UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI CATANIA

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

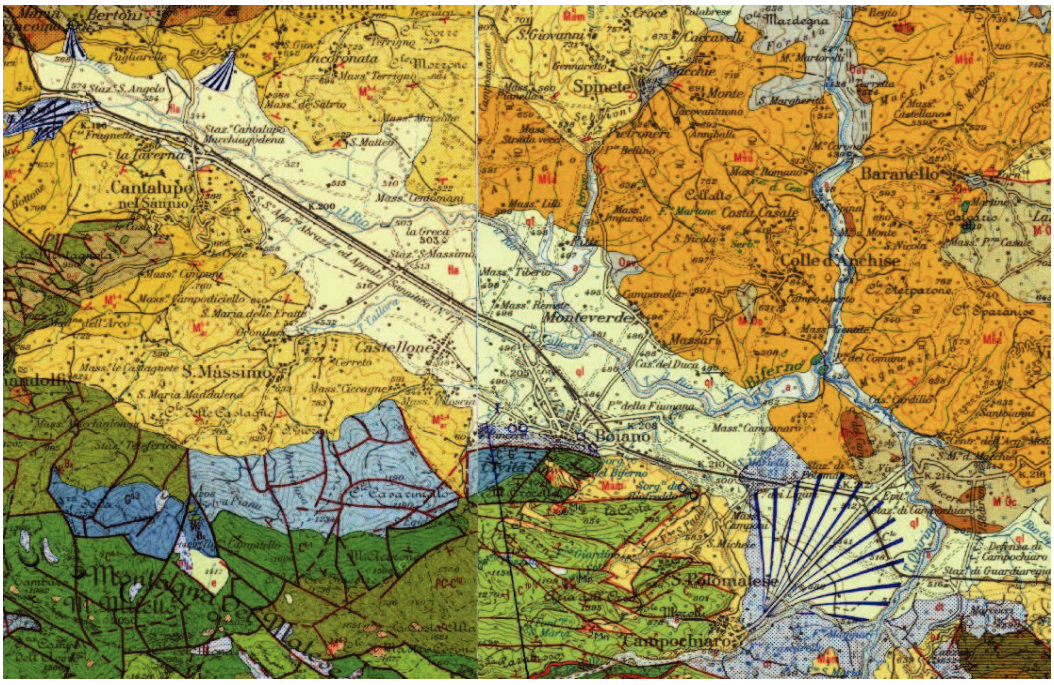
Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali

DOTTORATO DI RICERCA IN "SCIENZE DELLA TERRA"
XXVI CICLO

Adriano Zuppetta

"Processi di fagliamento nei livelli crostali superficiali e valutazione del potenziale sismogenetico in Appennino molisano-sannita: La conca di Bojano."

Tutore:
Prof. Luigi Tortorici



Catania, anno 2013.

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI CATANIA

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali

DOTTORATO DI RICERCA IN "SCIENZE DELLA TERRA"
XXVI CICLO

"Processi di fagliamento nei livelli crostali superficiali e valutazione del potenziale sismogenetico in Appennino molisano-sannita: La conca di Bojano."

Tutore:
Prof. Luigi Tortorici

Co-Tutore:
Prof. Stefano Mazzoli

Candidato:
Adriano Zuppetta

Coordinatore:
Prof. Carmelo Monaco

Catania, anno 2013.

UNIVERSITÁ DEGLI STUDI DI CATANIA
DOTTORATO DI RICERCA
IN SCIENZE DELLA TERRA
SEDE AMM.VA UNIV. CATANIA
c/o Dipartimento Scienze Biologiche,
Geologiche e Ambientali
Sezione di Scienze della Terra
Corso Italia, 57 – 95129 Catania

Giudizio di ammissione all'esame finale

Candidato: Dott. **Zuppetta Adriano**

Ciclo: XXVI

Titolo della tesi: "**Processi di fagliamento nei livelli crostali superficiali e valutazione del potenziale sismogenetico in Appennino molisano-sannita: la Conca di Bojano**".

Tutor: Prof. **Luigi Tortorici** (Co-tutor: Prof. Stefano Mazzoli),

Il candidato ha esposto con chiarezza e proprietà di linguaggio risultati considerevoli, raggiunti attraverso la produzione di una corposa mole di dati e l'integrazione a metodologie di analisi altamente innovative. Si rileva un elevato grado di originalità del lavoro svolto. Per queste ragioni il Collegio dei Docenti unanime ritiene la Dott. **Zuppetta Adriano** meritevole di essere ammesso al giudizio finale per il conseguimento del titolo di Dottore di Ricerca.

Catania, 04/10/2013

Il Coordinatore

(Prof. Carmelo Monaco)

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI CATANIA

DOTTORATO DI RICERCA IN "SCIENZE DELLA TERRA" - XXVI CICLO

Dottorando: **Adriano ZUPPETTA**

Tutor: Prof. Luigi Tortorici

Co-tutor: Prof. Stefano Mazzoli

PROCESSI DI FAGLIAMENTO NEI LIVELLI CROSTALI SUPERFICIALI E VALUTAZIONE DEL POTENZIALE SISMOGENETICO IN APPENNINO MOLISANO-SANNITA: LA CONCA DI BOJANO.

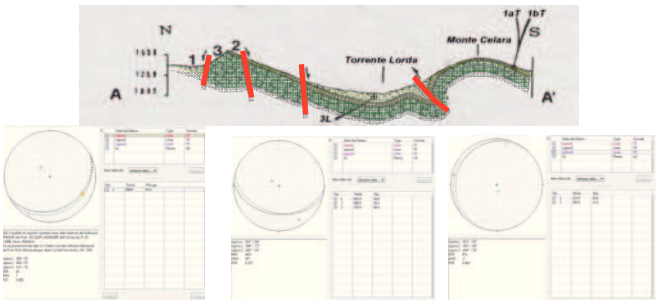
Relazione sulle attività svolte dal Dr. Zuppetta nel corso del triennio 2011-2013

La Conca di Bojano è un bacino intramontano allungato in direzione NO-SE tra il Massiccio del Matese a ovest e i Monti del Sannio a est, e delimitato a sud dalla Sella di Vinchiaturo. Si tratta di un bacino tettonicamente instabile, interessato in tempi storici da una persistente attività sismica che nel 1805 si è concretizzata in un terremoto, il terremoto di Bojano, tra i più disastrosi tra quelli verificatisi nell'Appennino molisano-sannita con la perdita di più di 10000 vite umane oltre ad ingenti danni materiali.

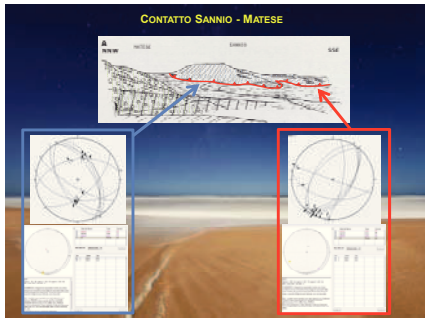
La tesi è stata incentrata su quest'area dove sono state svolte ricerche finalizzate a delineare l'evoluzione tettonica della conca e i legami ivi intercorrenti tra tettonica e sismicità.

A) Nel settore nord-orientale del Massiccio del Matese affiorano delle successioni carbonatiche meso-cenozoiche di piattaforma s.s. e di transizione tra piattaforma e bacino evolventi verso l'alto a depositi silicoclastici di età Tortoniano superiore-Messiniano unanimemente attribuite all'Unità del Matese.

Le ricerche svolte in quest'area hanno portato a riconoscere in prossimità dell'abitato di Longano, a sud del Torrente Lorda, una struttura a thrust – il *thrust di M. Celara* - che coinvolge la Formazione di Longano (Serravalliano-Tortoniano). L'inversione dei dati raccolti sui sistemi di faglie che dislocano i terreni a tetto e a letto del thrust hanno consentito di mettere in evidenza due fasi compressive post-Tortoniano a direzione NNE-SSO e ENE-OSO materializzate sul terreno rispettivamente in un sistema di faglie inverse e in un sistema di faglie trascorrenti. Le relazioni di simmetria intercorrenti tra gli assi principali del campo di stress e la stratificazione hanno portato a concludere che la compressione ENE-OSO predata la compressione sub-meridiana NNE-SSO.



Verso est i terreni dell'Unità del Matese vengono a contatto con i terreni dell'Unità del Sannio al di sotto dei quali si flettono. Le osservazioni sul terreno mettono infatti in risalto che il contatto descrive accentuate sporgenze e rientranze che in genere marcano contatti di accavallamento a basso angolo e che nello specifico corrispondono al *thrusting* dell'Unità del Sannio sull'Unità del Matese. Il *thrust* post-Messiniano (N.B. il *Flysch di S. Bartolomeo* che chiude verso l'alto la successione sannita ha età *Tortoniano superiore-Messiniano*) sutura tutte le strutture distensive e compressive matesine postdatandole. Un risultato analogo viene ottenuto anche dal trattamento dei dati delle faglie campionate in siti stabiliti nei terreni matesini sottostanti al thrust dell'Unità del Sannio dove sono state rinvenute due associazini di faglia di cui una formata da faglie normali che accomodano una distensione submeridiana NNE-SSO (riquadro azzurro) che postdata una compressione NE-SO accomodata da un sistema di faglie trascorrenti.



Tutto questo ha portato all'importante conclusione che tra le fasi ***tettoniche che predatano il sovrascorrimento dell'Unità del Sannio sull'Unità del Matese è presente almeno una fase tettonica distensiva che predata le fasi compressivede***.

B) Per quanto riguarda l'evoluzione pliocenica, l'assenza nella conca di *terreni di età pliocenica* non ha consentito di investigare gli effetti indotti dalla tettonica fragile su questi terreni.

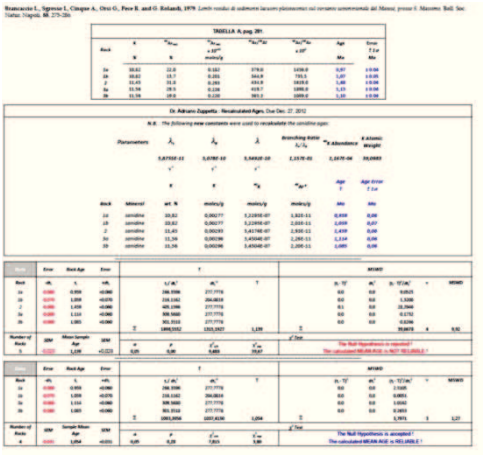
C) Per quanto riguarda i *terreni pleistocenici*, l'unica successione presente nell'area affiora sulle pendici matesine, subito a monte dell'abitato di S. Massimo. Si tratta di una successione lacustre potente non più di 300 metri su cui a Serra S. Giorgio è presente un lembo di superficie relitta, unanimente messa in relazione con la superficie del bacino pleistocenico di S. Massimo, dislocato alla quota di 810 metri dal sistema di faglie di Roccamandolfi.

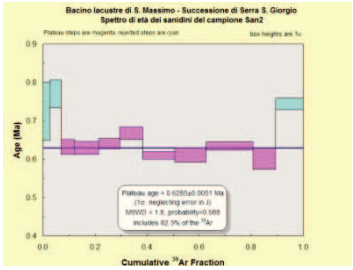
In assenza di reperti paleontologici databili, la successione è stata attribuita sulla base di datazioni radiometriche K-Ar e $^{40}Ar/^{39}Ar$ effettuate sui sanidini provenienti da campioni di piroclastiti intercalate ai sedimenti lacustri, rispettivamente da Brancaccio et al. (1979) al Calabriano e da Di Bucci et al. (2005) al Pleistocene medio.

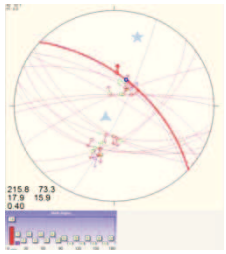
Si tratta di date distanti tra loro più di 400 ka e che quindi pongono problemi non indifferenti in ordine al calcolo dei sollevamenti verticali di lungo periodo e, quando possibile, degli *slip rates* accomodati dalle faglie durante il Pleistocene.

Si è ritenuto pertanto necessario procedere ad una revisione delle datazioni effettuate dagli autori dianzi citati sottoponendole ad test statistico del χ^2 , revisione che ha indotto al ricalcolo delle età ottenendo una datazione $^{40}Ar/^{39}Ar$ di 0.629±0.005 Ma b.p. statisticamente affidabile. Sulla scorta di questa età si è proceduto a calcolare in 0.5 mm/a il tasso di sollevamento di lungo periodo della superficie relitta di Serra S. Giorgio ben in linea con il tasso di sollevamento medio di lungo periodo di 0.453 mm/a derivato da tutte le superfici relitte correlate nella Conca di Bojano con la superficie del Bacino pleistocenico di S. Massimo. Infine, l'inversione dei dati raccolti sul sistema di faglie di Roccamandolfi ha consentito di legarlo ad una fase tettonica caratterizzata da una distensione sub-meridiana NNE-SSO.

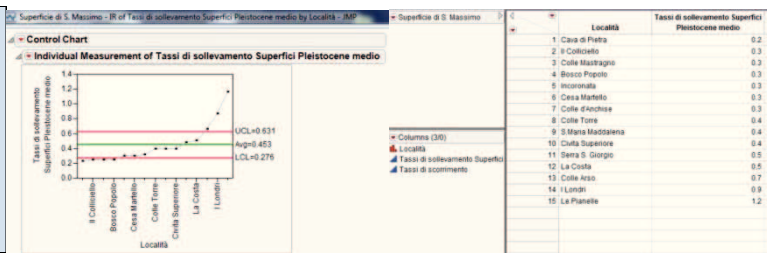
.



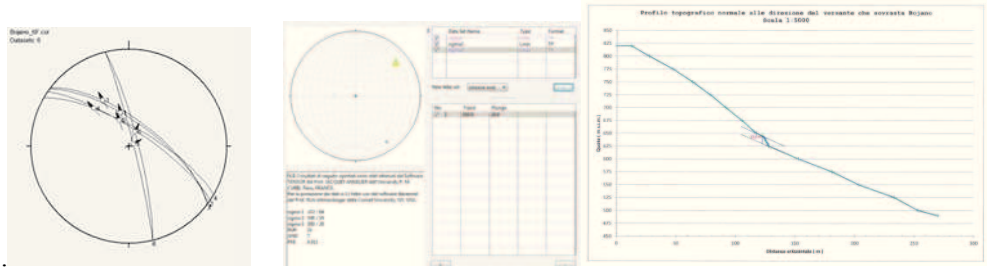




Area : Contalupo - S. Massimo - Roccamandolfi					
Faglia:	Direzione	Immersione	Inclinazione	Angolo di pitch delle strie	
normale	309°	039°	55°	65° W	
Marker dislocato dalla faglia:			Superficie del Bacino di S. Massimo		
Località:			Serra S. Giorgio		
			-1 σ	Età	+1 σ
Età del marker (anni p.a.)			5100	628500	5100
			Pleistocene medio (parte bassa)		
Quota attuale del marker (m s.l.m.)			minima	media	massima
			805	810	815
Quota della base del versante (m s.l.m.)			minima	media	massima
			515	520	525
Differenza tra la quota del marker e la quota della base del versante (m)			minima	media	massima
			290	290	290
Tasso di sollevamento verticale di lungo periodo accomodato dalla faglia (mm/anno)			minimo	medio	massimo
			0.458	0.5	0.465
Tasso di scorrimento (slip rate) di lungo periodo accomodato dalla faglia (mm/anno)			minimo	medio	massimo
			0.617	0.6	0.627

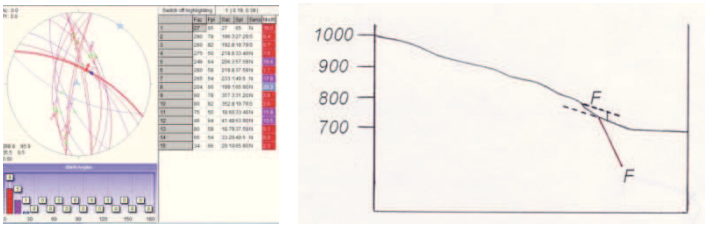


D) Per descrivere l'evoluzione tettonica olocenica della conca, si sono svolte ricerche sui depositi continentali del conoide di Campochiaro. Sulla base di log stratigrafici effettuati lungo le pareti verticali presenti nelle cave aperte nel conoide gli autori vi hanno distinto una serie di unità. Tutte queste unità sono dislocate da faglie che il dr. Zuppetta ha campionato e da cui ha tratto dati che gli hanno permesso di legare le faglie ad un campo di stress caratterizzato da una distensione NNO-SSE. Dal momento che l'unità continentale più recente del conoide *UCON3*, cui Guerrieri et al. (1999) attribuiscono un'età ^{14}C tardiglaciale compresa tra 17110 e 10960 B.P.(*Older and Younger Dryas*), verso NO è interdigitata eteropicamente con i sedimenti di riempimento della piana di Bojano (*Unità ULAC* in Guerrieri et al., 1999), a loro volta raccordati alle brecce di pendio che regolarizzano il versante che sovrasta Bojano, la scarpata di faglia corrispondente alla rottura di pendio osservabile lungo quasi tutto il versante che sovrasta Bojano e lungo cui sono state dislocate le brecce ha sicuramente accomodato dislocazioni dovute a fasi tettoniche successive alla regolarizzazione e quindi attivatesi durante l'Olocene.



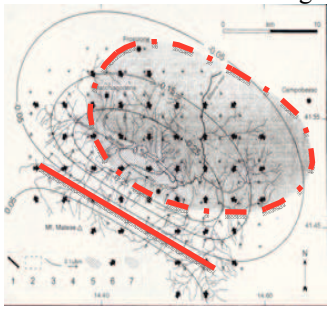
Il trattamento dei dati raccolti sul sistema di faglie di Bojano indica una distensione in direzione N50 responsabile di una dislocazione verticale di breve periodo che valutata in un profilo topografico di dettaglio ortogonale alla scarpata di faglia è risultata dell'ordine di 1.0 mm/anno.

Un *pattern* morfostrutturale comparabile è stato da me lungo il versante di Colli della Defenza che sovrasta l'abitato di Campochiaro, un versante con orientazione subparallela al versante che sovrasta Bojano. Un profilo topografico di dettaglio eseguito ortogonalmente alla direzione del versante ha infatti consentito di mettere in evidenza una rottura del pendio associata ad una scarpata di faglia di 18m lungo cui sono state dislocate brecce di pendio che nel Tardiglaciale regolarizzavano il versante. L'inversione dati raccolti sul sistema di faglie di Colli della Defenza ha consentito di legarlo ad un campo di stress caratterizzato da una distensione NNO-ESE responsabile di una dislocazione verticale di breve periodo che dal profilo topografico eseguito normalmente alla direzione del versante sono risultati ancora dell'ordine di 1.3 mm/ anno.



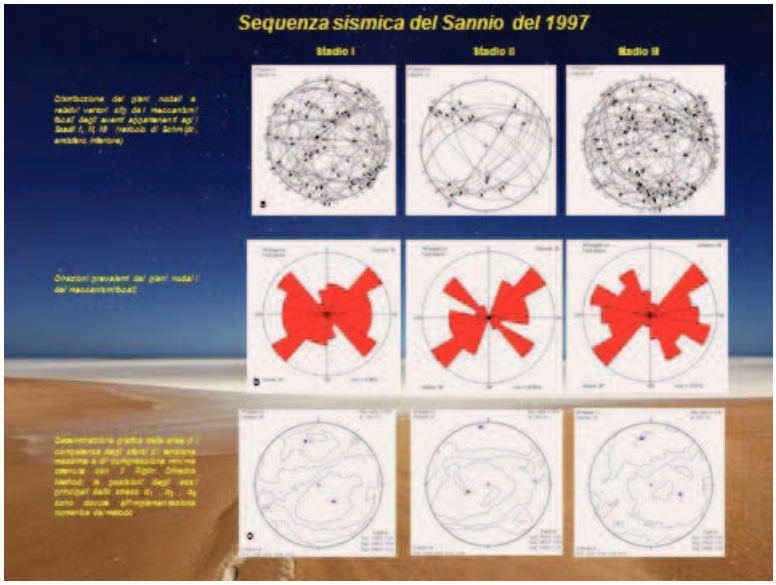
E' da sottolineare che alla base di alcuni dei piani di faglia del sistema di Bojano si sono rinvenute delle fasce più chiare attraversate da *slickenlines*, dello spessore variabile da 10 a 30 cm, che sono state associate a slip cosismici accomodati di recente dalle faglie. Il sistema è allungato per 20 km in direzione ONO-ESE ed è esteso in profondità per 15 km (Cucci et al., 1996 e lavori citati). Partendo da questi dati è stata effettuata, per valori diversi dell'ampiezza della struttura sismogenetica e per valori dello slip cosismico coincidenti con quelli dedotti dai piani di faglia, una stima della magnitudo momento attesa Mw_{exp} per un terremoto che dovesse essere accomodato ex novo dalla "faglia di Bojano" quantificandola in valori compresi nell'intervallo (5.4 – 6.3). Inoltre, sulla scorta del campo di deformazione costruito da Cucci et al. (1996) e dello slip cosismico dedotto dalle osservazioni effettuate sui piani di faglia in affioramento, si è confinato nell'intervallo 3.5-10.5 cm la dislocazione verticale massima che verrebbe accomodata al tetto della faglia.

