

Università degli Studi di Roma “La Sapienza”

Dipartimento di Scienze della Terra

Dottorato XII Ciclo

TESI DI DOTTORATO

**Evoluzione geologica recente della conca di Bojano e Sepino  
e possibili tendenze evolutive**

Candidato: Dott. Luca Guerrieri

Docente Guida: Prof. Giovanni Valentini

Referente ANPA: Dott. Eutizio Vittori

Gennaio 2000

## ***Ringraziamenti***

*A conclusione di questi tre anni di dottorato mi risulta molto difficile ricordare e ringraziare dovutamente le numerosissime persone che in vario modo mi hanno aiutato e sostenuto nella ricerca.*

*Ringrazio innanzitutto il prof. Giovanni Valentini e i correlatori Gabriele Scarascia Mugnozza ed Eutizio Vittori per il costante impegno nel sostenermi e i preziosi consigli, indispensabili per progettare e realizzare la ricerca.*

*Ricordo con piacere e ringrazio tutti gli amici del laboratorio di geologia applicata dell'Università "La Sapienza" con i quali ho lavorato a fianco in questi anni.*

*Un riconoscimento speciale a Stefania Viti (ANPA) e Paolo Lorenzoni (Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo di Rieti) che hanno eseguito le analisi chimico-fisiche dei suoli della piana di Bojano.*

*Si ringraziano la ERIM e in particolare Michele Spina, lo studio De Fabritiis e gli uffici tecnici dei vari comuni dell'area studiata, per aver consentito la visione delle stratigrafie dei sondaggi geognostici. Si ringrazia anche Ersenio Martino e Valeria Ceglia della Sovrintendenza Archeologica per il Molise per la cortese consulenza.*

*Un sentito ringraziamento anche a Piero De Pari e gli amici della IMOS per la continua disponibilità e il supporto tecnico, a Stefano Tersigni e Pasquale Rinaldi per l'aiuto logistico, a Alessandro Michetti, Luca Ferreli, Leonello Serva per i continui scambi di vedute sulla ricerca, a Eliana Esposito, Sabina Porfido, Daniela Di Bucci e Giuseppe Naso per gli utili consigli.*

*Ricordo inoltre i professori e i ricercatori con i quali ho collaborato durante la mia esperienza negli Stati Uniti e in particolare Steve Wells e Tom Bullard (Desert Research Institute), John Bell e Alan Ramelli (Nevada Bureau of Mines and Geology), Steve Wesnousky e John Caskey (University of Reno).*

*Ringrazio inoltre i prof. Franco Dramis e Francesco Guadagno per la revisione finale di questa tesi.*

*Infine un pensiero e un grazie agli amici e familiari che mi hanno sempre incoraggiato e assai spesso sopportato.*

*Dedico questa tesi a Carla che ringrazio ed abbraccio per essere stata sempre al mio fianco in questi tre anni, ieri da fidanzata e oggi da moglie.*

# INDICE

## **Riassunto**

### **1. Introduzione**

<i>1.1. Obiettivo e motivazione della ricerca</i>	9
<i>1.2. Aspetti metodologici</i>	11
1.2.1. Strumenti di indagine	11
1.2.2. Fasi della ricerca	13

### **2. L'Appennino meridionale: evoluzione mesocenozoica e quaternaria**

<i>2.1. Evoluzione geologica dell'Appennino meridionale</i>	16
2.1.1. L'evoluzione paleogeografica dal Triassico al Miocene	16
2.1.2. La tettonica neogenica e quaternaria	20
<i>2.2. Stato delle conoscenze sul Quaternario continentale in Appennino meridionale</i>	
2.2.1. Il contributo degli studi geomorfologici	21
2.2.2. La tettonica distensiva recente ed attuale	22
2.2.3. Il ruolo del clima nel Quaternario continentale	24
2.2.4. Cenni sul vulcanismo plio-quaternario nell'area campana	28

### **3. La conca di Bojano e Sepino: stato delle conoscenze e problemi aperti**

<i>3.1. Inquadramento geologico dell'area di Bojano e Sepino</i>	31
3.1.1. Stratigrafia	32
3.1.2. Tettonica	38
3.1.3. Evoluzione quaternaria della conca di Bojano e Sepino: sintesi delle conoscenze da letteratura	39
3.1.4. Problemi aperti	40

<i>3.2. Sismicità</i>	42
3.2.1. Sismicità storica	42
3.2.2. Sismicità strumentale	49
3.2.3. Valutazioni di pericolosità sismica su base statistica	50
 <i>3.3. Dati di sottosuolo</i>	 51
3.3.1. Lavori pubblicati	51
3.3.2. Database di sondaggi	53
3.3.3. Geofisica	55
 <i>3.4. Dati climatici</i>	 55
3.4.1. Pluviometria e termometria	55
3.4.2. Caratteristiche climatiche	57
 <i>3.5. Circolazione delle acque</i>	 58
3.5.1. Idrografia superficiale	58
3.5.2. Idrogeologia	59
3.5.3. Il carsismo	61
 <i>3.6. Indagine storico-archeologica</i>	 62
3.6.1. Sintesi storico-archeologica dell'area	62
3.6.2. Vincoli cronologici desunti dai dati archeologici	68
3.6.3. Eventi franosi e di piena nel periodo storico (archivio AVI)	70
 <b>4. Indagini geologiche, geomorfologiche e pedologiche</b>	
 <i>4.1. Rilevamento geologico dei depositi continentali ed analisi geomorfologica</i>	 73
4.1.1. Rilevamento geologico dei depositi continentali	73
4.1.2. Unità morfostratigrafiche	74
4.1.3. Superfici erosive relitte	76
4.1.4. Altre evidenze di tettonica recente	80
 <i>4.2. Studio di dettaglio della conoide di Campochiaro</i>	 81

4.2.1. Inquadramento	81
4.2.2. Analisi geomorfologica e stratigrafica	82
4.2.3. Vincoli cronologici	85
4.2.4. Neotettonica	87
4.2.5. Evoluzione della conoide ed implicazioni per la conca di Bojano	89
<i>4.3. Altre ricostruzioni paleoambientali di dettaglio</i>	90
4.3.1. Versante NE di Monte Patalecchia e Bacino di Lago	90
4.3.2. Conoide del Torrente Borrello	93
4.3.3. Versante sopra Bojano	95
4.3.4. Area compresa tra Cantalupo, S. Massimo e Roccamandolfi	97
4.3.5. Area intorno a S. Polo Matese	99
4.3.6. Conca di Sepino	100
4.3.7. La frana di Colle d'Anchise e altri fenomeni franosi attivi	103
<i>4.4. Analisi morfometrica</i>	106
4.4.1. Profili longitudinali ed indici SL	106
4.4.2. Profili topografici di dettaglio trasversali alle scarpate di faglia	112
<i>4.5. Studio pedologico della piana di Bojano</i>	114
4.5.1. Obiettivo dello studio	114
4.5.2. Metodologia di indagine	114
4.5.3. Indagine preliminare	115
4.5.4. Profili pedologici	116
4.5.5. Unità pedostratigrafiche	117
4.5.6. Grado di evoluzione pedologica	119
<i>4.6. Unità morfo-pedostratigrafiche</i>	121
<b>5. Evoluzione geologica plio-quadernaria e modello evolutivo</b>	
<i>5.1. Evoluzione geologica plio-quadernaria della conca di Bojano e Sepino</i>	123

<i>5.2. Sezioni geologiche interpretative</i>	125
<i>5.3. Stime di tipo quantitativo</i>	127
5.3.1. Sintesi dei vincoli cronologici	127
5.3.2. Tassi di scorrimento	128
5.3.3. Velocità di sedimentazione dei depositi continentali	134
5.3.4. Valori di riferimento per l'Olocene e loro variabilità	135
<i>5.4. Modello evolutivo</i>	136
5.4.1. Suddivisione delle aree	136
5.4.2. Gli effetti prodotti dai terremoti	138
5.4.3. Approssimazioni	138
<i>5.5.. Considerazioni conclusive e sviluppi della ricerca</i>	139

## **APPENDICI**

<i>Appendice 1 : Breve sintesi dell'esperienza negli USA</i>	141
<i>Appendice 2 : Descrizione dei profili di suolo</i>	147

<b>BIBLIOGRAFIA</b>	167
---------------------	-----

## **ALLEGATI**

*ALLEGATO 1: Schema geologico-geomorfologico*

*ALLEGATO 2: Ubicazione dei dati puntuali (sondaggi, profili di suolo, siti archeologici)*

## RIASSUNTO

E' stato eseguito uno studio geologico a carattere multidisciplinare di un'area di conca interna alla catena appenninica, la conca di Bojano e Sepino (Molise), finalizzato alla valutazione di pericolosità dei fenomeni naturali su base geologica.

Il rilevamento dei depositi continentali ha evidenziato in area pedemontana quattro unità morfostratigrafiche di conoide sospese a varie altezze rispetto agli alvei attuali: il progressivo terrazzamento di tali unità è stato attribuito all'interazione tra clima ed attività tettonica distensiva. In area di pianura è stata riconosciuta un'unità lacustre terrazzata, per motivi climatici, rispetto all'unità delle alluvioni recenti. Datazioni radiometriche e alcune caratteristiche dei profili di suolo hanno consentito di riferire le tre unità di conoide terrazzate al Pleistocene superiore e il termine del riempimento lacustre nella piana al passaggio Pleistocene superiore-Olocene.

L'analisi delle superfici relitte ha messo in evidenza nell'evoluzione dell'area nel Quaternario il ruolo del clima e soprattutto dell'attività tettonica distensiva lungo le faglie bordiere: superfici riferibili al bacino di S.Massimo, di età compresa tra il Pleistocene inferiore e medio, sono state dislocate di diverse centinaia di metri, suggerendo tassi di scorrimento di lungo periodo (quaternari) dell'ordine di qualche frazione di mm/anno. Analisi morfometriche di dettaglio confermano gli stessi ordini di grandezza dei tassi di scorrimento anche nelle ultime decine di migliaia di anni.

L'attività molto recente lungo le faglie bordiere è stata documentata, oltre che dagli effetti sul terreno relativi a forti terremoti storici (1805), anche da evidenze di fagliazione in superficie sul versante matesino.

Lo studio dei suoli ha consentito di individuare aree di pianura interessate da processi significativi di erosione lineare e sovralluvionamento (profili per nulla evoluti tipo *entisuolo*) ed aree relativamente più stabili, caratterizzate da processi erosivi e deposizionali modesti (profili moderatamente evoluti, tipo *inceptisuolo*). Dati di indagini geognostiche hanno consentito in alcuni casi di definire in più punti la velocità di deposizione dei depositi alluvionali e colluviali durante l'Olocene, che è risultata generalmente dell'ordine di qualche frazione di mm/anno. Da studi storico-archeologici sono emerse velocità di deposizione della stessa entità anche nel periodo storico.

Sulla base dei dati acquisiti, l'evoluzione geologica plioquaternaria dell'area di Bojano e Sepino può essere schematizzata nelle seguenti tappe: tra il Pliocene e il Pleistocene inferiore l'assetto geologico strutturale dell'area in esame era caratterizzato da un'anticlinale costituita prevalentemente da depositi di piattaforma carbonatica e di transizione sovrascorsa (piega-faglia) su depositi terrigeni miocenici. L'attività tettonica trascorrente ha agito prevalentemente secondo linee comprese tra N270° e N300°. Il Bacino lacustre di S. Massimo (Brancaccio *et al.*, 1979), si è probabilmente formato al termine di questa fase.

Almeno dal Pleistocene medio ha avuto inizio l'attività tettonica di tipo distensivo secondo una direzione di massima estensione circa NE-SO. La formazione della struttura a graben della conca di Bojano attuale è riferibile a questa fase tettonica: si è avuto un progressivo sollevamento dei due fronti montuosi ed una zona centrale in rapida subsidenza, sede di ingente deposizione lacustre e fluviale. Il riempimento della conca è stato fondamentalmente controllato dal clima: condizioni climatiche fredde e aride hanno favorito i processi di aggradazione nelle due piane mentre condizioni di clima caldo ed umido sono state favorevoli alla reincisione dei depositi e al loro terrazzamento. Inoltre, sembrano aver avuto un ruolo importante le soglie poste all'inizio della valle bifernina e alla stretta di Sassinoro.

Attualmente la deposizione lacustre non è più attiva: la superficie sommitale del riempimento lacustre è reincisa dai reticoli idrografici del Biferno e del Tammaro, i quali depositano le proprie alluvioni nelle aree più depresse. In alcune aree pedemontane si ha deposizione colluviale e di conoide. Dati geomorfologici e stratigrafici insieme a dati di sismicità storica e strumentale indicano che l'attività sismotettonica continua ad essere elevata ancora oggi.

Sulla base di questi dati è stato infine proposto un modello evolutivo a 500 anni.

Il modello individua nella zona analizzata tre diverse tipologie di aree: 1) aree prevalentemente in erosione, al footwall delle principali faglie attive, in sollevamento mediamente di alcuni decimetri; 2) aree interessate da processi significativi di erosione lineare e di deposizione, dell'ordine di qualche cm/secolo; 3) aree a bassa dinamica geomorfologica, favorevole allo sviluppo dei suoli.

Il modello evolutivo tiene conto anche della possibilità che si verifichi nello stesso arco di tempo almeno un evento sismico di magnitudo maggiore di 6.5, in corrispondenza del quale occorre prevedere in superficie effetti analoghi a quelli segnalati anche in corrispondenza dei forti terremoti storici.

Occorre precisare che il modello si fonda sul principio che il livello di attività tettonica ed il clima non mutano in maniera significativa nei prossimi 500 anni e che non tiene conto del ruolo dell'uomo. Tuttavia questo modello fornisce gli ordini di grandezza dei processi morfogenetici attivi e costituisce pertanto uno strumento di notevole importanza per la valutazione della pericolosità dei fenomeni naturali.



# CAPITOLO 1

## Introduzione

*Nec vero supra terram, sed etiam in intimis eius tenebris plurimarum rerum latet utilitas, quae ad usum hominum orta ab hominibus solis invenitur.* (Cicerone, De deorum natura, Libro II, cap. 64)

E non contenti di riguardare la superficie terrestre, fatevi a penetrare nelle sue profonde viscere: vi vedrete ancora un'infinità di cose utili che, fatte per l'uomo, non sono state scoperte che dall'uomo"

*Inde victor exercitus Bovianum ductus. Caput hoc erat Pentrorum Samnitium longe ditissimum atque opulentissimum armis virisque* (Tito Livio, Historia, Libro IX, cap. 31)

Quindi l'esercito vincitore fu condotto a Bojano. Questa era la capitale dei Sanniti Pentri, di gran lunga la più ricca e la più potente per armi e per uomini

### ***1. 1. Obiettivo e motivazione della ricerca***

La storia ci insegna che il successo di una civiltà è stato spesso legato allo sviluppo in aree caratterizzate da bassi livelli di pericolosità connessa ai fenomeni naturali. Se nel passato la scelta delle aree di sviluppo avveniva in maniera abbastanza casuale, oggi giorno l'esperienza diretta con eventi naturali più o meno catastrofici (terremoti, alluvioni, frane) ha maturato nell'uomo la consapevolezza dell'importanza di privilegiare aree ove la dinamica geologica in superficie fosse ragionevolmente contenuta.

Il continuo bisogno di nuove aree di sviluppo, specialmente nelle ultime decine di anni, ha però reso necessario che le attività umane si espandessero anche in zone a pericolosità geologica elevata: ad esempio in Italia negli ultimi decenni si è assistito ad una notevole espansione urbanistica ed industriale in aree ad elevata sismicità quali le conche interne alla catena appenninica.

Pertanto da alcuni anni, nella pianificazione territoriale e nella progettazione è stato introdotto il concetto di "rischio geologico" esprimibile come "il prodotto della pericolosità per la vulnerabilità". Nella valutazione di tale rischio assume un ruolo sempre più importante il geologo: egli è in grado di riconoscere le modificazioni recenti di un'area, di individuare i processi geologici responsabili di tali modificazioni, di valutarne la pericolosità, di individuare e delimitare le aree maggiormente a rischio. I

recenti progressi scientifici e tecnologici nel campo delle Scienze della Terra in questi ultimi anni consentono, oggi più che in passato, di definire e mitigare tale rischio.

In questo contesto, l'obiettivo primario di questa ricerca è la ricostruzione dell'evoluzione geologica recente di un'area di conca interna alla catena appenninica, finalizzata alla stima anche quantitativa dei vari processi geologici che ne controllano la morfogenesi. La valutazione si fonda su una serie di vincoli di tipo quantitativo relativi all'evoluzione recente dell'area dedotti dall'applicazione di diverse tecniche geologiche. In tal modo si vuole anche verificare se queste tecniche consentono di ricavare stime di tipo quantitativo. In particolare ci si è riferiti all'evoluzione geologica olocenica, ovvero negli ultimi 10.000 anni: questo periodo costituisce infatti una finestra temporale ragionevolmente estesa ma comunque rappresentativa dei processi morfoevolutivi attuali. Si assume inoltre che l'Olocene sia anche abbastanza rappresentativo dei processi che caratterizzeranno l'area nelle prossime centinaia di anni. I vincoli quantitativi relativi all'evoluzione olocenica dell'area costituiscono dunque i dati di base per definire un modello evolutivo nel breve-medio periodo: si è scelto un periodo di 500 anni, che rappresenta un periodo di osservazione di riferimento significativo in termini probabilistici per un'opera per cui è prevista una durata di circa 50 anni (si vedano in tal senso le specifiche dell'“Eurocodice 8” relative alla pericolosità sismica, Slejko, 1995).

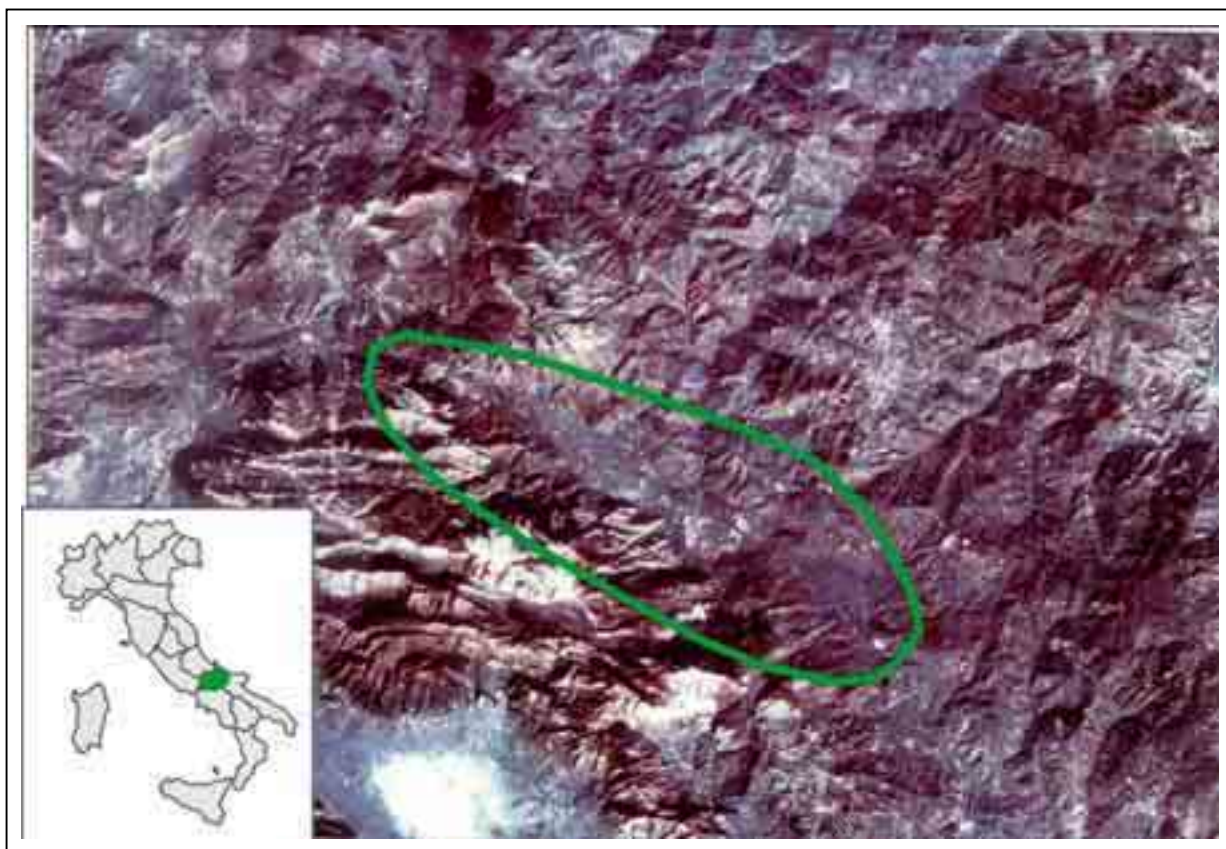
E' stata prescelta la conca intermontana di Bojano<sup>1</sup> e Sepino (Molise, Fig. 1.1) poiché in quest'area sussistono una serie di condizioni che la rendono di particolare interesse e rappresentativa di altre conche interne alla catena appenninica. Infatti:

- si tratta di un'area ad attività tettonica rilevante e dunque ad elevata pericolosità sismica: i dati storici e strumentali indicano una sismicità elevata, in grado di produrre effetti significativi in superficie e dunque di influire sulla morfogenesi del territorio. Inoltre l'area interseca lo spartiacque appenninico in un punto in cui questo si trova in una posizione particolarmente esterna della catena, ad indicare elevati tassi di sollevamento della catena;
- si tratta di un'area ad elevata vulnerabilità: negli ultimi anni, specialmente la piana di Bojano è stata interessata da un elevato sviluppo urbano ed industriale;

---

<sup>1</sup> I termini Boiano (con la i) e Bojano (con la j) sono entrambi corretti e vi sono ragioni valide per scrivere in ambedue i modi (Campanella, 1997): in questo lavoro si è preferito utilizzare il termine con la j (Bojano) che viene utilizzato anche nelle carte intestate degli uffici comunali.

- nella zona sono presenti molti siti di interesse storico-archeologico, soprattutto relativamente alle civiltà sannitiche e romane. Questi siti possono costituire in alcuni casi un importante *marker* di tipo stratigrafico in grado di arricchire e completare il quadro evolutivo recente comunque definito mediante l'applicazione di tecniche più propriamente geologiche.



*Fig. 1.1: Immagine da satellite dell'area in esame: la linea verde delimita l'area studiata in dettaglio.*

## ***1.2. Aspetti metodologici***

### **1.2.1. Strumenti di indagine**

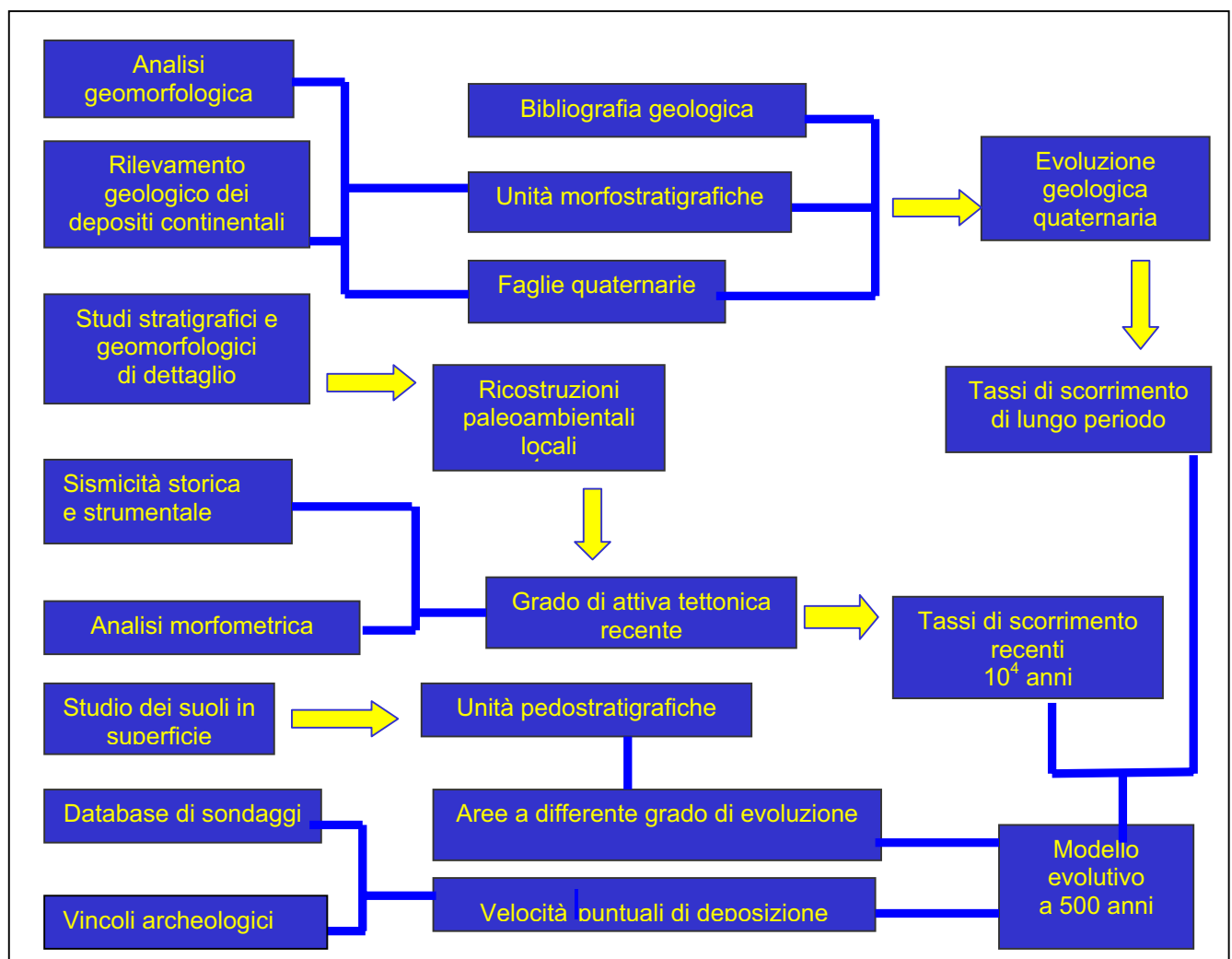
Per delineare un modello evolutivo nel passato che consenta di definire modelli predittivi nel breve-medio termine, l'approccio è stato dunque multidisciplinare.

La ricerca ha previsto l'utilizzo di diversi strumenti di indagine quali:

- ricerche bibliografiche con particolare riferimento alla letteratura geologica, storica e archeologica;

- la consultazione di banche dati di varia natura (Annali Idrologici, cataloghi di sismicità storica, catalogo AVI) e la realizzazione di nuove banche dati (database di sondaggi geognostici);
- il rilevamento geologico dei depositi continentali e in particolare analisi stratigrafiche di dettaglio su sezioni naturali ed in cava;
- l'analisi geomorfologica e morfometrica;
- lo studio dei suoli relativi ai depositi di riempimento della conca.

La ricerca è stata pertanto strutturata secondo lo schema di Fig. 1.2. Le diverse indagini hanno consentito di delineare il quadro evolutivo dell'area a diverse scale temporali: l'analisi geomorfologica ed il rilevamento geologico, unitamente ai dati di letteratura, hanno consentito di delineare l'evoluzione geologica di lungo periodo (quaternaria) dell'area. Le ricostruzioni paleoambientali di dettaglio e lo studio dei suoli hanno consentito di definire l'evoluzione di medio periodo (alcune decine di migliaia di anni). I dati storici e archeologici hanno fornito vincoli relativamente agli ultimi 2500 anni. I dati meteoroclimatici e di sismicità strumentale hanno consentito di definire lo scenario attuale di riferimento climatico e tettonico.



Confrontando i risultati delle varie indagini, la valutazione quantitativa dei processi morfogenetici attivi è stata espressa in termini di tassi di scorrimento delle faglie attive e di tassi di sedimentazione dei depositi. Sulla base di tutti questi dati è stato definito il modello evolutivo a 500 anni (cap. 5).

### 1.2.2. Fasi della ricerca

La ricerca svolta si è articolata nelle fasi seguenti:

♦ Ricerca bibliografica: la prima fase della ricerca è stata dedicata al reperimento e all'analisi critica della bibliografia geologica disponibile per l'area in studio. Questa ricerca ha messo in evidenza la notevole quantità di lavori pubblicati prevalentemente a carattere geologico-stratigrafico e strutturale specialmente per il settore del Matese. D'altra parte è emersa una certa carenza nella cartografia geologica e negli studi sul Quaternario e sulla tettonica recente.

Sono stati consultati anche i cataloghi di sismicità storica e i lavori a carattere macrosismico che hanno evidenziato l'elevato numero di eventi sismici in grado di produrre effetti significativi sul territorio.

Infine, è stata rivolta particolare attenzione alla bibliografia storica e archeologica mediante apposite ricerche bibliografiche presso la Sovrintendenza Archeologica per il Molise e l'Archivio di Stato di Campobasso, che hanno consentito di ricavare alcuni vincoli cronologici puntuali di grande importanza.

♦ Raccolta di dati geognostici e meteo-climatici: al fine di una conoscenza stratigrafica del sottosuolo è stato realizzato un database costituito da n. 139 stratigrafie di sondaggi geognostici eseguiti nell'area in studio. Tali dati sono stati reperiti presso Enti pubblici (prevalentemente Comuni) e privati. Al database si aggiungono le informazioni geognostiche del sottosuolo ricavabili da lavori pubblicati.

Sono anche stati raccolti i dati pluviometrici e termometrici relativamente agli ultimi 30-40 anni, misurati nelle stazioni pluviometriche e termometriche del Servizio Idrografico presenti nell'area esaminata.

♦ Analisi geomorfologica: l'analisi geomorfologica è stata finalizzata prevalentemente alla caratterizzazione morfotettonica dell'area: sono state evidenziate superfici erosive, deposizionali, indizi di neotettonica (scarpate di faglia, faccette triangolari, lineazioni).

Per la fotointerpretazione sono state visionate le foto aeree relative a tre diversi voli (Tab. 1.1).

Tab. 1.1. Voli utilizzati per la fotointerpretazione

<b>Volo</b>	<b>Anno</b>	<b>Scala</b>
ITALIA	1994	1:77.000
BASE	1953	1:33.000
REGIONE MOLISE	1990	1:13.000

♦ Rilevamento geologico dei terreni quaternari: il rilevamento è stato finalizzato alla definizione dei limiti areali e dei caratteri stratigrafici dei terreni quaternari. Per il rilevamento sono state utilizzate le basi topografiche IGM (alla scala 1:25.000) e la Carta Tecnica della Regione Molise (alla scala 1:5.000). Il confronto con i dati geomorfologici ha così consentito di raggruppare i depositi cartografati in un certo numero di unità morfostratigrafiche.

♦ Ricostruzioni paleoambientali di dettaglio: l'analisi geomorfologica ed il rilevamento geologico hanno messo in evidenza alcune aree chiave. Tra queste, particolare attenzione è stata rivolta all'area della conoide di Campochiaro, per la quale è stata ricostruita l'evoluzione paleoambientale mediante analisi geomorfologiche di dettaglio, specifici log stratigrafici e datazioni assolute.

Indagini di dettaglio sono state eseguite su altri siti (Monte Patalecchia e Bacino di Lago, conoide del Torrente Borrello, versante sopra Bojano, etc.).

♦ Studio pedologico della piana di Bojano: tale studio ha avuto come obiettivo la caratterizzazione dei suoli sui depositi continentali di riempimento della piana di Bojano. E' stato così possibile definire il profilo di alterazione di ciascuna delle unità morfostratigrafiche riconosciute (unità pedostratigrafiche).

E' stato eseguito un rilevamento di tipo libero con l'esecuzione di n. 7 profili di suolo e 33 trivellate. Sui campioni prelevati sono state eseguite analisi chimico-fisiche presso il laboratorio dell'Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo di Rieti.

♦ Archiviazione dei dati in formato GIS: i dati territoriali sono stati informatizzati in ambiente GIS mediante uno specifico software (Arcview<sup>®</sup>, prodotto dalla ESRI). Sulla base topografica IGM sono stati costruiti specifici temi poligonali (geologia, geomorfologia), lineari (faglie, idrografia) e puntuali (ubicazione sondaggi, profili di suolo, siti archeologici).

E' stato anche utilizzato un Modello Digitale del Terreno (DTM) della Regione Molise (risoluzione 40 m) da cui è stato possibile definire alcuni tematismi relativi alle caratteristiche del rilievo (isoipse, carta delle pendenze).

Sono allegati al testo i seguenti elaborati cartografici:

- Allegato 1: Carta geologico-geomorfologica, alla scala 1: 25.000
- Allegato 2: Carta delle ubicazioni dei dati puntuali (sondaggi, profili di suolo, siti archeologici), alla scala 1: 25.000.

## CAPITOLO 2

### **L'Appennino meridionale: evoluzione mesocenozoica e quaternaria**

Questo capitolo costituisce un'introduzione alla geologia dell'Appennino meridionale. Nella prima parte viene presentata una sintesi della storia geologica di questo settore tra il Triassico e il Pliocene. Nella seconda parte viene invece approfondito lo stato delle conoscenze sul Quaternario continentale sempre alla scala regionale secondo quanto noto in letteratura.

#### ***2.1. Evoluzione geologica dell'Appennino meridionale***

L'orogeno appenninico meridionale è costituito da tre domini geodinamici: la catena appenninica propriamente detta, l'avanfossa bradanica e l'avampaese apulo.

La catena appenninica, definita in letteratura con il termine “postcollisionale ensialica” (Ogniben, 1985) è costituita da una serie di unità tettoniche sovrapposte messe in posto essenzialmente tra il Miocene e il Pliocene, successivamente collassate in seguito all'instaurarsi di un regime geodinamico estensionale. Lo spessore complessivo delle falde di ricoprimento che costituiscono la catena è dell'ordine di 15.000 metri (D'Argenio *et al.*, 1973).

L'avanfossa bradanica è costituita da una depressione colmata da terreni pliocenici e quaternari per uno spessore complessivo di oltre 3000 metri. Il substrato dell'avanfossa è costituito dal tetto dell'unità della piattaforma apula ribassato a gradinata verso la catena.

L'avampaese apulo è costituito da una successione carbonatica di piattaforma relativamente poco deformata di spessore non inferiore a 6000 metri.

##### 2.1.1. L'evoluzione paleogeografica dal Triassico al Miocene

Le rocce sedimentarie che costituiscono l'intera porzione affiorante dell'orogeno appenninico sono inquadrabili nel ciclo sedimentario connesso alla formazione



dell'oceano della Tetide. Da un punto di vista geodinamico i depositi sono inquadrabili nell'evoluzione di un prisma sedimentario sviluppatosi sul margine passivo meridionale della Tetide.

Conseguentemente al *rifting* della Tetide, già durante il Triassico si è avuta la deposizione abbastanza uniforme in tutta l'area di evaporiti e quindi di carbonati con spessori di centinaia di metri. Quindi, in conseguenza di una fase tettonica probabilmente di età liassica, si è formato un paesaggio più articolato con formazione di domini neritici (rughe) alternati a domini pelagici (solchi). I primi sono stati sede di sedimentazione carbonatica di piattaforma, mentre i secondi sono stati caratterizzati da deposizione pelagica calcarea, marnosa e silicea. Momentanei periodi di emersione hanno interessato i domini neritici durante il Cretaceo e nel Paleogene. All'inizio del Miocene, un'estesa trasgressione marina ha ripristinato la sedimentazione marina su tutta l'area fino all'inizio delle spinte orogenetiche.

La ricostruzione della paleogeografia mesocenozoica costituisce ancora oggi un tema di forte discussione nella comunità scientifica: sono stati proposti modelli assai differenti quali il modello a una piattaforma (Monaco *et al.*, 1994), a due piattaforme (ad esempio Ogniben, 1985) o a sei piattaforme (ad esempio Sgrosso, 1986). Nella descrizione che segue è stato seguito il modello a tre piattaforme e due bacini della scuola napoletana (D'Argenio *et al.*, 1973 e successivi, Fig. 2.1a).

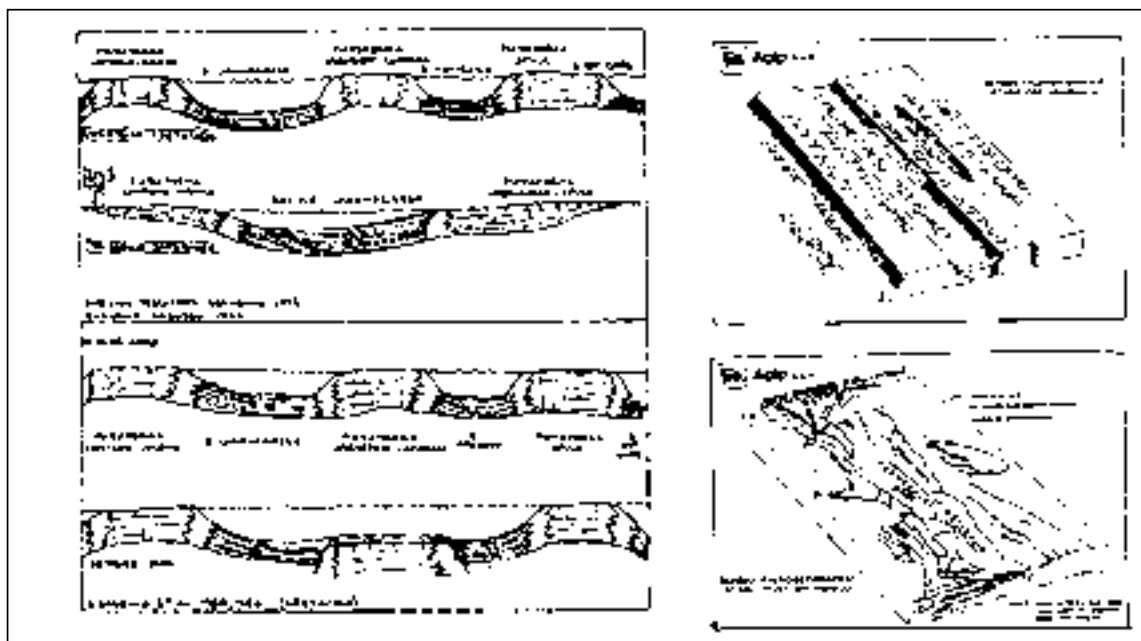


Fig. 2.1. Alcuni modelli paleogeografici proposti per l'Appennino meridionale:  
a) D'Argenio *et al.* (1988); b) Mostardini & Merlini (1986).

Dalle unità più interne verso quelle più esterne si distinguono:

- **Complesso Liguride Auct.:** rappresenta la successione più interna poggiante su crosta oceanica. Generalmente viene suddiviso (Bonardi *et al.*, 1988) in:

- Unità del Frido (Cretaceo?): metamorfiti e sedimenti in facies pelagica con grossi blocchi ofiolitici al suo interno.

- Unità del Cilento: successioni silicoclastiche e calcarenitiche (Formazioni delle *Crete Nere* e del *Saraceno*) di età Cretaceo-Oligocene cui seguono successioni di depositi di flysch sinorogenici (Formazioni di *Pollica*, *S. Mauro* e *Albidona*) di età Burdigaliano-Langhiano, indicativi della prima fase di messa in posto della catena appenninica.

- **Complesso Sicilide:** la formazione di gran lunga predominante è quella della cosiddette *Argille Varicolori* (Cretaceo-Eocene), di colore nero, grigio, rosso e verde, sempre intensamente tettonizzate. Ogniben (1969) individua un Membro Argilloso Inferiore potente 500-800 m, un Membro Sant'Arcangelo caratterizzato da intercalazioni calcarenitiche e marnose, potente 800 m ed un Membro Argilloso Superiore potente 500 m. Studi più recenti hanno attribuito alla formazione delle Argille Varicolori un'età più recente (Oligocene-Miocene basale, Patacca *et al.*, 1992).

Sopra le Argille Varicolori poggiano stratigraficamente le *Tufiti di Tusa*, caratterizzate da 200-300 m di alternanze di marne e calcari con caratteristici livelli di tufiti andesitiche verdi e azzurre.

Occorre comunque ricordare che altri modelli hanno ipotizzato per le Argille Varicolori una posizione paleogeografica più esterna, ad Est della piattaforma campano-lucana, come serie sommitale del Bacino Lagonegrese-molisano (Centamore *et al.*, 1971; Mostardini & Merlini, 1986).

- **Piattaforma Campano-Lucana:** piattaforma carbonatica potente circa 5.000 m.

Appartenevano a questo dominio di piattaforma le unità di Alburno-Cervati e Bulgheria-Verbicaro.

La successione stratigrafica è costituita da dolomie di età triassica su cui poggia una successione calcarea prevalentemente di retroscogliera giurassico-cretacea. Su di essa trasgrediscono calcareniti (Aquitaniense) e quindi depositi in facies di flysch. Da notare nell'unità di Bulgheria-Verbicaro la presenza di intercalazioni di lave limburgitiche di età Cretaceo superiore.

- **Bacino Lagonegrese:** successione di depositi di mare profondo tra il Trias medio ed il Miocene di spessore complessivo di circa 2000 metri.

In Scandone (1967) viene descritta la porzione triassico-giurassica della serie lagonegrese (la cosiddetta "serie calcareo-silico-marnosa"), e sono introdotte le seguenti formazioni:

- *Formazione di M. Facito* (Ladinico): alternanze di argille, marne, siltiti, arenarie, calcareniti, breccie e conglomerati, con intercalati calcari massicci di scogliera. Spessore: 200 metri.
- *Calcari con liste e noduli di selce* (Carnico-Norico): calcilutiti, calcari dolomitici e dolomie con liste e noduli di selce. Spessore: tra 150 e 500 metri.
- *Scisti Silicei* (Dogger-inizio Malm): radiolariti, marne e argilliti silicifere, subordinatamente breccie calcaree gradate. Spessore: tra 60 e 250 metri.

- *Flysch galestrino* (Malm): alternanza di argilliti, marne e calcilutiti più o meno silicifere, subordinatamente brecciole gradate. Spessore: circa 500 metri.

Sopra la serie calcareo-silico-marnosa poggiano

- il *Flysch Rosso* (Cretaceo-Miocene): facies di scarpata quali argilliti rosse e verdi, arenarie, calcareniti e calciruditi. di età;
- le *Arenarie di Stigliano* o *Flysch Numidico* (Langhiano)

- **Piattaforma Abruzzese-Campana:** piattaforma carbonatica potente oltre 3000 m, costituiva un alto strutturale tra il Bacino Lagonegrese ed il Bacino Molisano. Sono riferibili a questo dominio paleogeografico le unità di Matese-Monte Maggiore e di Monte Alpi (secondo altri modelli, interpretabile come un *klippe* nelle successioni lagonegresi).

La successione è dolomitica nel Trias superiore-Lias Inferiore, quindi diviene prevalentemente calcarea fino al Cretaceo. Il Paleogene è quasi sempre assente. Sui calcari cretacei trasgrediscono i terreni miocenici di natura calcarenitica e marnosa (Formazioni di *Montagnola*, *Cusano* e *Longano*) quindi arenacea (Formazione di *Frosolone*, di *Pietraroia*, *Flysch di S. Bartolomeo*) che datano la messa in posto della catena appenninica in questo settore (Tortoniano).

I caratteri stratigrafici di questa serie sono approfonditi al cap. 3.1.1.

- **Bacino Molisano:** successione bacinale di cui è noto in affioramento a Nord del Matese soltanto l'intervallo Cretaceo-Miocene mentre il resto è stato ricostruito in pozzo (Frosolone I, Pieri, 1966). Dal basso verso l'alto distinguiamo dolomie selcifere, argilliti e radiolariti, ruditi e areniti carbonatiche.

I caratteri stratigrafici di questa serie sono approfonditi al cap. 3.1.1.

- **Piattaforma Apula:** successione carbonatica di età giurassico-cretacea poggianti su una successione di *sinrift* di natura evaporitica e dolomitica (Anidriti di Burano) di età triassica, peraltro nota solo in sottosuolo (pozzo Puglia 1, Mostardini & Merlini, 1986).

I termini giurassici sono costituiti da circa 3000 m di facies prevalentemente dolomitiche. Il Cretaceo è caratterizzato da facies carbonatiche di piattaforma interna (2000 metri di micriti) affioranti nelle Murge, nel Salento e nel Gargano Centro-Occidentale, e da facies di piattaforma esterna (calcari oolitici e biocalcarenitici) affioranti nella zona del Lago di Varano e di Mattinata.

- **Bacino Est-Garganico:** caratterizzata da facies calcareo-dolomitiche con liste e noduli di selce passanti a fitte alternanze di calcilutiti silicifere e di marne silicee. Lo spessore è di circa 1300 m (Ricchetti *et al.*, 1988).

Un modello alternativo fondato invece su dati di pozzo (Mostardini & Merlini, 1986, Fig. 2.1b) prevede una sola piattaforma (Piattaforma Appenninica) anziché due (campano-lucana e abruzzese-campana), un solo bacino (Bacino Lagonegrese-

Molisano) e due piattaforme apule (Piattaforma Apula Interna e Piattaforma Apula Esterna) separate da un nuovo bacino (Bacino Apulo).

### 2.1.2. La tettonica neogenica e quaternaria

- **Fasi compressive:** già dalla fine del Cretaceo, conseguentemente alle prime fasi di chiusura della Tetide iniziano ad Ovest i primi sollevamenti delle aree più interne. D'altra parte solo all'inizio del Miocene, la tettonogenesi compressiva coinvolge in maniera significativa anche i settori più esterni del prisma sedimentario.

Il modello di D'Argenio *et al.* (1973) prevede, a partire dall'Aquitano fino a parte del Langhiano, una trasgressione marina estesa a tutta la piattaforma Campano-Lucana (Selli, 1957), con deposizione calcarea di ambiente neritico. Nel Langhiano le spinte compressive determinano l'accavallamento di unità interne (Complesso Sicilide) e della Piattaforma Campano-Lucana sulle successioni lagonegresi. Si forma il Bacino Irpino che costituisce il bacino di avanfossa miocenica della catena appenninica in formazione. Quindi, tra il Tortoniano e il Pliocene inferiore-medio le spinte compressive coinvolgono i settori nord-orientali, determinando la messa in posto dell'Unità Matese-Monte Maggiore sulle Unità Sannitiche.

Recenti studi (Sgrosso, 1998) in base alle nuove conoscenze sull'età delle successioni terrigene in Appennino meridionale hanno proposto per il Miocene uno schema articolato in sei fasi:

*Aquitano:* le zone interne sono già deformate, mentre quelle esterne rispecchiano ancora i tratti essenziali della paleogeografia paleogenica. La trasgressione si verifica sul margine interno della Piattaforma campana.

*Burdigaliano:* un ribassamento graduale coinvolge anche le zone più esterne.

*Langhiano:* la trasgressione interessa tutta la piattaforma. Nel bacino di Lagonegro si accumulano spessori notevoli di materiale arenaceo (Flysch Numidico).

*Serravalliano:* la deformazione arriva a coinvolgere la Piattaforma campana interna e parte del bacino di Lagonegro.

*Tortoniano:* ulteriori sovrascorrimenti "fuori sequenza" interessano le porzioni più interne. Inizia lo stato di avanfossa del bacino Molisano, ed inizia l'arrivo delle coltri delle Sicilidi (Argille Varicolori con olistoliti calcarei).

*Messiniano:* la deformazione coinvolge anche la Piattaforma abruzzese-campana, mentre continua l'arrivo delle Sicilidi.

Le spinte compressive continuano anche nel Pliocene e, limitatamente ai settori più orientali, anche nel Pleistocene.

- **Fasi trascorrenti:** le strutture legate alla precedente tettonica compressiva sono interessate, soprattutto nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore, da tettonica trascorrente

e transtensiva: nella zona altomolisana ciò si verifica prevalentemente secondo linee OSO-ENE (Corrado *et al.*, 1998). Dati paleomagnetici inducono inoltre a ritenere che questa fase sia responsabile di rotazioni di blocchi, che hanno interessato anche la regione matesina (Iorio & Nardi, 1988).

- **Fasi distensive:** ha quindi inizio l'attività tettonica distensiva che ancora oggi è attiva in gran parte dell'orogeno appenninico. In realtà, già a partire dal Tortoniano superiore nell'area tirrenica si era instaurato un regime tettonico distensivo. Quindi la distensione ha interessato le porzioni più orientali, coinvolgendo settori sempre maggiori della catena. Contemporaneamente, nelle aree orientali non ancora interessate dalla distensione è rimasta attiva la deformazione compressiva.

Questa coesistenza tra regime distensivo nel Tirreno e compressivo nella porzione orientale della catena è stato interpretato con la presenza di un piano di subduzione sotto l'Appennino in cui il Tirreno viene interpretato come un bacino di retroarco (Cinque *et al.*, 1993; Doglioni, 1998). Da un punto di vista geodinamico, tale subduzione sembra essere attiva ancora oggi, come confermano anche i dati sismologici (Amato, 1998).

## ***2.2. Stato delle conoscenze sul Quaternario continentale in Appennino meridionale***

### **2.2.1. Il contributo degli studi geomorfologici**

Un notevole contributo alle conoscenze sul Quaternario continentale è stato offerto dagli studi geomorfologici. I risultati più significativi di questi studi sono:

- ♦ **Superfici di spianamento a scala regionale:** gli studi geomorfologici regionali hanno messo in luce l'esistenza di una superficie sommitale di spianamento (*Paleosuperficie Auct.*) estesa a gran parte dell'Appennino meridionale indicativa di un periodo di sosta dei sollevamenti della catena, collocabile nel Pliocene inferiore-medio (Brancaccio & Cinque, 1988). Tale superficie è stata successivamente dislocata dagli eventi tettonici successivi. Ad Est della catena è stata riconosciuta una superficie di abrasione marina che taglia i depositi di avanfossa e che sarebbe pertanto più recente (Pliocene medio, Ortolani & Pagliuca, 1988). La presenza di un paesaggio analogo a bassa energia di rilievo è stata segnalata anche in Appennino centro-settentrionale (Paleosuperficie sommitale, Demangeot, 1965; Dramis, 1992).

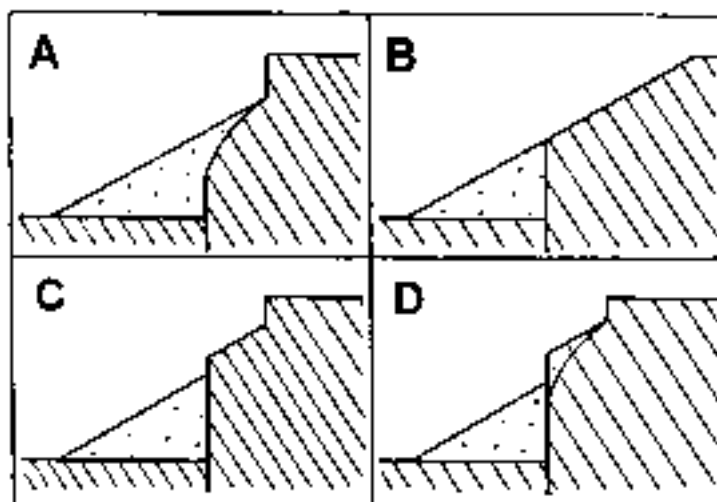
- ◆ *Controllo del reticolo idrografico*: l'analisi geomorfologica ha consentito inoltre di osservare che l'attuale assetto del reticolo idrografico è stato fortemente controllato sia dalle strutture passive sia dalla tettonica plio-quadernaria. In particolare, Amato *et al.* (1995) nel descrivere l'evoluzione del reticolo idrografico dell'Appennino meridionale ha evidenziato gli effetti principali di questo controllo strutturale: una marcata asimmetria nello sviluppo della rete idrografica ed un notevole disaccoppiamento tra la linea delle massime cime e la linea spartiacque principale.
- ◆ *Fase tettonica trascorrente*: l'analisi geomorfologica ha consentito di vincolare l'età della tettonica trascorrente nell'Appennino Campano al Pliocene, con rigetti fino ad alcune centinaia di metri (Ascione & Cinque, 1995). In alcuni casi l'analisi geomorfologica ha evidenziato anche movimenti trascorrenti di modesta entità tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, precedenti e/o contemporanei alle fasi distensive.
- ◆ *Fase tettonica distensiva*: Brancaccio & Cinque (1988) ha distinto l'attività tettonica distensiva in almeno due fasi: la prima fase, inquadrabile agli inizi del Pleistocene inferiore, ha sbloccato la Paleosuperficie *Auct.* ed ha favorito l'individuazione di bacini costieri ed intermontani. Il veloce approfondimento (anche 2 mm/anno) di tali bacini ha favorito la deposizione di potenti successioni fluviali e lacustri. La seconda fase distensiva, iniziata nel Pleistocene medio e tuttora attiva, ha determinato l'assetto strutturale dei bacini attuali. Anche la formazione delle conche di Bojano e Sepino è riferita in massima parte a queste due fasi tettoniche (Russo & Terribile, 1995).

### 2.2.2. La tettonica distensiva recente ed attuale

La definizione del livello di attività tettonica distensiva recente ed attuale in Appennino meridionale resta invece un tema ancora aperto. In particolare, non è chiaro se i tassi di scorrimento delle faglie attive nel Pleistocene superiore-Olocene siano o meno della stessa entità dei tassi di scorrimento di lungo periodo (Pleistocene inferiore e medio).

Studi condotti sui versanti di faglia che bordano i bacini intermontani in Appennino meridionale (Ascione & Cinque, 1997) hanno evidenziato che le scarpate alla base (definite genericamente "scarpate su faglia") sono nella maggior parte dei casi interpretabili come "scarpate di linea di faglia" nate per erosione morfoselettiva lungo

una disgiunzione tettonica non attiva. I versanti caratterizzati da attività tettonica tardoquaternaria, caratterizzati da un tratto rettilineo basale con carattere di liscione di faglia, poco o nulla degradato (il cosiddetto “nastrino” di alcuni Autori, caso C di Fig. 2.2) sono abbastanza infrequenti in Appennino meridionale. Secondo Ascione & Cinque (1997), ciò suggerirebbe che l’attività tettonica distensiva, assai elevata nel Pleistocene inferiore e medio, ha registrato nel tardo Quaternario una completa inattività o quantomeno blandi ritmi medi di dislocazione, dell’ordine di pochi cm per millennio.



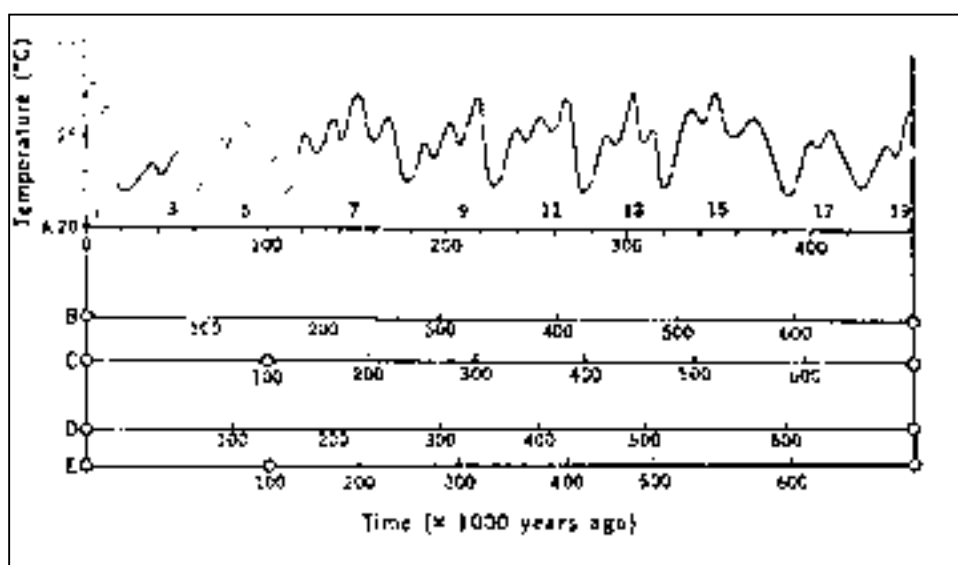
*Fig. 2.2.: Modificazioni della geometria esterna ed interna di un versante di Lehmann (da Ascione & Cinque, 1995). A: la faglia è attiva durante la prima parte del replacement, ma non nella seconda parte; B. la faglia è attiva sino alla fine del replacement; C. la faglia è stata attiva anche in tempi molto recenti; D. la faglia ha recentemente rigiocato dopo un lungo periodo di attività. Secondo Ascione & Cinque (1995) il caso C è una situazione alquanto infrequente in Appennino meridionale.*

D’altra parte i dati di sismicità storica e strumentale (par. 3.2) indicano che in Appennino meridionale la distensione è tuttora attiva. Inoltre, studi di paleosismicità condotti su faglie ad attività olocenica in Irpinia (Pantosti *et al.*, 1993) e nella zona del Pollino (Vittori *et al.*, 1995) hanno chiaramente evidenziato che, almeno localmente, i tassi di scorrimento olocenici sono anche superiori a 0.5 mm/anno e dunque ben confrontabili con i tassi di scorrimento di lungo periodo.

### 2.2.3. Il ruolo del clima nel Quaternario continentale

Il clima durante il Quaternario è stato assai mutevole, con variazioni significative sia di temperatura sia di piovosità. Tali variazioni sono imputabili principalmente a lenti movimenti dell'asse terrestre, con periodicità di alcune decine di migliaia di anni.

