</sub>**)

Il deposito, in assetto massivo, è costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche di colore rosso, bruno e giallastro, con clasti prevalentemente spigolosi e subordinatamente subarrotondati di dimensione variabile da 2 a 30 cm, localmente fino a 50 cm. I ciottoli sono rappresentati da diaspri, quarzoareniti, calcari cristallini e/o organogeni, marne ed argilliti verdi e rosse, immersi in abbondante matrice terrosa. Le caratteristiche litologiche, sedimentologiche e morfologiche permettono di ascrivere questi corpi deposizionali ad antiche conoidi alluvionali con basso gradiente di pendio, che irradiavano da paleovalli reinceise e terrazze.

L'unità è presente al confine con il limitrofo Foglio "Polla", lungo lo spartiacque Tirreno-Ionio, ove sottende al bacino della F.ra di Tito. Altri lembi limitati sono presenti lungo le sponde del T. Fiumicello, tra Bosco di Tigliano e Pietra di Castalda (a sud di Sasso di Castalda). Le successioni alluvionali che affiorano in quest'area corrispondono in parte all'Unità litostratigrafica intermedia (AI) di GIANO & MARTINO (2003) differenziata nell'ambito della ricostruzione della successione continentale clastica del bacino del Pergola-Melandro, già assegnata da LIPPMANN PROVANSAL (1987) e SANTANGELO (1991) al Pleistocene inferiore.

Intorno all'abitato di Tito quest'unità raggiunge la massima estensione areale (circa 4 kmq) e presenta caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche che la differenziano leggermente da quella dell'area di Pergola-Pietra di Castalda: la composizione è più omogenea, con prevalenza, nella matrice, della frazione pelitico-sabbiosa di colore rosso-bruno o con deboli variazioni cromatiche, che simulano un assetto suborizzontale, più evidente quando si intercalano livelli sottili di ghiaia da fine a grossolana e conglomerati a geometria tabulare.

Lo spessore varia da pochi metri fino a 50 m.

L'età del deposito è confinata tra quella delle brecce di Galaino (**GAO**) e quella dei depositi alluvionali terrazzati (**b<sub>na</sub>**), e pertanto viene dubitativamente ascritta al Pleistocene inferiore-medio.

### 3.2.1.3. - deposito alluvionale terrazzato (**b<sub>na</sub>**)

È costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche di colore rosso, bruno e giallastro; la forma dei clasti varia da prevalentemente sub-angolosa ad arrotondata con dimensioni che oscillano da 2 a 50 cm. La loro natura, che riflette quella del substrato sedimentario su cui poggiano, è data da diaspri, quarzoareniti, marne ed argilliti verdi e rosse, in abbondante matrice terrosa. Subordinatamente sono presenti sabbie, limi argillosi e suolo agrario in spessori generalmente modesti.

I depositi **b<sub>na</sub>** sono concentrati in tre settori del Foglio: (**A**) area di Calvello, (**B**) area di Marsico Nuovo-Pietra di Castalda (T. Fiumicello), (**C**) C.da Paganico, a sud di Tito.

**A)** Nell'area di Calvello, sui depositi conglomeratici CCN del versante



meridionale di M. Figarola, sono modellati tre lembi di deposito terrazzato compresi tra 1000 e 1025 m di quota. Un ulteriore deposito alluvionale terrazzato è presente tra 870 e 800 m di quota nel triangolo Costa del Ragazzo-Cugno Macchione-La Fiumara (tra Abriola e Calvello). Esso è caratterizzato da ghiaie a clasti poligenici ed eterometrici in matrice limoso-argillosa rossastra o bruna proveniente dall'erosione di paleosuoli. Lo spessore di queste alluvioni è variabile da luogo a luogo ma generalmente non eccede i 20 m. Un altro deposito alluvionale terrazzato si sviluppa tra quota 765 e 725 m, poggia principalmente sui terreni sabbioso-argillosi del gruppo di Caliendo lungo il versante meridionale del "Bacino di Calvello" *Auctt.* ed è costituito da conglomerati poligenici a clasti arrotondati in matrice limoso-sabbiosa di colore rosso-bruno. Ulteriori lembi di deposito  $b_{na}$  si attestano tra quota 700 e 650 m e sono ben sviluppati su entrambi i versanti della confluenza F.ra d'Anzi-F.ra la Terra. I caratteri tessiturali del deposito sono simili a quelli prima descritti, con una prevalenza di clasti calcarenitici nella frazione conglomeratica, riferibili alla formazione SCN.

**B)** Nell'area tra Castello di Lepre (ad ovest di Marsico Nuovo)-Pietra Castalda i depositi alluvionali  $b_{na}$  distribuiti tra quota 1000 e 825 m insistono quasi esclusivamente su terreni lagonegresi, che ne hanno fortemente influenzato la composizione e la tessitura, quelli compresi tra 825 e 725 m poggiano esclusivamente sui depositi alluvionali antichi ( $b_{nb}$ ) e dunque non mostrano evidenze di incastro morfologico. Anche in questo caso la tessitura del litotipo è rappresentata da prevalenti ghiaie con clasti mediamente spigolosi, in abbondante matrice limo-argilloso-sabbiosa. Di questo gruppo di depositi terrazzati quello che si sviluppa in destra orografica del T. Fiumicello si raccorda ai terrazzi, che al di fuori del Foglio si estendono nella zona di Brienza lungo il corso del F. Melandro. Il deposito corrisponde in parte all'Unità litostratigrafica sommitale (AS) di GIANO & MARTINO (2003) e rappresenta l'ultimo episodio deposizionale della successione clastica del bacino del Pergola-Melandro prima del modellamento di un ampio glacis erosionale nel corso del Pleistocene medio e del successivo approfondimento verticale ad opera della rete drenante (LIPPMANN PROVANSAL, 1987).

**C)** A C.da Paganico (tra Tito e Pietra Congolo) si sviluppa un'ampia superficie deposizionale, che, partendo da quota 925 m, si raccorda più o meno ininterrottamente al territorio di Satriano di Lucania fino a quota 650 m, nel limitrofo Foglio "Polla". Il deposito è costituito prevalentemente da sabbie, limi argillosi bruni e da suolo agrario.

L'età assegnata dubitativamente a questa unità è Pleistocene medio-superiore?

#### 3.2.1.4. - deposito lacustre ( $e_{2b}$ ) (cfr. subsistema della Fiumara del Mattino, Foglio "Potenza")

A quest'unità sono attribuiti i sedimenti presenti a Valle del Forno e tra Petrucco e Pignola (Lago del Pantano), riferiti al bacino idrografico del F. Basento.

La successione è composta da argille grigie e nerastre, limi bruni e sabbie con lenti o sacche di breccie poligeniche a clasti da spigolosi a subarrotondati eterometrici, che conservano ancora una morfologia piatta di fondo vallivo alluvionato, debolmente degradante verso quote più basse.

Facies francamente lacustri sono presenti lungo il versante occidentale della dorsale M. Lama-Piano della Croce. Si tratta di limitati lembi di argille grigie e nerastre, di limi bruni e sabbie con sottili lenti di breccie poligeniche ed eterometriche. Questi depositi si trovano esclusivamente sui terreni argillitico-marnosi del Flysch Galestrino ed affiorano a Bosco Pascoletto (a nord di M. Lama), dove formano una blanda depressione piatta di forma triangolare compresa tra 1308 e 1290 m di altezza s.l.m. Altri affioramenti sono presenti a Pietraroggia (versante meridionale di M. Lama) a 1000 m di quota e a Campo Rotondo (versante occidentale di Piano della Croce) a 920 m; un altro lembo affiora a sud di M. Tumolo in una depressione morfologica posta a 1090 m di quota, modellata sui depositi silicei STS<sub>a</sub>.

La superficie limite inferiore è erosionale ed è modellata su diverse unità del substrato meso-cenozoico rappresentato dai terreni lagonegresi e sicilidi. La superficie limite superiore è ben conservata, a luoghi con suoli bruni spessi fino a 50 cm, e coincide con la superficie topografica attuale.

Il deposito raggiunge la maggiore estensione areale e di spessore nella depressione del Pantano, dove è distribuito tra 830 e 760 m di quota ed è rappresentato da limi prevalenti con intercalazioni lenticolari di sabbie e di ghiaie a clasti per lo più silicei, che conferiscono al deposito una tipica colorazione rosso-bruna.

Lo spessore del deposito varia da pochi metri a 50 m.

L'età della successione è Pleistocene medio-superiore?; l'estensione al Pleistocene superiore è stata determinata per confronto col Foglio "Potenza".

### 3.2.2. - Unità in formazione

#### 3.2.2.1. - deposito alluvionale recente (**b<sub>b</sub>**)

Deposito sabbioso-limoso con livelli di ghiaie, generalmente terrazzato; fiancheggia i principali corsi d'acqua ed è localizzato a varie quote al di sopra dell'alveo attuale (per lo più tra 1 e 10 m). È fissato da vegetazione ad arbusti e ampiamente coltivato ad ortaggi e in misura minore ad agrumeti; eccezionalmente può essere rielaborato da piene torrentizie.

Lo spessore varia da qualche metro ad alcune decine di metri, come nelle valli delle fiumare La Terra e di Anzi.



### 3.2.2.2. - deposito di versante (a)

Si tratta di un deposito detritico costituito da materiale eterogeneo ed eterometrico, localmente a grossi blocchi, accumulato essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi o legato a processi di alterazione esogena di particolare significato, e disposto lungo rotture di pendio a quote relativamente alte.

Il detrito è costituito prevalentemente da areniti e subordinatamente da calcari di dimensione e forma variabile a seconda dello stato di fratturazione delle rocce del substrato; prevalgono gli elementi grossolani di forma angolosa fino a grossi blocchi. L'assetto del deposito è massivo e i clasti, sciolti o debolmente cementati, sono immersi in scarsa matrice ghiaioso-sabbiosa o sabbioso-travertinosa in presenza di circolazione di fluidi. La composizione eterogenea del sedimento riflette la variabilità delle aree sorgenti che, essendo ampiamente diversificate, forniscono clasti sia carbonatici di varia età e ambiente, sia silicei che arenitici e argillitici. Caratteristiche litologiche più omogenee presentano le masse detritiche che si localizzano ai piedi dei costoni calcarei del versante orientale di M. La Palombara. In quest'area il detrito, dato esclusivamente da pezzame calcareo eterometrico e con frazione sabbiosa poco significativa, ha spessore modesto, ma costituisce una cintura più o meno continua alla base della parete rocciosa.

In corrispondenza di strutture tettoniche ben delineate il deposito è organizzato in prismi sedimentari di dimensioni e forma variabile: il detrito presenta scarsa matrice l'assetto varia da mal stratificato a clinostratificato, con inclinazione degli strati che localmente possono superare i 30°. Allo sbocco di incisioni minori, sono presenti conoidi detritiche che si interdigitano alle falde localizzate lungo le pareti o alla base delle masse rocciose, oppure si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei fondovalle.

Localmente il deposito può raggiungere anche 20 m di spessore, fino a consentire l'estrazione di inerti utilizzati soprattutto come materiali da rivestimento in l'edilizia o per la costruzione di massicciate stradali.

### 3.2.2.3. - deposito lacustre (e<sub>2a</sub>)

Si tratta di limi di colore grigiastro per la presenza di materiale organico, per lo più vegetale, a struttura varvata e con sporadiche intercalazioni sabbioso-conglomeratiche silicoclastiche e subordinatamente carbonatiche. Le strutture sedimentarie sono effimere poichè vengono periodicamente distrutte dagli apporti solidi grossolani legati alle piene stagionali o dalle acque di ruscellamento che, a valle dei versanti che insistono sulla depressione morfologica, trasportano una frazione solida di dimensioni variabili.

L'estensione areale è piuttosto limitata e non sempre cartografabile. Sono localizzati solo lungo le sponde dell'invaso artificiale della Camastra.

#### 3.2.2.4. - coltre eluvio-colluviale (**b<sub>2</sub>**)

Deposito costituito da sedimenti fini con clasti a spigoli vivi o debolmente smussati, in matrice terrosa o argillosa, a struttura caotica, a luoghi stratoide. Sono stati cartografati quelli di maggiore estensione localizzati a C.da Pardesca, dove l'alterazione del substrato conferisce al deposito, costituito esclusivamente da elementi silicei (diaspri e radiolariti degli Scisti Silicei), una tipica colorazione bruna-rossiccia. Altri affioramenti sono quelli presenti sul carapace del gruppo di La Palombara, dove formano ampie coperture detritiche di materiale fine pelitico e/o sabbioso carbonatico associato a terre rosse di alterazione e suoli. Lo spessore non supera i 2 m.

#### 3.2.2.5. - deposito alluvionale attuale (**b<sub>a</sub>**)

L'unità è costituita da ghiaie prevalenti, sabbie e limi argillosi a stratificazione talora incrociata concava. La frazione grossolana è eterometrica ed è rappresentata da clasti ben appiattiti e arrotondati, ma spigolosi se di natura silicea. Costituisce il deposito dell'alveo di piena e di magra attualmente in corso di formazione e in continua elaborazione da parte del corso d'acqua. È separato dai depositi alluvionali recenti (**b<sub>b</sub>**) da una scarpata con altezza variabile da 1 a 3 metri. In certi tratti dell'alveo i rapporti tra i limiti esterni del deposito alluvionale attuale (**b<sub>a</sub>**) e le alluvioni recenti (**b<sub>b</sub>**) non sono chiaramente definibili con queste ultime che rimangono sospese rispetto all'alveo attuale.

Appartiene a quest'unità anche il deposito che genera conoidi alluvionali più o meno estese e distribuite lungo tutti i corsi d'acqua. In questo caso il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose, in assetto massivo o blandamente stratificato.

Questo deposito sovente si interdigita ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose, in altri casi si sovrappone alle alluvioni dei corsi tributari minori, che a tratti lo incidono.

#### 3.2.2.6. - deposito antropico (**h**)

Si tratta di terreni di riporto costituiti da argilla, sabbia e pezzame di scarto edilizio (**h**).

Il deposito comprende anche il materiale di costruzione degli argini rilevati di buona parte dei corsi d'acqua che attraversano l'area in esame. Non sono compresi i rilevati stradali. In tutti questi casi il deposito, a causa dei modesti spessori, non è stato cartografato. Al contrario, all'esterno del rilevato e lungo la diga in terra di Marsico Nuovo il deposito forma corpi di estensione rilevante, ricoprendo una superficie di circa 0,25 kmq.



Nel territorio del Foglio ci sono diverse discariche pubbliche per rifiuti solidi urbani (**h<sub>1</sub>**); quella più grande, rappresentabile alla scala della carta, è ubicata a L'Aia dei Monaci (a sud-est di Tito) e ricopre una superficie di circa 1,6 kmq. Tutte le altre (comune di Calvello: a sud del paese e in località Capitolo; comune di Sasso di Castalda: La Cerasa; comune di Marsico Nuovo: Castello di Lepre; comune di Laurenzana: T.pa Coriana) sono state indicate col relativo simbolo puntuale.

### 3.2.2.7. - deposito di frana (**a<sub>1</sub>**)

L'unità è costituita da accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici, localmente a grossi blocchi (v. Cap. VII).

## V - TETTONICA (F. Lentini e S. Carbone)

### 1. - GENERALITÀ

Le unità affioranti nel Foglio “Marsico Nuovo” formano un sistema a *thrust* pellicolare, denominato Catena Appenninica e prodotto da più fasi deformative, che hanno generato associazioni strutturali sovrapposte.

Nel profilo di Fig. 2 e nello schema tettono-stratigrafico di Fig. 3 è espressa la configurazione schematica dell’orogene con l’edificio appenninico alloctono, caratterizzato da un generale “disaccoppiamento” (*decoupling*) delle unità mesozoiche dalle coperture terziarie largamente scollate e traslate verso l’esterno, e sovrascorso *in toto* sul Sistema a *Thrust* Esterno (*sensu* LENTINI *et alii*, 1990), qui non affiorante. Il quadro attuale risulta tuttavia molto complesso ed è stato generato da fasi deformative succedutesi a partire dal Burdigaliano fino all’attuale. Viene a cadere così totalmente la vecchia concezione di un orogene originatosi in una fase “appenninica” oligomiocenica, seguita da un generale collasso distensivo in epoca plio-quadernaria.

Il quadro tettonico regionale di questo settore meridionale dell’Appennino è stato trattato nel capitolo “Inquadramento geologico”, tuttavia per una più agevole comprensione dei caratteri strutturali presenti nell’area in esame non si può prescindere dalla descrizione delle relazioni tra Unità Appenniniche formanti il cuneo alloctono e le sottostanti Unità Apule, sebbene queste ultime non affiorino mai nel Foglio “Marsico Nuovo” (Fig. 13).

Inoltre, nell’elaborazione della carta si sono volute evidenziare le caratteristiche geometriche e cinematiche delle strutture, non trascurando gli aspetti stratigrafici che consentono la scansione temporale degli eventi deformativi.