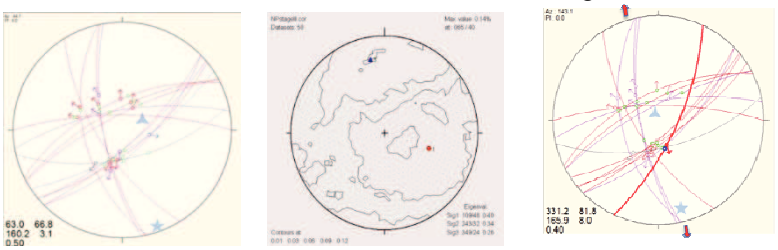
N.	W spessore dello strato sismogenetico (m)	L lunghezza della faglia (m)	α inclinazione della faglia (°)	β angolo di pitch delle strie (°)	Δu_v slip cosismico verticale (m)	Δu_f slip cosismico lungo il piano di faglia (m)	A area della rottura (m^2)	μ modulo di taglio (N/m^2)	M_o momento sismico (Nm)	Mw_{exp} magnitudo momento massima attesa
1	2000	10000	55°	65°	0.1	0.13	2.0E+07	3.2E+10	8.6E+16	5.2
2	2000	10000	55°	65°	0.3	0.40	2.0E+07	3.2E+10	2.6E+17	5.5
3	9000	10000	55°	65°	0.1	0.13	9.0E+07	3.2E+10	3.9E+17	5.7
4	9000	10000	55°	65°	0.3	0.40	9.0E+07	3.2E+10	1.2E+18	6.0
5	10000	10000	55°	65°	0.1	0.13	1.0E+08	3.2E+10	4.3E+17	5.7
6	10000	10000	55°	65°	0.3	0.40	1.0E+08	3.2E+10	1.3E+18	6.0
7	18000	10000	55°	65°	0.1	0.13	1.8E+08	3.2E+10	7.8E+17	5.9
8	18000	10000	55°	65°	0.3	0.40	1.8E+08	3.2E+10	2.3E+18	6.2



Infine, dall'analisi delle foto aeree è stato individuato poco più a sud di Campochiaro un lineamento morfologico classificato come sismogenetico in quanto coincidente con la distribuzione della sismicità. Il lineamento è ubicato con direzione NNE-SSO a nord dell'abitato di Sassinoro al confine tra Molise e Campania e sulla sua traccia è allungata la sequenza sismica del 1997. Le ricerche svolte sul terreno hanno consentito di rinvenire solo poche tracce di rotture superficiali da cui non è stato possibile ricavare dati significativi atti a parametrizzare il campo di stress legato alla fratturazione riconosciuta. Una sola di queste fratture per le caratteristiche osservate è stata associata ad un piano di faglia normale a componente destra inclinato di 60° verso SE.

L'inversione dei dati dei meccanismi focali ha però consentito di ricostruire il campo di stress della sequenza sismica del 1997 caratterizzato da un asse σ_3, orientato in direzione NNO-SSE (N349) in contrasto con l'orientazione NE-SO riportata da *Milano et alii (1999)* e da *Vilardo et al. (2003)*. Le orientazioni degli assi principali dello stress ricavate dai meccanismi focali sono risultate perfettamente confrontabili con quelle ottenute per le faglie che hanno dislocato i depositi del conoide di Campochiaro, caratterizzate da un asse σ_3 posizionato nel quadrante di NO. Sono pertanto dell'idea che il lineamento individuato rappresenti l'espressione superficiale di una struttura sismogenetica profonda attualmente a debole espressione energetica, ma che potrebbe riattivarsi in futuro per accomodare l'attività anche di forti terremoti.





σ_3 orientato N160°/03 $\sigma_3$orientato N349°/24° σ_3 orientato N166°/08°

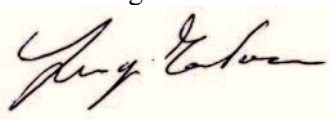
In definitiva, sono giunto alla convinzione che la sismicità recente e attuale, in uno con le associazioni di faglie con essa coincidenti, è legata a partire dal Tardiglaciale a fasi tettoniche caratterizzate da assi σ_3 responsabili di una distensione **sia** in direzione NE-SO (Conoide di Campochiaro e Sequenza sismica del 1997), **sia** NO-SE (Faglie di Bojano e di Colli della Defenza).

Altre attività

Nel corso del triennio 2011-2013 sono state svolte attività complementari alle attività di ricerca consistenti in: partecipazione a seminari organizzati dai Diatimenti geologici dell'Università di Catania, dell'Università del Sannio e dell'Università di Napoli "Federico II"; uno stage sulla tettonica fragile presso il Department of Earth Science and Engineering dell'Imperial College, London, U.K.; partecipazione al Meeting of the Americas dell'AGU tenutosi in Messico nel 2013.

Catania, 3 ottobre 2013

Prof. Luigi Tortorici



RINGRAZIAMENTI

Il Professore Luigi Tortorici mi ha accolto nel suo laboratorio quando sono arrivato all'Università di Catania deciso a orientare i miei studi verso l'analisi strutturale. Al suo straordinario entusiasmo e alla sua conoscenza della geologia dell'Appennino devo la scoperta della tettonica quantitativa applicata alla risoluzione di problematiche strutturali di una catena recente come l'Appennino meridionale. A lui vanno i miei ringraziamenti per l'accoglienza riservatami all'interno del suo gruppo di ricerca e per avermi permesso di disporre di tutte le sue attrezzature, ma anche e soprattutto per la confidenza accordatami e per la libertà lasciatami nell'orientare le mie ricerche.

I miei sentiti ringraziamenti vanno anche al Professore Carmelo Monaco, coordinatore del corso di dottorato di ricerca, e ai Professori componenti del collegio dei docenti del dottorato che con i loro preziosi suggerimenti mi hanno aiutato a migliorare il presente elaborato di tesi.

Ringrazio anche tutti i colleghi del corso di dottorato con i quali ho stretto un rapporto cordiale e che mi hanno sostenuto e aiutato a più riprese.

Infine, un grande ringraziamento va ai miei genitori che mi hanno sempre sostenuto e incoraggiato nel corso degli studi. A loro è dedicato questo lavoro.

INDICE

Introduzione pag. 1

CAPITOLO I - INQUARAMENTO GEOLOGICO. pag. 2

1.1 La geologia dell'Appennino. pag. 2

1.2 L'Appennino meridionale. pag. 6

1.3 Stratigrafia e tettonica dell'Appennino sannita. pag. 12

1.3.1 Le coltri sannitiche, la Formazione di S. Giorgio e la Formazione di S. Bartolomeo. pag. 16

1.3.2 Paleogeografia dell'Appennino sannita e tettonica delle coltri sannitiche. pag. 19

1.4 Stratigrafia e tettonica dell'Appennino molisano pag. 28

1.4.1 Paleogeografia e principali unità strutturali dell'Appennino molisano. pag. 28

1.4.2 Le Unità molisane. pag. 32

1.4.3 Evoluzione tettonica dell'Appennino molisano. pag. 34

CAPITOLO II - LA SISMICITA'. pag. 38

2.1 La sismicità dell'Appennino meridionale. pag. 38

2.2 La sismicità storica dell'appennino molisano-sannita. pag. 43

CAPITOLO III - LA CONCA DI BOJANO pag. 49

3.1 Assetto geologico e geomorfologico. pag. 49

3.2 Il Matese settentrionale e la Montagna di Frosolone. pag. 52

3.2.1 Stratigrafia. pag. 52

3.2.2 Evoluzione morfo-strutturale. pag. 55

a) Metodologie di tettonica quantitativa. pag. 55

- Meccanismi focali di una faglia e di un terremoto. pag. 55
- Determinazione grafica del campo di stress: il *Right Dihedra Method*. pag. 58

b) Evoluzione pre-Pleistocene. pag. 63

- Introduzione. pag. 63
- Il bordo settentrionale del Matese. pag. 63
- Il contatto Sannio-Matese. pag. 66
- Considerazioni conclusive. pag. 67

c) Evoluzione pleistocenica: il bacino lacustre di S. Massimo. pag. 69

- Introduzione. pag. 69
- Le età K-Ar determinate da Brancaccio *et alii* (1979). pag. 70
- Le età $^{40}Ar/^{39}Ar$ determinate da Di Bucci *et alii* (2005). pag. 70
- Considerazioni a margine. pag. 72
- Le età K-Ar determinate da Brancaccio *et alii* (1979): analisi critica e rideterminazioni. pag. 72
- Le età $^{40}Ar/^{39}Ar$ determinate da Di Bucci *et alii* (2005): analisi critica e rideterminazioni. pag. 75

- Implicazioni conseguenti alla rideterminazione delle età delle piroclastiti. pag. 76
- Tassi di sollevamento verticali e campo di stress. pag. 77
d) Evoluzione olocenica. pag. 79
- Unità morfostratigrafiche. pag. 79
- Superfici relitte. pag. 80
- Evidenze morfostrutturali di attività tettonica recente. pag. 81
Area del conoide di Campochiaro. pag. 82
- Introduzione. pag. 82
- Età dei depositi e analisi morfostrutturale. pag. 83
Area di San Polo Matese. pag. 86
- Introduzione. pag. 86
- Analisi morfotettonica. pag. 87
Area di Monte Patalecchia pag. 88
- Introduzione. pag. 88
- Analisi morfotettonica pag. 88
Area di Bojano pag. 89
- Introduzione. pag. 89
- Analisi morfotettonica e tassi di sollevamento. pag. 89
- Stima della magnitudo attesa Mw_{exp} e campo di deformazione. pag. 92
Area di Colli della Defenza pag. 93
- Introduzione. pag. 93
- Analisi morfotettonica e tasso di sollevamento verticale. pag. 94
e) Evoluzione attuale pag. 96
- Premessa. pag. 96
- Il Right Dihedra Method applicato ai meccanismi focali della sequenza sismica del 1997. pag. 96

CAPITOLO IV - CONCLUSIONI pag. 104

Bibliografia pag. 106

RIASSUNTO

Nell'ambito del presente lavoro sono stati effettuati studi morfostrutturali e di tettonica quantitativa nell'area della Conca di Bojano, un bacino intramontano allungato in direzione NO-SE tra il Massiccio del Matese a ovest e i Monti del Sannio a est, e delimitato a sud dalla Sella di Vinchiaturo. Si tratta di un bacino tettonicamente instabile, interessato in tempi storici da una persistente attività sismica che nel 1805 si è concretizzata in un terremoto, il terremoto di Bojano, tra i più disastrosi tra quelli verificatisi nell'Appennino molisano-sannita con la perdita di più di 10000 vite umane oltre ad ingenti danni materiali.

I risultati ottenuti hanno consentito di ricostruire un quadro generale dettagliato dell'evoluzione morfo-tettonica della conca e i legami ivi intercorrenti tra tettonica e sismicità.

a) Evoluzione pre-Pleistocene

Le ricerche svolte nel settore nord-orientale del Massiccio del Matese, dove affiorano delle successioni carbonatiche meso-cenozoiche di piattaforma s.s. e di transizione tra piattaforma e bacino evolventi verso l'alto a depositi silicoclastici di età Tortoniano superiore-Messiniano unanimemente attribuite all'Unità del Matese, mi hanno portato a riconoscere in prossimità dell'abitato di Longano, a sud del Torrente Lorda, una struttura a thrust – il *thrust di M. Celara* - che coinvolge la Formazione di Longano (Serravalliano-Tortoniano).

L'inversione dei dati raccolti sui sistemi di faglie che dislocano i terreni a tetto e a letto del thrust ha messo in evidenza due fasi compressive post-Tortoniano a direzione NNE-SSO e ENE-OSO materializzate sul terreno rispettivamente in un sistema di faglie inverse e in un sistema di faglie trascorrenti. Le relazioni di simmetria intercorrenti tra gli assi principali del campo di stress e la stratificazione hanno portato a concludere che una compressione ENE-OSO predata la compressione sub-meridiana NNE-SSO.

Verso est i terreni dell'Unità del Matese vengono a contatto con i terreni dell'Unità del Sannio al di sotto dei quali si flettono. Le osservazioni sul terreno hanno messo infatti in risalto che il contatto descrive accentuate sporgenze e rientranze che in genere rappresentano la traccia di superfici di accavallamento a basso angolo e che nello specifico corrispondono al *thrusting* dell'Unità del Sannio sull'Unità del Matese. Il *thrust* post-Messiniano (N.B. il *Flysch di S. Bartolomeo* che chiude verso l'alto la successione sannita ha età *Tortoniano superiore-Messiniano*) sutura tutte le strutture distensive e compressive matesine postdatandole.

Un risultato analogo è stato ottenuto anche dal trattamento dei dati delle faglie campionate in siti stabiliti nei terreni matesini sottostanti al thrust dell'Unità del Sannio dove sono state rinvenute due associazioni di faglia di cui una formata da faglie normali che accomodano una distensione submeridiana NNE-SSO che postdata una compressione NE-SO accomodata da un sistema di faglie trascorrenti.

Tutto questo ha permesso di concludere che *tra le fasi tettoniche che predatano il sovrascorrimento dell'Unità del Sannio sull'Unità del Matese è presente almeno una fase tettonica distensiva che predata le fasi compressive*.

b) Evoluzione pliocenica

Per quanto riguarda l'evoluzione pliocenica, l'assenza nella conca di *terreni di pari età* non mi ha consentito di investigare gli effetti indotti dalla tettonica su questi terreni.

c) Evoluzione pleistocenica

I soli terreni pleistocenici presenti nell'area affiorano sulle pendici matesine, subito a monte dell'abitato di S. Massimo. Si tratta di una successione lacustre potente non più di 300 metri su cui a Serra S. Giorgio è presente un lembo di superficie relitta, unanimente messa in relazione dagli autori con la superficie del bacino pleistocenico di S. Massimo, dislocato alla quota di 810 metri dal sistema di faglie di Roccamandolfi.

In assenza di reperti paleontologici databili, la successione è stata attribuita sulla base di datazioni radiometriche K-Ar e $^{40}Ar/^{39}Ar$ effettuate sui sanidini provenienti da campioni di piroclastiti intercalate ai sedimenti lacustri, rispettivamente al Calabriano da Brancaccio *et alii* (1979) e al Pleistocene medio da Di Bucci *et alii* (2005).

Si tratta di date distanti tra loro più di 400 ka e che quindi pongono problemi non indifferenti in ordine al calcolo dei sollevamenti verticali di lungo periodo e, quando possibile, degli *slip rates* accomodati dalle faglie durante il Pleistocene.

Si è ritenuto pertanto necessario procedere ad una revisione delle datazioni effettuate dagli autori dianzi citati sottoponendole ad test statistico del χ^2 , revisione che ha indotto al ricalcolo delle età ottenendo un'età K/Ar di 0.629±0.005 Ma b.p. e un'età $^{40}Ar/^{39}Ar$ di 0.629±0.005 Ma b.p. entrambe statisticamente affidabili.

Sulla scorta dell'età $^{40}Ar/^{39}Ar$ si è proceduto a calcolare in il tasso di sollevamento di lungo periodo della superficie relitta di Serra S. Giorgio (0.5 mm/anno), tasso risultato in linea con il tasso di sollevamento medio di lungo periodo (0.453 mm/a) derivato da tutte le superfici relitte correlate nella Conca di Bojano con la superficie del Bacino pleistocenico di S. Massimo.

Infine, l'inversione dei dati raccolti sul sistema di faglie di Roccamandolfi ha consentito di legarlo ad una fase tettonica caratterizzata da una distensione sub-meridiana NNE-SSO.

d) Evoluzione olocenica

Per descrivere l'evoluzione tettonica olocenica della conca, sono stati svolti inizialmente studi sui depositi continentali del conoide di Campochiaro.

Le unità distinte dagli autori nelle cave aperte nel conoide, sulla base di log stratigrafici effettuati lungo le pareti verticali, sono risultate dislocate da faglie da cui sono stati ricavati dati che hanno permesso di legarle ad un campo di stress caratterizzato da una distensione NNO-SSE. Dal momento che l'unità continentale più recente del conoide *UCON3*, cui Guerrieri *et alii* (1999) attribuiscono un'età ^{14}C tardiglaciale compresa tra 17110 e 10960 B.P.(*Older and Younger Dryas*), verso NO è interdigitata eteropicamente con i sedimenti di riempimento della piana di Bojano (*Unità ULAC* in Guerrieri *et alii*, 1999), a loro volta raccordati alle brecce di pendio che regolarizzano il versante che sovrasta Bojano, la scarpata di faglia corrispondente alla rottura di pendio osservabile lungo quasi tutto il versante che sovrasta Bojano e lungo cui

sono state dislocate le brecce ha sicuramente accomodato dislocazioni dovute a fasi tettoniche successive alla regolarizzazione e quindi attivatesi durante l'Olocene.

Il trattamento dei dati raccolti sul sistema di faglie di Bojano indica una distensione in direzione N50 responsabile di una dislocazione verticale di breve periodo che valutata in un profilo topografico di dettaglio ortogonale alla scarpata di faglia è risultata dell'ordine di 1.0 mm/anno.

Un *pattern* morfostrutturale comparabile è stato poi rinvenuto lungo il versante di Colli della Defenza che sovrasta l'abitato di Campochiaro, un versante con orientazione subparallela al versante di Bojano. Un profilo topografico di dettaglio eseguito trasversalmente alla direzione del versante ha infatti permesso di mettere in evidenza lungo tutto il versante una rottura di pendio associata ad una scarpata di faglia di 18m lungo cui sono state dislocate brecce di pendio che nel Tardiglaciale lo regolarizzavano.

L'inversione dei dati raccolti sul sistema di faglie di Colli della Defenza ha consentito di legarlo ad un campo di stress caratterizzato da una distensione NNO-ESE responsabile di una dislocazione verticale di breve periodo che dal profilo topografico eseguito normalmente alla direzione del versante è ancora dell'ordine di 1.3 mm/anno.

E' da sottolineare che alla base di alcuni dei piani di faglia del sistema di Bojano sono state rinvenute delle fasce più chiare attraversate da *slickenlines*, dello spessore variabile da 10 a 30 cm, che sono state associate a slip cosismici accomodati di recente dalle faglie. Il sistema è allungato per 20 km in direzione ONO-ESE ed è esteso in profondità per 15 km (Cucci *et alii*, 1996 e lavori citati).

Partendo da questi dati si è effettuata, per valori diversi dell'ampiezza della struttura sismogenetica e per valori dello slip cosismico coincidenti con quelli dedotti dai piani di faglia, una stima della magnitudo momento attesa, Mw_{exp}, per un terremoto che dovesse essere accomodato ex novo dalla "faglia di Bojano" quantificandola in valori compresi nell'intervallo [5.4, 6.3]. Inoltre, sulla scorta del campo di deformazione costruito da Cucci *et alii* (1996) e dello slip cosismico dedotto dalle osservazioni effettuate in affioramento sui piani di faglia, abbiamo potuto confinare nell'intervallo [3.5, 10.5] cm la dislocazione verticale massima che verrebbe accomodata al tetto della faglia.

Infine, dall'analisi delle foto aeree si è individuato poco più a sud di Campochiaro un lineamento morfologico che abbiamo classificato come sismogenetico in quanto coincidente con la distribuzione della sismicità. Il lineamento è ubicato con direzione NNE-SSO a nord dell'abitato di Sassinoro al confine tra Molise e Campania e sulla sua traccia è allungata la sequenza sismica del 1997. Le ricerche svolte sul terreno hanno però consentito di rinvenire solo poche tracce di rotture superficiali da cui non è stato possibile ricavare dati significativi atti a parametrizzare il campo di stress legato alla fratturazione riconosciuta. Una sola di queste fratture per le caratteristiche osservate è stata associata ad un piano di faglia normale a componente destra inclinato di 60° verso SE ("*faglia 1997*").

L'inversione dei dati dei meccanismi focali ci ha però consentito di ricostruire il campo di stress della sequenza sismica del 1997 caratterizzato da un asse σ_3, orientato in direzione NNO-SSE (N349) in contrasto con l'orientazione NE-SO riportata da Milano *et alii* (1999) e da Vilardo *et alii* (2003).

Le orientazioni degli assi principali dello stress ricavate dai meccanismi focali sono risultate perfettamente confrontabili con quelle ottenute per le faglie che hanno dislocato i

depositi del conoide di Campochiaro, caratterizzate da un asse σ_3 posizionato in direzione submeridiana nel quadrante di NO. Si è pertanto ritenuto che il lineamento individuato possa costituire l'espressione superficiale di una struttura sismogenetica crostale attualmente a debole espressione energetica, ma che potrebbe riattivarsi in futuro per accomodare l'attività anche di forti terremoti.

In definitiva, quanto sopra esposto ci ha portato a concludere che la sismicità recente e attuale, in uno con le associazioni di faglie con essa coincidenti, sia legata a partire dal Tardiglaciale a fasi tettoniche caratterizzate da assi σ_3 responsabili di una distensione **sia** in direzione NE-SO dominante (Faglie di Bojano e di Colli della Defenza), **sia** NO-SE subordinata (Conoide di Campochiaro e sequenza sismica del 1997).

ABSTRACT

Structural analyses and paleostress determinations have been carried out for Neogene and Quaternary deformations occurring in the Conca di Bojano belt, an Apennine intra-mountain basin trending NW-SE between the Matese Mountains to the west and the Sannio Mountains to the east.

The basin is still tectonically unstable as shown by the persistent seismic activity that in historical time has shook the area giving rise in the 1805 to one of the most dangerous earthquake – the Bojano earthquake – responsible for the loss of more than 10,000 human lives.