Già agli inizi del secolo furono riconosciute sulle Alpi le evidenze geologiche di cinque fasi glaciali a partire dal Pliocene superiore (Penck & Bruckner, 1909). Negli anni '30 fu elaborata la curva delle paleotemperature o curva di Milankovic, costruita sulla base dell'elaborazione di una serie di dati astronomici che hanno influito sulle oscillazioni climatiche. Un notevole contributo alle conoscenze dei climi del passato specie nell'area italiana è stato portato anche dalla paleontologia (gli studi condotti sui vertebrati e sugli organismi dulcicoli), dalla sedimentologia (le analisi su quei sedimenti in cui sono identificabili ritmi annuali, quali le varve ) e dalla paleobotanica (le analisi sui pollini dispersi nei sedimenti). Attualmente, grazie agli studi degli isotopi dell'ossigeno eseguiti nei sedimenti dei fondali oceanici, conosciamo in gran dettaglio la curva delle paleotemperature relativa a buona parte del periodo quaternario (Emiliani & Shackleton, 1974 e successivi, Fig. 2.3): sono stati individuati oltre sessanta stadi isotopici principali, corrispondenti a punte calde o fredde, e diversi picchi secondari.



*Fig. 2.3. Curva degli isotopi dell'ossigeno dal Pleistocene medio ad oggi: con i numeri dispari sono indicati gli stadi isotopici caldi (da Emiliani & Shackleton, 1974).*



L'effetto più rilevante delle variazioni climatiche sono state le oscillazioni eustatiche: variazioni di temperatura a scala globale comportano la formazione o lo scioglimento di calotte polari e conseguentemente oscillazioni del livello marino a scala globale (glacioeustatismo).

Ma anche sui processi deposizionali gli effetti delle variazioni climatiche sono stati notevoli: nelle grandi valli fluviali, specie in prossimità del mare, le fasi più fredde ed aride a causa dell'abbassamento del livello marino sono state favorevoli al ringiovanimento dei reticoli idrografici. Durante le fasi più calde ed umide la risalita del livello marino ha invece favorito i processi di sovralluvionamento.

In valli fluviali di modeste proporzioni e soprattutto nelle aree interne alla catena appenninica invece, ha assunto notevole importanza l'effetto delle variazioni climatiche sull'entità del trasporto solido: condizioni di clima freddo ed arido hanno favorito sui versanti i processi crioclastici e dunque la produzione di detrito in gran quantità. Ne consegue che climi freddi ed aridi hanno favorito i processi di aggradazione. Viceversa, condizioni di clima caldo ed umido hanno sortito l'effetto di diminuire il trasporto solido e conseguentemente la progressiva reincisione e terrazzamento dei depositi ( ad esempio Nesci *et al.*, 1991; Giraudi, 1988).

- ◆ *Markers paleoclimatici nel Pleistocene:* il Pleistocene inferiore e medio è stato caratterizzato da lunghi periodi freddi alternati a momenti più miti. Generalmente il quadro climatico relativo a depositi di alcune centinaia di migliaia di anni viene definito mediante l'analisi pollinica. In alcuni casi, informazioni paleoclimatiche sono state ricavate da studi paleoambientali di gran dettaglio (si veda ad esempio lo studio del sito paleolitico di La Pineta, presso Isernia, che ha consentito di definire informazioni paleoclimatiche relativamente al passaggio Pleistocene inferiore-medio, cap. 3.6.1).

Per quanto riguarda il Pleistocene superiore, un primo *marker* paleoclimatico di tipo geomorfologico è costituito dalla linea di riva tirreniana che rappresenta una fase climatica più calda di quella attuale (circa 125.000 anni fa, stadio 5 della curva degli isotopi dell'ossigeno). La linea di riva tirreniana si trova mediamente a circa 8 m sopra l'attuale livello dei mari. Nei ghiacciai alpini, tale fase corrisponde all'interglaciale Riss-Wurm. Nelle aree interne tale *marker* è rappresentato da indicatori geomorfologici e stratigrafici di clima caldo e di stabilità geomorfologica (paleosuoli, depositi travertinosi, faune di clima caldo, etc.).

Alla fine del Pleistocene superiore un secondo *marker* di riferimento è costituito dallo stadio isotopico 2 che rappresenta la punta più fredda dell'ultima fase glaciale (noto in letteratura come Ultimo Pleniglaciale o Wurm III) inquadrabile a circa 18.000 anni dal Presente: simili condizioni climatiche hanno determinato un abbassamento del livello medio dei mari di circa 120 m (minimo livello durante il Quaternario). Nelle aree continentali tali condizioni climatiche hanno favorito l'erosione regressiva nei corsi d'acqua e i processi erosivi sui versanti, con formazione di imponenti falde detritiche pedemontane stratificate (*grèzes litées*, sensu Castiglioni *et al.*, 1979).

Studi di notevole dettaglio in ambiente continentale e costiero (ad esempio Calderoni *et al.*, 1995; Antonioli & Ferranti, 1996) hanno messo in luce il record geologico di oscillazioni climatiche di minore entità durante il Pleistocene superiore (ad esempio lo stadio 3).

L'aumento della temperatura successivo all'ultima fase glaciale ha favorito lo scioglimento delle masse glaciali e la conseguente risalita del livello medio marino alla scala globale (fase Tardiglaciale, Fig. 2.4). Tale risalita già intorno a 9.000 anni dal Presente aveva quasi raggiunto i livelli attuali. Dalle diverse curve paleoclimatiche proposte per questa fase di deglaciazione risulta evidente la presenza di tre picchi freddi (*Oldest Dryas*, *Older Dryas* e *Younger Dryas*) separati da un paio di picchi caldi (*Bølling* e *Allerød*). Per approfondimenti si rimanda a Orombelli & Ravazzi (1996) e relativa bibliografia. Studi paleoclimatici condotti in Italia centrale in pianure intermontane, hanno messo in evidenza diverse situazioni in cui modificazioni geomorfologiche e stratigrafiche sono imputabili a questi momentanei episodi di raffreddamento e inaridimento del clima durante la fase di deglaciazione (Giraudi, 1996).

- ♦ *Il clima nell'Olocene*: l'Olocene è generalmente definito come il periodo geologico più recente, iniziato 10.000 anni fa (Fig. 2.4).

La fase di deglaciazione è ormai terminata e conseguentemente le oscillazioni del livello marino sono ormai dell'ordine di qualche metro. In ambiente costiero si formano i corpi di spiaggia più recenti e nelle valli fluviali prossime alla costa si instaurano condizioni favorevoli al sovralluvionamento.

Le conoscenze sull'Olocene derivano prevalentemente da studi geomorfologici di dettaglio in ambiente costiero (Antonioli & Silenzi, 1998 e relativa bibliografia) e lacustre (ad esempio Follieri *et al.*, 1989; Giraudi & Narcisi, 1994). Risultati notevoli

derivano anche da studi multidisciplinari di geologia e archeologia che hanno consentito di vincolare cronologicamente ricostruzioni paleoambientali di dettaglio (ad es. Ortolani & Pagliuca, 1991, Schiattarella, 1993).

Relativamente agli ultimi duemila anni anche la documentazione storica ha avuto un ruolo decisivo soprattutto attraverso la documentazione relativa a catastrofi naturali (eventi sismici, frane, alluvioni). Anche dati apparentemente poco indicativi (ad esempio l'entità dei raccolti di specifiche colture nelle varie annate) si sono rivelati utili per lo studio delle modificazioni climatiche durante il periodo storico (Le Roy Ladurie, 1980).

Da tutti questi studi è emerso che l'Olocene è stato caratterizzato fondamentalmente da un clima caldo-umido, all'interno del quale alcuni periodi si sono contraddistinti per condizioni climatiche particolari: tra questi occorre citare il periodo definito "*Optimum climaticum*" (circa tra 9.000 e 5.000 anni fa) caratterizzato da temperature leggermente più calde rispetto all'attuale e la cosiddetta "*Piccola Era Glaciale*" (tra il XVI e il XIX secolo d.c.) indicativa di condizioni climatiche più fredde e probabilmente più aride.

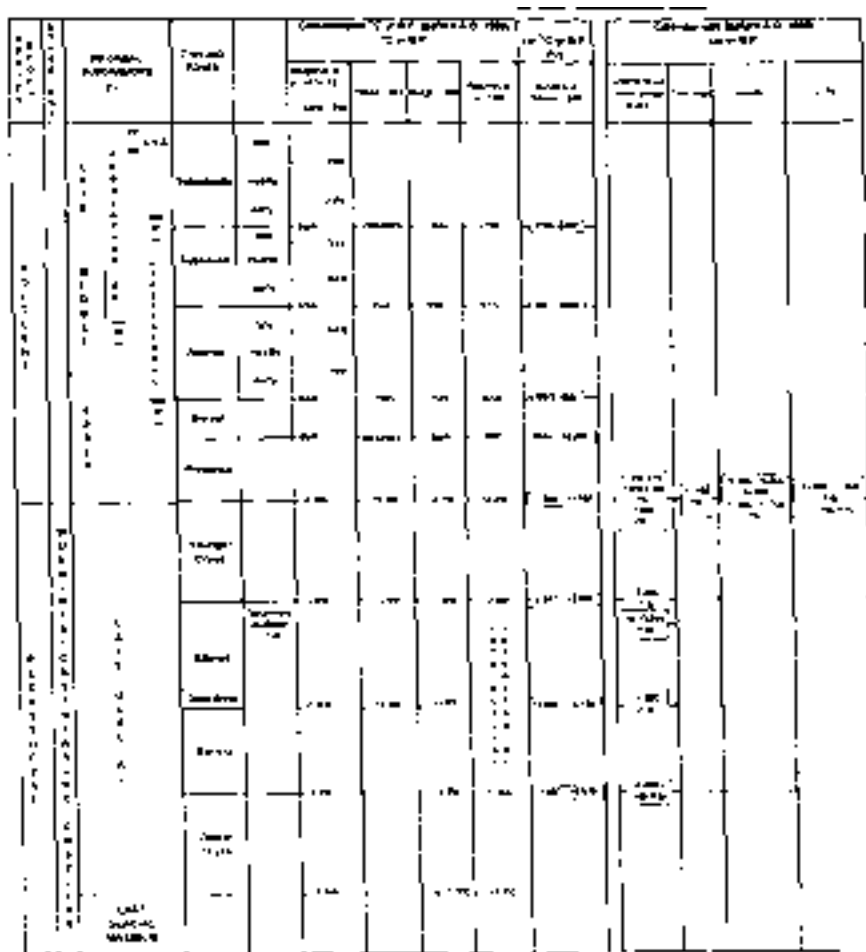


Fig. 2.4. Cronostratigrafia e geocronologia tra il Tardiglaciale e l'Olocene in base ai più recenti lavori disponibili in letteratura (da Orombelli & Ravazzi, 1996).

#### 2.2.4. Cenni sul vulcanismo quaternario nell'area campana

A completamento di questo capitolo è opportuno sintetizzare brevemente i caratteri del vulcanismo quaternario nell'area campana per l'elevato impatto diretto ed indiretto sui processi di modellamento superficiale connesso con le principali eruzioni ma soprattutto per la presenza di prodotti di ricaduta cineritici (tefra) relativi alle eruzioni esplosive più potenti intercalati nelle successioni continentali anche nelle aree interne dell'Appennino.

La fascia peritirrenica campana nel periodo quaternario è stata interessata da un'intensa attività vulcanica, inquadrabile nell'ambito del vulcanismo della cosiddetta Provincia Magmatica Tosco-Laziale-Campana. I prodotti vulcanici, di tipo sia piroclastico sia lavico, si inquadrano nella cosiddetta serie "alcalina-potassica".

Nell'area campana, gli apparati vulcanici principali sono stati cinque: Ventotene-S. Stefano, Roccamonfina, Ischia, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio. Mentre l'attività eruttiva dei primi due apparati vulcanici, è inquadrabile soprattutto tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio ed è ormai esaurita, l'attività degli ultimi tre apparati vulcanici è riferibile soprattutto al Pleistocene superiore-Olocene, ed è anche oggi attiva, come dimostrano le numerosissime eruzioni in epoca storica, talvolta drammaticamente spettacolari (p.es. l'eruzione del Vesuvio nel 79 d.C.).

Segue una breve descrizione dei caratteri vulcanologico-petrografici degli apparati dei Campi Flegrei e del Vesuvio:

- *Apparato dei Campi Flegrei*: non si hanno molti dati relativi alle fasi iniziali dell'attività flegrea, che ha preceduto la formazione della caldera.

Secondo Rosi & Sbrana (1987) la formazione della caldera flegrea è da collegare all'eruzione dell'Ignimbrite Campana. L'attività post-calderica è suddivisibile in due momenti: 1) fino a circa 11.000 anni l'attività vulcanica prevalentemente sottomarina con formazione di prodotti piroclastici. Alla fine di questa fase si ha l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, le cui datazioni radiometriche indicano valori compresi tra 11.200 e 11.300 anni dal Presente; 2) da 11.000 anni fino ad oggi, attività vulcanica prevalentemente subaerea caratterizzata da parecchie eruzioni a carattere esplosivo con formazione di prodotti piroclastici, fino all'ultima eruzione storica del 1538 (Monte Nuovo).

Secondo Scandone *et al.* (1991) invece la caldera flegrea si è formata più recentemente, in corrispondenza dell'eruzione del Tufo Giallo Napoletano. Lo stesso

lavoro inquadra l'Ignimbrite Campana in un periodo compreso tra circa 27.000 e 42.000 anni dal Presente.

Da un punto di vista petrografico, la maggior parte dei prodotti vulcanici dei Campi Flegrei sono piroclastici (pomici, scorie e lapilli), mentre le colate laviche sono riferibile essenzialmente all'attività pre-calderica.

♦ *Apparato del Somma-Vesuvio*: in Santacroce (1987) l'attività del Somma-Vesuvio viene suddivisa in tre momenti:

1) prima di 17.000 anni dal Presente: soprattutto colate di lava dalla caldera del Monte Somma; 2) tra 17.000 anni ed il 79 d.C.: soprattutto pomici, dovuti alle sei eruzioni "pliniane" principali; 3) tra il 79 d.C. ed il 1944: soprattutto colate laviche.

I prodotti del Somma-Vesuvio mostrano sempre tipicamente un tenore elevato in potassio e riflettono una composizione petrografica tipo tefriti fonolitiche, leucititiche e trachiti.

♦ *Tefra di riferimento per l'area appenninica*: in Fig. 2.5 sono riportati i dati cronologici relativi ai livelli di tefra ritrovati in alcuni sedimenti carotati nel Mediterraneo centrale relativamente agli ultimi 80.000 anni (Paterne *et al.*, 1988): la maggior parte dei tefra provengono dall'apparato campano e subordinatamente dalle Eolie, dall'Etna e da Pantelleria.

Nei depositi continentali è frequente ritrovare orizzonti ricchi di materiale vulcanoclastico, sebbene questi siano sempre altamente rimaneggiati e dunque difficilmente databili.

In Frezzotti & Narcisi (1996) vengono proposti due pedomarker di riferimento per l'area appenninica.

*Pedomarker A*: suolo sepolto in depositi di conoide e di versante. Il profilo è caratterizzato da:

Ab: 40-50 cm. Silt > 85%. Colore marrone scuro (5YR 2/2). 5-7% S.O. Struttura massiva.

Bwb: 80-100 cm. Silt > 85%. Colore marrone scuro (7.5YR 3/2). S.O. < 1%.

Si è formato in condizioni climatiche temperate-umide relative all'ultima fluttuazione interstadiale dell'Ultimo Pleniglaciale. I dati cronologici indicano valori intorno a 30.000 anni (correlato con l'Ignimbrite Campana).

*Pedomarker B*: poggia su depositi detritici di conoide e di versante. Il profilo è caratterizzato da:

A: 40-120 cm. Silt. Colore nero (5YR 1.7/1), 7.5YR 2/2).

Bw: 20-60 cm. Loam sabbioso. Colore marrone scuro (7.5YR 3/4).

Si è formato agli inizi dell'Olocene in condizioni regime udico e periudico (correlato con il Tufo Giallo Napoletano).

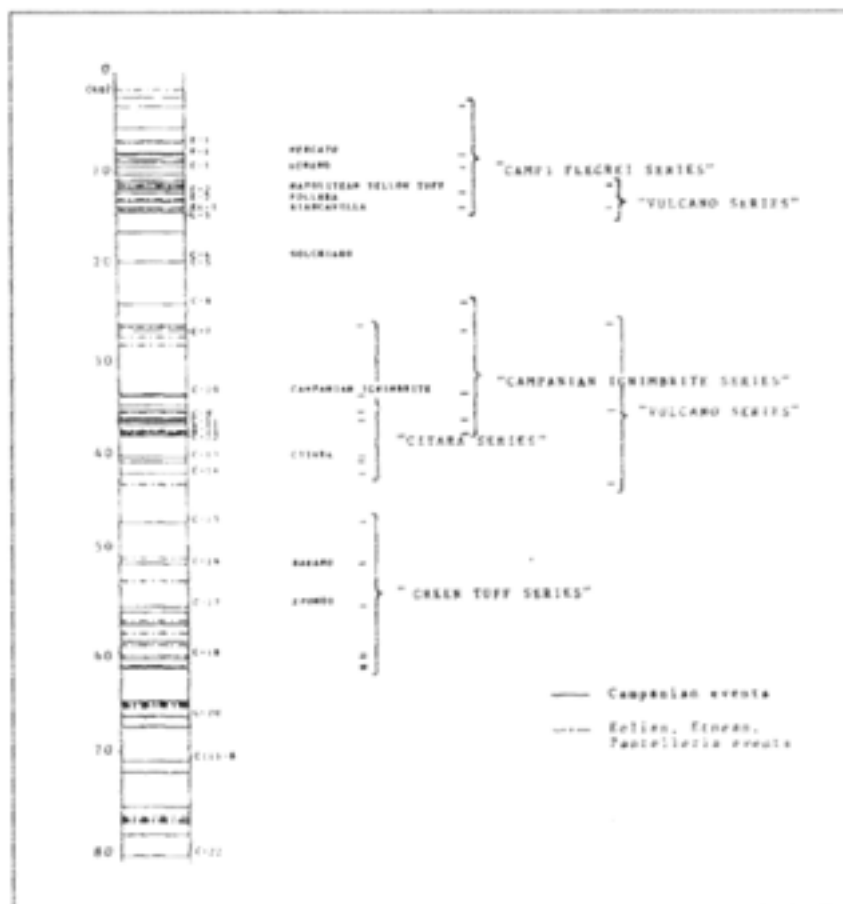


Fig. 2.5: Livelli di tefra di riferimento per l'area mediterranea negli ultimi 80.000 anni: si può osservare che la maggior parte dei tefra provengono dall'apparato campano e subordinatamente dalle Eolie, dall'Etna e da Pantelleria (da Paterne et al., 1988).

## CAPITOLO 3

### La conca di Bojano e Sepino: stato delle conoscenze e problemi aperti

In questo capitolo vengono presentati i risultati di ricerche bibliografiche, di consultazioni di banche dati e di archivi di vario genere che hanno consentito di definire lo stato delle conoscenze relativamente all'area di Bojano e Sepino: alla descrizione della geologia, della sismicità e delle conoscenze del sottosuolo, fanno seguito la definizione delle condizioni climatiche attuali, delle caratteristiche dei bacini idrografici e idrogeologici. Completano il capitolo i risultati dell'indagine storica ed archeologica.

#### 3.1. Inquadramento geologico dell'area di Bojano e Sepino

L'area di Bojano e Sepino, da un punto di vista fisiografico, è costituita da due depressioni morfologiche allungate in direzione appenninica: la piana di Bojano si trova a quote medie intorno a 500 metri s.l.m. mentre la piana di Sepino si trova a quote leggermente superiori (circa 520 metri s.l.m.). Le due piane sono separate dall'alto morfologico di Vinchiaturo (550 metri s.l.m.) e sono bordate a SO dall'imponente

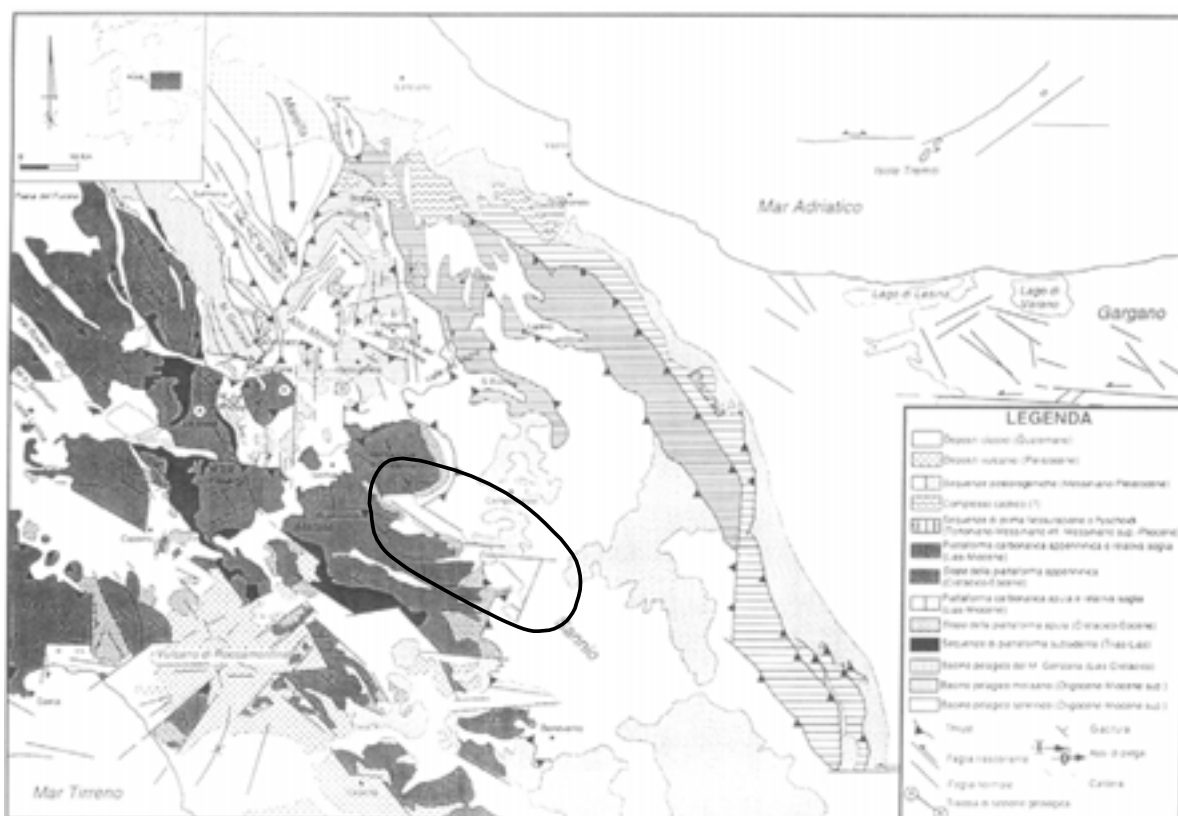


Fig. 3.1. Schema geologico dell'area campano-molisana (da Di Bucci, et al., 1999): nel riquadro l'area di Bojano e Sepino.

massiccio del Matese (quota massima, 2050 metri s.l.m., Monte Miletto) e a NE dai rilievi collinari del Sannio (quote massime raramente superiori a 1200 metri s.l.m.).

Le formazioni geologiche che costituiscono i versanti della conca di Bojano e Sepino sono riferibili fondamentalmente a due domini paleogeografici: un dominio di piattaforma carbonatica (Piattaforma abruzzese-campana, D'Argenio *et al.*, 1973) ed un dominio pelagico (Bacino molisano e/o lagonegrese).

Dal punto di vista strutturale, le due unità tettoniche principali (Unità Matese-Monte Maggiore e Falda Sannitica) sono sovrapposte secondo *thrusts* non coassiali rispetto ai domini paleogeografici mesocenoziici (Di Bucci, *et al.*, 1999; Fig. 3.1 e 3.2).



Fig. 3.2. Ipotesi di assetto paleogeografico mesozoico dell'area molisana (da Di Bucci, *et al.*, 1999): si osserva che le unità tettoniche principali sono sovrapposte secondo *thrusts* non coassiali rispetto ai domini paleogeografici mesocenoziici

### 3.1.1. Stratigrafia

- *Serie carbonatica del Matese*: il massiccio del Matese è costituito da una potente successione in facies di piattaforma carbonatica e di margine di età mesocenoziica dello spessore complessivo di oltre 3000 m.

La successione stratigrafica del Matese è stato oggetto di studi geologici già dalla fine del secolo scorso (Tenore, 1872; Salmoiraghi, 1881; Casseti (1893; 1894; 1895; 1898). Altri lavori di interesse per l'area matesina, seppure sempre a carattere locale sono quelli di Sacco (1910-1912-1935); Grzybowski (1921); Cacciamali (1924); Rovereto



(1927); Behrmann (1936-1958); De Lorenzo (1937); Beneo (1949); Lazzari (1950); Scarsella & Manfredini (1955); Zaccaria & Maino (1957-1958).

Soltanto a partire dagli anni sessanta è stata descritta in maniera organica la successione carbonatica e sono stati proposti i possibili modelli evolutivi.

Secondo Sgrosso (1964) è possibile distinguere nel massiccio matesino due diversi settori:

- *Matese sud-orientale*: caratterizzato da depositi calcarei e dolomitici in facies di piattaforma carbonatica interna e di scogliera, con intercalazione di bauxiti (indicativi di emersione della piattaforma) durante il Cretaceo, su cui poggiano calcari ad Ippuriti del Cretaceo superiore.

La serie mesozoica in questo settore è stata descritta in Catenacci *et al.* (1963). In particolare vengono distinte i seguenti complessi guida:

- Dolomie di base (Trias-Lias inferiore). Spessore: almeno 350 metri.
- Calcari a *Palaeodasycladus mediterraneus* (Lias medio-superiore). Spessore: 250 metri.
- Calcari oolitici (Lias inferiore-Dogger inferiore). Spessore: 40 metri.
- Calcari detritici e pseudoolitici (Dogger). Spessore: oltre 400 metri.
- Calcari a *Cladocoropsis mirabilis* (Malm). Spessore: 150 metri.
- Calcari a *Clipenia* (Kimmeridigano-Titonico). Spessore: 40 metri.
- Calcari a *Gasteropodi* e *Requieniae* (Cretaceo inferiore). Spessore: 350 metri.
- *Livello della Bauxite* (Albiano). Spessore: 20 metri.
- Calcari ad Ippuriti (Turoniano-Senoniano). Spessore: molto variabile.

D'Argenio *et al.* (1988) descrive invece la successione stratigrafica cretacea di Serra Sbregavitelli (ad Ovest del Lago del Matese), caratterizzata da brevi e ripetute emersioni cicliche collegabili a minori oscillazioni del livello del mare. Intercalazioni bioclastiche grossolane fino a vere e proprie breccie vengono invece interpretate come accumuli da tempesta.

- *Matese nord-occidentale*: questo settore è privo di livelli bauxitici, in cui il Cretaceo superiore è rappresentato da calcareniti bioclastiche e calciruditi.

Il lavoro di Ietto (1971) costituisce un quadro di riferimento importante per le conoscenze stratigrafiche di questo settore. In questo lavoro vengono descritte cinque serie stratigrafiche rappresentative di altrettanti domini di sedimentazione che si sono individuati successivamente ad un periodo di deposizione comune di dolomie

stromatolitiche (Formazione di Monte Acuto, Trias superiore). A partire dal Lias inferiore, si sono individuati i seguenti domini da Sud a Nord:

- Zona A: sedimentazione carbonatica, neritica, con evoluzione analoga a quella della piattaforma con bauxiti del Matese meridionale.
- Zona B: transizione ad ambienti più profondi con serie continue dal Trias al Cretaceo inferiore.
- Zona C: bacino con facies conglomeratiche evolventi a facies marnose e/o calcareo marnose.
- Zone D ed E: emerse tra il Lias inferiore ed il Cretaceo inferiore.

Anche il lavoro di Amore *et al.* (1988) concentrato in prevalenza sulla successione miocenica, riporta una sintesi della stratigrafia del settore matesino nord-occidentale. Dal basso verso l'alto sono state distinte:

- Trias: dolomie grigie e biancastre con livelli stromatolitici abbastanza frequenti per la presenza di *Megalodon*. Spessore: alcune centinaia di metri.
- Giurassico: breccie intensamente dolomitizzate e ricristallizzate, mal stratificate. Spessore: intorno ai 60 metri.
- Cretaceo-Paleocene: Calcari cristallini *Auct.* calciruditi e calcareniti intensamente ricristallizzati, spesso bioclastiche a frammenti di rudiste. Spessore: 300 metri.
- Eocene-Aquitano: Calcareniti e calciruditi ben stratificate con Nummuliti, Alveoline e Lepidocycline nella parte alta; talvolta livelli marnosi ed argillosi. Spessore: massimo 70 metri.
- Langhiano: Livello conglomeratico con ciottoli calcarei molto vari per dimensioni ed età. Presenza di *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri* e *Sphenolithus heteromorphus*.

Occorre inoltre ricordare alcuni studi stratigrafici di dettaglio relativi ai termini cretacei: in Crescenti & Vighi (1970) sono stati studiati nel massiccio del Matese oltre 40 affioramenti di orizzonti bauxitici di età cretacea. Da tali ricerche è stato possibile definire la posizione stratigrafica di tali orizzonti e dunque l'età dell'emersione della piattaforma. E' stato visto che l'orizzonte bauxitico è sempre compreso tra sedimenti dell'Albiano inferiore e Turoniano superiore. A causa dei volumi limitati e della notevole dispersione areale, tali depositi non sono stati giudicati di interesse significativo per l'attività estrattiva, tranne il sito di Bocca della Selva (Lago del Matese).

In Ruberti (1997) viene presentata l'analisi di facies nel Cretaceo superiore in un ambiente di rampa nel Matese centrale che ha consentito di distinguere i diversi cicli tidali e subtidali.

Nel versante SE di Monte La Costa (Fig. 3.3), tra S. Polo Matese e Bojano, Mainelli (1983) ha descritto una serie di grande interesse paleontologico fossilifera caratterizzata da un eccezionale ricchezza di Rudiste di età Barremiano-Cenomaniano. La serie è

costituita da circa 1100 m di calcari organogeni di facies neritica in cui sono stati distinti 5 intervalli biostratigrafici ed introdotte due nuove specie di Rudiste (*Schiosia nicolinae*, *Schiosia paolae* *Toucasia danielae*).

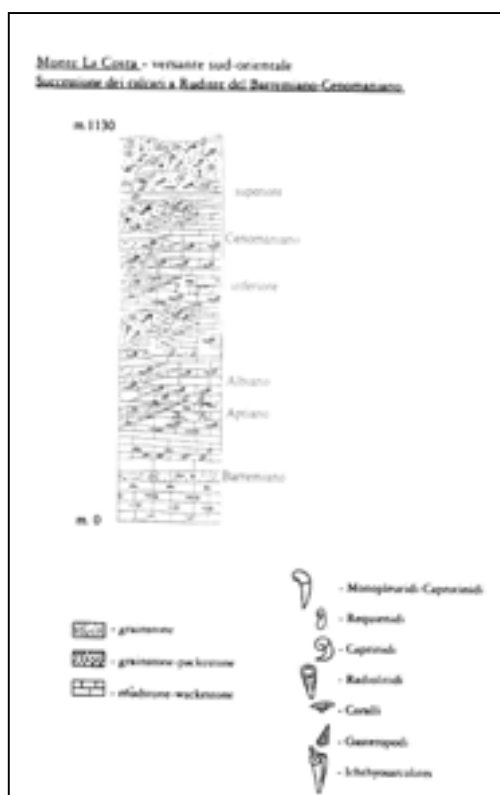


Fig. 3.3. La serie del versante sudorientale di Monte La Costa nei pressi di San Polo Matese, costituita da una successione di calcari organogeni, prevalentemente Rudiste di età Barremiano-Cenomaniano (da Mainelli, 1999).

Sempre da un punto di vista paleontologico è importante ricordare, nel Matese orientale, i ritrovamenti di calcari selciferi ed ittiolitiferi di Pietraroia (Barremiano-Albiano) ricchi di pesci e anfibi (Bravi, 1988).

- *Successione bacinale sannita*: la successione mesocenozoica calcarea, silicea e marnosa di tipo bacinale estesamente affiorante nell'area sannita è riferibile al dominio del bacino molisano e/o lagonegrese. In affioramento si ritrova soltanto l'intervallo Cretaceo-Miocene.

I termini più antichi non affioranti della successione (Triassico-Giurassico) sono stati ricostruiti dalla stratigrafia del pozzo Frosolone I (Pieri, 1966): al di sotto delle biomicriti a *Rudiste* e *Globotruncane* del Cretaceo superiore affioranti, è stata incontrata una successione caratterizzata da litofacies di tipo pelagico e di transizione

caratterizzata da biomicriti con selce (Cretaceo inferiore), breccie e livelli selciferi (Giurassico superiore), dolomie a grana fine con selce e Radiolari (Giurassico medio) e biomicriti e micriti fossilifere con selce nel Lias e forse anche nel Trias.

Il lavoro di Selli (1957) ha descritto in dettaglio le formazioni mioceniche trasgressive sui depositi carbonatici cretacei e paleogenici. Introduce le seguenti formazioni:

- *Formazione della Montagnola* (Langhiano inferiore): distinta in tre facies principali
- Complesso calcarenitico: calcareniti, brecciole e calciruditi brune con sottili interstrati marnosi verdastri e rosati. Spessore: da pochi metri fino a 60 metri.
- Complesso selcifero: calcareniti brecciole e calciruditi con letti e moduli di selce variegata e interstrati marnosi verdi e rossi. Spessore: tra 60 e 100 metri.
- Complesso marnoso: alternanza di calcari marnosi, marne siltose, calcilutiti e, talora, calcareniti o calcari arenacei. Spessore: 40-60 metri.
- *Formazione di Cusano* (Langhiano superiore): calcare biancastro compatto organogeno spesso calcarenitico con abbondantissimi resti di Briozoi ed Amfistegine, rari Litotamni e qualche Dasieladacea. Spessore: 20-30 metri.
- *Formazione di Longano* (Elveziano): calcari marnosi ben stratificati grigio-verdastri passanti a marne calcaree o a vere marne. Spessore: assai variabile, ma dell'ordine di qualche decina di metri.
- *Formazione di Frosolone* (Elveziano-Tortoniano): potente formazione marnoso-arenacea, affiorante nella zona della Montagna di Frosolone. Dal basso verso l'alto aumenta il contenuto argilloso e siltoso. La successione è chiusa al top da un potente complesso molassico. Spessore: almeno 700 metri.
- *Formazione di Pietraroia* (Tortoniano): argille marnose o marne argillose di colore grigio, con intercalazioni arenacee nettamente subordinate. Una serie tipo affiora nella zona di Guardiaregia. Spessore massimo affiorante: 200 metri.

Studi successivi (Sgrosso, 1979) hanno riconosciuto un contatto di tipo stratigrafico tra la Formazione di Frosolone ed i calcari mesozoici del Matese sottostanti.

Tra le serie stratigrafiche ricostruite in affioramento nella zona del versante sannita, occorre ricordare le due serie ricostruite da Signorini (1961):

La prima serie, ricostruita nei pressi di Macchiagodena, è stata caratterizzata dai seguenti termini:

- Calcari detritici bianchi, con *Orbitoides media*, *Globotruncana lapparenti* var. *tricarnata* e *Globotruncana stuarti* (Maastrichtiano).
- Calcari detritici bianchi, con *Globorotalia* cfr. *compressa* (Paleocene inf.-medio).
- Calcari lastriformi con liste di selce rossa, nocciola e grigia, con *Globorotalia angulata*, *Globorotalia pseudomenardii* e *Globorotalia triculinoidea* (Paleocene medio-superiore).
- Marne e argille scistose e bianche con calcari marnosi, tip "scaglia", con *Globorotalia aequa*, *Globorotalia aragonensis* (Eocene inferiore-medio).

- Marne e argille scistose verdi e rosse con intercalazioni di brecciole con selce bianca e grigia, con *Catapsidrax dissimilis* e *Globigerina veneuelana* (Oligocene inferiore).
- Marne e argille scistose verdi e rosse con intercalazioni di brecciole con selce bianca e grigia, con *Ammodiscus incertus* e *Cylcammina latidorsata* (Oligocene medio-superiore).
- Marne e argille scistose verdi e rosse con intercalazioni di brecciole con selce bianca e grigia, con *Bolivina tectiformis* e *Bulimina alazanensis* (Aquitaniense).
- Breccie, conglomerati, calcaria Briozoi e Litotamni con Miogypsine, Lepidocicline e Globoquadrine (Langhiano).
- Alternanze di marne ed argille grigie e verdastre, calcareniti e calcari marnosi bianchicci a *Orbulina suturalis* (Elveziano).
- Formazione argilloso-arenacea: si distingue un membro inferiore prevalentemente argilloso, uno medio di argille e arenarie alternate, uno superiore di arenarie molassiche.

La seconda serie è stata ricostruita nei pressi di S. Angelo in Grotte ed è caratterizzata dai seguenti termini:

- Calcare bianco granuloso con *Orbitoides media* e Globotruncane (Senoniano superiore).
- Calcari marnosi e marne scistose, tipo “scaglia”, con *Globorotalia compressa elongata* (Paleocene).
- Calcari lastriformi rossi, rosati e bianchi con selce rossa, con *Globorotalia cfr. aragonensis* (Eocene inferiore).

Nel lavoro di Pescatore (1964) viene proposta la serie del bacino molisano nel periodo compreso tra il Cretaceo ed il Miocene. Vengono introdotte le seguenti formazioni:

- *Formazione di Monte Coppe* (Cenomaniano-Turoniano inferiore): alternanza di selce varicolore, calcareniti e calcilutiti.
- *Formazione di Coste Chiavarine* (Turoniano-Campaniano): calcareniti a cemento spatico, con liste e noduli di selce.
- *Formazione di Monte Calvello* (Maastrichtiano-Paleocene): calcari pseudosaccaroidi bianche con cemento cristallino spatico (membro calcareo), alternare a marne rosse e claciruditi (membro marnoso).
- *Formazione di Monaci* (Eocene): calcareniti con Nummuliti ed Alveoline (membro calcareo) e marne rosse tipo “scaglia”.
- *Formazione di Morcone* (Oligocene): calcareniti, marne e marne argillose con *Lepidociclyna* sp.
- *Formazione di Monte Moschiatturo* (Aquitaniense-Langhiano): marne calcaree a struttura lamellare di colore verdastro.
- *Formazione di S. Giorgio* (Miocene medio-superiore): arenarie quarzoso-micacee a cemento marnoso tipo molassa.

In Cestari et al. (1975) vengono distinte due serie stratigrafiche bacinali: la prima, definita di “facies molisana prossimale” affiora estesamente sui due versanti della conca

di Sepino, mentre la seconda, definita di “facies molisana distale” affiora estesamente su tutto il versante sannita della conca di Bojano.

- Serie molisana prossimale:
  - Albiano-Senoniano: formazione diasprina e formazione calcareo-selciosa
  - Campaniano-Paleocene: unità conglomeratico-marnosa, unità dei calcari saccaroidi
  - Eocene-Oligocene: unità calcarenitica e unità marnosa
  - Oligocene-Aquitano: marne grigio-verdastre talora rossastre tipo scaglia cinerea (formazione di Morcone). E' eteropica con le Argille varicolori
- Serie molisana distale:
  - Cretaceo-Oligocene: argilliti e marne variegata di colore rosso, grigio e verdastro con intercalazioni di calcari micritici, calcareniti e calcari selciferi (Argille varicolori).
  - Miocene: flysch quarzoarenitici correlabili con le formazioni di S. Giorgio, del flysch numidico e delle arenarie di Stigliano (Langhiano). Sopra poggia il flysch arenaceo-pelitico correlabile con la formazione di Pietraroia (Tortoniano).

### 3.1.2. Tettonica

L'assetto strutturale del massiccio del Matese è caratterizzato da una serie di elementi tettonici imbricati a vergenza settentrionale, smembrati da faglie distensive subverticali (Ietto, 1971; Hyppolite, 1992; Ferranti, 1994). Vengono di seguito descritte soltanto le fasi tettoniche neogeniche e quaternaria responsabili di tale assetto strutturale, anche se occorre ricordare che nel massiccio del Matese è stata riconosciuta (Ietto, 1971) una notevole attività tettonica mesozoica in grado di disarticolare la piattaforma carbonatica già nel Giurassico e soprattutto nel Cretaceo.

- *Fasi compressive*: questa fase a vergenza compresa tra Nord e N30° è connessa all'inserimento del Matese nell'edificio orogenico appenninico.

Ciampo *et al.* (1983) in base alla datazione dei primi sedimenti terrigeni data la messa in posto del massiccio del Matese al Messiniano inferiore. Successivi studi biostratigrafici hanno evidenziato che mentre nel Matese orientale la sedimentazione terrigena era già iniziata nel Tortoniano inferiore (Ciampo *et al.*, 1987), nel Matese nord-occidentale (Amore *et al.*, 1988) e nel bacino molisano (Sgrosso, 1988) i primi depositi terrigeni sono di età messiniana. Studi più recenti (Sgrosso, 1996; Sgrosso, 1998) indicano che l'età di questo inserimento è del Messiniano superiore. Il fronte

della deformazione neogenica e i limiti di facies tra piattaforma carbonatica matesina e bacino molisano non sono paralleli (Sgrosso, 1979; Corrado *et al.*, 1998).

Una seconda fase compressiva, ascrivibile al Pliocene inferiore-medio, è caratterizzata dalla messa in posto della Falda Sannitica sempre a vergenza compresa tra Nord e N°30 (Ortolani & Torre, 1971; Ferranti, 1994).

- *Fase trascorrente*: nel massiccio del Matese sono state messe in luce evidenze di tettonica transtensiva sinistra secondo sistemi di faglie orientate tra N270° e N300°. Il campo di *stress* che ha dato luogo alle linee trascorrenti era probabilmente isorientato con il campo di *stress* che ha dato luogo alle spinte compressive (Naso *et al.*, 1998). Tuttavia, analisi mesostrutturali condotte nel Matese meridionale (Ferranti, 1994) hanno attribuito ai movimenti deformativi pliocenici cinematismi soprattutto distensivi in relazione al collasso dell'edificio orogenico per l'arrivo della Falda Sannitica.

- *Fasi distensive*: l'attività tettonica distensiva, ben documentata a livello regionale e in aree limitrofe (ad es. Aprile *et al.*, 1980; Coltorti & Cremaschi, 1980; Brancaccio *et al.*, 1997; Corrado *et al.*, 1997), nell'area matesina ha agito lungo faglie dirette prevalentemente ad orientazione appenninica, producendo rigetti di parecchie centinaia di metri in corrispondenza dei margini NE e SO della conca di Bojano e Sepino. Tale fase è iniziata almeno dal Pleistocene medio (Naso *et al.*, 1998) ed è attiva ancora oggi, come dimostra la sismicità storica e strumentale (cap. 3.2.). La tettonica distensiva ha in molti casi ripreso elementi deformativi precedenti trascorrenti, generalmente orientati circa Est-Ovest.

Analisi geomorfologiche di dettaglio hanno evidenziato che i due versanti della conca sono tipicamente polifasici, e presentano a mezza costa una marcata rottura di pendenza che separa un tratto superiore meno acclive ed uno inferiore più acclive (fino a 40°). Ciò è stato interpretato come l'evidenza di due distinte fasi tettoniche distensive (Russo & Terribile, 1995).

### 3.1.3. Evoluzione quaternaria della conca di Bojano e Sepino: stato delle conoscenze da letteratura

Sulla base dei lavori disponibili sul quaternario dell'area in studio è possibile concludere quanto segue: l'attuale conca di Bojano e Sepino si è impostata su una

depressione formatasi precedentemente, in conseguenza dell'attività tettonica compressiva e trascorrente (Naso *et al.*, 1998). Tale depressione, almeno nel settore occidentale dell'odierna conca, già nel Pleistocene inferiore era caratterizzata da deposizione lacustre: in Brancaccio *et al.* (1979) viene segnalata la presenza di alcuni lembi residui di depositi lacustri sulla strada per Campitello, la cui età viene stimata pari a circa un milione di anni sulla base delle datazioni K-Ar eseguite su piroclastiti risedimentate all'interno della successione (Bacino di S.Massimo). Datazioni inedite sugli stessi depositi sembrano indicare un'età più recente (circa 600.000 anni, Di Bucci & Naso, com. pers.).

La formazione della conca attuale è riferibile essenzialmente alla tettonica estensionale instauratasi nell'area a partire almeno dal Pleistocene medio che, seppure in parte rimobilizzando linee tettoniche preesistenti, ha comunque determinato la progressiva evoluzione di un *graben* ad orientazione circa appenninica, di cui le faglie dirette bordiere del Matese e dei monti del Sannio costituiscono i due elementi tettonici principali (Russo & Terribile, 1995; Naso, 1998).

Sono stati segnalati nella piana di Bojano diversi elementi indicatori di tettonica tardo-quadernaria (Ascione *et al.*, 1998), quali scarpate di faglia NO-SE di altezza decametrica sia sul margine nord-orientale (Stazione di Cantalupo-Macchiagodena) che su quello sud-occidentale (Campochiaro e Bojano). Altre scarpate di faglia tagliano *glacis* di erosione su roccia flyschoidale sul margine nord-orientale e nell'area di Sepino.

Il riempimento della conca è continuato fino ad oggi attraverso periodi di ingente deposizione cui si sono alternati momenti a più intensa attività erosiva. I depositi di riempimento sono di natura prevalentemente lacustre e palustre (GEMINA, 1963; par. 3.3.1) con intercalazioni grossolane prevalentemente dal lato matesino. In base a considerazioni geomorfologiche Russo & Terribile (1995) ritiene che tale fase di riempimento lacustre sia proseguita fino al Pleistocene superiore finale. Durante l'Olocene si è quindi instaurato il sistema geomorfico attuale che ha provocato la reincisione della superficie lacustre e la formazione dei suoli attuali.

#### 3.1.4. Problemi aperti

Per quanto riguarda l'evoluzione quadernaria dell'area, peraltro oggetto di studio in questi ultimi anni da parte di molti gruppi di ricerca, restano ancora aperti diversi problemi. Tra questi:



- *Definizione del quadro sismotettonico*: l'area di Bojano e Sepino ricade nella stretta fascia della catena appenninica sede degli epicentri degli eventi sismici di maggiore intensità e magnitudo in Appennino meridionale (Scandone *et al.*, 1990). In particolare, almeno per due forti terremoti (il terremoto del Sannio del 1688 e il terremoto molisano del 1805), la struttura sismogenetica ricade all'interno dell'area in studio (Cucci *et al.*, 1996).

Tuttavia resta ancora da definire il quadro sismotettonico dell'area, inteso come:

- definizione dell'assetto geologico-strutturale della zona con particolare riferimento alle faglie attive capaci di produrre fagliazione in superficie.
- valutazione del livello dell'attività tettonica attuale, in termini di tassi di scorrimento nel breve periodo (Olocene) e nel lungo periodo (Quaternario).

- *Definizione del ruolo del clima*: le variazioni climatiche quaternarie insieme all'attività tettonica estensionale hanno favorito nella conca di Bojano e Sepino l'alternanza di processi deposizionali ed erosivi. Anche la franosità ha in molti casi condizionato almeno localmente l'equilibrio tra processi deposizionali ed erosivi.

Non sono tuttavia note valutazioni di tipo quantitativo sull'entità di tali processi (spessore complessivo dei depositi, velocità di sedimentazione, tassi di erosione). In questo lavoro si tenta una stima di tali processi con particolare riferimento all'Olocene: tale periodo può essere considerato rappresentativo delle condizioni climatiche e tettoniche attuali e, in futuro, nel breve-medio periodo.

### 3.2. Sismicità

#### 3.2.1. Sismicità storica

In Tab. 3.1 sono riportati gli eventi sismici storici di interesse per la regione molisana, in base ai diversi cataloghi storici pubblicati (Baratta, 1901; Postpischl, 1985; Guidoboni, 1989; Camassi & Stucchi, 1997) e ad altri lavori specifici a carattere macrosismico (Serva, 1981; Esposito *et al.*, 1987; Meletti *et al.*, 1988; De Pari, 1994, Esposito *et al.*, 1995).

Tab3.1. Eventi sismici storici di interesse per la regione molisana (MCS = Intensità MCS all'epicentro  
Ms= Magnitudo calcolata sulle onde superficiali)

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	MCS	Ms
346			Sannio	?	
848	06		Campania-Molise	X	
990	10	25	Conza della Campania	IX-X	
1120			Larino	IX	5.5
1231	06	01	Montecassino	VIII-IX	5.9
1293	09		Bojano	VIII	5.9
1349	09	09	S. Elia	X	6.7
<b>1456</b>	<b>12</b>	<b>5-30</b>	<b>Beneventano, Molise, Maiella</b>	<b>X-XI</b>	<b>6.7</b>
<b>1688</b>	<b>06</b>	<b>05</b>	<b>Matese</b>	<b>XI</b>	<b>7.3</b>
1702	03	14	Baronia	X	6.4
1706	11	03	Maiella	IX-X	6.4
1712	05	08	Campobasso	VI-VII	4.7
1732	11	29	Ariano Irpino	X	6.4
<b>1805</b>	<b>07</b>	<b>26</b>	<b>Frosolone</b>	<b>XI</b>	<b>6.7</b>
1825	10	27	Monteroduni	VI	4.4
1831	11	23	Bojano	VI	4.4
1873	12	13	Venafro	VII	5.0
1875	12	06	S. Marco in L.	VIII	5.2
1885	12	26	Campobasso	VII-VIII	5.0
1913	10	04	Vinchiaturro	VIII	5.2
1914	12	19	S. Agapito	VII	5.0
1915	01	13	Avezzano	XI	7.0
1930	07	23	Irpinia	X	6.7
1962	08	21	Irpinia-Sannio	IX	6.2
1980	11	23	Irpinia-Lucania	IX-X	6.9
1984	05	07	Alfedena	VII	4.9
1997	03	19	Sassinoro	VI-VII	4.6

Le intensità sono state valutate nella scala MCS sulla base dei danni riportati nella documentazione storica e sono sempre riferite alla zona epicentrale. La magnitudo  $M_s$  è relativa alle onde superficiali ed è stata calcolata mediante apposite formule di correlazione intensità-magnitudo, tranne per gli ultimi quattro eventi per i quali il dato è strumentale.

Come si può vedere, in un arco di tempo poco superiore al migliaio di anni almeno una decina di eventi di intensità epicentrale pari o superiore al X grado MCS e magnitudo  $M_s$  superiore a 6 hanno interessato l'Appennino centro-meridionale. Tuttavia, i risentimenti nell'area in esame sono stati molto diversi a seconda della distanza dall'area epicentrale e dell'orientazione della struttura sismogenetica.

Tab.3.2. Massimi risentimenti nell'area di Bojano e Sepino nel periodo storico

Anno	Zona epicentrale	$M_s$	Intensità (MCS)
1349	S. Elia	6.7	IX
<b>1456</b>	<b>Beneventano, Molise, Maiella</b>	<b>6.7</b>	<b>X</b>
<b>1688</b>	<b>Matese</b>	<b>7.3</b>	<b>IX-X</b>
1702	Baronia	6.4	VIII
1732	Ariano Irpino	6.4	VII-VIII
<b>1805</b>	<b>Frosolone</b>	<b>6.7</b>	<b>X</b>
1825	Monteroduni	4.4	VI
1913	Vinchiaturò	5.2	VI-VII
1915	Avezzano	7.0	V-VI
1930	Irpinia	6.7	V-VI
1980	Irpinia-Lucania	6.9	V-VI
1984	Alfedena	4.9	V-VI

Dalla Tab. 3.2 risulta che i massimi risentimenti nell'area in studio sono stati dell'ordine del X grado MCS e si sono avuti in corrispondenza degli eventi del 1456, del 1688 e del 1805: questi tre eventi assumono una importanza fondamentale anche in chiave sismotettonica in quanto sono stati almeno in parte spiegati con la riattivazione della struttura sismogenetica matesina.

♦ *Il terremoto del 1456*: il terremoto del dicembre del 1456 rappresenta, per l'estensione dell'area disastrosa e per il numero delle vittime, il più grave tra gli eventi storici che abbia colpito l'Appennino meridionale. Le fonti storiche più attendibili parlano di due scosse violente avvenute rispettivamente il 5 ed il 30 dicembre.

Date le dimensioni eccezionali dell'area mesosismica questo terremoto è stato interpretato come un evento multiplo, nel senso che rappresenta il risultato dell'attivazione pressochè simultanea di più strutture (Meletti *et al.*, 1988). In particolare, si è visto che la parte settentrionale del campo macrosismico è molto simile all'evento del 1706 in Abruzzo Orientale, mentre le parti centrale e meridionale sono invece molto simili ai campi macrosismici rispettivamente degli eventi del 1805 (Esposito *et al.*, 1987) e del 1688 (Serva, 1981), connessi entrambi alla riattivazione della struttura sismogenetica matesina.

Per quanto riguarda gli effetti sul terreno nell'area in esame, fonti storiche (Manetti, 1604) riportano che le acque sommersero alcuni centri abitati, tra cui Bojano. D'altra parte gli studi sull'evento del 1456 hanno avuto in genere obiettivi differenti e una ricostruzione completa ed esauriente degli effetti sul terreno non è ancora disponibile. Data la similitudine dei due campi macrosismici, è comunque ragionevole ritenere che il quadro degli effetti sul terreno non sia molto diverso da quello dell'evento del 1805 (vedi seguito).

♦ *Il terremoto del Sannio del 1688*: la scossa di maggiore intensità si ebbe il 5 giugno 1688 e fu seguita da almeno una quarantina di repliche fino alla metà di luglio.

Il campo macrosismico (Serva, 1981) mette in evidenza l'andamento appenninico delle isosisme e localizza l'epicentro nella zona tra Cerreto Sannita e Civitella Licinio. Anche in questo caso, la struttura sismogenetica coinvolta sembrerebbe dunque essere quella matesina.

Tra gli effetti sul terreno, si ricordano fratture lunghe due miglia (S. Giorgio La Molara, "*Si è aperta una voragine di 3 palmi larga, due miglia circa di lunghezza che avendosi voluto misurare il fondo non si trova*"), variazioni di portata delle sorgenti, variazioni chimico-fisiche delle acque, fenomeni franosi e episodi di liquefazione (Galli & Meloni, 1993; Esposito *et al.*, 1998).

♦ *Il terremoto molisano del 1805*: la scossa principale avvenne poco dopo le 21 del 26 luglio (per questo è anche noto come “terremoto di S. Anna”), e fu preceduta da alcune scosse nel giorno precedente e da numerose repliche fino alla metà del 1806.

L’analisi e la classificazione degli effetti macrosismici del terremoto sulla base della scala MCS (Esposito *et al.*, 1987) ha consentito di individuare l’epicentro macrosismico nell’area di Frosolone con un’intensità massima XI (“*Non altro si osservava che un informe e confuso amucchiamento di rottami di fabbriche, travi, embrici, tavole, mobili, domestici e altro*”, Pepe, 1806). La replica delle 21.56 fu avvertita più distintamente nella provincia di Benevento: l’epicentro macrosismico di questa replica è localizzabile nella zona di Morcone (Esposito & Porfido, com. pers.).

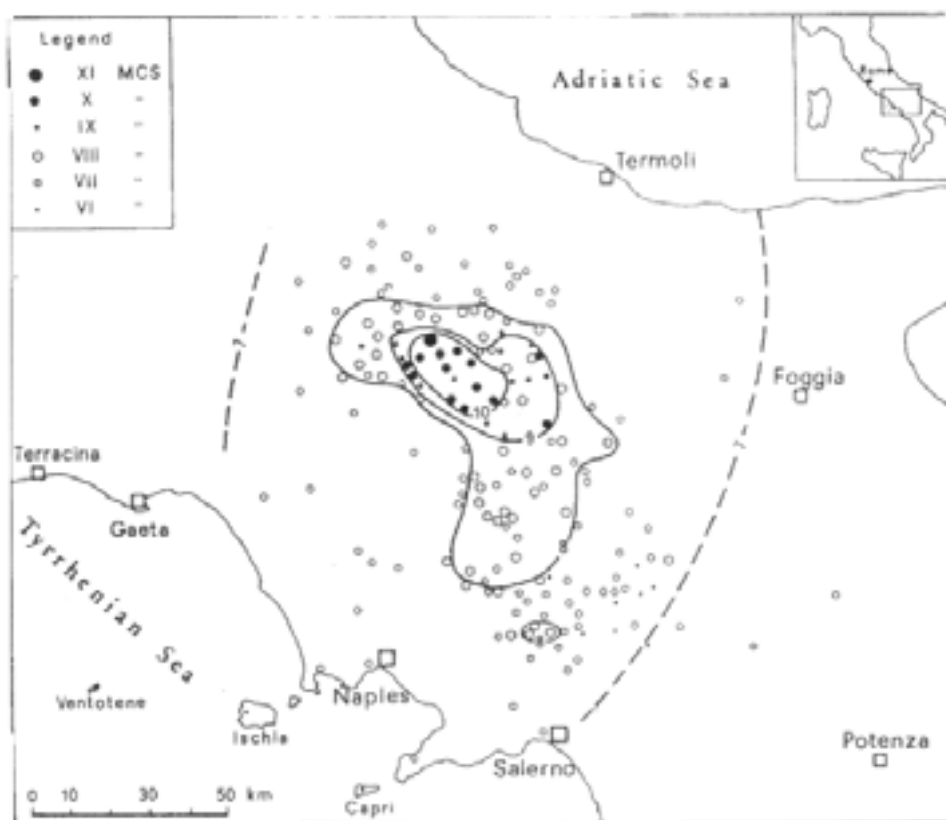


Fig. 3.4. *Mapa delle intensità macrosismiche dell’evento del 1805 (da Esposito et al., 1987): nell’area esaminata si sono avute intensità comprese tra il IX e il X grado MCS*

La mappa delle intensità macrosismiche (Fig. 3.4) mette in luce un’area di X e IX grado allungate in direzione appenninica comprendente i paesi ad Est del massiccio del Matese, mentre l’isosista di VIII grado, oltre a quello appenninico, presenta un allungamento in direzione del Taburno-Camposauro.