Per una corretta lettura della carta geologica, i vari contatti vanno interpretati col significato di seguito esplicitato. In ordine cronologico, rispetto alla



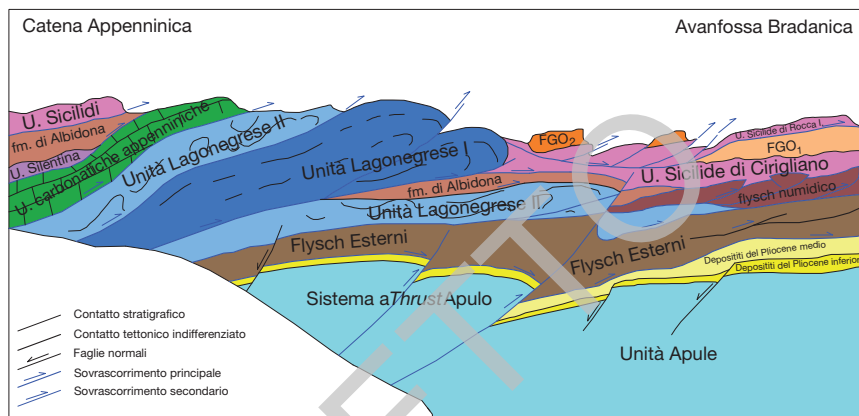


Fig. 13 - Schema dei rapporti tra le unità tettoniche riconosciute nel settore Catena-Avanfossa dell'Appennino lucano.

La Catena Appenninica (CA) si sovrappone sui livelli del Pliocene inferiore e, più all'esterno, del Pliocene medio al tetto delle Unità Apule costituenti il Sistema a Thrust Apulo e l'Avanfossa Bradanica. Nella CA le successioni mesozoiche sono rappresentate dalle due unità bacinali lagonegresi e dalle unità carbonatiche appenniniche. Le coperture terrigene terziarie hanno subito un generale e ripetuto scollamento, andando a formare un cuneo sedimentario esterno, nel quale l'età dei contatti tettonici risulta più recente (dal Langhiano al Pliocene medio), procedendo verso il basso. L'Unità Silentina e quelle Sicilidi sono costituite da successioni bacinali originariamente depositatesi in aree relativamente interne e sono separate dalla formazione di Albidona, che ha giocato il ruolo di deposito di avanfossa ("Bacino pre-Irpino") durante la Fase Balearica (Oligocene-Miocene inferiore). Attualmente la formazione di Albidona si rinviene ampiamente scollata in "sostituzione" del coevo flysch numidico. Il flysch di Gorgoglione poggia sulle Unità Sicilidi ed è raddoppiato in seguito alla fase tettonica del Miocene superiore (Fase Tirrenica). Esso si è sedimentato nel "Bacino Irpino" insieme ai Flysch Esterni, che rappresentano il deposito di avanfossa durante la Fase Tirrenica. Il "breaching" dell'Unità Lagonegrese I in sovrascorrimento sull'Unità Lagonegrese II è da imputare al trasporto tettonico sulle Unità Apule e si inquadra in una generale "inversione" delle originarie posizioni tant'è che i depositi terziari del "Bacino Irpino" si trovano attualmente in posizione più profonda nella pila tettonica.

deformazione, i **sovrascorrimenti principali** (Fig. 14) (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992) rappresentano i contatti di ricoprimento relativi alle diverse unità tettoniche di rango superiore. Questi contatti corrispondono solitamente a *thrust* con geometria a basso angolo (*flat*) di estensione regionale, lungo i quali si è avuto un trasporto tettonico di notevole entità che, generalmente, ha causato la sovrapposizione di unità tettoniche provenienti da diversi bacini di sedimentazione e spesso in contesti paleogeografici totalmente differenti.

I contatti di sovrascorrimento principale delimitano per esempio le unità sicilidi dai vari substrati, sui quali poggiano in ricoprimento; altrettanto avviene tra le unità carbonatiche appenniniche e quelle lagonegresi, nonché all'interno di queste ultime suddivise in due unità tettoniche principali.

Nell'area i contatti responsabili dei massimi raccorciamenti fra le diverse unità affioranti, sono riconducibili a due fasi tettoniche principali: una di età langhiana e l'altra post-tortoniana. La prima ha prodotto il raddoppio delle unità lagonegresi e la definitiva messa in posto dell'Unità Carbonatica Appenninica (Unità tettonica Monti della Maddalena) (LENTINI *et alii*, 1987). Non è da trascurare il fatto che specialmente in questa fase l'evoluzione geodinamica dell'Appennino lucano è stata accompagnata da un'intensa tettonica di scollamento, la comprensione della quale è stata fondamentale per risolvere gli annosi problemi interpretativi di questo settore dell'Appennino. Che si siano verificati tali fenomeni è attualmente dimostrato dall'enorme accumulo di coperture terziarie nel settore esterno della Catena Appenninica, che bilanciano i volumi mancanti dalle sequenze mesocenozoiche rimaste arretrate (v. Fig. 2).

I dati raccolti nell'ultimo decennio ed il significato degli estesi scollamenti degli intervalli terziari al tetto delle sequenze mesozoiche lagonegresi forniscono utili indicazioni sui tempi e sulle modalità di avanzamento all'interno del sistema a *thrust* dell'edificio alloctono. Al Langhiano è infatti ascrivibile la messa in posto delle unità sicilidi al tetto del flysch numidico, le quali passivamente hanno partecipato allo scollamento del flysch stesso ed al successivo avanzamento verso l'avanfossa. In particolare nel Miocene medio si è avuto lo scollamento del flysch numidico dalle sequenze lagonegresi, sostituito dalla formazione di Albidona, a sua volta scollata dalle unità liguridi e silentine. Quest'ultima presenta alla base un orizzonte di scollamento caratterizzato da un intervallo caotico (ABD<sub>1</sub>), diffuso soprattutto nelle zone limitrofe ed identificabile con la "formazione del Rio Cavolo" della letteratura.

Età di messa in posto e progradazione del sistema sono ricavabili dall'analisi del profilo geologico elaborato per il contiguo Foglio "Sant'Arcangelo" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005). In esso si osserva come le formazioni terrigene, scollate e traslate senza i relativi substrati mesozoici rimasti arretrati, compongano gran parte del cuneo frontale della Catena Appenninica in ricoprimento tettonico su livelli pliocenici al tetto delle unità apule. All'interno dello stesso nucleo le successioni terziarie poggiano le une sulle altre con contatti tettonici progressivamente più recenti man mano che si procede verso i termini più profondi.

La fase post-tortoniana, sostanzialmente contemporanea all'apertura tirrenica ed alla strutturazione del Sistema a *Thrust* Apulo, risulta posteriore alla deposizione del flysch di Gorgoglione e dei Flysch Esterni ed è responsabile della definitiva chiusura del cosiddetto "Bacino Irpino". Non è da sottovalutare però che nel Pliocene prosegue la generale sovrapposizione dell'edificio alloctono sulle unità apule, ma i relativi contatti non possono comparire in carta in quanto nel Foglio il substrato carbonatico apulo non arriva ad affiorare.

Tipologia e cronologia delle varie strutture tettoniche sono schematizzate in Fig. 14.



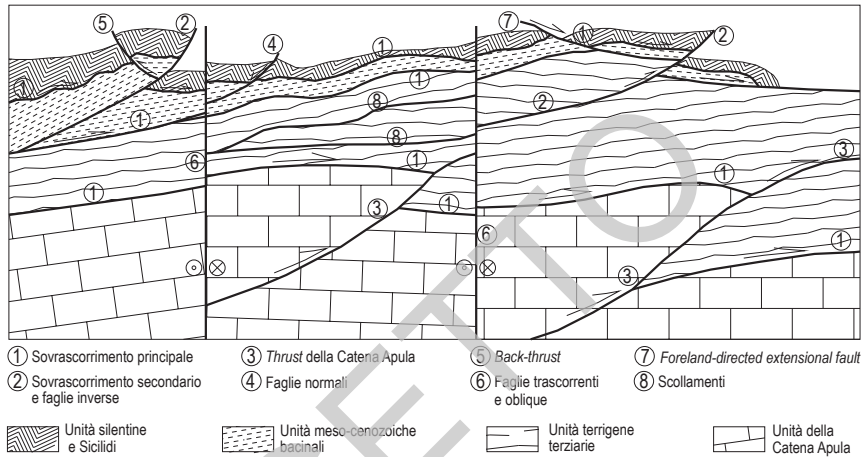


Fig. 14 - Tipologia dei contatti tettonici e associazioni strutturali presenti nell'Appennino meridionale, riconosciute nell'area del Foglio e interpretate nel profilo geologico. I numeri si riferiscono alla cronologia degli eventi deformativi, dal più antico (n. 1) al più recente (n. 8).

È notevolmente difficile distinguere i sovrascorrimenti principali dai contatti di scollamento. Verosimilmente questi ultimi si realizzano lungo superfici di faglie distensive a basso angolo immergenti verso l'avampaese (*foreland-directed extensional fault*), con l'appoggio di termini più giovani su quelli più antichi (*younger on older*), ma che nello specifico sono identificabili soltanto con l'aiuto dei dati di sottosuolo, perché portano alla sovrapposizione di unità tettoniche, pur strutturalmente elevate, direttamente sul substrato apulo (v. oltre). Poiché la migrazione del sistema verso le aree esterne avviene in un *continuum*, è probabile che le superfici di scollamento o le faglie a basso angolo siano difficilmente rilevabili, perché ulteriormente ritagliate dalla riattivazione di sistemi di *thrust* apulo-vergenti. Infatti spesso risultano vani i tentativi di rintracciare tali superfici nelle linee sismiche e l'unico elemento certo viene dalla geometria dei bacini plio-pleistocenici, che denunciano fenomeni di traslazione con spostamento nel tempo dei depocentri, come ben visibile nelle linee sismiche che attraversano il vicino Bacino di Sant'Arcangelo.

Evidenze di scollamenti di minore entità sono comunque riconoscibili anche alla base delle coperture mioceniche rimaste solidali sulle unità più interne. I relativi contatti sono riportati in carta come **contatti tettonici indifferenziati**. In questa tipologia di limite rientrano anche i contatti che delimitano i blocchi immersi all'interno di *mélange* tettonici.

Nella carta sono stati distinti inoltre i **sovrascorrimenti secondari**. Essi possono presentarsi come *thrust* con geometria a rampa, caratterizzati da superfici che confluiscono nel contatto basale (*sole thrust*), costituendo degli embriici presenti all'interno delle singole unità. È questo il caso della struttura compresa

tra Pignola ed Abriola, costituita dall'Unità Lagonegrese II. Talora si tratta di strutture compressive generatesi successivamente ai sovrascorrimenti principali, in seguito ai fenomeni di *breaching* che hanno interessato l'intero edificio orogenico alloctono. In alcuni casi si tratta di sovrascorrimenti caratterizzati da superfici ad alto angolo, che solitamente ritagliano le strutture precedenti e che si sono originati nelle fasi tardive della deformazione della catena. Tutte queste strutture sono riferibili ai processi di accavallamento dell'intero edificio appenninico sulle successioni carbonatiche apule, avvenuti nel Pliocene, e alla successiva strutturazione a *duplex* dello stesso substrato apulo, databile al Pleistocene inferiore (LENTINI *et alii*, 1990, 2002). L'attività lungo tali strutture ha portato dapprima all'individuazione e quindi alla successiva chiusura di bacini satellite, riempiti da sedimenti plio-pleistocenici. Un esempio è fornito dal Bacino di Calvello, di età Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore. È molto improbabile che i contatti in superficie abbiano un collegamento diretto con il sistema apulo sepolto: questo infatti risulta ben delineato nelle linee sismiche, ma difficilmente il singolo *thrust* attraversa la coltre alloctona, perché tende a "disperdersi" in strutture di adeguamento delle coltri stesse, magari trasferendosi in superfici suborizzontali che affioreranno in una posizione molto più avanzata verso l'avampaese. Tuttavia è chiaro che le strutture rilevate nel Foglio hanno un collegamento con quelle del substrato apulo; soltanto che deve essere operata un'attenta lettura. Per esempio i "bacini" plio-pleistocenici come quello di Calvello, ma anche di Sant'Arcangelo e di Potenza, sono delle depressioni intrappolate in quelle che possono essere rilevate come una "caduta" del tetto delle successioni carbonatiche apule. D'altra parte anche le culminazioni dell'Unità Lagonegrese I, come quella dell'area di M. Vulturino, sono in qualche modo connesse alla risalita del substrato apulo, qui ben nota perché sede di giacimenti di idrocarburi.

Nel Foglio vengono considerate **facie inverse** quelle superfici ad alto angolo legate a strutture minori, spesso estremamente superficiali e di modesto rigetto, come per esempio quella connessa alla sinclinale di Groppa d'Anzi.

Si riconoscono anche piccoli *back-thrust*, cioè strutture minori a vergenza opposta, mentre a *tergo* dei sistemi a *thrust* principali si originano numerose **facie normali** ad alto angolo.

I **contatti di scollamento** sono quelli che si trovano alla base delle coperture terrigene, che hanno subito una traslazione dall'originario substrato, andando spesso ad occupare una posizione "denudata" per effetto dello scollamento più o meno contemporaneo di una coeva copertura terrigena. Tipico esempio ne è la "sostituzione di copertura" della formazione di Albidona rispetto al flysch numidico. Altri contatti di questo tipo sono quelli alla base del flysch numidico, staccatosi dalla sequenza lagonegrese molto spesso in corrispondenza della formazione di Monte Malomo. Questo tipo di contatto è talora marcato da un orizzonte caotico.

Le strutture di tipo distensivo interessano tutta l'area del Foglio e sono raggruppabili in sistemi orientati in prevalenza NO-SE ovvero NE-SO. Esse sono interpretabili come la risposta superficiale ad un regime, che dal quadro



strutturale regionale, ormai ben noto attraverso i numerosi dati di sottosuolo, appare compressivo. Ciò vale anche per le sopra citate faglie a basso angolo (***Foreland-directed extensional fault***) che possono anch'esse costituire delle superfici di scollamento e rappresentano l'adeguamento dell'intero edificio alloctono ai movimenti delle strutture apule profonde.

Un'ulteriore associazione di strutture è rappresentata da **faglie con prevalente componente trascorrente**, quali i sistemi di faglie trascorrenti sinistre, orientate da N110° a N140°, e il sistema antitetico destro orientato mediamente N50°, che dislocano l'intero edificio a *thrust* inducendo, a loro volta, deformazioni compressive. Questi movimenti tardivi, datati Pleistocene medio (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo"), hanno parzialmente riattivato alcune strutture pre-esistenti, lungo le quali sono stati riconosciuti elementi cinematici sovrapposti.

Le **strutture plicative** presentano mediamente un'orientazione principale NNO-SSE ed interessano i terreni lagonegresi, il flysch di Gorgoglione e quelli del gruppo di Caliandro, e sono collegate ai sistemi a *thrust* prima descritti con vergenza orientale. Tali strutture sono tuttavia compatibili anche con il generale movimento a componente sinistra, testimoniato da strutture trascorrenti, come quello del Sistema Corleto Perticara-Scorciabuoi (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo"), e che entrano nell'area del Foglio (zona a nord-est di M. Pilato). Questi elementi sono collegati all'evoluzione strutturale del substrato apulo profondo. Le formazioni lagonegresi presentano frequenti pieghe sia a piccolo che a grande raggio. Alcune, come quelle dei rilievi di M. Volturino, sono spettacolari e messe in evidenza dall'erosione selettiva. A Monte Lama i Calcari con Selce formano un'anticlinale con al nucleo una piega parassita ad "emme". Un'ampia anticlinale coricata è stata individuata nel sondaggio Tempa la Mandria (spesso erroneamente citato come Tempa la Manara), che ha attraversato per più di 1000 m Scisti Silicei, Calcari con Selce e nuovamente Scisti Silicei. Questa piega risulta sovrascorsa su una successione lagonegrese potente più di 2000 m a sua volta in sovrascorrimento su flysch esterni ulteriormente in ricoprimento sui carbonati apuli.

Nello schema tettonico (Fig. 15), allegato come elemento a cornice del Foglio, compaiono le sole unità tettoniche della Catena Appenninica; esse sono state trattate nel capitolo della Stratigrafia, impostato tenendo conto anche delle relazioni geometriche tra esse intercorrenti.