In order to date the major deformation events that affected the area, particular attention was paid to the morpho-structural analyses developed in Mio-Quaternary deposits; the reliability of absolute and relative chronology data have been also evaluated in detail.

The results obtained made possible to reconstruct a general framework for both the morphotectonic evolution of the Conca di Bojano and the interplay between tectonics and seismicity.

During the Upper Miocene-Pliocene two main events responsible for the main compressional deformations (M. Celara and Sannio Unit thrusts) occurred: a first NNE–SSW trending compressional event was followed by a WSW–ENE one.

Two kinds of extension affected the basin area and the surrounding mountains, namely:

1) extension which occurred prior to main compressions.
   It was NNE–SSW directed and took place in the Upper Miocene-Lower Pliocene (Matese and Sannio Mountains) ;
2) extension which occurred later than the main compressions.
   It had NE-SW (major) and NW-SE (minor) trends and began after the Early Pleistocene compressional phase. It was contemporaneous with the major uplift of the chain, the alkaline volcanic activity (Campi Flegrei and Roccamonfina volcanoes) and finally with the formation of the Middle Pleistocene lacustrine basins (S. Massimo basin).

These extension directions were also active during the Olocene as shown by the paleostress determinations performed on fault scarps reactivated in the late-glacial time.

They are still active as demonstrated by the earthquakes that shook the area in historical time (see the strong 1805 Bojano Fault earthquake linked to a N18-30 trending extension inferred by paleoseismologic studies) and by focal mechanisms of the 1997 Molise seismic sequence which occurred near the Campochiaro and Sassinoro villages and has been the engine of a N349 trending extension.

In spite of the low energy of the 1997 seismic sequence, the aerial photograph analyses pointed out to the presence of a structural lineament NNE-SSW directed through the epicentral area. On land, the lineament corresponds to a group of quasi-parallel fractures, only one of which was found to be a normal fault dipping 60° to the ESE, and therefore we interpret it as the trace of a seismogenetic fault that could be reactivated in the near future.

Finally, taking into account the characteristic parameters of the Bojano Fault, the expected magnitude Mw_{exp} , recurrence interval T_{rec} , vertical deformation at the fault hangingwall H_{hang} has been evaluated.

INTRODUZIONE

L'evoluzione dei settori intracatena nel corso della costruzione di un orogene, rappresenta uno degli argomenti topici della geologia strutturale.

Ciò nonostante, la catena appenninica meridionale, uno dei sistemi orogenici più studiati al mondo, ad un'elevata conoscenza delle zone interne ed esterne, contrappone una scarsa comprensione di molti aspetti legati all'evoluzione e all'assetto geologico-strutturale dei bacini assiali intracatena.

Con il presente lavoro si è cercato pertanto di fornire nuovi dati con lo scopo di contribuire a migliorare le conoscenze sull'evoluzione degli *axial basins* dell'Appennino meridionale prendendo come *target* la Conca di Bojano, un bacino intramontano allungato in direzione NO-SE tra il Massiccio del Matese a ovest e i Monti del Sannio a est, e delimitato a sud dalla Sella di Vinchiaturo. Si tratta di un bacino tettonicamente instabile, interessato in tempi storici da una persistente attività sismica che nel 1805 si è concretizzata in un terremoto, il terremoto di Bojano, tra i più disastrosi tra quelli verificatisi nell'Appennino molisano-sannita con la perdita di più di 10000 vite umane oltre ad ingenti danni materiali.

Come è facilmente riscontrabile dalla copiosa bibliografia, le analisi svolte sul tratto di catena appenninica su cui insiste l'area oggetto del presente studio hanno portato gli Autori a formulare diverse, e spesso contrastanti, ricostruzioni del suo assetto geologico. Si vedano a titolo di esempio le opposte interpretazioni fornite dagli autori della "scuola romana" (Di Bucci *et alii*, 2005 e bibliografia) e dagli autori della "scuola napoletana" (Patacca *et alii*, 1992 e bibliografia; Sgrosso, 1996 e bibliografia).

Per questo motivo in questo lavoro è stato seguito un approccio volto soprattutto alla raccolta di una nuova base di dati da elaborare in dettaglio con metodologie di tipo prevalentemente strutturale, con lo scopo di pervenire ad una ricostruzione più affidabile dell'evoluzione morfo-tettonica della Conca di Bojano utile per una migliore comprensione dell'evoluzione del settore molisano-sannita della catena appenninica.

Abbiamo ritenuto necessario a tale scopo ricostruire, con l'ausilio dei dati dei meccanismi focali dei terremoti, anche il campo di *stress* a cui riferire gli eventi della sequenza sismica molisano-sannita del 1997, uno degli eventi sismici più importanti e meglio registrati occorso di recente nell'area.

CAPITOLO I

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1 La Geologia dell'Appennino

L'Appennino è una catena neogenica a pieghe e sovrascorrimenti (Figura 1.1*)* che fa parte del sistema Africa-vergente dell'orogene alpino dell'area mediterranea (Amodio Morelli *et alii,* 1976 e bibliografia*;* Hill & Hayward*,* 1988; Dewey *et alii*, 1989).

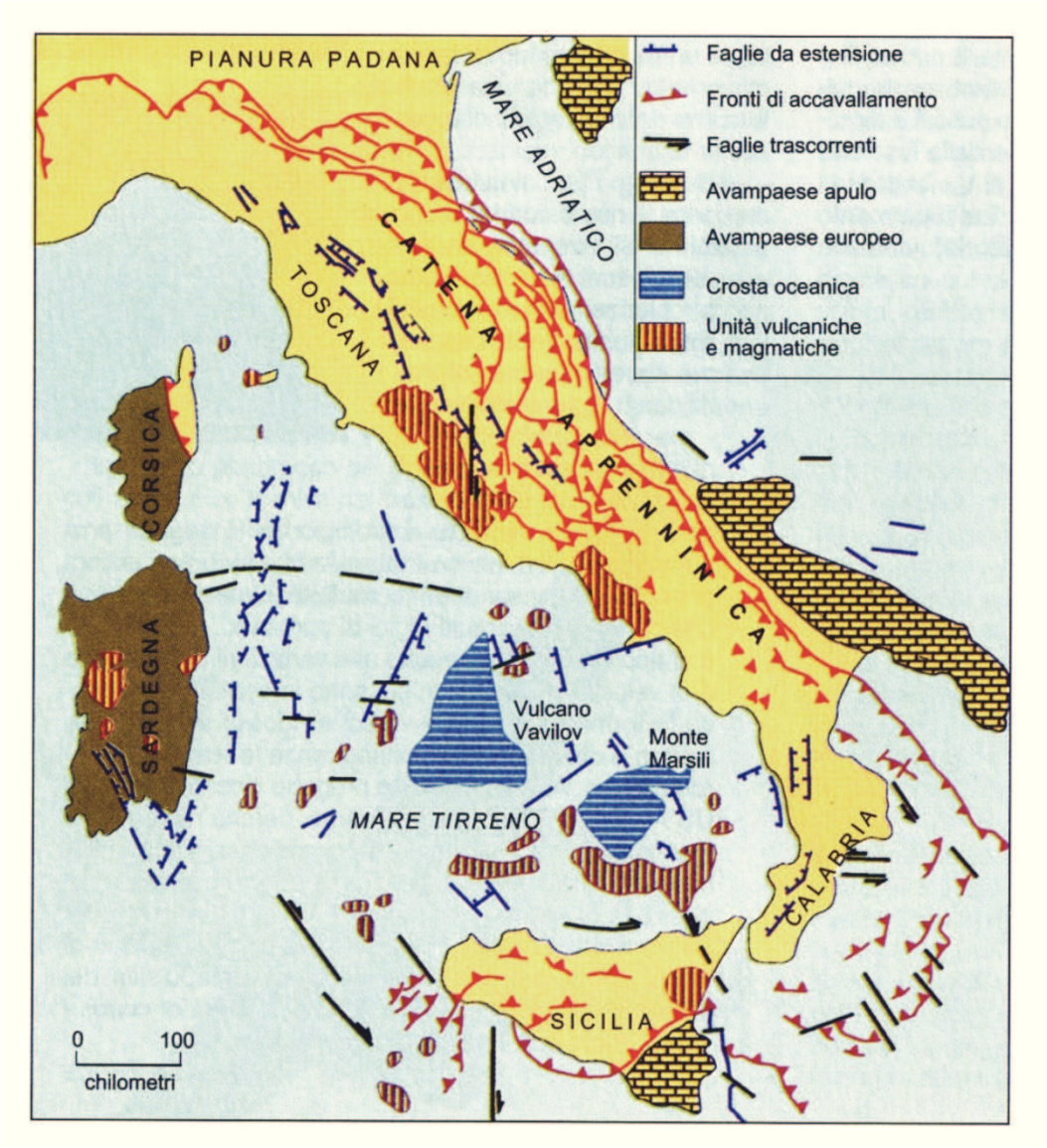


Figura 1.1 : La catena appenninica (modificato da: Funiciello *et alii*, 1997).

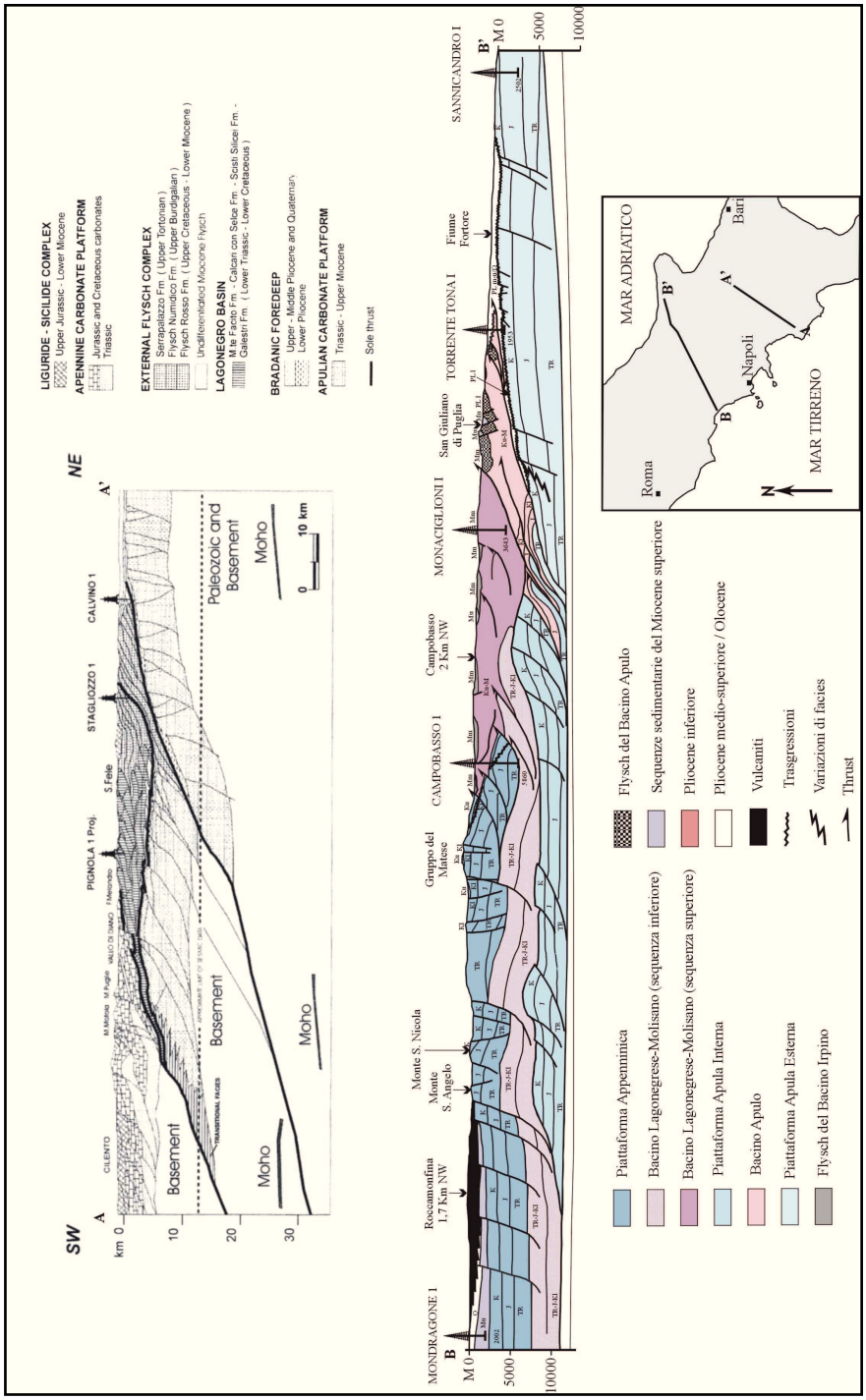


Figura 1.2 : sezioni geologiche dell,Appennino meridionale; **A-A'** Menardi Noguera & Rea (2000); **B-B'** modificata da Mostardani & Merlini (1986). Ubicazione ed orientazione delle sezioni sono riportae nel riquadro in basso a destra.

La catena, allungata in direzione NW-SE lungo tutta la penisola italiana, è caratterizzata da una generale vergenza nordorientale e da un'associata avanfossa che si estende dalla Pianura Padana a Nord, attraverso parte del Mare Adriatico, fino all'avanfossa bradanica a Sud (Figura 1.2).

L'avampaese della catena è rappresentato in affioramento dalle successioni stratigrafiche della Puglia e del promontorio del Gargano (Mostardini & Merlini, 1986).

Tali successioni, similmente a quelle affioranti in catena, hanno un'età compresa tra il Triassico ed il Miocene. Complessivamente, l'avampaese apulo e le successioni deformate dell'Appennino rappresentano i resti di un margine continentale (Amodio Morelli *et alii* 1976 e bibliografia; Cello & Mazzoli, 1999*;* Marchegiani *et alii,* 1999 e lavori citati), raccorciato dall'orogenesi alpina, comprendente al suo interno diverse aree bacinali individuatesi nel settore *prossimale* ed in quello *distale* del margine continentale stesso (Manatschal & Bernoulli, 1999). La complessità della struttura pre-orogenica del margine continentale è registrata dalle successioni mesozoico-eoceniche dell'Appennino, le quali mostrano importanti variazioni di facies e di spessore in relazione ad alti e bassi deposizionali (Parotto & Praturlon, 1975; Sgrosso, 1998). Il margine continentale in questione è stato caratterizzato da apporti silicoclastici molto limitati sino all'Oligocene, sicché i sedimenti mesozoici sono costituiti essenzialmente da carbonati, marne e, nei settori bacinali, da radiolariti (Scandone, 1972*;* Bally *et alii,* 1986). La stratigrafia delle parti più profonde delle successioni appenniniche è conosciuta attraverso pozzi profondi (Anelli *et alii,* 1994*;* Mazzoli *et alii,* 2000) che hanno penetrato, al di sotto delle successioni carbonatiche mesozoiche, sedimenti continentali silicoclastici permo-triassici (Gruppo del Verrucano). Questi ultimi, a loro volta, poggiano in contatto stratigrafico sul basamento cristallino.

L'assenza di rocce di basamento affioranti nelle zone esterne della catena, associata alla presenza di evaporiti alla base della copertura sedimentaria, ha portato ad una proliferazione di modelli di tettonica a *thrust* di tipo pellicolare (*thin-skinned*) applicati all'Appennino (Bally *et alii,* 1986*;* Hill & Hayward, 1988). Tali modelli, che hanno anche avuto un notevole impatto sull'interpretazione dell'evoluzione tettonica regionale dell'orogene appenninico (Doglioni *et alii,* 1996), sono stati recentemente messi in discussione, almeno per quanto riguarda le zone esterne dell'Appennino umbro-marchigiano (Coward *et alii,* 1999). In effetti, in quest'ultima area Mazzoli *et alii* (2000) hanno dimostrato che un modello di tettonica di inversione di tipo *thick-skinned* può essere proficuamente applicato per l'interpretazione della struttura profonda della catena. Modelli di questo tipo risultano tuttavia inadeguati nel caso dell'Appennino meridionale, in cui l'importante alloctonia di alcune unità tettoniche (Scandone, 1972; D'Argenio *et alii,* 1973*;* Endignoux *et alii,* 1989) è chiaramente dimostrata dai dati di sottosuolo disponibili (Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii,* 1991; Roure *et alii,* 1991). La struttura profonda della catena a pieghe e sovrascorrimenti ha anche un notevole impatto sull'evoluzione tettonica successiva, inclusa quella quaternaria, controllando di fatto geometria e proprietà meccaniche del *multistrato* interessato da faglie ad alto angolo tipiche

delle fasi *post-thrusting* della strutturazione appenninica. In effetti, una parte considerevole (interna ed assiale) della catena appenninica è interessata da faglie normali e trascorrenti che localmente post-datano le pieghe e i sovrascorrimenti. Nei settori interni della catena (es. Toscana) sistemi di faglie normali controllano bacini mio-pliocenici (Decandia *et alii,* 1998) suggerendo che l'attività di tali strutture era essenzialmente coeva con quella dei sovrascorrimenti nelle zone esterne dell'orogene. In effetti, l'intera catena è stata descritta da alcuni Autori come un *paired tectonic belt*, nel quale la distensione nel settore interno bilanciava il raccorciamento nelle zone esterne dell'orogene (Lavecchia, 1988; Decandia *et alii,* 1998).

Al fine di inserire i processi fin qui discussi nel quadro geodinamico dell'area mediterranea occorre considerare che l'evoluzione tettonica dell'area appenninica, pur essendo avvenuta nel contesto generale della convergenza tra la *placca africana* e la *placca eurasiatica* sin dal tardo Cretacico (Amodio Morelli *et alii* 1976 e bibbliografia; Dewey *et alii,* 1989; Mazzoli & Helman, 1994), appare essere stata controllata in prevalenza da processi locali quali lo sprofondamento gravitativo della litosfera adriatico-ionica e l'associato *subduction roll-back* (Malinverno & Ryan, 1986; Royden *et alii,* 1987). Quasi tutti gli Autori paiono concordare sul fatto che tali processi abbiano controllato la migrazione verso Sud-Est e verso Nord-Est (rispettivamente) degli archi calabro-peloritano ed appenninico, il raccorciamento nelle zone frontali della catena e la coeva distensione nel lato tirrenico, dal tardo Miocene al Pleistocene inferiore.

Secondo numerosi Autori (Cinque *et alii,* 1993*;* Hippolyte *et alii,* 1994; Bertotti *et alii,* 1997; Cello *et alii,* 1997; Galadini, 2000), dopo il Pleistocene inferiore (intorno ai 700.000-800.000 anni b.p.) si sarebbe verificato un importante cambiamento nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino probabilmente collegato a processi profondi associati all'evoluzione dello *slab* litosferico adriatico-ionico (Westaway, 1992; Cinque *et alii,* 1993). Le strutture relative al nuovo regime, caratterizzato da un asse di massima distensione orientato NE-SW, sono costituite da faglie, in alcuni casi sismicamente attive, di tipo normale e trascorrente, le quali post-datano e smembrano la preesistente catena a pieghe e sovrascorrimenti nelle sue zone interne ed assiali (Valensise *et alii,* 1993*;* Schiattarella *et alii,* 1994*;* Cello *et alii,* 1997*;* Boncio & Lavecchia, 2000; Michetti *et alii,* 2000). Per quanto riguarda le zone frontali della catena, il regime tettonico vigente in quest'ultima fase (medio pleistocenico-olocenica) dell'evoluzione tettonica non è altrettanto univoco. Mentre per l'Appennino meridionale gli Autori paiono pressoché concordi nell'escludere un raccorciamento attivo al fronte della catena (che tuttavia appare essere ancora in atto più a Sud, nelle zone esterne dell'Arco Calabro), per l'Appennino settentrionale le interpretazioni del

regime tettonico attivo nelle zone frontali dell'orogene sono alquanto discordi. Bertotti *et alii* (1997), sulla base di evidenze geologiche e geomorfologiche, escludono l'attività di *thrust* al fronte appenninico padano negli ultimi 800.000 anni, proponendo un'attività tettonica dominata da faglie normali orientate NW-SE (di cui le principali sarebbero quelle immergenti a SW). D'altra parte, i dati sullo stato di *stress* crostale derivati dai meccanismi focali dei terremoti e i dati di *break-out* di pozzi indicano per le zone esterne dell'Appennino settentrionale una compressione attiva orientata NE-SW (Mariucci *et alii,* 1999 e lavori citati).

1.2 *L'Appennino meridionale*

Come accennato in precedenza, la grande quantità di dati di sottosuolo esistenti, soprattutto per il settore lucano dell'orogene, dimostra chiaramente che la catena a pieghe e sovrascorrimenti affiorante in Appennino meridionale costituisce nel suo insieme un'entità alloctona, la quale è sovrascorsa su una successione di avampaese che risulta in continuità con quella della Piattaforma Apula (Mostardini & Merlini, 1986; Cello *et alii,* 1990; Casero *et alii,* 1991; Roure *et alii, 1991*). La comprensione della struttura profonda della catena risulta di fondamentale importanza anche per lo studio dell'evoluzione tettonica dell'area in esame, in quanto la sovrapposizione di unità alloctone caratterizzate da variabili proprietà meccaniche sui carbonati della *Piattaforma Apula* ed il sottostante basamento esercitano certamente un importante controllo sull'enucleazione e sulla propagazione delle strutture all'interno dei vari livelli che compongono il *multistrato* appenninico (Ortolani *et alii,* 1992).