Tab. 3.3: Intensità MCS assegnate ai comuni ricadenti nell'area in studio (da Esposito et al., 1987)

Comune	Intensità MCS
Bojano	IX
Campochiaro	VIII
Cantalupo nel Sannio	X
Castelpetroso	IX
Carpinone	IX
Cercemaggiore	VIII
Colle d'Anchise	IX
Guardiaregia	X
Macchiagodena	X
Morcone	VIII
Roccamandolfi	VII
San Polo matese	X
Sant'Angelo in Grotte	X
Sassinoro	IX
Sepino	IX
Spinete	X
Vinchiaturò	X

In Tab. 3 sono riportati i valori di intensità MCS assegnati ai comuni ricadenti nell'area in studio.

In base a relazioni empiriche tra aree delle isosiste e magnitudo (Branno *et al.*, 1986), è stata stimata la magnitudo di questo evento, pari a  $M_s=6.9$ , confrontabile dunque con l'evento del 1980 in Irpinia.

Gli effetti sul terreno in superficie direttamente connessi all'evento del 1805 hanno interessato soprattutto la zona all'interno dell'isosista di VIII grado (Esposito *et al.*, 1987): si tratta prevalentemente di fratture, fenomeni di liquefazione, frane, variazioni di portata, straripamenti ed intorbidamento di sorgenti, pozzi e corsi d'acqua.

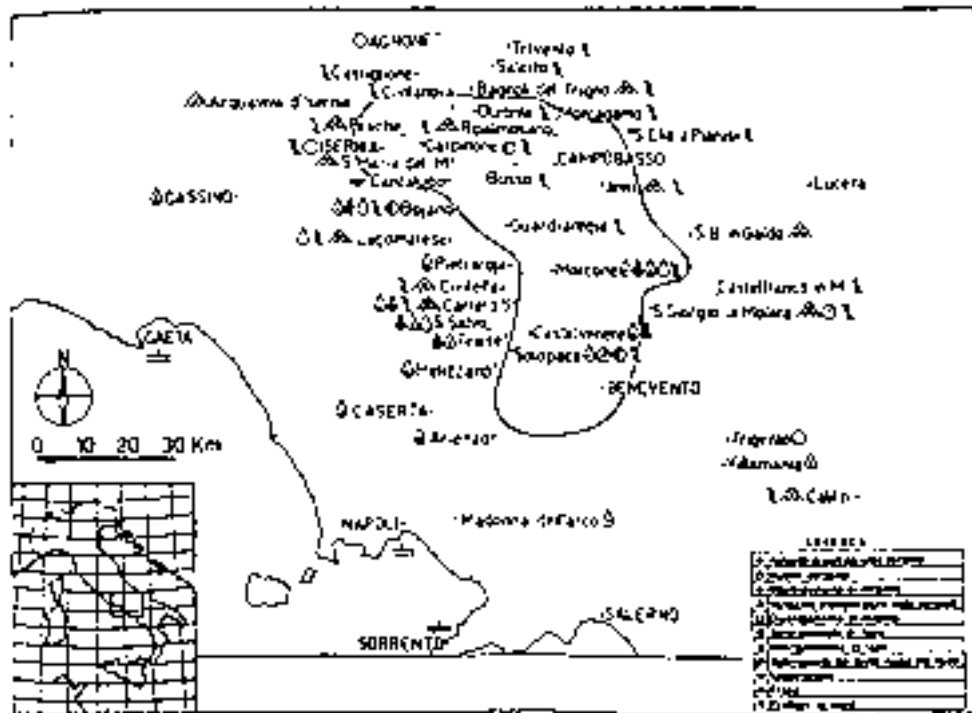


Fig. 3.5. Gli effetti sul terreno del terremoto del 1805 (da Esposito et al., 1987): per le descrizioni storiche relativamente all'area in studio si rimanda al testo

- Fratture a Pesche, a Guardiaregia, a Morcone: una lunghissima frattura è stata segnalata da Miranda fin quasi a S. Angelo in Grotte passando per Pesche: “Specialmente nella vicina montagna superiore alla terra di Miranda sino a S. Angelo in Grotte siansi aperte nella larghezza di mezzo palmo in circa, Fortini, 1805).

Nella zona di Guardiaregia Baratta (1903) parla di “fratture considerevoli e profondissime i cui labbri si trovarono rialzati anche di 7 palmi” (ragionevolmente intorno ai due metri, Esposito et al., 1987).

Nel descrivere la frattura di Morcone, Capozzi (1834) scrive “si osservarono nelle vicinanze della taverna, dove aprirono delle orribili voragini per un tratto di un terzo di miglio, alcune delle quali avevano rovesciato il terreno all'altezza di più di sei palmi, e di cui la latitudine era oltre tre palmi con proporzionale lunghezza....Qui un fonte accrebbe le sua acque, che ha dato picciol senso di zolfo”.

Data la notevole lunghezza e la relativa non dipendenza dalla topografia è difficile interpretare questi effetti come fenomeni franosi sismoindotti. Queste fratture potrebbero invece ragionevolmente venire interpretate come parte del campo di fagliazione superficiale cosismica dell'evento del 1805: sono infatti tutte ubicate in corrispondenza di faglie ad attività quaternaria (si vedano anche i cap. 4 e 5).

- Voragini sul versante sopra Bojano: Baratta (1901) descrive un paio di voragini che si formarono nel massiccio del Matese, circa a metà del versante di Bojano il giorno successivo all'evento sismico del 26 luglio. Sono stati interpretati come sprofondamenti carsici ma potrebbero essere invece anche connessi direttamente alla riattivazione in superficie della faglia del Matese che in questo punto passa circa a metà del versante (cap. 4.3.3) similmente alla “voragine” del Fucino, descritta da Oddone (1915) e interpretata come fagliazione superficiale da Serva *et al.* (1988).
- Liquefazioni a Cantalupo, a Bojano, a Busso e a Morcone: diversi Autori riportano un episodio di liquefazione con formazione di “vulcanelli di sabbia” che dovrebbe aver interessato la porzione superficiale dei depositi di riempimento fluvio-lacustre della piana non lontano dall'abitato di Cantalupo (Galli & Meloni, 1993). Più difficili da localizzare gli episodi di liquefazione segnalati genericamente a Bojano, Busso e Morcone.
- Frane a S. Giorgio la Molara, e ad Acquaviva d'Isernia: a S. Giorgio la Molara un monticello di dura roccia si infranse, il terreno adiacente si innalzò di 40 palmi ed in vicinanza si aprì una profonda voragine entro cui si gettarono le acque del Fiume Tammaro che, avendo trovato sbarrato il loro libero corso diedero luogo alla formazione di un vero lago. Il Regio Ing. Marchese, osservò che “*nei pressi del castello di Pietramajura, si aprì la maggiore voragine, della lunghezza di circa 3 km e l'ampiezza di oltre 1 km, ove ho osservato delle non indifferenti fessure, così verticali che orizzontali, dirette la maggior parte da levante a ponente.....vedesi dippiù la superficie indicata ove screpolata, ed ove elevata fino a palmi 15 dell'antico livello*” (Archivio di Stato di Napoli, 1805). Si tratta chiaramente di un fenomeno franoso, .  
Ad Acquaviva di Isernia “*Un bosco di circa 20 miglia di circonferenza fu interamente sconquassato, il terreno aperto e gli alberi sveltiti*” (Baratta, 1901). Non è nota l'esatta ubicazione, tuttavia anche questo effetto potrebbe trattarsi verosimilmente di un altro fenomeno franoso (Esposito *et al.*, 1998).
- Nuove sorgenti a Bojano: già nel giorno precedente alcune sorgenti intorno a Bojano apparvero torbide e più calde del solito. Tre giorni dopo il terremoto, sorsero tre grandi torrenti d'acqua che inondarono in breve tutta la campagna circostante: essi furono attivi per 20 giorni per poi ridursi a piccoli rivi. Una nuova sorgente si aprì “*nel*



*mezzo della città di Bojano la quale siegue a versarne anche oggidì” (Pepe, 1806). “Ed in Bojano surser dal sen della sua terra le stesse acque che son sgorgate ora (Poli, 1805)”.*

### 3.2.2. Sismicità strumentale

L’area del Sannio-Matese rappresenta uno dei segmenti sismicamente più attivi dell’Appennino meridionale (Cubellis *et al.*, 1995).

La sismicità recente nell’area del Sannio-Matese risulta caratterizzata prevalentemente da sequenze sismiche a sciame. Le sequenze sismiche registrate dalla rete dell’Istituto Nazionale di Geofisica maggiormente significative per l’area in studio sono state le seguenti:

- *Maggio 1984*, caratterizzata da due eventi principali di magnitudo  $M_l=5.4$  e  $M_l=5.2$ , seguite da numerose repliche (Console *et al.*, 1989), ed epicentro nei pressi di Alfedena.
- *Dicembre 1985*, caratterizzata da magnitudo massime  $M_l=3.2$  ed epicentro nel Matese.
- *Gennaio 1986*, un centinaio di eventi con magnitudo compresa tra 2.0 e 4.0 ed epicentro a NE di Isernia (Alessio *et al.*, 1987).
- *Aprile-Maggio 1990*, con magnitudo  $M_l=3.5$  ed epicentro nell’area beneventana. La distribuzione degli epicentri indicava un allineamento E-O e meccanismi focali orientati Nord-Sud o Est-Ovest, facendo supporre l’attivazione di faglie trasversali alla catena appenninica (Iannaccone *et al.*, 1991).
- *Giugno 1991*, caratterizzato da una ventina di scosse di bassa magnitudo ( $M_d$  compresa tra 1.0 e 2.0) ed epicentro localizzato a Nord di Benevento. Gli ipocentri sono risultati molto superficiali, con profondità comprese tra 3 e 5 km.
- *Agosto 1991*, caratterizzato da oltre trenta scosse di bassa magnitudo ( $M_d$  compresa tra 1.5 e 2.7) ed epicentro localizzato nella zona di S. Donato Val di Comino e profondità ipocentrali comprese tra 5 e 15 km.
- *Marzo 1992*, caratterizzata da quasi trecento microsismi ma anche da un evento di magnitudo maggiore ( $M_d=3.7$ ). L’epicentro di questa sequenza è stato localizzato nella zona di Pesco Sannita. In Federici *et al.* (1992), vengono definiti i meccanismi focali delle sequenze sismiche del 1991-1992, tutti per faglia diretta tranne alcuni eventi ad

Ovest di Campobasso con meccanismi di faglia inversa. Sulla base di tali dati viene anche definita l'orientazione locale del campo di *stress*: le direzioni di SH<sub>max</sub> risultano prevalentemente appenniniche e subordinatamente E-O.

- *Marzo 1997*, caratterizzata da un primo evento di magnitudo moderata 4,6 e da aftershocks più modesti (Chiarabba *et al.*, 1997). La zona epicentrale è stato localizzato nel settore SE del Sannio-Matese, tra i comuni di Sepino, Sassinoro e Morcone. La localizzazione degli eventi presenta un allineamento in direzione circa N-S (Milano *et al.*, 1997) e sono distribuiti su di un piano quasi verticale (Milano *et al.*, 1998). I meccanismi focali mostrano tipicamente una soluzione normale con estensione circa E-W. La profondità degli eventi è compresa tra 5 e 15 km. In base a questi dati sismologici è stato ipotizzato che questa attività sismica sia avvenuta lungo il sistema di strutture in direzione antiappenninica poste sul versante orientale del Matese. E' stata così ipotizzata in questa zona una rotazione locale del campo degli sforzi, che alla scala regionale assume invece un'orientazione circa NO-SE.

### 3.2.3. Valutazioni di pericolosità sismica su base statistica

Secondo la tradizione popolare la città di Boiano subisce terremoti distruttivi circa ogni 500 anni (Campanella, 1997). Tradizioni a parte, diversi Autori si sono occupati della valutazione della pericolosità sismica su base statistica dell'area matesina.

In particolare in Basili *et al.* (1988 ) viene applicata la distribuzione di Weibull all'area Irpinia-Sannio-Matese: in questa area il tempo di ritorno medio per terremoti di intensità maggiore o uguale al IX grado è pari a  $20 \pm 12$  anni.

In Mayer-Rosa *et al.* (1993) viene invece applicato il metodo di Cornell ai dati di sismicità storica (progetto TERESA). Ne risulta che un evento di VIII grado nella zona di Boiano è atteso circa ogni 50-100 anni, mentre un evento di X grado è atteso circa ogni 500-1000 anni (Fig. 3.6).

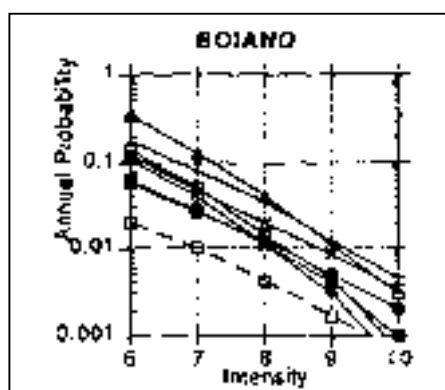


Fig. 3.6 Probabilità di ricorrenza annuale a Boiano per intensità comprese tra 6 e 10, calcolate utilizzando diversi algoritmi di pericolosità sismica (da Mayer-Rosa *et al.*, 1993).

### 3.3. Dati di sottosuolo

#### 3.3.1. Lavori pubblicati

Relativamente all'area in studio, soltanto nel lavoro di GEMINA (1963) si ritrova una descrizione delle caratteristiche stratigrafiche dei depositi di riempimento. In tale lavoro vengono riportati i risultati di una campagna di sondaggi finalizzata alla ricerca di giacimenti di lignite economicamente convenienti nelle piane di Morcone, di Sepino e di Bojano.

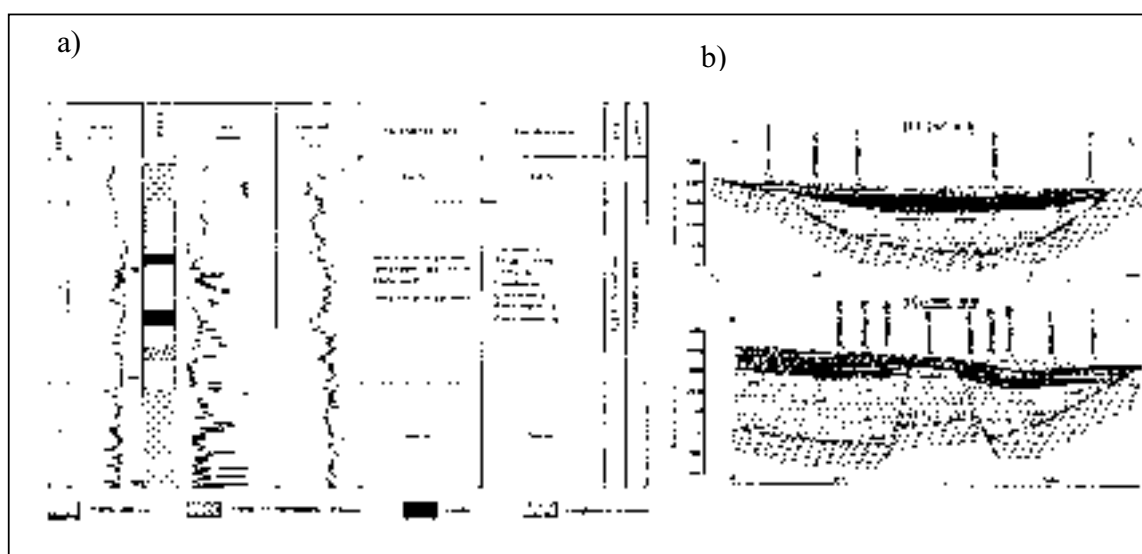


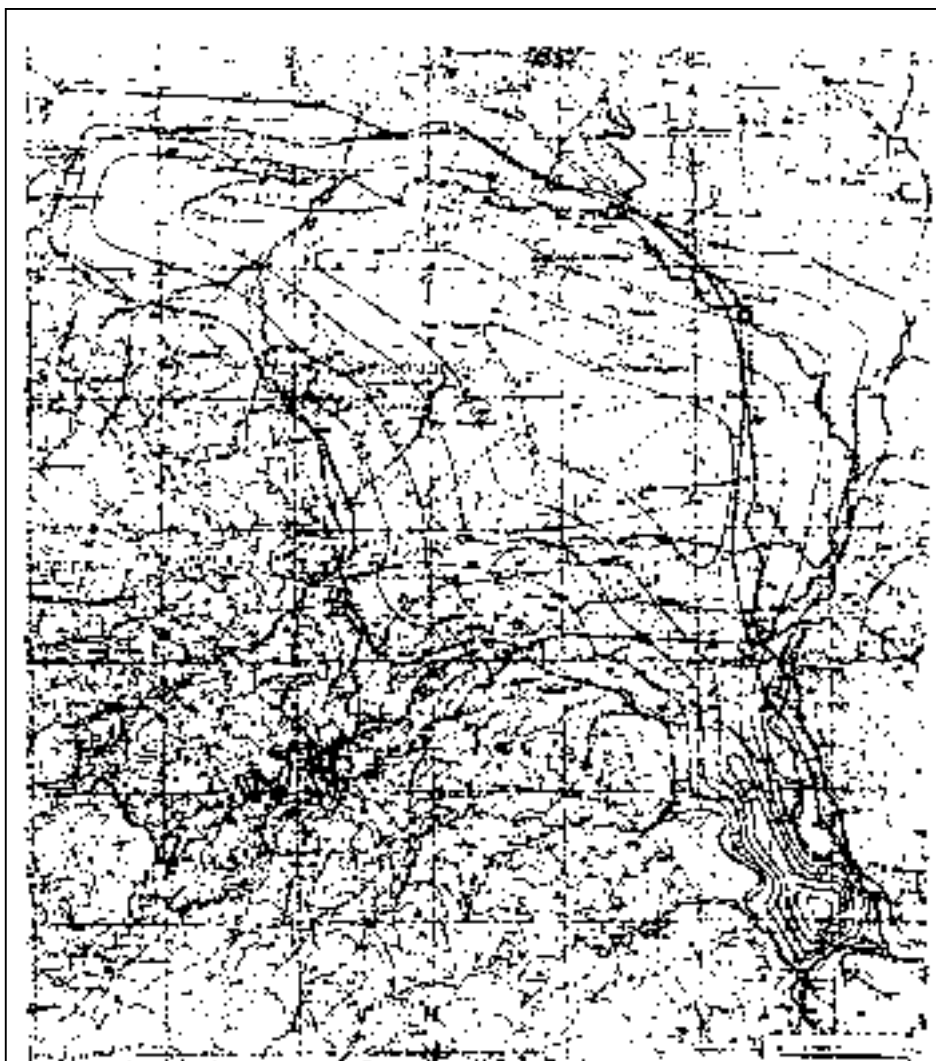
Fig. 3.7. a) Stratigrafia dei depositi di riempimento della piana di Sepino (da GEMINA, 1963): i dati delle perforazioni hanno permesso di riconoscere due complessi clastici separati da un complesso argilloso-sabbioso lignitifero. b) Profili trasversali alle piane di Sepino (A-A') e Morcone (B-B'): in quest'ultima è stata riconosciuta una struttura ad horst orientata circa N-S di età posteriore al Pleistocene inferiore.

I dati ottenuti dalle perforazioni hanno permesso la ricostruzione della seguente serie (Fig. 3.7.a), dal basso verso l'alto:

- a) complesso clastico inferiore: costituito da ciottoli calcarei e silicei di vari colori poco arrotondati; la parte più alta di tale complesso risulta di solito cementata da argilla leggermente sabbiosa.
- b) complesso argilloso più o meno sabbioso lignitifero: costituito da argille e argille sabbiose grigie con intercalazioni di livelli sabbiosi, e tre banchi principali di lignite; subito sopra a tali banchi e intercalate a questi sono presenti argille sabbiose "varvate" contenenti un gran numero di fossili (Gasteropodi d'acqua dolce), di scarso valore correlativo. Dal punto di vista palinologico, il quadro forestale è rappresentato prevalentemente dalla compagine: *Pinus diploxylon*, *Pinus haploxylon*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Picea*, *Carya*, *Pterocarya*, *Quercetum mixtum*, *Liquidambar*. Il quadro è tipico del Quaternario inferiore, con clima probabilmente di tipo temperato con oscillazioni in senso oceanico.

c) complesso clastico superiore: ciottoli di varie dimensioni, poco arrotondati, formati a spese dei calcari e dei materiali marnosi che costituiscono gli affioramenti che circondano il bacino. Tali ghiaie rappresentano brandelli di conoidi ormai distrutti dall'erosione.

Lo stesso lavoro ha messo in evidenza che si ritrovano banchi di lignite di spessore significativo, comunque economicamente non vantaggiosi per la coltivazione, soltanto nelle piane di Morcone e di Sepino mentre nella piana di Bojano non è stato ritrovato alcun orizzonte significativo.



*Fig. 3.8. Andamento del tetto del substrato nella conca di Sepino (da GEMINA, 1963): il riempimento al centro della piana è stato di almeno 180 metri.*

Al fine di questa ricerca i risultati di maggiore interesse del lavoro di GEMINA (1963) sono i seguenti:

- nella parte occidentale e centrale del bacino di Morcone, pochi km a SE dell'area investigata, si hanno probabili movimenti tettonici successivi alla deposizione della

lignite, secondo faglie ad andamento circa N-S (Fig. 3.7 b): i profili interpretativi dei dati di sondaggio mettono in luce pendenze di 30°-40° verso Ovest per i banchi di lignite, imputabili a tettonica più recente del Pleistocene inferiore.

- l'andamento complessivo del tetto del substrato della piana di Sepino (Fig. 3.8): al centro della piana di Sepino i depositi di riempimento dovrebbero avere raggiunto uno spessore complessivo di almeno 180 m.
- nella conca di Sepino la lignite è stata ritrovata soltanto nel settore meridionale: ciò potrebbe essere imputato a faglie orientate circa Est-Ovest (ad esempio la faglia del Torrente Saraceno, par. 4.3.6).

### 3.3.2. Database di sondaggi

E' stato costituito un database di 139 sondaggi geognostici eseguiti nell'area in esame, resi disponibili sia da enti pubblici sia da privati. Dei sondaggi disponibili, circa il 50% sono stati eseguiti all'interno dei terreni di riempimento mentre gli altri sono relativi al substrato. Le stratigrafie dei sondaggi non possono essere riportate in quanto strettamente riservate.

Tale database ha consentito di ricavare informazioni puntuali sui caratteri stratigrafici dei depositi di riempimento e soprattutto di valutare la profondità di alcuni markers stratigrafici quali la profondità del tetto del substrato e di variazioni di facies all'interno dei depositi di riempimento (Tab. 3.4, ubicazioni in Allegato 2).

- *Tetto del substrato*: nella piana antistante al versante di Cantalupo la profondità del substrato, di natura arenacea è di pochi metri, mentre supera sicuramente i 15 metri in prossimità del Torrente Il Rio. Le conoide alimentatrici del versante matesino (ad es. Callora, Fosso della Strega) hanno uno spessore compreso tra 10 e 20 metri. All'altezza di Bojano, i sondaggi raggiungono il substrato soltanto in prossimità della base del versante matesino (p.es. sondaggio 96, 88 m), mentre nella piana il riempimento ha uno spessore maggiore di 160 metri (dati GEMINA). Sotto la conoide di Campochiaro il substrato è di tipo argilloso-marnoso e raggiunge anche i 90 metri.
- *Passaggio fluviale-lacustre*: in alcuni sondaggi nella piana antistante Bojano si riconosce un passaggio molto netto tra depositi ghiaiosi e depositi argillosi. Ciò può essere interpretato come il passaggio tra fluviale (alluvioni recenti) e lacustre sottostante. La profondità del passaggio raggiunge al massimo i 22 metri.

Non è invece possibile eseguire correlazioni tra orizzonti stratigrafici di riferimento, se non in aree specifiche ad elevata densità di dati puntuali (ad esempio nel centro abitato di Bojano). Ciò è dovuto all'elevata variabilità orizzontale dei depositi di riempimento, ma anche alla non univocità della descrizione delle stratigrafie provenienti da fonti differenti.

Tab. 3.4. Profondità di alcuni markers stratigrafici sulla base delle stratigrafie dei sondaggi

N.	Committente	Deposito in affioramento	Marker	Profondità (m)
<b>2</b>	Gamma costruzioni	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	Almeno 60
<b>7</b>	SAM	Alluvioni Bojano	Passaggio fluviale-lacustre	8.5
<b>10</b>	Procter & Gamble	Conoide di Campochiaro	Tetto substrato	Almeno
<b>14</b>	SEAM	Conoide Fosso della Strega	Tetto substrato flysch	14
<b>17</b>	SEAM	Alluvioni Bojano	Passaggio fluviale-lacustre	7
<b>26</b>	De Dona & C.	Lacustre piana Sepino	Tetto substrato	Almeno 10
<b>27</b>	Comune Bojano	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	Almeno 20
<b>28</b>	Comune Bojano	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	Almeno 20
<b>30</b>	Com. Mont. Matese	Lacustre piana Sepino	Tetto substrato	Almeno 15
<b>35</b>	Comune Bojano	Alluvioni Bojano	Passaggio fluviale-lacustre	22
<b>36</b>	Comune Bojano	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	Almeno 20
<b>37</b>	Comune Bojano	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	Almeno 20
<b>40</b>	Comune Bojano	Conoide Fosso della Strega	Tetto substrato flysch	14.5
<b>41</b>	Comune Bojano	Conoide Callora	Tetto substrato	Almeno 20
<b>42</b>	Comune Bojano	Conoide Callora	Tetto substrato	Almeno 18
<b>43</b>	Comune Bojano	Conoide Callora	Tetto substrato flysch	11.5
<b>46</b>	Comune Bojano	Alluvioni Biferno	Tetto substrato	Almeno 20
<b>50</b>	Comune Bojano	Conoide Callora	Tetto substrato	Almeno
<b>51</b>	Comune Bojano	Alluvioni Il Rio	Tetto substrato	Almeno 15
<b>69</b>	Comune Colle	Alluvioni Quirino	Tetto substrato	Almeno 20
<b>78</b>	Comune Guardiaregia	Lacustre Difesa di	Tetto substrato	Almeno
<b>79</b>	ERIM	Conoide Fosso della Strega	Tetto substrato flysch	13.3
<b>90</b>	ERIM	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	Almeno 85
<b>96</b>	ERIM	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	88
<b>99</b>	ERIM	Detrito di falda Bojano	Tetto substrato	106
<b>102</b>	ERIM	Alluvioni Bojano	Tetto substrato	Almeno 72
<b>117</b>	ERIM	Conoide di Campochiaro	Spessore conoide	89
<b>118</b>	ERIM	Conoide di Campochiaro	Spessore conoide	68
<b>119</b>	ERIM	Conoide di Campochiaro	Spessore conoide	40
<b>120</b>	ERIM	Detrito di falda di Colli della	Tetto substrato arenaceo	15
<b>124</b>	Comune Cantalupo	Conoide Borrello	Tetto substrato flysch	3.8
<b>125</b>	Comune Cantalupo	Colluvio Cantalupo	Tetto substrato flysch	2.6
<b>126</b>	Comune Cantalupo	Colluvio Cantalupo	Tetto substrato flysch	1.6
<b>127</b>	Comune Cantalupo	Alluvioni Rio	Tetto substrato	Almeno 12
<b>128</b>	Comune Cantalupo	Alluvioni Rio	Tetto substrato flysch	4.5
<b>129</b>	Comune Cantalupo	Colluvio Cantalupo	Tetto substrato flysch	3.2
<b>130</b>	Comune Cantalupo	Alluvioni Rio	Tetto substrato	Almeno 12
<b>131</b>	Comune Cantalupo	Colluvio Cantalupo	Tetto substrato flysch	2.2

### 3.3.3. Geofisica

Una linea sismica trasversale alla piana nel settore settentrionale, tra Cantalupo e Macchiagodena, è stata interpretata da Naso (1998): dal *line drawing* e dal profilo interpretativo risulta evidente la geometria a graben della conca, governata dalla faglia principale matesina e dalla sua antitetica nell'area sannitica, ambedue a direzione appenninica. Sono evidenti anche altre faglie sintetiche che sembrano dislocare i depositi quaternari di riempimento fino in superficie.

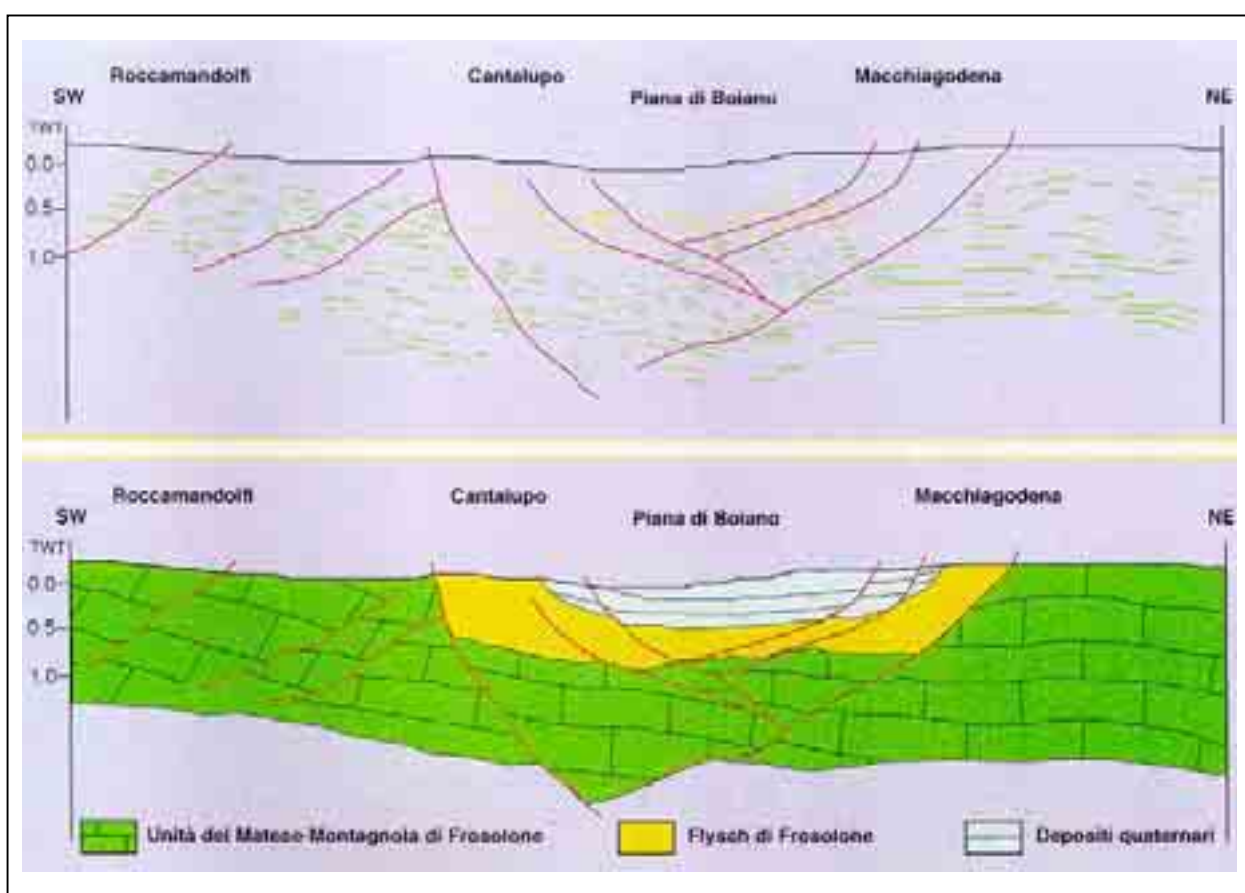


Fig. 3.9 Line-drawing e interpretazione di una linea sismica la cui traccia è perpendicolare alla Piana di Bojano (da Corrado et al., 1998).

## 3.4. Dati climatici

### 3.4.1. Pluviometria e termometria

Dagli Annali Idrologici del Servizio Idrografico sono state ricavate, per il periodo 1937-1994 (con lacune) i dati di precipitazione mensili ed annuali relativamente a

quattro stazioni del Servizio Idrografico presenti nell'area in studio: Bojano, Spinete, Roccamandolfi e Guardiaregia.

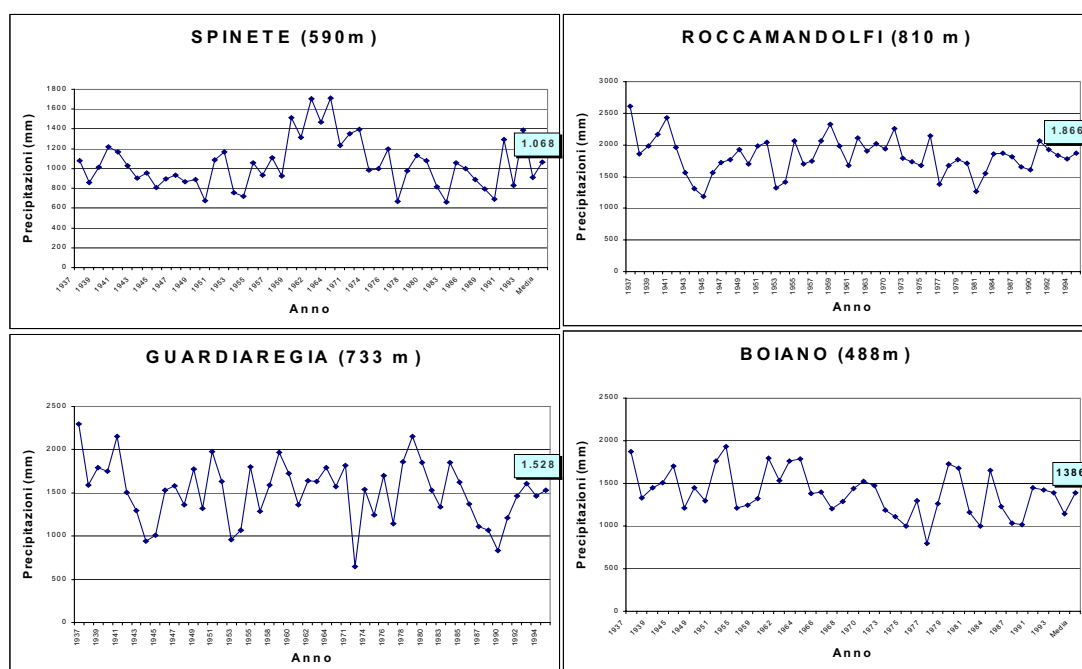


Fig. 3.10 Precipitazioni medie annue relative alle stazioni di Bojano, Guardiaregia, Spinete e Roccamandolfi (periodo 1937-1994): l'entità delle precipitazioni è funzione soprattutto della quota e dell'effetto topografico del massiccio del Matese.

Le medie di precipitazioni annuali negli ultimi anni indicano chiaramente precipitazioni maggiori sul versante matesino (superiori anche a 1500 mm/anno) rispetto al versante sannita (poco superiori a 1000 mm/anno). La quantità di precipitazioni è influenzata, oltre che della quota, anche dell'effetto topografico del massiccio matesino sulle nubi provenienti da Ovest, per le quali esso costituisce una sorta di barriera invalicabile.

Sono anche state ricavate le precipitazioni di massima intensità alla stazione di Bojano che ha registrato nel periodo 1937-1994 cinque eventi di pioggia > 500 mm in 24 ore. Tale valore è indicativo delle massime intensità di precipitazione raggiungibili e può essere utilizzato per determinare il "rischio meteorologico" in termini probabilistici cui è soggetta l'area di Bojano (Rosso & Serva, 1998).



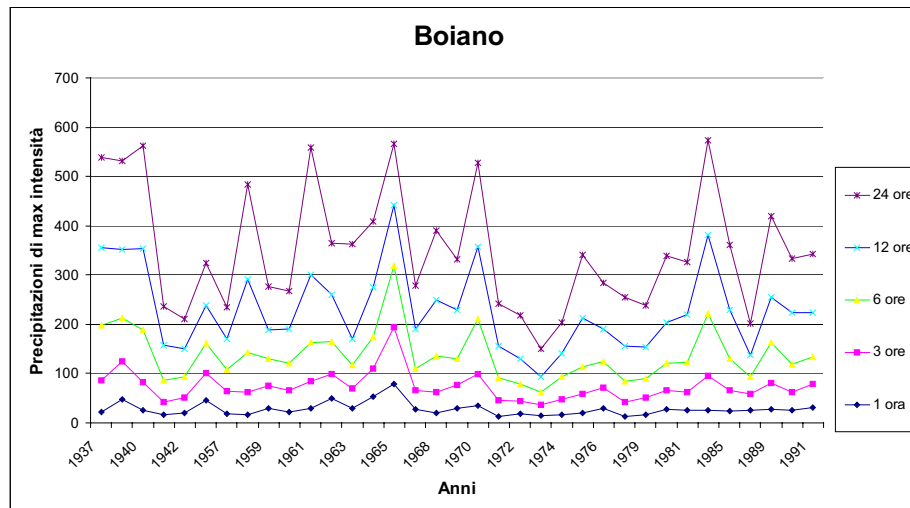


Fig. 3.11. Precipitazioni di massima intensità alla stazione di Boiano: le cinque serie si riferiscono rispettivamente ai massimi eventi occorsi annualmente in una, tre, sei, dodici e ventiquattro ore.

L'unica stazione termometrica del Servizio Idrografico ricadente nell'area in studio è quella di Guardiaregia (733 m): il mese più freddo è quello di gennaio (4.1 °C) mentre il mese di agosto è quello più caldo (21.8 °C).

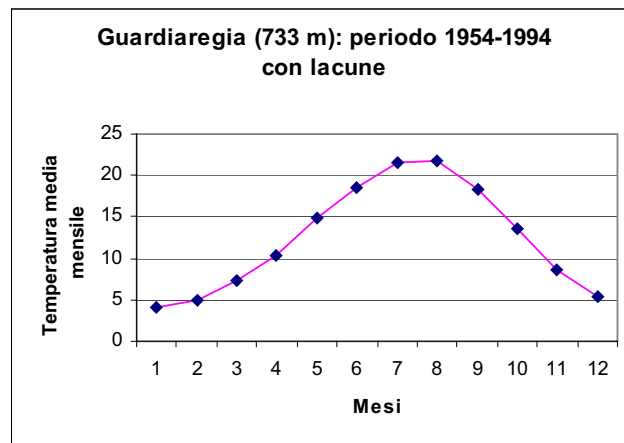


Fig. 3.12. Temperature medie mensili alla stazione di Guardiaregia (periodo 1954-1994 con lacune)

### 3.4.2. Caratteristiche climatiche

Le caratteristiche climatiche sono state riferite alla la stazione di Guardiaregia, unica stazione per cui siano disponibili sia i dati pluviometrici che termometrici. Tale stazione è posta ad una quota di 733 m: le caratteristiche climatiche nella piana (posto a circa 500 m) saranno leggermente più secche e calde.

Secondo la classificazione di Koppen (1936) il clima nella stazione di Guardiaregia è di tipo mesotermico umido senza stagione secca ed è espresso dalla formula climatica

Cfsb (“C” indica che la temperatura del mese più freddo è compresa tra  $-3$  e  $+18^{\circ}\text{C}$ ; “fs” indica che il mese più secco presenta una piovosità inferiore ad un terzo di quella del mese più piovoso ma superiore a 30 mm; “b” indica che la temperatura media del mese più caldo è inferiore a  $22^{\circ}\text{C}$  ma oltre quattro mesi la temperatura media è superiore a  $10^{\circ}\text{C}$ ).

Secondo il metodo di Thornthwaite & Mather (1957), che utilizza il bilancio idrico del suolo ai fini della determinazione dei parametri climatici, le caratteristiche climatiche della stazione di Guardiaregia sono del tipo  $\text{AB}_2'\text{rb}_4'$ : clima periumido (A), varietà secondo mesotermico ( $\text{B}_2'$ ), deficit idrico estivo assente o molto piccolo con indice di aridità compreso tra 0 e 16,7 (r), concentrazione estiva dell'efficienza termica (rapporto in percentuale tra la PE dei mesi estivi e la PE totale) compresa tra 48,0 e 51,9 ( $\text{b}_4'$ ). Per valori di AWC più bassi rispettivamente di 100 e 50 mm la formula climatica è  $\text{AB}_2'\text{sb}_4'$  (l'indice di aridità aumenta e raggiunge il nuovo intervallo di definizione “s” (tra 16.7 e 33.3)).

### ***3.5. Circolazione delle acque***

#### **3.5.1.. Idrografia superficiale**

Nell'area in esame, la circolazione delle acque superficiali avviene nell'ambito di due bacini idrografici di primo ordine: il bacino del Fiume Biferno e il bacino del Fiume Tammaro.

- *Bacino del Fiume Biferno*: il Fiume Biferno nasce in prossimità dell'abitato di Bojano ed attraversa la piana secondo un andamento circa ENE-OSO per poi assumere un andamento N-S quando si immette nella valle. Esso prosegue con questo andamento fino alla foce nel mare Adriatico, dopo aver percorso circa 90 km.

I principali affluenti del F. Biferno, relativamente all'area in esame, sono:

- il Torrente Il Rio, tributario in sinistra idrografica, che attraversa l'intera piana di Bojano da NO a SE, e che raccoglie le acque dal versante sannita della conca nel tratto ad Ovest di Spinete, e dal versante matesino nel tratto compreso tra Cantalupo ed Indiprete. Inoltre, riceve gli apporti del Torrente Callora che drena il versante matesino nel tratto tra Cantalupo, Roccamandolfi e San Massimo.
- il Torrente Quirino, tributario in destra idrografica, che dopo aver attraversato parte del massiccio carbonatico del Matese con tratti anche in forra, secondo un andamento

circa SO-NE, incide la conoide di Campochiaro e, dopo un breve tratto circa NO-SE, confluisce nel Fiume Biferno.

In Tab. 3.5. sono riportati i valori di portata relativi alla stazione idrometrica di Ponte della Fiumara, posta nella piana di Bojano, prima della confluenza con i torrenti Il Rio e Quirino.

Tab. 3.5 Valori idrometrici relativi alla stazione di Ponte della Fiumara (da Boni *et al.*, 1986)

<b>Quota s.l.d.m.</b>	480 m
<b>Q<sub>media</sub></b>	4,89 m <sup>3</sup> /s
<b>Q<sub>magra</sub></b>	3,91 m <sup>3</sup> /s
<b>Superficie bacino sotteso</b>	15 km <sup>2</sup>
<b>Indice flusso base</b>	0,8

La portata del Biferno risulta pertanto abbastanza costante durante tutto il periodo dell'anno in quanto fortemente dipendente dal suo flusso di base e. Viceversa, a valle delle confluenze con i due torrenti sopracitati (Torrenti Rio e Callora), le cui acque derivano soprattutto dal ruscellamento superficiale, le portate complessive risultano molto più strettamente dipendenti dall'entità delle precipitazioni.

- *Bacino del F. Tammaro*: il F. Tammaro nasce in prossimità della sella di Vinchiature (fonti della Tenda, fonte del Lago e Mangiacarne), attraversa la piana di Sepino, prima da Est ad Ovest e poi da Nord a Sud, per confluire nel F. Calore, quindi nel F. Volturno e infine nel mar Tirreno.

Nell'area in esame, gli affluenti principali del F. Tammaro si hanno in destra idrografica (Torrenti Saraceno e Tappone), che drenano il versante matesino della piana di Sepino.

### 3.5.2. Idrogeologia

La circolazione idrica sotterranea avviene nell'ambito di un sistema idrogeologico di primo ordine, costituito dalle unità idrogeologiche dei Monti del Matese e di Monte Totila (Civita, 1969; Celico *et al.*, 1984; Boni *et al.*, 1986).

Tab.3.6. Caratteri idrologici del sistema Matese-Totila (da Boni *et al.*, 1986)

<b>Precipitazione media annua</b>	P	1465 mm
<b>Portata misurata</b>	Qm	19.9 m <sup>3</sup> /s
<b>Portata stimata</b>	Qe	3.0 m <sup>3</sup> /s
<b>Portata totale</b>	Qt	22.9 m <sup>3</sup> /s
<b>Infiltrazione efficace</b>	It	888 mm

- *Unità dei Monti del Matese*: la base dell’acquifero del Matese è costituita dalle dolomie del Trias sup.-Giura inf., permeabili per fratturazione, ma relativamente impermeabili rispetto alla sovrastante serie calcarea. Il principale elemento di tamponamento è dato dall’insieme flyschoidi di litologie marnose, calcareo-marnose, argillose ed arenacee che circonda il massiccio carbonatico (Barazzuoli *et al.*, 1994). Le portate delle sorgenti principali relativamente alla zona di Bojano e Sepino sono riportate in Tab. 3.7. e ubicate in Allegato 2.

Tab. 3.7. Portate delle principali sorgenti (da Boni *et al.*, 1986)

<b>Sorgente</b>	<b>Quota (m)</b>	<b>Portata media (m<sup>3</sup>/s)</b>
Pietre cadute	490	1,8
Riofreddo	510	1,7
S. Maria e S. Giacomo	610	0,3
Maiella	485	1,2

Da sottolineare, la presenza di alcune emergenze a chimismo anomalo (acque sulfuree e acque salse) nei pressi del centro abitato di S. Massimo e nella parte settentrionale della piana di Sepino. In letteratura nel sistema Matese-Totila sono note anche altre sorgenti sulfuree, precisamente nella zona di Castel Romano, di Bagni della Regina, di Telese. Un chimismo di questo tipo può essere dovuto alla presenza di particolari formazioni (ad esempio il membro gessoso-solfifero), ma può essere anche indicativa di una discontinuità tettonica che favorisce circolazione di fluidi sulfurei a basse profondità.

### 3.5.3. Il carsismo

La circolazione idrica sotterranea nel massiccio del Matese, in particolare nella zona tra Campochiaro e Guardiaregia, ha favorito lo sviluppo di forme carsiche ipogee di eccezionale bellezza (Tab. 3.8).

Tab. 3.8. Cavità carsiche segnalate nel massiccio del Matese nella zona tra Campochiaro e Guardiaregia (da Capasso, 1992).

Cavità	Sviluppo (m)	Profondità (m)
Pozzo della Neve	circa 7000	-1045
Cul di Bove	circa 3600	- 906
Risorgenza Ianara	circa 1000	+ 64
Grotta M3	130	-50
Buco nell'acqua	63	-31
Pozzo presso la dolina di M3	125	-35
Risorgenza Capo Quirino	Circa 1000	+100

Lo sviluppo di simili cavità è stato guidato dalle discontinuità tettoniche: spettacolari specchi di faglia sono stati segnalati (Capasso, 1992) nella cavità di Pozzo della Neve, a 200 m di profondità nei pressi del “Grande Scivolo”, e nella cavità di Cul di Bove (abbastanza vicino all’ingresso).

Forme carsiche epigee, quali campi di doline, sono diffuse su tutto il massiccio carbonatico del Matese (p.es. nella zona di Colli della Serra, sopra Civita superiore).

### 3.6. Indagine storico-archeologica

#### 3.6.1. Sintesi storico-archeologica dell'area

- *La preistoria*: la storia dell'uomo nell'area molisana è documentata almeno a partire dagli inizi del Pleistocene medio se non addirittura dal Pleistocene inferiore.

Gli scavi del sito di “La Pineta”, nei pressi di Isernia, hanno infatti documentato la presenza dell'uomo preistorico (*Homo Iserniensis*) a partire da almeno 700.000 anni. Si tratta di un sito di grande valenza archeologica, ma anche paleoambientale.

Grazie alla datazione K/Ar sul sanidino di materiale di origine vulcanica, nel sito di La Pineta è stato possibile inquadrare in un periodo compreso tra circa 800.000 e 500.000 anni (Coltorti *et al.*, 1982) i seguenti processi successivi: a) deposizione lacustre; b) formazione di bancate travertinose; c) erosione intensa; d) primo insediamento umano; e) esondazioni fluviali; f) secondo insediamento umano; g) colata di fango legata ad eruzione vulcanica; h) terzo insediamento umano.

Tra i numerosissimi reperti, da ricordare i reperti ossei di animali cacciati dall'uomo preistorico, tra cui il bisonte ed il rinoceronte. Sono inoltre stati ritrovati strumenti litici in calcare e selce in grande quantità.

La frequentazione dell'uomo preistorico è documentata in diversi altri siti in aree limitrofe: in particolare durante le fasi interglaciali l'uomo cacciatore si spingeva fino anche alle zone interne, mentre nelle fasi glaciali stazionava nelle aree più miti, quali le basse valli del Biferno (Ponte Regio, Busso) e del Trigno.

Relativamente all'area in studio, l'unico sito certamente preistorico datato è la capanna-sepolcro ritrovata nel bosco di Sepino sul versante meridionale della conca, attribuita al Neolitico (probabilmente tra 5600 e 5000 anni, De Blasio, 1908).

Si tratta di una capanna di forma semiovale (m.3x2.3) : delle strutture rimanevano le impronte dei pali e delle canne che ne costituivano le pareti e la copertura; al centro della parete opposta all'entrata era adagiato supino lo scheletro di una donna di mezza età, circondato da lastre di pietra. Altri resti di ossa animali, oggetti di pietra e vasellame. Il sito era sepolto da 12 cm di argilla e 20 cm di suolo.

Resti di manufatti probabilmente neolitici sono stati ritrovati anche sopra il versante di Colli della Difenza, in località Valle Uma.

- *L'età arcaica*: nel periodo arcaico (X-VI secolo a.C.) si hanno notizie di un'intensa frequentazione lungo i percorsi tratturali. In particolare lungo il tratturo Pescasseroli-

Candela, che attraversa sia le piane di Bojano e Sepino, sono documentati nuclei sepolcrali (a S. Massimo, S. Polo, Campochiaro, Macchiagodena e Sepino).

L'unico sito oggetto di uno specifico studio archeologico è stato quello nell'agro di S. Massimo, non lontano dal Torrente Callora.

Si tratta di sepolture prive di copertura, i corredi sono decisamente discreti per quanto riguarda i vasi, mentre mancano oggetti ed ornamenti personali. La profondità della sepoltura è di circa un paio di metri (Capini, 1980).

- *Il periodo sannitico*: Se si eccettuano le poche notizie che ricaviamo dalle fonti romane e greche sulle conquiste sannitiche, è solo a partire dal 354 a.C. che, grazie soprattutto alla narrazione di Tito Livio, è possibile seguire con una certa continuità le vicende storiche dei Sanniti, sino al drammatico epilogo rappresentato dalla sconfitta di Porta Collina (82 a.C.).

E' una storia di ripetute guerre con i Romani separata da brevi periodi di pace. Nel 343 a.C. scoppiò la prima guerra tra i Sanniti Pentri e Roma conclusasi qualche anno più tardi con un contratto di alleanza che continuava a lasciare i Sanniti senza sbocco al mare.

Nel 328 ripresero le ostilità, perché entrambe le potenze erano interessate alla zona della Puglia, della Campania settentrionale e del Lazio meridionale. Ma la politica di accerchiamento avviata da Roma con l'istituzione delle colonie apule e campane portò come ulteriore conseguenza la presa di Bojano nel 305 a.C. e l'ingresso, per la prima volta, dei Romani nel Sannio.

Nel 294 a.C. Roma penetrò nuovamente nel cuore del Sannio nonostante la mobilitazione di tutti gli uomini sanniti nella *legio linteata* che prestò giuramento ad Aquilonia, dove i Sanniti furono ancora sconfitti. Questa guerra, che vide la conquista di Sepino, ebbe termine nel 290 a.C. con un ulteriore restringimento del suo territorio. Nella guerra tra il 283 ed il 272 i Sanniti erano dalla parte di Pirro ma dopo la sconfitta di questo furono costretti di nuovo alla resa. Il territorio del Sannio fu inglobato nell'*ager romanus* e nel 263 fu fondata la colonia latina di Aesernia.

Quando Annibale giunse in Italia intorno al 217 a.C. i Pentri furono al fianco dei Romani, per questo subirono una serie di devastazioni da parte di Annibale. Dopo la burrascosa presenza di Annibale si registrò nel Sannio pentro una ripresa delle attività soprattutto delle aree sacre così come per alcuni abitati. Nel 91 a.C. i Sanniti insieme ad altri popoli italici insorsero contro Roma per essere ammessi a pieno titolo nella cittadinanza romana.

Nelle zone di Bojano e Sepino soprattutto sui versanti, a scopo difensivo, si formarono insediamenti abitativi con linee di fortificazioni. Si tratta di aree chiuse da una o più cinte murarie che venivano utilizzate nei periodi di maggiore instabilità politica come

durante le guerre combattute contro Roma e che sono installate in corrispondenza di assi di attraversamento e di penetrazione costituiti dai tratturi. Si intensifica anche la distribuzione sul territorio di villaggi, fattorie e santuari.

I centri sannitici più importanti erano già allora Bovianum (l'antica Bojano) e Saipins (l'antica Sepino). Tra i resti della Bojano sannitica possiamo citare i resti di mura megalitiche presso Larghetto Gentile e nei pressi della chiesa di S. Erasmo e i recinti di La Torretta, Colle di Rocca e soprattutto di Monte Crocella (m. 1040 s.l.m.).

Si tratta di una piccola cinta in opera poligonale del diametro di 110 metri e perimetro di 900 metri con una cisterna ancora in buone condizioni al suo interno. Sulla superficie sono stati rinvenuti frammenti di ceramica comune e a vernice nera del II-III sec. a.C.

I resti di Saipins si trovano a circa 950 m s.l.m. in località Terravecchia, sul versante sudoccidentale della conca di Sepino.

Si riconosce una cerchia muraria megalitica a pianta trapezoidale con la base maggiore volta a NE, per una lunghezza complessiva di circa 1500 metri. Le aperture identificate sono tre: la Postierla del Matese, la Porta dell'Acropoli e la Porta del Tratturo. All'interno sono conservati i resti di un abitato medioevale.

Non mancano le necropoli funerarie (almeno due in località Camponi, tra Bojano e S. Polo e lungo il tratturo Pescasseroli-Candela). Entrambe le necropoli sono state attribuite al quinto secolo.

Ma il sito di età sannitica più importante nella zona in studio è senza dubbio il santuario di Ercole, nel territorio di Campochiaro, alla base del versante di Colli della Difenza (località Civitella).

Già nella seconda metà del IV secolo esisteva un luogo di culto consacrato ad Ercole, frequentato regolarmente e con una sua struttura architettonica definita: esso occupava una spianata naturale che richiese pochissimi adattamenti tipo terrazzamenti. L'area era delimitata ad Ovest da un porticato del quale resta la parte inferiore. Non rimane traccia del vero e proprio edificio di culto, perché venne distrutto al momento della successiva costruzione del tempio che è rimasto fino a noi. Il materiale relativo a questa prima fase è costituito soprattutto da ceramica.

Dopo le guerre sannitiche (II sec. a.C.) il santuario venne ristrutturato radicalmente secondo criteri di evidente monumentalità, secondo uno schema ad unica cella con pronao preceduto da un'alta scala ed un altare nello spazio antistante. Lo spessore del terreno di copertura va da 50 cm ad 1 metro (Capini, 1980).



- *Il periodo romano:* A partire dal I sec. a.C. tutto il territorio del Sannio subisce un intenso processo di riorganizzazione da parte dei Romani che avevano ormai preso il sopravvento in maniera stabile. Il riassetto territoriale venne effettuato mediante la fondazione di *municipia*, in cui erano riunite non solo le sedi del potere amministrativo ma anche tutte le funzioni produttive, agricole, artigianali e di scambio. Nacquero così i *municipia* di *Bovianum* e di *Saepinum*.

L'economia si basava principalmente sulle pratiche di allevamento. Basti ricordare la grande importanza che rivestivano in quel periodo i tratturi, lungo i quali si svolgeva la transumanza stagionale di grandi mandrie dall'Abruzzo alla Puglia e viceversa passando per il Molise.

La *Bovianum* romana perse gran parte del suo territorio rispetto a quando era capoluogo dei Sanniti Pentri. Tuttavia, grazie alla posizione sul tratturo Pescasseroli-Candela, non perse la sua importanza strategica. Si hanno notizie di due colonie romane, rispettivamente in epoca triumvirale e sotto l'imperatore Vespasiano. Molti sono i resti documentati, specialmente iscrizioni e mosaici

Particolarmente interessante il ritrovamento, a circa 3 m di profondità sotto un alto strato di limo fluviale (De Benedittis, 1991), di un tratto di canaletta in pietra molto simile a quella che delimita la piazza di *Saepinum*. Inoltre resti di ville romane sono molto diffusi nella piana di Bojano (località Massari, Sorgenti S. Mariella, Pitti e Fonte Carbone).