Riassumendo, nello schema tettonico compaiono due aree, divise da un fronte di accavallamento orientato circa N-S. Ad ovest di questo affiorano in prevalenza le unità lagonegresi, originatesi dal raddoppio delle sequenze bacinali; esse dovrebbero in realtà rappresentare l'elemento più profondo della pila tettonica, ma attualmente costituiscono una culminazione connessa con una risalita del Sistema a *Thrust* Apulo. Seguono in ricoprimento tettonico le unità della piattaforma carbonatica appenninica, che nel Foglio sono limitate al margine sud-occidentale e a sporadici *klippen* ad est di M. Volturino, a dimostrazione che l'originario fronte sopravanzava di poco lo spartiacque appenninico. Nel settore orientale dello schema affiorano prevalentemente le coltri scilidi, di derivazione interna, che hanno subito passivamente un ulteriore trasporto più o meno solidalmente

## SCHEMA TETTONICO

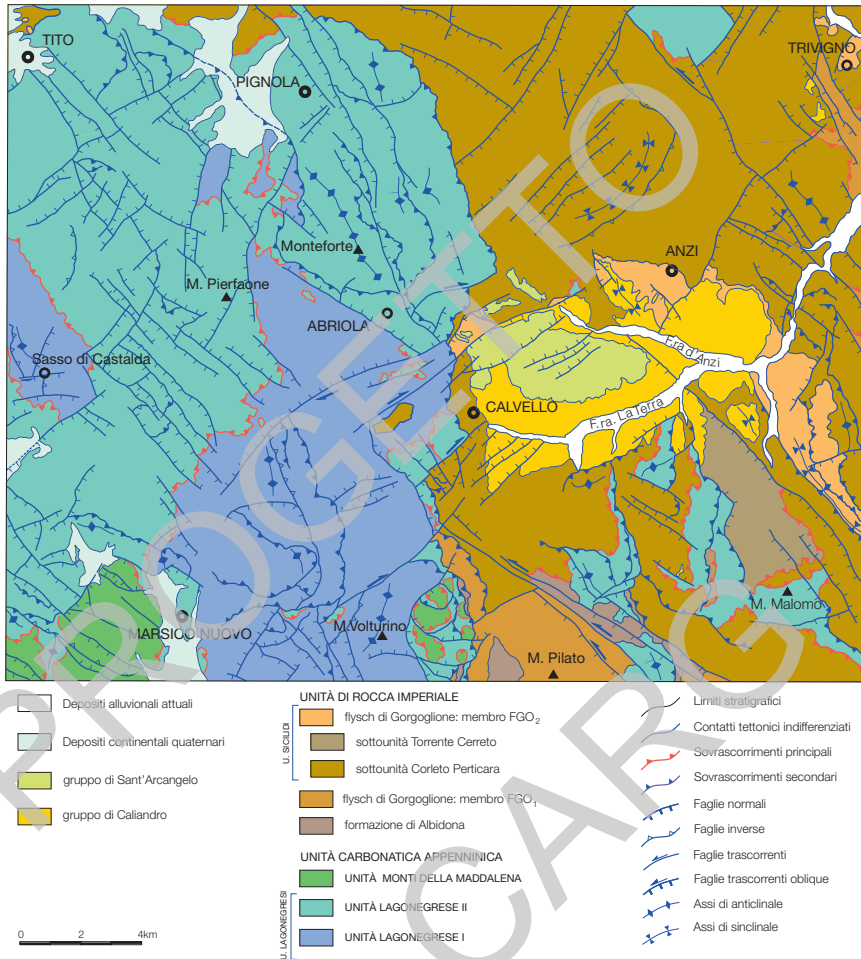


Fig. 15 - Schema tettonico dell'area del Foglio "Marsico Nuovo".

con le coperture terrigene terziarie. Queste formano delle unità tettoniche sovrapposte ed ampiamente scollate, con fenomeni di "sostituzione di copertura"; la formazione di Albidona, cioè, ricopre attualmente le unità lagonegresi con un contatto di scollamento visibile lungo il margine meridionale del Foglio, andando a sostituire le coperture numidiche, che formano invece gran parte del cuneo di accrezione nella zona frontale del sistema a *thrust* appenninico.

In questo stesso settore affiorano anche sequenze lagonegresi, generalmente limitate solo agli orizzonti cretatico-oligocenici ed appartenenti all'Unità



Lagonegrese II (zone ad ovest di Laurenzana, M. La Ricciola, ecc.). Le relative sequenze sono interrotte a livello della formazione di Monte Malomo o delle oligoceniche argilliti ABQ, dalla sovrapposizione delle unità sicilidi. Questi termini in origine precedevano la sedimentazione del flysch numidico, oggi rinvenibile nelle aree più orientali, come dimostrano i legami stratigrafici tra le due sequenze, cioè: la presenza alla base numidica di argilliti rosse e di intervalli bruni correlabili con il tetto delle successioni lagonegresi del Foglio in oggetto. Le unità sicilidi hanno subito un trasporto al di sopra delle unità lagonegresi, accompagnato da uno scollamento degli elementi apicali di queste ultime. Pertanto le unità sicilidi poggiano sugli intervalli oligocenici nel Foglio “Marsico Nuovo”, ma anche sugli orizzonti numidici ascrivibili al Langhiano ed affioranti nell’area di Stigliano al di fuori del Foglio. Durante il Miocene medio e superiore il sistema si è ulteriormente raccorciato, come dimostra il coinvolgimento del flysch di Gorgoglione e la sua collocazione in posizioni geometriche differenti. Pertanto l’attuale posizione degli imponenti volumi di unità sicilidi nella parte orientale del Foglio è spiegabile unicamente con un trasporto passivo al tetto delle stesse coperture flyschoidi, riversandosi avanti fino a raggiungere, a causa della loro estrema “mobilità tettonica”, le aree esterne al margine dell’Avanfossa Bradanica. Si ribadisce qui che la loro posizione geometrica, rispetto ai substrati che ricoprono, costituisce un vincolo per collocarle originariamente in domini paleogeografici interni.

Della distinzione in due membri del flysch di Gorgoglione si è scritto in precedenza. Il primo (FGO<sub>1</sub>), in posizione geometrica più profonda, affiora estesamente lungo la dorsale del Caperino (Foglio “Stigliano”), mentre è presente marginalmente, nel settore NE del Foglio “Marsico Nuovo” nell’area di Trivigno, dove costituisce una finestra tettonica, culminante anche per effetto di faglie ad andamento appenninico.

Al membro FGO<sub>2</sub> del flysch di Gorgoglione vanno ascritti quegli affioramenti, spesso rappresentati da corpi conglomeratici a carattere prossimale, che sono compresi tra le coltri sicilidi ed i depositi pliocenici, fatto questo che conferma la posizione strutturale apicale di quest’unità nella pila delle falde e pertanto l’originaria posizione relativamente interna del flysch stesso.

In conclusione nello schema tettonico di Fig. 15 la distribuzione ad oggi delle varie unità tettoniche non deve indurre ad attribuire loro analoghe posizione paleogeografiche: per esempio le unità sicilidi sono distribuite maggiormente nei settori orientali, ad est cioè delle unità lagonegresi, non perché fossero originariamente più esterne, ma in quanto hanno subito un notevole e ripetuto trasporto tettonico, come sopra accennato. Le unità lagonegresi rappresentano delle culminazioni dell’edificio alloctono, che risente delle culminazioni del Sistema a *Thrust* Apulo sepolto al di sotto delle coltri. Il trasporto sulle unità carbonatiche apule infatti è da ricondurre ad età molto recenti comprese tra il Pliocene inferiore ed il medio, fino a proseguire nel Plio-Pleistocene nelle aree ad est del Foglio, come dimostrato dall’età degli orizzonti al di sotto dell’edificio alloctono. Ciò significa che tutte le formazioni di età più antica del Pliocene sono

state interessate da tali fenomeni, ma che anche i contatti tettonici precedenti sono stati interessati, deformati o riattivati. Il meccanismo ed i tempi di propagazione del sistema a *thrust* pellicolare ha comportato fenomeni di *breaching*, con inversione dei rapporti originari. Ciò non solo ha prodotto spesso la parziale sovrapposizione dell'Unità Lagonegrese I sulla II (v. sondaggi Cerro Falcone, ad est di M. Volturino), ma anche di queste ultime al di sopra delle unità sicilidi e del flysch di Gorgoglione (v. zona ad est di Scarrone di Mezzo), ovvero dell'intero sistema sugli orizzonti pliocenici profondi. I contatti tettonici tra le varie unità della pila di falde sono più recenti, man mano che si procede verso il basso (v. profilo geologico del Foglio "Sant'Arcangelo"). Le fasi di deformazione del Sistema a *Thrust* Apulo hanno comunque influito sull'avanzamento delle coltri con una riattivazione dei contatti tettonici, ed hanno portato ad una sostanziale modificazione degli originari rapporti paleogeografici.

I depositi plio-pleistocenici presentano una distribuzione relativamente circoscritta all'area di Calvello, per la quale il termine di "bacino" non risulta appropriato, proprio perché la distribuzione della copertura sedimentaria non è certamente quella dell'originario bacino di sedimentazione, che sicuramente doveva essere più ampio. La tettonica ha creato una depressione strutturale, determinando l'isolamento, per erosione, degli affioramenti.

La complessa geometria del sistema orogenico è evidenziata nei profili della carta geologica, qui di seguito descritti. Nei profili sono rappresentati gli elementi geometrici e le associazioni strutturali dedotti dall'interpretazione di linee sismiche disponibili per l'Appennino Lucano.

## 2. - SEZIONI GEOLOGICHE

Per la comprensione dell'evoluzione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide in Appennino meridionale va adeguatamente considerato il generale scollamento delle coperture flyschoidi terziarie dalle rispettive sequenze mesozoiche. Le coperture terziarie, attraversate dai pozzi per la ricerca petrolifera, formano enormi volumi delle parti più esterne del sistema a *thrust* pellicolare e sono tettonicamente sovrapposte sui depositi dell'Avanfossa pliocenica. Verso l'interno la Catena è formata da una pila tettonica costituita in prevalenza dalle successioni mesozoiche. Queste appartengono alle unità derivanti dalla deformazione della Piattaforma Appenninica e dalle successioni bacinali originatesi dalla deformazione delle unità lagonegresi prive in parte o del tutto delle loro coperture terziarie, scollate e traslate verso l'esterno.

Il meccanismo di propagazione, che permette di spiegare lo scollamento degli intervalli terziari da quelli mesozoici, corrisponde a sistemi di *thrust* con geometrie a *ramp* e *flat* che comportano la progressiva ed estesa sovrapposizione lungo piani a basso angolo (*flat-on-flat*) delle unità di piattaforma su quelle bacinali, con assi strutturali orientati attualmente circa N-S. Con il progredire della deformazione, la "pila" di unità mesozoiche tende a sovrapporsi sulle coperture flyschoidi



con meccanismi di “*thrust* fuori sequenza”. Si ha così la surrezione delle unità tettoniche più profonde, come l’Unità Lagonegrese I di M. Volturino. I terreni delle unità sicilidi, già impilati sui carbonati della Piattaforma Appenninica tra il Miocene medio e il Miocene superiore vengono rimobilizzati, andando a formare gran parte del fronte estremo della Catena Appenninica.

A partire dal Pliocene inizia la strutturazione del margine apulo, da cui si origina il Sistema a *Thrust* Apulo (STA), sul quale si va sovrapponendo il *roof-thrust system* ovvero la Catena Appenninica (v. Fig. 2). Il STA è costituito da sequenze del margine interno, scollate dal basamento in un contesto di *thin-skinned tectonics*, come l’Unità di M. Alpi, ovvero da successioni carbonatiche un po’ più esterne, caratterizzate da una deformazione che interessa anche il basamento (*thick-skinned tectonics*) in un contesto di tipo traspressivo. In quest’ultime sono allocati i campi petroliferi produttivi dell’Alta Val d’Agri.

L’analisi dei profili geologici di dettaglio, scelti nell’area del Foglio, permette di valutare i rapporti fra le unità all’interno della Catena Appenninica ed indirettamente di quest’ultima con il Sistema a *Thrust* Apulo.

## 2.1. - PROFILO A-A’: SASSO DI CASTALDA - BRINDISI DI MONTAGNA

Il profilo si estende dalla zona di Sasso di Castalda fino ai dintorni di Brindisi di Montagna; è orientato OSO-ENE nel tratto occidentale, devia in quello medio-orientale, in Località Macchia dei Monaci (a nord-ovest di Abriola), con direzione SO-NE (v. profilo a-a’ della carta geologica).

### Dati di superficie

Nel primo tratto, a partire da SO, si osserva un chiaro rapporto di sovrapposizione tettonica tra due successioni lagonegresi. Nei dintorni di Sasso di Castalda la successione più profonda affiora in finestra tettonica ed i caratteri litostratigrafici la fanno ascrivere all’Unità Lagonegrese I. Al di sopra si estende in ricoprimento un’unità tettonica caratterizzata da un notevole sviluppo della Formazione di Monte Facito passante ai Calcari con Selce del M. Pierfaone e a Scisti Silicei ed argilliti silicee; al di fuori della traccia del profilo ed in particolare verso sud nella zona di Pergola la successione prosegue con il Flysch Galestrino, la formazione di Monte Malomo e le argilliti del T. Serrapòtamo dell’Oligocene. Manca lo sviluppo delle facies numidiche, per le quali più volte in questa nota si è accennato ad ampi fenomeni di scollamento. Tale successione è ascrivibile all’Unità Lagonegrese II. I rapporti tra le due unità lagonegresi sono confermati dal sondaggio Pignola 1. Ad Est, oltre M. Pierfaone riaffiora il Flysch Galestrino dell’unità più profonda.

Il secondo tratto del profilo è caratterizzato da un sistema di *thrust* est-vergenti della successione lagonegrese di Pignola-Abriola, costituita da Calcari con Selce

cataclastici e dolomitizzati, Scisti Silicei e argilliti silicifere passanti al Flysch Galestrino. Sul versante occidentale della dorsale affiora la formazione di Monte Malomo, che poggia però direttamente sulle argilliti silicee.

Nel terzo tratto del profilo sono presenti unità di derivazione interna, ascrivibili alle unità sicilidi, in ricoprimento tettonico direttamente sulle sequenze lagonegresi. Gli Autori della presente nota ritengono che le unità sicilidi, affioranti estesamente nel settore nord-orientale del Foglio, si siano deposte in un dominio paleogeografico interno rispetto alle aree che attualmente occupano per effetto di un trasporto tettonico di notevole entità, cioè in un dominio compreso tra il margine europeo e quello della piattaforma appenninica (bacino alpino-tetideo). Ciò è dimostrato da vincoli stratigrafici, petrologici e strutturali (LENTINI *et alii*, 2002). La composizione petrografica delle arenarie appartenenti alle varie litofacies delle Tufti di Tusa, unitamente all'età oligomiocenica, indicherebbe che le aree sorgenti erano localizzate nel cuneo di accrezione della Fase Balearica e il detrito vulcanoclastico andesitico è la testimonianza di un arco vulcanico attivo durante la subduzione del bacino alpino-tetideo al di sotto della crosta continentale europea. Altri elementi sono la posizione strutturale relativamente elevata nella pila tettonica del *roof-thrust system*, tant'è che le unità sicilidi costituiscono la base del flysch di Gorgoglione (FGO<sub>2</sub>) (affioramenti di Brindisi di Montagna, subito a nord del Foglio e di Trivigno), e delle coperture plio-pleistoceniche di Calvello. Infine, in un quadro più ampio risulta chiaro che le coperture terziarie al tetto delle unità lagonegresi (flysch numidico e marne arenacee di Serra Cortina) hanno subito un generale scollamento, come sopra descritto, verso l'avanfossa e formano attualmente il cuneo frontale delle dorsali Stigliano-Accettura.

Il sistema a *thrust* della dorsale Pignola-Abriola rappresenta quindi una sorta di *out of sequence*, in quanto si accavalla con una vergenza orientale sulle unità sicilidi, da cui sono state in precedenza scavalcate. Il fronte di accavallamento ha un andamento meridiano e non risulta ritagliato dai sistemi di faglie, che con orientazione circa NE-SO interessano le unità sicilidi dell'area di Groppa d'Anzi, probabilmente perché complessivamente più recente delle faglie stesse o comunque riattivato successivamente. Ciò indicherebbe anche che la progradazione del sistema a *thrust* non è da ritenersi necessariamente un fenomeno concluso, così come si evince da gran parte della letteratura geologica.

#### Dati di sottosuolo

I sondaggi (Pignola 1, 1169 m; Brindisi di Montagna, 1795 m) ubicati in prossimità del profilo non sono molto profondi; tuttavia si possono utilizzare dati proiettati derivanti dalle perforazioni profonde della zona (Pozzi Cerro Falcone 1-3). Questi, insieme all'interpretazione di linee sismiche, mostrano che nel primo tratto, da Sasso di Castalda a Monteforte (Abriola), il tetto delle unità apule si trova a circa 3.000-3.500 m dalla superficie, per poi deprimersi rapidamente verso est (Fig. 16). Perforazioni profonde, ubicate più a nord, confermano anche quanto visto sul terreno e cioè che le unità sicilidi, talora con spessori superiori al migliaio di metri, poggiano tettonicamente sull'Unità Lagonegrese II, priva dell'intervallo



oligomiocenico per scollamento. L'Unità Lagonegrese II, affiorante nella zona di Brindisi di Montagna, è rappresentata da una sequenza di circa 500-700 m, in ulteriore sovrascorrimento al di sopra di un intervallo, talora molto potente, costituito da sequenze sicilidi e da terreni flyschoidi mediomiocenici, a loro volta in sovrascorrimento sui livelli pliocenici al tetto dei carbonati apuli.