Oltre ai resti di un prisma di accrezione oceanico rappresentati dalle *Unità Liguridi* (Ogniben, 1969; Knott, 1987; Bonardi *et alii,* 1988; Knott, 1994; Monaco & Tortorici, 1994, 1995), le unità interne (sud-occidentali) della catena sono costituite essenzialmente da carbonati peritidali generalmente ascritti ad una *Piattaforma Carbonatica 'Interna'* (Scandone, 1972; D'Argenio *et alii,* 1973) o '*Appenninica*' (Mostardini & Merlini, 1986), facente parte della cosiddetta *Piattaforma Panormide* dell'area mediterranea (Dewey *et alii,* 1989; Channell *et alii,* 1996). Tra la *Piattaforma Appenninica* e la *Piattaforma Apula* sarebbe stato originariamente situato il dominio pelagico triassico-paleogenico del *Bacino di Lagonegro* (Scandone, 1967; Ciarapica *et alii,* 1990; Ciarapica & Passeri, 2000) i cui resti sono attualmente preservati al letto delle unità tettoniche costituite dai carbonati della *Piattaforma Appenninica* (Scandone, 1972; Mostardini & Merlini, 1986; Casero *et alii,* 1991*;* Mazzoli *et alii,* 2000). La posizione paleogeografica del *Bacino di Lagonegro* tra le due piattaforme carbonatiche, seppur recentemente rimessa in discussione da Marsella *et alii* (1992, 1995), è sostenuta dalla grande maggioranza degli Autori (Scandone, 1972; D'Argenio *et alii,* 1973; Pescatore, 1978; Mostardini

& Merlini, 1986; Cello *et alii,* 1990; Casero *et alii,* 1991; Roure *et alii,* 1991). Stratigraficamente discordanti sulle successioni lagonegresi si trovano depositi di paleo-avanfossa di età Oligocene-Miocene inferiore (Pescatore *et alii,* 1999), seguiti da sedimenti silico-clastici tardo-miocenici e pliocenici depositatisi in bacini satellite (Cello *et alii,* 1990*;* Marsella *et alii,* 1995; Zuppetta & Mazzoli, 1997).

In Appennino meridionale, i pozzi profondi realizzati per l'esplorazione petrolifera dimostrano che, al di sotto dei carbonati della *Piattaforma Appenninica* e delle sottostanti *Unità Lagonegresi*, esiste un'ulteriore successione di piattaforma (Mostardini & Merlini, 1986; Carbone *et alii,* 1991*;* Marsella *et alii,* 1995*;* Monaco *et Tortorici,* 1994, 1995). Tale successione rappresenta la continuazione occidentale, sepolta e dislocata da faglie (Mazzoli *et alii,* 2000), dell'avampaese apulo (Figura 1.3). La struttura di tali unità apule situate al letto dell'alloctono ha ricevuto una notevole attenzione negli ultimi anni, a causa del notevole potenziale dei carbonati di piattaforma come *reservoir* di idrocarburi (Casero *et alii,* 1991). La "catena apula sepolta" (Cello *et alii,* 1989) è costituita da carbonati di piattaforma mesozoico-terziari, spessi fino a 6-7 km, cui sono stratigraficamente sovrapposti depositi marini terrigeni del Messiniano superiore e/o del Pliocene.

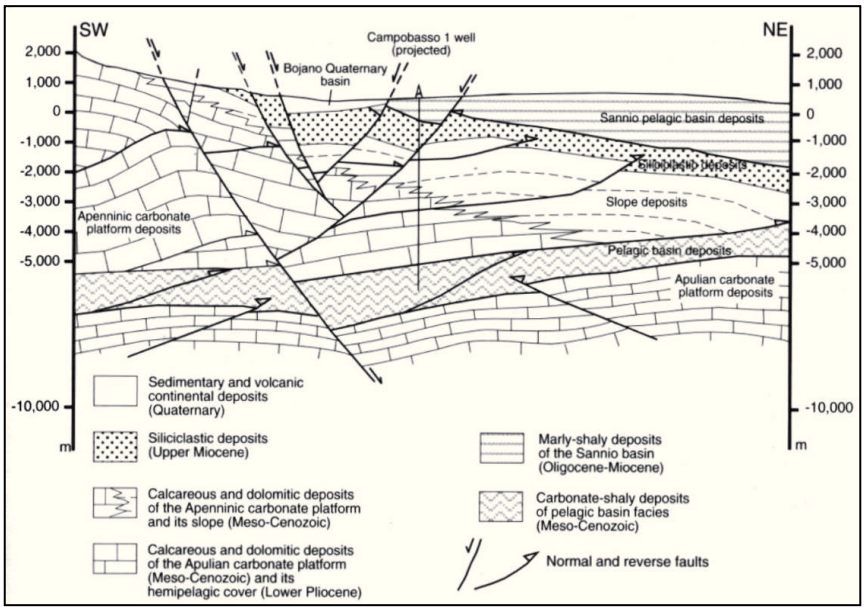


Figura 1.3 : Sezione geologica dettagliata attraverso i Monti del Matese e l'area di Campobasso. Sono evidenti i rapporti tra le unità della piattaforma Appenninica e le unità della piattaforma Apula (modificato da: Mazzoli *et alii*, 2000).

Mazzoli *et alii* (2000, 2001) descrivono una zona di *mélange*, dello spessore di diverse centinaia di metri, interposta tra l'alloctono e le unità apule sepolte. Tale *mélange* è costituito da argilliti e siltiti intensamente deformate, caratterizzate da sovrapressione di fluidi, e

subordinatamente da arenarie e calcari. Le informazioni di tipo litologico e biostratigrafico ottenute dai *cutting* dei pozzi petroliferi mostrano la presenza, all'interno di tale *mélange* (soprattutto nella parte sommitale), di blocchi di materiali derivanti dalla *Piattaforma Appenninica* e dalle *Unità Lagonegresi*. I pochi dati biostratigrafici disponibili su questo intervallo indicano un'età Miocene-Pliocene inferiore dei sedimenti costituenti la "matrice" del *mélange* inglobante i blocchi. Questa unità è stata interpretata da Mazzoli *et alii* (2001) come la zona di *décollement* principale alla base dell'alloctono. Secondo tale interpretazione, i sedimenti mio-pliocenici sarebbero stati inclusi nella zona di *décollement* durante l'avanzamento della catena al di sopra del bacino di avanfossa ad essa originariamente associato. I blocchi 'esotici' di materiali lagonegresi e di piattaforma contenuti all'interno del *mélange* costituirebbero olistoliti derivati dalla catena esposta e depositatisi nell'antistante avanfossa, oppure *horse* inglobati alla base dell'alloctono attraverso un processo di *underplating* di materiale derivato dal *footwall* subdotto.

L'analisi dei depositi sinorogeni indica che l'accrescimento delle unità alloctone derivate dalla deformazione delle successioni di margine passivo della Piattaforma Appenninica e del Bacino di Lagonegro è avvenuta essenzialmente nell'intervallo Miocene inferiore-Miocene superiore. Durante il Pliocene inferiore la catena di tipo pellicolare (*thin-skinned*) precedentemente formata è sovrascorsa, costituendo nel suo insieme un *detachment sheet* di grandi dimensioni, sui carbonati della Piattaforma Apula. Questo processo è stato seguito, essenzialmente dal Pliocene medio al Pleistocene inferiore, dal *thrusting* profondo (*thick-skinned*), al livello dei carbonati apuli sepolti (Cello *et alii,* 1990; Cello & Mazzoli, 1999; Mazzoli *et alii,* 2001).

Mentre l'alloctono dell'Appennino meridionale è chiaramente scollato dal suo basamento originario, il grado di coinvolgimento della Piattaforma Apula sepolta in strutture pellicolari (cioè di tipo *thin-skin*) non è ancora chiaro. Secondo alcuni Autori (Carbone *et alii* 1991; Casero *et alii* 1991; Roure *et alii*, 1991) le strutture presenti in profondità sarebbero caratterizzate da notevole imbricazione (Figura 1.4). A titolo di esempio, la catena apula sepolta è stata interpretata da alcuni Autori come una struttura a *duplex* con scollamento di tetto (*roof thrust*) coincidente con lo scollamento basale (*floor thrust*) dell'alloctono sovrastante (Roure *et alii,* 1988; Casero *et alii,* 1991).

Il notevole raccorciamento dei carbonati apuli sepolti, implicito in modelli di questo tipo, si sommerebbe allo *slip* lungo il *detachment* alla base dell'alloctono sovrastante, aumentando il rigetto ipotizzabile per quest'ultimo. Una diversa interpretazione è stata recentemente fornita da Mazzoli *et alii* (2000) i quali, sulla base di dati di sottosuolo (pozzi e linee sismiche per l'esplorazione petrolifera), sostengono che la piattaforma apula sarebbe

coinvolta, insieme ai sottostanti sedimenti clastici permo-triassici e, probabilmente, anche al basamento, in strutture con basso rigetto di tipo *thick-skin* (Figura 1.5). In questa interpretazione i carbonati apuli coinvolti nella *thick-skinned thrust belt* non formerebbero una classica struttura a *duplex*. Il *detachment* ad essi sovrapposto non costituisce infatti un semplice *roof thrust*; al contrario, i sovrascorrimenti profondi tendono a propagarsi verso l'alto, attraverso i carbonati apuli, tagliando il preesistente *detachment*, producendo diffusi fenomeni di *breaching*.

Infine, come per l'intero Appennino, la maggior parte degli Autori appare concordare sul fatto che il regime tettonico dominante in Appennino meridionale nel tardo Quaternario (Pleistocene superiore-Olocene) sia di tipo distensivo (Cello *et alii,* 1982; Cinque *et alii,* 1993; Hippolyte *et alii,* 1994; Montone *et alii,* 1999). C'è da notare, tuttavia, che modelli alquanto articolati sull'evoluzione geodinamica recente e sulla tettonica attiva dell'Appennino meridionale sono stati proposti da diversi Autori (Ortolani *et alii,* 1992; Argnani, 2000). In ogni caso, le strutture relative al regime tettonico attivo, caratterizzato da un asse di massima distensione generalmente orientato NE-SW (Cello *et alii, 1982*), appaiono essere costituite da faglie a dominante componente normale (Michetti *et alii,* 2000 e lavori ivi citati). Alcune di queste faglie potrebbero avere un'estensione litosferica, con notevoli implicazioni dal punto di vista sismogenetico in aree, come quelle studiate, caratterizzate da un'importante attività sismica (Magri & Molin, 1983; Postpistchl, 1985a,b; Pantosti & Valensise, 1990; Valensise *et alii,* 1993; Boschi *et alii,* 1997; Camassi & Stucchi, 1997; Gasperini *et alii,* 1999; Frepoli & Amato, 2000).

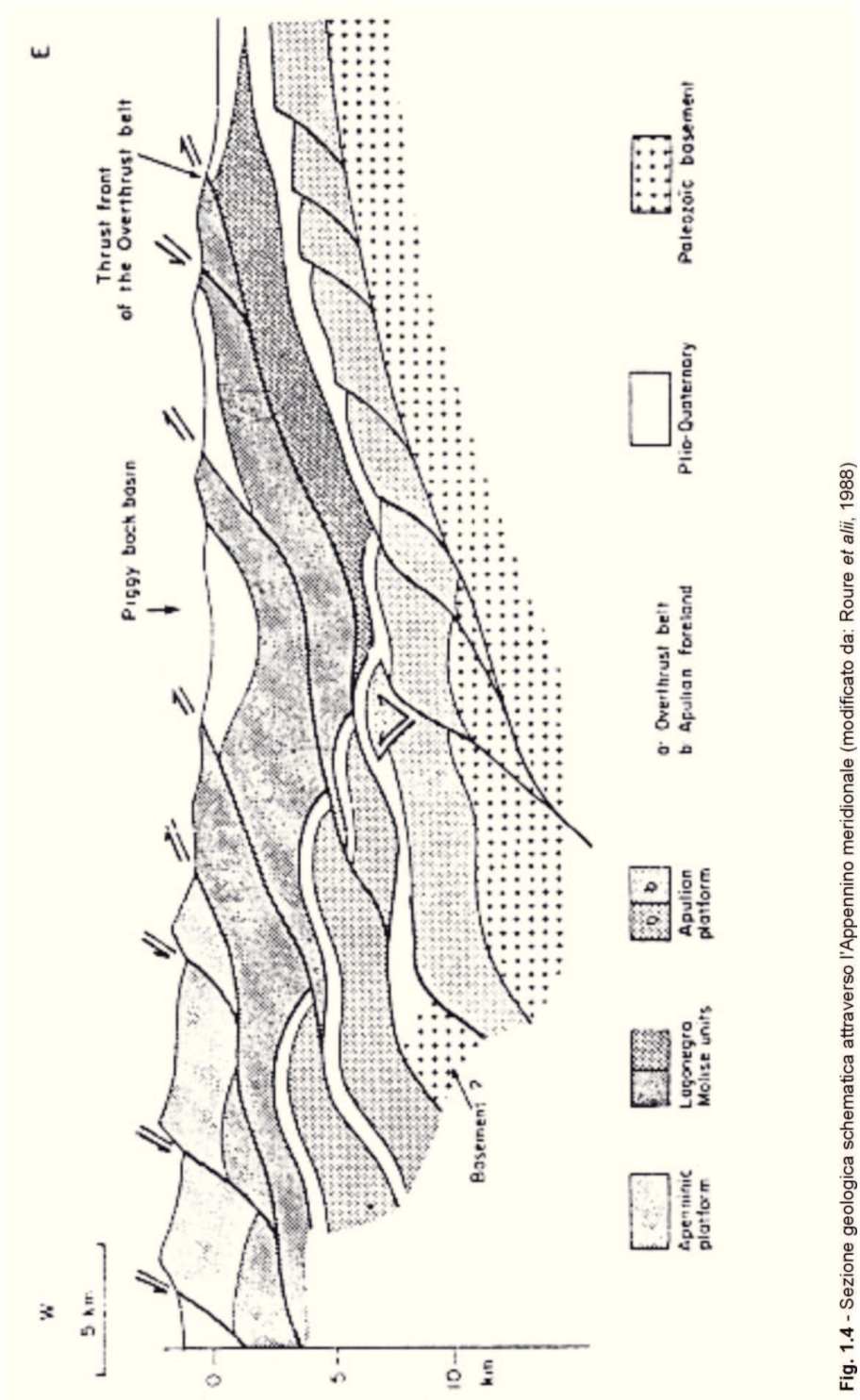


Fig. 1.4 - Sezione geologica schematica attraverso l'Appennino meridionale (modificato da: Roure *et alii*, 1988)

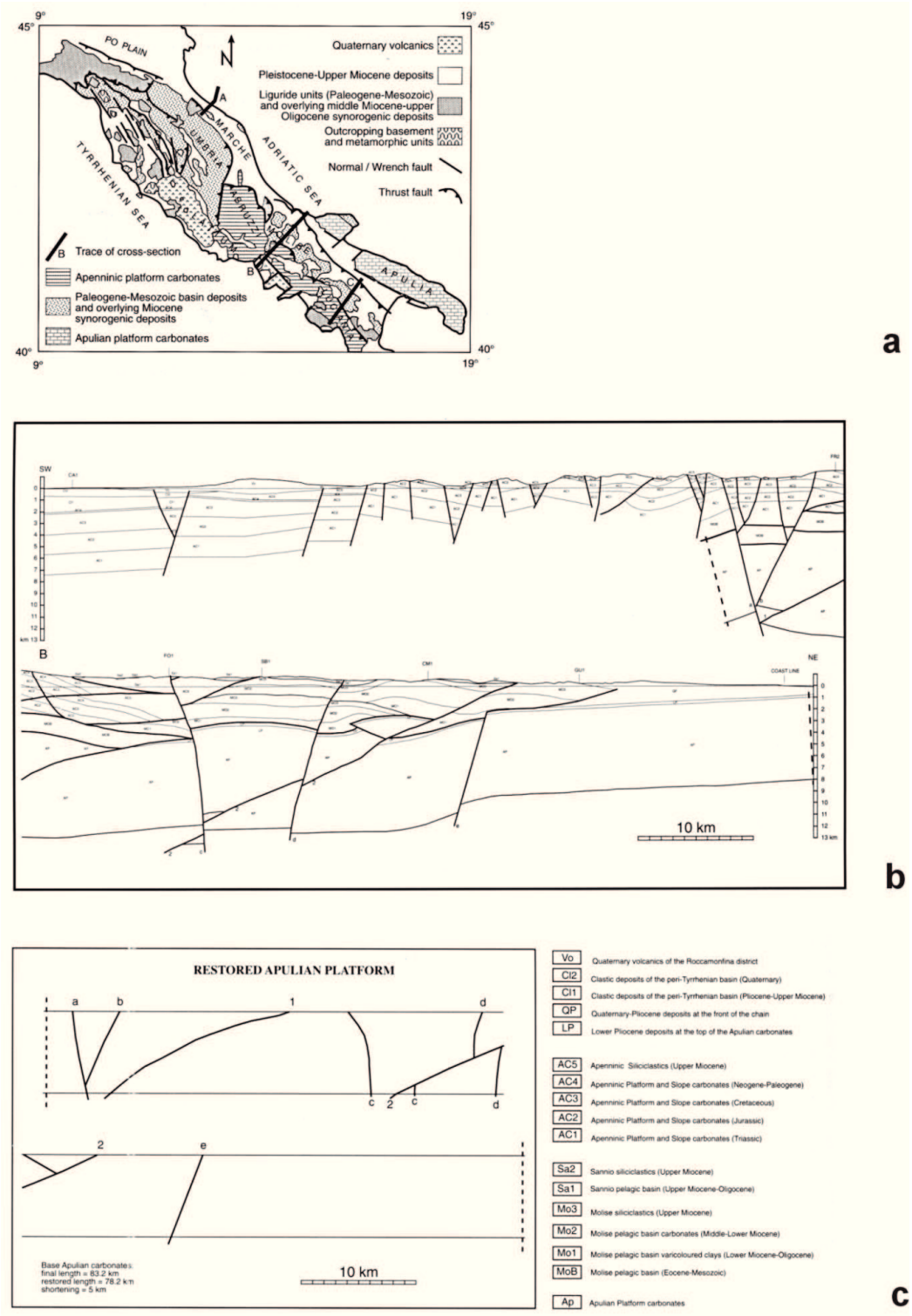


Figura 1.5 : Carta schematica dell'Appennino **(a)** con la localizzazione della sezione geologica **(b)** attraverso l'Appennino centrale nell'area campano-molisana. In basso **(c)** è riportato il risultato del restoring dei carbonati della piattaforma Apula (modificato da: Mazzoli *et alii*, 2000).

1.3 Stratigrafia e tettonica dell'Appennino sannita

L'Appennino sannita è caratterizzato dalla presenza di rocce riferibili a due domini paleogeografici principali, la Piattaforma appenninica e il Bacino lagonegrese-molisano (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986). Su questo variegato substrato poggiano abbondanti depositi quaternari principalmente collegati all'attività dei principali corsi d'acqua (vedi i fiumi Calore e Fortore) e al vulcanismo quaternario della Piana Campana (Figura 1.6).

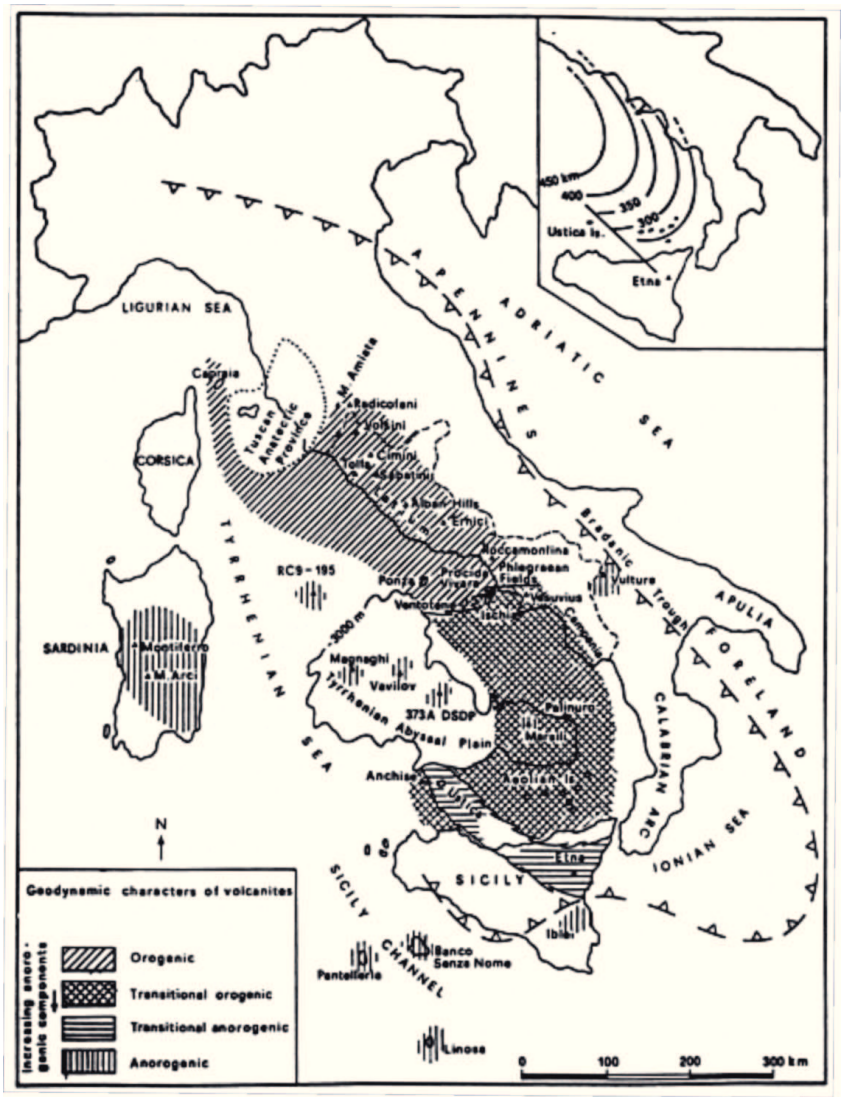


Figura 1.6 : Zonazione dei caratteri geodinamici delle vulcaniti plio-quaternarie di mantello dell'area tirrenica (modificato da: Di Girolamo & Morra, 1988).