La città di *Saepinum* o Altilia (Fig. 3.13 e 3.14) sorse all'incrocio tra due importanti tratturi che attraversavano l'Appennino meridionale.

Nell'ultimo decennio del I secolo a.C. si assiste ad una febbrile attività edilizia nella zona di Altilia (*Saepinum* romana): oltre alle mura in *opus reticulatum* e alle opere di urbanizzazione primaria, risalgono a questo periodo una serie di edifici che riflettono la munificenza imperiale. Attorno alla piazza forense sono stati individuati il complesso *basilica-tribunal columnatum* con accanto il *macellum*. Inoltre ritroviamo le *therme* forensi, il teatro e il retrostante complesso *piscina-porticus*. L'impianto urbano rimane comunque legato al tratturo: infatti, il *decumanus maximus* ripercorre da porta Bojano a porta Benevento il tracciato tratturale.

Lo spessore del terreno di copertura nella zona archeologica di Altilia è pari a circa 1,7 metri (Cianfarani, 1951).



*Fig. 3.13. Resti della antica Saepinum (I sec. d.C): il Decumanus maximus e il foro visti da porta Bojano (qui sopra); il teatro (qui sotto).*



La documentazione epigrafica testimonia una notevole prosperità di Saepinum durante tutto il periodo imperiale che raggiunse il suo culmine probabilmente sotto l'imperatore Traiano. Ma tale prosperità ebbe breve durata e nei secoli successivi Saepinum perse velocemente la sua importanza. Nel IV sec. si assiste ad un tentativo di ricostruzione della Saepinum romana ormai in degrado e forse anche danneggiata dall'evento sismico del 346. Ma ormai il suo ruolo nelle vicende storiche era assolutamente irrilevante.

- *Il medioevo:* Con il 476 d.C. l'impero romano d'occidente sparì anche formalmente mentre una serie di spostamenti di popolazioni dal Nord verso il Sud dell'Europa cominciò ad interessare la penisola italiana e con questa anche l'area dell'attuale Molise.

Verso la metà del IV secolo d.C. il Sannio era divenuta una provincia autonoma. Questa unità territoriale si mantenne inalterata fino alla fine del VI secolo quando rilevanti erano nella provincia gli stanziamenti dei Goti che come ci informano le fonti ogni anno si recavano a Ravenna per ricevere doni dalle mani del re.

Il VI secolo è interessato dalla guerra greco-gotica ossia tra i Bizantini e i Goti: è il periodo per il quale è attestata la presenza di vescovi in centri come Venafrò, Sepino, Bojano, Larino e forse Isernia, ma è anche il periodo che documenta una decisa crisi demografica. Dal VI all'XI secolo il Sannio rientra nella Longobardia meridionale inserita nel ducato di Benevento. La presenza dei Longobardi nell'area molisana si fa risalire al 571 quando Zotone di Pescara, attraverso il piano delle Cinque Miglia arrivò ad Isernia e da qui arrivarono a Benevento. A quest'epoca si fa risalire la divisione amministrativa in Gastaldati effettuata sulla base degli antichi municipi romani: Bojano era sede del gastaldato delle terre del vecchio Sannio, mentre la terra degli antichi Frentani faceva parte del gastaldato di Chieti.

Al VII secolo si fa risalire un'importante testimonianza documentata da un paio di necropoli nella conoide di Campochiaro, in località Vicenne.

L'importanza di queste necropoli, oltre che per la collocazione cronologica, è soprattutto per l'esistenza di alcune tombe in cui sono seppelliti nella medesima fossa il cavaliere ed il suo cavallo. E' verosimile che le tombe possano essere collegate a modelli insediativi di tipo nomade.

Le sepolture sono scavate nel banco ghiaioso: la loro profondità rispetto al p.c. è compresa tra 3 e 5 metri (Ceglia, 1988).

La già difficile vita delle popolazioni molisane fu resa ancora più faticosa dalle numerose calamità naturali come i terremoti (vedi cap. 3.2) come frequenti furono anche carestie ed epidemie che provocarono a volte la decimazione delle popolazioni.

Al periodo medioevale si fa risalire la nascita dei vari paesi attuali arroccati sul versante matesino (l'odierna Sepino, Guardiaregia, San Polo Matese, Civita superiore, San Massimo, Cantalupo e Roccamandolfi) e sannita (Indiprete, Macchiagodena, Spinete, Colle d'Anchise, Vinchiature e San Giuliano).

- *L'impatto antropico nell'età moderna e contemporanea*: l'area in esame per la sua posizione strategica nel corso del tempo ha assunto sempre più importanza nelle vicende economiche e politiche. In particolare, da alcune decine di anni si assiste ad uno sviluppo edilizio ed industriale rilevante che ha determinato un impatto antropico sui processi naturali sempre maggiore.

Attualmente, tale impatto è legato soprattutto alle attività che implicano grossi movimenti di materiale, tra cui:

- *Attività estrattive*: oltre alle cave nella conoide di Campochiaro (alcune delle quali sono tuttora in attività), sono moltissime le cave di piccole e medie dimensioni disseminate nella piana e sui versanti, sia in terreni alluvionali sia in roccia calcarea ed argillosa.

- *Dighe in costruzione*: da alcune decine di anni è in costruzione una diga sul Torrente Quirino in località Arcichiaro, qualche km a Sud di Guardiaregia che formerà un bacino di invaso di diversi kmq; inoltre è sempre possibile un eventuale completamento del bacino di invaso di Campolattaro sul Fiume Tammaro nella piana di Morcone.

### 3.6.2. Vincoli cronologici desunti dai dati archeologici

Dalla sintesi storico-archeologica emerge che da almeno 25 secoli l'area in studio è stata oggetto di frequentazione antropica continuativa. Ricerche specifiche presso la Sovrintendenza di Campobasso hanno consentito di ubicare 32 siti di interesse archeologico (Allegato 2).

Nonostante l'elevato numero di insediamenti oggetto di studi archeologici di dettaglio, soltanto in 8 stratigrafie sono state ritrovate informazioni sulla profondità rispetto al piano campagna degli orizzonti con reperti (spessore del terreno di copertura). Di questi 8, almeno 4 siti si riferiscono a necropoli: per tali siti lo spessore del terreno di copertura non può ovviamente costituire un dato di significato paleoambientale.

Rimangono i seguenti quattro siti:

- *Capanna del bosco di Sepino* (circa 5000 anni B.P.): lo spessore del terreno di copertura è di appena 30 cm (De Blasio, 1908). Si tratta del regolite sul versante meridionale della conca di Sepino, in una zona ove prevalgono nettamente i processi erosivi.
- *Santuario Sannitico nei pressi di Campochiaro* (almeno 2300 anni B.P.): lo spessore del terreno di copertura è pari a 0.5-1 m (Capini, 1980). Si può stimare pertanto la velocità di deposizione detritico-colluviale dal versante di Colli della Defenza nel punto misurato pari a circa 0.2-0.4 mm/anno. A poca distanza dal santuario, è stato datato un suolo sepolto all'interno dello stesso deposito detritico-colluviale (cap. 4.2).

•

Tab. 3.9: Siti archeologici di interesse per l'area di Boiano e Sepino (ubicazione in Allegato 2)

ID	Località	Tipo di insediamento	Età	Spessore terreno di copertura
1	Staz. S. Angelo	Tombe	Non precisata	Non precisato
2	Castello Roccamandolfi	Castello	Alto Medioevo	Non precisato
3	T. Callora	Necropoli	Arcaica	Circa 2 m (Capini, 1980)
4	Mass. Ciccagne	Tombe	Non precisata	Non precisato
5	Bosco Popolo	Fornace	Romana	Non precisato
6	Pitti	Villa	Romana	Non precisato
7	Pitti	Villa	Romana	Non precisato
8	Fonte Carbone	Villa	Romana	Non precisato
9	Massari	Villa	Romana	Non precisato
10	Case Taddeo	Città	Romana	Non precisato
11	Boiano	Città	Romana	Non precisato
12	Monte Crocella	Mura megalitiche	Romana	Non precisato
13	Civita Superiore	Città	Alto Medioevo	Non precisato
14	Sorgenti del Biferno	Città	Romana	Non precisato
15	Mass. Camponi	Tombe	Sannitica	Non precisato
16	Sorgenti S. Mariella	Villa	Romana	Non precisato
17	Morrione	Necropoli	Alto Medioevo	0.4-1 (Ceglia, 1991)
18	Selva del Campo	Necropoli	Romana	Non precisato
19	Civitella	Santuario	Sannitica	0.5-1 (Capini, 1980)
20	Staz. Campochiaro	Tombe	Romana	Non precisato
21	Vicenne	Necropoli	Alto Medioevo	0.4-1 (Ceglia, 1991)
22	S. Martino	Materiale vario	Romana	Non precisato
23	La Torretta	Recinto	Sannitica	Non precisato
24	La Torre	Insediamenti vari	Romana	Non precisato
25	Cantoni	Necropoli	Arcaica	Non precisato
26	Altilia	Città	Romana	1.7 m (Cianfarani, 1951)
27	S. Giuliano	Insediamenti vari	Romana	Non precisato
28	Colle di Rocca	Recinto	Sannitica	Non precisato
29	Saipins	Città	Sannitica	Non precisato
30	S. Pietro	Santuario	Sannitica	Non precisato
31	Bosco di Sepino	Capanna-sepolcro	Neolitico	0.3 m (De Blasio, 1908)
32	Boiano	Opera idraulica	Romana	3 m (De Benedittis, 1991)

- *Altilia (Saepinum romana)*: la città di Altilia è stata costruita nel periodo augusteo (circa 2000 anni B.P.). Lo spessore del terreno di copertura è pari a circa 1,7 m (Cianfarani, 1951). Si può stimare pertanto una velocità di deposizione colluviale dal versante meridionale della conca di Sepino pari a circa 0,8 mm/anno.

- *Condotta idrica romana nell'abitato di Bojano* (circa 2000 anni): il ritrovamento della canaletta ad una profondità di 3 m sotto limi lacustri è stata interpretata da alcuni Autori (De Benedittis, 1991) come l'evidenza stratigrafica del fatto che Bojano sia stata interessata da deposizione lacustre più volte durante il periodo medioevale e moderno, probabilmente in corrispondenza di forti terremoti, come ampiamente segnalato dai documenti storici (Freccia, 1554; Cilento, 1971).

La velocità di deposizione di questi limi di età "storica" si può stimare pari a circa 1,5 mm/anno.

Ulteriori vincoli paleoambientali potranno essere offerti dagli studi archeologici ancora in corso nell'area esame nonché da apposite ricerche a carattere multidisciplinare.

### 3.6.3. Eventi franosi e di piena nel periodo storico (archivio AVI)

E' stato consultato l'archivio AVI per evidenziare gli eventi franosi e di piena documentati sui quotidiani relativamente all'area in esame nell'ultimo secolo (Tab. 3.10 e 3.11). Sebbene un'analisi storica completa degli eventi di piena e di frana richiederebbe di estendere la ricerca ad un arco di tempo di diverse centinaia di anni (p.es. mediante ricerche dettagliate negli archivi comunali, parrocchiali e negli uffici tecnici, Govi *et al.*, 1990), anche l'intervallo di tempo coperto dal catalogo AVI consente di effettuare alcune considerazioni.

Tab. 3.10: Fenomeni franosi riportati nel catalogo AVI

Comune	Località	Fisiografia	Tipo di movimento	Litologia	Danni
Bojano	Monteverde	Collina	Non precisato	Detrito  Flysch di S. Bartolomeo e Argille Varicolori	Lesionati alcuni loculi del cimitero
Bojano	Centro abitato	Valle	Non precisato		
Colle d'Anchise	A N del centro abitato	Collina	Colata e scorrimenti		Strada provinciale, strada comunale, edifici civili, nuclei rurali
Colle d'Anchise	Lama Pozzo	Collina	Scorrimenti		

S. Massimo	La Torre	Collina	Colate	Argille Varicolori	Strada interpodereale
San Polo Matese	Vallone delle Coste	Montagna	Non precisato	Flysch di S. Bartolomeo e Argille Varicolori	
San Polo Matese	Strada interpodereale	Montagna	Non precisato		
Cantalupo	Centro abitato	Montagna	Non precisato		
Cantalupo	San Miele	Collina	Non precisato	Strada comunale, acquedotto, edifici	Edifici, acquedotto, strada comunale, ponti e viadotti Edifici civili, strada comunale
Cantalupo	Coste	Collina	Colate		
Castelpetroso	Maselle	Pianura	Crolli	Roccia	
Castelpetroso	Colle Carinci	Valle maggiore	Crolli	Roccia	
Castelpetroso	Colle Carinci - Velardo	Collina	Crolli	Roccia	
Castelpetroso	Colle Velardo - Fosso Poverello				
Macchiagodena	Collegiocca	Collina	Non precisato		Strada statale
Roccamandolfi	Chiusa		Non precisato		Strada comunale
S. Maria del Molise	S. Angelo in Grotte	Valle maggiore	Crolli	Roccia	

Benchè le ubicazioni precise delle zone coinvolte non siano disponibili, si può osservare che i fenomeni franosi abbiano interessato soprattutto le aree di affioramento delle Argille Varicolori e del Flysch di S. Bartolomeo, secondo meccanismi tipo colata e scorrimenti. Di questi, il fenomeno franoso di gran lunga più importante resta quello a Nord del centro abitato di Colle d'Anchise, ancora oggi in forte evoluzione (cap. 4.3.7). Non mancano comunque crolli in roccia.

La causa innescante tali fenomeni franosi è da ricercare con ogni probabilità in eventi pluviometrici di forte intensità e durata. Eventi franosi sismoindotti sono stati segnalati soltanto in corrispondenza di eventi sismici di energia medio-alta (vedi par. 4.2).

Tab. 3.11: Eventi di piena dal catalogo AVI

Comune	Corso d'acqua	Data	Danni
Cantalupo	Fosso S. Bartolomeo	19-05.1994	Infrastrutture, strada statale
Carpinone	Fosso Carpinone	09/04/92	Infrastrutture varie, edifici, strada statale

Per quanto riguarda le piene nel catalogo sono riportati soltanto due eventi peraltro molto recenti.

E' ragionevole ritenere che gli eventi riportati nel catalogo AVI rappresentino soltanto una parte degli eventi franosi e di piena verificatisi nell'ultimo secolo. Fenomeni franosi in grado di interrompere temporaneamente infrastrutture viarie sono infatti molto frequenti in tutte le aree di affioramento di Flysch ed Argille Varicolori. Anche i fenomeni di tracimazione dei corsi d'acqua sono abbastanza frequenti (l'ultimo dei quali, nel gennaio del 1999, ha parzialmente allagato il centro di Bojano).



### **Indagini geologiche, geomorfologiche e pedologiche**

Nel capitolo precedente è stato sintetizzato lo stato delle conoscenze precedenti nell'area in esame. In questo capitolo vengono invece presentati, analizzati e discussi i risultati delle diverse indagini geologiche utilizzate.

#### **4.1. Rilevamento geologico dei depositi continentali ed analisi geomorfologica**

##### 4.1.1. Rilevamento geologico dei depositi continentali

Il rilevamento sul terreno è consistito nella delimitazione delle zone interessate da depositi continentali e nell'esecuzione di log stratigrafici su tagli naturali e artificiali relativamente alla porzione più superficiale dei depositi nella piana e nelle aree pedemontane (Allegato 1).

Particolare attenzione è stata rivolta alla definizione del quadro sismotettonico dell'area, ovvero alla individuazione delle linee tettoniche maggiormente attive in tempi recenti con particolare riferimento alle strutture responsabili dei forti terremoti storici. Sono state quindi selezionate alcune aree-chiave per l'evoluzione tardoquaternaria della conca nelle quali sono state eseguite specifiche indagini di dettaglio (cap. 4.2 e 4.3).

Non è stato invece eseguito uno specifico rilevamento geologico per quanto riguarda il substrato marino, le cui formazioni sono state raggruppate in base alla litologia e al dominio paleogeografico di appartenenza sulla base delle cartografie pubblicate disponibili per l'area in esame.

Sono state in tal modo distinte tre tipologie di substrato:

- *Depositi prevalentemente arenacei ed argillosi* (Flysch di S. Bartolomeo, Elveziano-Tortoniano; Argille Varicolori, Oligocene-Burdigaliano) **OLIGOCENE-MIOCENE**.
- *Depositi prevalentemente calcarei, marnosi e calcarenitici in facies pelagica e di transizione* (Formazioni del Bacino Molisano e/o Lagonegrese) **CRETACEO-MIOCENE**.

- Depositi prevalentemente calcarei e dolomitici in facies di piattaforma carbonatica con locali affioramenti bauxitici (Formazioni della Piattaforma Abruzzese Campana) GIURASSICO-CRETACEO.

#### 4.1.2. Unità morfostratigrafiche

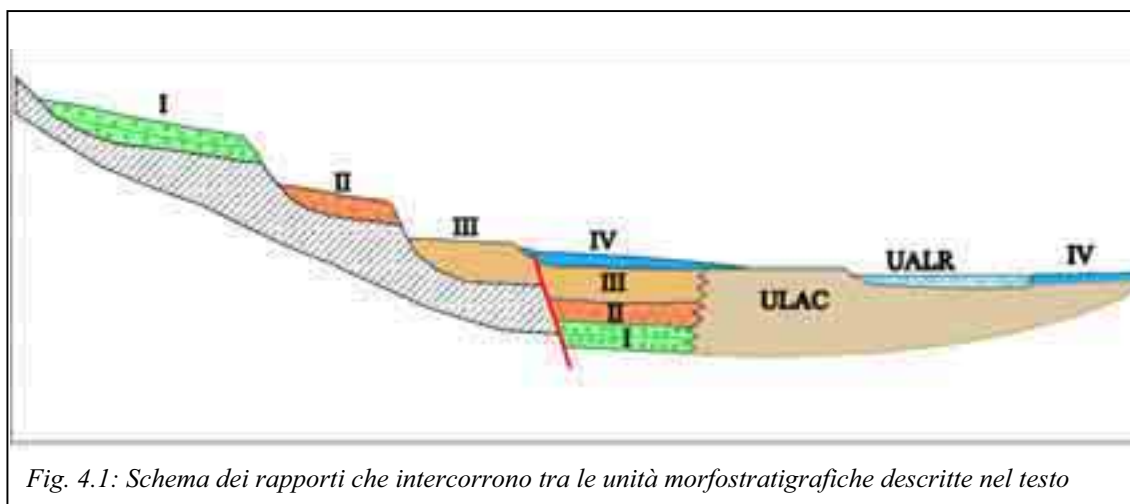


Fig. 4.1: Schema dei rapporti che intercorrono tra le unità morfostratigrafiche descritte nel testo

I depositi continentali sono stati correlati secondo un criterio di tipo morfostratigrafico. In particolare sono state distinte le seguenti unità (Fig. 4.1):

- **UCON-I:** depositi conglomeratici cementati in facies di conoide alluvionale (pendenze comprese tra 1° e 5°) sospesi di circa 30 metri rispetto agli alvei attuali.
- **UCON-II:** depositi conglomeratici cementati in facies di conoide alluvionale (pendenze comprese tra 1° e 5°) sospese di 15-20 metri rispetto agli alvei attuali.
- **UCON-III:** depositi conglomeratici cementati in facies di conoide alluvionale sospese di circa 10 metri rispetto agli alvei attuali. Pendenze comprese tra 1° e 5°.
- **UCON-IV:** depositi conglomeratici sciolti in facies di conoide alluvionale attiva o reincisa di 1-2 metri.
- **ULAC:** depositi lacustri e palustri di riempimento della conca di Bojano e Sepino. Nella piana di Bojano il tetto di tale unità si trova a quote intorno a 500-520 metri, in alcuni punti leggermente basculata verso Sud. Nella piana di Sepino si trova a quote intorno a 520-540 metri, leggermente basculata verso Nord. Da un punto di vista geomorfologico questa superficie ben si raccorda con l'unità UCON-III.

- **UALR**: depositi alluvionali sciolti depositi nelle aree golenali del Biferno, del Tammaro e dei loro affluenti. Tali aree risultano incassate anche di 30 metri rispetto alla superficie lacustre. In alcuni casi i depositi alluvionali recenti hanno ricoperto la superficie lacustre e la distinzione è stata possibile soltanto in base ai caratteri pedologici (cap. 4.5).

Altre due unità morfostratigrafiche si riferiscono a depositi continentali più antichi che non hanno alcuna relazione con il fondovalle attuale:

- **UBSM**: depositi di ambiente lacustre prevalentemente limosi, stratificati, immergenti verso Sud di 10-15°, con intercalazioni di materiale vulcanoclastico. Affiorano nella zona di Serra S.Giorgio e della Stazione Teleferica e costituiscono l'unico deposito riferibile al cosiddetto Bacino di S.Massimo (Brancaccio *et al.*, 1979).
- **UBRC**: depositi di versante e di conoide tipo brecce e conglomerati cementati, sospesi a varie altezze sui versanti, di età difficilmente collocabile.

Interpretazione: Il terrazzamento della superficie ULAC rispetto agli attuali fondovalli è spiegabile principalmente con cause climatiche in analogia con altre aree interne alla catena appenninica (p.es. la conca del Fucino, Giraudi, 1988): condizioni fredde e aride sono state favorevoli ai processi di gelifrazione sui versanti e alla produzione di notevole quantità di detrito, e pertanto a episodi di aggradazione nelle piane di Bojano e Sepino. Viceversa, condizioni climatiche più calde ed umide hanno causato una diminuzione del trasporto solido, favorendone la capacità di reincisione dei depositi di riempimento.

Alcuni fattori locali nella zona di soglia del bacino di Bojano (all'inizio della valle bifernina) e del bacino di Sepino (in corrispondenza della stretta di Sassinoro), hanno concorso insieme al clima nel determinare l'alternanza di queste fasi provocando momentanei periodi di sbarramento del corso dei fiumi Biferno e Tammaro. Tra questi: l'elevata franosità dovuta fondamentalmente alle caratteristiche particolarmente scadenti di alcune formazioni affioranti e favorita probabilmente anche da climi aridi; l'attività tettonica lungo le faglie bordiere, analogamente ad altri fronti montuosi controllati da faglie attive (p.es. Monte Le Scalette relativamente al bacino di Colfiorito, Vittori *et al.*, in stampa).

Le tre unità terrazzate di conoide sono state riconosciute nella zona della conoide di Campochiaro. Tali depositi sono il risultato dell'interazione tra clima e tettonica da cui

deriva il progressivo terrazzamento. L'età di queste unità è stata vincolata cronologicamente al Pleistocene superiore (cap.4.2 per i dettagli). L'unità più recente (UCON-IV) indica invece le aree sede di deposizione di conoide attiva nell'Olocene.

#### 4.1.3. Superfici erosive relitte (Fig. 4.2 e Allegato 1)

Le superfici relitte sono lembi di spianate suborizzontali e/o paesaggi a deboli gradienti sulle sommità o variamente incassate lungo i versanti (Bosi et al., 1996). Le superfici sono limitate da scarpate dovute ad abbassamenti relativi dei livelli di base locali connessi con movimenti tettonici e/o climatici. La genesi di ciascuna superficie è dovuta essenzialmente all'azione di erosione laterale realizzatasi durante antichi stazionamenti dei livelli di base locali. In questo senso le successioni di superfici relitte hanno un significato analogo a quello delle superfici di terrazzo.

La correlazione tra le varie superfici risulta alquanto difficoltosa: sicuramente occorre attribuire alla tettonica distensiva un ruolo decisivo nel terrazzamento di queste superfici, come suggeriscono anche i dati di letteratura e del rilevamento. Non è comunque facile stabilire, soprattutto per le superfici più antiche, il numero esatto di ordini. Tuttavia, in base alla continuità spaziale, alla posizione sul versante e subordinatamente alla quota, si possono individuare alcuni gruppi di superfici abbastanza ben correlabili tra loro e approssimativamente riferibili a superfici di spianamento note in letteratura. A ciascun gruppo probabilmente corrispondono uno o più ordini di superfici comunque abbastanza coevi.

- ◆ **Paleosuperficie Auct.** (Pliocene-Pleistocene inferiore basale, Brancaccio & Cinque, 1988): alcune superfici sul margine matesino a quote superiori a 1100 m alla sommità di alcuni versanti possono essere correlate con la Paleosuperficie Auct. Non si hanno elementi per escludere a priori che si tratti di superfici più recenti caratterizzate da un'entità di sollevamento maggiore.
- ◆ **Superfici del bacino di S. Massimo** (Pleistocene medio basale): questo secondo gruppo comprende superfici a quote comprese tra 700 e 900 metri che individuano un paesaggio ben riconoscibile anche sul terreno. Tali superfici risultano ben correlabili con la superficie del bacino di S. Massimo (Serra S.Giorgio). In linea teorica si potrebbero anche correlare le superfici sui due versanti senza grosse

dislocazioni tettoniche. D'altra parte: 1) i dati geologico-strutturali suggeriscono che gran parte della struttura a graben della conca si è formata in tempi successivi; 2) se non si ipotizzano dislocazioni di natura tettonica l'evoluzione della conca dal Pleistocene medio sarebbe guidata dall'approfondimento di una valle fluviale di cui non si hanno evidenze morfologiche nè stratigrafiche. Pertanto, sembra del tutto ragionevole ritenere che la superficie e i depositi del bacino di S.Massimo si trovino sotto i depositi recenti della piana (ULAC).

In questo quadro occorre ammettere che l'attività delle due strutture bordiere dal Pleistocene medio abbia in molti casi prodotto rigetti anche superiori a 300 metri.

- ♦ **Superfici erosive del bacino di Bojano e Sepino (Pleistocene superiore):** sono superfici erosive sospese di alcune decine di metri rispetto alla piana attuale e si riferiscono pertanto a episodi di spianamento areale non molto più antichi dell'ultima fase lacustre. Si trovano prevalentemente sul margine sannita nella zona della sella di Vinchiatturo. In letteratura sono state riferite al Pleistocene superiore (Ascione et al., 1998).

Ai fini di una stima dell'entità dello scorrimento di lungo periodo lungo alcune faglie, per ciascuna superficie relitta cartografata sono stati definiti la quota e la differenza di quota rispetto alla base del versante (Tab 4.1). Poichè, specialmente per le superfici più antiche e quelle con una pendenza significativa, i processi erosivi successivi possono aver alterato le quote reali, si è deciso di riportare sempre la quota del margine interno della paleosuperficie che ragionevolmente è meno sottoposto all'azione dei processi erosivi.

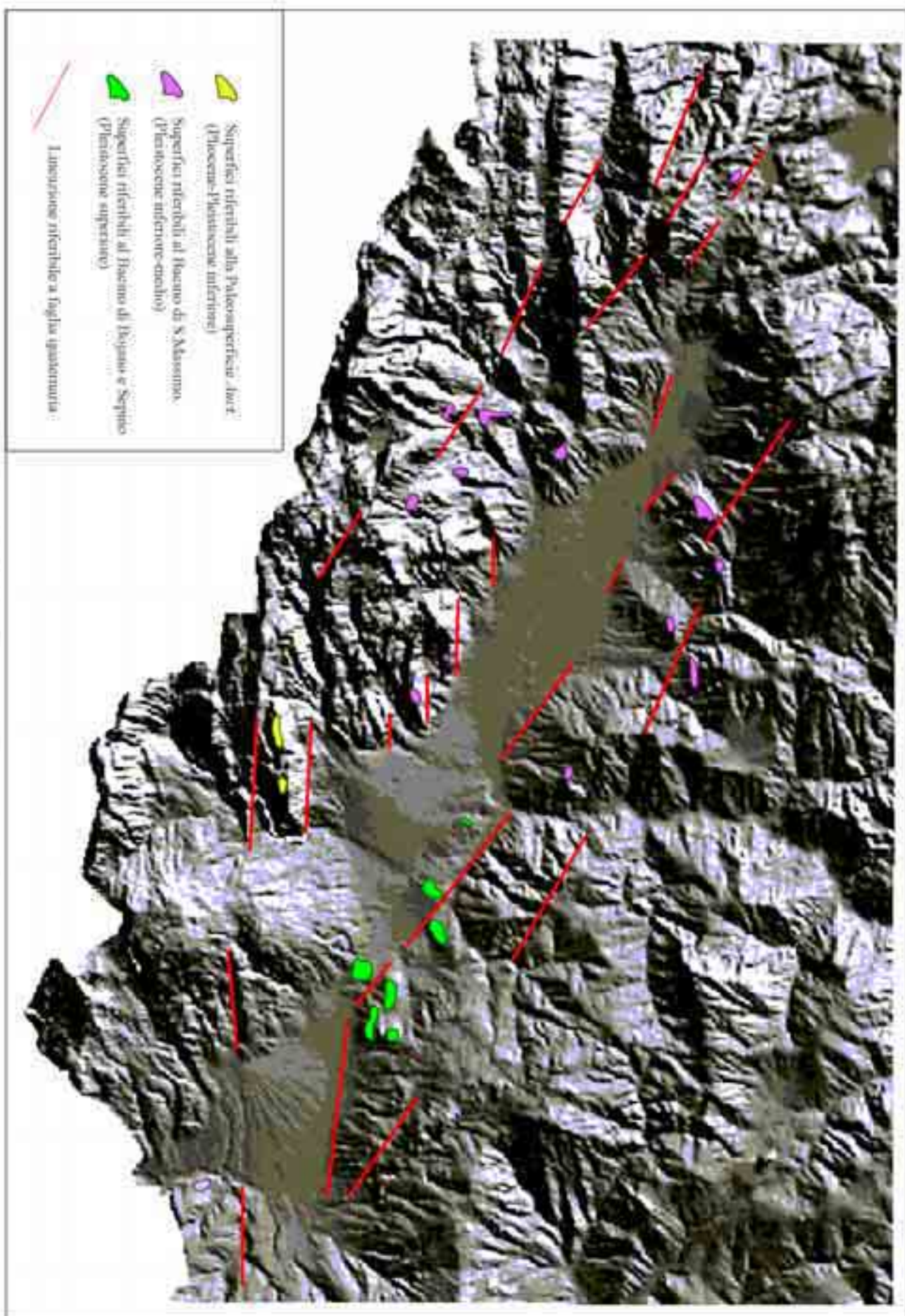


Fig. 4.2. Modello Digitale del Terreno: superfici erosive relitte e lineazioni

Tab. 4.1.: Quota e probabile età di ciascuna delle superfici relitte

<b>SUPERFICIE</b>	<b>QUOTA (m s.l.m.)</b>	<b>QUOTA BASE VERSANTE</b>	<b>DIFFERENZA DI QUOTA BASE DEL VERSANTE</b>	<b>PROBABILE ETA'</b>
Le Tre Torrette	1375	700	675	Pliocene-Pleistocene inferiore
La Torretta	1225	650	575	Pliocene-Pleistocene inferiore
Colle Antona	1050	600	450	Pliocene-Pleistocene inferiore
Il Prato di Civita	1350	480	870	Pliocene-Pleistocene inferiore
La Serra	1100	480	620	Pliocene-Pleistocene inferiore
Le Pianelle	1200	500	700	Pleistocene medio basale
I Londri	1050	525	525	Pleistocene medio basale
Colle Arso	1100	700	400	Pleistocene medio basale
Serra S. Giorgio	810	520	290	Pleistocene medio basale
Il Colliciello	875	725	150	Pleistocene medio basale
La Costa	785	480	305	Pleistocene medio basale
Colle Torre	750	510	240	Pleistocene medio basale
S. Maria	760	520	240	Pleistocene medio basale
Maddalena				
Civita Superiore	720	480	240	Pleistocene medio basale
Incoronata	700	520	180	Pleistocene medio basale
Cesa Martello	700	520	180	Pleistocene medio basale
Colle d'Anchise	660	470	190	Pleistocene medio basale
Colle Mastragno	650	500	150	Pleistocene medio basale
Bosco Popolo	650	500	150	Pleistocene medio basale
Cava di Pietra	670	530	140	Pleistocene medio basale
Sella di	550	510	40	Pleistocene superiore
Vinchiaturo				
Colle	630	550	80	Pleistocene superiore
Finocchiaro				
La Torre	620	530	90	Pleistocene superiore
Campate	560	500	60	Pleistocene superiore
Colle Principe	560	510	50	Pleistocene superiore
S. Maria delle	540	500		Pleistocene superiore
Macchie				
La Taverna	550	530		Pleistocene superiore
Selva del Campo	520	500		Pleistocene superiore



#### 4.1.4. Altre evidenze di tettonica recente

Sempre in Allegato 1 sono stati evidenziati anche altri indizi di tettonica recente e attiva: le faccette triangolari sono ben conservate soprattutto su litologie carbonatiche, ma sono evidenti anche su versanti caratterizzati da litologie più erodibili (ad esempio sul versante in destra del Torrente Quirino in prossimità della confluenza con il Fiume Biferno).

Le lineazioni principali (Fig. 4.2) evidenziano:

- a) orientazioni circa appenniniche nel settore nordoccidentale del bacino di Bojano e sul versante sannita;
- b) orientazioni circa Est-Ovest nel settore sudorientale del bacino di Bojano e nel bacino di Sepino.

Nel corso del rilevamento sono state riconosciute scarpate di faglia del tipo roccia-detrito e roccia-roccia specialmente sul versante matesino. Queste scarpate costituiscono un indizio di tettonica probabilmente tardo-aterniana (si veda anche par. 4.4.2). Alcune di queste scarpate pongono a contatto litologie a forte contrasto di erodibilità e possono anche essere interpretate come scarpate di linea di faglia. Altre scarpate sono invece chiaramente legate all'erosione lineare dei corsi d'acqua, a movimenti gravitativi di versante (specie su litologie argillose) e a disturbi antropici, e sono pertanto non-tettoniche.



## 4.2. Studio di dettaglio della conoide di Campochiario

### 4.2.1. Inquadramento

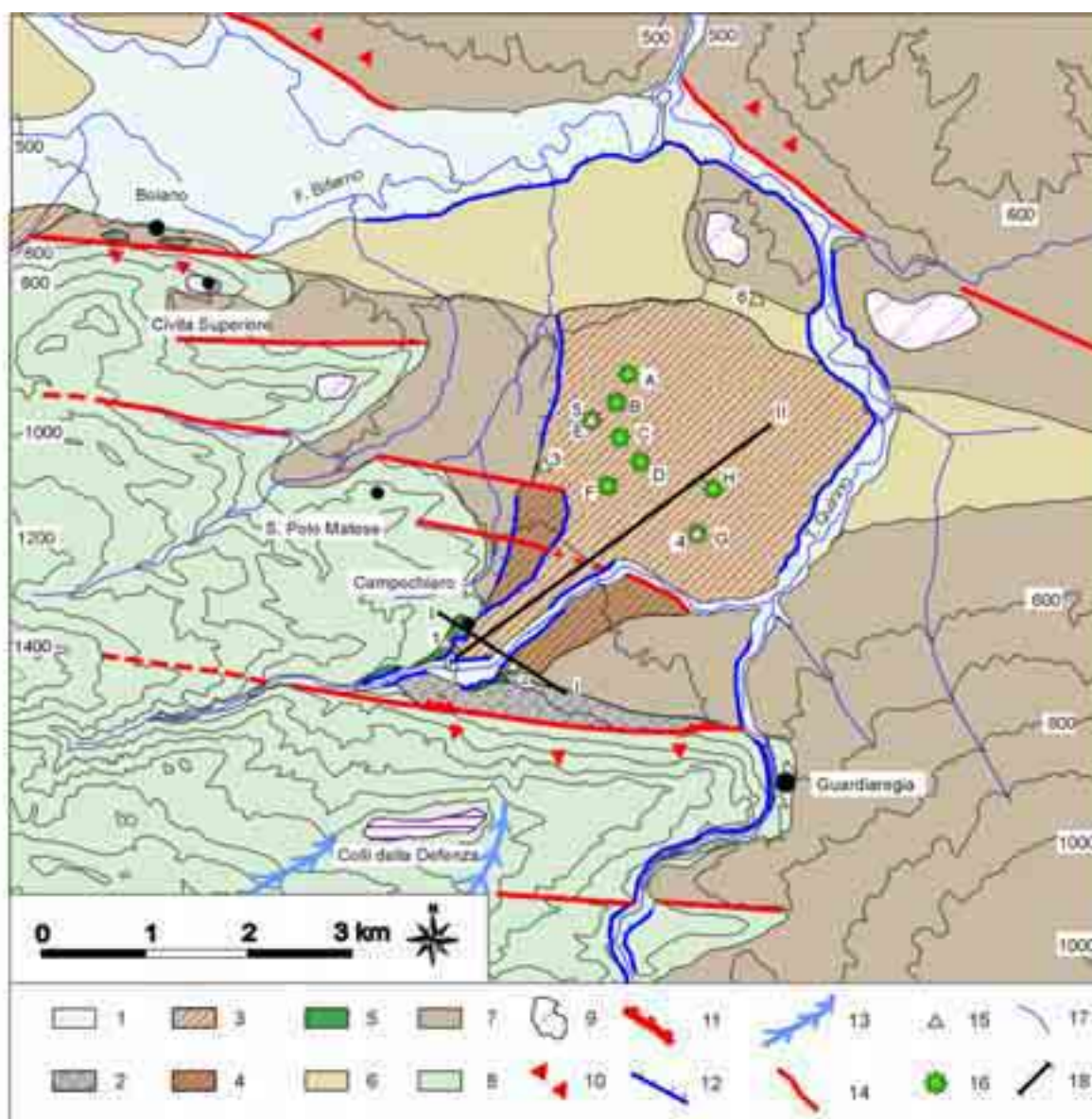


Fig. 4.3: Schema geologico-geomorfologico dell'area di Campochiario.

Legenda: 1. Alluvioni recenti (Olocene); 2. Detrito di versante (Olocene); 3. Unità di Campochiario (III ordine, Pleistocene superiore finale); 4. Unità di Fonte Frascarello (II ordine, Pleistocene superiore); 5. Unità di La Valle (I ordine, Pleistocene superiore); 6. Unità lacustre e palustre (ULAC, Pleistocene superiore finale); 7. Substrato prevalentemente marnoso ed argilloso; 8. Substrato prevalentemente carbonatico; 9. Superficie erosiva; 10. Faccette triangolari; 11. Scarpata di faglia; 12. Scarpata erosiva; 13. Traccia di antiche incisioni vallive troncate lungo la faglia; 14. Faglia attiva; 15. Ubicazione di profilo di suolo; 16. A = Cava Cantoni; B = Cava Ciancarelle; C = Cava Morrione; D = Cava Morrione Piccola; E = Cava Cerreto; F = Cava Varriano; G = Cava Vicenne Piccola; H = Cava Vicenne; 17. Corsi d'acqua perenni ed effluenti; 18. I = Traccia profilo geologico di Fig. 4.4; II = Traccia del profilo topografico di Fig. 4.8.

La conoide di Campochiario (Fig. 4.3) si trova nel settore del versante matesino compreso tra Bojano e la sella di Vinchiatturo. L'area di alimentazione della conoide è

costituita dal bacino del Torrente La Valle ed è pari a circa 15 km<sup>2</sup>. I depositi di conoide ricoprono un'area di oltre 10 km<sup>2</sup> per uno spessore visibile in cava di quasi venti metri. Dalle stratigrafie di sondaggi geognostici eseguite nel corpo di conoide risulta che lo spessore dei depositi di conoide supera anche i 90 m (par. 3.3.2). Attualmente la conoide non è più attiva ed è ampiamente incisa, oltre che dallo stesso Torrente La Valle, anche dal Torrente Quirino ad Est e dal Fosso del Perito ad Ovest.

L'unico studio precedente che analizzi con un certo dettaglio l'area della conoide di Campochiaro è quello di Russo & Terribile (1995).

In questo lavoro vengono distinte nella conoide due successioni detritico-alluvionali separate da una fascia pedogenizzata. Considerazioni geomorfologiche permettono di attribuire i depositi detritico-alluvionali e i paleosuoli intercalati al Pleistocene superiore, rispettivamente a fasi stadiali ed interstadiali. Lo studio dei paleosuoli ha evidenziato le caratteristiche di due distinti pedoambienti (vertico e fluventico) in risposta a precisi mutamenti climatici caratterizzati da marcata alternanza di fasi di disseccamento ed inumidimento. Tale sistema geomorfico non è più attivo, in quanto agli inizi dell'Olocene si è instaurato il sistema geomorfico attuale che ha provocato l'erosione di tutti i depositi precedenti. La deposizione vulcanoclastica determina la formazione in superficie di un pedoambiente di tipo andico.

#### 4.2.2. Analisi geomorfologica e stratigrafica

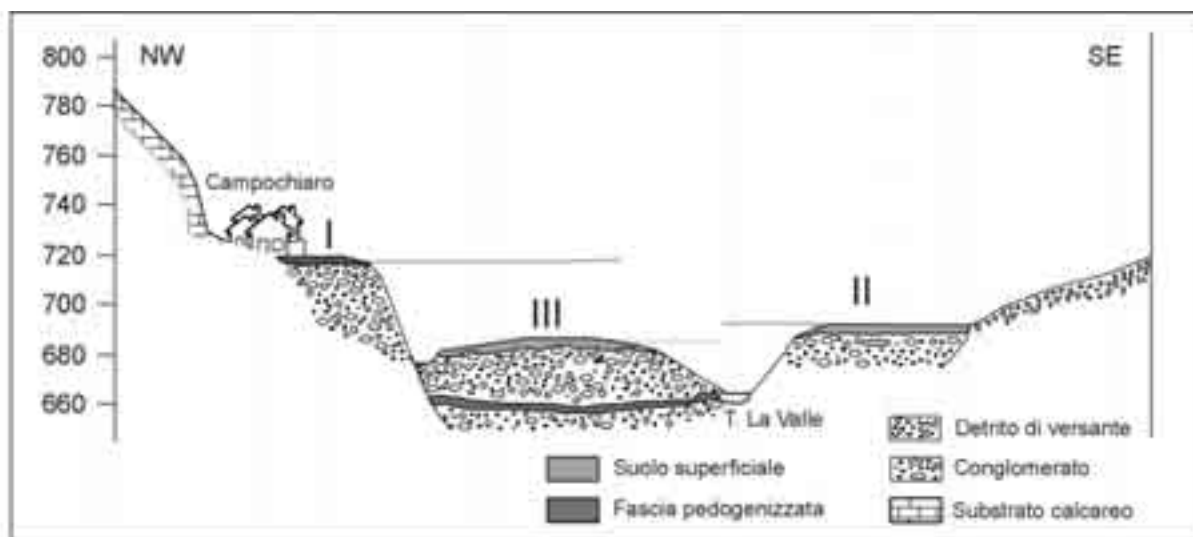


Fig. 4.4: Profilo trasversale alla conoide in corrispondenza dell'abitato di Campochiaro: rapporti stratigrafici fra i tre ordini di conoide terrazzati

Nell'area di Campochiaro l'analisi geomorfologica e stratigrafica ha consentito di distinguere tre unità di conoide terrazzate (Fig. 4.4):

- Unità di La Valle (UCON-I): depositi di conoide alluvionale sospesi di oltre 30 m rispetto al Torrente La Valle. Si tratta di conglomerati ben cementati e stratificati, generalmente in livelli di 20-30 cm, del tutto privi di matrice. I clasti sono carbonatici, di dimensioni centimetriche, molto arrotondati. Le migliori esposizioni si ritrovano in sinistra del Torrente La Valle, in località Grotti, nei pressi dell'abitato di Campochiaro.
- Unità di Fonte Frascarello (UCON-II): depositi di conoide alluvionale sospesi di circa 15-20 m sull'alveo attuale. Affiorano sia in sinistra (Case Simone) che in destra (Fonte Frascarello) del Torrente La Valle. I caratteri stratigrafici sono del tutto simili a quelli dell'Unità di La Valle.
- Unità di Campochiaro (UCON-III): rappresentano i depositi della conoide più recente, comunque incisi dal Torrente La Valle di una decina di metri. Si raccordano morfologicamente con l'unità deposizionale lacustre (ULAC), secondo rapporti di natura eteropica.

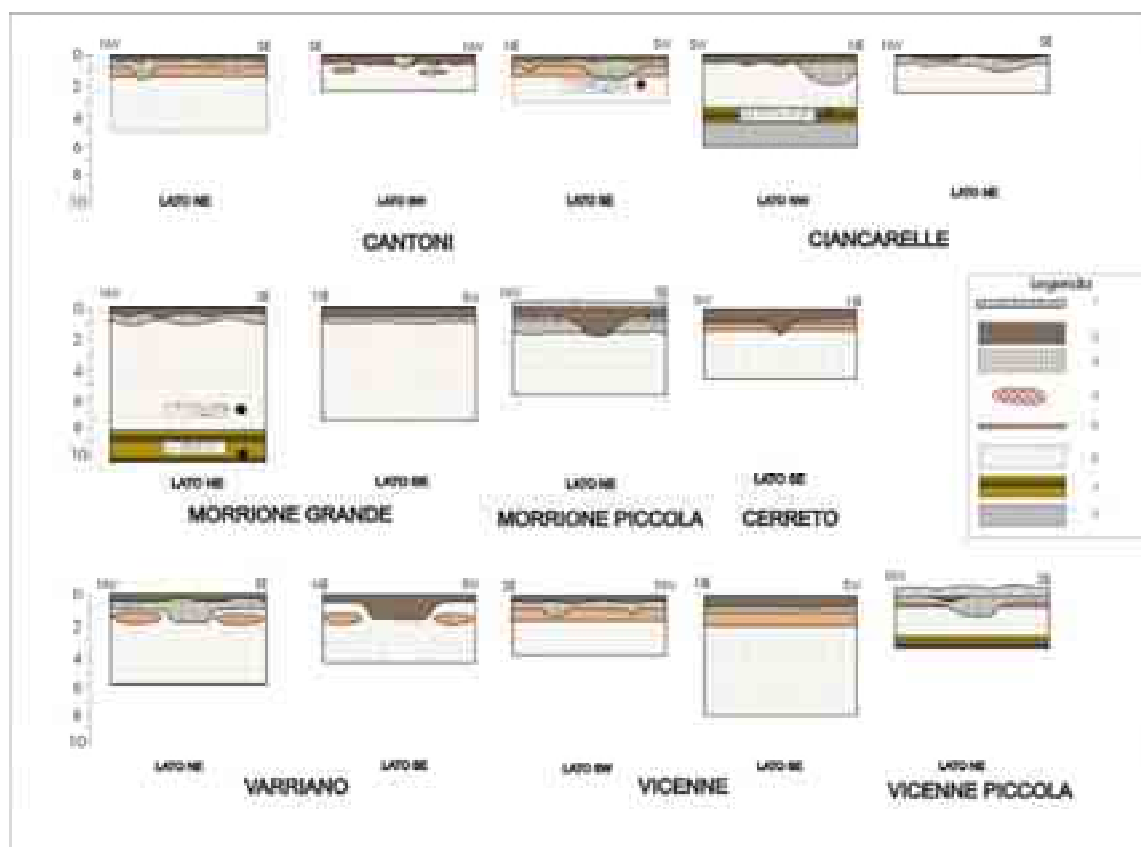


Fig. 4.5: Log stratigrafici eseguiti nella unità UCON-III.

Legenda: 1. Riporto antropico; 2. Suolo recente; 3. Unità Superiore; 4. Lente ricca di materiale vulcanoclastico; 5. Livello sabbioso; 6. Unità intermedia; 7. Suoli sepolti; 8. Unità inferiore



*Fig. 4.6: Cava Cerreto: parte sommitale dell'unità UCON-III: si riconosce l'orizzonte vulcanoclastico che separa le Unità Intermedia e Superiore. Il suolo recente è ricolluviato nei profondi paleocanali che hanno inciso la superficie della conoide.*

L'esecuzione di 14 log stratigrafici (Fig. 4.5, Foto in Fig.4.6) lungo le pareti di scavo di otto cave ubicate in diversi punti dell'Unità UCON-III (Fig. 4.3) ha consentito di ricostruire una stratigrafia di massima della porzione più superficiale di tale unità. Sono state distinte dall'alto verso il basso:

- *Suolo recente*: suolo di colore bruno scuro generalmente impostato su materiale di natura vulcanoclastica, con un suolo andico (*Hapludand*, Russo & Terribile, 1995). In alcuni casi è stato parzialmente eroso e ricolluviato all'interno di incisioni profonde fino a 2 m, con profilo a V (cava Cerreto, cava Morrione piccola) e a fondo piatto (Varriano). L'abbondante scheletro è costituito da clasti carbonatici. La descrizione dei profili di suolo è riportata in Appendice 2 (profilo 4).
- *Orizzonte vulcanoclastico*: deposito di colore giallo ocra (5Y 3/4) a tessitura generalmente sabbiosa, di evidente origine vulcanoclastica. E' sempre ricolluviato e profondamente alterato. Si riconosce soltanto in alcune sezioni con spessori non superiori ai 10 cm e, più frequentemente, in piccole lenti.
- *Unità Superiore*: depositi conglomeratici, molto ben cementati e mal stratificati. Lo scheletro è esclusivamente carbonatico, a clasti molto ben arrotondati, di dimensioni generalmente intorno a 4-5 cm, talvolta superiori a 10 cm mentre la matrice è sempre molto scarsa. Molto frequentemente tali depositi rappresentano facies canalizzate con profili a V e a fondo piatto. La larghezza dei paleocanali supera anche i 5 m (cave Cantoni e Vicenne). Spessore: da 1 a 2 m.

- *Unità Intermedia*: conglomerati cementati a clasti prevalentemente carbonatici, subordinatamente bauxitici, arenacei ed argillitici. I clasti sono sempre ben arrotondati, di dimensioni generalmente comprese tra 5 e 10 cm, ma talvolta superiori a 30 cm, specie verso l'apice della conoide (cava Vicenne). La stratificazione, raramente evidente, è pseudo-orizzontale. La matrice è generalmente limosa di colore avana. Nella parte alta si ritrovano caratteristici livelli limo-sabbiosi di colore marrone chiaro e di spessore massimo di circa 60 cm. Tali livelli costituiscono un livello di riferimento per correlare le diverse sezioni, pur non sempre affioranti (es. cave Morrione grande e Ciancarelle). All'interno dell'Unità Intermedia sono stati ritrovati frammenti di ossa di mammalofauna il cui significato cronologico è discusso nel paragrafo 4.2.3. Spessore: circa 8 m (cava Morrione grande).
- *Fascia pedogenizzata*: fitte alternanze di livelli tipo Unità Intermedia e paleosuoli di colore bruno scuro. Anche in questi paleosuoli sono stati ritrovati alcuni minerali femici, essenzialmente miche e pirosseni, riferibili ad un'eruzione vulcanoclastica. Affiora solamente in alcune cave (Morrione grande, Ciancarelle e Vicenne piccola) per uno spessore complessivo compreso tra 1 e 2 m.
- *Unità Inferiore*: conglomerati cementati, simili a quelli dell'Unità Intermedia, da cui differiscono per il colore più scuro della matrice, che diviene decisamente bruno scuro. Spessore massimo visibile: circa 2 metri (cava Ciancarelle).

#### 4.2.3. Vincoli cronologici

All'interno dell'Unità Intermedia sono stati ritrovati due frammenti di ossa di mammalofauna: il primo (BS1) a circa 50 centimetri dal tetto dell'unità, nella cava Cantoni, mentre il secondo (BS2) a circa 6 metri dal tetto dell'unità nella cava Morrione (cfr. Fig. 4.5). Tali frammenti, probabilmente attribuibili rispettivamente ad un rinoceronte e ad una cervide (Petronio com. pers., 1998), non contengono tuttavia elementi diagnostici tali da poterli datare per via paleontologica. E' stata comunque possibile una datazione assoluta  $^{14}\text{C}$  tramite l'AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Sono stati inoltre datati con il metodo  $^{14}\text{C}$  due suoli sepolti relativi alla fascia pedogenizzata nelle cave Ciancarelle (PS1) e Morrione Grande (PS2) ed un suolo sepolto nei depositi detritico-colluviali più recenti del versante di Colli della Difenza (località Civitella). I risultati delle datazioni assolute sono riportate in Tab.4.2.

Tab. 4.2: Risultati delle datazioni assolute  $^{14}\text{C}$  sui frammenti di ossa e sui paleosuoli calcolati secondo il tempo di dimezzamento di Libby (5570 anni) e riferiti al 1950 A.D.

Campione	Metodo	Località	Età
<b>BS1</b>	AMS	Cava Cantoni	10960±50 anni BP
<b>BS2</b>	AMS	Cava Morrione Grande	17110±80 anni BP
<b>PS1</b>	$^{14}\text{C}$	Cava Ciancarelle	22770± 2020 anni BP

<b>PS2</b>	<sup>14</sup> C	Cava Morrione Grande	> 35410 anni BP
<b>PS3</b>	<sup>14</sup> C	Civitella	1210±50 anni BP

E' possibile definire alcuni vincoli cronologici relativi anche sulla base delle caratteristiche dei suoli in superficie. Infatti, mentre superfici morfologiche di età molto differente necessariamente implicano tempi di pedogenesi molto diversi e dunque suoli a diverso grado di evoluzione, superfici di età confrontabile hanno invece sviluppato generalmente profili di alterazione abbastanza paragonabili. Il confronto viene effettuato su alcune caratteristiche dei suoli (lo spessore, il colore, il tipo di orizzonte B) dipendenti dal tempo e dunque indicative del grado di evoluzione del suolo stesso (Birkeland, 1984).

In Tab. 4.3 sono riportate alcune informazioni relative ai suoli superficiali e sepolti nella zona in studio, ricavate da profili di suolo sia pubblicati che inediti (per ulteriori dettagli si rimanda al par. 4.5 e Appendice II). Il colore, il tipo di orizzonte B e lo spessore complessivo sono tra loro abbastanza confrontabili. Pertanto è ragionevole ritenere che i tempi di esposizione alla pedogenesi, e dunque le età dei vari ordini di conoide, siano anche essi sufficientemente confrontabili. Inoltre, mentre nei suoli sepolti è stata segnalata la presenza di orizzonti Bt argillici, nei suoli in superficie l'orizzonte B è di tipo Bw cambico. Poiché la presenza dell'orizzonte Bt richiede in generale tempi di pedogenesi dell'ordine di alcune decine di migliaia di anni (Ferrari & Magaldi, 1983), la mancanza di tale orizzonte nei suoli in superficie consente di inquadrare ragionevolmente anche gli ordini di conoide terrazzati nel Pleistocene superiore.

Tab. 4.3: Principali caratteristiche dei suoli superficiali e sepolti nell'area di Campochiaro (ubicazioni in Fig. 4.2).

Località	ID	Unità di riferimento	Orizzonte	Spessore	Colore	Sabbia	Limt	Ar gilla
<b>Grotti</b>	1	I ordine	A	40	10YR 3/2	7.7	38.0	53.8
Grotti	1	I ordine	Bw	80	7.5YR3/2	57.4	19.3	23.3
Fonte Frascarello	2	II ordine	A	35	7.5YR3/4	21,1	43,8	35,1
Fonte Frascarello	2	II ordine	Bw	55	10YR3/4	25,2	43,8	31,0
Case Simoni	3	II ordine	A	20	10YR3/4	18,2	55,3	26,4
Case Simoni	3	II ordine	Bw	95	10YR3/6	14,3	48,5	37,2
Cava Vicenne	4	III ordine	A	55	7.5YR3/1	18.4	51.6	30.0
Cava Vicenne	4	III ordine	Bw	45	7.5YR3/2	61.9	27.1	11.0
Cava Cerreto (Russo & Terribile, 1995)	5	III ordine	A	20	10YR3/4	17.7	68.9	13.4

Cava Cerreto (Russo & Terribile, 1995)	5	III ordine	Bw1	40	10YR4/4	17.3	69.2	13.4
Cava Cerreto (Russo & Terribile, 1995)	5	III ordine	Bw2	35	10YR 4/4	16.6	74.4	9.1
Vivaio Forestale	6	ULAC	Ap	10	10YR4/4	38,5	32,5	29,0
Vivaio Forestale	6	ULAC	Bw	50	10YR3/4	37,2	31,5	31,3
Vivaio Forestale	6	ULAC	BCg	10	10YR4/6	40,2	25,3	34,5
Cava Cerreto (Russo & Terribile, 1995)	5	Paleosuolo	Bb1	30	10YR 5/4	26.6	43.9	29.5
Cava Cerreto (Russo & Terribile, 1995)	5	Paleosuolo	Bb2	23	10YR 5/4	18.0	49.4	32.5
Cava Cerreto (Russo & Terribile, 1995)	5	Paleosuolo	2Btb1	20	7.5YR 3/3	11.5	36.0	52.5
Cava Cerreto (Russo & Terribile, 1995)	5	Paleosuolo	2Btb2	10	7.5YR 4/4	9.9	23.1	67.0

#### 4.2.4. Neotettonica

La tettonica estensionale si è esplicata prevalentemente lungo lineamenti aventi orientazioni comprese tra N270° e N300°. L'elemento principale è costituito dalla faglia basale del versante di Colli della Defenza (ubicazione in Fig. 4.3): tale faglia, forse inizialmente trascorrente, è stata rimobilizzata come faglia normale in seguito alla tettonica estensionale, dislocando in tal modo paleosuperfici relitte di almeno 600 m. Anche alcune paleoincisioni vallive a debole pendenza, ad esempio Valle Uma, sono state troncate lungo la stessa faglia.