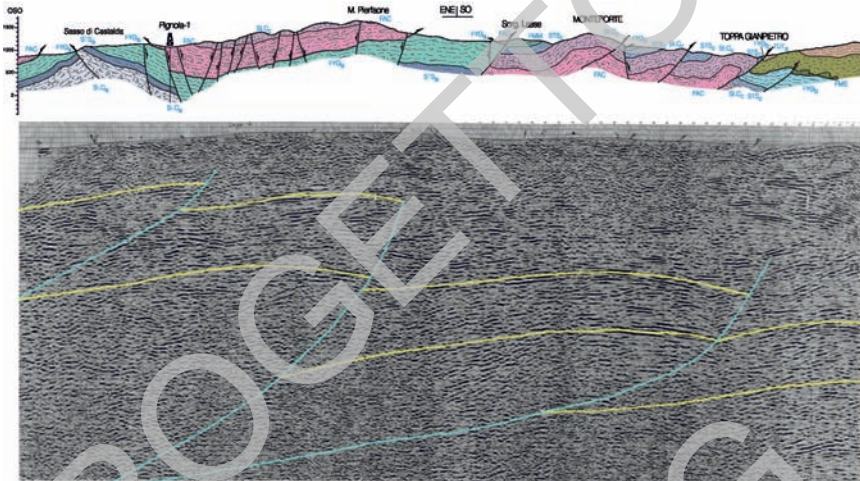


Fig. 16 - Lungo la sezione geologica tra Sasso di Castalda, M. Pierfaone e Monteforte affiorano esclusivamente le due unità lagonegresi. Nella zona di Sasso di Castalda i terreni dell'Unità Lagonegrese I affiorano in finestra tettonica; la medesima unità riaffiora più ad est con il Flysch Galestrino (litofacies  $FYG_a$ ). In sottosuolo le linee sismiche rivelano la presenza di un sistema a thrust, riferibile al Sistema a Thrust Apulo, degradante verso est, formato da successioni carbonatiche mesozoiche sulle quali giacciono coperture terrigene di età variabile dal Miocene superiore al Pliocene inferiore-medio, ricoperte tettonicamente dall'edificio alloctono della Catena Appenninica. L'evoluzione di tale sistema sepolto inizia pertanto nel Pliocene ed influenza notevolmente i movimenti recenti della soprastante catena.

Verso est quindi si registra la terminazione dell'Unità Lagonegrese I, mentre quella superiore si estende oltre verso l'esterno, non superando tuttavia l'allineamento Brindisi di Montagna (Foglio "Potenza") - Corleto Perticara (Foglio "Sant'Arcangelo").

Dai dati di superficie, integrati dalle informazioni delle strutture profonde, appare chiaro come in grandi linee il *roof-thrust system* della Catena Appenninica sia caratterizzato al suo interno da una più o meno totale inversione della posizione delle varie unità tettoniche e delle coperture mio-plioceniche, probabilmente imputabile al trasporto sui carbonati apuli profondi.

## 2.2. - PROFILO B-B': M. VOLTURINO - TRIVIGNO

Il profilo, orientato SO-NE, si estende da M. Volturino fino alla zona di Trivigno (v. profilo b-b' della carta geologica).

### Dati di superficie

Nel primo tratto, procedendo da SO verso NE, affiora la successione lagonegrese di M. Volturino. Questa ha tutte le caratteristiche litologiche dell'Unità Lagonegrese I ed in ogni caso è molto chiaro in tutto il settore sud-occidentale del Foglio che, insieme con gli affioramenti di M. Lama-M. Calvelluzzo, essa costituisce un'unità tettonica sottostante alla successione affiorante tra M. Facito e la zona di Pergola, area tipo dell'Unità Lagonegrese II.

A nord-est di M. Volturino la sequenza lagonegrese è in sovrascorrimento sul flysch di Gorgoglione, che si presenta in parte rovesciato. Procedendo oltre affiorano le unità strutturalmente più elevate della pila, cioè le unità sicilidi, le formazioni flyschoidi mediomioceniche interne (flysch di Gorgoglione - FGO<sub>2</sub>) e le coperture plio-quadernarie. Ciò indica che si va verso una depressione strutturale.

Proiettando i dati al contorno e correlandosi con il profilo precedente, è molto probabile che le unità sicilidi ricoprano tettonicamente le sequenze lagonegresi strutturalmente più elevate e cioè quelle dell'Unità Lagonegrese II, affioranti nelle dorsali di Abriola e di M. Tangia. Verso est ancora nell'area di Laurenzana le unità sicilidi ricoprono direttamente la formazione di Monte Malomo e cioè il tetto dell'Unità Lagonegrese II. Ancora una volta mancano i livelli apicali numidici, reperibili in corrispondenza dei fronti delle dorsali Accettura-Stigliano (ubicati al di fuori del Foglio), perché scollati.

Nell'ultimo tratto del profilo gli elementi raccolti, a seguito dei rilievi di campagna, indicano che le unità sicilidi vanno in ricoprimento sui livelli apicali del flysch di Gorgoglione, databili almeno Serravalliano superiore. I rapporti sono ancor più chiari verso est, nel Foglio "Stigliano", dove *klippen* di unità sicilidi sono conservate all'interno di blande sinclinali del flysch. I contatti datano pertanto al Tortoniano, cioè precedono di poco la fase di sovrascorrimento delle unità appenniniche su quelle apule.

### Dati di sottosuolo

I sondaggi, ubicati al fronte affiorante della struttura di M. Volturino, attraversano sequenze lagonegresi ripiegate ed accavallate sul tetto delle unità apule. L'Unità tettonica Lagonegrese I della struttura di M. Volturino forma qui un *antiformal stack* che costituisce un elemento strutturale in fuori sequenza sulle Unità Lagonegresi II, incontrate in profondità. Tali strutture sono in gran parte l'effetto del sovrascorrimento dell'edificio appenninico-maghebide sui carbonati apuli profondi.

I dati di sottosuolo indicano che il tetto della Piattaforma Apula forma un sistema a *thrust* che da una profondità di circa 3.300 m scende verso est fino a circa



4.700 m nella zona di M. Malomo-Tempa la Mandra, per deprimersi ulteriormente nel prolungamento nord-occidentale del “Bacino di Sant’Arcangelo”, oltre il quale si collega alla culminazione della zona di Corleto Perticara-Gorgoglione (Alto di Tempa Rossa).

L’Unità Lagonegrese II forma un complicato sistema a *thrust*, che si sovrappone con geometrie a basso angolo (*flat on flat*) ad un intervallo di depositi flyschoidi e di unità sicilidi, formanti un cuneo il cui spessore aumenta verso est. Se si considera che l’Unità Lagonegrese I è qui assente, l’assetto strutturale è quello di una generale inversione e le coperture terziarie, unitamente ai terreni sicilidi, formano uno spesso cuneo tettonico al fronte della Catena Appenninica. Inoltre la geometria *flat on flat* sembra relativamente indipendente dai notevoli rigetti del Sistema a *Thrust* Apulo, e che questi vengono accomodati mediante la riattivazione dei contatti tettonici precedenti lungo superfici orizzontali ovvero su faglie a basso angolo, immergenti verso l’avampaese.

### 3. - TEMPI E MODALITÀ DI PROPAGAZIONE DELLA DEFORMAZIONE

I due profili scelti per la carta geologica e descritti nelle presenti note permettono di evidenziare i rapporti di primo ordine riconosciuti all’interno della struttura della catena.

Il profilo *Sasso di Castalda-Brindisi di Montagna* mostra chiaramente la presenza di due unità tettoniche lagonegresi sovrapposte con contatti di tipo *flat-on-flat*, che comportano un notevole raccorciamento di queste unità. Inoltre, poco al di fuori del profilo, nel settore ad ovest, si riconosce la sovrapposizione delle unità carbonatiche della Piattaforma Appenninica sulle oligoceniche argilliti ABQ (Fig. 8), ovvero direttamente sul cretaceo Flysch Galestrino dell’Unità tettonica Lagonegrese II.

All’interno del Foglio sono, inoltre, da segnalare alcuni particolari contatti tettonici legati a meccanismi di scivolamento gravitativo, che comportano sovrapposizioni di tipo *younger-on-older*, classificati come faglie estensionali dirette verso l’avampaese (*foreland directed extensional faults*). Il profilo geologico, lo schema tettonico e i dati di sottosuolo, permettono infine di estrapolare in profondità la chiusura verso est delle unità lagonegresi, le quali, molto probabilmente non superano mai l’allineamento Brindisi di Montagna-Corleto Perticara, mentre al contrario si aprono verso est le sequenze numidiche ampiamente scollate.

Il profilo *M. Volturino-Trivigno* oltre a mostrare i rapporti presenti nel precedente profilo, mette in risalto la presenza di *thrust* fuori sequenza (*out-of-sequence thrust*), che comportano la sovrapposizione dell’Unità Lagonegrese I sulla Lagonegrese II, con una generale inversione dei rapporti strutturali, probabilmente connessi al coinvolgimento in profondità del Sistema a *Thrust* Apulo. Questo stile deformativo, verosimilmente in relazione agli scollamenti legati a meccanismi di *fault-bend folding*, comporta il trasferimento verso

l'esterno delle coperture oligo-mioceniche (flysch numidico e Flysch Esterni), che si sovrappongono sui depositi pliocenici del *top* apulo. Di particolare importanza, è la presenza di *klippen* isolati di terreni di pertinenza sicilide, al di sopra dei livelli tortoniani del flysch di Gorgoglione. Questi contatti testimoniano la messa in posto della “falda” di Rocca Imperiale sui depositi del Bacino Iripino, che giocava il ruolo di avanfossa durante la subduzione della crosta oceanica del “Paleoionio” al di sotto della crosta continentale che costituiva il basamento della Piattaforma Appenninica.

È stato dimostrato recentemente come i caratteri stratigrafici, petrografici, biostratigrafici e strutturali (LENTINI *et alii*, 2002), e geochimici (CAVALCANTE *et alii*, 2007) possano essere usati per una corretta ricostruzione dell'assetto strutturale, sia per quanto riguarda i tempi, che per le modalità di messa in posto delle diverse unità che compongono la catena. CAVALCANTE *et alii* (2007), attraverso la caratterizzazione dei minerali interstratificati illite-smectite, hanno determinato le condizioni termiche cui sono stati sottoposti i sedimenti della successione “sicilide” affiorante nell'Alta Val d'Agri. Gli Autori hanno stimato un carico tettonico più alto di quello ricostruibile sulla base della strutturazione attuale: ciò suggerisce che la successione sicilide è stata sepolta ed esumata prima della deposizione del flysch di Gorgoglione e dopo la deposizione delle Tufiti di Tusa e/o Arenarie di Corleto, in un breve intervallo di tempo nel corso del Miocene inferiore, in pieno accordo con quanto suggerito da LENTINI *et alii* (2002).

L'evoluzione spazio-temporale del sistema convergente, che porta alla strutturazione della Catena Appenninica, può essere riassunto nei seguenti punti: (1) - Le successioni flyschoidi di età Oligocene superiore-Miocene inferiore, appartenenti al complesso di subduzione Alpino-Teuideo, erano distribuite all'interno di un bacino di tipo *trench/foredeep* (Bacino pre-Iripino) connesso con la strutturazione della Catena Calabride ovvero del margine europeo (LENTINI *et alii*, 2003, 2006; FINETTI *et alii*, 2005). Verso l'interno di questo ampio bacino trovavano collocazione le Tufiti di Tusa e molto probabilmente anche la formazione di Colle della Cappella (v. Foglio “Rotondella”). In particolare le Tufiti di Tusa testimoniano l'esistenza di un arco vulcanico e quindi di una subduzione al di sotto del margine europeo.

Durante il Miocene inferiore l'avanfossa era probabilmente confinata dalla Piattaforma Appenninica, sulla quale si depositavano le arenarie fini e le argilliti della formazione del Bifurto. Tale avanfossa era probabilmente occupata dalla formazione di Albidona. Contemporaneamente, nelle aree del *foreland* ionico, si sedimentava la sequenza pelitico-quarzarenitica del flysch numidico, alimentata dalle aree cratoniche ubicate nei settori appartenenti alla placca africana.

Le evidenze strutturali rilevate in campagna mettono in luce la presenza di un contatto tettonico di primo ordine, tra le argille varicolori appartenenti all'Unità tettonica di Cirigliano (cfr. Foglio “Sant'Arcangelo”) e il sottostante flysch numidico, mentre, in discordanza sulla falda sicilide, si depositava il flysch di Gorgoglione. L'evento tettonico che ha causato la messa in posto della falda sicilide (Unità di Cirigliano) è confinato al Miocene medio. Questo episodio



rappresenta la fase terminale della strutturazione delle unità, che compongono il “cuneo di accrezione tetideo” (LENTINI *et alii*, 2003), la cui propaggine più esterna è rappresentata dall’Unità di Cirigliano. La consumazione della crosta tetidea è contemporanea alla messa in posto di estesi ricoprimenti frontali e all’apertura del Bacino di retroarco Balearico, oltre alla rotazione del Blocco Sardo-Corso, che termina appunto al limite Burdigaliano-Langhiano.

(2) - Con la sedimentazione del flysch di Gorgoglione si individua un’area bacinale, che si sovrappone sulle precedenti zone di *foreland* ionico via via in deformazione, con sedimentazione di tipo flyschoid (Bacino Irpino). È possibile distinguere almeno tre aree all’interno di questa avanfossa, la più interna caratterizzata dal flysch di Gorgoglione-formazione di Oriolo (cfr. Foglio “Rotondella”) discordanti sulle falde della catena; in posizione intermedia le marne arenacee di Serra Cortina, in parte simili al flysch di Gorgoglione, ma in generale continuità sul sottostante flysch numidico e, verso l’esterno per l’appunto i Flysch Esterni (cfr. Foglio “Sant’Arcangelo”), caratterizzati da membri a sedimentazione mista sia calcareo-marnosa che arenacea. L’età di questi depositi e i loro caratteri sedimentologico-petrografici inducono a collocarli in un bacino esterno rispetto al precedente, raggiunto dal fronte orogenico solo a partire dal Langhiano. Sui livelli di tetto tortoniani del flysch di Gorgoglione e sui Flysch Esterni si trova una seconda falda di tipo sicilide (Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale), che testimonia la cannibalizzazione delle successioni di avanfossa coinvolte questa volta nel Complesso Ionico di subduzione, che marca appunto la consumazione della crosta oceanica dello Ionio e quindi l’inizio della fase che porterà all’apertura del Bacino di retroarco tirrenico e alla formazione dell’Arco vulcanico eoliano.

A partire dal Tortoniano superiore, in analogia con la Sicilia, la deformazione dell’Appennino meridionale si differenzia dal settore dell’Arco Calabro, in quanto il fronte orogenico, raggiungendo le aree più esterne, comincia a coinvolgere il margine della Placca Adria. In particolare, tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore si sviluppa un’avanfossa su crosta continentale, il cui margine interno viene progressivamente coinvolto nella deformazione, dando origine al Sistema a *Thrust* Apulo. A Monte Alpi i terreni liguridi, appartenenti ad un livello strutturale relativamente alto della Catena Appenninica, poggiano tettonicamente su depositi silicoclastici del Miocene superiore, in discordanza sui termini apicali della piattaforma apula. Ciò indica che la sovrapposizione dell’edificio alloctono sul Sistema a *Thrust* Apulo, almeno in corrispondenza dell’Unità di M. Alpi, non è più antica del Messiniano.

(3) - Nei profili geologici dei Fogli Sant’Arcangelo e Rotondella si può osservare che il Sistema a *Thrust* Apulo viene coinvolto nella deformazione anche dopo la messa in posto del cuneo alloctono. I dati complessivi indicano che il tetto delle successioni apule è caratterizzato da livelli che datano dal Pliocene inferiore (parte alta) al Pliocene medio-superiore, procedendo verso NE. Inoltre, pur essendo chiaro che le deformazioni del substrato apulo influenzano l’evoluzione strutturale delle unità affioranti, non tutte le strutture hanno un radicamento in profondità; spesso i fronti dei *thrust* in superficie corrispondono a geometrie di

tipo *flat*, lungo le quali si trasferiscono i movimenti del Sistema a *Thrust* Apulo. Fanno eccezione i sistemi trascorrenti, orientati circa N110-120, che producono strutture a fiore e che si esprimono in superficie con *thrust* fuori sequenza e talora retrovergenti, inducendo una deformazione duttile con pieghe ad asse subparallelo alla struttura trascorrente.

PROGETTO  
CARG



PROGETTO

CARG

## **VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA** (S. Carbone e S.I. Giano)

### **1. - OROGRAFIA E IDROLOGIA SUPERFICIALE**

L'area del Foglio "Marsico Nuovo" è, dal punto di vista orografico, quella tra le più montuose dell'Appennino lucano con il rilievo del M. Volturino, che si eleva fino a quota 1835 m s.l.m. e gli imponenti massicci montuosi calcareo-silicei ad andamento appenninico che degradano verso oriente in una serie di rilievi collinari. Questi rilievi, caratterizzati da morfologie varie, accidentate e complesse, sono costituiti da terreni che, per caratteristiche meccaniche intrinseche, assetto strutturale o per le ripetute deformazioni paleo e neotettoniche, posseggono una particolare predisposizione al dissesto idrogeologico.