I depositi mesozoici essenzialmente carbonatici, appartenenti alla Piattaforma appenninica, costituiscono i rilievi del Taburno-Camposauro e del Matese. In particolare il Monte Taburno è costituito da una sucessione carbonatica di mare basso che inizia nel Trias superiore e procede con continuità fino al Malm, dove è in contatto con depositi calcareo-

marnosi del Miocene. Il Monte Camposauro presenta un'esposizione più completa delle rocce mesozoiche. Infatti, la successione inizia nel Lias e procede includendo i livelli paleocarsici tipici del Cretacico superiore (Marmi di Vitulano), su cui poggiano in discordanza i depositi miocenici trasgressivi. Una dettagliata descrizione delle successioni (Figura 1.7) è fornita da D'Argenio (1967).

I carbonati meso-cenozoici affiorano ampiamente anche nel massiccio del Monte Matese, come al Monte Monaco di Gioia dove è possibile osservare una potente successione carbonatica spessa oltre 1000 m e con età compresa tra il Lias ed il Cretacico superiore; questa successione risulta particolarmente continua e bene esposta (Catenacci *et alii,* 1963).

La successione carbonatica meso-cenozoica che costituisce i rilievi del Matese-Monte Maggiore evolve a terrigeno nel Tortoniano. In particolare, il Matese orientale è costituito da calcari di piattaforma carbonatica di età liassico-cretacica, sui quali poggiano in discordanza angolare terreni miocenici trasgressivi. Si tratta delle "*Calcareniti a Briozoi e Litotamni*" in facies neritica della *Formazione di Cusano* (Selli, 1957), a cui fanno seguito verso l'alto i calcari marnosi ricchi in foraminiferi planctonici della *Formazione di Longano* (Selli, 1957) che denotano un progressivo approfondimento dell'ambiente di sedimentazione conseguente all'evento noto come "annegamento" della piattaforma carbonatica. Infine la sedimentazione acquista un carattere francamente torbiditico con la deposizione della *Formazione di Pietraroia* (Selli, 1957) rapresentata da una alternanza marnoso-arenacea e talora marnoso-calcarea (Ogniben, 1957).

Nel 1956 fu istituita la *Formazione di Moleta*, costituita da un'alternanza marnoso-arenacea e talora marnoso-calcarea datata Elveziano-Tortoniano, con affioramento tipo presso Alvignano (Ogniben, 1957). Nel 1957 fu istituita da Selli la *Formazione di Pietraroia*, costituita da argille marnose o marne argillose di color grigio e subordinatamente, da arenarie argilloso-micacee e gradate di età Elveziano, con affioramento tipo presso Guardiaregia (Selli, 1957).

Le due formazioni, istituite quasi contemporaneamente, si riferiscono, in realtà, agli stessi terreni con il medesimo significato geologico anche se affioranti in aree diverse (Figura 1.8). La denominazione *Formazione di Pietraroia* formalizzata da Selli (1957) ha avuto comunque una diffusione maggiore ed è ancora estesamente utilizzata dagli Autori (Figura 1.9).

In appoggio discordante sui terreni miocenici e sui terreni mesozoici di diverse altezze stratigrafiche si rinvengono le cosiddette "*Arenarie di Caiazzo*" (Ogniben, 1957), deposito sinorogeno della piattaforma del Matese, costituite da conglomerati ed arenarie gradate grigio-azzurre ricche in noduletti di argilla (*clay chips*). Si presentano generalmente costituite in banchi intercalati a strati di marne argillose (Ogniben, 1957); alla base della successione è

talvolta presente un intervallo costituito da argille policrome caotiche inglobanti blocchi di calcareniti organogene neogeniche (es. Loc. Moleta, Alvignano). I terreni raggruppati sotto la denominazione informale "Arenarie di Caiazzo" risultano estesamente affioranti nell'Appennino sannita, anche se identificati con termini diversi a seconda dell'area. Ad esempio la *Formazione di S. Giorgio* (Selli, 1957) è da ritenersi un equivalente leggermente più orientale delle "*Arenarie di Caiazzo*".

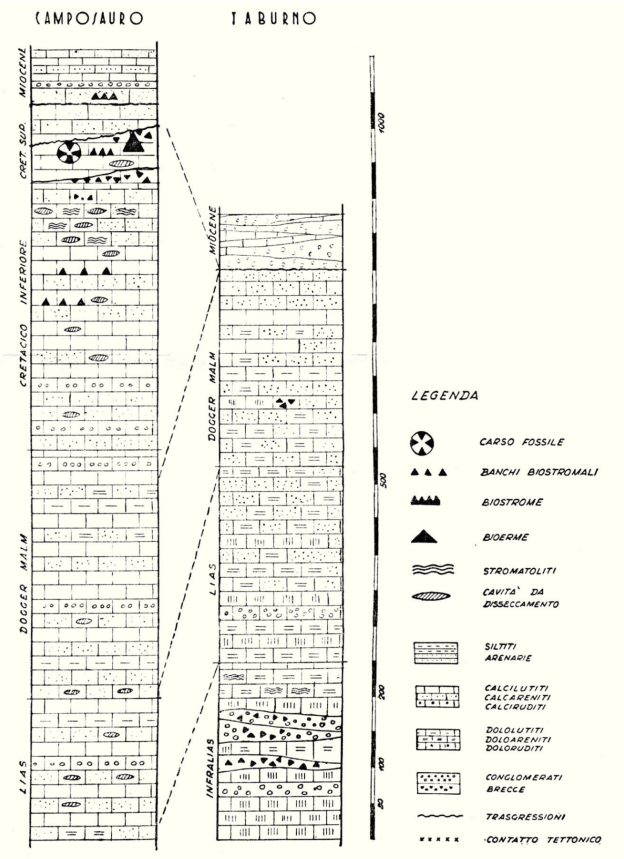


Figura 1.7 : Colonne stratigrafiche schematiche del gruppo del Taburno-Camposauro (modificato da: D'Argenio, 1967).

Nella parte orientale dell'area studiata, ad Est del massiccio del Matese, affiora estesamente una successione costituita da calcareniti e calciruditi spesso organogene intercalate ad argille marnose policrome; localmente le calcareniti si presentano estesamente silicizzate (calcari a liste e noduli di selce, Auct.) questi terreni, generalmente in contatto tettonico con le unità mesozoico-terziarie dell'Appennino sannita, sono riconducibili a quelli identificati da Selli (1962) come Formazione di S. Croce, di età Langhiano, facente parte, a sua volta, delle cosiddette coltri sannitiche (Selli, 1962). La composizione della Formazione di S. Croce è sostanzialmente identica a quella del "Flysch rosso" (sensu Ippolito et alii, 1975) del Bacino lagonegrese-molisano. Spesso al top di queste successioni si rinvengono sedimenti silicoclastici

del Miocene superiore-Pliocene. Le complesse geometrie presenti e le relazioni tra tutti questi depositi, sono controllate in prevalenza, dalla tettonica compressiva che è alla base della costruzione di questa porzione del fold and thrust belt appenninico dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore. Infine la struttura orogenica risulta dissecata da faglie normali originatesi durante la fase estensionale tardiva che risulta attiva ancora oggi e che controlla la fisiografia dell'area (Massa et alii, 2002b).

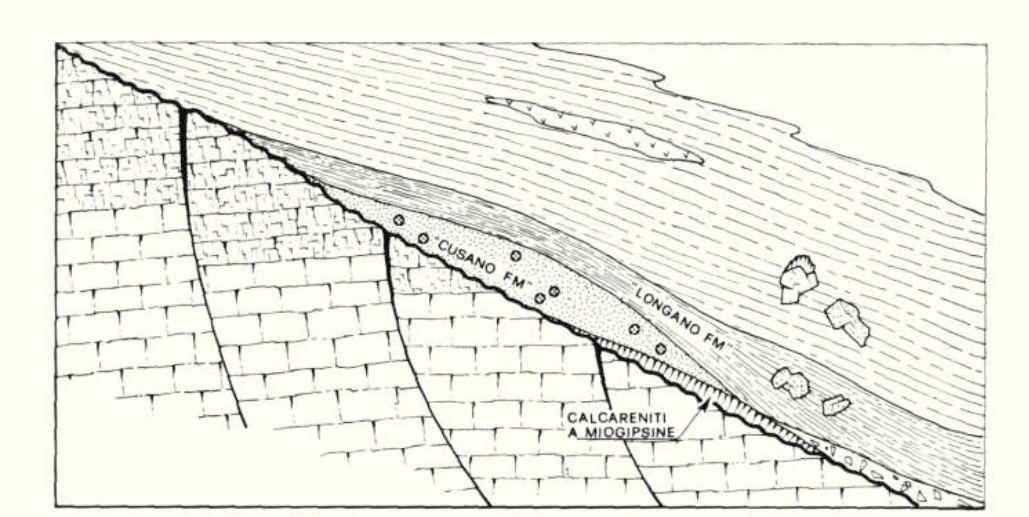


Figura 1.8 : Significato paleoambientale della Formazione di Pietraroia (modificato da: Barbera et alii, 1980)

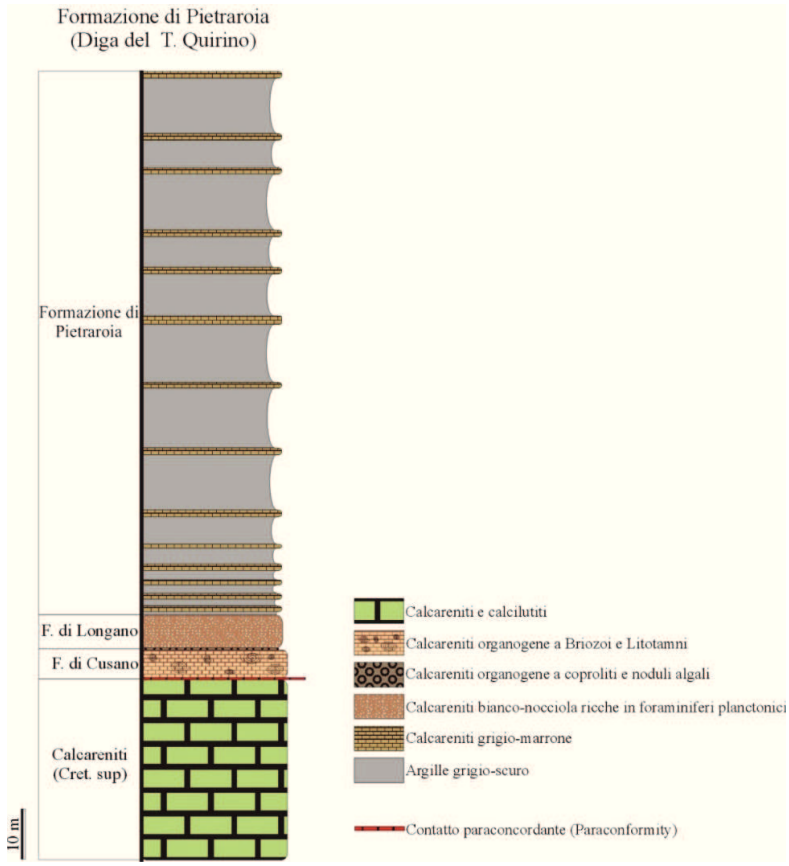


Fig. 1.9 : Colonna stratigrafica schematica della succesione carbonatica del Matese esposta nell'area

della Diga sul Torrente Quirino (Guardiaregia).

1.3.1 Le coltri sannitiche, la Formazione di S. Giorgio e la Formazione di S. Bartolomeo.

Il concetto di coltri sannitiche fu introdotto da Selli (1962) che le inserisce nel gruppo dei *ricoprimenti* dell'Appennino meridionale assieme i terreni della coltre molisana e al mesoautoctono Tufillo-Agnone.

Secondo l'Autore le coltri sannitiche sono associate a "terreni caotici" rappresentati da argille policrome scagliose, all'interno delle quali sarebbero contenuti vari tipi di "zolle inglobate" tra cui la stessa *Formazione di S. Giorgio* che rappresenterebbe, assieme alla *Formazione di S. Croce*, la più estesa in affioramento. Già dal momento dell'istituzione della *Formazione di S. Giorgio,* Selli (1962) segnala che le rocce di questa formazione sono caratterizzate da una "tettonica spesso quanto mai disordinata, con faglie, diaclasi, pieghettamenti, accartocciamenti vari e caoticizzazioni". I terreni della coltre sannitica poggiano sui terreni del Tortoniano superiore rappresentati dalle *Formazioni di Pietraroia* e *Frosolone* o sui terreni del mesoautoctono Tufillo-Agnone; in alcune aree l'appoggio avviene su terreni molto antichi (fino al Cretacico) della catena: ciò è probabilmente legato all'elisione tettonica dei ricoprimenti ad opera delle falde stesse durante la traslazione.

La *Formazione di S. Giorgio* viene descritta da Selli (1962) come un flysch arenaceo-marnoso, cui l'Autore attribuisce un'età Langhiano-Tortoniano inferiore, deposto in un ambiente di sedimentazione doveva essere batiale con apporti torbiditici.

Al di sopra della falda sannitica si rinvengono in discordanza terreni di età compresa tra il Tortoniano superiore e il Pliocene medio-superiore. I terreni del Tortoniano-Pliocene inferiore risultano molto tettonizzati, mentre quelli del Pliocene medio e superiore sono poco disturbati, ciò testimonierebbe, secondo l'Autore, l'esistenza di attività tettonica nel Pliocene inferiore. In sintesi secondo Selli (1962) la messa in posto della "coltre sannitica" sarebbe avvenuta alla fine del Tortoniano; traslazioni successive si sarebbero avute all'inizio ed alla fine del Pliocene inferiore e probabilmente ache più tardi (Selli, 1962). Tutti questi movimenti avrebbero coinvolto anche la coltre molisana ed avrebbero prodotto la tettonizzazione del substrato costituito dal mesoautoctono Tufillo-Agnone.

Nell'ambito della coltre sannitica è difficile identificare i rapporti tra le varie porzioni ("*terreni caotici*", *Formazione di S. Croce*, *Formazione di S. Giorgio*), solo tra la *Formazione di S. Croce* e la *Formazione di S. Giorgio* sembrerebbe esistere un rapporto stratigrafico. Un'ipotesi di ricostruzione formulata da Selli (1962) prevede un'origine molto interna per i "terreni caotici" di questa coltre, forse tirrenica, poi durante le soste nella traslazione dell'unità basale si sarebbero deposte le *Formazioni di S. Croce* e *S. Giorgio*; infine, la pila così costruita sarebbe stata trasportata fino all'avanfossa. La presenza di granuli di quarzo e ciottoli cristallini

all'interno delle rocce della *Formazione di S. Giorgio* testimonierebbe che il bacino in cui si è deposta è stato in parte alimentato dall'erosione dei massicci cristallino-metamorfici.

Pescatore (1965) interpreta la *Formazione di S. Giorgio*, affiorante al margine orientale del massiccio del Matese, come la chiusura della serie miocenica della *Depressione molisano-sannitica* e facente parte del cosiddetto ciclo di sedimentazi*one del Serravalliano-Tortoniano inferiore*. Spostandosi dall'Appennino calcareo verso l'Adriatico, si rinvengono sedimenti terrigeni riferibili al suddetto ciclo sedimentario, costituiti prevaletemente da depositi arenacei torbiditici; tra questi la *Formazione di S. Giorgio*, costituita prevalentemente da arenarie con intercalazioni di conglomerati e marne, rappresenterebbe un deposito flussotorbiditico o torbiditico.

Da un punto di vista paleoambientale, Pescatore (1988) individua un unico bacino nel quale potrebbe essere avvenuta la sedimentazione terrigena miocenica in questa porzione dell'Appennino meridionale, con la deposizione della *Formazione di S. Giorgio*, *Flysch di Gorgoglione*, *Flysch di S. Bartolomeo* e *Flysch di Faeto*. In questo bacino si sarebbero individuate le facies occidentali tirreniche, arenacee e conglomeratiche, costituite da depositi neritici e talvolta di scarpata (flussotorbiditi); le facies centrali del bacino con depositi arenacei torbiditici e secondariamente flussotorbiditici ed infine le facies più orientali con sedimentazione arenacea, calcarea e marnosa. I terreni della *Formazione di S. Giorgio* sarebbero, quindi, riferibili al margine tirrenico di questo bacino.

Più ad Ovest rispetto agli affioramenti della *Formazione di S. Giorgio*, a ridosso del Monte Maggiore, affiora una successione del tutto analoga a quella della *Formazione di S. Giorgio*, nota come "*Arenarie di Caiazzo*" (Ogniben, 1957); si tratta di depositi flussotorbiditici intercalati a torbiditi, che presentano livelli calcarei spesso gradati a testimonianza di un'origine torbiditica. Le "*Arenarie di Caiazzo*" si rinvengono in appoggio discordante sui terreni miocenici e sui terreni mesozoici di diverse altezze stratigrafiche e rappresentano il sinorogeno della piattaforma appenninica nell'area del Matese-Monte Maggiore. Secondo Pescatore (1978) le *Arenarie di Caiazzo* presentano caratteri sedimentologici del tutto analoghi a quelli dei depositi miocenici affioranti ai bordi adriatici dei massicci calcarei. Questo autore le considera un equivalente laterale delle successioni silico-clastiche del Langhiano-Tortoniano, raggruppate nelle Unità Irpine, deposte in un bacino deformatosi poi durante il Langhiano. Il margine interno di questo bacino sarebbe stato costituito dalle falde tettoniche derivanti dallo smembramento di parte del Bacino di Lagonegro e dal margine di una piattaforma carbonatica (*Figura 1.10*).

Secondo Di Nocera *et alii* (1993) le *Arenarie di Caiazzo* rappresentano, nell'area di Monte Monaco, l'unità più bassa affiorante, della quale solo in qualche punto è possibile

osservarne il substrato, rappresentato dai carbonati mesozoici del Matese. Presso Monte Cigno secondo gli Autori sarebbe visibile il contatto pseudo-trasgressivo (*sensu* Pescatore *et alii,* 1970) tra le "Arenarie di Caiazzo" e i calcari del Cretacico superiore della Piattaforma appenninica.

Infine, Sgrosso (1998) ritiene che la *Formazione di S. Giorgio* (Selli, 1962), se di età Messiniano, potrebbe essere considerata un'equivalente delle *Arenarie di Caiazzo*, che a loro volta sarebbero equivalenti al *Flysch del Torrente Torbido* (Patacca *et alii,* 1990; 1992a) e alle *Arenarie di Torrice* (Cipollari & Cosentino, 1992).

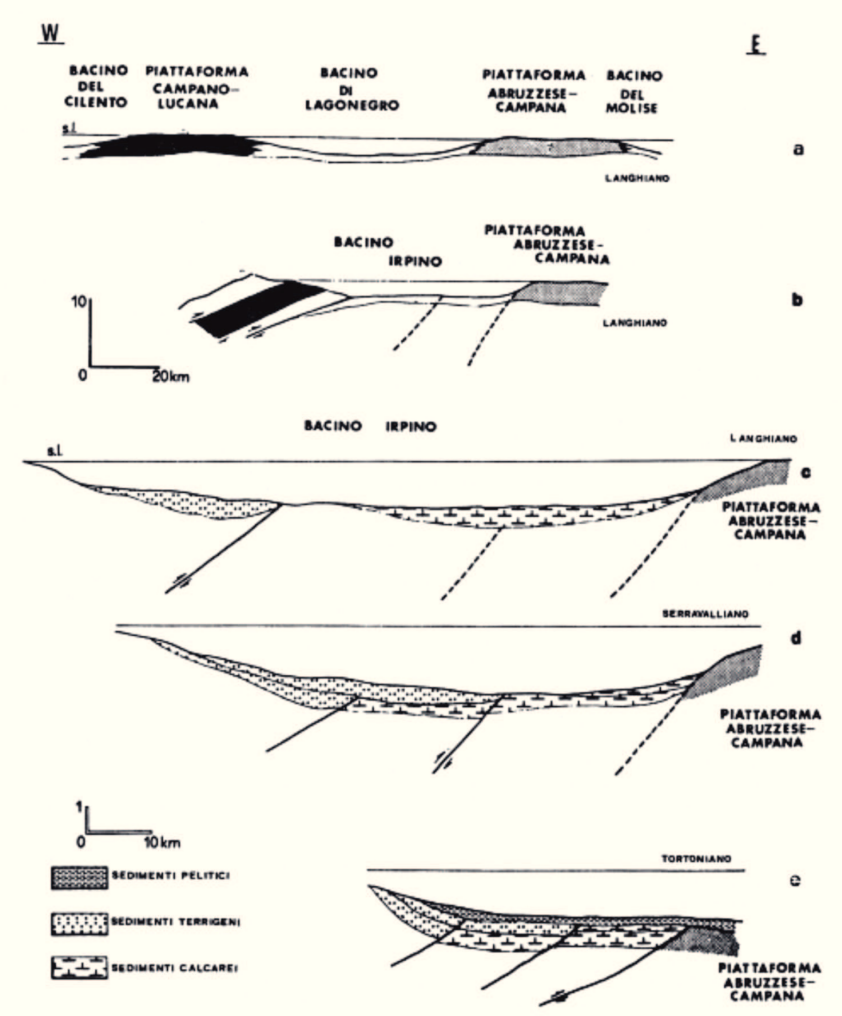


Figura 1.10 : Evoluzione del Bacino Irpino. **(a)** La sezione palinspastica illustra la situazione prima della deformazione (Giurassico-Miocene inferiore); **(b)** Situazione dopo la fase deformativa che origina il bacino irpino (Laghiano); **(c-e)** distribuzione delle facies sedimentarie nel bacino irpino dal Langhiano al Tortoniano (modificato da: Pescatore, 1978).