Lungo tale lineamento sono assai diffuse scarpate di faglia di altezza anche decametrica, di tipo sia roccia-detrito (zona archeologica della Civitella) sia roccia-roccia (Gole del Quirino, Fig. 4.7): le caratteristiche di queste scarpate sono tipicamente quelle che si ritrovano comunemente in corrispondenza di faglie ad accertata attività olocenica nello stesso contesto geologico e sismotettonico (Michetti, 1994).

Nella zona di Civitella è stato possibile vincolare la successione detritica di versante più recente al periodo medioevale: la deposizione detritica è stata probabilmente favorita dal disboscamento antropico sul versante. I depositi detritici responsabili dell'ultima regolarizzazione del versante (tardiglaciali in quanto coevi dell'unità UCON-III) si trovano allora sepolti probabilmente di qualche metro. La scarpata di faglia di tipo roccia-detrito ha pertanto registrato lo scorrimento della faglia riferibile in massima parte all'Olocene (si veda anche par. 4.4.2).





*Fig. 4.7: Scarpata di faglia di tipo roccia-roccia alla base dei Colli della Defenza in una cava nei pressi delle Gole del Quirino.*

La fagliazione ha interessato anche i primi due ordini della conoide (Unità di La Valle e Unità di Fonte Frascarello): Ciò risulta abbastanza evidente nel settore occidentale della conoide, dove in corrispondenza di una seconda faglia (o sistema di faglie) si segue una rottura di pendio abbastanza chiara orientata circa ONO-ESE (faglia di San Polo Matese). All'interno dell'Unità di Campochiaro (III ordine) non sono invece visibili dislocazioni nei depositi né sono evidenti scarpate di faglia probabilmente per la forte antropizzazione di questo settore. Da un profilo topografico di dettaglio longitudinale alla conoide (Fig. 4.8) risulta comunque evidente un gradino morfologico in corrispondenza della curva a gomito del Torrente La Valle, che potrebbe indicare la prosecuzione verso Est della faglia di San Polo.



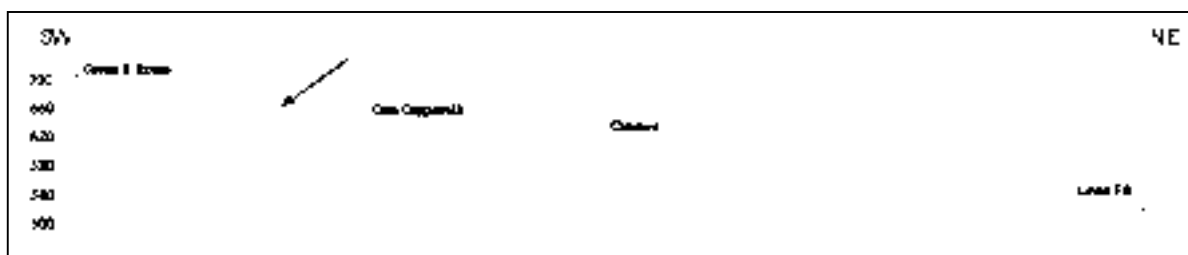


Fig. 4.8: Profilo longitudinale alla conoide di Campochiaro: la freccia indica il settore più deformato.

Nella area di Selva del Campo, alcune superfici erosive e la superficie deposizionale dell'unità ULAC appaiono progressivamente basculate verso Sud, a causa dell'azione delle due faglie sopra citate: l'entità del basculamento è di 1-2° nei diversi ordini di superfici tardoquaternarie mentre è di 0.2-0.3 gradi al tetto dell'unità ULAC.

#### 4.2.5. Evoluzione della conoide e implicazioni per la conca di Bojano

I dati stratigrafici e cronologici disponibili consentono di attribuire al Pleistocene superiore le tre unità che costituiscono la porzione più superficiale della conoide di Campochiaro e più precisamente di collocarle all'interno dell'ultima fase climatica fredda ed arida (Ultimo Glaciale o Wurm).

L'Unità Inferiore e l'Unità Intermedia si possono interpretare come il risultato di una serie di eventi deposizionali generalmente connessi ad intensi eventi pluviometrici in condizioni di clima arido (Ori, 1988). La fascia pedogenizzata che separa le due unità suggerisce un momento più favorevole alla pedogenesi, probabilmente una variazione climatica in senso caldo ed umido, durante la quale sono comunque continuati gli apporti detritici. Le datazioni sui paleosuoli indicano che si tratta di momenti interstadiali nell'ambito dell'Ultimo Glaciale. In questa fase si è avuto il primo arrivo di materiale di origine vulcanoclastica.

I risultati delle datazioni consentono di inquadrare cronologicamente l'Unità Intermedia nella cosiddetta fase Tardiglaciale (Orombelli & Ravazzi, 1996), mentre soltanto la parte basale è riferibile all'Ultimo Pleniglaciale. Successivamente, gli orizzonti sabbiosi presenti nella parte terminale dell'Unità Intermedia indicano chiaramente una diminuzione dell'energia dell'agente di trasporto.

Quindi ha avuto inizio la degradazione della conoide con la formazione di una fitta rete di canali che hanno inciso il corpo della conoide fino ad alcuni metri, riempiti successivamente da nuovi apporti, questa volta in facies tipo *braided* a canali anastomizzati (Unità Superiore). In questa fase si è avuto il secondo arrivo di materiale vulcanoclastico. E' ragionevole inquadrare queste fasi tra la fine del Tardiglaciale e l'inizio dell'Olocene.

Infine ha avuto inizio la formazione dei suoli recenti che riflettono le condizioni climatiche oloceniche ed attuali. I processi di rimobilizzazione sulla superficie della conoide sono rimasti comunque attivi, come indicano i colluvi di suolo ritrovati all'interno dei paleocanali.

La ricostruzione della stratigrafia della porzione più recente della conoide e le datazioni assolute consentono anche di stimare la velocità di sedimentazione dell'Unità Intermedia: circa 8 metri di depositi in un periodo di circa 12.000 anni (tra circa 22.000 e 10.000 anni fa). Ne risulta che tra l'Ultimo Pleniglaciale e il Tardiglaciale la velocità di sedimentazione è stata di circa 0.7-0.8 mm/anno.

Relativamente alla conca di Bojano, è possibile attribuire il termine del riempimento lacustre (unità ULAC) tra la fine del Tardiglaciale e l'inizio dell'Olocene, in quanto la porzione più superficiale dei depositi di tale unità è interdigitata con i depositi dell'Unità di Campochiaro (III ordine). Pertanto, durante l'Olocene l'azione erosiva del Fiume Biferno è in generale prevalsa sugli eventuali episodi di sbarramento dovuti agli eventi di frana e/o tettonici lungo il margine sannita della conca di Bojano, favorendo in tal modo l'abbassamento progressivo della soglia della valle bifernina e la reincisione dei depositi di riempimento della conca stessa.

#### ***4.3. Altre ricostruzioni paleoambientali di dettaglio***

##### **4.3.1. Versante NE di Monte Patalecchia e Bacino di Lago**

- *Dati di letteratura:* il Monte Patalecchia è costituito da una successione carbonatica mesocenozoica in facies di transizione tra le successioni della Piattaforma carbonatica matesina e del Bacino molisano. E' stata ricostruita (De Corso *et al.*, 1998) una serie di oltre 400 m di depositi prevalentemente calcarenitici (Formazioni di Indiprete, Monte Coppe, Coste Chiavarine, Monte Calvello, Monaci e Macchiagodena) su cui poggiano in discordanza le formazioni a maggiore componente terrigena (Formazioni di Cusano,

Longano e Frosolone). L'assetto strutturale è quello di una monoclinale con strati immergenti generalmente verso SO.

Circa a metà del versante NE di Monte Patalecchia è presente una linea tettonica di primo ordine che ribassa, per faglia diretta, il settore nord-orientale di almeno 400 m (De Corso *et al.*, 1998). Questa faglia ha orientazione appenninica e costituisce un segmento della *master fault* bordiera del massiccio del Matese.

- *Dati inediti*: la piccola depressione allungata, tra Monte Patalecchia ed Indiprete, è riempita da depositi detritico-colluviali a clasti prevalentemente in facies di transizione e pelagica (molti clasti di selce): la porzione affiorante in superficie è sciolta o debolmente cementata, per uno spessore complessivo di 3-4 metri. Allo sbocco delle aste che drenano il versante si formano piccoli corpi di conoidi tuttora attivi.

Imponenti scarpate di faglia in roccia si seguono con continuità per alcune centinaia di metri. Inoltre, nella zona ribassata della faglia un notevole numero di scarpate parallele alla faglia principale alte da uno a due metri tagliano i detriti di versante. Tali scarpate sono probabilmente dovute a rimobilizzazione gravitativa dei depositi di versante.

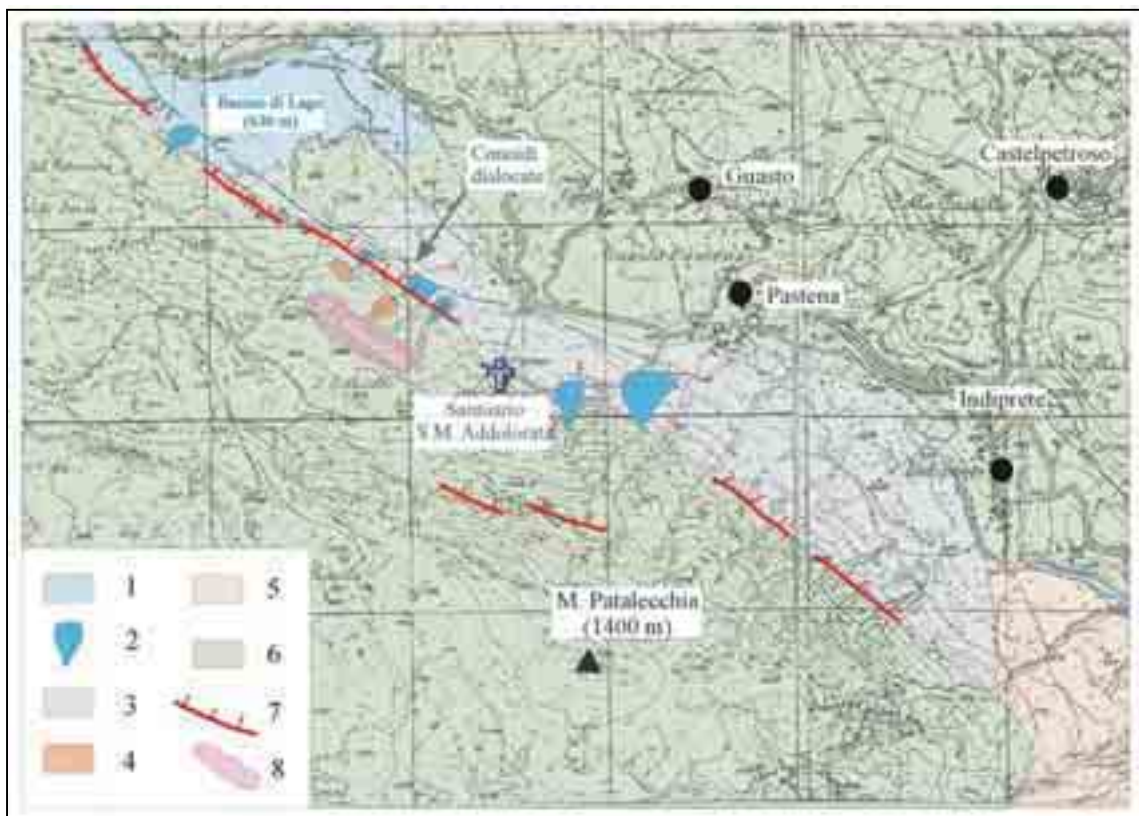


Fig. 4.9: Versante NE di Monte Patalecchia e Bacino di Lago: schema geologico.  
 Legenda: 1. UALR: alluvioni recenti (Olocene); 2. UCON-IV: conoidi di detrito (Olocene);  
 3. Depositi detritico colluviali (Olocene); 4. UBRC: depositi di versante e di conoide antica

A NO del Santuario dell'Addolorata il versante sudoccidentale del bacino del Lago di Pettoranello (Bacino di Lago) è delimitato superiormente da una evidente superficie erosiva (Colliciello) a circa 875 metri. Depositi di conoide e di versante si ritrovano sospesi a varie altezze intercalati a materiale di origine vulcanoclastica (UBRC).



*Fig. 4.10: Bacino di Lago: le conoidi di detrito di età olocenica sono dislocate di almeno un metro e costituiscono un'evidenza di fagliazione superficiale connessa ad uno o più eventi sismici molto recenti.*

Alla base del versante un secondo allineamento di scarpate di faglia interessa anche tre conoidi di detrito totalmente prive di suolo e dunque molto recenti (riferibili all'Olocene se non storiche). Il rigetto misurabile è sempre dell'ordine del metro (Fig. 4.10). Verso Pettoranello, un deposito terrazzato può essere riferito ad un antico stazionamento del Lago, ma non si può escludere un motivo tettonico legato alla stessa faglia bordiera.

- *Interpretazione*: possiamo spiegare la genesi del versante NE di Monte Patalecchia con la progressiva attività deformativa lungo la struttura tettonica descritta. Il versante in forte sollevamento ha favorito la mobilitazione del detrito per gravità nell'area pedemontana.

Le scarpate di faglia in roccia, unitamente alla notevole linearità del lineamento costituiscono un indizio geomorfologico di attività tettonica recente. Si può infatti escludere che le scarpate siano il risultato di erosione morfoselettiva dato che l'erodibilità delle formazioni messe a contatto è confrontabile. Sembra invece del tutto ragionevole interpretare simili evidenze come il risultato di riattivazioni tardo-quaternarie (analogamente ai versanti di Colli della Difenza e di Bojano, par. 4.4.2).

Anche la genesi del versante SO del bacino di Lago è imputabile all'attività tettonica quaternaria di una faglia (o un sistema di faglie) a orientazione circa appenninica che ha sospeso la superficie di Colliciello ed i depositi di conoide e di versante. Le conoidi di detrito recenti dislocate costituiscono l'effetto dell'attività tettonica durante l'Olocene. Simili evidenze di fagliazione in superficie potrebbero essere interpretate come parte della zona di rottura in superficie connesse ai forti eventi sismici storici quali ad esempio quelli del 1688 e/o del 1805.

#### 4.3.2. Conoide del Torrente Borrello

- *Dati di letteratura*: il Torrente Borrello è un affluente in destra idrografica del Torrente Il Rio, alimentato dal massiccio carbonatico del Matese. Alla base del versante si ritrova un corpo di conoide ampiamente reinciso sia nel mezzo che alla base.
- *Dati inediti*: Da un punto di vista geomorfologico si riconoscono almeno due ordini di conoide:

*I ordine*: inciso alla base dal T. Borrello per almeno 8 m complessivi. La successione detritica è costituita da conglomerati stratificati prevalentemente calcarei, ma anche arenacei ed argillitici poco arrotondati, eterometrici, talvolta anche molto grossolani ( $\emptyset$  max = 40 cm;  $\emptyset$  moda = 2-3 cm), mediamente cementati immersi in una matrice sabbiosa di colore avana.

*II ordine*: inciso dal T. Borrello di 2-3 m. La stratigrafia è simile al I ordine.

*Alluvioni recenti*: conglomerati poco cementati, a clasti carbonatici e rari arenacei, eterometrici, talvolta anche molto grossolani ( $\varnothing$  max = 30 cm), immersi in una matrice di colore marrone.

Al di sotto dei depositi conglomeratici si ritrova il substrato argilloso-arenaceo (Flysch di Cantalupo).

I suoli in superficie, quando presenti, sono tipo *entisuoli*, spessi pochi centimetri e suggeriscono un evoluzione della conoide molto recente. I tre ordini di conoide sono bordati da scarpate di probabile origine erosiva.

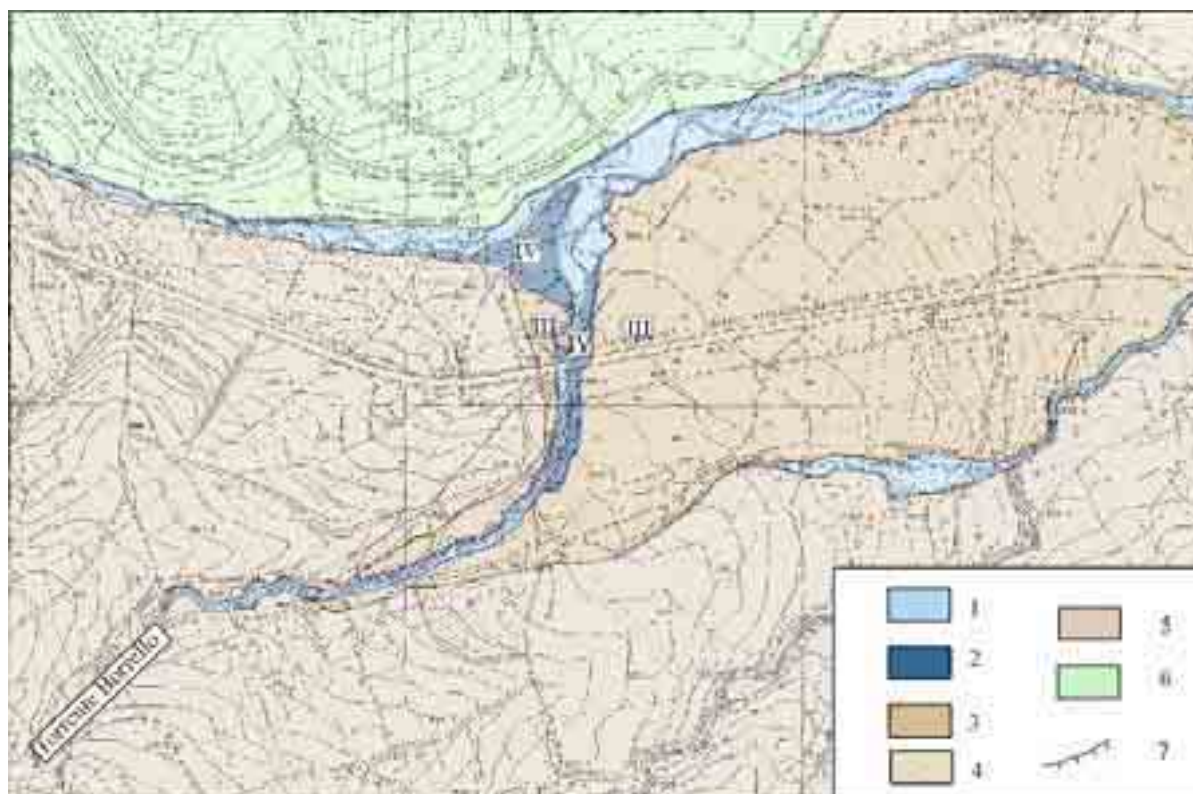


Fig. 4.11: Conoide del T. Borrello: schema geologico.

Legenda: 1. UALR: Alluvioni recenti (Olocene-Attuale); 2. Secondo ordine di conoide (UCON-IV, Olocene); 3. Primo ordine di conoide (UCON-III, Pleistocene superiore finale); 4. Depositi lacustri (ULAC, Pleistocene superiore finale); 5. Substrato arenaceo; 6. Substrato carbonatico; 7. Scarpata di erosione.

- *Interpretazione*: Da un punto di vista geomorfologico si riconosce una certa analogia con la conoide di Campochiaro sebbene a piccola scala: il primo ordine è confrontabile con l'unità UCON-III (Pleistocene superiore finale) e infatti è interdigitato con i depositi lacustri dell'unità ULAC. I depositi del primo ordine vengono quindi reinciati e si ha la deposizione del secondo ordine (UCON-IV) e delle alluvioni recenti (UALR). Non sono state ritrovate tracce delle due unità di conoide più antica. Il minore sviluppo dei suoli in superficie rispetto alla conoide di Campochiaro si può spiegare con l'assenza locale di materiale vulcanoclastico. Il



terrazzamento della conoide del Torrente Borrello dovrebbe essere pertanto connesso fondamentalmente ad effetti climatici riferibili al passaggio Tardiglaciale-Olocene. La conoide non ha invece registrato evidenze imputabili all'eventuale riattivazione recente della faglia alla base del versante di Cantalupo.

#### 4.3.3. Versante sopra Boiano



*Fig. 4.13: Il versante sopra Boiano visto dalla piana: si osservi la marcata rottura di pendio (segnata dai gradini) circa a metà del versante.*

- Dati di letteratura: il versante sopra Boiano è costituito da terreni di età giurassico-cretacea appartenenti al dominio di piattaforma carbonatica matesina in contatto tettonico nella parte basale con terreni terziari affioranti spesso coperti da depositi di copertura detritica. Il versante è delimitato inferiormente dalla piana di Boiano che qui si trova a quote intorno a 480 m e superiormente è invece delimitato dalla superficie di Civita Superiore a quote intorno ai 720 m (Fig. 4.12). L'altezza complessiva del versante è pertanto di circa 250 m per una pendenza media di circa 35°. La superficie di Civita superiore è una superficie di erosione in roccia, già segnalata da Russo & Terribile (1995) e correlabile con la superficie del Bacino di S. Massimo (Pleistocene inferiore-medio).

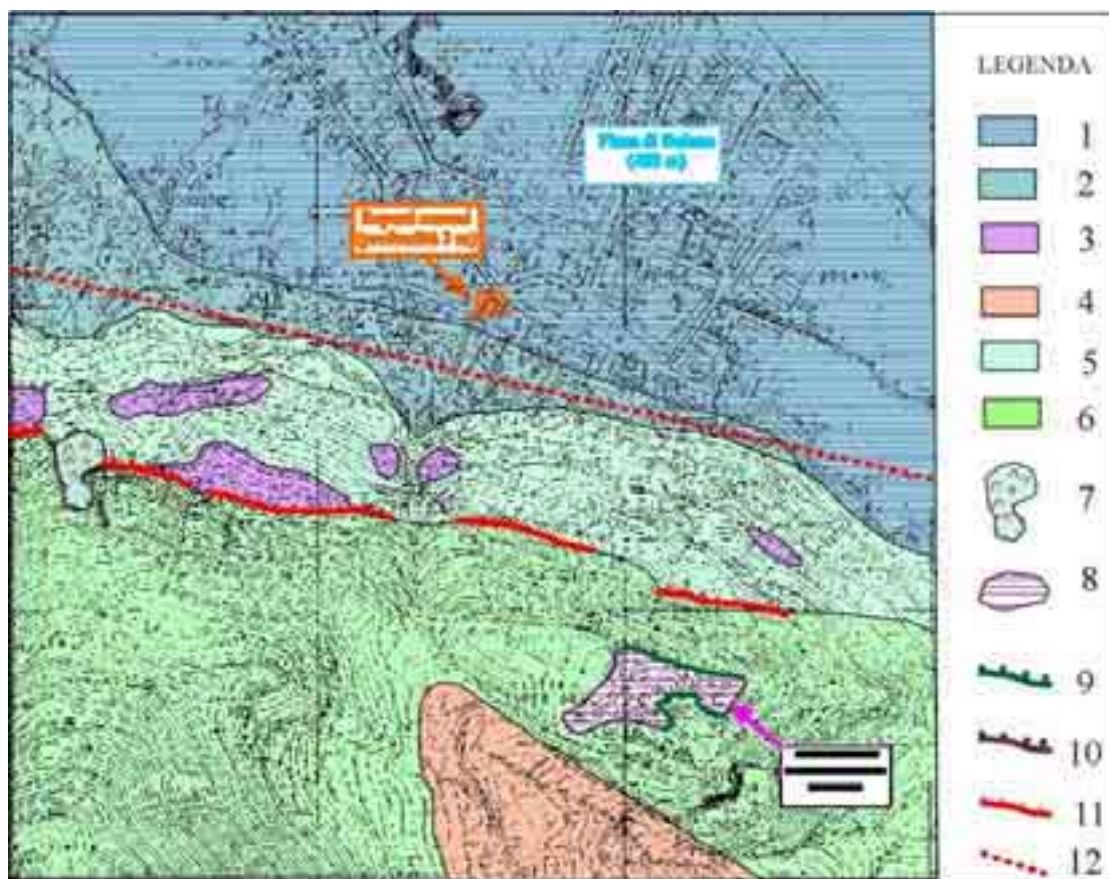


Fig. 4.12: Versante sopra Boiano: schema geologico.

Legenda: 1. UALR: Alluvioni recenti (Olocene); 2. Depositi detritico-colluviali (Olocene); 3. Breccie di versante ben cementate (Pleistocene medio-superiore); 4. Depositi di flysch; 5. Calcarei pelagici; 6. Depositi calcarei neritici; 7. Area interessata da crolli; 8. Superficie erosiva; 9. Scarpata erosiva; 10. Coronamento di nicchia di distacco; 11. Scarpata di faglia; 12. Faglia presunta.

- *Dati inediti:* Da un punto di vista geomorfologico si segnalano circa a metà del versante alcune scarpate di faglia in roccia alte anche fino a 10 metri orientate tra N270° e N300° (Fig. 4.13 e 4.14). In più punti, nel settore ribassato, affiorano depositi di versante stratificati tipo breccie di pendio ben cementate (UBRC), attualmente sospesi di alcune decine di metri sulla piana recente.

Breccie ben cementate, a clasti esclusivamente carbonatici ( $\varnothing=4-5$  cm fino a 10 cm) notevolmente alterati per carsismo in strati spessi 30-40 cm (giacitura N270°; 5°). Spessore affiorante: massimo 3 m.

Tutto il versante è interessato da crolli di blocchi calcarei almeno in parte cosismici (p.es. area di Pietre Cadute).





Fig. 4.14. Un tratto della scarpata di faglia a metà del versante di Bojano

- *Interpretazione*: la genesi del versante è fondamentalmente connessa all'azione di due faglie dirette. La faglia principale (faglia di Bojano) affiora circa a metà del versante e disloca la superficie di Civita superiore di almeno 220-250 m (non si conosce infatti a quale profondità sotto la piana attuale sia sepolta la superficie dislocata). Si può pertanto stimare un tasso di scorrimento di lungo periodo pari ad almeno 0.3-0.6 mm/anno. I dati di sismicità storica suggeriscono la probabile riattivazione di tale struttura durante l'evento del 1805 (*“apertura di due voragini circa a metà del versante”*, Baratta, 1901).

Alla base del versante, una seconda faglia deve aver sollevato le brecce cementate (UBRC). Questa faglia è stata sepolta dal recente sovralluvionamento che in questa area è stato indubbiamente notevole (reperti romani a 3 metri di profondità, par. 3.6.2). Mancano però i dati cronologici sulle brecce per cui non è possibile stimare i tassi di scorrimento della faglia basale.

#### 4.3.4. Area compresa tra Cantalupo, S. Massimo e Roccamandolfi

- *Dati di letteratura*: il versante NO di Colle di Mezzo, sopra Cantalupo, è costituito da una successione carbonatica di transizione tra piattaforma e bacino. Il versante ad Est di Roccamandolfi costituisce invece parte dell'estremità settentrionale della piattaforma carbonatica del Matese.

Alla base di entrambi i versanti tali successioni carbonatiche sono in contatto tettonico con le sequenze flyschoidi della formazione di Frosolone (Flysch di Cantalupo secondo altri Autori).

Lungo la strada per Campitello Matese a quote di circa 800 m (località Serra S. Giorgio) affiora una successione di depositi lacustri prevalentemente limosi, stratificati, immergenti verso Sud di 10-15°. Tale successione, descritta in dettaglio in Brancaccio *et al.* (1979), è stata interpretata come un lembo dei depositi di riempimento dell'antico Bacino di S. Massimo ed è stata inquadrata cronologicamente al Pleistocene inferiore sulla base della datazione assoluta col metodo K-Ar sul materiale vulcanoclastico (età compresa tra 0.97 e 1.13 milioni di anni). Datazioni più recenti inquadrano la successione in un periodo più recente (circa 600.000 anni, Naso & Di Bucci, com. pers.). Nella piana, nei pressi della stazione di Cantalupo, Ascione *et al.* (1998) segnala alcune scarpate di faglia decametriche.

- *Dati inediti*: l'analisi alla scala mesostrutturale su alcuni piani di faglia affioranti alla base del versante carbonatico lungo la strada S. Massimo-Roccamandolfi ha evidenziato che l'orientazione della linea tettonica è circa N300° (inclinazione tra 50° e 60°). Gli indicatori cinematici indicano che tale contatto, probabilmente inverso in una fase iniziale, è attualmente di tipo diretto.

Nella zona di Serra S. Giorgio è stato descritto un log stratigrafico relativamente ai depositi lacustri del Bacino di S. Massimo:

- 0-25 cm *Suolo*: 10YR 4/4, struttura poliedrica, duro, solido, leggermente adesivo, leggermente plastico non calcareo.
- 25-35 cm *Limo* di colore giallino debolmente cementato
- 35-41 cm *Primo orizzonte limoso arrossato* ben cementato, con frequenti minerali primari di origine vulcanoclastica.
- 41-49 cm *Argilla limosa* non calcarea, probabilmente derivante dal rimaneggiamento di frammenti pomicei.
- 49-54 cm *Secondo orizzonte limoso arrossato* come il precedente, anche esso ricco di minerali primari.
- 54-oltre 150 cm *Sabbia limosa grigia con intercalazioni rossastre*, in alcuni livelli si hanno intercalazioni più grossolane. Non calcareo.

Subito a destra del log descritto si riconosce un suolo profondo caratterizzato da un orizzonte nerastro organico (frammenti di carbone) molto più evoluto del precedente e probabilmente indicativo di una lunga pedogenesi. Non sono stati ritrovati altri affioramenti di depositi lacustri tipo Serra S. Giorgio nelle aree adiacenti.

Nei pressi della frazione Taverna di Cantalupo, all'interno dei depositi di riempimento della piana di Bojano, emerge un alto morfologico alto circa 15 m rispetto alla piana, caratterizzato sulla sommità da una piccola superficie di spianamento.

- *Interpretazione:* l'analisi geomorfologica e strutturale suggeriscono che, lungo il contatto tettonico tra carbonati e flysch l'attività deformativa più recente sia stata di tipo distensivo. La presenza di superfici relitte (Stazione Teleferica e Pianelle) probabilmente correlabili con la superficie del Bacino di S. Massimo e quindi sollevate dalla faglia consente di stimare un tasso di scorrimento di lungo periodo pari a circa 0.3-0.6 mm/anno (200-300 m in un periodo compreso tra  $600.000 \pm 200.000$  anni).

Una seconda faglia sblocca alla base il versante di Cantalupo (faglia basale). La superficie di Cesa Martello, coeva con il bacino di S. Massimo, è sospesa di circa 200 m sul fondovalle attuale, ed indica tassi di scorrimento di lungo periodo pari ad almeno 0,3 e 0,5 mm/anno. Si tratta di un valore minimo in quanto non è noto a quale profondità si trovino i depositi del bacino di S. Massimo e le superfici coeve.

#### 4.3.5. Area intorno a S. Polo Matese

- *Dati di letteratura:* la zona di S. Polo Matese rappresenta una delle aree dove è stata meglio studiata la successione carbonatica di piattaforma cretacea soprattutto da un punto di vista paleontologico per la gran quantità di resti fossili disponibili: in particolare la zona di Monte La Costa rappresenta l'area più ricca di macrofossili (Rudiste) del Cretaceo inferiore-medio in Appennino meridionale (Mainelli, 1983).

Da un punto di vista strutturale occorre segnalare la presenza di alcuni lineamenti paralleli orientati circa ONO-ESE ben riconoscibili anche all'interno della struttura matesina.

- *Dati inediti:* nell'area compresa tra Colli della Serra ed il prato di Civita si ritrovano una serie di depressioni di modesta entità, mai molto approfondite riempite di "terre rosse", costituite dal residuo insolubile delle rocce calcaree di origine ma anche da ingenti quantità di materiale vulcanoclastico ricolluviato. In alcuni casi, come ad esempio a Colle della Serra, si ritrovano anche scarpate di faglia in roccia immergenti

verso SO. Alcune superfici a debole pendenza si ritrovano a quote comprese tra 750 e 900 metri (zone di S. Polo Matese, La Costa, Colle Salva Signore e Cesa d'Adda).

- *Interpretazione:* tutte queste piccole depressioni sono interpretabili come antiche superfici erosive riferibili alla Paleosuperficie *Auct.* o correlabili con il Bacino di S. Massimo. Tali superfici sono state successivamente carsificate e dislocate lungo faglie dirette orientate circa ONO-ESE che hanno ribassato il settore nord-orientale. I rigetti neotettonici di tali faglie sono certamente subordinati rispetto alle faglie principali che danno origine alla conca di Bojano.

#### 4.3.6. Conca di Sepino

- *Dati di letteratura:* la conca di Sepino è una depressione triangolare separata dalla conca di Bojano dal valico di Vinchiaturò. Sul versante settentrionale (versante di S.Giuliano) affiorano le formazioni marnose bacinali e di transizione del Bacino Molisano e le cosiddette “Argille Varicolori”. Il versante matesino è costituito da una successione calcarea e marnosa di transizione (unità di Monte Moschiaturò) sovrascorsa sul flysch miocenico. L'alto morfologico di Vinchiaturò è costituito da terreni flyschoidi: dati di sottosuolo suggeriscono che si tratta di un alto anche strutturale (Naso & Di Bucci, com. pers.).

Da un punto di vista strutturale, sono state segnalate faglie ad orientazione circa Est-Ovest (alla base del versante di S.Giuliano e in corrispondenza del Torrente Saraceno), faglie appenniniche (sul versante matesino) e faglie quasi N-S verso la conca di Morcone. Le indagini geognostiche della GE.MI.NA (1963) consentono di suddividere la piana in due settori: i depositi di riempimento di natura prevalentemente lacustre contengono orizzonti di lignite soltanto nel settore meridionale.

- *Dati inediti:* il valico di Vinchiaturò è costituito da una superficie erosiva posta ad una quota di circa 550 m, correlabile con le altre superfici erosive poste sul versante orientale della conca di Sepino (Colle Principe) e sul versante sannita della conca di Bojano. Queste superfici sono probabilmente riferibili al Pleistocene superiore.

La faglia del versante di S.Giuliano mostra diversi indizi di attività recente: elevata linearità del fronte montuoso sebbene impostato su litologie abbastanza erodibili; faccette triangolari; sorgenti sulfuree. Anche la superficie lacustre della conca di Sepino

appare basculata verso Nord di circa  $0.5^\circ$ , probabilmente a causa dell'azione di questa faglia.

La faglia del Torrente Saraceno costituisce un lineamento ben visibile da foto aerea e addirittura da immagini da satellite: nel massiccio del Matese essa disloca anche antiche aste fluviali. Nella piana non sembra invece dislocare in maniera significativa la superficie di riempimento lacustre (unità ULAC).

Le faglie appenniniche sul versante matesino e le faglie N-S sul versante orientale non mostrano invece evidenze di attività tettonica recente.

Le conoidi dei Torrenti Saraceno e Tappone sono poggiate sopra l'unità ULAC e pertanto si riferiscono all'unità UCON-IV. L'attività detritico-colluviale alla base del versante matesino è riferibile anche al periodo storico come confermano i quasi due metri dello spessore di copertura dei resti archeologici di Altilia.



*Fig. 4.15: La conca di Sepino: schema geologico.*

*1. Alluvioni recenti del F. Tammaro (UALR, Olocene); 2. Depositi detritico-colluviali (Olocene); 3. Conoidi recenti (UCON-IV), Olocene); 4. Depositi lacustri (ULAC, Pleistocene superiore finale); 5. Substrato prevalentemente arenaceo; 6. Substrato prevalentemente marnoso-calcarenitico.*

- *Interpretazione:* l'evoluzione della conca di Sepino è stata probabilmente guidata da due faglie normali E-O, probabilmente in precedenza trascorrenti: la faglia di S. Giuliano può essere interpretata come la *master fault* ed è stata probabilmente attiva anche nel Pleistocene superiore-Olocene. La faglia del Torrente Saraceno potrebbe essere interpretata come faglia antitetica: essa ha dislocato gli orizzonti lignitiferi del Pleistocene inferiore, ma non mostra segni geomorfologici di attività in tempi recenti. In questa ipotesi, il versante matesino si interpreta come un relitto morfologico dell'assetto strutturale compressivo precedente.

Per quanto riguarda l'alto di Vinchiatturo restano valide due ipotesi: 1) l'alto morfologico coincide con un alto strutturale antico che ha da sempre separato le due conche le quali hanno avuto sempre una evoluzione indipendente; 2) l'alto morfologico è costituito da una superficie erosiva che segna l'ultima fase evolutiva comune alle conche di Bojano e Sepino. Quindi, probabilmente nel corso del Pleistocene superiore le due conche hanno iniziato ad evolvere in maniera indipendente e si sono impostati i due reticoli idrografici attuali (Fiume Biferno e Fiume Tammaro) a drenaggio opposto. La causa dell'individuazione di due bacini a drenaggio opposto può essere spiegata con variazioni climatiche.

In ogni caso è importante segnalare il ruolo della stretta morfologica di Sassinoro che svolge un ruolo analogo alla soglia posta all'inizio della valle Bifernina per la conca di Bojano: fenomeni franosi possono aver causato momentanei sbarramenti del corso del Fiume Tammaro, che è stato costretto a sovralluvionare verso monte. Si spiega in tal modo il fatto che nella conca di Morcone, a valle della stretta di Sassinoro, i depositi sono molto terrazzati differentemente da quanto avviene nella piana di Sepino.



#### 4.3.7. La frana di Colle d'Anchise e altri fenomeni franosi attivi



Fig. 4.16: Frana di Colle di Anchise: schema geologico.

Legenda: 1. Alluvioni recenti (UALR, Olocene); 2. Substrato prev. argilloso; 3. Substrato prev. arenaceo; 4. Cumulo di frana antica; 5. Frana tipo colata attiva; 6. Frana tipo colata quiescente

- *Dati di letteratura:* sono noti movimenti franosi soprattutto di tipo colata lungo tutto il bacino del F. Biferno, in particolare nelle zone di affioramento delle Argille Varicolori, le cui caratteristiche geotecniche e geomeccaniche sono notoriamente scadenti anche in relazione a processi di alterazione e rammollimento (Cotecchia *et al.*, 1993). In moltissimi punti essi hanno provocato danni di notevole entità anche ad infrastrutture viarie di primaria importanza (ad es. Strada Statale Bifernina).



*Fig. 4.17: Frana di Colle d'Anchise: parte della zona di distacco vista dal fianco sinistro.*

- *Dati inediti:* sul versante sannita sono riconoscibili, oltre ad una serie di evidenze morfologiche di antiche frane, alcune frane attive.

La frana di Colle d'Anchise (Fig. 4.16; Foto in Fig. 4.17) si è formata su un versante esposto a Nord (dunque non interessa direttamente il versante sannita della conca di Bojano), costituito da terreni della formazione delle Argille Varicolori. Il fenomeno franoso è tuttora attivo ed è in procinto di coinvolgere anche settori a monte del coronamento, dove si sono rilevate fratture di trazione. Attualmente, il coronamento è lungo circa 150 m ed è ormai prossimo alle prime case del paese di Colle d'Anchise. L'intera colata ha uno sviluppo longitudinale di circa 500 m. Da notare inoltre la presenza di laghetti di frana, dovuti a locali contropendenze delle masse in frana.

La frana di Macchitelle interessa direttamente il versante sannita della conca di Bojano ed è anche essa impostata su terreni riferibili alle Argille Varicolori. Si tratta di una frana tuttora attiva che minaccia la strada comunale per Colle d'Anchise. Tuttavia le dimensioni areali sono molto minori (circa 70m x 150 m).

Anche sul versante matesino sono state riscontrate, durante il rilevamento frane di modeste dimensioni che coinvolgono i terreni argilloso-arenacei affioranti.

Notizie storiche di altri fenomeni franosi nell'area investigata sono riportate al cap. 3.6.3.



- *Interpretazione:* è probabile che i fenomeni franosi siano stati molto diffusi specialmente durante le fasi climatiche fredde del Pleistocene in particolare sul versante sannita ove affiorano i terreni più scadenti. Tali fenomeni sono comunque attivi ancora oggi e costituiscono un processo morfogenetico importante nella zona di affioramento delle successioni terrigene del versante sannita.

La causa innescante di tale franosità è quasi sempre un evento meteorico particolarmente intenso, spesso favorito dallo scalzamento al piede del versante da parte di un corso d'acqua. Non mancano comunque casi in cui si sono avute riattivazioni di fenomeni franosi in corrispondenza di input sismici (vedi cap. 3.2).

#### ***4.4. Analisi morfometrica***

La morfometria è la branca della geomorfologia che si occupa di misurare quantitativamente le forme del paesaggio (Keller & Pinter, 1996). Tali misure di tipo quantitativo consentono di confrontare quantitativamente l'entità dei processi di modellamento in superficie ed i fattori che la controllano.

In questo studio l'analisi morfometrica è stata eseguita al fine di misurare l'entità di eventuali effetti morfologici di attività tettonica recente.

##### **4.4.1. Profili longitudinali e indice SL**

In Fig. 4.18 sono rappresentati i profili longitudinali su scala semilogaritmica dei principali corsi d'acqua (aste del III ordine o superiori) che drenano i due versanti su cui si è impostata la conca di Bojano. Come si può osservare, quasi tutti i profili assumono un andamento concavo anche in condizioni litologiche uniformi: tale andamento costituisce di per sé un indicatore di tassi di sollevamento elevati in tempi recenti (Merritts & Vincent, 1989).

Un confronto almeno in parte quantitativo tra le varie aree può essere eseguito mediante l'indice Stream Length – Gradient (SL). Tale indice viene definito (Hack, 1973) come

$$SL = (DH/DL) * L$$

ove DH/DL è la pendenza media (o gradiente) del tratto considerato, ed L è la distanza dallo spartiacque.

L'indice SL è dunque particolarmente sensibile alle variazioni di pendenza e pertanto dipende fortemente dal grado di erodibilità della roccia affiorante (fattore litologico). Tuttavia, a parità di condizioni litologiche e in condizioni climatiche simili, le variazioni di pendenza registrate dall'indice SL sono imputabili alla tettonica recente.

E' stato calcolato l'indice SL lungo i profili longitudinali relativi alle aste di III ordine che drenano i due versanti della conca di Bojano (Fig. 4.19) relativamente a tratti di uguale differenza di quota (DH=50 metri). I primi due valori di SL più prossimi allo spartiacque sono stati volutamente tralasciati per lo scarso significato che essi assumono, in quanto troppo dipendenti dal valore di L.

### Fronte matesino

Da NW verso SE:

- T. Gallo: nel primo tratto in calcare SL è bassissimo (50-80), quindi sale moltissimo fino a oltre 1800 (max anomalia). Nel flysch cala nuovamente fino a 440 per poi risalire fino a 1100.
- T. Borrello: nei calcari assume valori compresi tra 200 e 300 in prossimità del contatto con il flysch. Nel flysch e nei depositi di conoide si attesta sui 230-240.
- T. Callora: nei calcari assume valori compresi tra 300 e 500 con due anomalie: la prima anomalia si trova a circa 1700 metri e SL arriva quasi a 800. La seconda, di maggiore entità, si trova tra 800 e 900 metri e SL assume valori tra 1200 e 1400.
- Vallone S. Massimo: nel primo tratto nei calcari (a quote superiori a 1000 metri) SL assume valori crescenti abbastanza regolari da 300 a 900, quindi tra 1000 e 800 metri SL cresce fortemente fino a superare 1500 (anomalia). Nel flysch ridiscende fino ad attestarsi intorno a 300.
- Ravone Ciccagne: nei calcari SL assume valori tra 300 e 600 con un'anomalia circa a quota 800 ove raggiunge quasi 1000. Nel flysch sta tra 350 e 500 per scendere nelle alluvioni quasi fino a 200.
- Fosso della Strega: nei calcari SL assume valori costanti tra 300 e 450. Quindi, circa a quota di 800 metri cresce fino quasi ad 800. Anche nel flysch è evidente una anomalia di SL che raggiunge quasi valori di 900. Quindi nelle alluvioni ridiscende a circa 300.
- T. San Paolo: nei calcari SL cresce costantemente verso fino ad oltre 900 (probabile anomalia). Quindi nel flysch SL si attesta mediamente intorno a 300.
- La Valle: nei calcari in media SL assume valori compresi tra 300 e 400, con due anomalie nel tratto tra 1400 e 1200 metri ed intorno ad 800 metri.
- T. Quirino: i valori di SL variano da 300-400 nei calcari a 200-300 nel flysch, risentendo dunque delle continue variazioni litologiche. D'altra parte una evidente anomalia si registra nel tratto tra 800 e 600 metri dove SL supera anche 1000.
- Rio Lecino: nei calcari marnosi cresce costantemente da 200 a 400.
- T. Saraceno: nei calcari marnosi assume valori compresi tra 200 e 400 con un'anomalia tra 800 e 700 metri ove SL supera anche 600.
- T. Tappone: nei calcari marnosi assume valori compresi tra 200 e 400 con un'anomalia a circa 700 metri ove SL supera 650. Quindi si attesta sui 200 nel calcare marnoso e nelle alluvioni.
- 

### Fronte Sannita

Da NW verso SE:

- T. Incoronata: SL assume valori tra 120 e 150 sia nel flysch che nelle alluvioni.
- T. Valle Fredda: nei calcari marnosi SL assume valori medi intorno a 250. Al contatto con il flysch arriva quasi a 500. Quindi si attesta nuovamente intorno a 250.
- T. Petroso: nel flysch SL si attesta intorno a 130.
- F. Cardarelle: SL assume valori generalmente tra 100 e 200 sia nei calcari marnosi sia nel flysch.

- F. San Pietro: SL assume valori compresi tra 100 e 200 sia nei calcari marnosi sia nel flysch.
- V. San Nicola: nei calcari marnosi SL arriva fino a 270 per poi attestarsi nel flysch intorno a 200.

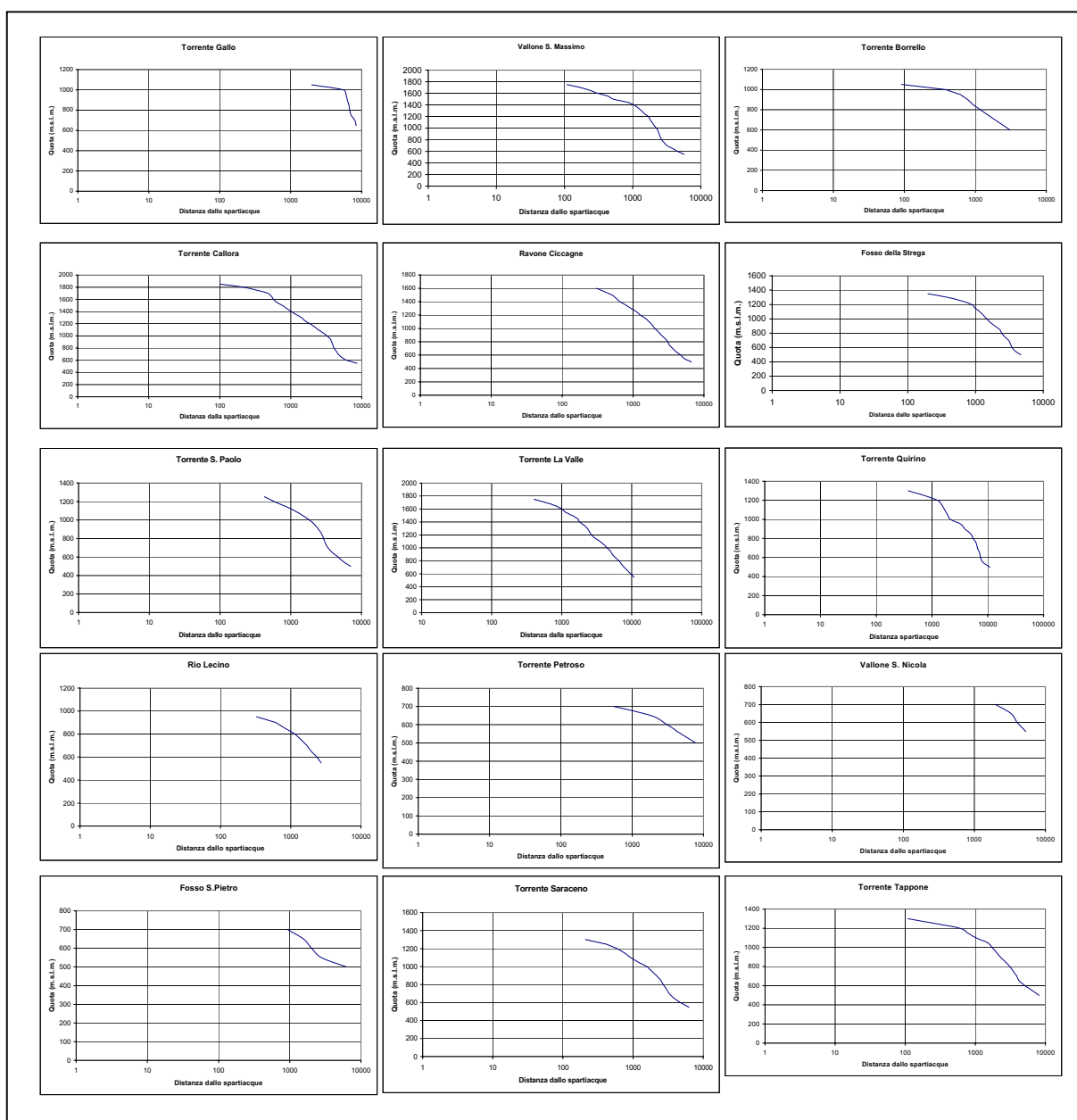


Fig. 4.18: Profili longitudinali su scala semilogaritmica dei principali corsi d'acqua drenanti i versanti matesino e sannita: si osserva l'andamento concavo (vedi testo).

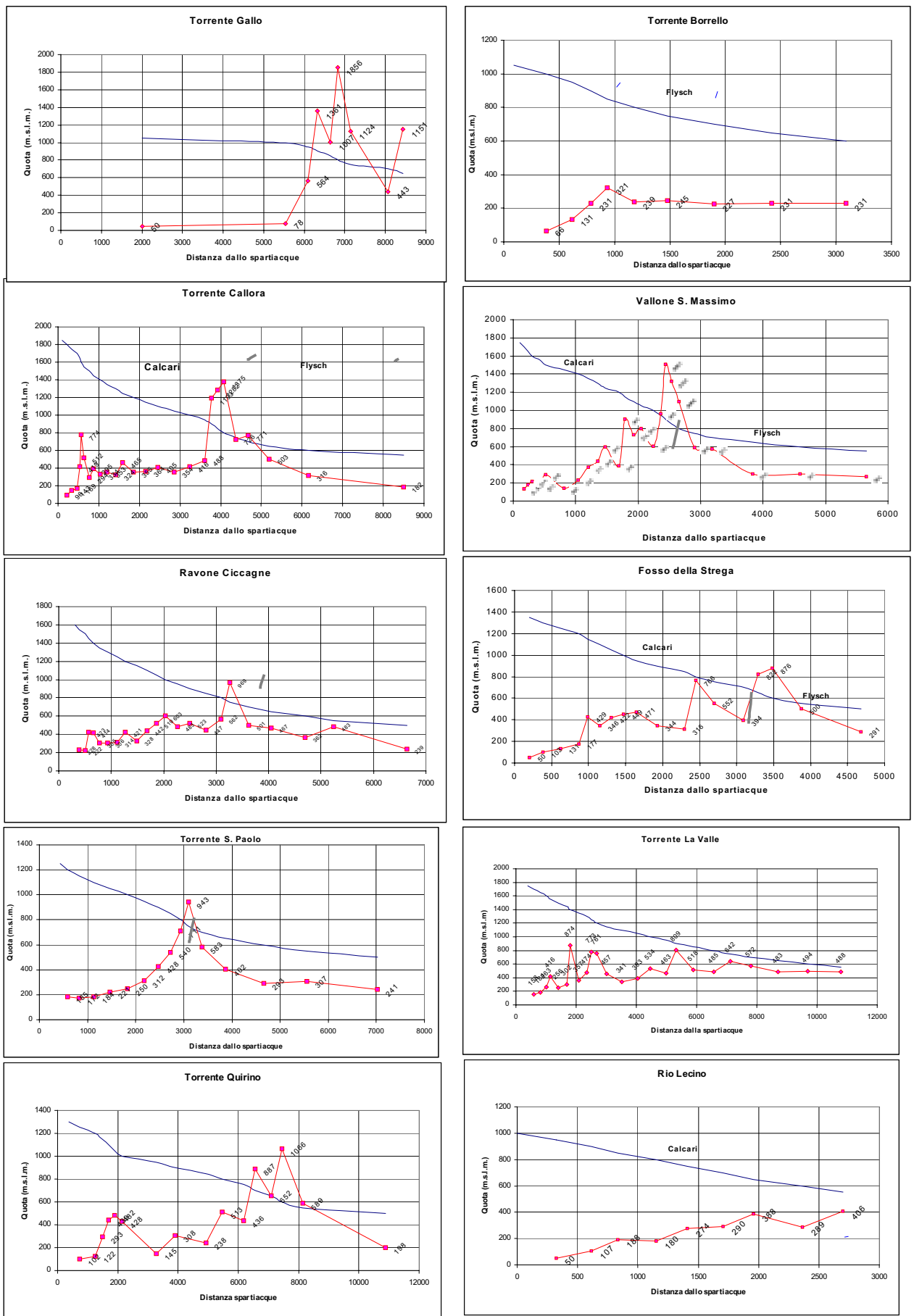


Fig. 4.19: Profili longitudinali in scala normale: valori di SL calcolati ogni 50 m di quota.

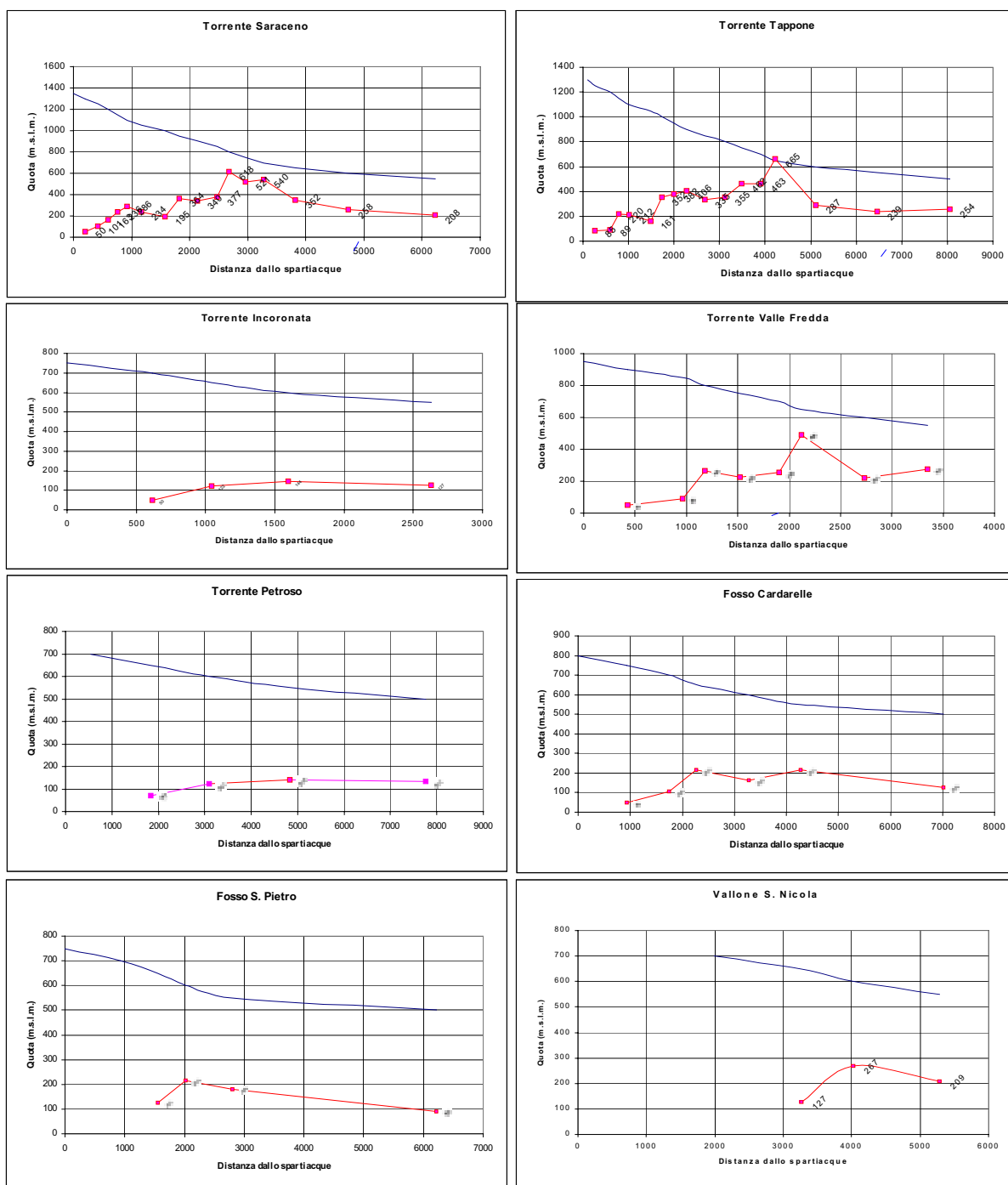


Fig. 4.19: Profili longitudinali in scala normale: valori di SL calcolati ogni 50 m di quota.