In conseguenza dell'assetto orografico, i corsi d'acqua hanno carattere torrentizio, con piene impetuose capaci di trasportare grandi volumi di materiale solido, anche di notevoli dimensioni. Fanno eccezione i fiumi Agri, Sinni e Bradano, che mantengono carattere di perennità, anche se fortemente influenzati da cicli stagionali; questi sono contraddistinti da un letto a canali intrecciati, sviluppatosi in valli fortemente sovralluvionate e a bassa inclinazione del profilo longitudinale.

La caratteristica geomorfologica più evidente del territorio del Foglio è l'eterogeneità litologica dei terreni affioranti e la variazione delle condizioni strutturali dei versanti. Ciò si traduce in un paesaggio con chiare evidenze delle morfostrukture impostate sulle litologie più conservative e con versanti più o meno controllati dall'assetto delle strutture geologiche. È il caso delle facce pentagonali del versante di Piano della Croce che borda ad est la parte apicale della depressione tettonica dell'alta Val d'Agri. Ritenuto classicamente in passato un versante di faglia per la presenza di facce pentagonali che delimitano il suo profilo, si tratta in realtà del fianco sinistro di una piega anticlinale generata nelle



unità lagonegresi in cui, per effetto dell'erosione selettiva, i litotipi argilloso-marnosi del Flysch Galestrino sono stati erosi con maggiore velocità rispetto alla sottostante formazione degli Scisti Silicei; l'erosione lineare sviluppata in senso trasversale all'andamento del versante ha successivamente prodotto le facce pentagonali. Il versante rappresenta, allora, una forma di erosione generata per erosione selettiva e non una forma prodotta dalla tettonica quaternaria e si configura come un caso "classico" di convergenza morfologica. Non appare quindi verosimile che il versante orientato in direzione N-S rappresenti un esempio di segmento di faglia sismogenica attivato in occasione del terremoto del 1857 contrariamente a quanto sostenuto da BENEDETTI *et alii* (1998).

Tra i rilievi di M. Cavallo e La Palombara ad ovest e quelli di M. Calvelluzzo-Serra di Calvello ad est hanno ampia diffusione le formazioni calcaree e calcareo-silicee mesozoiche, rispettivamente della Piattaforma Appenninica e delle unità lagonegresi, alle quali si contrappongono terreni, più o meno estesi arealmente (sia a dominante marnosa che arenacea) costituiti da: flysch cretaci ("Galestri" *s.l.*) e terziari (flysch di Gorgoglione e Tufiti di Tusa), ammassi carbonatici e di arenarie quarzose, queste ultime di estensione chilometrica, in litologie argillitiche prevalenti (Formazione di Monte Facito), e terreni argillosi delle formazioni sicilidi e lagonegresi (Gruppo delle Argille Variegate-AV, Argille Varicolori Superiori-ALV e argilliti del T. Serrapòtamo-ABQ, rispettivamente). Inoltre, nel settore centro-orientale del Foglio, è presente un'ampia placca di terreni argilloso-sabbioso-calcarenitico-conglomeratici, plio-quaternari, poggiati su formazioni sicilidi.

Per quanto detto sopra, è possibile distinguere due settori morfologici distinti: il primo comprende le aree di culminazione del substrato pre-pliocenico, che ricopre i tre quarti dell'intera zona del Foglio; il secondo ospita le potenti successioni plio-pleistoceniche affioranti nel settore centro-orientale del Foglio medesimo.

Nel primo settore il paesaggio è dominato dall'asta fluviale della F.ra di Tito (affluente del F. Sele con foce sul Tirreno) il cui corso segue un andamento appenninico, da quella del F. Agri che nasce dal gruppo montuoso di M. Lama (a nord di Marsico Nuovo) e presenta un andamento del corso inizialmente meridiano, e da quella del F. Basento. Quest'ultimo rappresenta il bacino idrografico principale dell'area del Foglio ed i suoi affluenti più importanti seguono un andamento non costante: E-O la F.ra la Terra, discordante rispetto ai principali *trend* strutturali; NO-SE la F.ra d'Anzi, e NE-SO il T. Camastra.

Nel secondo settore (parte centro-orientale del Foglio) il paesaggio è caratterizzato dalle aste fluviali del T. Serrapòtamo (affluente in destra orografica del T. Camastra) con decorso S-N, del T. Camastra con decorso circa SO-NE e delle fiumare la Terra e d'Anzi, i cui corsi seguono un andamento circa E-O.

Le valli si presentano relativamente strette, con fianchi ripidi nei settori più occidentali, laddove sono presenti i litotipi prevalentemente calcarei e calcareo-silicei e si allargano in corrispondenza delle litologie argillose, nei tratti più orientali. L'approfondimento dei corsi d'acqua di elevato ordine gerarchico nel

settore occidentale del Foglio determina fenomeni di erosione selettiva, che generano forme ancora oggi perfettamente conservate e in accordo con i lineamenti del substrato. Dominano in questo settore i paesaggi di tipo monoclinale con tipici rilievi a *cuestas* laddove sono più pronunciati i fenomeni di morfoselezione.

Alcuni tratti del paesaggio del settore orientale del massiccio di M. Fontanalunga-La Palombara (settore sud-ovest del Foglio) presentano caratteri di rilievo tabulare, con versanti a gradinata debolmente degradanti verso est. In tutto questo settore si riconosce un paesaggio sommitale con prevalenti coltri eluviali poggianti su una superficie di erosione sub-orizzontale, dislocata dalla tettonica quaternaria verso est, dalle quote di circa 1000 m (Pianoro di Castello di Lepre) fino a 800 m (C.da Cappuccini) s.l.m. ad ovest di Marsico Nuovo.

Nelle aree orientali, altimetricamente più depresse (ma sempre a quote che le fanno ascrivere al paesaggio montuoso), sono presenti evidenze di paesaggi erosionali sub-pianeggianti al tetto delle serie plio-pleistoceniche deformate. L'ampia sinforme orientata O-E, che interessa i depositi marini e continentali plio-pleistocenici nell'area di Calvello e immediatamente ad est del paese, conserva ancora intatta la struttura originaria. Questi depositi sono stati in un primo tempo modellati da processi erosivi che hanno formato antiche superfici di erosione e in seguito dissecati da incisioni lineari relative agli ultimi approfondimenti del reticolo idrografico. Si configura in tal modo un paesaggio prodotto da inversione del rilievo.

Più in generale i settori centrali del Foglio sono caratterizzati da un monotono paesaggio calanchivo, particolarmente sviluppato tra gli abitati di Calvello e la confluenza F.ra della Terra-F.ra d'Anzi. In quest'area il controllo tettonico sul rilievo è poco evidente e si manifesta solo con l'orientazione di alcuni corsi d'acqua susseguenti con andamento NNO-SSE (T. Serrapòtamo) o evidenti gomiti fluviali, che determinano repentine deviazioni dei corsi d'acqua lungo le direttrici principali antiappenniniche, come accade ad est della confluenza F.ra della Terra-F.ra d'Anzi-T. Camastra.

## 2. - MORFOLOGIA VALLIVA

Le valli dei principali corsi d'acqua dell'area del Foglio mostrano profili longitudinali caratterizzati da forti anomalie, con brusche rotture di pendio e contropendenze, per cause tettoniche o climatiche che hanno prodotto un ringiovanimento del profilo d'equilibrio.

Alcuni corsi d'acqua scorrono con andamento rettilineo in alvei profondamente incassati denunciando un chiaro carattere di susseguenza. L'assetto delle strutture controlla quindi in modo passivo la rete idrografica che si approfondisce verticalmente in seguito ad un abbassamento del livello di base dell'erosione principalmente per cause tettoniche.

In corrispondenza di terreni a prevalente componente argillosa, l'erosione fluviale genera un profilo trasversale a V, con aumento delle pendenze alla base



dei versanti vallivi e, talora, una asimmetria della valle associata a migrazione dell'alveo.

Nell'area del Foglio sono presenti superfici terrazzate sia di natura erosionale che deposizionale, ubicate ad altezze diverse sugli attuali alvei fluviali; sono debolmente inclinate verso valle e disposte in più ordini lungo i settori di confluenza delle aste tributarie dei corsi principali.

Lembi di paleosuperfici relitte poste a quote topografiche elevate sono presenti in alta Val d'Agri (M. Calvelluzzo-Serra di Calvello-M. Volturino) tra 1500 e 1750 m s.l.m., la cui età è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (DI NIRO & GIANO, 1995) analogamente a quelle presenti nei Monti della Maddalena (SANTANGELO, 1991; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003; BOENZI *et alii*, 2004;) e al M. Marzano (AMATO & CINQUE, 1992). Superfici di spianamento più recenti distribuite tra 1088 e 1325 m di quota s.l.m. in corrispondenza di M. Tumolo si correlano con quelle di M. S. Nicola e di M. La Croce, al limite con il Foglio "Moliterno" (DI NIRO & GIANO, 1995). A M. Figarola (a nord-est di Calvello) i conglomerati di Castronuovo appaiono sigillati da paesaggi d'erosione relitti le cui quote si attestano intorno ai 1100 m s.l.m. e che, in base a considerazioni geomorfologiche, AMATO & CINQUE (1992) ritengono essersi modellati tra il Sanerniano e l'Emiliano *p.p.*

A terrazzi deposizionali antichi vanno, invece, riferiti i depositi distribuiti lungo i versanti bordieri e nelle valli dei principali affluenti dei fiumi Basento, Melandro e della F.ra di Tito.

Depositi alluvionali attuali ( $b_a$ ) sono generalmente presenti negli alvei di tutti i corsi d'acqua dell'area, seppure con spessori molto diversi, principalmente tra settori vallivi e settori montani. Questi depositi assieme alle alluvioni recenti ( $b_b$ ), raggiungono gli spessori massimi lungo la F.ra la Terra e alla confluenza F.ra d'Anzi-F.ra la Terra.

Depositi alluvionali terrazzati ( $b_{na}$ ) affiorano a diverse quote nell'area ad est di Calvello, sulla successione che caratterizza l'omonimo "bacino". Altri lembi sono presenti alla confluenza dei torrenti Fiumicello e Zaccaniello, a sud di Sasso di Castalda, e lungo il margine nord-occidentale del Foglio, a C.da Paganico e ad est di Tito.

## VII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA (S. Carbone)

### 1. - FRANE E DISSESTI

Il territorio del Foglio “Marsico Nuovo” è interessato da varie forme di dissesto, distribuite in modo non omogeneo.

La diffusione del fenomeno franoso dipende dalle caratteristiche morfologiche del territorio, tipicamente montuoso, con versanti ad accentuata acclività, dai litotipi affioranti, prevalentemente pelitico-arenitici e subordinatamente calcareo-silicei, e dalle condizioni strutturali dell'area.

Verosimilmente il dissesto idrogeologico, tipico dell'Appennino Lucano, ha un legame con il sollevamento regionale, e indirettamente con l'evoluzione tettonica recente degli alti strutturali delle unità apule sepolte, che determina dei riflessi gravitativi nelle unità alloctone.

Le coltri detritiche presenti sia lungo i versanti che in zone pianeggianti e i frequenti movimenti di massa sono determinati dai forti tassi di sollevamento dell'area e di conseguenza dagli elevati tassi di erosione. Questi fattori contribuiscono alla predisposizione al dissesto, mentre altri, quali in particolare le precipitazioni meteoriche ed i frequenti fenomeni sismici, costituiscono fattori innescanti i movimenti di massa lungo i versanti.

Sono presenti tutte le tipologie di frana, dai prevalenti movimenti traslazionali, predisposti e controllati dai caratteri geostrutturali, a quelli rotazionali; entrambi spesso proseguono sotto forme di colate. Sono frequenti anche fenomeni di *soil creep* e di crollo, questi ultimi più imponenti alla base dei costoni calcarei e lapidei silicei.

Le tipologie di movimento presenti nell'area sono riferite alla classificazione di VARNES (1978) modificata da CARRARA *et alii* (1983).

Lo stato di attività delle frane è stato evidenziato attraverso il rilievo



geomorfologico.

Alcune frane presentano indizi di evoluzione in atto, altre sono interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali.

Nel settore occidentale del Foglio, dove prevalgono litologie calcareo-silicee del gruppo montuoso M. Volturino-M. Lama-M. Pierfaone-M. Pano e quelle carbonatiche del massiccio de La Palombara, più resistenti all'azione di degrado operata da fattori fisici e antropici, sono più diffusi i depositi di versante (a).

Nell'area centro-orientale del Foglio, nei terreni plio-pleistocenici, con assetto strutturale apparentemente tranquillo, i processi dominanti sono quelli di erosione accelerata, di tipo diffuso e calanchivo, e di movimenti gravitativi, di tipo rotazionale e traslazionale.

Nei litotipi sabbioso-conglomeratici le tipologie gravitative sono caratterizzate da superfici di scivolamento profonde che coinvolgono, oltre alla coltre detritica superficiale, anche parte del substrato con scadenti caratteristiche geomeccaniche. Di solito i piani di rottura raggiungono il tetto dei sottostanti depositi argillosi con conseguente mobilizzazione di notevoli volumi di roccia. Movimenti di questo tipo sono stati riconosciuti lungo la F.ra d'Anzi e alla confluenza F.ra d'Anzi-F.ra la Terra, dove le componenti conglomeratiche più rigide sono ridotte in grossi blocchi disarticolati.

L'erosione lineare, sviluppata lungo le incisioni torrentizie nei conglomerati pliocenici ( $SCN_a$ ) e, ancor più in quelli pleistocenici (CCN), determina alvei profondamente incassati e colmati al fondo da una notevole quantità di detriti grossolani asportati dalle pareti che bordano le incisioni.

In corrispondenza delle argille plioceniche sono molto frequenti le forme di intensa erosione prodotta dalle acque incanalate e dal ruscellamento diffuso; ne deriva la formazione di spettacolari sistemi calanchivi.

Dove affiorano i depositi flyschoidi, la tipologia di frane prevalente è rappresentata da scorrimenti traslativi e subordinatamente rotazionali, per proseguire, ove predominano i terreni a comportamento plastico, sotto forma di colate più o meno estese.

Il massimo grado di franosità si registra nei terreni argillosi delle unità sicilidi (Argille Varicolori *s.l.*). Tale comportamento è determinato dalla composizione mineralogica e dalle caratteristiche tessiturali delle argille, nonché dalla loro particolare struttura di deformazione tettonica, che si traduce in una minuta scagliettatura del litotipo e in un assetto caotico, che riduce sensibilmente i caratteri di resistenza meccanica di queste argille rispetto alle argille inalterate.

In questi terreni, i movimenti gravitativi risultano più frequenti ed in rapida evoluzione laddove alla caoticità ed eterogeneità delle masse rocciose si associano strutture tettoniche. Si innescano così fenomeni prevalentemente di tipo plastico, con colate che possono superare parecchie centinaia di metri di lunghezza, caratterizzate da un'evoluzione molto rapida nel tempo.

I depositi terrigeni delle unità lagonegresi (argilliti del T. Serrapòtamo, formazione di Monte Malomo *p.p.*, Flysch Galestrino e Formazione di Monte Facito) hanno un grado di franosità estremamente variabile in funzione delle

diverse caratteristiche meccaniche. Il Flysch Galestrino e la formazione di Monte Malomo, per esempio, sono interessati da forme di dissesto molto simili a quelle dei “terreni sicilidi”, in cui risultano frequenti *slump* e *creep*. La Formazione di Monte Facito, stabile ove affiorano i termini calcarei, è sovente interessata da scorrimenti rotazionali, *slumps* e *mud-flows* ove prevale la componente argillosa.

I terreni carbonatici della Piattaforma interna o le rocce calcareo-silicee e gli Scisti Silicei delle unità lagonegresi, invece, risultano essere i litotipi più stabili, con fenomeni di instabilità rari e circoscritti. Localmente i terreni degli Scisti Silicei (ad esempio quelli affioranti a Pignola) sono interessati da scorrimenti traslativi e circoscritti crolli. Gli altri litotipi “lagonegresi” normalmente sono interessati da fenomeni di crollo. Dissesti gravi che coinvolgono edifici civili si registrano dove questi poggiano su “blocchi carbonatici erratici”, anche di notevoli dimensioni, per un effetto di “galleggiamento” su termini flyschoidi molto plastici (espandimenti laterali).

Altra importante tipologia di frana è data da “colamenti di terra e di detrito”, che interessa i primi metri dal piano di campagna. L’associazione fra colamenti e scorrimenti rotazionali dà origine a “frane complesse”, soprattutto quando vengono coinvolti i termini pelitici a giacitura caotica. Esempi di frane del genere sono presenti in tutta l’area del Foglio, ma sono maggiormente concentrate in corrispondenza degli affioramenti del Flysch Galestrino.

“Frane di crollo” sono frequenti invece sugli affioramenti di formazioni prevalentemente lapidee, più resistenti ai processi di degrado. Queste, non sempre cartografabili alla scala del Foglio, sono particolarmente evidenti lungo l’intero costone calcareo, diffusamente fessurato, del massiccio di La Palombara, che borda in destra l’alveo del T. Verzarulo (toponimo a scala 1:25000), affluente del F. Agri.