Quanto esposto evidenzia come, soprattutto nel Sannio, ci sia stata una tendenza alla proliferazione di nuove formazioni per descrivere unità già identificate e denominate. Questo

complica notevolmente le cose e spinge molti Autori a realizzare modelli complessi per spiegare l'evoluzione dell'Appennino meridionale.

1.3.2 Paleogeografia dell'Appennino sannita e tettonica delle coltri sannitiche.

Prescindendo dal discorso paleogeografico, sono state nel tempo adottate denominazioni diverse per unità tettoniche costituite da successioni litologiche analoghe a quella delle coltri sannitiche (*sensu* Selli, 1962). Ad esempio dovrebbero ritenersi equivalenti alle coltri sannitiche di Selli (1962), l'*Unità del Sannio* (Patacca & Scandone, 1989; Pescatore *et alii,* 2000), la *Falda Sannitica* (*sensu* Naso *et alii,* 1997) e la *Sannio Sequence* (*sensu* Patacca *et alii*, 1992b).

Anche per quanto riguarda la composizione delle coltri sannitiche ci sono alcune ambiguità. Ad esempio con il termine *Flysch Rosso* (*Auctt*.) gli Autori intendono la porzione delle coltri sannitiche coincidente all'incirca con la Formazione di S. Croce (Selli, 1962); il nome deriva dall'aspetto tipico che presenta la porzione alta della formazione, costituita da fitte alternanze di straterelli di calcareniti ed argille rosso-verdi. Lo stesso Selli ipotizza l'equivalenza della sua *Formazione di S. Giorgio* con i terreni informalmente raggruppati nelle "arenarie lionate" degli Autori.

Anche per il complesso caotico argilloso policromo delle *Argille Varicolori* (*Auctt*.) ci sono delle incongruenze: originariamente ritenuto autoctono (Jacobacci & Martelli, 1958), fu in seguito ritenuto da Selli (1962) parte delle coltri sannitiche o comunque di provenienza interna tirrenica trasportato durante il Tortoniano nell'avanfossa appenninica

Secondo Ortolani *et alii* (1975) le coltri sannitiche rappresenterebbero invece la porzione di età Cretacico-Miocene inferiore della sequenza bacinale di Lagonegro, scollata tettonicamente dal substrato pre-Cretacico e trasportata, durante l'orogenesi neogenica, verso domini più esterni. In particolare, viene segnalata la presenza di numerosi affioramenti di *Flysch numidico* (Ogniben, 1969) nell'area sannita, come alla sommità delle successioni del gruppo di Monte Moschiaturo; questo permetterebbe di attribuire, secondo gli Autori, i terreni del Monte Moschiaturo alle successioni deposte nel Bacino lagonegrese-molisano. Quindi anche le alternanze calcareo-marnose dell'Unità di Santa Croce (Selli, 1962) vengono reinterpretate come il membro calcareo-marnoso del *Flysch rosso* (*Auctt*.). Queste affermazioni risultano importantissime in quanto incidono notevolmente sul quadro palegeografico sviluppato negli anni per questo settore dell'Appennino meridionale, consentendo di confermare l'equivalenza tra le coltri sannitiche (alle quali appartiene la successione del Monte Moschiaturo) e le unità lagonegresi affioranti nell'Appennino campano-

lucano. Ciò significa confermare, a mio avviso, l'unicità dell'area bacinale interposta fra la *Piattaforma appenninica* ad ovest e la *Piattaforma apula* interna ad est (*Figura 1.11*). Questo bacino, se pure articolato, è noto in Appennino campano-lucano come bacino di Lagonegro e nel Sannio come Bacino molisano e Bacino sannitico (Figura 1.12-1.13).

Anche Dazzaro & Rapisardi (1984) ipotizzano per le coltri sannitiche affioranti nella Daunia una provenienza dal bacino di Lagonegro. Mostardini & Merlini (1986) e in seguito Casero *et alii* (1988) e Pescatore *et alii* (1988) rimarcano una possibile origine esterna di queste unità probabilmente riconducibile al Bacino lagonegrese-molisano (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986). Mostardini & Merlini (1986) e Ferranti (1997) considerano i terreni delle coltri sannitiche tettonicamente sovrapposti in retroscorrimento su terreni di varia origine paleogeografica e varie età. Roure *et alii* (1988) ipotizzano un'origine esterna delle coltri sannitiche, ma le ritengono tettonicamente sottoposte ai carbonati mesozoici del Matese. Patacca *et alii* (1992b) concordano con Centamore *et alii* (1970, 1971) su un'età Oligocene-Miocene inferiore, ma ritengono che coltri sannitiche siano costituite da falde sradicate derivanti da un paleodominio posizionato ad ovest del paleodominio dei Monti della Maddalena. Questa affermazione è supportata dal fatto che a Sud del bacino pliocenico dell'Ofanto, le coltri sannitiche poggiano tettonicamente al di sopra dell'unità dei Monti della Maddalena e non ci sono evidenze di *backthrust* che possano fare ipotizzare un paleodominio di provenienza delle coltri sannitiche più interno del paleodominio dei Monti della Maddalena.Un'altra ipotesi è che le coltri sannitiche provengano dal bacino del Monte Foraporta (*sensu* Patacca *et alii,* 1992b), del quale è sconosciuta la porzione post-Triassico della successione. Oppure il paleodominio potrebbe essere stato localizzato tra il bacino di San Donato e la piattaforma carbonatica Alburno-Cervati. Un'ultima possibilità è che il paleodominio bacinale potesse essere posizionato subito ad ovest del dominio di Verbicaro (Patacca *et alii,* 1992b).

Per quanto riguarda la sequenza bacinale affiorante al Monte Moschiaturo Patacca *et alii* (1992b) non sono certi dell'attribuzione alle coltri sannitiche, ipotizzando un'appartenenza all'unità di Lagonegro. Dall'analisi delle associazioni a nannoplancton delle marne argillose campionate alla base delle arenarie numidiche mature, che chiudono al top la successione di Monte Moschiaturo, gli Autori attribuiscono alla successione di Monte Moschiaturo un'età Burdigaliano superiore-Langhiano.

Secondo Di Nocera *et alii* (1993) nell'area di Benevento e in buona parte dell'Appennino i terreni delle coltri sannitiche proverrebbero dallo stesso bacino nel quale si è deposta la successione genericamente indicata come *Flysch rosso* (*Auctt*.), il cui dominio paleogeografico con ogni probabilità era ubicato ad ovest della piattaforma carbonatica del Matese orientale e

ad est della Piattaforma Carbonatica campano-lucana (*sensu* D'Argenio *et alii,* 1973).

Secondo Clermonté & Pironon (1979) e Hippolyte (1992) le coltri sannitiche (*sensu* Selli, 1962) hanno una vergenza occidentale.

Scrocca & Tozzi (1999) ritengono le coltri sannitiche come delle unità interne sovrascorse a differenti unità tettoniche originariamente più esterne. Da un punto di vista paleogeografico la successione affiorante al Monte Moschiaturo è originaria di un paleodominio bacinale localizzato tra la piattaforma carbonatica del Camposauro e quella del Matese-Monte Maggiore (Figura 1.13).

Di Bucci *et alii* (1999) ipotizzano per le coltri sannitiche della Valle del Trigno un'area di sedimentazione più esterna rispetto a quella ipotizzata da Patacca *et alii* (1992b), e segnalano la continuità di sedimentazione tra i depositi di avanfossa del Tortoniano e quelli del Messiniano.

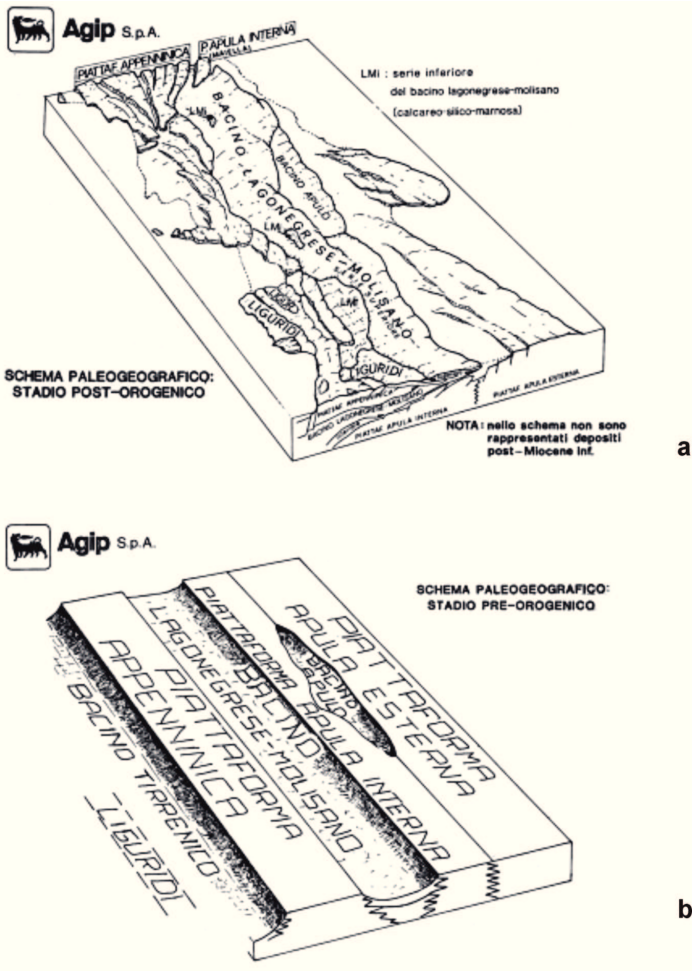


Figura 1.11 - Schema paleogeografico dell'Appennino meridionale nello stadio **(a)** post-orogenico e **(b)** pre-orogenico (modificato da: Mostardini & Merlini, 1986).

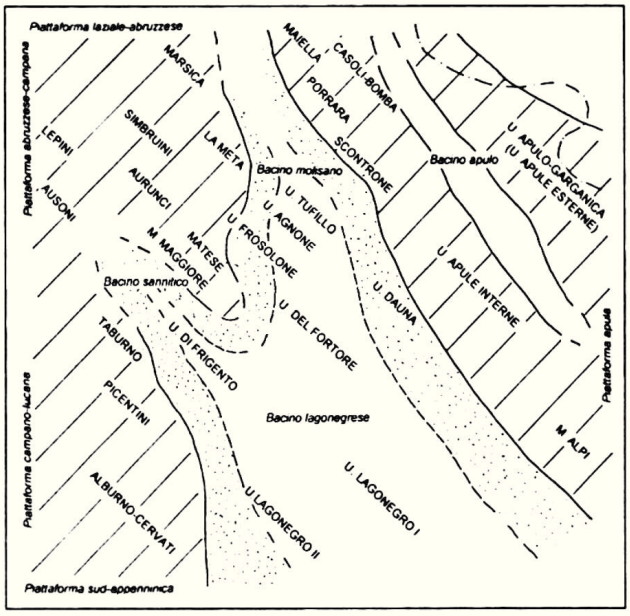


Figura 1.12 : Schema paleogeografico del margine sud-appenninico della zolla Adria tra il Cretacico superiore ed il Miocene inferiore. In rigato: piattaforma carbonatica; in puntinato: la scarpata; in bianco: il bacino pelagico (modificato da: Di Nocera *et alii*, 2002).

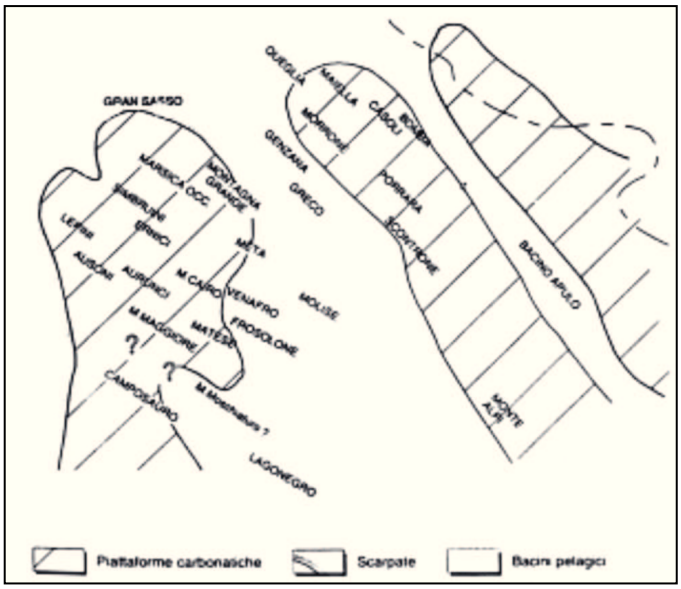


Figura 1.13 : Schema paleogeografico dell'Appennino meridionale al Cretacico superiore (modificato da: Scrocca & Tozzi, 1999).

Pescatore *et alii* (2000) riconoscono nell'area dei Monti del Sannio, l'esistenza di due unità tettoniche diverse: l'Unità del Sannio e l'Unità del Fortore. *L'Unità del Sannio* è costituita dal basso dal *Flysch rosso* (*Auct*.), *Flysch numidico* e "*Flysch di S. Giorgio*" in accordo con le osservazioni di Centamore *et alii* (1970, 1971) e sarebbe l'equivalente delle coltri sannitiche (*sensu* Selli, 1962), costituite da "terreni caotici", Formazione di Santa Croce (Langhiano) e *Formazione di S. Giorgio* (Langhiano-Tortoniano). Gli Autori descrivono dei sovrascorrimenti

dell'*Unità del Sannio* sull'*Unità del Fortore*; in particolare nell'area ad E di San Giorgio la Molara le coltri sannitiche sarebbero accavallate sull'*Unità del Fortore* con una geometria piuttosto complicata a causa dell'esistenza di lineamenti tettonici trasversali, identificati come faglie trascorrenti destre, che dislocherebbero i sovrascorrimenti a vergenza nord-orientale.

Da un punto di vista paleogeografico Scrocca & Tozzi (1999) *e* Corrado *et alii* (1998) ipotizzano che le coltri sannitiche (*sensu* Selli, 1962) provengano da un bacino di sedimentazione posto tra la piattaforma carbonatica del Taburno e il lembo più esterno rappresentante il paleodominio delle unità carbonatiche del Matese. In pratica il paleodominio di deposizione delle coltri sannitiche (definito dagli autori Bacino sannitico) sarebbe da intendersi come la prosecuzione verso nord del Bacino lagonegrese-molisano (Figura 1.12).

Con il tempo sembra riconfermarsi la semplice paleogeografia dell'Appennino meridionale ipotizzata già dagli Autori dei primi anni '70 (Ippolito *et alii,* 1975):

- una Piattaforma appenninica (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986) più o meno ampia e con i margini variamente articolati;

- un bacino intermedio detto Bacino lagonegrese-molisano (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986);

- una piattaforma esterna, rappresentata dall'avanpaese apulo-garganico, localmente interrotta da un'area bacinale (Bacino apulo, *sensu* Mostardini & Merlini, 1986).

Lo schema paleogeografico di Scrocca & Tozzi (1999) sintetizza nel modo migliore il quadro paleogeografico per l'area sannita (*Figura 1.12-13*). La semplicità di questo schema è in linea con lo schema paleogeografico generale proposto da Mostardini & Merlini (1986) per l'intero Appennino meridionale (*Figura 1.11*).

Un recente contributo all'interpretazione della struttura dell'Appennino Sannita viene da Massa *et alii* (2002). Secondo gli Autori nell'area di San Giorgio la Molara (a Nord di Benevento) è visibile un sovrascorrimento regionale che coinvolge le coltri sannitiche estesamente affioranti nell'area.

I terreni bacinali delle coltri sannitiche mostrano, a scala regionale, una deformazione caratterizzata da strutture ad embrici definite da superfici di *thrust* immergenti a SO (Corrado *et alii,* 1998; Di Bucci *et alii,* 1999; Scrocca & Tozzi, 1999) e, nelle parti di successione con stratificazione ben definita ed alternanza di livelli competenti e incompetenti, da pieghe a lunghezza d'onda chilometrica a vergenza nord-orientale (*Figura 1.14a*). Le strutture tettoniche a generale vergenza nord-orientale, compresa la superficie di sovrascorrimento principale tra i carbonati e le unità bacinali, sono dislocate da una serie di *back thrusts* i quali, attraverso un fenomeno di reimbricazione, provocano la locale inversione dei rapporti geometrici originali tra le diverse unità (Fig. 1.14b).

Nell'area di San Giorgio la Molara, il limite occidentale dei rilievi di Monte Capezzuto-Morgie delle Fate corrisponderebbe ad un *back thrust* fuori sequenza che produce il raddoppiamento tettonico delle coltri sannitiche. Massa *et alii* (2002) sulla base delle vergenze delle pieghe regionali presenti al *footwall* del *back thrust* ricavano una direzione di trasporto occidentale delle coltri sannitiche, in accordo con quanto riportato da Clermonté & Pironon (1979) e Hippolyte (1992). E' da sottolineare che la superficie di taglio responsabile dello sviluppo del *back thrust* sarebbe non più antica del Pliocene inferiore, dal momento che gli autori attribuiscono alla *Formazione di S. Giorgio* un'età messiniana (*Figura 1.15*). Inoltre, in aree limitrofe, i terreni di età Pliocene inferiore-medio (Unità di Ariano) suturano le strutture associate al suddetto *backthrust*.

In sintesi sulla scorta dei nuovi dati che emergono dall'analisi strutturale eseguita da Massa *et alii* (2002b), accompagnata da datazioni biostratigrafiche originali del *Flysch numidico* e della *Formazione di S. Giorgio* (*Figura 1.15*), l'evoluzione tettonica di questo settore di Appennino sannita può essere quindi ricostruita come segue:

Figura 1.14

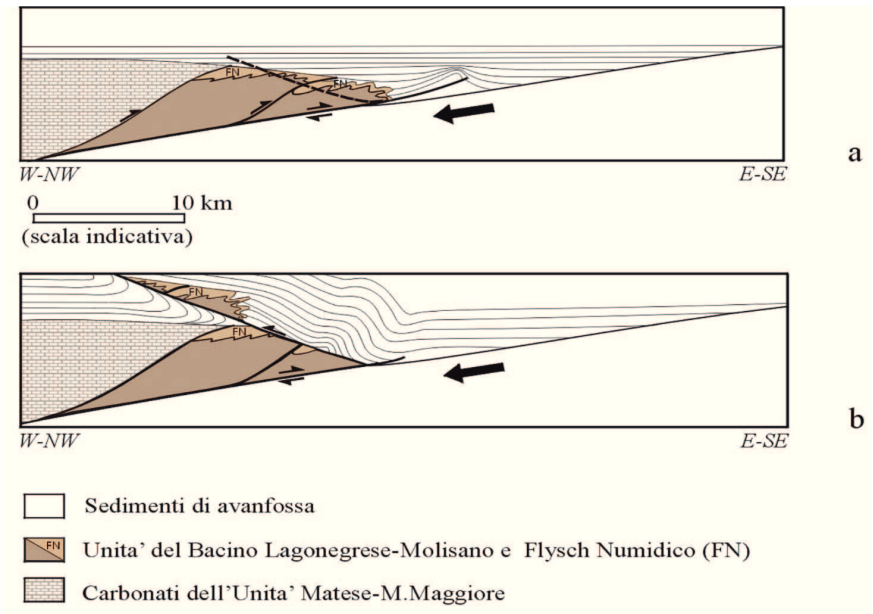


Figura 1.14 : Schema dell'evoluzione tettonica dell'Appennino sannita (da: Massa *et alii*, 2002b).