- *Interpretazione:* i dati di SL evidenziano che è soprattutto il fattore litologico a condizionare la pendenza dei vari profili longitudinali e nella maggior parte dei casi non è possibile distinguere in maniera univoca gli effetti dell'attività tettonica.

Tuttavia, confrontando settori a litologia comparabile, emergono alcune anomalie nei valori di SL probabilmente imputabili a tettonica recente: in Fig 4.20 in particolare sono state ubicate le anomalie di primo ordine (valori superiori al doppio del valore medio

riferito alla stessa litologia) e di secondo ordine (circa il doppio del valore medio riferito alla stessa litologia). Si possono trarre le seguenti conclusioni:

- nei calcari mesocenozoici i valori di SL maggiori (e le anomalie principali) si hanno in corrispondenza delle principali strutture distensive che li mettono a contatto con i flysch miocenici. L'aumento di SL registra un aumento di pendenza in prossimità della struttura attiva (scarpate di faglia recenti). Confrontando i valori di SL anomali relativamente alle varie aste, questi sembrano progressivamente aumentare da SE (a partire almeno dal Torrente La Valle) a NO (Torrente Gallo). Ciò potrebbe suggerire maggiore entità del sollevamento nella zona nordoccidentale (in questo caso si intende un sollevamento di lungo periodo, dell'ordine delle centinaia di migliaia di anni, in quanto registrato su aste di ordine gerarchico elevato).
- nei settori ove affiora una litologia di tipo terrigeno i valori di SL sono superiori sul lato matesino della conca rispetto a quello sannita, dove non si hanno anomalie particolarmente evidenti. Queste evidenze potrebbero suggerire che la faglia basale del versante matesino è stata caratterizzata da maggiore velocità di sollevamento in tempi recenti rispetto alla faglia basale del versante sannita.

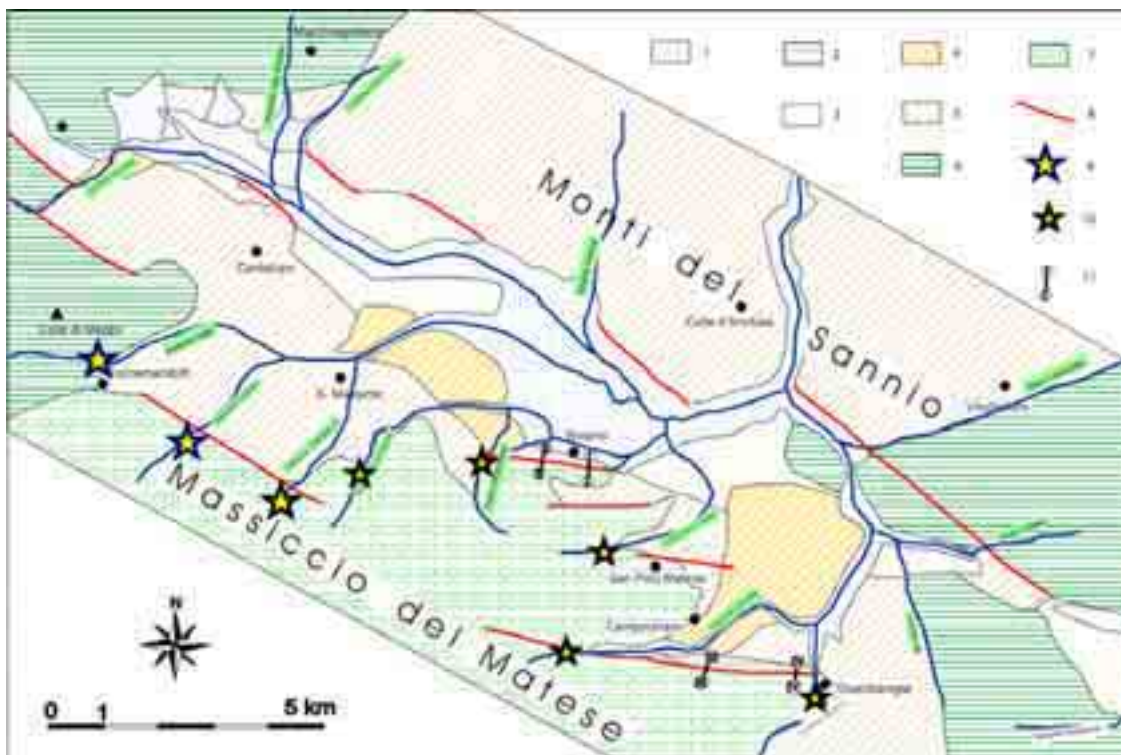


Fig. 426: Anomalie di SL.  
 1. Copertura detritico-colluviale; 2. Alluvioni recenti (U'ALR); 3. Depositi lacustri e palustri (ULAC); 4. Depositi di conoidi alluvionali; 5. Aste serie ad argille (Flysch e Argille Verticillari); 6. Calcarei e marne pelagiche (Bacini Molise e/o Lagomartine); 7. Calcari marini (Piattafon e Altezzone Campese); 8. Faglia attiva; 9. Anomalia di SL di primo ordine (più del doppio del valore medio riferito alla stessa litologia); 10. Anomalia di SL secondaria (circa il doppio del valore medio di SL riferito alla stessa litologia); 11. Traccia dei profili topografici di dettaglio (Fig. 4.21)

#### 4.4.2. Profili topografici di dettaglio trasversali alle scarpate di faglia

L'analisi geomorfologica ha messo in evidenza sui versanti del Matese scarpate di faglia in roccia di altezza anche decametrica. Al fine di definire i tassi di scorrimento tardoquaternari in corrispondenza delle strutture responsabili di queste scarpate sono stati eseguiti quattro profili topografici di dettaglio trasversali, secondo una procedura già sperimentata da altri Autori (p.es. Piccardi, 1998).

Occorre anzitutto inquadrare cronologicamente l'ultima fase di regolarizzazione dei versanti in quest'area: poiché i depositi detritici che regolarizzano il versante matesino sono raccordati direttamente con i depositi lacustri dell'unità ULAC che a loro volta sono interdigitati con gli ultimi apporti della conoide di Campochiaro (unità UCON-III) riferiti al periodo Tardiglaciale, si ritiene ragionevole inquadrare anche l'ultima regolarizzazione dei versanti nello stesso periodo. Si tratta certamente dell'ultima regolarizzazione in quanto il successivo miglioramento delle condizioni climatiche ha consentito la copertura vegetazionale dei versanti e lo sviluppo di suoli, rallentando i fenomeni erosivi. Il corpo detritico-colluviale di età medioevale alla base del versante di Colli della Difesa (par. 4.2.4) ha un'estensione areale molto limitata ed è certamente posteriore all'ultima regolarizzazione. Perciò, le rotture di pendio associate a scarpate di faglia lungo tali versanti permettono una stima dello scorrimento successivo a tale regolarizzazione, quindi circa negli ultimi 15.000 anni.

I profili sono stati eseguiti nei punti di "interfluvio", cioè nei punti della scarpata ove è minimo l'effetto di amplificazione dovuto all'incisione lineare delle aste che drenano il versante, e dunque la rottura di pendio è imputabile quasi esclusivamente alla tettonica. Il tasso di scorrimento è stato allora determinato dal rapporto tra il rigetto verticale misurato sulla scarpata e l'età dell'ultima regolarizzazione del versante.

In Fig. 4.21 sono rappresentati quattro profili relativi a due faglie:

- Faglia basale del versante di Colli della Difesa: la dislocazione è pari a circa 10 metri (alla base di Monte Crocella) e a circa 15 metri (sotto Civita Superiore), per un tasso di scorrimento recente compreso tra 0.7 e 1 mm/anno.
- Faglia a metà del versante di Bojano: la dislocazione è pari a circa 10 metri (zona di Civitella) e a circa 15 metri (nei pressi del Torrente Quirino), per un tasso di scorrimento recente compreso anche in questo caso tra 0.7 e 1 mm/anno.



Questi valori, comunque indicativi dell'ordine di grandezza dei tassi di scorrimento, sono da prendere con una certa cautela in quanto: a) si tratta di dati puntuali ubicati in punti dove è particolarmente evidente la scarpata: si tratta pertanto probabilmente di valori massimi, che non sempre possono essere estesi all'intera scarpata; b) come base topografica è stata utilizzata la Carta Tecnica Regionale della Regione Molise avente una equidistanza di 5 metri.

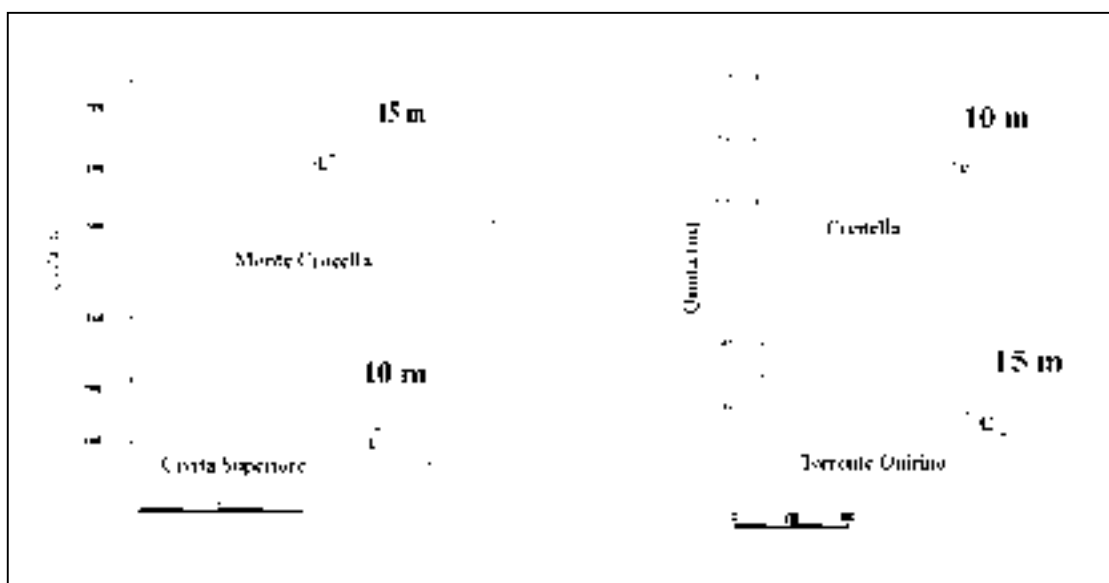


Fig. 4.21: Profili topografici di dettaglio trasversali alle scarpate di faglia di Colli della Difesa e di Boiano: il rigetto misurato sulla scarpata supera anche i 10 metri.

Profili microtopografici eseguiti con l'ausilio di una idonea strumentazione quale un teodolite elettronico ad alta precisione (Total Station) potrebbero consentire di stimare con maggior precisione i rigetti in vari punti lungo la scarpata di faglia, analogamente a quanto già sperimentato da altri Autori (p.es Cinti et al., 1992).

#### ***4.5. Studio pedologico della piana di Bojano***

##### 4.5.1. Obiettivo dello studio

La conoscenza del grado di evoluzione dei suoli relativi ai depositi di riempimento in aree di pianura consente di individuare all'interno di tali terreni aree più stabili, caratterizzate da suoli ben sviluppati, ed aree meno stabili in quanto sottoposte frequentemente all'azione dei processi erosivi e/o deposizionali e dunque caratterizzate da suoli meno evoluti.

A tal fine è stato eseguito uno studio delle caratteristiche dei suoli relativi ai depositi di riempimento della piana di Bojano. L'obiettivo di tale studio è stato pertanto l'individuazione all'interno della piana di un certo numero di unità pedostratigrafiche caratterizzate da suoli simili o comunque comparabili in termini di grado di evoluzione.

##### 4.5.2. Metodologia di indagine

L'analisi pedostratigrafica si fonda sul principio che superfici più antiche hanno sviluppato suoli più evoluti, in quanto da più tempo esposte all'azione della pedogenesi. Consiste nella correlazione tra successioni stratigrafiche in base alle caratteristiche del suolo in superficie (unità pedostratigrafiche). Nella correlazione tra profili di suolo si confrontano alcuni parametri che sono indicativi del grado di evoluzione, quali il colore, lo spessore e il tipo di orizzonte B (Birkeland, 1984). Vale solo tra depositi a poca distanza tra loro e a quote poco differenti (condizioni climatiche simili) e con caratteri litologici della roccia madre abbastanza confrontabili.

In questo lavoro, lo studio pedologico ha previsto le seguenti fasi successive:

- *Indagine preliminare*: tale indagine è consistita nella ricerca degli studi pedologici precedenti relativi all'area in studio e nell'analisi delle foto aeree che confrontata con i dati cartografici di base ha consentito di individuare un certo numero di unità di paesaggio territoriali, ovvero aree con caratteri geolitologici e morfologici omogenei.
- *Indagine pedologica*: è stato eseguito un rilevamento di tipo libero (sensu Mc Rae, 1991), ovvero la scelta delle ubicazioni dei punti di osservazione da esaminare è stata eseguita in base alle unità di paesaggio cartografate. Sono state eseguite tre campagne

di indagini, tra febbraio 1998 e marzo 1999, che hanno consentito di descrivere il suolo relativo a 47 punti di osservazione (9 profili di suolo e 38 trivellate) in un'area di circa 60 kmq, pari a poco meno di un'osservazione per kmq. Per ciascun punto di osservazione è stata compilata sul terreno una scheda riportante le caratteristiche superficiali della stazione (quota, inclinazione, esposizione, tipo di vegetazione, roccia madre, tipo di drenaggio, uso del suolo) e delle caratteristiche rilevabili dei vari orizzonti di suolo (il colore secondo le "Munsell Soil Color Charts", la pietrosità, la presenza di screziature, di concrezioni e di figure pedogenetiche, il contenuto in carbonati, le proprietà di consistenza, adesività e plasticità).

- *Analisi di laboratorio*: le analisi di laboratorio sono state eseguite presso l'Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo di Rieti. Sui campioni relativi a ciascuno orizzonte di suolo descritto sono state eseguite le seguenti analisi chimico-fisiche utili per l'inquadramento tassonomico:
  - il pH in H<sub>2</sub>O e KCl 1N, effettuati con un rapporto suolo-soluzione di 1:2.5 e lettura al pH-metro dopo 24 ore;
  - il contenuto in CaCO<sub>3</sub> ottenuto con il calcimetro De Astis;
  - il carbonio organico, determinato con il metodo Walkey-Black (e conseguentemente la sostanza organica, moltiplicando per 1,72);
  - l'analisi granulometrica, eseguita automaticamente al granulometro dopo distruzione della sostanza organica con H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>.

#### 4.5.3. Indagine preliminare

Sono noti studi precedenti a carattere pedologico relativamente alla zona della conoide di Campochiaro (Di Gennaro *et al.*, 1992; Russo & Terribile, 1995): in quest'area i suoli in superficie si sono formati a spese di materiale di origine vulcanoclastica. Tali suoli sono stati classificati come Andosuoli (in particolare del tipo *Eutric Hapudland*, o *Hapludolls entici*).

Le caratteristiche climatiche dell'area sono state già descritte al cap. 3.4: clima periumido, varietà secondo mesotermico (B<sub>2</sub>') con deficit idrico estivo assente o molto piccolo. Ai fini della classificazione della Soil Taxonomy, è stato utilizzato anche il metodo di Billaux (1978): dalla rappresentazione grafica del pedoclima risulta che la

sezione di controllo per un suolo con AWC di 150 mm è secca durante il periodo estivo (circa 60 giorni) e che esiste un deficit idrico (Viti, com. pers.).

In via preliminare, le unità di paesaggio territoriale coincidono con le unità morfostratigrafiche già descritte al par. 4.1.3. Nella piana di Bojano sono stati pertanto distinti due ambienti fisiografici:

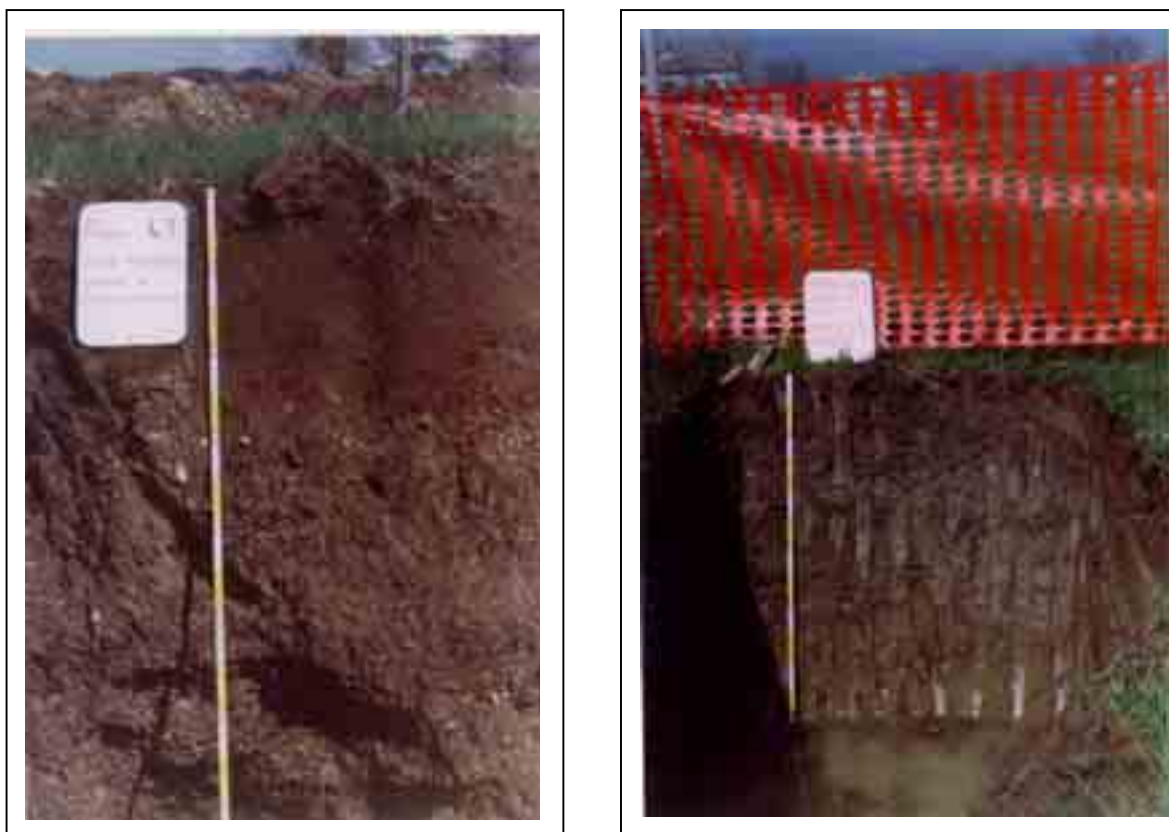
- aree pedemontane: quattro unità di conoide (da UCON-I a UCON-IV);
- aree di pianura: unità lacustre (ULAC) e unità delle alluvioni recenti (UALR).

Lo studio pedologico non ha compreso i depositi relativi alle unità morfostratigrafiche UBSM e UBRA che risultano del tutto isolate rispetto alla piana di Bojano attuale.

#### 4.5.4. Profili pedologici

In Appendice 2 sono riportate le descrizioni di campagna e le analisi di laboratorio relative ai profili e alle trivellate (ubicazione in Allegato 2).

Sulla base di queste informazioni tutti i profili di suolo descritti sono stati classificati secondo il sistema WRB (World Reference Base, Costantini & Dazzi, 1998) ed il sistema americano (Soil Taxonomy, USDA, 1992).



*Fig. 4.22: Alcuni profili di suolo. a) Profilo 43, in località Vivaio Forestale, sull'unità ULAC (Inceptisuolo); b) Profilo 47, in località Case Marsili, sull'unità UALR (Entisuolo)*

#### 4.5.5. Unità pedostratigrafiche

Sulla base dei dati pedologici disponibili è stato possibile definire per ciascuna unità di paesaggio una o più unità pedostratigrafiche, ovvero aree caratterizzate da suoli con caratteristiche abbastanza omogenee (Tab. 4.3).

Dallo studio pedologico è emerso che i suoli relativi ai depositi della piana sono di tre tipi:

- Entisuoli: a quest'ordine appartengono i suoli che si trovano ai primi stadi di sviluppo in cui la differenziazione degli orizzonti pedogenetici è molto debole o assente e al di sotto dell'orizzonte superficiale (A) si trova direttamente il substrato pedogenetico (C).
- Inceptisuoli: sono suoli moderatamente evoluti in cui la pedogenesi ha avuto uno sviluppo limitato, ma sufficiente da permettere la differenziazione di orizzonti diagnostici e in particolare la formazione di un orizzonte di profondità di tipo cambico (Bw).
- Mollisuoli: sono suoli caratterizzati dalla presenza di un orizzonte superficiale (epipedon) di tipo mollico, relativamente ricco di sostanza organica, di colore scuro, ed in cui i cationi bivalenti, prevalenti nel complesso di scambio, conferiscono una elevata saturazione in basi. Nella zona della conoide di Campochiaro si sono formati a spese di materiale cineritico, sviluppando proprietà andiche.

Tab. 4.3: Caratteristiche dei suoli relativamente alle diverse unità pedostratigrafiche (U.P.)

PAESAGGIO		U.P.	SUOLO
UNITÀ	SOTTOUNITÀ'		
CONOIDI ALLUVIONALI	UCON-I	A1.1	<p><b>Suoli VAL 1 fase franco argillosa</b>            Classificazione (WRB 1998): <b>Endoskeleti-Eutric Cambisol</b>            Classificazione (Soil Taxonomy 1992): <b>Typic xerochrept mixed mesic clay skeletal</b>  <i>Suoli con profondità moderatamente elevata. Pietrosità superficiale comune media. Ben drenati. Tessitura nel top soil e nel sub soil franco argillosa. Scheletro nel top soil comune e nel sub soil molto abbondante. Moderatamente ricchi in humus. Reazione nel top soil neutra e nel sub soil moderatamente alcalina. Non calcarei nel top soil e calcarei sub soil. Profilo di riferimento P 46</i></p>
	UCON-II	A2.1	<p><b>Suoli CAM 1 fase franco limosa</b>            Classificazione (WRB 1998): <b>Andic Phaeozem</b>            Classificazione (Soil Taxonomy 1992): <b>Typic haploxeroll mixed mesic coarse loamy</b>  <i>Suoli con profondità moderatamente elevata. Pietrosità superficiale comune media e minuta. Ben drenati. Tessitura nel top soil franco limosa e nel sub soil franco sabbiosa. Scheletro nel top soil e nel sub soil comune. Moderatamente ricchi di humus. Reazione nel top soil e nel sub soil debolmente alcalina. Non calcarei. Profilo di riferimento P 4</i></p>
		A2.2	<p><b>Suoli SIM 1 fase franco limosa</b>            Classificazione (WRB 1998): <b>Haplic Phaeozem</b>            Classificazione (Soil Taxonomy 1992): <b>Typic haploxeroll mixed mesic fine</b>  <i>Suoli con profondità moderatamente elevata. Pietrosità superficiale scarsa. Ben drenati. Tessitura nel top soil franco limosa e nel sub soil argilloso limosa. Scheletro assente. Moderatamente ricchi in humus. Reazione nel top soil e nel sub soil debolmente acida. Non calcarei. Profilo di riferimento P 44</i></p>
CONOIDI ALLUVIONALI	UCON-III	A3.1	<p><b>Suoli MAR 1 fase franco argillosa</b>            Classificazione (WRB 1998): <b>Eutri-Fluvic Cambisol</b>            Classificazione (Soil Taxonomy 1992): <b>Fluventic eutrochrept mixed mesic fine</b>  <i>Suoli con profondità moderatamente elevata. Pietrosità superficiale assente. Ben drenati. Tessitura nel top soil e nel sub soil franco argilloso. Scheletro scarso. Moderatamente ricchi in humus. Reazione nel top soil neutra e nel sub soil debolmente alcalina. Scarsamente calcarei. Profilo di riferimento P 47</i></p>
		A3.2	<p><b>Suoli MAR 2 fase franco sabbiosa</b>            Classificazione (WRB 1998): <b>Eutri-Fluvic Cambisol</b>            Classificazione (Soil Taxonomy 1992): <b>Fluventic eutrochrept mixed mesic coarse loamy</b>  <i>Suoli con profondità scarsa. Pietrosità superficiale assente. Ben drenati. Tessitura nel top soil e nel sub soil franco sabbiosa. Scheletro scarso. Debolmente ricchi in humus. Reazione nel top soil e nel sub soil moderatamente alcalina. Moderatamente calcarei</i>  <b>Trivellata di riferimento T 5</b></p>

PIANA ALLUVIONALE	ULAC	<b>B1.1</b>	<p><b>Suoli CAP 1 fase franco argillosa</b>  Classificazione (WRB 1998): <b>Eutri-Fluvic Cambisol</b>  Classificazione (Soil Taxonomy 1992): <b>Fluventic xerocarept mixed mesic fine</b>  <i>Suoli con profondità moderatamente elevata. Pietrosità superficiale assente. Moderatamente ben drenati. Tessitura nel top soil franco argillosa e nel sub soil argilloso limosa. Scheletro nel top soil scarso e nel sub soil comune. Moderatamente ricchi di humus. Reazione nel top soil e nel sub soil debolmente alcalina. Scarsamente calcarei nel top soil e moderatamente calcarei nel sub soil.</i></p>
	UALR	<b>B2.1</b>	<p><b>Suoli COD 1 fase franca</b>  Classificazione (WRB 1998): <b>Eutric Fluvisol</b>  Classificazione (Soil Taxonomy 1992): <b>Typic xerofluvent mixed mesic fine loamy</b>  <i>Suoli con profondità scarsa. Pietrosità superficiale assente. Moderatamente ben drenati. Tessitura nel top soil franca e nel sub soil franco sabbioso argillosa. Scheletro scarso. Moderatamente ricchi di humus. Reazione nel top soil e nel sub soil debolmente alcalina. Da moderatamente calcarei a calcarei.</i>  <b>Profilo di riferimento P 48</b></p>

#### 4.5.6. Grado di evoluzione pedologica

In Fig. 4.24 sono riportate graficamente, relativamente a ciascuna unità morfostratigrafica, alcune caratteristiche dei suoli che possono essere ritenute indicative del grado di evoluzione.

Come si può vedere, il colore, lo spessore e il tipo di orizzonte B dei suoli della piana di Bojano indicano che tutti i suoli sono relativamente poco evoluti e suggeriscono tempi di pedogenesi probabilmente mai superiori ad alcune decine di migliaia di anni (Ferrari & Magaldi, 1983).

Come già visto nell'area di Campochiaro (par. 4.2.3), nelle aree di conoide alluvionale i suoli relativi ai diversi ordini terrazzati non presentano grandi differenze tra loro e sono tutti moderatamente evoluti (profilo di alterazione di spessore intorno al metro, orizzonte B di tipo cambico e mai di tipo argillico, *hue* generalmente 10YR). Ciò induce a ritenere che i tempi di pedogenesi relativamente ai tre ordini sono relativamente confrontabili. L'unità UCON-IV è invece indicativa di suoli di età molto recente, probabilmente storica.

Nelle aree di piana alluvionale è invece possibile riconoscere un diverso grado di sviluppo del suolo probabilmente dipendente dal tempo: i suoli impostati sui depositi lacustri hanno avuto il tempo di sviluppare un suolo moderatamente evoluto (profilo di

alterazione spesso superiore al metro, caratterizzato spesso da un orizzonte cambico, *hue* 10YR) mentre i suoli sviluppati sui depositi alluvionali recenti vengono continuamente sepolti e pertanto sono sempre poco o nulla evoluti (profili di alterazione spesso massimo 20-30 cm, assenza dell'orizzonte B, frequente *hue* 2.5YR).

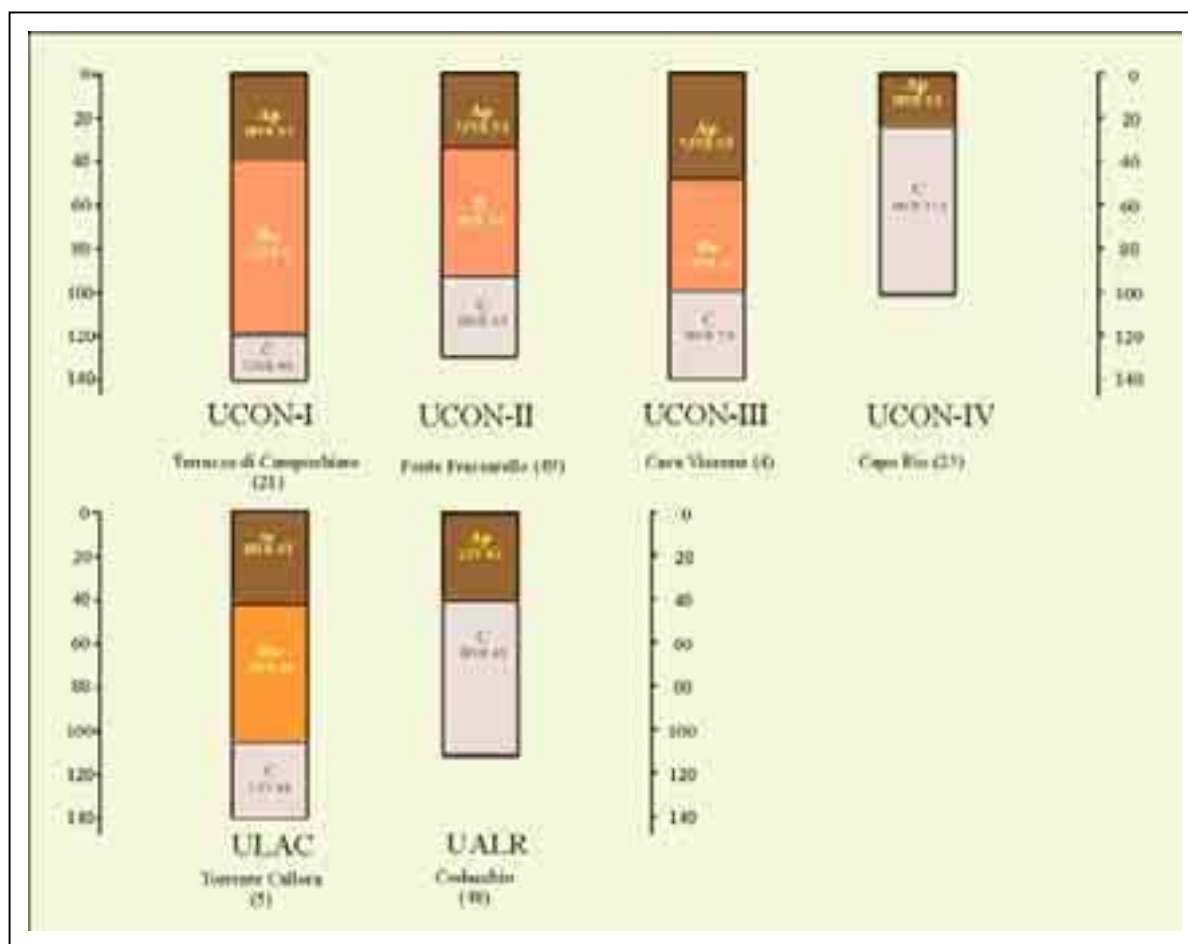


Fig. 4.24: Profili pedologici rappresentativi delle diverse unità di paesaggio cartografate: si riconosce per le aree interessate da processi erosivi e/o deposizionali nell'Olocene UALR e UCON-IV) si ritrova un suolo molto meno sviluppato.



#### **4.6 Unità morfo-pedostratigrafiche**

Al termine di questo capitolo viene proposta la legenda relativa ai depositi continentali suddivisi essenzialmente in base a vincoli di tipo morfostratigrafico e pedologico (unità morfo-pedostratigrafiche (Allegato 1):

- **Unità delle Alluvioni Recenti (UALR)**

*Descrizione:* depositi fluviali prevalentemente ghiaiosi e ciottolosi con alternanze sabbiose. Alcuni livelli spesso lentiformi a grana più fine limosa e argillosa. Poco cementati o sciolti. Profilo di alterazione poco evoluto (colore 2.5YR-10YR) dello spessore massimo di 20-30 cm.

*Affioramenti:* si trovano nelle aree golenali dei corsi d'acqua principali e nelle aree più depresse delle due piane.

- **Unità delle Conoidi Recenti (UCON-IV)**

*Descrizione:* depositi ghiaiosi e ciottolosi in facies di conoide poco cementati o sciolti. Profilo di alterazione poco evoluto (colore 2.5YR-10YR) dello spessore massimo di 20-30 cm. Basso grado di reincisione (da 1 a 5 metri). Eteropici con l'unità UALR.

*Affioramenti:* nelle aree pedemontane, allo sbocco dei corsi d'acqua principali nella piana.

- **Unità delle Conoidi di Campochiaro (UCON-III)**

*Descrizione:* Depositi ghiaiosi e ciottolosi in facies di conoide con lenti e livelli sabbiosi. Mediamente cementati. Medio grado di reincisione (intorno a 10 metri). Profilo di alterazione mediamente evoluto (colore 10YR) dello spessore medio di circa 100 cm.

*Affioramenti:* la conoide di Campochiaro, ma anche parte della conoide del T. Callora (stratigraficamente sottostante alla UCON-IV).

- **Unità delle Conoidi di Fonte Frascarello (UCON-II):**

*Descrizione:* Depositi ghiaiosi e ciottolosi in facies di conoide ben cementati. Medio-alto grado di reincisione (tra 15 e 20 metri). Profilo di alterazione mediamente evoluto (colore 10YR) dello spessore medio di circa 100 cm.

*Affioramenti:* l'ordine intermedio della conoide di Campochiaro.

- **Unità delle Conoidi di La Valle (UCON-I)**

*Descrizione:* Depositi ghiaiosi e ciottolosi ben cementati in facies di conoide e di versante. Alto grado di reincisione (oltre 30 metri). Profilo di alterazione mediamente evoluto (colore 10YR-7.5YR) dello spessore medio di circa 100 cm.

*Affioramenti:* l'ordine più elevato della conoide di Campochiaro, ma anche sul versante sopra Bojano.

- **Unità Lacustre (ULAC)**

*Descrizione:* depositi lacustri e palustri prevalentemente argillosi e limosi con frequenti apporti più grossolani (ghiaie e ciottoli) specie dal versante matesino. Diversi livelli torbosi e, localmente, lignitiferi. Mediamente cementati. Profilo di alterazione mediamente evoluto, di spessore mediamente di circa 100 cm.

Affioramenti: nelle aree delle due piane in posizione morfologicamente sollevate rispetto agli alvei dei corsi d'acqua attuali.

## CAPITOLO 5

### **Evoluzione geologica plio-quadernaria e modello evolutivo**

Nei capitoli precedenti sono stati descritti i risultati delle ricerche eseguite nell'area di Bojano e Sepino. Da questi dati è possibile definire le principali tappe dell'evoluzione geologica plioquadernaria e individuare i processi che guidano l'evoluzione attuale dell'area (5.1 e 5.2). Inoltre è possibile stabilire alcuni vincoli di tipo quantitativo (5.3) all'evoluzione geologica olocenica sulla cui base viene proposto il modello evolutivo nel breve-medio periodo (5.4).

#### ***5.1 Evoluzione geologica plio-quadernaria della conca di Bojano e Sepino***

*Nel Pliocene* l'assetto geologico strutturale dell'area in esame era caratterizzato da un'anticlinale costituita prevalentemente da depositi di piattaforma carbonatica e di transizione sovrascorsa (piega-faglia) su depositi terrigeni miocenici. Sebbene i raccorciamenti non siano stati di grande entità (Scrocca & Tozzi, 1999) è probabile che già nel suddetto periodo esisteva nell'area investigata una depressione morfostrutturale.

Sempre durante il Pliocene, grazie alla relativa stasi dei sollevamenti tettonici, si è potuta formare una estesa superficie di erosione (Paleosuperficie *Auct.*) i cui lembi sono probabilmente ancora riconoscibili sul versante matesino, seppure ampiamente carsificati

La tettonica trascorrente, segnalata in molte zone dell'Appennino meridionale, ha agito anche nell'area in studio prevalentemente lungo linee tettoniche con direzioni comprese tra N270° e N300°. Tale attività tettonica si è esplicata nel Pliocene e probabilmente anche nel Pleistocene inferiore: il Bacino di S. Massimo, segnalato da Brancaccio *et al.* (1979), si è probabilmente formato al termine di questa fase.

*Dal Pleistocene medio* ha avuto inizio l'attività tettonica di tipo distensivo secondo una direzione di massima estensione circa NE-SO. La formazione della struttura a graben della conca di Bojano attuale è essenzialmente riferibile a questa fase tettonica: si è avuto un progressivo sollevamento dei due fronti montuosi (il fronte matesino ed il

fronte sannita) ed una zona centrale in rapida subsidenza, sede di ingente deposizione lacustre e fluviale.

Entrambi i fronti mostrano chiare evidenze di una tettonica distensiva attiva: evidenze di tipo geologico (depositi quaternari sollevati a varie altezze sui versanti, depositi tardoquaternari fagliati) e geomorfologico (superfici erosive sospese, faccette triangolari, lineazioni, indici morfometrici). E' interessante sottolineare che mentre nel settore nordoccidentale (tra Bojano e Pettoranello) la tettonica estensionale ha agito lungo faglie ad orientazione circa appenninica, nel settore sudorientale (tra Bojano e Sepino) ha ripreso faglie probabilmente trascorrenti ad orientazione circa Est-Ovest.

Il riempimento della conca, iniziato probabilmente nel Pleistocene inferiore, è continuato fino ad oggi attraverso periodi di ingente deposizione cui si sono alternati momenti a più intensa attività erosiva, condizionati fondamentalmente dal clima: condizioni fredde e aride hanno favorito i processi di aggradazione nella piana di Bojano e Sepino mentre condizioni di clima caldo ed umido sono state favorevoli alla reincisione dei depositi e al loro terrazzamento. Inoltre, sembrano aver avuto un ruolo importante le soglie poste all'inizio della valle bifernina e alla stretta di Sassinoro: alcuni fattori locali quali l'elevata franosità e l'attività tettonica lungo le faglie bordiere nella zona di soglia possono aver provocato momentanei periodi di sbarramento del corso dei Fiumi Biferno e Tammaro.

I dati geognostici indicano per i depositi di riempimento dei due bacini facies prevalentemente lacustri e palustri (ULAC) e subordinatamente facies fluviali. Sui versanti si riconoscono almeno tre ordini di conoide terrazzate (UCON-I; -II; -III) la cui genesi è spiegabile con l'interazione tra clima e tettonica.

L'ultima fase di riempimento lacustre è terminata circa 10.000 anni dal Presente (passaggio Tardiglaciale-Olocene).

*Attualmente* la deposizione lacustre non è più attiva: la superficie sommitale del riempimento lacustre è reincisa dai reticoli idrografici del Biferno e del Tammaro, i quali depositano le proprie alluvioni (UALR) nelle aree più depresse. In alcune aree pedemontane si ha deposizione colluviale e di conoide (UCON-IV). I dati geomorfologici e stratigrafici insieme ai dati di sismicità storica indicano che l'attività sismotettonica continua ad essere elevata ancora oggi: soprattutto sul versante matesino sono state riconosciute evidenze di attività olocenica lungo diversi lineamenti.

In sintesi, la morfogenesi attuale è pertanto controllata da:

- *l'attività sismotettonica* lungo le faglie bordiere che causa un progressivo ringiovanimento del rilievo sui due versanti, ovvero un'area centrale subsidente in progressivo riempimento. In particolare i dati a disposizione indicano che sono attive sia faglie a direzione circa appenninica (prevalentemente nel settore nord-occidentale) sia faglie a direzione circa Est-Ovest (nel settore sud-orientale).
- *le condizioni climatiche*: il clima attuale, tecnicamente definito come mesotermico umido, implica che, rispetto ad una fase fredda e arida, sui versanti i processi di erosione sono di entità minore. Tali condizioni favoriscono il progressivo approfondimento dei corsi d'acqua. La notevole distanza dal mare induce a ritenere del tutto trascurabili gli effetti di eventuali oscillazioni eustatiche.

## **5.2. Sezioni geologiche interpretative**

I dati del rilevamento in superficie uniti alle informazioni geognostiche del sottosuolo (sondaggi e geofisica) consentono di costruire un certo numero di profili geologici trasversali alle piane di Bojano e Sepino, orientati circa SO-NE.

- *Profilo A-A'*: attraversa la piana di Bojano nella sua zona centrale, tra Pincere e Monteverde. Si può osservare che sul versante matesino la faglia basale non disloca l'unità di conoide più recente (UCON-IV). Gli spessori delle varie unità dei depositi di riempimento sono stati stimati in base ai dati di sottosuolo.
- *Profilo B-B'*: attraversa tutta l'area di Campochiaro dal versante di Colli della Difenza fino a Selva del Campo e al T. Quirino. Si riconoscono sul versante matesino due faglie sintetiche: la master fault di Colli della Difenza e la faglia di San Polo Matese. La faglia del Torrente Quirino è anche essa attiva come suggeriscono le evidenti faccette triangolari sul versante.
- *Profilo C-C'*: attraversa la piana nella zona della Difenza di Campochiaro. Sul lato meridionale, la faglia a metà del versante non mostra evidenze di attività recente. Sul lato settentrionale l'attività recente della faglia basale è evidenziata ad esempio dalla superficie sollevata di Campate (circa 60 m).

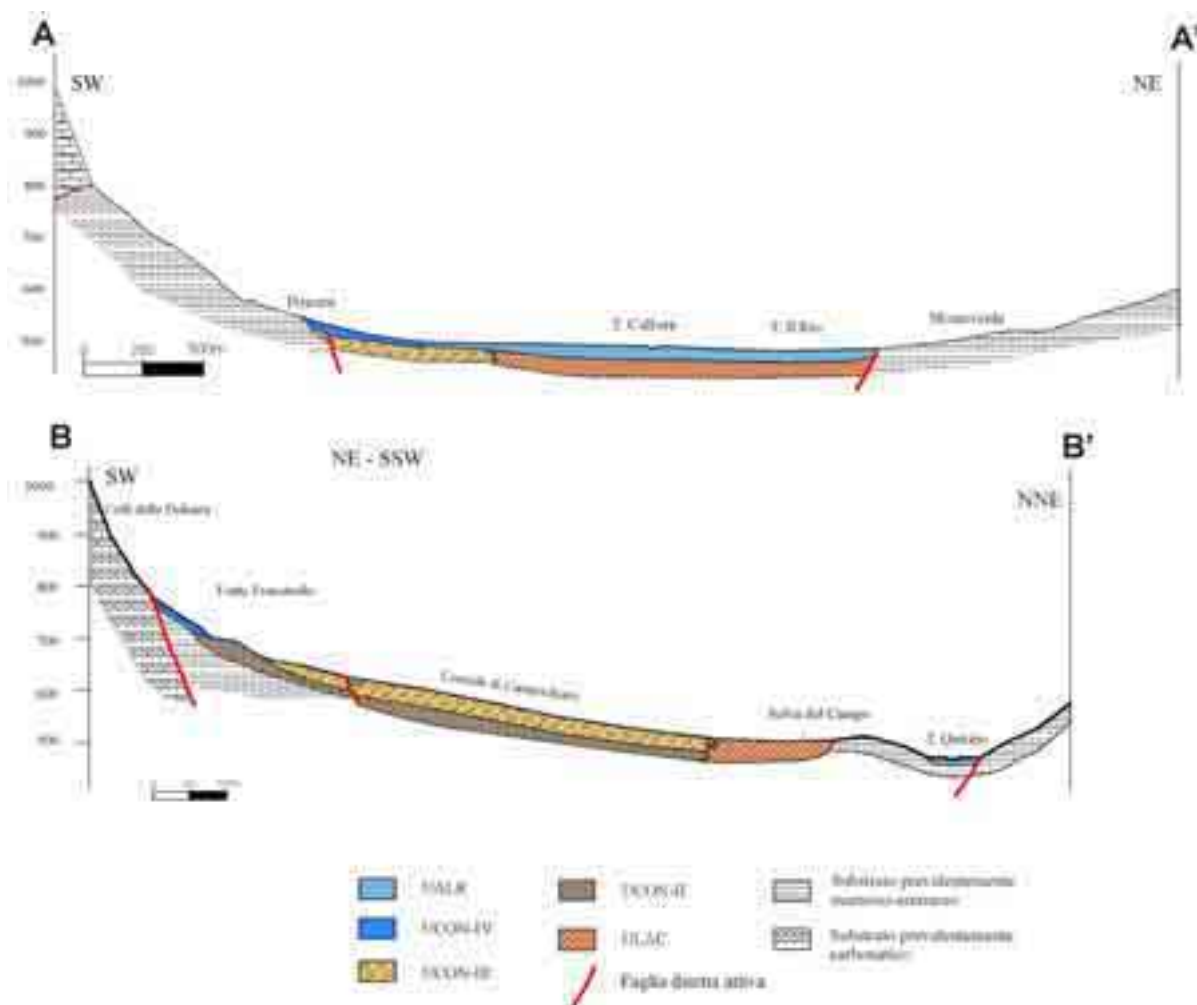


Fig. 5.1. Profili geologici trasversali alla piana di Bojano tra Pincere e Monteverde (Profilo A) e tra Campochiaro e Selva del Campo (profilo B). La traccia è in Allegato 1.

- *Profilo D-D'*: attraversa da Sud a Nord la piana di Sepino. L'assetto geologico-strutturale è simile al profilo precedente: la faglia basale del versante settentrionale (versante di S. Giuliano) è attiva ed ha sollevato la superficie erosiva di La Torre (circa 90 m), mentre sul lato del Matese si ritrova una faglia antitetica circa a un terzo del versante su cui non si hanno evidenze di attività recente.

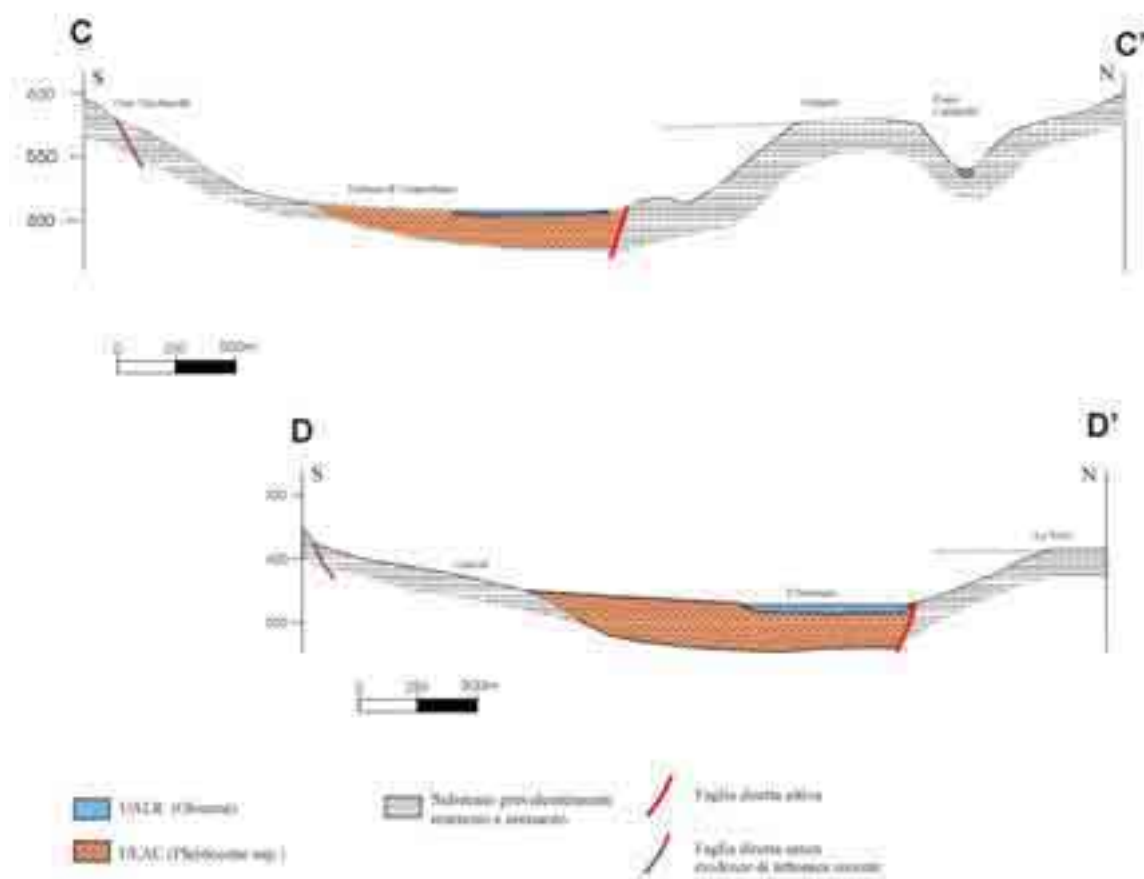


Fig. 5.2: Profili trasversali alla piana di Bojano nella zona della Difesa di Campochiaro (profilo C) e alla piana di Sepino (profilo D). La traccia è in Allegato 1.

### 5.3. Stime di tipo quantitativo

#### 5.3.1. Sintesi dei vincoli cronologici

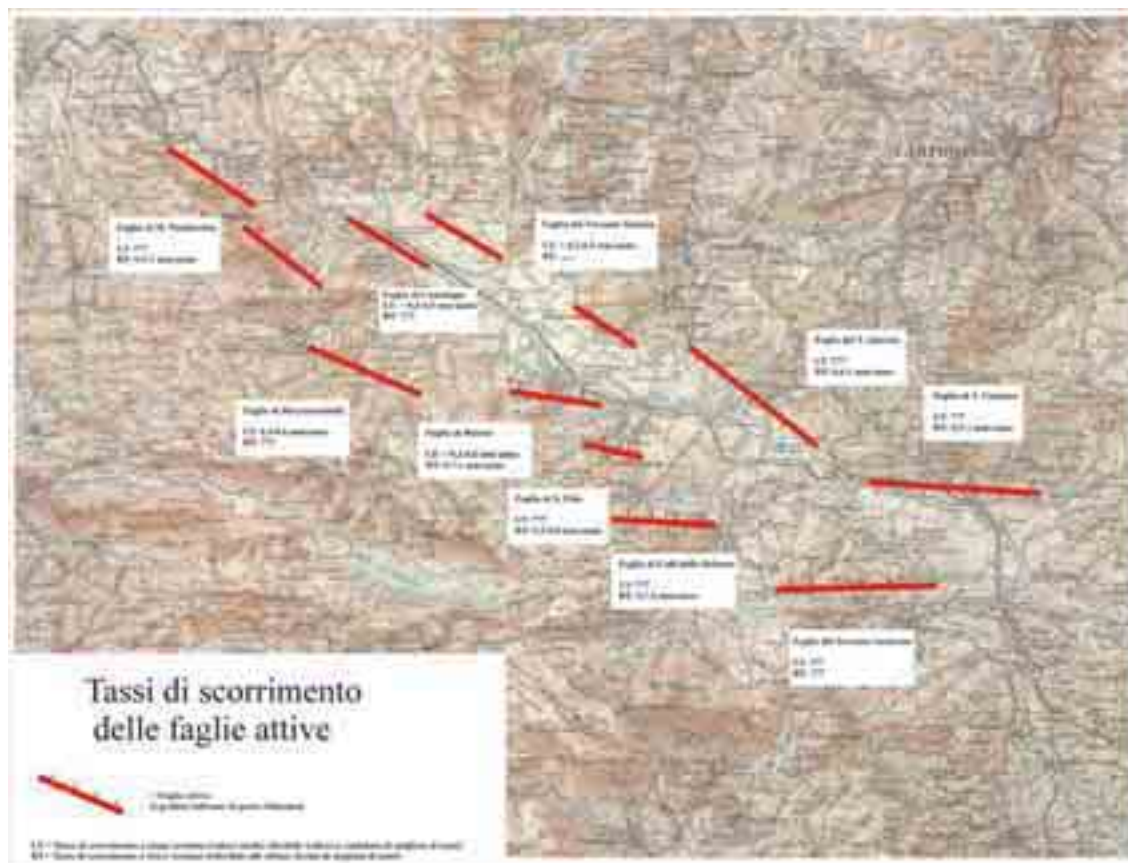
In Tab. 5.1 sono riportati i vincoli geocronologici da letteratura e quelli determinati nell'ambito di questa ricerca, discussi nei capitoli precedenti.

Tab. 5.1. Sintesi dei vincoli geocronologici

Oggetto	Età	Fonte
Paleosuperficie Auct.	Pliocene inf.-sup.	Brancaccio & Cinque (1988)
	Pliocene sup.-Pleist. inf.	Ortolani & Pagliuca (1988)
Depositi del Bacino di S. Massimo e superfici coeve	Pleistocene inferiore (circa 1.000.000 anni)	Brancaccio et al. (1979)
	Pleistocene medio	Naso & Di Bucci (com.pers.)

<p>Inizio fase di riempimento lacustre (ULAC) dei bacini di Bojano e Sepino</p> <p>Superfici erosive del versante sannita</p> <p>Depositi di conoide terrazzata (UCON-I e UCON-II)</p> <p>Depositi della UCON-III</p> <p>Termine fase lacustre (ULAC) nella piana di Bojano</p>	<p>(circa 600.000 anni)</p> <p>Pleistocene inferiore</p> <p>Pleistocene superiore</p> <p>Tra 60.000 e 22.000 anni B.P.</p> <p>Tra 22.000 e 10.000 anni B.P.</p> <p>Tra 12.000 e 10.000 anni B.P.</p>	<p>GEMINA (1963)</p> <p>Ascione et al. (1998)</p> <p>Suoli e paleosuoli area di Campochiaro (par. 4.2.)</p> <p>Datazioni assolute su paleosuoli e frammenti di ossa (4.2.)</p> <p>Datazioni assolute su paleosuoli frammenti di ossa (4.2.)</p>
---	--	---

### 5.3.2. Tassi di scorrimento





I dati geomorfologici e del rilevamento geologico hanno consentito di riconoscere le faglie a maggiore attività quaternaria.

Analisi geomorfologiche e stratigrafiche di dettaglio hanno consentito di stimare l'ordine di grandezza dei tassi di scorrimento lungo tali faglie (Fig. 5.3). In particolare è stato possibile definire tassi di scorrimento di lungo periodo, riferibili ad alcune centinaia di migliaia di anni, e tassi di scorrimento di breve periodo, riferibili invece al massimo ad alcune decine di migliaia di anni.

Occorre subito precisare che con il termine “faglia” si intende un sistema di una o più faglie che ne loro insieme costituiscono una struttura attiva. In questo caso i tassi di scorrimento sono riferiti all'intera struttura.

- ***Versante matesino***

- Faglia di Monte Patalecchia: in letteratura (De Corso *et al.*, 1998) è stata interpretata come una faglia subverticale che ribassa verso SO i calcari di transizione di almeno 400 m. Se tale rigetto fosse tutto dovuto unicamente alla tettonica distensiva quaternaria il tasso di scorrimento di lungo periodo sarebbe valutabile pari a circa 0,8-1 mm/anno, ma questo dato non è molto attendibile in quanto non si hanno informazioni cronologiche né vi è certezza sull'entità del rigetto. Le evidenti scarpate di faglia in roccia, unitamente al brusco aumento di pendenza del versante verso la base costituiscono comunque un indizio geomorfologico di attività tettonica quaternaria.

Il tasso di scorrimento di breve periodo può essere valutato sulle scarpate di faglia che interessano le conoidi di detrito di età storica relative al bacino di Lago: tali valori suggeriscono tassi non inferiori a 0,5-1 mm/anno.

- Faglia di Roccamandolfi: si tratta di una faglia subverticale, che mette a contatto i calcari neritici del Matese e il Flysch di Cantalupo. Probabilmente si tratta di un'antica linea di sovrascorrimento, ma l'attività recente è documentata: a) dalla cinematica diretta misurata su alcuni piani; b) dalla presenza di superfici a bassa energia di rilievo sollevate (Stazione Teleferica e Pianelle); c) dal notevole aumento di pendenza del versante verso la base (cfr. valori di SL), non giustificato da variazioni litologiche né strutturali e dalla notevole linearità del lineamento.

Si può definire soltanto un tasso di scorrimento di lungo periodo: le superfici di S. Massimo sollevate indicano infatti 0,3-0,6 mm/anno (200-300 metri in un periodo compreso tra  $600.000 \pm 200.000$  anni).

- Faglia di Cantalupo: è la faglia basale del versante di Cantalupo. Le faccette triangolari evidenziano la tettonica quaternaria alla base del versante. La superficie di Cesa Martello, probabilmente coeva (seppure ribassata) con la superficie del bacino di S. Massimo, è sospesa di circa 200 metri sul fondovalle attuale, ed indica tassi di scorrimento di lungo periodo pari ad almeno 0,3 e 0,5 mm/anno. Non si hanno invece vincoli per definire un eventuale tasso di scorrimento di breve periodo: la conoide del T. Borrello non ha registrato eventuali riattivazioni recenti mentre la scarpata della Taverna di Cantalupo è probabilmente di origine erosiva.

- Faglia di Bojano: la faglia principale affiora circa a metà del versante e disloca le superfici di Civita superiore e La Costa (coeve con il Bacino di S. Massimo) di almeno 220-250 m. Si può pertanto stimare un tasso di scorrimento di lungo periodo pari ad almeno 0,3-0,6 mm/anno.