Da quanto brevemente espresso, emerge che, al pari della maggioranza del territorio lucano, interessato da dissesto idrogeologico con rischio geo-ambientale “molto elevato”, anche l’area compresa nel Foglio “Marsico Nuovo” non si sottrae a questa norma, sebbene, a confronto di altre zone della regione, presenti una contenuta e/o poco diffusa distribuzione di superficie dissestata.



PROGETTO

CARG

**APPENDICE 1**

**CARATTERI STRATIGRAFICI, BIOSTRATIGRAFIA E  
CRONOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL BACINO DI CALVELLO**

(A. Di Stefano e M. Romeo)

In corrispondenza dei differenti depositi affioranti nel Bacino di Calvello sono state misurate e campionate tre sezioni per uno studio micropaleontologico integrato, basato sull'analisi dei foraminiferi e dei nannofossili calcarei, che nel loro insieme rappresentano l'intera successione.

Nel settore nord-orientale del bacino la base della successione è rappresentata da un intervallo spesso circa 150 m di sabbie giallastre contenenti macrofossili di piccole dimensioni e piccoli noduli carbonatici (SCN). Le sabbie hanno una frazione argilloso-marnosa che aumenta sensibilmente nei livelli sommitali; in alcuni punti mostrano una colorazione grigio-biancastra e sono scarsamente diagenizzate. L'analisi biostratigrafica ha evidenziato la presenza di diatomee, particolarmente abbondanti nei campioni a, b e g (v. Sezione "Pizzo del Monaco" in Fig. 12). Il contenuto in nannofossili è scarso o medio ed è caratterizzato dalla presenza di *Helicosphaera carteri*, *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), *Gephyrocapsa* "small" (*sensu* RIO, 1982). I *Discoaster* sono generalmente molto scarsi, assenti in alcuni casi, ma è proprio la presenza di alcuni rari individui di *D. asymmetricus* GARTNER e *D. tamalis* KAMPTNER (a partire dal campione d) che consente l'attribuzione dell'intervallo campionato alla biozona MNN16a di RIO *et alii* (1990) del Pliocene medio.

I foraminiferi sono piuttosto scarsi e rari e sporadici individui di *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) confermano l'età mediopliocenica attribuita sulla base dei nannofossili.

Le altre due sezioni interessano il settore depocentrale del bacino: una (A),



campionata lungo la direttrice compresa tra Tempa Massimone (a sud di Calvello) e Mass. Tito, attraversando la F.ra La Terra, è costituita da un intervallo basale spesso circa 80 m formato da calcareniti bioclastiche a *Cardium*, pectinidi e ostreidi, a scarsa matrice, di colore giallo-rossastro e in strati decimetrici, cui si intercalano sottili livelli sabbiosi centimetrici.

Segue un intervallo spesso 140 m di argille marnose debolmente siltose, di colore grigio con variazioni dal tortora al grigio piombo, a stratificazione indistinta, con malacofaune sparse. Le argille sono interrotte da circa 80 m di sabbie giallo ocre, intervallate da livelli centimetrici di calcareniti ricche di frammenti di macrofossili e livelli di conglomerati a ciottoli ben arrotondati a composizione arenacea e calcarea.

Riprende un intervallo spesso 120 m di argille del tutto simili a quelle precedentemente descritte. Queste passano gradualmente verso l'alto a sabbie rossastre con intercalazioni di livelli calcarenitici. All'intervallo superiore di sabbie, che presenta uno spessore di circa 60 m, fa seguito un intervallo di conglomerati, che chiude la successione.

Lungo questa sezione sono stati raccolti in totale 19 campioni così distribuiti: quattro nell'intervallo calcarenitico-sabbioso basale, cinque nel primo intervallo di argille marnose, tre nel primo intervallo sabbioso, due nel secondo intervallo argilloso, quattro nelle sabbie sommitali e l'ultimo in corrispondenza del limite tra sabbie e conglomerati.

L'altra sezione (B), è stata campionata lungo una direttrice pressoché parallela a quella precedentemente descritta, tra la F.ra Piesco a sud e Difesa Pincia a nord; inizia con un intervallo di argille marnose spesso circa 200 m, seguito da un primo intervallo di sabbie, spesso 75 m. Il secondo intervallo di argille è spesso circa 160 m ed è seguito dall'intervallo sabbioso superiore spesso 75 m. Anche in questo settore, i conglomerati rossi chiudono la successione verso l'alto. In totale sono stati raccolti 21 campioni, tutti in corrispondenza dei due orizzonti di argille marnose, fatta eccezione per il campione 27, raccolto nel primo livello di sabbie.

I campioni raccolti nell'intervallo calcarenitico, si sono rivelati sterili all'analisi delle microfaune, fornendo un residuo essenzialmente costituito da quarzo, calcite e frammenti di roccia indisciolti.

I campioni del primo intervallo argilloso della sezione di Tempa Massimone, contengono foraminiferi planctonici tra cui *Globigerina foliata* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. elongatus* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY E WISSLER), *Paragloborotalia bononiensis* (DONDI), *Neogloboquadrina incompta* (CIFELLI), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY. Ben più abbondanti le specie bentoniche, tra cui le maggiormente rappresentate sono: *Bigenerina nodosaria* D'ORBIGNY, *Sigmoilopsis celata* (COSTA), *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY), *Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY), *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Heterolepa floridana* (CUSHMAN), *Lagena striata* (D'ORBIGNY), *Elphidium macellum* (FICHTEL E MOLL), *Dorothyia gibbosa* (D'ORBIGNY), *Melonis padanum* (PERCONIG), *Ammonia beccarii* (LINNÈ), *Ammonia inflata* (SEGUENZA), *Criboelphidium semistriatum*

(D'ORBIGNY), *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Bulimina lappa* CUSHMAN E PARKER, che nell'insieme definiscono un'ambiente infra-circalitorale.

L'equivalente intervallo campionato nella sezione di Acqua del Canneto, contiene un numero maggiore di specie planctoniche, che potrebbe essere indicativo di una profondità leggermente superiore di questa parte del bacino. Oltre a quelle già indicate sono infatti presenti anche *Globigerinoides gomitulus* (SEGUENZA), *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO, *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY).

Anche le forme bentoniche sono in numero maggiore. A quelle già elencate si aggiungono *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *Spiroplectinella wrightii* (SILVESTRI), *Hansenisca soldanii* (D'ORBIGNY), *Guttulina communis* (D'ORBIGNY), *Spiroloculina depressa* D'ORBIGNY, *Amphicoryna proxima* (SILVESTRI), *Gyroidinoides umbonatus* (SILVESTRI), *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), *Textularia concava* (KARRER), *Lobatula lobatula* (WALKER e JACOB), *Bolivina italica* CUSHMAN, *Praeglobobulimina ovata* (D'ORBIGNY), *Lenticulina calcar* (LINNÈ), *Quinqueloculina oblonga* (MONTAGU), *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY).

I campioni raccolti in corrispondenza del primo intervallo di sabbie contengono una scarsa componente organogena, esclusivamente rappresentata da foraminiferi bentonici quali *Ammonia beccarii* (LINNÈ), *Criboelphidium semistriatum* (D'ORBIGNY), *Nonion boueanum*, *Orthomorphina tenuicostata* (COSTA).

L'analisi delle microfauce condotta sui campioni del secondo intervallo di argille rivela la presenza di associazioni planctoniche del tutto analoghe a quelle rinvenute nel tratto inferiore di argille. Di particolare interesse, l'assenza di *Globorotalia bononiensis* DONDI a partire dal campione 36 (a m 360 circa). Le associazioni bentoniche sono anche in questo caso molto ben rappresentate e sostanzialmente simili a quelle rinvenute nell'intervallo sottostante, per quanto riguarda il significato paleoambientale. Dal punto di vista biostratigrafico, significativa è la comparsa di *Bulimina marginata* a circa 320 m (campione 31, sezione B) e la comparsa di *Bulimina elegans marginata* FORNASINI nella parte sommitale dell'intervallo di argille (campione 39 della sezione B, a circa 400 m).

Nelle sabbie superiori la componente organogena, assente in alcuni campioni, è estremamente modesta e risulta rappresentata esclusivamente da foraminiferi bentonici, con le specie *Bigenerina nodosaria* D'ORBIGNY, *Nonion boueanum*, *Elphidium macellum* (FICHEL E MOLL), *Uvigerina pygmaea* D'ORBIGNY, *Textularia concava* (KARRER), *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY), *Ammonia inflata* (SEGUENZA), *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Bulimina lappa* CUSHMAN & PARKER, associazione che indicherebbe un'ambiente infralitorale.

Lo studio dei nannofossili ha rivelato associazioni estremamente povere e mal conservate in corrispondenza dell'intervallo calcarenitico sabbioso basale; sono presenti poche specie tra cui *Pseudoemiliania lacunosa*, *Helicosphaera sellii* e "small" *Gephyrocapsa* (*sensu* RIO, 1982).

Le argille del primo orizzonte contengono associazioni non molto abbondanti e caratterizzate da una elevata percentuale di forme rimaneggiate. Alle due specie già citate si aggiungono diversi discoasteridi tra cui *Discoaster variabilis*, *D.*



*surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. brouweri* TAN, *D. pentaradiatus* TAN; alcuni individui di *Discoaster asymmetricus* sono stati rinvenuti in campioni raccolti nella prima metà di questo primo intervallo argilloso.

I campioni raccolti nel primo livello di sabbie contengono associazioni a nannofossili molto scarse rappresentate da *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Dictyococcites* e *Reticulofenestra* spp., rari individui di “small” *Gephyrocapsa* e *Discoaster variabilis*, con una elevatissima percentuale di specie rimaneggiate.

I campioni del secondo orizzonte di argille mostrano un’associazione abbastanza simile a quella riconosciuta nel primo. Si segnalano però l’assenza di *Discoaster pentaradiatus* a partire dal campione 32 (m 320 della sezione B), e la totale assenza di discoasteridi nella parte sommitale, poco al di sotto del secondo orizzonte di sabbie.

L’esame micropaleontologico integrato ha permesso di riconoscere, lungo le sezioni studiate, una serie di eventi biostratigrafici, riportati in Fig. 12, basati sui nannofossili calcarei e sui foraminiferi sia planctonici che bentonici. Questi ultimi si sono rivelati particolarmente utili specie nella parte sommitale delle sezioni.

La scarsa nannoflora rinvenuta nell’intervallo basale calcarenitico-sabbioso, indica che questo orizzonte è riferibile almeno alla parte alta della biozona MNN14/15 (Pliocene inferiore), anche se non si può escludere un’età più recente, dati i rapporti di parziale eteropia di questo intervallo con le sabbie a diatomee, campionate nella parte nord-occidentale del bacino (Sezione “Strada 92”), attribuite, almeno per la parte medio-alta, alla biozona MNN16a del Pliocene medio.

Sulla base della sporadica presenza di *Discoaster asymmetricus*, la metà inferiore del primo intervallo di argille (campione 25 a circa 140 m, sezione B) sarebbe da attribuire alla biozona MNN16a di Rio *et alii*, 1990, mentre l’intervallo fino alla parte bassa del secondo livello di argille (in corrispondenza dell’estinzione di *D. pentaradiatus*, campione 35 a 350 m) ricadrebbe nella biozona MNN16b/17, che indicano il Pliocene medio. Alla sommità del secondo intervallo di argille, l’estinzione dei discoasteridi (LO di *Discoaster brouweri*, campione 37 a 380 m) segna il passaggio tra la biozona MNN18 e la successiva MNN19a, entrambe indicative del Pliocene superiore.

L’analisi dei foraminiferi non fornisce un maggiore dettaglio dell’intervallo calcarenitico basale.

Le argille del primo livello, in base alla presenza di *G. bononiensis* e *G. crassaformis* sono da attribuire alla biozona MPI5a del Pliocene medio; tale biozona è riconoscibile fino alla metà inferiore del secondo livello di argille, dove si individua l’estinzione di *G. bononiensis*. Poco al di sotto di questo biorizzonte si registra la comparsa di *Bulimina marginata* (rispettivamente in corrispondenza dei campioni 13 della sezione A e 31 della sezione B), che segna la base della biozona omonima di COLALONGO *et alii* (1982).

Nella porzione superiore del secondo livello di argille non si registra nessun evento basato sui foraminiferi planctonici, probabilmente a causa della scarsa

presenza di forme planctoniche nell'associazione. Di estrema utilità appare comunque la comparsa di *Bulimina elegans marginata* (base della biozona omonima di COLALONGO *et alii*, 1982), registrata al tetto di questo orizzonte argilloso (campione 39 della sezione B), che segna il limite Pliocene - Pleistocene.

Nessun elemento utile deriva dallo studio delle associazioni presenti nelle sabbie sommitali, che sono verosimilmente riferibili al Pleistocene inferiore.

L'abbondante microfauna bentonica fornisce utili indicazioni paleobatimetriche: dominano le specie di mare basso, in particolare *Ammonia beccarii* (LINNÉ) e *A. inflata*, che insieme a *Cassidulina neocarinata* THALMANN definiscono una batimetria di circa 50 metri (SGARELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993). Il primo livello di sabbie testimonierebbe una temporanea diminuzione della batimetria, prima della regressione testimoniata dalle sabbie sommitali e dai conglomerati continentali.

---

#### RINGRAZIAMENTI

*Si desidera ringraziare la Dott.ssa Giovanna Pappalardo per la proficua discussione su argomenti di Geologia Applicata e sulla lettura critica del relativo capitolo.*

*Gratitudine e apprezzamento scientifico ai revisori del Servizio Geologico, tutti ampiamente disponibili e proficuamente costruttivi nella lettura critica del manoscritto.*

*A Voi, Serafina Carbone deve il personale sostegno morale e la "tenacia" a continuare .....!*

*semplicemente  
grazie*



## BIBLIOGRAFIA

- AMATO A. & CINQUE A. (1992) - *Il bacino plio-pleistocenico di Calvello (Potenza): evoluzione geologica e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, Vol spec. (1992), **1**: 181-189.
- AMODEO F., MOLISSO F., KOZUR H., MARSELLA E. & D'ARGENIO B. (1993) - *Age of Transitional Beds from "Cherty Limestones" (calcari con selce) to "Radiolarites" (scisti silicei) in the Lagonegro Domain (Southern Italy). First evidence of Rhaetian conodonts in peninsular Italy*. Boll. Serv. Geol. It., **60** (1991): 3-22, Roma.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DI DONATO V., ESPOSITO P., SANTINI U. & STAITI D. (1996) - *Biostratigraphy of the Plio-Pleistocene Calvello Basin (Potenza, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 1153-1163.
- ANELLI M. (1939) - *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale*. Atti Soc. Nat. Mat., **70**: 1-13, Modena.
- AUBOUIN J. (1959) - *A propos d'un centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal*. Rev. Géogr. Phys. Céol. Dyn., **2** (3): 135-188.
- AZZAROLI A. (1962) - *Affioramento di calcare permiano presso Potenza*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 85-86.
- BALDACCI L. & VIOLA C. (1894) - *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale*. Boll. Com. Geol. It., **25** (4): 372-390, Roma.
- BARUFFINI L., LOTTAROLI F., TORRICELLI S. & LAZZARI D. (2000) - *Stratigraphic revision of the Eocene Albidona Formation in the type locality (Calabria, southern Italy)*. Riv. It. Pal. Strat., **106** (1):, 73-98.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quaternaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BENEDETTI L., TAPPONNIER P., KING G.C.P. & PICCARDI L. (1998) - *Surface Rupture of the 1857 Southern Italian Earthquake? Terra Nova*, **10**: 206-210.
- BOENZI F., CAPOLONGO D., CECARO G., D'ANDREA E., GIANO S.I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2004) - *Evoluzione geomorfologica polifasica e tassi di sollevamento del bordo sud-occidentale dell'alta Val d'Agri, Basilicata*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 357-372.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del Flysch di Gorgoglione*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 65-79.
- BOENZI F., CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P. & WALSH N. (1980) - *Osservazioni sulla neotettonica dei Fogli 211 "Sant'Arcangelo" e 212 "Montalbano Ionico"*. C.N.R. - pubbl. n. **356** P. F. Geodinamica - Sottoprogetto Notettonica.
- BOIANO U. (1997) - *Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, Upper Miocene, southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic framework*. Sedimentary Geology, **107**:231-262.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1985) - *La formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati biostratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 539-549.
- BOUSQUET J.C. (1971) - *La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du Nord-Est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale)*. Geol. Romana, **10**: 23-52.
- BOUSQUET J.C. (1973) - *La tectonique recente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, **12**: 1-104.
- BRONNIMANN P., DURAND DELGA M. & GRANDJAQUET C. (1971) - *Présence simultanée de Protopeneroplis striata WEINSCHENK et de Calpionelles néocomiennes dans le "flysch galestrino" de Lucanie (Italie méridionale)*. Rev. Microp., **14**: 96-101.

- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Journ. Geophysical Research, **100**: 6093-6095.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 129-143.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'Alta Val d'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema Catena-Avanfossa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 331-341.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema Catena-Avampaese nell'Appennino meridionale. Problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Pal. Strat., **96** (2-3): 271-296.
- CARBONE S., LENTINI F., SONNINO M. & DE ROSA R. (1987) - *Il Flysch Numidico di Valsinni (Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 331-345.
- CARRARO A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. appl. e Idrogeol., **20** (2): 223-243.
- CARTA DEI TERRENI DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA (1972) - Scala 1:100.000, a cura di P. Scandone, L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO MERIDIONALE (1988) - scala 1:250.000, a cura di G. Bonardi, B. D'Argenio & V. Perrone, S.E.L.C.A., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL'AGRI (1973) - F. 506, Sant'Arcangelo. Scala 1:50.000, a cura di F. Lentini & L. Vezzani, L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL'AGRI (1980) - F. 507, Pisticci. Scala 1:50.000, a cura di F. Lentini, L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI (1991) - Scala 1:50.000 (2 fogli), Direzione F. Lentini, S.E.L.C.A., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DI SANT'ARCANGELO (1993) - Scala 1:5000, Direzione P. Pieri. Grafiche Paternoster, Matera.
- CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE (1999) - scala 1:50.000, a cura di T. Pescatore, P. Renda & M. Tramutoli, System Cart, Roma.
- CASERO P., ROURE F., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino Meridionale*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, 13-17 Sett. 1988, **B**: 59-66.
- CASERO P., ROURE F. & VIALLY R. (1991) - *Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines*. In: A.M. SPENCER (Ed): "Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons". European Association of Petroleum Geoscientists, spe. publ. no. **1**: 381-387.
- CATALANO S. (1991) - *Rapporti strutturali tra le Unità Panormidi e le Unità Lagonegresi nell'Appennino Lucano: esempio della zona tra Moliterno e Monte Sirino*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 251-262.
- CATALANO S., CARBONE S. & LENTINI F. (1993) - *Il Flysch di Gorgoglione nell'ambito dell'evoluzione dell'Appennino lucano*. Giorn. Geol., **55** (1): 165-178, Bologna.
- CAVALCANTE F., FIORE S., LETTINO A., PICCARRETA G. & TATEO F. (2007) - *Illite-smectite mixed layers in scudide shales and piggy-back deposits of the Gorgoglione Formation (Southern Apennines): geological inferences*. Ital. J. Geosci., **126** (2): 241-254.
- CELLO G., GAMBINI R., MAZZOLI S., READ A. & TONDI E. (1998) - *The Val d'Agri fault system (southern Italy)*. In: G. CELLO, G. DEIANA, G. INVERNIZZI & C. TONDI (Eds): "The Resolution of Geological Analysis and Models for Earthquake Faulting Studies". Camerino, Italy, Abstract Volume, 33-35.
- CELLO G. & MAZZOLI S. (1999) - *Apennine tectonics in southern Italy: a review*. Jour. Geodynamics, **27**: 191-211.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Scien. Reviews, **15**: 213-292.
- CHIOCCHINI M., COCCIA B., MANCINELLI A., ROMANO A. & URGERA A. (2005) - *Biostratigrafia ed evoluzione paleogeografica del Mesozoico dell'area del Monte Cairo e di Vallerotonda (Lazio meridionale, Italia)*. Stud. Geol. Camerti, n. ser. 1 (2004): 7-56, Città di Castello.



- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1995) - *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dasicladali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Stud. Geol. Camerti, vol. spec., **1994**, "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-129, 23 figg., 47 tavv., Camerino.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Stud. Geol. Camerti, **3**: 109-152, 7 figg., 4 tabb., 48 tavv., Camerino.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III. Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Stud. Geol. Camerti, **4**: 19-36, 1 fig., 11 tavv., Camerino.
- CIAMPO G. (1969) - *I terreni plio-pleistocenici nei dintorni di Calvello (Potenza). Studio statistico di Bulimina etnea SEG. e Bulimina gibba FORN.* Mem. Soc. Natur. in Napoli, **78**: 181-210.
- CIAMPO G. (1971) - *Gli Ostracodi plio-pleistocenici dei dintorni di Calvello (Potenza)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **80**: 1-23.
- CIARANFI N. (1972) - *Il Flysch di Gorgoglione*. Boll. Serv. Geol. It., **92**: 101-114, Roma.
- CIARANFI N., GHISETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L. & YEZZANI L. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Italia meridionale*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl. 515: 1-62.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., MARTINI R. & ZANINETTI L. (1986) - *Une microfaune à petits Foraminifères d'âge permien remaniée dans le Trias moyen de l'Apennin méridional (Formation du Monte Facito, Lucanie occidentale). Description de Crescentia Vertebralis, n. gen. n. sp.* Rev. Paléobiol, **5**: 207-215, Genève.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRANTONI R., PASSERI L. & ZANINETTI L. (1988) - *La Formazione di Monte Facito (Appennino Meridionale)*. Atti 75° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 1988, vol. **B**: 132-135.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRANTONI R., SALVINI-BONNARD G. & ZANINETTI L. (1990) - *Reworked Foraminifera in the Monte Facito Formation, Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 151 pp.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (2000) - *Le facies del Triassico inferiore e medio (fm. di Monte Facito Auctt.) nelle aree di Sasso di Castalda e di Moliterno (Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 339-378.
- CINQUE A. (1992) - *Distribuzione spazio-temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino campano-lucano: alcune riflessioni*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1992), **1**: 33-38.
- CITA M.B. (1973) - *Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy*. In: RYAN et al. (Eds) Init. Repts DSDP, **13**: 1343-1379.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. It. Paleont. Strat., **81**: 427-544.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & LA TORRE M. (1972) - *Les facies sedimentaires du Bassin Irpinien (Italie meridionale)*. Atti Acc. Pontaniana, n.s., **21**: 13 pp., Napoli.
- COLALONGO M.L., DONDI L., D'ONOFRIO S. & IACCARINO S. (1982) - *Schema biostratigrafico a Foraminiferi per il Pliocene e il basso Pleistocene nell'Appennino settentrionale e nella Pianura Padana*. In: G. CREMONINI. & F. RICCI LUCCHI. (Eds.): "Guida alla geologia del margine appenninico-padano", 121-122.
- COTECCHIA V. & DEL PRETE M. (1970) - *Geologia dei dintorni di Vietri e Potenza e particolari caratteri di instabilità dei versanti in flysch ed argille varicolori*. Geol. Appl. e Idrogeol., **5**: 57-132.
- CRESCENTI U. (1966) - *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **85**(2): 541-579.
- CRITELLI S. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 55-93.

- CRITELLI S., DE ROSA R., SONNINO M. & ZUFFA G.G. (1990) - *Significato dei depositi vulcanoclastici della Formazione delle Tufiti di Tusa (Miocene inferiore, Lucania meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 743-762.
- CRITELLI S. & LOIACONO F. (1988) - *Provenienza e dispersione dei sedimenti del Flysch di Gorgoglione (Langhiano-Tortoniano, Appennino Lucano): implicazioni sull'evoluzione delle mode detritiche arenacee nell'orogene sudappenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 809-826.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania, Lucania)*. Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**: 49-72.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. In: L. OGNIBEN, M. PAROTTO & A. PRATURLON (Eds.): "Structural model of Italy". Quad. Ric. Scien., **90**: 313-327, Roma.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1987) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 241-246.
- DE CAPOA BONARDI P. (1970) - *Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino meridionale). Studio paleontologico e biostratigrafico*. Mem. Soc. Natur. in Napoli, suppl. Boll. **78**: 1-130.
- DE LORENZO G. (1892) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata*. Rend. Acc. Lincei, **1** (9): 316-317.
- DE LORENZO G. (1896) - *Studi di geologia dell'Appennino meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s.2, **8**: 1-128.
- DE LORENZO G. (1898) - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, s.2, **17** (11): 1-74.
- DE LORENZO G. (1904a) - *Geologia e Geografia fisica dell'Italia meridionale*. 241 pp, Ed. La Terza, Bari.
- DE LORENZO G. (1904b) - *Fossili nelle argille sabbiose post-plioceniche della Basilicata*. Rend. Acc. Lincei, **2**: 347-350.
- DE WEVER P. & MICONNET P. (1985) - *Datations directes des Radiolarites du bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale). Implications et conséquences*. Rev. Espanola Micropal., **17**: 373-402, Madrid.
- DE STASIO L.M. (1971) - *Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (serie calcareo-silico-marnosa)*. Mem. Soc. Natur., Napoli, **78** (1969): 409-419.
- DI NIRO A. & GIANO S.I. (1995) - *Evoluzione geomorfologica del bordo orientale dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1995), **2**: 207-218.
- DI NIRO A., GIANO S.I. & SANTANGELO N. (1992) - *Primi dati sull'evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1992), **1**: 257-263.
- DONZELLI G. & CRESCENTI U. (1970) - *Segnalazione di una microfacies permiana, probabilmente rimaneggiata, nella Formazione di M. Facito (Lucania occidentale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **79**: 59-75.
- ELTER P. & SCANDONE P. (1980) - *Les Apennins*. In: "Géologie des chaines alpines issues de la Téthys", Collq. C5. Mém. B.R.G.M., **115**: 99-102, Orléans.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-426.
- FINETTI I. (2005) - *CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region*. Elsevier Science, 777 pp.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **28**: 75-156.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Crustal tectonostratigraphy and geodynamics of the Southern Apennines from CROP and other integrating geophysical data*. In: I.R. Finetti (Ed.): "CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region". Sp. Vol. Elsevier, chapter **12**: 225-262.



- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale-ArcoCalabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DEL BEN A., GELETTI R. & PIPAN M. (1997) - *Domini geologico-strutturali del segmento orogenico Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia*. Convegno Naz. Prog. CROP Trieste, Giugno 1997.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1972) - *Regional reflection seismic exploration of the Strait of Sicily*. Saclant Conference, 7, La Spezia.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - *Geophysical exploration of Mediterranean Sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., **15**: 263-341.
- 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 nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology **42**(1): 1-37.
- FORNELLI A., LOSITO R., GUAGLIARDI A. & MASSENZIO A. (1989) - *Provenienza delle Arenarie di Corleto*. Giorn. Geol., **51** (2): 63-79.
- GEOLOGICAL MAP OF THE NORTHERN PART OF THE S. ARCANGELO BASIN (1998) - scala 1:50.000, a cura di E. Casciello, M. Cesarano, L. Ferranti, J.S. Oldow & G. Pappone, System Cart, Roma.
- GEOLOGICAL MAP OF THE POTENZA-GUARDIA PERTICARA AREA (1999) - scala 1:50.000, a cura di M. Bonini e F. Sani, S.El.Ca., Firenze.
- GHEZZI G. & BAYLISS D.D. (1964) - *Uno studio del Flysch nella regione calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale*. Boll. Serv. Geol. It., **84** (1963): 3-64.
- GHEZZI G. & MARCHETTI M.P. (1964) - *Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del terziario superiore della Calabria e della Basilicata*. Mem. Soc. Geol. It., **4**(2): 20 pp.
- GIANO S.I., LAPENNA V., PISCITELLI S. & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Nuovi dati geologici e geofisici sull'assetto strutturale dei depositi continentali quaternari dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)*. Il Quaternario, **10**: 589-594.
- GIANO S.I. & MARTINO C. (2003) - *Assetto morfotettonico e morfostratigrafico di alcuni depositi continentali pleistocenici del bacino del Pergola-Melandro (Appennino Lucano)*. Il Quaternario, **16**: 289-297.
- GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - *Radiocarbon dating of active faulting in the Agri high Valley, Southern Italy*. Journ. Geodynamics, **29**: 371-386.
- GIANO S.I. & SCHIATTARELLA M. (2002) - *Geomorfologia e Neotettonica dell'alta Val d'Agri*. In: F. BOENZI & M. SCHIATTARELLA (Eds.): "Guida all'escursione geomorfologica: dalla val d'Agri a Matera". Assemblée AIGEO, Giugno 2002, Potenza.
- GLANGEAUD L., CAIRE A. & GRANDJACQUET C. (1961) - *L'orogenèse ponto-plio-quaternaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques*. C.R. Aca. Sc. Paris, **252**: 145-147.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., AGTERBERG F.P., BLEEKER W., COOPER R.A., DAVYDOV V., GIBBARD P., HINNOV L.A., HOUSE M.R. (†), LOURENS L., LUTERBACHER H-P., MCARTHUR J., MELCHIN M.J., ROBB L.J., SADLER P.M., SHERGOLD J., VILLENEUVE M., WARDLAW B.R., ALI J., BRINKHUIS H., HILGEN F.J., HOOKER J., HOWARTH R.J., KNOLL A.H., LASKAR J., MONECHI S., POWELL J., PLUMB K.A., RAFFI I., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B., SHACKLETON N.J., SHIELDS G.A., STRAUSS H., VAN DAM J., VEIZER J., VAN KOLFSCHOTEN TH. & WILSON D. (2004) - *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 589 pp.
- GRANDJACQUET C. (1963a) - *Importance de la tectonique tangentielle en Italie meridionale*. Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **5**: 109-113.
- GRANDJACQUET C. (1963b) - *Schéma structural de l'Apennin Campano-Lucanien (Italie)*. Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **5**: 185-202.

- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In: A.E.M. NAIRN, W.H. KANES & F.G. STEHLI (Eds): "The ocean basin and margins", Vol. **4B**: 257-329, Plenum, Pub. N.York.
- GRYZBWSKI J. (1921) - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40** (1-2): 85-97.
- IETTO A. & BARILARDO A.M. (1993) - *L'unità di San Donato quale margine deformato cretaco-paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino meridionale-Arco Calabro)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 477-496.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino Meridionale*. Ist. Geologia e Geofisica, Università di Napoli, pubbl. n.15: 33 pp.
- IPPOLITO F., LUCINI P. & SPADA A. (1954) - *Osservazioni geologiche sulla zona di Monticchio nella bassa valle dell'Agri (Basilicata)*. Acc. Naz. Lincei Rdc. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.8, **16** (1): 1-9, Roma.
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D. (1977) - *Mediterranean and Thetys*. In: A.E.M. NAIRN, W.H. KANES & F.G. STEHLI (Eds): "The Ocean Basins and Margins", **4A**: 1-28.
- LAZZARI A. (1954) - *La sedimentazione in facies di flysch secondo le antiche osservazioni di R. Zuber (con alcune considerazioni sul flysch dell'Italia meridionale)*. Rend. Acc. Sc., **21** (4): 127-139, Napoli.
- LAZZARI A. (1959) - *Le condizioni geo-petrolifere dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. dei. Nat. in Napoli, **68**: 73-89.
- LAZZARI S. & LENTINI F. (1980) - *Note illustrative del F. 507, Pisticci*. Regione Basilicata, 3-55, Potenza.
- LENTINI F. (1967) - *Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocera-Colobraro (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **18** Suppl.Sc.Geol.: 181-206.
- LENTINI F. (1968) - *Stratigrafia micropaleontologica dei terreni plio-pleistocenici di Sant'Arcangelo (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **19** (1967): 255-344.
- LENTINI F. (1969a) - *Sezioni stratigrafiche plioceniche nella Val d'Agri presso Gannano (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **20**, Suppl.Sc. Geol.: 19-79.
- LENTINI F. (1969b) - *Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici affioranti fra il F. Agri e la zona di Craco (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.7, **1**, Suppl. Sc. Geol.: 529-556.
- LENTINI F. (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geol. Romana, **18**: 215-224.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. e Appl., **36**: 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO & GRASSO M. (1995) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **2**: 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1987) - *Confronti sedimentologico-petrografici e posizione strutturale dei Flysch di Albidona e di Gorgoglione nella media Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 259-273.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. Camerti, vol. spec.: 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journ. Geodynamics, **34**: 141-158.
- LENTINI F., CARBONE S. & GUARNIERI P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy)*. In: Y. DILEK & S. PAVLIDES (Eds.), "Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region". Geological Society of America, Special Paper **409**: 57-81.