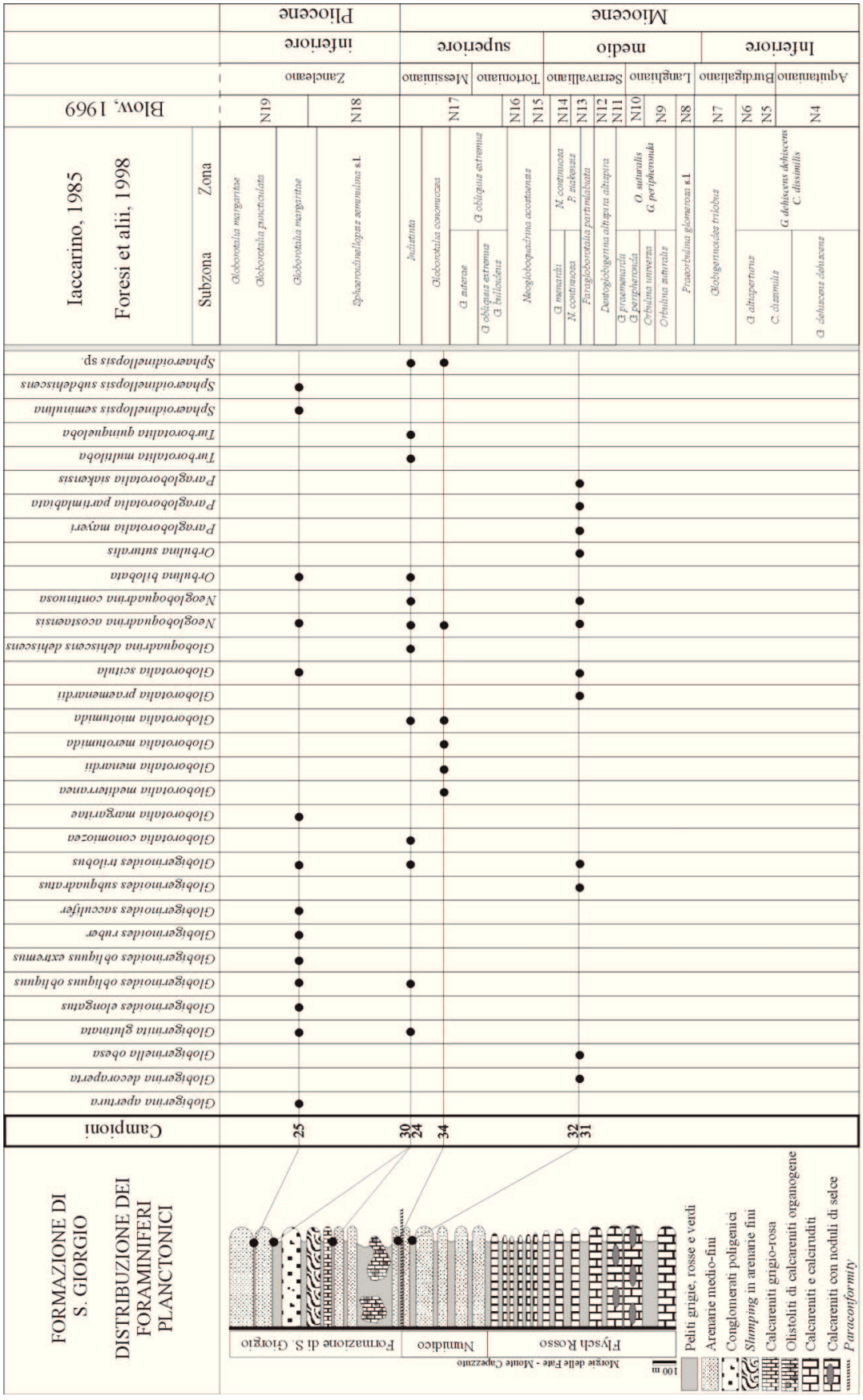


Fig. 1.15 - Schema stratigrafico dei terreni affioranti nell'area di San Giorgio la Molara (modificato da: Massa *et alii*, 2002b).

1) durante il Miocene inferiore si forma il cuneo di accrezione appenninico (Knott, 1987; Cello *et alii,* 1990; Roure *et alii,* 1991) che coinvolge la Piattaforma appenninica a partire dal Miocene medio (Di Bucci *et alii,* 1999);

2) i terreni del Bacino lagonegrese-molisano nel Miocene superiore vengono interessati da sovrascorrimenti e piegamenti a generale vergenza nordorientale (*Figura 1.14.a*); durante l'intervallo Messiniano-Pliocene inferiore la *Formazione di S. Giorgio* si deposita in discordanza

3) nelle zone interne e in paraconcordanza su quelle esterne delle unità bacinali all'interno di un bacino di avanfossa probabilmente prodotto dalla flessura della placca apula (*Massa et alii,* 2002b);
4) lo sviluppo di superfici di *backthrust* nei terreni bacinali durante il Pliocene inferiore provoca la formazione di una zona triangolare all'interno della quale la porzione interna della successione di avanfossa e parte del substrato bacinale subiscono un piegamento retrovergente associato a un regime di deformazione non coassiale (Figura 1.14b); ulteriori minori raccorciamenti producono blandi ripiegamenti delle coltri sannitiche all'interno della zona triangolare.

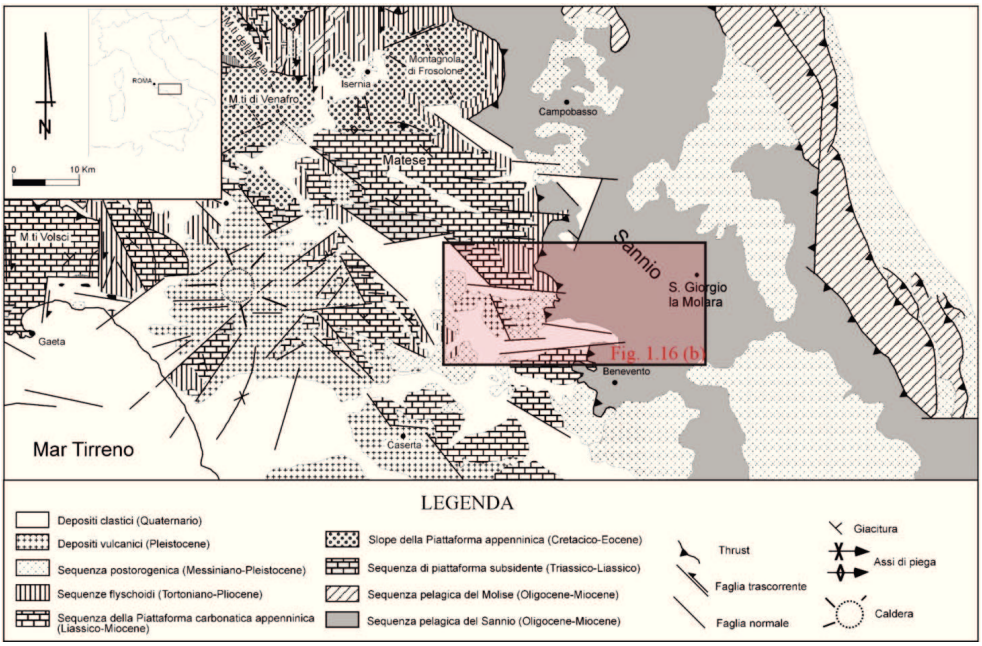
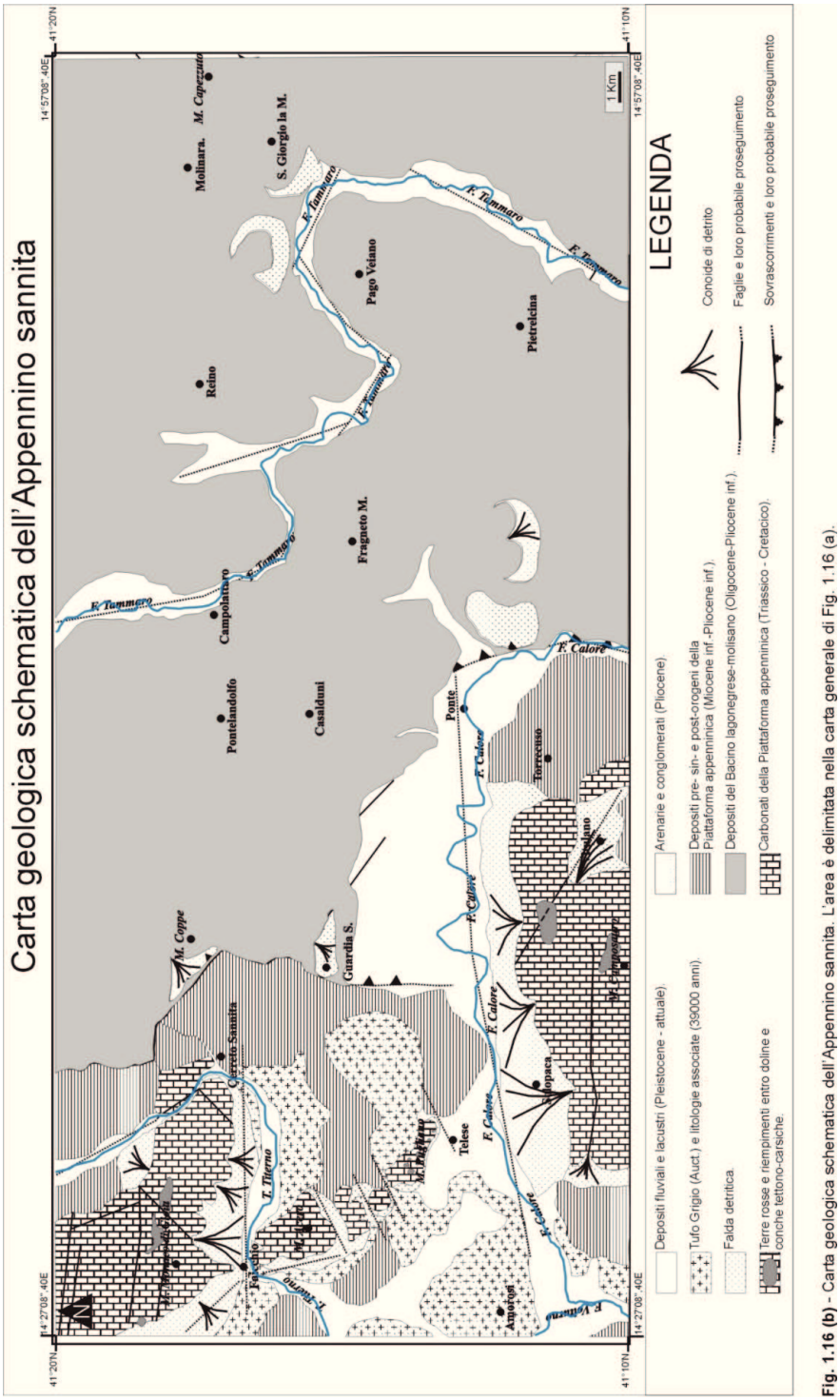


Figura 1.16 (a) : Schema tettonico dell'Appennino sannita (modificato da: Di Bucci *et alii*, 1999). L'area delimitata dal riquadro rosso è ingrandita in Fiura 1.16 **(b)**.

In Figura 1.16 (a) viene proposto lo schema strutturale dell'Appennino sannita derivato da Di Bucci *et alii* (1999) e modificato da Massa *et alii* (2002b). In Figura 1.16 (b) è riportata una carta geologica schematica realizzata in conformità con lo schema strutturale di Figura 1.16 (a).


Carta geologica schematica dell'Appennino sannita
LEGENDA
Depositi fluviali e lacustri (Pleistocene - attuale)
Tufo Grigio (Auct.) e litologie associate (39000 anni)
Falda detritica
Terre rosse e riempimenti entro doline e conche tettono-carsiche
Arenarie e conglomerati (Pliocene)
Depositi pre- sin- e post-orogeni della Piattaforma appenninica (Miocene inf.-Pliocene inf.)
Depositi del Bacino lagonegrese-molisano (Oligocene-Pliocene inf.)
Carbonati della Piattaforma appenninica (Triassico - Cretacico)
Conoide di detrito
Faglie e loro probabile proseguimento
Sovrascorrimenti e loro probabile proseguimento
Molinara
M. Capezzano
S. Giorgio la M.
Reino
Pago Veiano
Pietrelcina
Fragneto M.
Campolattaro
Pontelandolfo
Casalduni
Ponte
Torrecuso
Guardia S.
M. Coppe
Cerreto Sannita
Telese
Amorosi
F. Tammaro
F. Calore
F. Tammaro
F. Calore
F. Tammaro
F. Calore

1.4 *Stratigrafia e tettonica dell'Appennino molisano*

1.4.1 Paleogeografia e principali unità strutturali dell'Appennino molisano

L'Appennino molisano è costituito da differenti unità paleogeografiche, caratterizzate per lo più da *facies* di piattaforma carbonatica e bacino pelagico sviluppatesi a partire dal Trias e giustappostesi durante la strutturazione orogenica del Neogene. Pur trattandosi di un settore con una limitata estensione, la complessa deformazione delle varie unità tettoniche unitamente all'importante alloctonia di alcune di esse, ha reso difficoltosa la definizione dettagliata dell'assetto pre-orogenico di quest'area.

Da un punto di vista sia geologico-strutturale che morfologico, l'area molisana può essere suddivisa in due regioni con caratteristiche nettamente diverse: una parte più occidentale, costituita in prevalenza da successioni di piattaforma carbonatica e subordinatamente da successioni di scarpata e bacino, formanti *thrust sheets* generalmente organizzati in sistemi a propagazione *piggy-back* ma con sviluppo anche di grandi strutture fuori sequenza (Patacca *et alii*, 1992a) ed una parte prevalentemente più collinare ad est, con estesi affioramenti calcareo-argillosi e silicoclastici (coltri molisane), che secondo Patacca *et alii* (1992a) costituiscono le unità di tetto di un gigantesco sistema a *duplex* formato, nella parte bassa, da *horses* carbonatici a loro volta accavallati sul margine interno dell'avampaese apulo.

Esiste un'ampia letteratura relativa all'assetto paleogegrafico di quest'area, tuttavia lo schema recentemente adottato da molti Autori che sintetizza, a mio parere nel modo migliore il quadro paleogeografico dell'area molisana, prevede la presenza di quattro differenti domini paleogeografici e ad altrettanti elementi tettonici principali (D'Andrea et alii, 1992; Patacca et alii, 1992a; Corrado *et alii*, 1998a, 1998b; Di Bucci *et alii*, 1999;). Questi sono, da Ovest verso Est (Figura 1.17): la Piattaforma Appenninica (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986), il Bacino pelagico Lagonegrese-Molisano (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986), il Bacino del Genzana (Corrado *et alii*, 1998a,b) in posizione più a Nord rispetto a quello Lagonegrese–Molisano e la Piattaforma Apula (*sensu* Mostardini & Merlini, 1986).

Su questi terreni poggiano numerosi depositi di *top-thrust* e depositi quaternari principalmente collegati all'attività dei Fiumi Fortore, Biferno e Trigno e dei rispettivi affluenti.

L'elemento strutturalmente più elevato appartiene al paleo-dominio della Piattaforma Appenninica ed è rappresentato in affioramento dai rilievi del Matese Nord occidentale, dai Monti della Meta, Venafro e dalla Montagnola di Frosolone. Secondo Patacca *et alii* (1992a) le successioni affioranti sulla Montagna Grande sono già attribuibili alla Piattaforma Apula,

mentre nell'interpretazione di D'Andrea *et alii* (1992) e di Vezzani & Ghisetti (1995) tali terreni sono ancora riferiti alla Piattaforma Appenninica.

Si tratta essenzialmente di depositi meso-cenozoici per lo più carbonatici, che evolvono poi a terrigeni nel Tortoniano; in particolare di successioni meso-cenozoiche in *facies* da piattaforma carbonatica a zona di transizione scarpata-bacino che testimoniano una originaria distribuzione paleogeografica complessa degli ambienti deposizionali. Sopra queste successioni poggiano in discordanza angolare terreni miocenici trasgressivi, dapprima calcareo-clastici e poi prettamente torbiditici legati alla fase di "annegamento"della piattaforma.

I terreni descritti risultano sovrascorsi sulle successioni bacinali attribuite dagli Autori al paleo-dominio del Monte Genzana e del Bacino Lagonegrese-Molisano.

Queste successioni bacinali affiorano con *facies* molto diverse; la successione del Monte Genzana è rappresentata da terreni ad affinità umbro-marchigiana (Miccadei, 1993) mentre quella Lagonegrese-Molisana è caratterizzata da importanti spessori ed estensioni della Formazione delle Argille Varicolori *Auctt.*, soprattutto nell'area dell'alto Molise e del Sannio (Selli, 1962; Sgrosso, 1988; Di Bucci *et alii*, 1996, Naso *et alii*, 1997; Di Bucci *et alii*, 1999).

Il Bacino del Monte Genzana, unanimemente ubicato in posizione intermedia tra le due Piattaforme Appenninica ed Apula, doveva essere infatti un bacino poco profondo e relativamente poco ampio, con le due piattaforme carbonatiche in posizione paleogeografica molto ravvicinata, come del resto evidenziato dagli studi di geologia regionale effettuati in questo settore da Salvini *et alii* (1997) e Corrado *et alii* (1998a).

Attualmente il Monte Genzana rappresenta un *thrust-sheet* con vergenza E-NE in contatto tettonico direttamente sui terreni della Piattaforma Apula (Corrado *et alii*, 1998a). La successione stratigrafica è data da calcari e calcari marnosi alternati a litotipi più silicei ben stratificati di età Triassico superiore-Miocene medio, che passano verso l'alto a depositi di *flysch* silicoclastici tardo-miocenici.

Tutte le altre successioni di tipo bacinale, ossia le successioni affioranti nella zona dell'alto Molise e del Sannio sono invece attribuite al Bacino Lagonegrese-Molisano dalla maggior parte degli Autori. La sedimentazione all'interno di questo bacino è nota solo a partire dai termini cenozoici, ovvero dalle Argille Varicolori datate Oligocene-Burdigaliano (Patacca *et alii*, 1992a, 1992b) mentre la porzione mesozoica non è mai stata riconosciuta né in affioramento né in pozzo. Almeno per quanto riguarda l'Oligo-Miocene l'ambiente di sedimentazione del Bacino Lagonegrese-Molisano, con la deposizione delle Argille Varicolori e soprattutto delle radiolariti ad esse associate, doveva essere molto più profondo rispetto a quello del Bacino del Monte Genzana (Di Bucci *et alii*, 1999).

I due bacini pelagici descritti dovevano inoltre essere separati da un alto strutturale relativo. Infatti mentre sono noti gli effetti della vicinanza delle piattaforme carbonatiche sulla sedimentazione all'interno di entrambi i bacini pelagici, non si hanno indizi a testimonianza di una progressiva variazione laterale di facies tra i due bacini in senso longitudinale (Di Bucci *et alii*, 1999). Più nel dettaglio, i terreni appartenenti al Bacino Lagonegrese-Molisano sono costituiti da depositi terrigeni miocenici (Cocco *et alii*, 1992; Pescatore, 1978) e da successioni bacinali, sovrascorse direttamente sui sedimenti plio-pleistocenici dell'Avanfossa Bradanica e sui sottostanti carbonati della Piattaforma Apula.

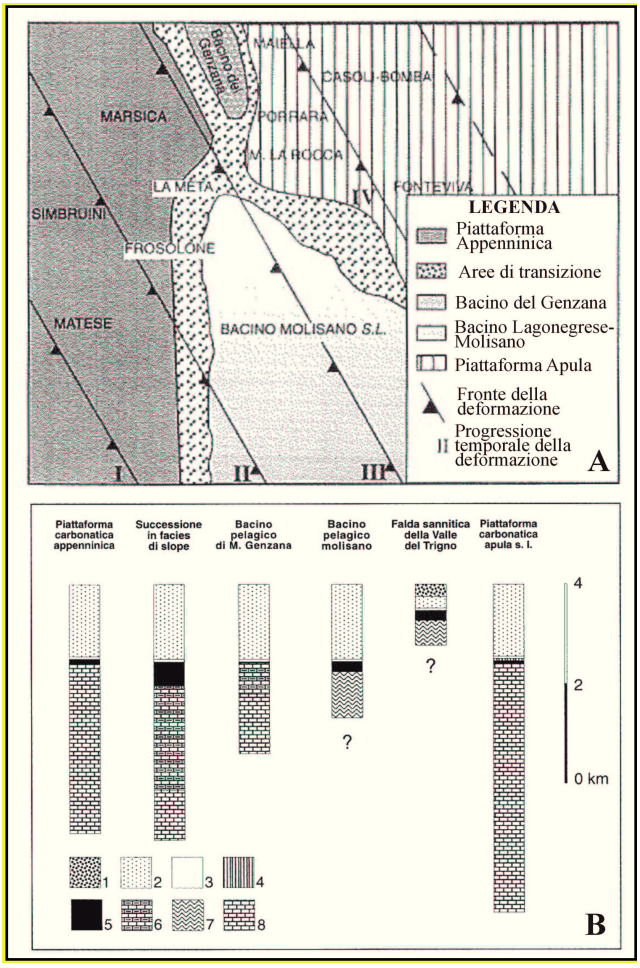


Figura 1.17 : A - paleogeografia del settore abruzzese-molisano dell'Appennino e quadro schematico dei fronti di accavallamento nel Tortoniano-Pliocene, disegno non in scala (modificato da Corrado *et alii*, 1998a); **B -** colonne stratigrafiche sintetiche dei diversi domini paleogeografici (Di Bucci *et alii*, 1999). **1**-depositi silicoclastici, arenarie e conglomerati (post Tortoniano); **2**-depositi silicoclastici di avanfossa (Miocene superiore-Pliocene); **3**-argille e marne emipelagiche (miocene medio-Pliocene); **4**-evaporiti (Messiniano); **5**- depositi di rampa carbonatica (Miocene); **6**-successioni calcareo-siliceo-marnose in *facies* di *slope* e di bacino pelagico (Lias superiore-Oligocene); **7**-Formazione delle Argille Varicolori (Oligocene-Miocene inferiore); **8**-calcari e dolomie di piattaforma carbonatica e soglia (Trias-Miocene).