Profili topografici di dettaglio hanno consentito di stimare anche i tassi di scorrimento di breve periodo compresi tra 0,7 e 1 mm/anno.

- Faglia di S. Polo: anche per questa faglia non si hanno dati per stimare il tasso di scorrimento di lungo periodo. Tuttavia il rigetto della dislocazione nei depositi del secondo ordine della conoide di Campochiaro (UCON-II) indica che i tassi di scorrimento recenti (probabilmente distribuiti su due faglie) siano ragionevolmente compresi tra 0,3 e 0,8 mm/anno (15 metri in  $35.000 \pm 15.000$  anni).

- Faglia di Colli della Difenza: alla base del versante omonimo, tale faglia disloca superfici probabilmente coeve con la Paleosuperficie *Auct.* di almeno 600 m. Anche alcune paleoincisioni vallive a debole pendenza (ad esempio Valle Uma), riferibili ad un paesaggio non molto più recente della Paleosuperficie *Auct.*, sono state troncate lungo la stessa faglia. Non si può tuttavia stimare un tasso di scorrimento di lungo periodo in quanto non si può stabilire con sufficiente precisione l'età del paesaggio sospeso.

Le scarpate di faglia di altezza anche decametrica, di tipo sia roccia-roccia che roccia-detrito evidenziano una attività tettonica di notevole entità in tempi recenti: il tasso di scorrimento di breve periodo in base a profili topografici di dettaglio è stato stimato pari a circa 0.7-1 mm/anno.

I dati di sismicità storica indicano la probabile riattivazione di tale struttura almeno nella zona di Guardiaregia durante l'evento del 1805 (*“fratture di notevole lunghezza con rigetti fino a quasi due metri”*).

E' stato evidenziato anche un progressivo *tilting* verso Sud conseguente soprattutto dell'attività recente della faglia di Colli della Difesa: le velocità di basculamento risultano comunque abbastanza basse, dell'ordine di  $2 \cdot 10^{-5}$  gradi/anno.

- Faglia del Torrente Saraceno: si tratta di una faglia che mostra evidenze di attività quaternaria di tipo geomorfologico (taglia aste fluviali) e stratigrafico (disloca depositi lacustri, GEMINA., 1963). Tuttavia non è stato possibile vincolare tassi di scorrimento nel lungo periodo né nel breve periodo.

- ***Versante sannita***

- Faglia bordiera del versante sannita: si tratta della faglia antitetica rispetto alla master fault matesina. Si presenta anche essa segmentata in più tratti ma l'orientazione complessiva è circa appenninica. Anche essa è attiva: superfici erosive sono sospese di alcune centinaia di metri e inoltre il versante presenta diversi tratti a faccette triangolari.

I dati morfometrici (indici SL) suggeriscono che probabilmente tassi di scorrimento subordinati rispetto alle faglie del versante matesino. Tuttavia, in base alle quote delle superfici relitte, i tassi di scorrimento di lungo periodo si possono stimare pari ad almeno 0,2-0,5 mm/anno (almeno 180 m in  $600.000 \pm 200.000$  anni).

I dati di sismicità storica suggeriscono la probabile riattivazione del tratto nordoccidentale di questa struttura durante l'evento sismico del 1805 (*“Specialmente nella vicina montagna superiore alla terra di Miranda sino a S. Angelo in Grotte siansi aperte nella larghezza di mezzo palmo in circa”*, Fortini, 1805).

- Faglia del Torrente Quirino: si tratta del proseguimento verso SE della faglia precedente. E' una faglia attiva come indicano le evidenti faccette triangolari visibili sul versante. Essa disloca progressivamente i diversi ordini di superfici tardoquaternarie

di diverse decine di metri. Il tasso di scorrimento, calcolato sulla superficie di S. Maria delle Macchie dislocata di circa 40 m, è stato stimato compreso tra 0,4 e 1 mm/anno.

- Faglia del versante di S. Giuliano: è stata interpretata come la *master fault* della conca di Sepino . Anche questa è una faglia chiaramente attiva (faccette triangolari, elevata linearità del fronte montuoso, sorgenti sulfuree) Il *tilting* verso Nord della superficie lacustre nella piana di Sepino ( $0.5^\circ$  pari a circa  $5 \cdot 10^{-5}$  gradi/anno) è probabilmente dovuto all'azione di tale faglia.

La faglia disloca di almeno 90 m la superficie di La Torre, riferita al Pleistocene superiore basale: ne risultano tassi di scorrimento di breve periodo probabilmente compresi tra 0,5 e 1 mm/anno. Non si hanno vincoli invece per stimare un tasso di lungo periodo.

- Grafici di correlazione

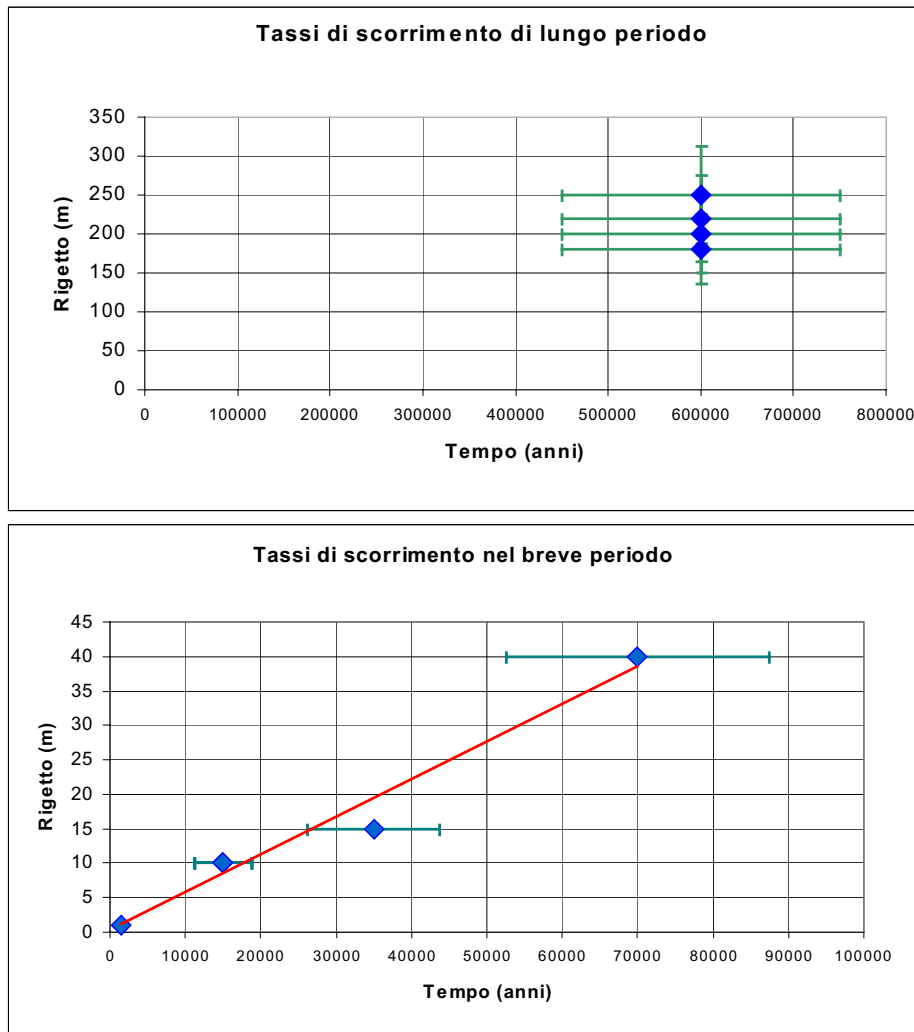


Fig. 5.4: Diagrammi rigetto-tempo nel lungo e nel breve periodo: i tassi di scorrimento recenti minimi sono abbastanza confrontabili con quelli di lungo periodo. Nel breve periodo si può tracciare una retta di regressione che indica tassi di scorrimento pari a circa 0.5 mm/anno.

Dai due diagrammi rigetto-tempo (Fig. 5.4) è possibile visualizzare l'entità dei tassi di scorrimento delle faglie attive nel lungo periodo e nel breve periodo rispettivamente.

Nel primo caso il diagramma non è molto indicativo in quanto i dati si riferiscono sempre alla stessa superficie di erosione dislocata con rigetti abbastanza variabili (tra 150 e 300 m) e la cui età risulta peraltro ancora non ben vincolata: è importante sottolineare che i tassi di scorrimento minimi di lungo periodo sono comunque pari ad almeno 0,3 mm/anno.

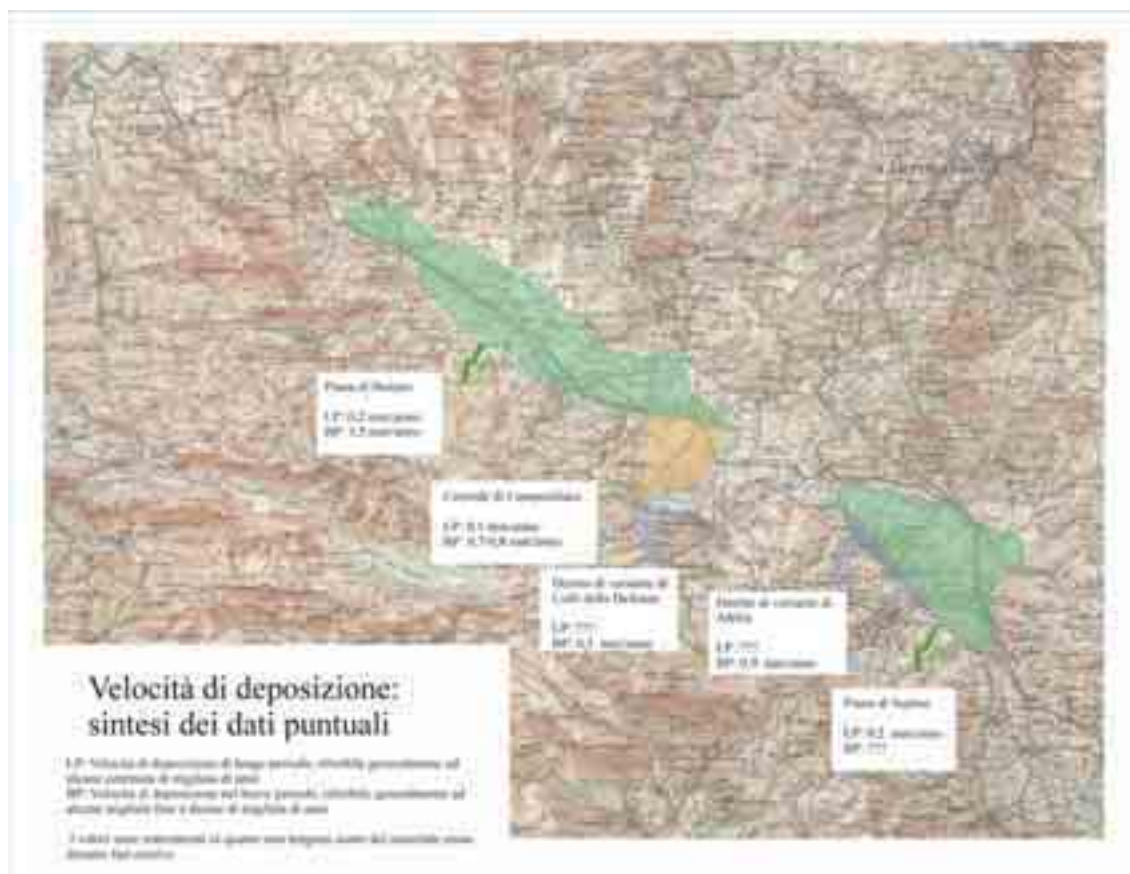
Nel secondo caso invece i dati a disposizione consentono di tracciare, seppure approssimativamente, una retta di regressione lineare che indica tassi di scorrimento di breve periodo dell'ordine di 0,5 mm/anno.

Confrontando i risultati dei due diagrammi risulta che i tassi di scorrimento recenti minimi, pari a circa 0.5mm/anno, sono abbastanza confrontabili con quelli di lungo

periodo. Si può allora dire che nell'area in esame il livello di attività tettonica lungo le faglie bordiere è rimasto sostanzialmente costante nel tempo da alcune centinaia di migliaia di anni, in accordo con i dati di sismicità storica e strumentale.

### 5.3.3. Velocità di sedimentazione dei depositi continentali

Vengono qui sintetizzati i vincoli puntuali discussi nei capitoli precedenti, desunti da informazioni di varia origine: indagini geognostiche (3.3.2), archeologiche (3.6.2) e stratigrafiche (4.2 e 4.3).



- Depositi lacustri dei bacini di Bojano e Sepino (ULAC): l'unico dato circa lo spessore totale dei depositi di riempimento proviene dalle indagini eseguite dalla GEMINA (1963) relativamente alla conca di Sepino che raggiunge nella zona centrale spessori di circa 160 m. Nella parte centrale della conca di Bojano non è stato raggiunto il substrato lasciando ipotizzare spessori anche maggiori. Ne risulta una velocità di sedimentazione di lungo periodo di circa 0,2 mm/anno. Tale valore è sicuramente

sottostimato in quanto rappresenta una velocità media che non tiene conto delle fasi erosive: durante le fasi a maggiore deposizione la velocità di sedimentazione è stata certamente molto superiore.

- Depositi alluvionali recenti (UALR): i sondaggi geognostici evidenziano molto bene il passaggio UALR-substrato mentre soltanto in pochi casi consentono di definire il passaggio UALR-ULAC. Gli spessori sono generalmente di pochi metri fino ad un massimo di una quindicina di metri.

Reperti romani a 3 metri di profondità consentono di definire un tasso di sedimentazione "storico" nel centro abitato di Bojano pari a circa 1,5 mm/anno.

- Conoide di Campochiaro (UCON-I - UCON-III): un paio di sondaggi hanno raggiunto il substrato al di sotto della conoide che dunque supera anche i 90 metri di spessore. Non si può però definire un tasso di deposizione di lungo periodo in quanto non è vincolato l'inizio dell'attività della conoide (probabilmente dal Pleistocene medio) e in ogni caso non tiene conto dei momenti di erosione.

I dati di cronologia assoluta relativamente al terzo ordine della conoide (UCON-III) consentono di stimare una velocità di deposizione nel Tardiglaciale pari a 0,7-0,8 mm/anno (8 metri in 10.000-12.000 anni).

- Detriti di falda recenti (UCON-IV): i sondaggi evidenziano che lo spessore di alcune fasce detritiche recenti (zone di Ravone Ciccagne e Fosso della Strega) poggiate su argille probabilmente lacustri è generalmente compreso tra 5 e 10 m. Ne risultano velocità di deposizione comprese tra 0,5 e 1 mm/anno.

Due siti archeologici consentono di definire anche tassi deposizionali "storici": alla base del versante di Colli della Difenza i resti del santuario italico del Tempio di Ercole (Civitella) sono sepolti sotto 0,5-1 m (0,3 mm/anno). I resti della città romana di Altilia, nella piana di Sepino, sono sepolti sotto circa 1,7 m di depositi detritico-colluviali, ad indicare 0,9 mm/anno.

#### 5.3.4. Valori di riferimento per l'Olocene e loro variabilità

I dati a disposizione hanno consentito di individuare alcune faglie a documentata attività olocenica, specialmente sul versante matesino, i cui tassi di scorrimento sono risultati dell'ordine di qualche decimo di mm/anno. Per altri segmenti di faglia è stata

riconosciuta solamente un'attività quaternaria. Poiché si tratta di segmenti di un'unica struttura tettonica distensiva di primo ordine, è del tutto ragionevole attribuire anche a tali faglie valori analoghi dei tassi di scorrimento recenti.

L'approfondimento dei principali corsi rispetto al tetto dell'unità ULAC e UCON-III. è quasi sempre compreso tra 5 e 10 metri. Poiché il termine della deposizione delle unità ULAC e UCON-III è stato vincolato al passaggio Tardiglaciale-Olocene si ricava che la velocità di incisione lineare olocenica è generalmente compresa tra 0.5 e 1 mm/anno.

La velocità di deposizione olocenica nelle aree pedemontane (UCON-IV) e nelle aree di pianura (UALR), seppur molto variabile, è anche essa generalmente dell'ordine di qualche frazione di mm/anno (cfr. 5.3.3).

#### **5.4. Modello evolutivo**

##### **5.4.1 Suddivisione delle aree**

Dalla ricostruzione dell'evoluzione geologica quaternaria dell'area investigata e dai vincoli di tipo quantitativo ricavati per l'Olocene è stato ricostruito un modello evolutivo a 500 anni (Fig. 5.6).

Il modello evolutivo suddivide la zona analizzata in tre diversi tipi di aree:

- **1) Aree prevalentemente in erosione:** aree prevalentemente in erosione sollevate rispetto al livello della pianura che costituisce il livello di base locale. Per i settori nel *footwall* delle faglie dirette alla base dei versanti si può stimare un sollevamento compreso tra 15 e 100 cm. Tale dato è stato ottenuto rapportando a 500 anni i tassi di scorrimento delle faglie attive. L'entità dell'erosione in tali aree risentirà pertanto di un progressivo ringiovanimento del rilievo di questo ordine di grandezza.

Il tipo e l'entità dei fenomeni erosivi variano localmente in funzione della litologia e della pendenza del versante. I processi sedimentari sono sempre limitati e circoscritti a piccole aree. In base alla litologia sono state distinte:

1a) *aree a litologia prevalentemente carbonatica*, caratterizzate da processi erosivi prevalentemente di tipo carsico e subordinatamente di tipo lineare;

1b) *aree a litologia prevalentemente marnosa e argilloso-arenacea*, ove prevalgono i processi erosivi di tipo lineare.



- **2) Aree interessate da processi significativi di erosione lineare e di deposizione:** aree prossime al livello della pianura, interessate da processi erosivi e deposizionali rilevanti. Sono state distinte:

- 2a) aree di pianura prossime ai corsi d'acqua principali, interessate da processi di erosione lineare e da sovralluvionamento;
- 2b) aree pedemontane, sede di deposizione detritico-colluviale dal versante.

I limiti di tali aree coincidono rispettivamente con i limiti dell'unità delle alluvioni recenti (UALR) e di conoide attiva (UCON-IV). Gli spessori di tali depositi saranno ragionevolmente dell'ordine di alcuni decimetri fino a circa un metro. Tale dato rappresenta una situazione media anche se situazioni locali possono favorire la formazione di depositi di spessore anche molto diverso.

- **3) Aree a bassa dinamica geomorfologica:** aree caratterizzate da erosione e deposizione molto limitata. La delimitazione con le aree precedentemente descritte è netta nelle aree terrazzate, mentre nella piana è graduale. Si tratta delle aree ove i depositi dell'unità ULAC e UCON-III non sono stati interessati da processi di erosione e seppellimento durante l'Olocene. La dinamica geomorfologica molto contenuta consente lo sviluppo di suoli moderatamente evoluti (Inceptisuoli).



#### 5.4.2. Gli effetti prodotti dai terremoti

Il rilevamento sul terreno ha consentito il riconoscimento di alcune faglie capaci di produrre fagliazione superficiale: nel contesto sismotettonico appenninico, tali evidenze sono riferibili ad eventi sismici di magnitudo pari ad almeno 6.5 (Michetti *et al.*, 1994). Inoltre, i dati di sismicità storica indicano almeno tre eventi sismici di magnitudo maggiore di 6 negli ultimi cinque secoli, in grado di produrre nell'area in esame intensità pari al decimo grado MCS. Valutazioni di pericolosità sismica su base statistica indicano probabilità molto elevate di eventi sismici di magnitudo maggiore di 6.5 nel breve-medio periodo: pertanto il modello evolutivo tiene conto anche della possibilità che si verifichi nello stesso arco di tempo almeno un evento sismico di magnitudo maggiore di 6.5.

In corrispondenza di tale evento è ragionevole ipotizzare scenari da terremoto (sensu de Polo *et al.*, 1996) che prevedano in superficie effetti analoghi a quelli segnalati anche in corrispondenza dei forti terremoti che hanno colpito l'area nel passato: fagliazione in superficie, frane, fenomeni di liquefazione, aperture di voragini, modificazioni del sistema idrico e idrogeologico.

In accordo con le attuali conoscenze sismotettoniche in Appennino (Michetti, 1995) e tenendo conto dei tassi di scorrimento delle strutture attive si può ipotizzare la riattivazione fino in superficie di una delle strutture tettoniche definite attive in una zona di lunghezza superiore anche a 10 km, con rigetti almeno decimetrici.

Per quanta riguarda i fenomeni di liquefazione sismoindotta, i depositi di riempimento delle due piane sono potenzialmente a rischio soprattutto per la presenza della falda acquifera a bassa profondità (1-2 metri). I dati storici hanno rilevato casi di liquefazione durante l'evento del 1805 (zona di Cantalupo). Nel caso in cui i depositi lacustri del Pleistocene superiore (unità ULAC) non abbiano subito liquefazione in occasione degli eventi sismici dell'Olocene, nel prossimo futuro essi hanno probabilità di liquefarsi piuttosto basse. I depositi alluvionali più recenti invece hanno comunque un elevato rischio di liquefazione durante i prossimi terremoti di elevata magnitudo.

#### 5.4.3. Approssimazioni

Nell'interpretazione del modello evolutivo occorre necessariamente tenere presente le seguenti approssimazioni:

1. *Il livello di attività tettonica ed il clima non mutano in maniera significativa.*

I dati a disposizione hanno messo in evidenza che il livello di attività tettonica nel breve periodo è confrontabile con quella di lungo periodo: è pertanto ragionevole ritenere che si mantenga abbastanza costante anche nel prossimo futuro.

Anche le condizioni climatiche nei prossimi 500 anni non dovrebbero mutare in maniera sostanziale: ad esempio è assai improbabile che si instauri una nuova fase glaciale di tipo wurmiana. Si ritiene pertanto che l'Olocene rappresenti una buona finestra temporale anche per il clima: la variabilità del clima nei prossimi 500 anni non dovrebbe essere superiore alla variabilità climatica occorsa durante l'Olocene, peraltro ben conosciuta. In base a tali considerazioni il clima oscillerà tra le condizioni dell'*Optimum climaticum* e della cosiddetta "piccola età glaciale".

2. *Non si tiene conto del ruolo dell'uomo.*

Alcune attività antropiche quali attività estrattive o movimenti di terre possono modificare in maniera significativa l'evoluzione naturale del territorio, per esempio alterando l'entità del trasporto solido nei bacini idrografici (cap. 3.6.1). Valutazioni quantitative sull'interazione dell'attività antropica sull'ambiente naturale esulano comunque dall'obiettivo di questa ricerca.

3. *I valori stimati sono valori indicativi degli ordini di grandezza*

Le stime dell'entità del sollevamento e soprattutto dell'entità degli spessori sono fondate su dati puntuali e non possono essere estrapolate *tout-court* lungo elementi lineari (faglie) o areali (depositi). I valori stimati sono comunque indicativi degli ordini di grandezza dei processi in atto e in questo senso vanno utilizzati nelle analisi di pericolosità geologica ed in progettazione.

### **5.5. Considerazioni conclusive e sviluppi della ricerca**

Dalla ricerca condotta è emerso che l'evoluzione attuale dell'area di Bojano e Sepino è controllata fondamentalmente da due fattori: le condizioni climatiche e l'attività tettonica lungo le faglie bordiere. Sono stati stimati gli effetti sul terreno di questi

fattori in termini di tassi di scorrimento, velocità di deposizione e di erosione. A tale riguardo si può concludere che:

- il livello di attività tettonica estensionale recente è analogo a quello del Pleistocene medio; i tassi di scorrimento sono dell'ordine di qualche frazione di mm/anno.
- il clima attuale consente l'incisione lineare nelle conoidi pedemontane e nei depositi di riempimento nella piana (qualche frazione di mm/anno). Anche la deposizione nelle aree golenali e alla base dei versanti è dello stesso ordine di grandezza.
- le modificazioni recenti del territorio in quest'area sono abbastanza confrontabili, in termini di ordini di grandezza, con quelle relative ad altre aree di conca interna alla catena appenninica (ad esempio il Fucino).

Il modello evolutivo presentato fornisce gli ordini di grandezza dei processi geologici in atto, ma può comunque essere integrato da un'analisi geologico-strutturale completa alla scala mesostrutturale e verificato mediante altre indagini di lunga durata (misure del trasporto solido, indagini finalizzate alla microzonazione sismica, misure di interferometria). Simili indagini richiedono tempi lunghi, e non avrebbero probabilmente portato a risultati utili nel tempo previsto per la ricerca. Ulteriori sviluppi possono derivare anche dalla rappresentazione di possibili scenari connessi a modificazioni delle condizioni al contorno (clima e livello di attività tettonica) mediante l'applicazione di tecniche di tipo GIS.

In conclusione, questa ricerca ha consentito di verificare che il rilevamento geologico dei terreni continentali, l'analisi geomorfologica e morfometrica, lo studio dei suoli consentono di stimare convenientemente l'entità delle modificazioni recenti ed attuali del territorio e di individuare aree a diversa dinamica geologica. Inoltre, si è visto che anche dati di origine diversa (pluviometrici, termometrici, sismici, storici e archeologici), se integrati con le analisi più propriamente geologiche permettono di completare il quadro morfoevolutivo. Ma soprattutto è risultato importante che questi studi geologici siano a carattere multidisciplinare: infatti la validità delle stime quantitative e del modello evolutivo si fonda proprio sul fatto che studi di tipo diverso portano a risultati confrontabili.

## APPENDICE 1

### **Sintesi dell'esperienza negli USA**

Nel corso del dottorato di ricerca è stato eseguito uno stage della durata di 5 mesi e mezzo (aprile-settembre 1998) presso il Quaternary Sciences Center del Desert Research Institute nella città di Reno, in Nevada (U.S.A.). In tale centro di ricerca, attivo da alcuni decenni, collaborano diversi studiosi leaders nei vari settori della geologia del Quaternario. In particolare il prof. Wells, con il quale ho collaborato, è uno specialista nel campo della geomorfologia e nella geologia del Quaternario continentale in aree tettonicamente attive con particolare riferimento agli ambienti aridi e semiaridi. Tale periodo ha consentito di acquisire conoscenze e metodologie successivamente applicate nell'ambito di questa ricerca.

In particolare sono stato coinvolto attivamente nei seguenti due progetti di ricerca:

- in California meridionale, con il prof. Wells ed il Dr. Bullard, progetto finanziato dal National Science Foundation (NSF).
- in Central Nevada, con il Dr. Bell ed il Dr. Caskey, progetto finanziato dal National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP).

#### **1) Progetto di ricerca in California meridionale**

Obiettivo del progetto è stato la ricostruzione della storia geologica quaternaria di un settore del Santa Ana River, compreso tra Riverside e Yorba Linda (California meridionale) e la definizione del ruolo della tettonica recente in tale processo evolutivo.

L'area in studio, situata sul margine orientale del bacino di Los Angeles (Yerkes *et al.*, 1965), comprende buona parte del bacino di Chino e la parte orientale delle colline di Puente Hills.

Il Santa Ana River scorre da NE a SW attraverso il bacino di Chino e quindi nel canyon che attraversa le colline di Puente Hills.

Le colline di Puente Hills sono il risultato del sollevamento recente connesso all'attività deformativa lungo le faglie di Whittier e di Chino che le bordano a Sud e ad Est rispettivamente. Tali faglie sono di tipo inverso con componente trascorrente e rappresentano la prosecuzione nord-occidentale della faglia di Elsinore, elemento

tettonico di primo ordine facente parte del sistema del Peninsular Ranges, di cui la faglia di San Andreas costituisce il lineamento più significativo.

Studi precedenti hanno già ampiamente evidenziato l'elevato livello di sismicità storica e strumentale associato all'attività deformativa delle faglie di Whittier e di Chino (cfr. 1987 Whittier Narrows, Ml=5.9).

In questo studio sono state applicate diverse metodologie: ad un'analisi geomorfologica generale da foto aerea è seguito uno studio morfometrico di dettaglio. Quindi sul terreno è stato eseguito il rilevamento delle successioni quaternarie e sono state definite le caratteristiche pedologiche di una serie di profili di suolo rappresentativi delle diverse superfici. Infine è stato costituito un database di circa 250 sondaggi eseguiti nei depositi alluvionali recenti del Santa Ana River, finalizzato alla ricerca di marker stratigrafici indicativi di *upstream ponding*, quali livelli di torba o comunque ricchi di sostanza organica, riferibili ad eventi sismici di elevata magnitudo (Schumm, 1986).

- *Analisi geomorfologica e rilevamento sul terreno*: l'analisi geomorfologica è stata eseguita su foto aeree relative a cinque distinti voli ed ha consentito un primo riconoscimento dei diversi ordini di superfici.

Lo studio sul terreno, oltre al rilevamento dei caratteri deposizionali in affioramento, è consistito nella caratterizzazione di un certo numero di profili di suolo. Per ciascun profilo sono stati riconosciuti i diversi orizzonti diagnostici, e per ciascun orizzonte sono stati definiti lo spessore, il colore secco ed umido, i caratteri tessiturali, strutturali, di consistenza, di plasticità, la presenza e le dimensioni dei pori, di pellicole di argilla, la natura carbonatica, etc.

Poiché, in linea teorica, su superfici coeve si dovrebbero essere sviluppati suoli dalle caratteristiche simili o comunque ben confrontabili, le caratteristiche del profilo di suolo sono state ritenute diagnostiche per correlare tra loro le varie superfici. In particolare per questo studio si sono confrontati gli orizzonti B, lo spessore, il colore, la presenza e lo spessore della pellicola di argilla sui clasti. Non è stato invece possibile inquadrare cronologicamente le varie superfici (ovvero definire una *soil chronosequence*) in quanto non sono stati ritrovati materiali databili.

Lo studio geomorfologico unito ai dati di terreno ha consentito in tal modo di definire cinque unità deposizionali di tipo alluvionale, ciascuna relativa ad un ordine di terrazzo.

Sui versanti è stato inoltre possibile riconoscere almeno tre unità deposizionali di *alluvial fan* nonché paleosuperfici relative a fasi erosive più antiche.

- *Analisi morfometrica*: attraverso l'analisi morfometrica si è cercato di evidenziare e quantificare elementi geomorfologici possibili indicatori di tettonica recente.

Nella zona di Puente Hills l'analisi è consistita in:

- valutazione del gradiente fluviale lungo i profili longitudinali relativi alle aste di terzo ordine o superiore.

- valutazione del Transverse Topographic Factor (TTF) lungo le aste di terzo ordine o superiore (Cox, 1994).

- costruzione di una *residual map* ricavata dalla *envelope map* e *subenvelope map* (Bullard & Lettis, 1993) indicativa del *downcutting* recente dei corsi d'acqua in risposta al sollevamento tettonico.

- profili topografici trasversali alla dorsale di Puente Hills.

Le anomalie nel gradiente fluviale e soprattutto la *residual map* e i profili topografici sembrano suggerire un sollevamento recente delle colline di Puente Hills. Tale sollevamento risulterebbe di maggiore entità sul lato SW rispetto al lato NE. Ciò confermerebbe i dati di letteratura che attribuiscono alla faglia di Whittier *slip rates* più elevati rispetto alla faglia di Chino.

La distribuzione dei vettori TTF non ha evidenziato fenomeni di *tilting* significativi, ma ha messo invece in luce una sorta di *stream deflection* di tutte le aste in corrispondenza delle due faglie principali che conferma una componente anche trascorrente nell'attività deformativa recente. Soltanto il Santa Ana River, non ha subito alcuna *deflection*, probabilmente a causa della energia molto più elevata rispetto ai suoi tributari.

Nella zona del Santa Ana River l'analisi è consistita nella costruzione di:

- un profilo longitudinale del Santa Ana River con proiezione delle superfici relative ai diversi ordini di terrazzo.

- diversi profili trasversali nei punti più significativi.

Dal profilo longitudinale si è potuto constatare che superfici di terrazzo ben correlabili in base alle caratteristiche dei profili di suolo risultano chiaramente divergenti rispetto al profilo attuale del Santa Ana River. Anche tale evidenza è indicativa di un progressivo sollevamento in tempi recenti delle colline di Puente Hills.

I profili trasversali suggeriscono invece l'ipotesi di una *paleotalweg* sospeso di circa 30 m sul *talweg* attuale. Lo studio sul terreno ha validato tale ipotesi: in prossimità di

tale *paleotalweg* sono infatti stati trovati affioramenti di depositi alluvionali molto ben cementati su cui si è sviluppato un suolo molto evoluto.

- *Database di sondaggi*: la ricerca di livelli di torba o ricchi di materiale organico nel database di stratigrafie di sondaggi eseguiti nei depositi alluvionali del Santa Ana River, non ha messo in evidenza la presenza di marker stratigrafici chiaramente correlabili ad eventi sismici di elevata magnitudo. Sono comunque stati ritrovati orizzonti ricchi di sostanza organica a profondità molto variabile e dunque difficilmente correlabili, di probabile significato locale.

- *Conclusioni*: dallo studio è pertanto emerso che:

a) il Santa Ana River, nel tratto studiato, probabilmente scorreva più a Sud e quindi è stato catturato.

b) l'evoluzione quaternaria del Santa Ana River è stata fortemente condizionata dalle variazioni climatiche, ma ha subito anche una influenza significativa dalla attività tettonica lungo le faglie di Whittier e di Chino che ha sollevato anche in tempi recenti le colline di Puente Hills, come ampiamente dimostrato sia dall'analisi morfometrica che dai dati geomorfologici e di terreno. Lo studio morfometrico ha inoltre messo in luce un controllo tettonico di tipo laterale destro sulle aste drenanti le colline di Puente Hills.

c) dai dati di sondaggio non è stato possibile ricavare evidenze stratigrafiche di forti terremoti nei depositi di riempimento del bacino di Chino: d'altra parte i dati storici e strumentali indicano chiaramente che all'attività tettonica connessa alle faglie di Whittier e di Chino si accompagna un livello di sismicità da medio ad elevato.

## **2. Progetto di ricerca nel Nevada Centrale**

L'obiettivo di questo progetto è stato la ricostruzione della storia degli eventi sismici e degli effetti in superficie ad essi associati nell'area compresa tra Fairview Peak e la Dixie Valley, Central Nevada (Fig. A).

Nel 1954 tale area è stata sede di un paio di eventi sismici di elevata magnitudo ( $M=7.1$  e  $M=6.9$ ) verificatisi a distanza di pochi minuti: entrambi gli eventi hanno prodotto fagliazione in superficie per una lunghezza di alcune decine di km e *max displacements* di alcuni metri (Slemmons, 1957; Caskey, 1996).



Questo progetto, peraltro tuttora in corso, si propone di completare studi già avviati in precedenza miranti al riconoscimento di forti eventi sismici pre-1954 in base agli effetti geologici riconoscibili sul terreno.

Il progetto completo prevede l'analisi paleosismologica su cinque siti ritenuti significativi: nell'ambito di questo progetto sono stato direttamente coinvolto per il sito di La Plata Canyon.

Questo sito è situato nel *gap* tra le due zone di rottura dei due eventi del 1954. D'altra parte, pur non essendo stato sede di fagliazione superficiale storica, lo è stato sicuramente in precedenza come risulta chiaramente dalla scarpata di faglia principale.

Il progetto ha previsto un rilevamento geologico-geomorfologico di dettaglio ed un'analisi in trincea in corrispondenza della scarpata di faglia principale.

- *Rilevamento geologico-geomorfologico*: l'analisi alle foto aeree ha consentito di definire l'andamento della scarpata di faglia principale e delle scarpate minori; è stato inoltre possibile distinguere in via preliminare differenti unità di *alluvial fan* sulla base del differente *dissection degree*.

Sul terreno sono state quindi definite le caratteristiche superficiali delle varie unità riconosciute: sono state definite le caratteristiche dei suoli ed il grado di sviluppo di *desert pavement* e *desert varnish*. Sono inoltre state definite le caratteristiche della scarpata di faglia principale (lunghezza, altezza, grado di freschezza).

Sono state riconosciute due unità di *axial deposits*, e cinque unità di *alluvial fan deposits*. Non sono stati ritrovati materiali databili all'interno di tali depositi, ma si è ritenuto ragionevole correlare tali depositi con le unità descritte in Bell & Katzker (1987) riferite ad un'area poche miglia più a Nord, per le quali invece sono disponibili dati cronologici. In base a questa correlazione le due unità di *alluvial fan* più antiche dovrebbero essere riferite al Pleistocene medio-superiore, mentre le tre unità di *alluvial fan* più recente dovrebbero essere di età olocenica.

L'altezza della scarpata di faglia principale è molto variabile a seconda dell'unità che attraversa: risulta dell'ordine di 5-6 metri quando taglia l'unità olocenica più antica, mentre diminuisce a 2-3 metri e a 70-80 cm quando taglia la seconda e la terza delle unità oloceniche rispettivamente. Nel segmento più settentrionale si ha una situazione analoga ma con minori *displacements*.

Tale contesto geologico-geomorfologico suggerisce almeno tre eventi sismici in grado di produrre fagliazione in superficie durante l'Olocene.

- *Analisi in trincea*: la trincea è stata ubicata in prossimità della scarpata di faglia principale, in un punto dove l'altezza della scarpata è di circa 6 metri e taglia l'unità di *alluvial fan* olocenica più antica. È stato eseguito il log stratigrafico con la descrizione dettagliata dei diversi corpi deposizionali.

Sono stati riconosciuti almeno tre *colluvial wedges* relativi alla faglia principale: i due più antichi sono dell'ordine del metro mentre il più recente è dell'ordine di 50 cm. Non è escluso che ve ne sia anche un quarto ancora più recente, dell'ordine del decimetro.

- *Conclusioni*: l'analisi in trincea sembra confermare in linea di massima quanto emerso dallo studio geologico-geomorfologico. Infatti ai due *colluvial wedges* di maggior spessore nella trincea corrispondono le variazioni maggiori in altezza della scarpata di faglia principale. Tutto ciò sembra suggerire due eventi di elevata magnitudo nell'Olocene Antico, in grado di produrre dislocazioni in superficie superiori al metro. Date le caratteristiche simili delle superfici dislocate, questi due eventi dovrebbero essersi verificati a breve distanza l'uno dall'altro. Un terzo evento, di minore entità, si dovrebbe essere verificato in un momento più recente (Tardo Olocene) ma certamente precedente ai due eventi del 1954. Non si sono invece trovate evidenze superficiali relative a tali eventi storici, ma una scarpata di pochi cm potrebbe essersi prodotta e quindi velocemente sepolta, come suggerirebbe il quarto *colluvial wedge* riconosciuto in trincea.

Infine, sulla base dei dati acquisiti, è stato possibile stimare gli *slip rates* relativi alla struttura attiva in questo sito durante l'Olocene dell'ordine di 0,5 mm/anno. I tempi di ricorrenza medi di terremoti in grado di produrre fagliazione in superficie dovrebbero essere pertanto dell'ordine delle migliaia di anni: d'altra parte non possiamo comunque assumere che tali forti eventi si verifichino ad intervalli regolari.

## APPENDICE 2

### **Descrizione dei profili di suolo**

Nelle tabelle che seguono sono riportate le descrizioni dei profili di suolo e delle trivellate di controllo. Ciascuna tabella è suddivisa in tre parti: nella parte superiore sono riportate alcune caratteristiche della stazione ove è stato descritto il suolo (quota, tipo di drenaggio, uso del suolo, tipo di roccia madre, caratteri climatici). Nella parte intermedia sono riportate le descrizioni di ciascun orizzonte sul terreno: spessore, colore, tessitura, struttura, scheletro, caratteristiche di consistenza, adesività e plasticità, effervescenza all'HCl. Nell'ultima parte sono riportati invece i risultati di analisi di laboratorio sulle caratteristiche chimico-fisiche di ciascun orizzonte (granulometria, pH, carbonati e sostanza organica): queste analisi sono state eseguite dalla dott.ssa Stefania Viti (ANPA) e dal dott. Paolo Lorenzoni (Istituto Sperimentale per lo Studio e la Difesa del Suolo di Rieti).

Dalle caratteristiche del profilo è stato possibile classificare il suolo secondo i due sistemi attualmente più affermati (WRB e USDA). Le trivellate di controllo, pur non fornendo elementi sufficienti per una classificazione del suolo, risultano comunque molto utili per caratterizzare sinteticamente i suoli nei vari punti della piana.

## PROFILO N° 4

Classificazione (WRB): **Andic Phaeozems**

Classificazione (USDA): **Typic Haploxeroll mixed mesic coarse loamy**

Localizzazione: Cava Vicenne

Fisiografia: conoide alluvionale

Quota: 555 m s.l.m.

Drenaggio: ben drenato

Pietrosità: comune

Uso del Suolo: pascolo

Roccia madre: sedimenti alluvionali

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: xerico

Reg. di temperatura del suolo: mesico

**Ap** da 0 a 55 cm; umido, bruno scuro (7,5 YR 3/2); franco limoso argilloso; struttura poliedrica subangolare media moderatamente sviluppata; scheletro carbonatico, subarrotondato, frequente (15%) medio e minuto; morbido; leggermente adesivo; plastico; scarsamente calcareo; radici legnose ed erbacee comuni e medie.

**Bw** da 55 a 100 cm; umido bruno scuro (7,5 YR 3/2); franco sabbioso; struttura poliedrica subangolare media moderatamente sviluppata; scheletro carbonatico arrotondato e subarrotondato, scarso (2%), minuto; friabile; non adesivo; leggermente plastico; non calcareo; radici erbacee scarse e fini.

Orizzonte	Ap	Bw
Profondità (cm)	0-55	55-100
<b>DATI ANALITICI</b>		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	5,30	2,00
sabbia fine	5,70	3,70
sabbia molto fine	7,50	56,20
<b>sabbia totale</b>	<b>18,40</b>	<b>61,90</b>
limo grosso	9,90	6,60
limo fine	41,70	20,50
<b>limo totale</b>	<b>51,60</b>	<b>27,10</b>
<b>argilla</b>	<b>30,00</b>	<b>11,00</b>
pH (H <sub>2</sub> O)	7,71	7,40
pH (KCl)	6,93	6,42
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	1,00	0,00
C %	2,39	0,64
S.O. %	4,11	1,10

## PROFILO N° 5

Classificazione (WRB): **Eutri-Fluvisol Cambisol**

Classificazione (USDA): **Fluventic Xerocarept mixed mesic coarse loamy**

Localizzazione: Torrente Callora

Fisiografia: piana alluvionali

Quota: 501 m s.l.m.

Drenaggio: ben drenato

Pietrosità: assente

Uso del Suolo: pascolo

Roccia madre: sedimenti alluvionali

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: xerico

Reg. di temperatura del suolo: mesico

Ap da 0 a 40 cm; umido, bruno grigiasro scuro (10YR 4/2); franco sabbioso; scheletro assente; struttura poliedrica subangolare fine; limite netto; molto duro; non adesivo; leggermente plastico; moderatamente calcareo; radici assenti.

Bw da 40 a 105 cm; umido, bruno grigiasro scuro (10YR 4/2); franco sabbioso; struttura poliedrica subangolare media, moderatamente sviluppata; scheletro assente; limite netto; molto duro; non adesivo; leggermente plastico; moderatamente calcareo; radici erbacee scarse e fini.

Orizzonte	Ap	Bw
Profondità (cm)	0-40	40-105
<b>DATI ANALITICI</b>		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	4,65	2,80
sabbia fine	10,90	7,50
sabbia molto fine	42,85	58,70
<b>sabbia totale</b>	<b>58,40</b>	<b>69,10</b>
limo grosso	7,81	8,20
limo fine	15,60	13,70
<b>limo totale</b>	<b>23,41</b>	<b>21,90</b>
<b>argilla</b>	<b>18,19</b>	<b>9,10</b>
pH (H <sub>2</sub> O)	7,98	7,95
pH (KCl)	7,25	7,23
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	8,90	8,70
C %	1,23	0,87
S.O. %	2,59	1,50

TRIVELLATA N°6

Classificazione

Localizzazione: S. Massimo (Masseria Calonico)

Fisiografia: piana alluvionale

Quota

Drenaggio

Pietrosità: assente

Uso del suolo:

Roccia madre: sedimenti alluvionali

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: periumido

Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 35 cm; umido bruno grigiastro bruno (10YR 4/2); franco sabbioso; scheletro assente; non calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee comuni e fini.

Orizzonte	Primo orizzonte
Profondità (cm)	0-35
DATI ANALITICI	
Tessitura (%)	5,40
sabbia grossa+media	
sabbia fine	8,90
sabbia molto fine	60,90
<b>sabbia totale</b>	<b>75,10</b>
limo grosso	5,30
limo fine	11,90
<b>limo totale</b>	<b>17,20</b>
<b>argilla</b>	<b>7,70</b>
pH (H2O)	7,67
pH (KCl)	7,06
CaCO3 totale (%)	0,00
C %	1,28
S.O. %	2,21

TRIVELLATA N°7

Classificazione

Localizzazione: S. Maria Maddalena

Fisiografia: piana alluvionale

Quota

Drenaggio

Pietrosità

Uso del Suolo: prato

Roccia madre: sedimenti fluvioacustri

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: periumido

Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 35 cm; umido, bruno grigiastro scuro (2.5Y 4/2); franco sabbioso; scheletro assente; non calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee comuni e fini.

Secondo orizzonte da 35 a 110 cm; umido, bruno (10YR 5/3); franco sabbioso; scheletro assente non calcareo; moderatamente alcalino; radici poche e fini; falda poco profonda (0,5-1 m).

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-35	35-110
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	4,40	5,60
sabbia fine	8,90	16,50
sabbia molto fine	60,20	31,20
<b>sabbia totale</b>	<b>73,50</b>	<b>53,30</b>
limo grosso	7,30	13,40
limo fine	10,80	19,20
<b>limo totale</b>	<b>18,10</b>	<b>32,60</b>
<b>argilla</b>	<b>8,40</b>	<b>14,10</b>
pH (H2O)	7,48	8,08
pH (KCl)	7,09	6,95
CaCO3 totale (%)	0,00	0,00
C %	1,15	0,34
S.O. %	1,98	0,58

TRIVELLATA N° 8

Classificazione
Localizzazione: Paracacio
Fisiografia: piana alluvionale
Quota
Drenaggio
Pietrosità
Uso del Suolo: prato
Roccia madre: sedimenti alluvionali
Precip. Media annua: 1528 mm
Temp. Media annua: 12,5 °C
Reg. di umidità del suolo: periumido
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 35 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR4/2); franco; scheletro assente; moderatamente calcareo; moderatamente alcalino; radici erbacee abbondanti e fini.

Secondo orizzonte da 35 a 70 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR4/2); franco sabbioso; scheletro assente; molto calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee poche e fini; screziature (5YR 4/6-3/2) comuni e piccole.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-35	35-70
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	10,80	5,10
sabbia fine	13,40	6,80
sabbia molto fine	18,70	58,20
sabbia totale	42,90	70,10
limo grosso	12,90	6,80
limo fine	25,60	13,60
limo totale	38,60	20,40
argilla	18,50	9,50
pH (H2O)	8,11	7,82
pH (KCl)	7,23	7,28
CaCO3 totale (%)	7,80	13,60
C %	0,99	1,27
S.O. %	1,48	1,70

TRIVELLATA N° 9

Classificazione
Localizzazione: Casino Morra
Fisiografia: piana alluvionale
Quota
Drenaggio
Pietrosità: assente
Uso del Suolo: prato
Roccia madre: sedimenti alluvionali
Precip. Media annua: 1528 mm
Temp. Media annua: 12,5 °C
Reg. di umidità del suolo: periumido
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 60 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR4/2); franco sabbioso; scheletro assente; molto calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee comuni e fini.

C da 60 a 140 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YR 4/3); franco limoso; scheletro assente; fortemente calcareo; moderatamente alcalino; radici erbacee poche e fini; screziature (5YR 4/6) comuni e piccole.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-60	60-140
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+medi	1,20	1,30
sabbia fine	1,60	4,40
sabbia molto fine	55,30	17,30
sabbia totale	58,10	23,00
limo grosso	6,60	15,60
limo fine	20,60	36,00
limo totale	27,10	51,70
argilla	14,70	25,30
pH (H2O)	7,66	8,47
pH (KCl)	7,09	7,25
CaCO3 totale (%)	15,50	23,30
C %	1,27	0,39
S.O. %	2,19	0,67

TRIVELLATA N° 10	
Classificazione:	
Localizzazione:	De Fensa
Fisiografia:	piana alluvionale
Quota:	
Drenaggio:	limitato
Pietrosità:	assente
Roccia madre:	sedimento alluvionale
Uso del suolo:	prato spontaneo (ex coltivo)
Precip. Media annua:	1528 mm
Temp. Media annua:	12,5 °C
Reg. di umidità del suolo:	periumido
Reg. di temperatura del suolo:	secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 25 cm; umido, bruno scuro (10YR 3/3); franco sabbioso; scheletro scarso minuto; scarsamente calcareo; neutro; radici erbacee comuni e fini.

Secondo orizzonte da 25 a 90 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); franco; scheletro assente; non calcareo; moderatamente alcalino; radici scarse e fini; screziature (5YR 5/6) comuni e piccole.

Terzo orizzonte da 90 a 135 cm; umido, bruno (10YR 5/3); franco; scheletro assente; non calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte	Terzo orizzonte
Profondità (cm)	0-25	25-90	90-135
DATI ANALITICI			
Tessitura (%)			
sabbia grossa+media	5,90	10,50	8,20
sabbia fine	6,20	13,70	10,20
sabbia molto fine	59,20	25,80	24,80
sabbia totale	71,40	49,90	43,30
limo grosso	6,70	14,50	13,70
limo fine	12,10	18,90	21,40
limo totale	18,80	33,40	35,10
argilla	9,80	16,60	21,60
pH (H <sub>2</sub> O)	7,28	8,10	8,19
pH (KCl)	7,06	7,00	6,76
CaCO3 totale (%)	1,00	0,00	0,00
C %	1,49	0,37	0,17
S.O. %	2,56	0,64	0,29

TRIVELLATA N° 11	
Classificazione:	
Localizzazione:	Perrocco
Fisiografia:	piana alluvionale
Quota	
Drenaggio	
Pietrosità:	assente
Uso del Suolo:	pioppeto
Roccia madre:	sedimento alluvionale
Precip. Media annua:	1528 mm
Temp. Media annua:	12,5 °C
Reg. di umidità del suolo:	periumido
Reg. di temperatura del suolo:	secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 40 cm; umido, bruno scuro (10YR 3/3); franco; scheletro assente; debolmente calcareo; debolmente alcalino; noduli di Fe-Mn comuni piccoli; radici erbacee comuni e fini.

Primo orizzonte da 40 a 90 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); franco; scheletro assente; scarsamente calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Primo orizzonte
Profondità (cm)	0-40	40-90
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	12,70	17,20
sabbia fine	12,20	17,80
sabbia molto fine	16,60	15,90
sabbia totale	41,50	50,90
limo grosso	13,90	10,40
limo fine	21,60	17,80
limo totale	35,50	28,30
argilla	23,00	20,80
pH (H <sub>2</sub> O)	7,80	8,27
pH (KCl)	6,82	7,12
CaCO3 totale (%)	1,90	1,00
C %	1,13	0,25
S.O. %	1,95	0,43



TRIVELLATA N° 12

Classificazione:  
Localizzazione: Fiumara  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: seminativo  
Roccia madre: sedimento alluvionale recente  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 20 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YR 4/3); scheletro assente; molto calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee e fini.

Secondo orizzonte da 20 a 110 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YI scheletro assente; moderatamente calcareo; moderatamente alcalino; r assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-20	20-110
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	1,30	1,00
sabbia fine	3,20	3,50
sabbia molto fine	56,20	58,10
sabbia totale	60,70	62,60
limo grosso	8,30	8,20
limo fine	19,20	18,30
limo totale	27,50	26,50
argilla	11,80	10,90
pH (H2O)	7,77	7,94
pH (KCl)	7,11	7,30
CaCO3 totale (%)	23,30	5,80
C %	1,48	0,64
S.O. %	2,56	1,1

TRIVELLATA N° 13

Classificazione:  
Localizzazione: Quagliagioni  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo:  
Roccia madre: sedimento alluvionale  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 60 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); franco argilloso; scheletro comune minuto; scarsamente calcareo; debolmente alcalino; noduli di Mn comuni; radici erbacee poche e fini.

Secondo orizzonte da 60 a 90 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YR 4/3); franco sabbioso; scheletro comune minuto; non calcareo; debolmente alcalino screziature (5YR 5/6) comuni e piccole.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-60	60-90
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	12,00	3,80
sabbia fine	9,20	4,70
sabbia molto fine	10,90	56,70
sabbia totale	32,10	65,20
limo grosso	12,30	4,40
limo fine	26,10	12,30
limo totale	38,40	16,70
argilla	29,50	18,10
pH (H2O)	7,70	7,82
pH (KCl)	7,01	7,03
CaCO3 totale (%)	3,90	0,00
C %	1,55	2,67
S.O. %	0,17	0,30

TRIVELLATA N° 14

Classificazione:  
Localizzazione: Masseria Campanaro  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimento alluvionale  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, bruno grigiastro scuro (2,5Y 4/2); argilloso; scheletro scarso, minuto; scarsamente calcareo; neutro; radici erbacee comuni fini.

Secondo orizzonte da 30 a 100 cm; umido, bruno grigiastro (2,5Y 5/2); franco sabbioso argilloso; scheletro comune minuto; molto calcareo; debolmente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-30	30-100
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	9,90	4,20
sabbia fine	5,30	1,30
sabbia molto fine	7,70	55,00
sabbia totale	22,90	60,60
limo grosso	7,40	2,10
limo fine	27,20	12,80
limo totale	34,60	14,90
argilla	42,50	24,50
pH (H <sub>2</sub> O)	7,17	7,53
pH (KCl)	6,69	6,85
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	1,00	13,60
C %	1,95	0,36
S.O. %	3,36	0,62

TRIVELLATA N° 15

Classificazione:  
Localizzazione: Fragneto  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo:  
Roccia madre: fluvioiacustre  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 80 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); franco argilloso; scheletro scarso, minuto; non calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee poche, fini.

Secondo orizzonte da 80 a 100 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YR 4/3); franco sabbioso argilloso; scheletro assente; non calcareo; moderatamente alcalino; srezature (SYR 5/8) comuni, piccole

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-80	80-100
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	6,60	1,90
sabbia fine	6,40	1,60
sabbia molto fine	8,10	55,10
sabbia totale	21,00	58,70
limo grosso	11,40	4,40
limo fine	36,70	14,20
limo totale	48,10	18,60
argilla	30,90	22,70
pH (H <sub>2</sub> O)	7,86	7,95
pH (KCl)	6,73	6,75
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	0,00	0,00
C %	1,96	0,96
S.O. %	3,39	1,66

TRIVELLATA N° 16

Classificazione:

Localizzazione: Paduli

Fisiografia: piana alluvionale

Quota

Drenaggio

Pietrosità: assente

Uso del Suolo: prato

Roccia madre: fluvioacustre

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: periumido

Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); argilloso; scheletro assente; non calcareo; neutro; radici erbacee comuni fini.

Secondo orizzonte da 30 a 80 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); franco argilloso sabbioso; scheletro assente; non calcareo; neutro; radici erbacee poche, fini.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-30	30-80
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	6,20	2,90
sabbia fine	5,70	2,50
sabbia molto fine	8,20	55,50
sabbia totale	20,10	60,90
limo grosso	9,30	4,00
limo fine	26,30	10,80
limo totale	35,70	14,80
argilla	44,30	24,30
pH (H2O)	7,35	7,34
pH (KCl)	5,85	6,00
CaCO3 totale (%)	0,00	0,00
C %	1,43	0,54
S.O. %	2,47	0,93

TRIVELLATA N° 17

Classificazione:

Localizzazione: prossimità alveo Biferno

Fisiografia: piana alluvionale

Quota

Drenaggio

Pietrosità: assente

Uso del Suolo: seminativo

Roccia madre: sedimento alluvionale recente

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: periumido

Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YR 4/3); franco sabbioso scheletro assente; non calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti.

Secondo orizzonte da 30 a 110 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YR 4/3); franco; scheletro assente; molto calcareo; debolmente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-30	30-110
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	1,00	4,70
sabbia fine	5,40	11,60
sabbia molto fine	59,30	20,20
sabbia totale	65,80	36,50
limo grosso	8,70	14,30
limo fine	15,00	30,00
limo totale	23,60	44,40
argilla	10,60	19,20
pH (H2O)	8,01	7,67
pH (KCl)	7,16	7,18
CaCO3 totale (%)	0,00	16,50
C %	1,40	0,50
S.O. %	2,41	0,86

TRIVELLATA N° 18

Classificazione:

Localizzazione: prossimità alveo Quirino

Fisiografia: piana alluvionale

Quota

Drenaggio

Pietrosità: assente

Uso del Suolo: seminativo

Roccia madre: sedimento alluvionale recente

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: periumido

Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 40 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); franco sabbioso; scheletro scarso, minuto; debolmente calcareo; moderatamente alcalino; radici erbacee poche, fini.