- LENTINI F., CARBONE S., GUARNIERI P. & DI STEFANO A. (2003) - *Geodynamic evolution of the Lucanian Apennines: times and modality of thrust propagation through the analysis of geological cross-section*. Riassunti, Convegno CROP 04-Appennino Meridionale, Pisa.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration*. *Petroleum Geoscience*, **2**: 333-342, Bath (U.K.).
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1974) - *Note illustrative del foglio 506 S. Arcangelo*. I.R.P.I. Cosenza, 46 pp.
- LIPPARINI T. (1950) - *Foraminiferi oligocenici negli argilloscisti rossi ("red beds") di S. Arcangelo di Lucania*. *Boll. Serv. Geol. It.*, **72** (1): 1 p., Roma.
- LIPPMANN PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin meridional (Italie): etude geomorphologique*. These de Doctorat d'Etat en Geographie Physique, Université d'Aix-Marseille.
- LOIACONO F. (1981) - *Contributo alla ricostruzione paleogeografica del bacino di sedimentazione del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **100**: 193-211.
- LOIACONO F. (1983) - *Nuovi dati sui caratteri deposizionali del Flysch di Gorgoglione. Considerazioni sulla paleomorfologia del bacino*. *Studi geol.geof. Regioni pugliese e lucana*. *Dipt. Geol. Geof. Univ. Bari*, **23**: 5-37.
- LOIACONO F. (1993) - *Geometrie e caratteri deposizionali dei corpi arenacei nella successione stratigrafica del Flysch di Gorgoglione (Miocene sup., Appennino meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **112**: 909-922.
- LUPERTO SINNI E. (1964) - *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza)*. *Paleontogr. Ital.*, **57** (1962): n. s. 27, 1-9.
- LUPERTO SINNI E. (1965) - *Foraminiferi del "Calcere di Abriola" (Potenza)*. *Boll. Soc. Pal. It.*, **4** (2): 161-207.
- MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannita (Italia meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (2): 15 pp.
- MARINI M. (1967) - *Osservazioni sul flysch dell'Appennino campano-lucano fra Laviano (Salerno) e Sant'Illario di Atella (Potenza)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, **5** (n.1): 37-63.
- MARSELLA E., KOZUR H. & D'ARGENIO B. (1991) - *Monte Facito Formation (Sclithian-Middle Carnian). A deposit of the ancestral Lagonegro Basin in the Southern Apennines*. *Boll. Serv. Geol. It.*, **110**: 225-248, Roma.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. *Rend. Acc. Sci. Soc. Naz. Sc. Let. e Arti in Napoli*, **59**: 73-101.
- MARTINI R., DE WEVER P., ZANINETTI L., DENELIAN T. & KITO N. (1989) - *Les radiolarites triassique de la Formation du M. Facito Auct. (Bassin de Lagonegro, Italie méridionale)*. *Rev. Paleobiol.*, **8** (1): 143-161.
- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. *Jorn. Geol. Society*, **158**: 309-319, London.
- MICONNET P. (1983) - *La région de Lagonegro (Italie méridionale): évolution géologique d'un bassin dans son cadre alpin*. Thèse Lille, 185 pp.
- MICONNET P. (1988) - *Evolution mesozoïque du secteur de Lagonegro*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 321-330.
- MIGLIORINI C. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **67**: 29-142.
- MIETTO P. & PANZANELLI FRATONI R. (1990) - *Conodonts from the Monte Facito Formation and from the base of the Monte Sirino Formation (Lagonegro sequence)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**: 165-169.
- MIETTO P., PANZANELLI FRATONI R. & PERRI M. C. (1991) - *Spathian and Aegean conodonts from the Capelluzzo calcarenites of the M. Facito Group (Lagonegro sequence-Southern Apennines)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **43**: 305-317.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy*. *Jour. Structural Geology*, **20**: 617-638.

- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- MOSTARDINI F. & PIERI M. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 212 Montalbano Jonico*. Serv. Geol. d'It., 44 pagg., Roma.
- MOSTARDINI F., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 212, Montalbano Jonico*. Boll. Serv. Geol. d'It., **87**: 57-153, Roma.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **11**: 183-212, Palermo.
- OGNIBEN L. (1969a) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 435-763.
- OGNIBEN L. (1969b) - *Note illustrative del Foglio 211 "Sant'Arcangelo"*. Serv. Geol. It., 80 pp.
- OGNIBEN L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. Commissione ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari, ENEA, 357 pp.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Structural model of Italy*. C.N.R., Quad. Ric. Sc., n. **90**: 502 pp.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R.M. (1992) - *Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP n° 276, Newsletter, **5**: 413-419
- PALMENTOLA G. (1967) - *Sui rapporti tra la "Formazione di Stigliano e la "Formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Tolve (Potenza)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**: 291-297.
- PALMENTOLA G. (1969) - *Osservazioni stratigrafiche sulla Formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Campomaggiore (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 7, **1**: 41-48, Catania.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Boll. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines Pliocene-Pleistocene*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.). *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*". Kluwer Acad. Pubbl., 401-440.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1963) - *Microfossili cretacici ed eocenici nella zona di M. Falapato (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 1105-1134.
- PESCATORE T. (1962) - *Ulteriori osservazioni sul Flysch a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 133-146.
- PESCATORE T. (1970) - *Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-Lucano*. Atti Acc. Pontan., n.s., **20**: 17 pp.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (5-6): 783-805.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità sicilidi nella media Valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 353-361.
- PESCATORE T., SALVATI G. & TRAMUTOLI M. (1980) - *Regressive depositional cycles in the Gorgoglione Flysch, Irpinids (Southern Italy)*. Geol. Romana, **19**: 51-61.
- PIERI M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. Geol. Romana, **5**: 407-424.
- PIERI P., SABATO L., LOIACONO F. & MARINO M. (1994) - *Il bacino di piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 465-481, 1 carta geol. alla scala 1:50.000.
- RICCHETTI G. (1962) - *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 247-269.
- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of coccolithophore genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problem*. In: Prell W.L. et al., Int. Repts. DSDP 68, 325-343.



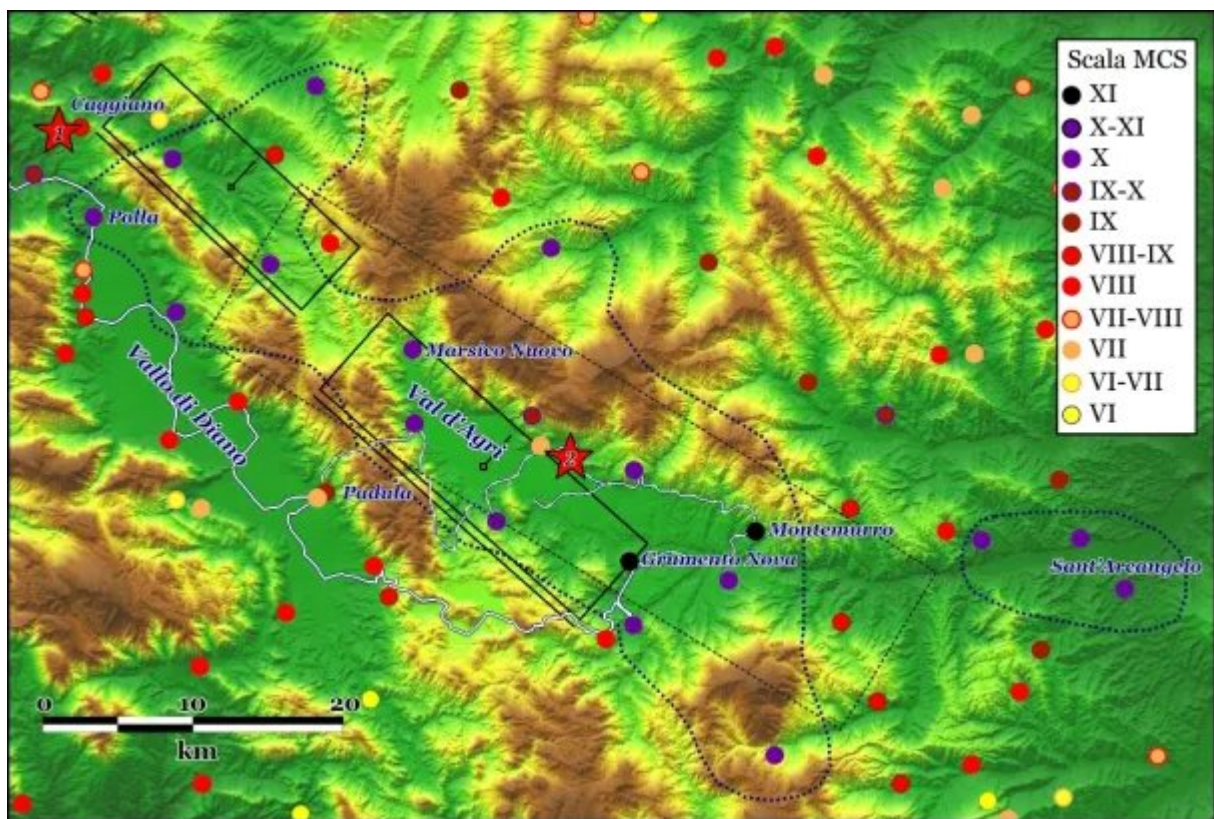
- RIO D., CITA M.B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian historical stratotypes*. In: A. MONTANARI, G.S. ODIN & R. COCCIONI (Eds.): "Miocene stratigraphy: an integrated approach". Elsevier Science, Chapter A5: 57-87.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: K. KASTENS, J. MASCLE *et alii* (Eds.): "Proceeding of O.D.P., Scientific Results", **107**: 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new Chronostratigraphic Sequence of the Pliocene Series*. Riv. It. Pal. Strat., **100** (1): 103-124.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Sc. Letters, **102**: 395-412.
- ROVERETO G. (1927) - *Sur les charriages de l'Apennin centrale et meridionale*. Compte R. Soc. Géol. de France, **27** (9): 110-112.
- SACCO F. (1910) - *L'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **29**: 287-337.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geological Soc. American Bulletin, **98**: 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide*. International Union of Geological Sciences, Trondheim, Norway, and Geological Society of America, 214 pp., Boulder.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Università Federico II, Napoli.
- SCANDONE P. (1963a) - *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 9 pp.
- SCANDONE P. (1963b) - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta Val d'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**: 125-131.
- SCANDONE P. (1964a) - *Marnoscisti ad Halobia in Lucania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**(1963): 207-212.
- SCANDONE P. (1964b) - *Nota preliminare sui foraminiferi delle scogliere triassiche della Lucania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**(1963): 267-269.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**: 301-469.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 199 e 210, Potenza e Lauria*. 71 pp., Libreria dello Stato, Roma.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **81**: 255-300.
- SCANDONE P. (1975) - *Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the central Mediterranean area*. Nature, **256**: 117-119.
- SCANDONE P. & DE CAPOA P. (1966) - *Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e Halobia in Lucania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**: 30-39.
- SCARSELLA F. (1957) - *I rapporti tra massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (1956) (3): 115-137.
- SCHIATTARELLA M., BENEDEUCE P. & PASCALE S. (2004) - *Comparazione tra i tassi di erosione e sollevamento dell'Appennino lucano: l'esempio della Fiumara di Tito e Picerno*. Boll. A.I.C., **121-122**: 367-385.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennines, southern Italy*. Quaternary International, **101-102**: 239-251.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P., GIANO S.I. & MARTINO C. (2006) - *Tectonically driven exhumation of a young orogen: An example from the southern Apennines, Italy*. In: S.D. WILLET, N. HOVIUS., M.T. BRANDON & D.M. FISHER. (Eds): "Tectonics, Climate and Landscape Evolution", Geological Society of America Special Papers 398, Penrose Conference Series, 371-385.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geologia, **26** (s.2): 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-789.

- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta geologica d'Italia, F. 200 Tricarico*, scala 1:100.000, direttori rilevamento, A. Valduga e L. Ogniben, coordinatore A. Valduga, II ed., Poligrafica e Cartevalori, Napoli.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta geologica d'Italia, F. 199 Potenza*, scala 1:100.000, direttore rilevamento A. Valduga, coordinatore F. Scarsella, II ed., Poligrafica e Cartevalori, Napoli.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005) - *Carta geologica d'Italia, F. 506 Sant'Arcangelo*, scala 1:50.000, coordinatore F. Lentini. Note illustrative del Foglio 506 Sant'Arcangelo. A cura di S. CARBONE, A. DI STEFANO & F. LENTINI, 116 pp., S.EL.CA., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta geologica d'Italia, 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, Serie III, n.1. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SGARELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. It., **32**(2): 145-264.
- SGROSSO I. (1992) - *Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene di M. Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**(1988): 343-351.
- SGROSSO I. (1994) - *Sulla posizione paleogeografica del Bacino di Lagonegro (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 179-194.
- SGROSSO I. & TORRE M. (1967) - *La successione stratigrafica maastrichtiano-eocenica di Rocca Gloriosa (Cilento)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**: 199-217.
- SIGNORINI R. (1939) - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.6, **29** (10): 558-562.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuation and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Pal. Strat., **99**: 371-414.
- TADDEI RUGGIERO E. (1968) - *Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania). Studio paleontologico e statistico*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **77**: 349-392.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: *Landslides: analysis and control. transportation*. Research Board, National Academy of Sciences, Special Report **176**, cap.2.
- VEZZANI L. (1966a) - *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 767-776.
- VEZZANI L. (1966b) - *La sezione Tortoniana di Perosa sul Fiume Sinni presso Episcopia (Potenza)*. Geol. Romana, **5**: 263-290.
- VEZZANI L. (1966c) - *La sezione stratigrafica di Calindro nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri (Lucania)*. Riv. It. Pal. Strat., Mem., **72** (1): 191-229; **72** (2): 461-489.
- VEZZANI L. (1967a) - *Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza)*. Geol. Romana, **6**: 87-120.
- VEZZANI L. (1967b) - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **18**: 207-227.
- VEZZANI L. (1967c) - *La sezione stratigrafica pleistocenica di Castronuovo di S. Andrea (Potenza)*. Riv. It. Pal. Strat., Mem., **13**: 13-59.
- VEZZANI L. (1968a) - *Geologia della Tavoletta "Castronuovo di S. Andrea" (Prov. di Potenza, F. 211 IV-SE)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **19**: 9-108.
- VEZZANI L. (1968b) - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **20** (s.6): 28-84.
- VEZZANI L. (1970) - *Il Flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Romana, **9**: 101-126.
- VIOLA C. (1891) - *Appunti geologici sulla regione miocenica di Stigliano (Basilicata)*. Boll. R. Com. Geol. It., **22**: 85-98.
- WOOD A.W. (1981) - *Extensional tectonics and the birth of the Lagonegro Basin (southern Italian Apennines)*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **161**: 93-131, Stuttgart.
- ZANZUCCHI G. (1959) - *Nota preliminare sui sedimenti miocenici nelle alte valli dell'Ofanto e del Sele*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80** (2-3): 97-123, Roma.



- ZOJA L. (1957) - *Il flysch calcareo di Pescopagano (Avellino)*. Boll. Soc. Geol. It., **76** (1): 371-383.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & GALLO L. (1984) - *Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **103** (1): 159-170.

PROGETTO  
CARG





# Petrolio in Val d'Agri, la Cassazione dà torto all'Eni

L'inquinamento da ferro e manganese durante le procedure di Via: «La società era responsabile»

● **BARI.** «Quando esiste una minaccia imminente che si verifichi un danno ambientale, l'operatore interessato deve adottare, entro ventiquattro ore e a proprie spese, le necessarie misure di prevenzione e di messa in sicurezza». È sulla base di questo principio che la Cassazione ha accolto un ricorso presentato dalla Provincia di Potenza (avvocati Emanuela Luglio, Benedetta Lubrano e Loredana Nada Elvira Gianì) nei confronti dell'Eni e del suo amministratore delegato, Claudio Descalzi, colpito da una ordinanza-ingiunzione nel 2016 per via del superamento delle concentrazioni inquinanti rilevate durante la realizzazione delle opere preliminari all'estrazione di petrolio nell'area di Marsico Nuovo.

Durante i monitoraggi propedeutici al rilascio della Valutazione di impatto ambientale, negli ultimi mesi del 2015, i tecnici avevano infatti evidenziato valori anomali di ferro e manganese che - secondo la normativa - Eni avrebbe avuto obbligo di comunicare immediatamente. La comunicazione venne effettuata soltanto dopo 59 giorni.

La sanzione (poco meno di 59mila euro) è stata però annullata nei confronti di Descalzi nel 2017 dal Tribunale di Potenza. Successivamente la Corte d'appello ha disposto l'annullamento anche nei confronti della società, rilevando che in quel momento l'Eni non era ancora quali-

## INGIUNZIONE DA 60MILA EURO

La sanzione è scattata dopo i rilievi effettuati nell'ambito di attività preliminari all'attivazione dei pozzi

ficabile come «operatore interessato» proprio perché i pozzi petroliferi non erano ancora attivi.

Ma la Cassazione (Seconda civile, presidente Grasso, relatore Guida), che ha annullato rinviando alla Corte d'appello in diversa composizione, è stata di diverso avviso. La decisione è importante non tanto per il valore (mo-

destissimo) della sanzione, quanto per il chiarimento che offre in termini di principio. I giudici hanno infatti ritenuto che già in fase di attività preliminari l'Eni andasse qualificata come «operatore interessato», anche alla luce di una legge regionale lucana del 2018 (dunque successiva alla sanzione) che è intervenuta per chiarire la situazione.

«Nella fattispecie concreta - è scritto in sentenza - Eni, quale titolare della concessione di coltivazione petrolifera denominata Val d'Agri, era l'«operatore interessato» - secondo la giusta esegesi del parametro normativo - il quale, venuto a conoscenza del superamento dei valori Csc per due metalli pesanti (il ferro e il manganese), in altri termini, acquisita la consapevolezza della minaccia imminente di danno ambientale, avrebbe dovuto adottare le necessarie misure di prevenzione e di messa in sicurezza del sito, nel termine di ventiquattro ore, e (per quanto qui rileva) fare precedere l'azione di prevenzione dalla necessaria comunicazione all'autorità amministrativa preposta alla tutela del territorio».