Secondo orizzonte da 40 a 120 cm; umido, tra bruno scuro e bruno (10YR 4/3); sabbioso franco; scheletro comune, minuto; non calcareo; debolmente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-40	40-120
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	22,20	11,20
sabbia fine	16,60	8,80
sabbia molto fine	21,80	58,80
sabbia totale	60,60	78,80
limo grosso	9,10	4,90
limo fine	15,40	15,70
limo totale	24,60	20,50
argilla	14,80	0,70
pH (H2O)	8,41	7,82
pH (KCl)	7,37	7,28
CaCO3 totale (%)	2,90	0,00
C %	0,55	0,10
S.O. %	0,94	0,17

TRIVELLATA N° 19

Classificazione:

Localizzazione: ponte sul Quirino

Fisiografia: terrazzo su carbanatico

Quota

Drenaggio:

Pietrosità: assente

Uso del Suolo: prato

Roccia madre: substrato carbonatico

Precip. Media annua: 1528 mm

Temp. Media annua: 12,5 °C

Reg. di umidità del suolo: periumido

Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 40 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); franco limoso; scheletro comune, minuto; moderatamente calcareo; moderatamente alcalino; radici erbacee poche, fini.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-40	40....
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	7,00	
sabbia fine	3,00	
sabbia molto fine	3,80	
sabbia totale	13,80	
limo grosso	5,40	
limo fine	72,10	
limo totale	77,50	
argilla	8,70	
pH (H2O)	7,98	
pH (KCl)	6,91	
CaCO3 totale (%)	9,70	
C %	1,98	
S.O. %	3,41	

TRIVELLATA N° 20

Classificazione:  
Localizzazione: Stazione FS Guardiaregia  
Fisiografia:  
Quota  
Drenaggio: lento  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); franco; scheletro scarso, minuto; debolmente calcareo; moderatamente alcalino; radici erbacee poche, fini; qualche frammento di residui carboniosi.

Secondo orizzonte da 30 a 90 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); franco argilloso; scheletro scarso, minuto; molto calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti; qualche frammento di residui carboniosi.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-30	30-90
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	15,60	12,00
sabbia fine	11,70	7,70
sabbia molto fine	11,00	9,40
sabbia totale	38,20	29,10
limo grosso	7,90	8,30
limo fine	27,90	23,80
limo totale	35,80	32,00
argilla	26,00	38,80
pH (H2O)	8,24	8,31
pH (KCl)	7,19	7,20
CaCO3 totale (%)	4,80	15,50
C %	0,83	0,33
S.O. %	1,44	0,57

TRIVELLATA N° 21

Classificazione:  
Localizzazione: Terrazzo di Campochiaro  
Fisiografia: terrazzo  
Quota  
Drenaggio: lento  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali (fluviolacustri) antichi  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 40 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); argilloso; scheletro scarso, minuto; non calcareo; neutro; radici erbacee poche, fini.

Secondo orizzonte da 40 a 120 cm; umido, bruno scuro (7,5YR 3/2); franco sabbioso argilloso; scheletro assente; non calcareo; debolmente alcalino; radici assenti; screziature (7,5Y 5/8) comuni, piccole; noduli di Fe-Mn comuni.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-40	40-120
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	4,70	1,00
sabbia fine	0,30	1,50
sabbia molto fine	2,70	54,90
sabbia totale	7,70	57,40
limo grosso	6,50	2,90
limo fine	32,00	16,30
limo totale	38,50	19,30
argilla	53,80	23,30
pH (H2O)	7,20	7,61
pH (KCl)	6,76	6,40
CaCO3 totale (%)	0,00	0,00
C %	3,03	1,23
S.O. %	5,23	2,12

TRIVELLATA N° 22

Classificazione:  
Localizzazione: Sella di Vinchiaturo  
Fisiografia: Piana  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: flysch  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); franco;  
scheletro assente; moderatamente calcareo; debolmente alcalino; radici  
erbacee comuni, fini.

Secondo orizzonte da 30 a 100 cm; umido, grigio scuro (10YR 4/1); franco sabbioso; scheletro  
assente; moderatamente calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee  
poche, fini; screziature nerastre, comuni, piccole.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-30	30-100
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	8,50	3,60
sabbia fine	10,70	4,60
sabbia molto fine	17,70	57,50
<b>sabbia totale</b>	<b>37,00</b>	<b>65,80</b>
limo grosso	15,80	6,70
limo fine	21,40	11,40
<b>limo totale</b>	<b>37,10</b>	<b>18,00</b>
<b>argilla</b>	<b>25,90</b>	<b>16,20</b>
pH (H <sub>2</sub> O)	7,75	7,85
pH (KCl)	7,85	7,08
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	5,80	5,80
C %	2,41	0,86
S.O. %	4,15	1,49

TRIVELLATA N° 23

Classificazione:  
Localizzazione: S. Paolo  
Fisiografia: Piana  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 20 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); franco limoso;  
scheletro assente; moderatamente calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee  
poche fini; screziature (5YR 5/8) comuni piccole.

Secondo orizzonte da 20 a 100 cm; umido, tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3); franco  
sabbioso; scheletro assente; moderatamente calcareo; moderatamente alcalino;  
radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-20	20-100
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	2,60	1,80
sabbia fine	6,20	3,60
sabbia molto fine	14,90	56,80
<b>sabbia totale</b>	<b>23,80</b>	<b>62,20</b>
limo grosso	14,70	9,50
limo fine	43,30	15,70
<b>limo totale</b>	<b>58,00</b>	<b>25,30</b>
<b>argilla</b>	<b>18,30</b>	<b>12,50</b>
pH (H <sub>2</sub> O)	7,62	7,98
pH (KCl)	7,09	7,20
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	5,80	6,80
C %	1,77	1,15
S.O. %	3,05	1,98

TRIVELLATA N° 24

Classificazione:  
Localizzazione: Stazione Cantalupo  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali (fluviolacustri)  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 20 cm; umido, tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3); franco, scheletro comune, medio; molto calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee poche fini.

Secondo orizzonte da 20 a 120 cm; umido, tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3); franco scheletro assente; estremamente calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-20	20-120
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	18,00	24,00
sabbia fine	6,80	7,10
sabbia molto fine	8,10	8,50
sabbia totale	32,80	39,70
limo grosso	9,80	9,80
limo fine	33,40	28,60
limo totale	43,20	38,40
argilla	23,90	22,00
pH (H2O)	7,85	8,42
pH (KCl)	7,23	7,38
CaCO3 totale (%)	16,50	52,40
C %	1,71	0,36
S.O. %	2,95	0,62

TRIVELLATA N° 25

Classificazione:  
Localizzazione: Capo Rio  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali (fluviolacustri)  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 20 cm; umido, bruno scuro (10YR 3/3); franco sabbioso; scheletro comune, minuto; non calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee poche fini.

Secondo orizzonte da 20 a 100 cm; umido, bruno giallastro scuro (10YR 3/4); franco limoso argilloso, scheletro assente; fortemente calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-20	20-100
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	4,00	8,10
sabbia fine	1,80	4,50
sabbia molto fine	54,80	7,00
sabbia totale	60,70	19,50
limo grosso	4,30	8,90
limo fine	16,10	34,40
limo totale	20,40	43,30
argilla	18,90	37,20
pH (H2O)	7,72	8,36
pH (KCl)	7,01	7,21
CaCO3 totale (%)	0,33	35,90
C %	1,43	0,75
S.O. %	2,47	1,30

TRIVELLATA N° 26

Classificazione:  
Localizzazione: 200 m sorgenti Rio  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali (fluviolacustri grossolani)  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 35 cm; umido, bruno scuro (10YR 3/3); franco limoso; scheletro comune, minuto; fortemente calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee poche fini.

Secondo orizzonte da 35 a 100 cm; umido, tra bruno scuro e bruno giallastro scuro (tra 10YR 3/3 e 10YR 3/4); franco; scheletro comune, minuto; molto calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti screziature scarse, piccole; qualche frammento di residui carboniosi.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-35	35-100
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)	13,50	20,30
sabbia grossa+media		
sabbia fine	7,40	1,70
sabbia molto fine	11,60	11,30
<b>sabbia totale</b>	<b>32,50</b>	<b>33,30</b>
limo grosso	7,60	13,00
limo fine	54,00	32,60
<b>limo totale</b>	<b>61,70</b>	<b>45,60</b>
<b>argilla</b>	<b>5,80</b>	<b>21,10</b>
pH (H <sub>2</sub> O)	7,68	8,12
pH (KCl)	7,19	7,35
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	20,40	12,60
C %	2,17	0,67
S.O. %	3,75	1,16

TRIVELLATA N° 27

Classificazione:  
Localizzazione: Fragnette  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, bruno (10YR 5/3) franco limoso; scheletro assente fortemente calcareo; moderatamente alcalino; radici erbacee poche fini.

Secondo orizzonte da 30 a 70 cm; umido, bruno (10YR 4/2); franco argilloso; scheletro scarso; moderatamente calcareo; debolmente alcalino; qualche frammento di residui carboniosi.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-30	30-70
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	6,30	8,20
sabbia fine	7,20	8,80
sabbia molto fine	9,40	12,50
<b>sabbia totale</b>	<b>22,90</b>	<b>29,50</b>
limo grosso	11,90	12,60
limo fine	38,30	26,20
<b>limo totale</b>	<b>50,20</b>	<b>38,80</b>
<b>argilla</b>	<b>26,90</b>	<b>31,70</b>
pH (H <sub>2</sub> O)	7,98	7,88
pH (KCl)	7,20	7,17
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	21,30	9,70
C %	1,51	0,88
S.O. %	2,60	1,52



TRIVELLATA N° 28

Classificazione:  
Localizzazione: 200 m cimitero Boiano  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 120 cm; umido bruno scuro (10YR 3/3); franco; scheletro assente;  
scarsamente calcareo; moderatamente alcalino; radici erbacee poche, fini.

Secondo orizzonte da 120 a 140 cm; umido tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3); scheletro  
assente; non calcareo; debolmente alcalino; radici assenti; screziature  
(5YR 5/8) comuni piccole; noduli di Fe-Mn comuni.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-120	120-140
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	11,10	10,00
sabbia fine	16,30	15,80
sabbia molto fine	21,10	17,00
sabbia totale	48,40	42,90
limo grosso	10,80	8,70
limo fine	20,70	21,60
limo totale	31,50	30,30
argilla	20,10	26,80
pH (H <sub>2</sub> O)	7,92	7,66
pH (KCl)	7,17	6,82
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	1,00	0,00
C %	1,75	0,48
S.O. %	3,02	0,83

TRIVELLATA N° 29

Classificazione:  
Localizzazione: Cerasuoli  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: seminativo  
Roccia madre: sedimenti alluvionali (limi lacustri con rare ghiaie)  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 40 cm; umido,bruno grigiastro scuro (2,5Y 4/2); franco limoso argilloso;  
scheletro assente; moderatamente calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee  
scarse fini.

Secondo orizzonte da 40 a 115 cm; umido, bruno olivastro (2,5Y 4/4); franco limoso argilloso;  
scheletro assente; molto calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-40	40-115
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	1,60	0,70
sabbia fine	4,00	2,20
sabbia molto fine	13,20	6,60
sabbia totale	18,80	9,60
limo grosso	15,70	11,40
limo fine	35,00	42,00
limo totale	50,70	53,40
argilla	30,50	37,00
pH (H <sub>2</sub> O)	7,80	7,99
pH (KCl)	7,09	7,18
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	9,60	15,40
C %	1,74	1,09
S.O. %	2,99	1,89

TRIVELLATA N° 30

Classificazione:  
Localizzazione: Codacchio  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: seminativo  
Roccia madre: sedimenti alluvionali (limi lacustri con rare ghiaie)  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 40 cm; umido, tra bruno grigiastro molto scuro a bruno scuro (10YR 3/2-3/3); franco argilloso; scheletro assente; scarsamente calcareo; debolmente alcalino; radici scarse fini.

Secondo orizzonte da 40 a 100 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); argilloso limoso; scheletro sca scarsamente calcareo; debolmente alcalino; radici assenti; screziature (10YR 5/6) comuni piccole.

Terzo orizzonte da 100 a 135 cm; umido, bruno grigiastro (2,5 Y 5/2); argilloso limoso; scheletro assente; n debolmente alcalino; radici assenti; screziature (10YR 5/6) abbondanti piccole; profondità della falda 115 cm.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte	Terzo orizzonte
Profondità (cm)	0-40	40-100	100-135
DATI ANALITICI			
Tessitura (%)			
sabbia grossa+media	2,90	4,40	6,90
sabbia fine	4,80	4,60	4,20
sabbia molto fine	8,60	5,20	5,60
sabbia totale	16,30	14,20	16,80
limo grosso	12,60	8,20	5,10
limo fine	33,60	32,10	34,60
limo totale	46,20	40,30	39,70
argilla	37,50	45,50	43,60
pH (H2O)	7,64	7,82	7,72
pH (KCl)	6,90	6,91	6,77
CaCO3 totale (%)	1,00	1,00	0,00
C %	2,03	0,66	0,40
S.O. %	3,50	1,14	0,69

TRIVELLATA N° 31

Classificazione:  
Localizzazione: La Greca  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: seminativo  
Roccia madre: sedimenti alluvionali (limi lacustri con ghiaie)  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 35 cm; umido, bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2); franco argillo non calcareo; neutro; radici erbacee scarse, fini.

Secondo orizzonte da 35 a 110 cm; umido, bruno scuro (10YR 3/3); franco argilloso; scheletro neutro; radici assenti; screziature (7,5 YR 5/8) scarse piccole.

Terzo orizzonte da 110 a 120 cm; umido, tra bruno e bruno scuro (10YR4/3); franco argilloso minuto e medio; molto calcareo; debolmente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte	Terzo orizzonte
Profondità (cm)	0-35	35-110	110-120
DATI ANALITICI			
Tessitura (%)			
sabbia grossa+media	8,50	7,80	9,10
sabbia fine	13,50	13,40	9,60
sabbia molto fine	17,10	16,10	11,70
sabbia totale	39,20	37,30	30,40
limo grosso	10,80	8,40	8,50
limo fine	22,60	20,90	25,20
limo totale	33,40	29,30	33,70
argilla	27,40	33,40	35,90
pH (H2O)	7,23	7,32	7,71
pH (KCl)	6,32	6,18	7,04
CaCO3 totale (%)	0,00	0,00	10,60
C %	1,79	0,58	0,83
S.O. %	3,09	1,01	1,43

TRIVELLATA N° 34		
Classificazione:		
Localizzazione: Bivio per Cantalupo		
Fisiografia: raccordo versantefish-piana alluvionale		
Quota		
Drenaggio:		
Pietrosità: assente		
Uso del Suolo: prato		
Roccia madre: flish e/o colluvi		
Precip. Media annua: 1528 mm		
Temp. Media annua: 12,5 °C		
Reg. di umidità del suolo: periumido		
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico		
Primo orizzonte da 0 a 20 cm; umido, bruno oliastro (2,5Y 4/4); franco argilloso; scheletro scarso minuto; debolmente calcareo; debolmente alcalino; screziature (10YR 6/6) comuni piccole; noduli di Mg pochi estremamente piccoli.		
Secondo orizzonte da 20 a 85 cm; umido, tra bruno olivastro e bruno olivastro chiaro (2,5Y 4/4-5/4); franco argilloso; scheletro scarso minuto; scarsamente calcareo; debolmente alcalino; screziature (10YR 6/6) comuni piccole; noduli di Mn comuni estremamente piccoli.		
Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-20	20-85
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	7,90	14,10
sabbia fine	13,30	9,00
sabbia molto fine	15,30	11,90
<b>sabbia totale</b>	<b>36,50</b>	<b>35,00</b>
limo grosso	9,90	11,40
limo fine	25,80	25,80
<b>limo totale</b>	<b>35,60</b>	<b>37,20</b>
<b>argilla</b>	<b>27,80</b>	<b>27,80</b>
pH (H2O)	7,73	7,88
pH (KCl)	7,14	7,11
CaCO3 totale (%)	4,80	1,90
C %	1,50	1,14
S.O. %	2,59	1,97

TRIVELLATA N° 33		
Classificazione:		
Localizzazione: Quota 520		
Fisiografia: piana alluvionale		
Quota		
Drenaggio:		
Pietrosità: assente		
Uso del Suolo: seminativo (mais)		
Roccia madre: sedimenti alluvionale (limi lacustri senza apporti ghiaiosi in superf.)		
Precip. Media annua: 1528 mm		
Temp. Media annua: 12,5 °C		
Reg. di umidità del suolo: periumido		
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico		
Primo orizzonte da 0 a 20 cm; umido, tra bruno grigiastro scuro e bruno olivastro (2,5Y 4/2-4/4); limoso; scheletro assente; fortemente calcareo; debolmente alcalino; radici erbacee scarse fini.		
Secondo orizzonte da 20 a 85 cm; umido, bruno olivastro (2,5Y 4/4); franco limoso; scheletro assente; fortemente calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti.		
Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-20	20-85
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	1,20	1,30
sabbia fine	1,90	2,30
sabbia molto fine	6,60	6,40
<b>sabbia totale</b>	<b>9,70</b>	<b>10,00</b>
limo grosso	13,20	13,20
limo fine	70,10	41,30
<b>limo totale</b>	<b>83,30</b>	<b>54,50</b>
<b>argilla</b>	<b>6,90</b>	<b>35,50</b>
pH (H2O)	7,77	7,98
pH (KCl)	7,16	7,25
CaCO3 totale (%)	24,10	25,10
C %	0,99	1,71
S.O. %	1,71	2,95

TRIVELLATA N° 37

Classificazione:  
Localizzazione: Colle Pignataro  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato artificiale (erba medica)  
Roccia madre: sedimenti alluvionali  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: periumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, bruno grigiastro scuro (10YR 4/2); scarsamente calcareo; debolmente alcalino; radici scarse fini.

Secondo orizzonte da 30 65 cm; umido, tra bruno olivastro e bruno olivastro moderatamente calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti; scarsi di Fe e Mg estremamente piccoli.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte
Profondità (cm)	0-30	30-65
DATI ANALITICI		
Tessitura (%)		
sabbia grossa+media	5,20	6,90
sabbia fine	6,00	5,70
sabbia molto fine	8,20	8,70
<b>sabbia totale</b>	<b>19,40</b>	<b>21,40</b>
limo grosso	24,20	12,20
limo fine	29,30	31,10
<b>limo totale</b>	<b>53,50</b>	<b>43,30</b>
<b>argilla</b>	<b>27,10</b>	<b>35,30</b>
pH (H <sub>2</sub> O)	7,52	7,91
pH (KCl)	6,98	7,10
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	1,00	5,80
C %	3,29	1,01
S.O. %	5,67	1,74

TRIVELLATA N° 38

Classificazione:  
Localizzazione: Pruscello  
Fisiografia: piana alluvionale  
Quota  
Drenaggio:  
Pietrosità: assente  
Uso del Suolo: prato  
Roccia madre: sedimenti alluvionali  
Precip. Media annua: 1528 mm  
Temp. Media annua: 12,5 °C  
Reg. di umidità del suolo: pertumido  
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico

Primo orizzonte da 0 a 40 cm; umido, bruno grigiastro scuro (2,5Y 4/2); frnaco limoso; si calcareo; moderatamnnte alcalino; radici erbacee poche fini.

Secondo orizzonte da 40 a 115 cm; umido, bruno olivastro (2,5Y 4/4); franco limoso; scl moderatamente alcalino; radici assenti.

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte	R
Profondità (cm)	0-40	40-115	115....
DATI ANALITICI			
Tessitura (%)			
sabbia grossa+media	5,80	2,00	
sabbia fine	7,60	4,60	
sabbia molto fine	15,30	12,00	
<b>sabbia totale</b>	<b>28,60</b>	<b>18,90</b>	
limo grosso	16,10	16,80	
limo fine	31,50	39,20	
<b>limo totale</b>	<b>47,70</b>	<b>56,00</b>	
<b>argilla</b>	<b>23,70</b>	<b>25,40</b>	
pH (H <sub>2</sub> O)	7,94	8,05	
pH (KCl)	7,26	7,31	
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	17,40	19,30	
C %	1,02	0,77	
S.O. %	1,76	1,34	

TRIVELLATA N° 39				
Classificazione:				
Localizzazione: Massari				
Fisiografia: piana alluvionale				
Quota				
Drenaggio:				
Pietrosità: assente				
Uso del Suolo: seminativo				
Roccia madre: sedimenti alluvionali				
Precip. Media annua: 1528 mm				
Temp. Media annua: 12,5 °C				
Reg. di umidità del suolo: periumido				
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico				
Primo orizzonte da 0 a 35 cm; umido, tra bruno olivastro e bruno olivastro chiaro (2,5Y 4/4); scheletro assente; debolmente calcareo;debolmente alcalino; radici erbacee scarse fini.				
Secondo orizzonte da 35 a 90 cm; umido, bruno olivastro chiaro (2,5Y 5/4); argilloso limoso debolmente calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti.				
Terzo orizzonte da 90 a 120 cm; umido, bruno olivastro chiaro (2,5Y 5/4); franco limoso arg assente; molto calcareo; moderatamente alcalino; radici assenti; sereziature (10YR 6/6) s piccole				

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte	Terzo orizzonte
Profondità (cm)	0-35	35-90	90-120
DATI ANALITICI			
Tessitura (%)			
sabbia grossa+media	4,50	3,10	0,2
sabbia fine	6,40	4,00	0,9
sabbia molto fine	14,70	10,30	12,7
sabbia totale	25,60	17,30	13,8
limo grosso	12,40	12,80	19,2
limo fine	26,10	29,10	34,8
limo totale	38,40	41,90	54
argilla	35,90	40,70	32,1
pH (H2O)	7,72	7,90	8,06
pH (KCl)	7,07	7,09	7,23
CaCO3 totale (%)	1,90	2,90	13,5
C %	1,38	0,95	0,62
S.O. %	2,38	1,64	1,07

TRIVELLATA N° 41				
Classificazione:				
Localizzazione: Centrale Enel				
Fisiografia: piana alluvionale				
Quota				
Drenaggio:				
Pietrosità: assente				
Uso del Suolo: prato				
Roccia madre: sedimenti alluvionali				
Precip. Media annua: 1528 mm				
Temp. Media annua: 12,5 °C				
Reg. di umidità del suolo: periumido				
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico				
Primo orizzonte da 0 a 15 cm; umido, bruno grigiastro scuro (2,5Y 4/2); franco; scheletro assente; scarsamente calcareo; neutro; radici erbacee scarse fini.				
Secondo orizzonte da 15 a 50 cm; umido, bruno olivastro (2,5Y 4/4); franco; scheletro assente; non calcareo; debolmente acido; radici assenti.				
Terzo orizzonte da 50 a 120 cm; umido, olivastro pallido (5Y 6/3); franco; scheletro scarso minuto; debolmente alcalino; debolmente calcareo; radici assenti; sereziature (10YR 6/8) comuni piccole.				

Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte	Terzo orizzonte
Profondità (cm)	0-15	15-50	50-120
DATI ANALITICI			
Tessitura (%)			
sabbia grossa+media	5,30	5,20	5,90
sabbia fine	6,60	6,30	7,90
sabbia molto fine	10,60	10,60	12,00
sabbia totale	22,40	22,00	25,80
limo grosso	10,20	10,70	9,70
limo fine	24,00	24,50	25,80
limo totale	34,20	35,20	35,40
argilla	43,30	42,80	38,70
pH (H2O)	6,82	6,44	7,66
pH (KCl)	6,32	5,38	6,92
CaCO3 totale (%)	0,01	0,00	4,80
C %	2,58	0,79	0,30
S.O. %	4,44	1,37	0,52

TRIVELLATA N° 42				
Classificazione:				
Localizzazione: Masseria Ceconi				
Fisiografia: piana alluvionale				
Quota				
Drenaggio:				
Pietrosità: assente				
Uso del Suolo: seminativo (grano)				
Roccia madre: sedimenti alluvionali				
Precip. Media annua: 1528 mm				
Temp. Media annua: 12,5 °C				
Reg. di umidità del suolo: pertumido				
Reg. di temperatura del suolo: secondo mesotermico				
<p>Primo orizzonte da 0 a 30 cm; umido, bruno scuro (10YR 3/3); franco; scheletro assente; non calcareo; debolmente acido; radici erbacee scarse fini.</p> <p>Secondo orizzonte da 30 a 55 cm; umido, bruno scuro (10YR 3/3); franco argilloso; scheletro scarso minuto; non calcareo; debolmente acido; radici assenti.</p> <p>Terzo orizzonte da 55 a 110 cm; umido, tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3); franco argilloso; scheletro scarso minuto; non calcareo; debolmente alcalino; radici assenti; screziature (10YR 6/8) comuni piccole.</p>				
Orizzonte	Primo orizzonte	Secondo orizzonte	Terzo orizzonte	
Profondità (cm)	0-30	30-55	55-110	
DATI ANALITICI				
Tessitura (%)				
sabbia grossa+media	13,40	11,20	4,10	
sabbia fine	9,00	8,90	6,70	
sabbia molto fine	12,30	8,50	14,60	
<b>sabbia totale</b>	<b>34,80</b>	<b>28,50</b>	<b>25,30</b>	
limo grosso	13,00	12,20	12,20	
limo fine	27,00	28,50	23,30	
<b>limo totale</b>	<b>40,00</b>	<b>40,70</b>	<b>35,50</b>	
<b>argilla</b>	<b>25,30</b>	<b>30,80</b>	<b>39,20</b>	
pH (H <sub>2</sub> O)	6,52	6,40	6,23	
pH (KCl)	5,51	5,20	4,98	
CaCO <sub>3</sub> totale (%)	0,00	0,00	0,00	
C %	1,54	1,32	0,42	
S.O. %	2,65	2,28	0,73	

## Bibliografia

- Alessio G., Godano C., Gorini A. & Ricciardi G.P., 1987: *Studio della sequenza sismica del gennaio 1986 presso Isernia*. Mem. Soc. Geol. It., v. **37**, Roma.
- Amato A., 1998: *Evoluzione geodinamica della regione italiana: il contributo degli studi sismologici*. CNR-GNGTS, **17°** Convegno Nazionale, Roma 10-12 Novembre 1998, 5-6 (riassunto esteso).
- Amato A., Cinque A. & Santangelo N., 1995: *Il controllo della struttura e della tettonica plio-quadernaria sull'evoluzione del reticolo idrografico dell'Appennino meridionale*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale **1995/2**, 23-30.
- Amore O., Ciampo G., Ruggiero E., Santo A. & Sgroso I., 1988: *La successione miocenica del Matese Nord-Occidentale: nuovi dati biostratigrafici e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 311-319.
- Antonioli F. & Ferranti L., 1996: *Evidenze geomorfologiche sommerse nelle aree costiere italiane di uno stazionamento del livello del mare ubicato a circa -20 metri e attribuito allo stadio 3*. Il Quaternario, **9**(1), 205-208.
- Antonioli F. & Silenzi S., 1998: *Rassegna dello stato dell'arte sulle ricerche delle variazioni del livello del mare relative all'ultimo semiciclo glaciale e sul concetto di stabilità tettonica*. Il Quaternario **11**(1) 5-18.
- Aprile F., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Ortolani F., Pescatore T., Sgroso I. & Torre M., 1980: *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento) e 209 (Vallo della Lucania)*. In Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n°**356** del PFG, Sottoprogetto Neotettonica, CNR, 249-260.
- Archivio di Stato di Napoli, 1805: *Fondo Ministero delle finanze*, n. 2478-79.
- Ascione A. & Cinque A., 1995: *L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino Campano: il contributo dell'analisi geomorfologica*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale 1995/2, 41-52.
- Ascione A. & Cinque A., 1997: *Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico*. Il Quaternario, **10**(2), 285-292.
- Ascione A., Caiazza C., Cinque A., Gargano D., Romano P., Santangelo N. & Vitti C., 1998: *Segnalazione di tettonica Tardo Quaternaria in alcune aree della Campania e del Molise: risultati preliminari nell'ambito del P.E. 97 – GNDT*. Abstract **79°** Convegno Società Geologica Italiana “La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi”, Palermo 21-23 settembre 1998, 96-97.
- Baratta M., 1901: *I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica*. Torino.

- Barazzuoli P., Pizzuto D., Rigati R. & Salleolini M., 1994: *Valutazione delle risorse idriche dell'alto bacino del F. Biferno (Molise): un esempio di utilizzo del deflusso su basi fisiografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 709-728.
- Basili A., Favali P., Scalera G. & Smriglio G., 1988: *La pericolosità sismica dell'area Irpinia-Sannio-Matese*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1095-1103.
- Behrmann R.B., 1936: *Die Faltenbogen Des Appennins und ihre palaogeographische Entwicklung*. Abh. Ges. Wiss. Gottingen, math. Phis., KI, s. **3**, N. 16, pp. 125.
- Behrmann R.B., 1958: *Die Geotektonische Entwicklung Des Appennin-Systems*. Geotektonische Forschungen, heft **12**, pp. 99.
- Bell J. & Katzker T., 1987: *Surficial geology, hydrology and Late Quaternary tectonics of the IXL Canyon area, Nevada as related to the 1954 Dixie Valley earthquake*. NBMG, Bulletin 102, 52 p.
- Beneo E., 1949: *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare*. Boll. Soc. Geol. It., **68**, pp. 80.
- Billaux P., 1978: *Estimation du regime hydriques des sols au moyen des données climatiques. La methode graphique: son utilisation dans le cadre de la Taxonomie américaine des sols*. Cah. ORTSOM, Serv. Pédol., **16** (3), 317-338.
- Birkeland P.W., 1984: *Soils and geomorphology*. Oxford University Press, pp. 372.
- Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., De Capoa P., Miconnet P & Perrone V., 1988: *Il complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem Soc. Geol. It., **41**, 17-35.
- Boni C.F., Bono P. & Capelli G., 1986: *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 991-1012.
- Bosi C., Caiazza C., Cinque A. & Messina P., 1996: *Le superfici relitte della regione fucense (Appennino Centrale) ed il loro possibile significato nella ricostruzione della evoluzione geologica*. Il Quaternario **9**(1), 381-386.
- Brancaccio L. & Cinque A., 1988: *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino Campano-Lucano*. Mem Soc. Geol. It., **41**, 83-86.
- Brancaccio L., Cinque A., Di Crescenzo G., Santangelo N. & Scarciglia F., 1997: *Alcune osservazioni sulla tettonica quaternaria nell'alta valle del F. Volturno (Molise)*. Il Quaternario, **10**(2), 321-328.
- Brancaccio L., Sgroso I., Cinque A., Orsi G., Pece R. & Rolandi G., 1979: *Lembi residui di sedimenti lacustri pleistocenici sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **88**, 275-286.



- Branno A., Esposito E., Luongo G., Marturano A., Porfido S. & Rinaldis V., 1986: *The largest earthquakes of the Apennines, Southern Italy*. IAEG Engineering Geology Problems in Seismic Areas, Bari.
- Bravi S., 1988: *Contributo allo studio del giacimento ad Ittioliti di Pietraroia (Benevento). I. Pleurophoils decastroi N.SP. (Pisces, Actinopterygii, Pholidophoriformes)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 575-586.
- Bullard T.F., and Lettis, W.R., 1993: Quaternary fold deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles basin, California; J. of Geophysical Research, v. 98, n. B5, p.8349-8369.*
- Cacciamali G.B., 1924: *Carreggiamenti nell'Appennino Abruzzese-Campano*. Boll. Soc. Geol. It., **43**, 128-138.
- Calderoni G., Carrara C., Ferreli L., Follieri M., Gliozzi E., Magri D., Narcisi B., Parotto M., Sadori L. & Serva L., 1995: *Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and chronological interpretations of a late Quaternary sediment core from Piana di Rieti (central Apennines, Italy)*. Giornale di Geologia, ser. 3a, vol. **56/2** (1994), 43-72, Bologna.
- Camassi R. & Stucchi M., 1997: *NT4.1: un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*, 93pp, Milano.
- Campanella M., 1997: *Boiano: tra storia e cultura popolare*. Tipolito Matese Ed., pp.340.
- Capasso S., 1992: *La speleologia, una risorsa da valorizzare per lo sviluppo del comune di Campochiaro (CB)*. Atti del Convegno "Il Matese: nuove prospettive di sviluppo culturale ed economico", Campochiaro, 149-199.
- Capini S., 1980: "La necropoli di Campochiaro", "La necropoli di Pozzilli", "Il santuario di Ercole a Campochiaro". In "Sannio. Pentri e Frentani dal VI al I sec. a.C.", Roma, 107-128; 197-229.
- Capozzi G., 1834: *Memoria sul tremuoto avvenuto nel Contado di Molise nella sera del 26 luglio dell'anno 1805*. Benevento.
- Caskey S.J., Wesnousky S.G., Zhang P., Slemmons D.B., 1996: *Surface faulting of the 1954 Fairview Peak (Ms=7.2) and Dixie Valley (Ms=6.8) earthquakes, Central Nevada*. Seismological Society of America Bulletin, 761-787.
- Cassetti M., 1893: *Appunti geologici sul Matese*. Boll. Com. Geol. d'It., **24**, 329-342.
- Cassetti M., 1894: *Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Volturno nell'anno 1893*. Boll. Com. Geol. d'It., **25**, 258-274.
- Cassetti M., 1895: *Osservazioni geologiche eseguite l'anno 1894 in alcune parti dell'Appennino meridionale*. Boll. Com. Geol. d'It., **26**, 329-345.

- Cassetti M., 1898: *Rilevamento geologico nell'Abruzzo Aquilano ed in Terra di Lavoro eseguito nel 1897*. Boll. Com. Geol. d'It., **29**, 122-138.
- Castiglioni G.B., Girardi A., Sauro U. & Tessari F., 1979: *Grèzes litées e falde detritiche di origine crionivale*. Geogr. Fis. Din. Quat., **2**, 64-82.
- Catenacci E., De Castro P. & Sgroso I., 1963: *Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese*. Mem. Soc. Geol.It., **4**, 837-856.
- Ceglia V., 1988: *Lo scavo della necropoli di Vicenne*. In "La necropoli di Vicenne nella piana di Boiano", Atti del Convegno, Conoscenze **4**, 31-48.
- Celico P., De Gennaro M., Ghiara M.R., Russo D. & Stanzione D., 1984: *Relazione tra idrodinamica e composizione chimica e isotopica delle acque di alcuni massicci carbonatici del Molise*. Periodico di Mineralogia, **53**, Roma.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E. & Turco E., 1997: *Active tectonics in the Central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy*. Tectonophysics, **272**, 43-68.
- Centamore E., Chiocchini U. & Moretti A., 1971: *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (prov. di Potenza)*. Studi Geologici Camerti, **1**.
- Cestari G., Malferrari N., Manfredini M. & Zattini N., 1975: *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. F. 162 "Campobasso"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 78pp.
- Chiarabba C. Selvaggi G., Montone P. & Cocco M., 1997: *Il terremoto del 19.3.1997 nel Sannio-Matese: implicazioni sismotettoniche*. Atti del **16°** Convegno CNR-GNGTS, 79, Roma
- Ciampo G., Sgroso I. & Ruggiero Taddei E., 1983 - *Età e modalità della messa in posto del massiccio del Matese nel bacino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 573-580.
- Ciampo G., Sgroso I. & Ruggiero Taddei E., 1987: *L'inizio della sedimentazione terrigena nel Matese, nei monti del Casertano e nei monti di Suio*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 323-330.
- Cianfarani V., 1951: *Sepino. Teatro: campagna di scavo 1950*. Notizie degli Scavi di Antichità 1951, 88-106.
- Cilento N., 1971: *Italia meridionale Longobarda*. Napoli.
- Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M., 1993: *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., vol. **36** (2), 249-260.

- Cinti F.R., D'Addezio G., Pantosti D. & Hamilton J., 1992: *Ricostruzione topografica di dettaglio della scarpata di faglia del piano di Pezza, Abruzzo*. Studi Geologici Camerti, **1992/1**, 115-122.
- Civita M., 1969: *Valutazione analitica delle riserve in acque sotterranee alimentanti alcune tra le principali sorgenti del massiccio del Matese (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Natur. in Napoli, **78**, suppl., 133-163.
- Cocco E., 1971: *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 – foglio 209 Vallo della Lucania*. Foglio rilevato da G. Bonardi, E. Cocco, A. Ietto, P. Scandone, e I. Sgroso. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Coltorti M. & Cremaschi M., 1981: *Depositi quaternari e movimenti neotettonici nella conca di Isernia*. In: Contributi conclusivi alla Carta Neotettonica d'Italia. CNR, P.F. Geodinamica, **506**, 173-198.
- Coltorti M., Cremaschi M., Delitala M.C., Esu D., Fornaseri M., Mc Pherron A., Nicoletti M., van Otterloo R., Peretto C., Sala B., Schmidt V. & Sevink J., 1981: *Isernia la Pineta: Lower Paleolithic with fauna before 0.7 My in the Upper Volturno Basin, Central Italy: First Report*. X Congresso UISPP, commissione VI, Messico 1981, 58-63.
- Console R., Di Giovambattista R., Favali P., Mattiotti G. & Smriglio G., 1989: *Sismicità recente e tettonica dell'area Val Comino – Matese*. Atti dell'8° Convegno CNR – GNGTS, 3-7, Roma.
- Corrado S., Di Bucci D., Leschiutta I., Naso G. & Trigari A., 1997: *La tettonica quaternaria della piana di Isernia nell'evoluzione strutturale del settore molisano*. Il Quaternario, **10** (2), 611-616.
- Corrado S., Di Bucci D., Naso G. & Damiani A.V., 1998: *Rapporti tra le grandi strutture stratigrafico-strutturali dell'Alto Molise (Appennino Centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 761-776.
- Cotecchia V., Salvemini A., Simeone V. & Tafuni N., 1993: *Comportamento geotecnico delle unità sicilidi ed irpine affioranti nelle alte valli dei fiumi Sele ed Ofanto ad elevato rischio sismotettonico*. Geol. Appl. e Idrog., **28**, 1-47.
- Cox R.T., 1994: *Analysis of drainage basin as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonism: an example from the Mississippi Embayment*. Geological Society of American Bulletin, 106, pp.571-581.
- Crescenti U. & Vighi L., 1970: *Risultati delle ricerche eseguite sulle formazioni bauxitiche cretatiche del casertano e del Matese, in Campania*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 401-434.
- Cubellis E., Ereditato D., Ferri M., Luongo G., Murino P., Obrizzo F. & Vetrella S., 1995: *Geodinamica dell'Italia meridionale e implicazioni nella tettonica del Matese*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1995/2, 167-181, Camerino.

- Cucci L., D'Addezio G., Valensise G. & Burrato P.F., 1996: *Investigating seismogenic faults in Central and Southern Apennines (Italy): modeling of fault-related landscape features*. Ann. Geofisica, vol. **39**, n°3, 603-617.
- 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.
- D'Argenio B., 1988: *L'Appennino Campano-Lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 3-15.
- D'Argenio B., Ferreri V. & Ruberti D., 1988: *Cicli, ciclotemi e tempestiti nei depositi carbonatici aptiani del Matese (Appennino Campano)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 761-773.
- De Benedittis G., 1991: *Bovianum*. In: Capini S. & Di Niro A. (Edts.): "Samnium: archeologia del Molise", 233-239.
- De Blasio A., 1908: *Capanna sepolcro dell'epoca neolitica scoperta nel bosco di Sepino, territorio di Campobasso*. Rivista d'Italia 1908.
- De Corso S., Scrocca D. & Tozzi M., 1998: *Geologia dell'anticlinale del Matese e implicazioni per la tettonica dell'Appennino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 419-441.
- De Lorenzo G., 1937: *Geologia dell'Italia meridionale*. Ed. Politecnica, Napoli.
- Demangeot J., 1965: *Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. Memoires et documents, Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, 403 pp.
- De Pari P.F., 1994: *Aspetti della sismicità storica del Molise fino al 1899*. Almanacco del Molise 1993/1994, 137-151.
- de Polo C., Rigby J.G., Johnson G.L., Jacobson S.L., Anderson J.G. & Wythes T.J., 1996: *Planning Scenario for a Major Earthquake in Western Nevada*. Nevada Bureau of Mines and Geology, Spec. Pubbl. **20**, University of Nevada, Reno, USA.
- Di Bucci D., Corrado S., Naso G., Parotto M. & Praturlon A., 1999: *Evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dell'area molisana*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 13-30.
- Di Gennaro A., Leone A.P. & Terribile F., 1991: *I suoli delle aree campione*. In: "Indagine sulle caratteristiche climatiche e pedoclimatiche delle aree a pascolo della regione Molise", A.P.A., Regione Molise, Rapporto Tecnico Finale, 25-83.
- Doglioni C., 1998: *La subduzione appenninica: vincoli geologici e cinematici*. CNR-GNGTS, **17°** Convegno Nazionale, Roma 10-12 Novembre 1998, 6-7 (riassunto esteso).
- Dramis F., 1992: *Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1992/1**, 9-15.

- Emiliani C. & Shackleton N.J., 1974: *The Brunhes Epoch: isotopic paleotemperatures and geochronology*. Science, **183**, 511-514.
- Esposito E., Gargiulo A., Iaccarino G. & Porfido S., 1998: *Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980*. Atti del Convegno Internazionale "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica". Alba, 5-7 Novembre 1996, 409-429.
- Esposito E., Luongo G., Marturano A. & Porfido S., 1987: *Il terremoto di S. Anna del 26 luglio 1805*. Mem. Soc. Geol. It., **37**, 171-191.
- Esposito E., Laurelli L. & Porfido S., 1995: *Damage pattern in historical centres: Isernia, an example in Southern Italy*. Ann. Geofisica, **38** (5-6), 663-677.
- Federici P., Di Maro R., Marchetti A. & Cocco M., 1992: *Analisi della sismicità dell'area Sannio-Matese negli anni 1991-1992*. Atti dell'11° Convegno CNR – GNGTS, 389-404, Roma
- Ferranti L., 1994: *Le strutture del bordo meridionale del massiccio del Matese (Appennino meridionale): elementi di tettonica compressiva e distensiva*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 157-171.
- Ferrari G.A. & Magaldi D., 1983: *Significato ed applicazioni della paleopedologia nella stratigrafia del Quaternario*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, **10**, 315-340.
- Follieri M., Magri D. & Sadori L., 1989: *Pollen stratigraphical synthesis from Valle di Castiglione (Roma)*. Quat. Intern., **3/4** 81-84.
- Freccia M., 1554: *De subfeudis baronum et investituris feudorum*, Napoli.
- Frezzotti M. & Giraudi C., 1992: *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino, Abruzzo)*. Il Quaternario, **5**, 33-50.
- Frezzotti M. & Narcisi B., 1996: *Late Quaternary tephra-derived paleosols in Central Italy's carbonate apennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications*. Quat. Intern., 34-36, pp. 147-153.
- Galli P. & Meloni F., 1993: *Nuovo catalogo nazionale dei processi di liquefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia*. Il Quaternario, **6**(2), 271-292.
- GEMINA., 1963: *Il bacino del Tammaro*. In: Ligniti e torbe dell'Italia continentale. Ed. a cura della GEMINA-Geomineraria nazionale, Torino, 123-125.
- Giraudi C., 1989: *Lake level and climate for the last 30,000 years in the Fucino area (Abruzzo-Central Italy): a review*. Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology **70**, 249-260.

- Giraudi C., 1996: *L'impronta del "Younger Dryas" e degli "Heinrich events" nell'evoluzione climatica e ambientale dell'Italia Centrale*. Il Quaternario, **9**(2), 533-540.
- Giraudi & Frezzotti, 1997: *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennine, Italy*. Quaternary Research, **48**(3), 280-290.
- Giraudi & Narcisi, 1994: *Ricerche paleoclimatiche in ambiente lacustre*. ENEA, Rapporto Interno, RT/AMB/**94/31**.
- Govi M., Serva L., & Turritto O., 1990: *La conoscenza delle piene storiche nelle valutazioni di sicurezza e di protezione del territorio*. Sicurezza e Protezione, **8**, n. 23-24, 1-13.
- Grzybowski J., 1921: *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40**, 85-97.
- Guidoboni E. (Edt.), 1989: *I terremoti prima del 1000 in Italia e nell'area mediterranea*. ING SGA, Bologna.
- Hack J.T., 1973, *Stream profile analysis and stream-gradient index*. US Geol. Surv. J. Res., 1, p. 421-429.
- Hyppolite C., 1992: *Tectonique de l'Apennin m ridional: Structures et pal ocontraintes d'un prisme d'accr tion continental*. These de doctorat de l'Universit  Paris 6 "Pierre et Marie Curie", pp. 226.
- Iannaccone G., Romeo R., Tranfaglia G., Errico L., Lentini E., Bernard P., Deschamps A., Patau G., 1991: *Analisi della sequenza sismica di Benevento (Aprile-Maggio 1990)*. Atti del 9° Convegno CNR – GNGTS, 189-197, Roma.
- Ietto A., 1971: *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese occidentale (Appennino meridionale)*. Suppl. Boll. Mem. Soc. Natur., Napoli, **78**, 440-471.
- Iorio M. & Nardi G., 1988: *Studi paleomagnetici sul mesozoico del Matese Occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1253-1261.
- Keller E.A., & Pinter N., 1996: *Active tectonics - Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, NJ, 338 pp.
- Lazzari A., 1950: *Sulla tettonica del massiccio del Matese (Provincia di Benevento e Campobasso)*. Contr. Sc. Geol., 1, 112-114. Suppl. a "La Ric. Sc." CNR, Roma.
- Mainelli M., 1983: *Nuove Rudiste del Cretacico inferiore-medio di monte La Costa (S. Polo Matese, Campobasso)*. Boll. Soc. Paleont. It., **22**, n. 3, 189-208.
- Mainelli M., 1999: *Itinerari paleontologici nel Matese orientale*. Arti Grafiche La Regione, Campobasso, 186 pp.

- Manetti G., 1604: *De terraemotu libri tres*, Biblioteca Apostolica Vaticana, ff. 97r-143v.
- Mayer-Rosa D., Slejko D. & Zonno G., 1993: *Assessment of seismic hazard for the Sannio-Matese area, Southern Italy (project "TERESA")*. Ann. Geof., vol. XXXVI, n° 1, 199-209.
- Mc Rae S., 1991: *Pedologia pratica. Come studiare i suoli sul campo*. Zanichelli, pp. 278.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P. & Figliuolo B., 1988: *Il terremoto del 1456 e la sua interpretazione nel quadro sismotettonico dell'Appennino meridionale*. In B. Figliuolo: *Il terremoto del 1456*. Edizioni Studi Sotrici Meridionali, Nocera Inferiore (SA), vol. I.
- Merrits D. & Vincent K.R., 1989: *Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California*. Geological Society of America Bulletin, **101**, pp.1373-1388.
- Michetti A.M., 1995: *Paleosismologia e pericolosità sismica: stato delle conoscenze ed ipotesi di sviluppo*. Rendiconto n. 2 CNR-GNDT, Roma.
- Michetti A.M., Ferreli L., Serva L., & Vittori E., 1997: *Geological evidence for strong historical earthquakes in an "aseismic" region: the Pollino case (Southern Italy)*. J. Geodinamics, **24**, 1-4, 67-86.
- Milano G., Di Giovambattista R. & Alessio G., 1997: *La sequenza sismica del Sannio-Matese del Marzo 1997: primi risultati*. Atti del **16°** Convegno CNR-GNGTS, 81, Roma.
- Milano G., Di Giovambattista R., Alessio G. & Ventura G., 1998: *La sismicità del Sannio-Matese*. Atti del **17°** Convegno CNR-GNGTS, 115-117, Roma.
- Monaco C., Tortorici L. & Paltrinieri W., 1994: *Evidenza di un livello di scollamento alla base del sistema a thrust appenninico lungo il massiccio del Pollino (confine calabro-lucano)*. Riassunti **77°** Riunione Estiva – Congr. Naz. Soc. Geol. It., Bari, 79-81.
- Mostardini F. & Merlini S., 1986: *Appennino centro meridionale: Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 177-202.
- Naso G., 1998: *Assetto geometrico, cinematico e dinamico delle Unità molisane e relazioni con le strutture carbonatiche della Piattaforma appenninica e della Piattaforma apula*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Roma "La Sapienza", 186 pp.
- Naso G., Di Bucci D., Corrado S., Valensise G., 1998: *Il condizionamento dell'assetto geologico preesistente sullo sviluppo di strutture sismogenetiche: il case del Bacino di Boiano (Appennino centro-meridionale)*. CNR-GNGTS, **17°** Convegno Nazionale, Roma 10-12 Novembre 1998, 112-113 (riassunto esteso).

- Nesci O., Savelli D., & Veneri F., 1992: *Terrazzi vallivi e superfici di spianamento nella evoluzione del rilievo dell'Appennino meridionale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. (1992/1), 175-180.
- Oddone E., 1915: *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Sism. It., **19**, 71-215.
- Ogniben L., 1969: *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- Ogniben L., 1985: *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. Pubbl. ENEA, 357 pp.
- Ori G.G., 1988: *Facies e geometrie deposizionali dei sedimenti fluviali*. Giornale di Geologia, ser. 3., vol. **50**/1-2, 39-67.
- Orombelli G. & Ravazzi C., 1996: *The late glacial and early holocene: chronology and paleoclimate*. Il Quaternario, 1996, **9**(2), 439-444.
- Ortolani & Pagliuca, 1988: *Evoluzione morfostrutturale del margine orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata durante il Plio-Pleistocene e rapporti con la sismicità*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**, 223-234.
- Ortolani F. & Pagliuca S., 1991: *Osservazioni sull'evoluzione geomorfologica olocenica della piana costiera di Velia (Cilento, Campania) sulla base di nuovi rinvenimenti archeologici*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **14**, 163-169.
- Ortolani F. & Torre M., 1981: *Il monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **90**.
- Pantosti D., Schwartz D.P. & Valensise G., 1993: *Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in Southern Apennines, Italy*. J. Geophys. Res., **98**(B4), 6561-6577.
- Patacca E. & Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U., 1992: *The numidian-sand event in the Southern Apennines*. Mem. Scienze Geologiche, **43**, 297-337, Padova.
- Paterne M, Guichard F. & Labeyrie J., 1988: *Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology*. Journ. of Volcanology and Geoth. Res., **34**, 153-172.
- Penck A. & Bruckner E., 1909: *Die Alpen in Eiszeitalter*, Ed. Tauchniz, Leipzig, pp. 1200.
- Pepe G., 1806: *Ragguaglio istorico-fisico del tremuoto accaduto nel Regno di Napoli la sera del 26 luglio 1805*. Napoli.
- Pescatore T., 1964: *Rapporti tra depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **72**, 213-225.



- Piccardi L., 1998: *Cinematica attuale, comportamento sismico e sismologia storica della faglia di Monte Sant'Angelo (Gargano, Italia): la possibile rottura superficiale del "leggendario" terremoto del 493 d.C.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **12**, 155-166.
- Pieri M., 1966: *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia Centro-meridionale.* Geol. Rom., **5**, 407-424.
- Poli G.S., 1805: *Memoria sul tremuoto dè 26 luglio del corrente anno 1805.* Napoli.
- Postpischl D., Ed. 1985: *Atlas of isoseismal maps of italian earthquakes.* CNR-PFG, Quad. "La Ricerca Scientifica", **114**, 2A, Bologna.
- Raffy J., 1983: *Le versant tyrrénien de l'Apennin Central – étude géomorphologique.* These présentée devant l'Université de Paris – Sorbonne, 705 pp.
- Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F. & Pieri P., 1988: *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo.* Mem Soc. Geol. It., **41**, 57-82.
- Rosi & Sbrana, 1987: *Phlegrean Fields.* Quad. Ric. Scient., 114, CNR-PFG, vol. **9** pp. 175.
- Rovereto G., 1927: *Sur les carriages de l'Appennin central et meridional.* C.R. Somm. S.G.F., fasc. **9**, 100-112.
- Ruberti D., 1997: *Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles.* Sedimentary Geology, **113**, 81-110.
- Russo F. & Terribile F., 1995: *Osservazioni geomorfologiche, stratigrafiche e pedologiche sul Quaternario del bacino di Boiano (Campbasso).* Il Quaternario **8** (1), 239-254.
- Sacco F., 1910: *L'Appennino meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **29**, 287-368.
- Sacco F., 1912: *La geotettonica dell'Appennin meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **30**, 379-387.
- Sacco F., 1935: *Le direttrici tettoniche dell'Appennino. Nota I e II.* Rend. Acc. Lincei Cl. Fis. e Nat., **22**, 371-375 e 551-553.
- Salmoiraghi F., 1881: *Alcuni appunti geologici sull'Appennino fra Napoli e Foggia.* Boll. Com. Geol. d'It., **12**, 96-113; 203-235.
- Santacroce, 1987: *Somma-Vesuvius.* Quad. Ric. Scient., **114**, CNR-PFG, vol. **8** pp. 251
- Scandone P., 1967: *Studi sulla geologia lucana: le serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino Calcareo.* Boll. Soc. Nat. in Napoli, **76**, Napoli.
- Scandone P., Patacca E., Meletti C., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U., 1990. *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola*

- italiana*. Atti del Convegno Annuale del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, vol.1, p. 119-135.
- Scandone R., Bellucci F., Lirer L. & Rolandi G., 1991: *The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. Journ. Volcan. Geotherm. Res., **48**, 1-31.
- Scarsella F., & Manfredini M., 1955: *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del gruppo del Matese*. Boll. Serv. Geol. It., **76**, f. 2.
- Schiattarella, 1991: *Applicazione integrata di metodologie geologiche in Archeologia Ambientale: l'esempio del Progetto Eubea*. Geologia Tecnica e Ambientale, 2/91, 5-13.
- Schumm S.A., 1986: *Alluvial response to active tectonics*, in *Studies Geophysics: Active tectonics*, National Academy Press, Washington DC, 80-94.
- Scrocca D. & Tozzi M., 1999: *Tettogenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 255-286.
- Selli R., 1957: *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. di Geol., ser. 2, **26**, 1-54.
- Serva L., 1981: *Il terremoto del 1688 nel Sannio. Contributo alla caratterizzazione della sismicità del territorio italiano*, In: AA.VV., 1981: Contributo alla caratterizzazione della sismicità del territorio nazionale. Comm. ENEA-ENEL, Studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari, 209-249, Udine.
- Serva L., Blumetti A.M., & Michetti A.M., 1988: *Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 Gennaio 1915): tentativo di interpretazione dell'evoluzione tettonica recente di alcune strutture*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 893-907.
- Sgrosso I., 1964: *La serie stratigrafica di Serra delle Macchietelle in relazione ad alcune caratteristiche della tettonica del Matese*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **73**, 186-184.
- Sgrosso I., 1979: *Contatto stratigrafico tra le arenarie di Frosolone e i calcari mesozoici del Matese*. Rend. Soc. Geol. It., **1**, 19-20.
- Sgrosso I., 1986: *Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 203-219.
- Sgrosso I., 1988: *Le argille varicolori del bacino molisano*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 431-436.
- Sgrosso I., 1996: *I rapporti tra i depositi del massiccio del Matese e quelli del bacino molisano*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 263-272.
- Sgrosso I., 1998: *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sudappenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.

- Sgrosso I. & Torre M., 1968: *Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Monteroduni (Matese)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **77**, 131-158.
- Signorini R., 1961: *Osservazioni geologiche nell'Alto Molise*. Boll. Soc. Geol. It., **80**, 215-224.
- Slejko D., 1995: *Linea di ricerca 3: Pericolosità sismica*. In: Corsanego A. Faccioli E., Gavarini C., Scandone P., Slejko D. & Stucchi M. (eds.) "L'attività del GNDT nel triennio 1993-1995", 99-131.
- Slemmons D.B., 1957: *Geological effects of the Dixie Valley-Fairview Peak, Nevada, earthquakes of December 16, 1954*. Seismological Society of America Bulletin, v. 47, n°4, 353-375.
- Tenore G., 1872: *Saggio dell'industria mineraria e sulla costituzione geologica della Terra di Lavoro, con la carta geologica della provincia*. La scienza e l'arte dell'ing. Arch., III, n.1.
- Thornwaite C.W., & Mather J.R., 1957: *The water balance*. Climatology, Lab. of climatology, Centerton.
- USDA, 1992: *Soil taxonomy*. USDA Agriculture Handbook n. 436, United States Department, Washington, DC.
- Vittori E., Deiana G., Esposito E., Ferreli L., Marchegiani L., Mastrolorenzo G., Michetti A.M., Porfido S., Serva L., Simonelli A.L. & Tondi E., (in stampa): *Ground effects and surface faulting in the September-October 1997 Umbria-Marche (Central Italy) seismic sequence*. Journal of Geodynamics.
- Vittori E., Ferreli L., Michetti A.M. & Serva L., 1995: *Holocene paleo-earthquakes along the Pollino fault zone (northern Calabria, Italy): implications for seismic hazard assessment*. 5<sup>th</sup> Int. Conf. On Seismic Zonation, Nice Oct. 15-17, 1995, 1400-1407.
- Yerkes, R.F., Mc Culloh, T.H., Schoellhamer, J.E., and Vedder, J.G., 1965: *Geology of the Los Angeles Basin, California-an introduction: United States Geological Survey Professional Paper 420-A*, 57 p.
- Zaccara G. & Maino A., 1957: *Rilievo gravimetrico dell'Italia centro-meridionale (Lucania, Molise e Campania-Abruzzi)*. Boll. Serv. Geol. It., **78**, 789-794.
- Zaccara G. & Maino A., 1958: *Carta gravimetrica d'Italia. Rilievo della Campania, del Lazio e dell'Abruzzo occidentale*. Boll. Serv. Geol. It., **79**, 479-488.