All'interno di questi terreni possono essere distinte due unità tettoniche principali, le Unità del Sannio e le Unità Molisane. Le prime sono largamente rappresentate da argille varicolori con

frequenti intercalazioni di radiolariti e quarziti, spesso in assetto caotico. Frequentemente questi depositi argillosi si trovano in associazione tettonica con calcari cristallini, con alternanze calcareo-marnose e con le quarzareiniti del Flysch Numidico.

Le Unità Molisane sono caratterizzate da una successione costituita alla base da argille con radiolariti, attribuite all'Oligocene superiore-Burdigaliano (Patacca *et alii*, 1992a), seguite da sedimenti calcareo-marnosi, calcareniti e calcilutiti che precedono lo sviluppo di una sedimentazione silicoclastica di avanfossa riferita al Messiniano inferiore (Sgrosso *et alii*, 1988; Amore, 1990; Patacca *et alii*, 1990; Patacca *et alii*, 1992b)

Secondo molti Autori, le Unità Molisane rappresentano un'unica sequenza sedimentaria che comprende le successioni pelagiche del Bacino Lagonegrese-Molisano ed i depositi terrigeni delle cosiddette Unità Irpine, costituiti da depositi torbiditici la cui età va dal Langhiano al Tortoniano (Pescatore, 1978; Ciaranfi *et alii*, 1980). Secondo altri Autori le Unità Irpine derivano invece da un bacino pelagico poco profondo, il Bacino Apulo, posto in posizione più orientale, all'interno della Piattaforma Apula, e più precisamente tra la Piattaforma Apula esterna e la Piattaforma Apula Interna (Mostardini & Merlini, 1986).

Queste successioni terminano infine con un'importante discordanza erosiva sulla quale si imposta un ciclo di deposizione pliocenico (Crostella & Vezzani, 1964; Lanzafame & Tortorici, 1976)

Infine, l'elemento strutturalmente in posizione più bassa è rappresentato dai terreni appartenenti al paleodominio geografico della Piattaforma Apula. Questi terreni affiorano nella zona assiale del settore Abruzzese-Molisano dell'Appennino (Monte Arazzecca, Monte Morrone e Montagna della Maiella) e sono costituiti prevalentemente da strutture allungate in direzione NNW ed immergenti verso E al di sotto elle Unità Molisane (Figura 1.18; Corrado *et alii*, 1998a). Si tratta essenzialmente di depositi di piattaforma carbonatica di età Triassico-Cretaceo che passano verso l'alto a *facies* di transizione verso ambienti di scarpata e bacino pelagico (Cretaceo inferiore). Queste a loro volta passano a depositi di rampa carbonatica (Langhiano-Tortoniano) e a depositi in *facies* di *flysch* silicoclastici che diventano via via più giovani procedendo da SW verso NE, con un'età che varia dal Messiniano superiore al Pliocene inferiore (Corrado *et alii*, 1998a).

Ritrovamenti in pozzo di depositi di scarpata o rampa carbonatica con orbitoidi e foraminiferi planctonici, unitamente ad evidenze sismiche, suggeriscono l'esistenza di un solco (Bacino Apulo in Mostadini & Merlini, 1986), sviluppato quanto meno nel Campaniano-Maastrictiano e nel Paleogene all'interno della Piattaforma Apula (Patacca *et alii*, 1992b).

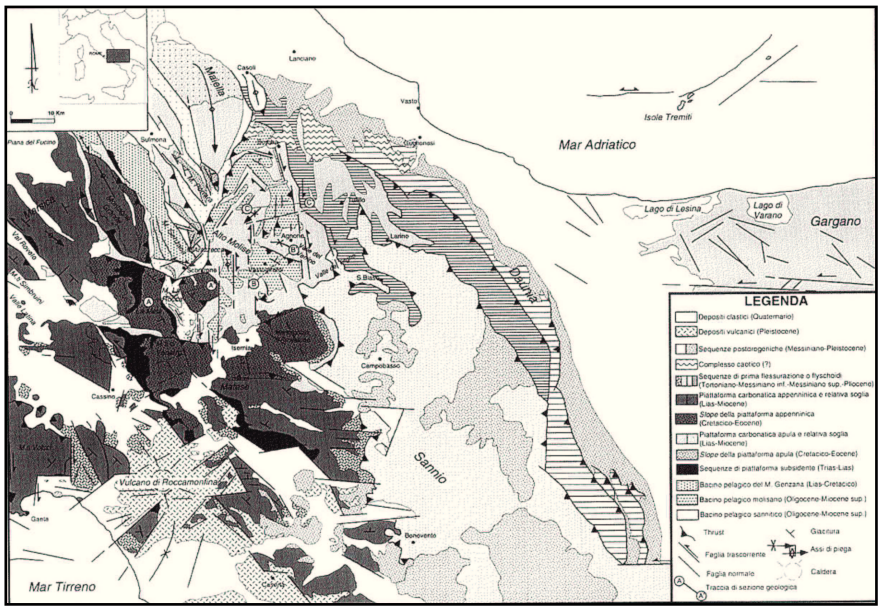


Figura 1.18 : schema geologico dell'Appennino abruzzese-molisano (Di Bucci *et alii*, 1999).

1.4.2 Le Unità molisane

Come descritto in precedenza, la maggior parte della letteratura geologica dall'inizio degli anni '60 in poi è concorde nel ricondurre le unità molisane ad un dominio bacinale compreso tra il dominio della Piattaforma appenninica e quello della piattaforma apula.

Nelle falde molisane sono distinguibili quattro unità tettoniche rappresentate dall'interno verso l'esterno dall'Unità di Frosolone, dall'Unità di Agnone, dall'Unità di Tufillo e dall'Unità della Daunia (Patacca *et alii*, 1990).

E' necessario segnalare che secondo alcuni Autori l'Unità Daunia deriva invece da un bacino pelagico poco profondo, posto in posizione più orientale, all'interno della Piattaforma Apula, il Bacino Apulo (Mostardini & Merlini, 1986). Tale interpretazione appare tuttavia inaccettabile per la presenza nella parte alta della successione di depositi silicoclastici infra-messiniani (Patacca *et alii*, 1992a,b) e la presenza di depositi pliocenici a *Globorotalia puncticulata* (Formazione di Panni di Crostella & Vezzani, 1964) trasgressivi con forte discordanza angolare sui depositi dell'Unità Daunia già interessati da severe deformazioni compressive.

Nelle unità più esterne, Unità Daunia, Tufillo e Agnone la parte più bassa della successione, direttamente sovrascorsa sui depositi pliocenici dell'avampaese adriatico-apulo, è costituita da argille rosse e verdi con sottili intercalazioni di radiolariti e calcilutiti manganesifere, cui seguono marne rosse con intercalazioni di calcareniti torbiditiche e di calciruditi detritiche, ben sviluppate soprattutto nell'Unità di Agnone; l'età è Oligocene superiore-Burdigaliano (Patacca *et alii*, 1992a,b).

Seguono depositi carbonatici risedimentati ricchi in materiale di piattaforma, rappresentati prevalentemente da calciruditi con liste e noduli di selce nelle Unità di Agnone e Tufillo e da biocalcareniti torbiditiche nell'Unità Daunia, cui si intercalano marne verdi di età langhiana (Patacca *et alii*, 1992b).

La successione prosegue poi con calcareniti e calcilutiti che divengono sempre più marnose verso l'alto di età Serravalliano-Tortoniano; queste ultime, molto ben sviluppate soprattutto nelle *Unità Daunia e Tufillo*, sono note come *Flysch di Faeto* (Crostella & Vezzani, 1964) e *Formazione di Tufillo* (Selli, 1962) rispettivamente. In entrambe le unità Patacca *et alii* (1990) segnalano la presenza di quarzareniti numidiche langhiane. Verso l'alto il *Flysch di Faeto* passa ad una successione di oltre 200m costituita da peliti grigio chiare con sottili intercalazioni di arenarie fini (*Formazione Treste* in Patacca *et alii*, 1990), nota in letteratura come *Marne di Toppo Capuana*, la cui età è prossima al limite Tortoniano superiore-Messiniano (Patacca *et alii*, 1992b).

Nell'Unità di Tufillo la parte alta dei depositi è rappresentata da una successione messiniana torbiditica a grana fine, costituita da marne argillose e argille grigio-scure con sottili intercalazioni di arenarie (*Formazione Olmi*, Patacca *et alii*, 1990) ed infine nell'Unità di Agnone si hanno strati arenitici che diventano più spessi e grossolani verso l'alto, con frequenti blocchi olistolitici di piattaforma, che passano verso l'alto ad argille e marne grigie con intercalazioni arenitiche del Tortoniano superiore-Messiniano (Patacca *et alii*, 1992a)

Nell'unità più interna, *l'Unità Frosolone*, è ben preservata la parte inferiore che comprende anche termini giurassico-cretacici e paleogenici (Signorini & Devoto, 1962; Pescatore, 1965; Pieri, 1966;). Si tratta di brecce e calcarenti massive quasi interamente dolomizzate, secondo Patacca *et alii* (1992a) non sono più vecchie del Dogger. La parte miocenica di questa'unità è costituita da depositi bacinali, dati da marne e calcareniti fini con liste e noduli di selce, sormontati da calciruditi in bancate metriche di età Langhiano-Serravalliano (Amore, 1990). Al di sopra si sviluppano, come nelle altre unità calcareniti, calcilutiti e marne (*Formazione di Longano* in Selli, 1962) che divengono più marnose verso l'alto.

1.4.3 Evoluzione tettonica dell'Appennino molisano

Tra il Neogene ed il Quaternario l'area molisana vede il sovrapporsi di differenti stili tettonici. Si passa dapprima da una tettonica a *thrusting*, ad una tettonica dominata da faglie di tipo trascorrente e infine ad una tettonica estensionale (D'Andrea *et alii*, 1992; Patacca *et alii*, 1992a; Corrado *et alii*, 1998).

La tettonica appenninica coinvolge l'area molisana tra il Tortoniano superiore ed il Pliocene superiore (Patacca *et alii*, 1992a; Corrado *et alii*, 1997). In questo settore della catena appenninica la geometria e cinematica dei fronti di accavallamento nonché l'età di inizio della sedimentazione dei depositi di avanfossa testimoniano un'evoluzione tettonica complessa sin dalle prime fasi della formazione di questa porzione di cuneo orogenico (Corrado *et alii*, 1997; Di Bucci *et alii*, 1999). Come già detto in precedenza, l'evoluzione tettonica di quest'area è stata fortemente condizionata dalla distribuzione areale dei paleo-ambienti, dei relativi limiti di *facies* e dalle differenti caratteristiche meccaniche dei litotipi che costituiscono le diverse successioni stratigrafiche. A questo bisogna aggiungere che il fronte orogenico in compressione raggiunge questo settore dell'Appennino obliquamente rispetto ai limiti di *facies* (Figura 1.17, Di Bucci *et alii*, 1999). Esperimenti di modellazione analogica effettuati da Corrado *et alii* (1998b) hanno dimostrato l'esistenza di un forte condizionamento nella formazione delle anticlinali di rampa da parte dell'angolo tra il limite di *facies* e la direzione di massimo raccorciamento. Negli esperimenti condotti gli Autori evidenziano infatti la formazione, durante uno stesso evento deformativo, di anticlinali con assi variamente arcuati ed orientati e tra loro non paralleli (Di Bucci *et alii*, 1999).

Secondo la ricostruzione di Patacca *et alii* (1990) il bacino di avanfossa in questo settore dell'Appennino meridionale era rappresentato nel Tortoniano superiore dal dominio Alburno-Cervati (Figura 1.19A) ed è passato nell'intervallo Tortoniano superiore-Messiniano inferiore a quello della Daunia (Figura 1.19B) attraverso i domini del Matese, Frosolone, Agnone e Tufillo. Questo passaggio è ben documentato dalla presenza di depositi silicoclastici prossimali in facies di *flysch* che giacciono stratigraficamente sui depositi calcareo-marnosi che hanno caratterizzato la sedimentazione all'interno dei domini elencati fino al Tortoniano superiore. Nel dettaglio, le varie porzioni di questo evento silicoclastico sono rappresentate dal *Flysch di Caiazzo-Torrente Torbido* (Monti del Casertano e del Matese), *Flysch di San Massimo-Castellone* (Monti del Matese NW), *Flysch di Cantalupo-Sant'Elena* (*Unità di Frosolone*), *Flysch di Agnone* (Unità di Agnone), *Formazione Olmi* (*Unità di Tufillo*) e *Formazione Treste* (Unità Daunia). Quest'ultima consiste in deposito torbiditico fine che giace stratigraficamente sulle marne e calcari-marnosi emipelagici del *Flysch di Faeto*.

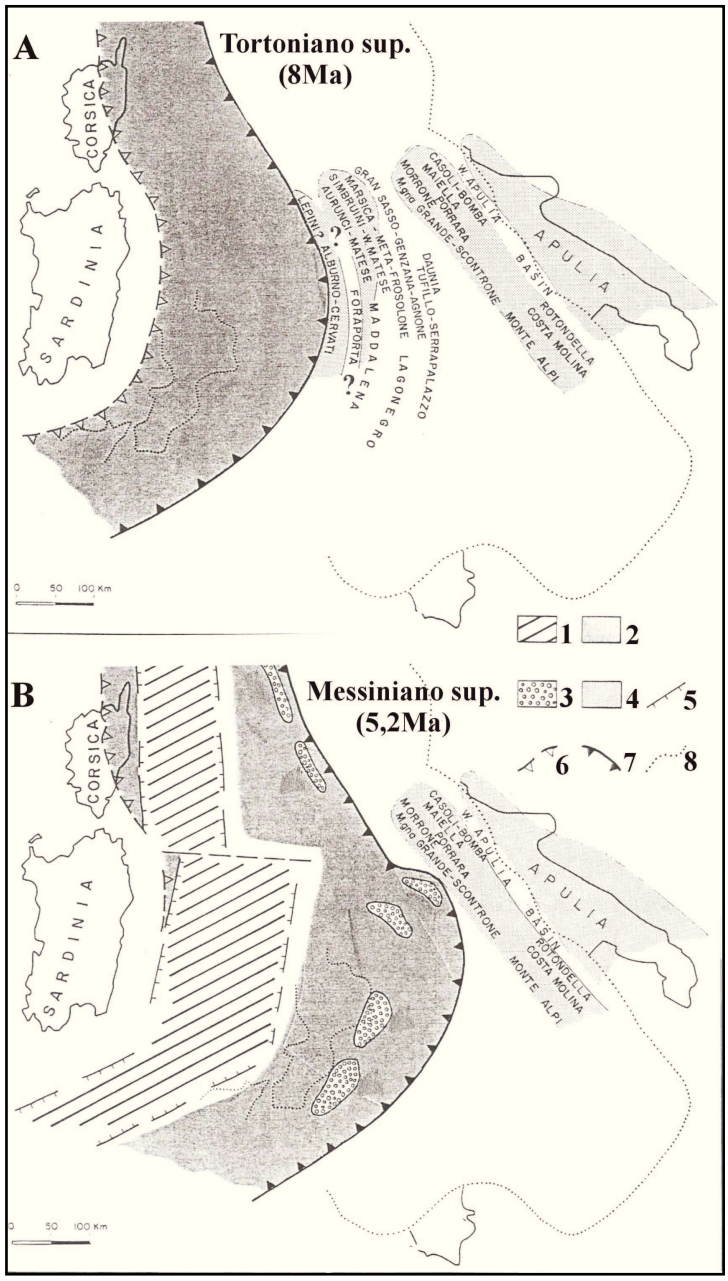


Figura 1.19 : A - schema palinspastico dell'Appennino meridionale e bacino tirrenico centrale, riferito al Tortoniano superiore; **B -** stesso schema palinspastico, riferito al Messiniano superiore (modificato da Patacca *et alii*, 1992a). **1**-area in distensione; **2**-catena appenninica; **3**-bacini di *piggy-back*; **4**-domini di piattaforma carbonatica; **5**-faglie listriche; **6**-fronte inattivo a vergenza europea; **7**-fronte compressivo attivo; **8**-fronte attuale della catena (disegnato solo a titolo di riferimento geografico).

Contemporaneamente nella struttura a *duplex* dell'Appennino meridionale le falde liguridi, sicilidi e del Sannio, caratterizzate da una notevole plasticità, passavano in questo intervallo temporale dal dominio Alburno-Cervati a quello di Frosolone, coprendo progressivamente i depositi più giovani di avanfossa. Sopra queste falde in movimento, alle spalle del fronte compressivo, si formano bacini di *piggy-back* all'interno dei quali si sviluppano i Flysch del Gorgoglione, di San Bartolomeo e la sequenza sedimentaria di Altavilla.

Sempre secondo lo schema di Patacca *et alii* (1990), dopo la deposizione dell'Unità di Altavilla, le falde sannitiche sovrascorrono sul dominio di Frosolone e raggiungono quello della Daunia nel Messiniano superiore.

L'avanfossa del Messiniano superiore è nota nell'area molisana solo da dati di pozzo, in base ai quali sembra aver raggiunto i domini paleogeografici di Scontrone-Porrara e della Montagna Grande, mentre nel Pliocene superiore raggiunge l'attuale posizione in corrispondenza della Fossa Bradanica. Il margine esterno della catena è rappresentatoin quest'area da potenti successioni plioceniche nelle quali sono riconoscibili almeno due cicli deposizionali (Crescenti *et alii*, 1980); il primo (Pliocene inferiore-Pliocene superiore) è dato da sabbie passanti superiormente a torbiditi arenacee, il secondo da argille con intercalazioni sabbiose (Crescenti *et alii*, 1980). Questi depositi sono stati interpretati da Ori *et alii* (1991) come deposti in bacini di *piggy-back* al di sopra dei terreni delle unità molisane e con queste poi sovrascorsi sui depositi dell'avanfossa nel Pliocene superiore (Figura 1.20).

Non vi sono attualmente evidenze di ulteriori migrazioni verso l'esterno del sistema catena-avanfossa nel Pleistocene nell'area considerata.

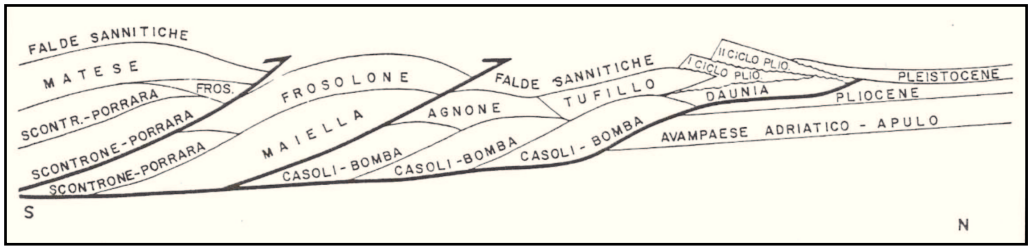


Figura 1.20 : sezione schematica mostrante i rapporti geometrici tra le varie unità appenniniche nell'area molisana (Patacca *et alii*, 1992a).

Studi geologici e strutturali di dettaglio effettuati nella regione molisana hanno permesso di rilevare, tra la fine del Pliocene ed il Pleistocene inferiore, una drastica riduzione della sedimentazione sinorogenica (Casnedi *et alii*, 1981) ed il progressivo passaggio da una tettonica compressiva ad uno stile deformativo di tipo trascorrente. Evidenze di tettonica trascorrente sono state segnalate soprattutto nei settori W e NW della regione, (Mattei & Miccadei, 1989; Corrado *et alii*, 1990; Mattei *et alii*, 1992; Salvini, 1992; Di Bucci, 1993; Miccadei, 1993; Corrado *et alii*, 1997), e sono date principalmente da sistemi di faglie trascorrenti N-S a cinematica destra e WSW-ENE sinistre che dissecano le strutture precedentemente formate (Naso *et alii*, 1989; Naso *et alii*, 1995; Corrado *et alii*, 1997; Di Bucci *et alii*, 1999). Dati di sottosuolo hanno permesso di riconoscere che alcune di queste zone di taglio non interessano solo il *thrust sheet* superiore (Unità Molisane), ma coinvolgono anche le sottostanti unità riconducibili al paleodominio della Piattaforma Apula (Corrado *et alii*, 1997).

A partire dal Pleistocene medio l'attività tettonica diviene di tipo estensionale, con un asse di massimo allungamento NE-SW (Corrado *et alii*, 1998a). Quest'ultima fase deformativa, che sembrerebbe tuttora in atto, agisce prevalentemente su direttrici NW-SE con elementi di taglio ad alto angolo e contemporaneamente provoca la riattivazione di alcuni dei sistemi di faglie precedentemente formati nonché la formazione di ampie strutture depresse a carattere regionale (Di Bucci *et alii*, 1999).

CAPITOLO II

LA SISMICITA'

2.1 La sismicità dell'Appennino meridionale

La maggior parte della sismicità che caratterizza la penisola italiana è di tipo tettonico e solo subordinatamente di tipo vulcanico. I terremoti di origine vulcanica sono limitati alle zone interne della catena (Toscana, Lazio e Campania) e ad alcune zone assiali (vulcani dell'Umbria e del Vulture).

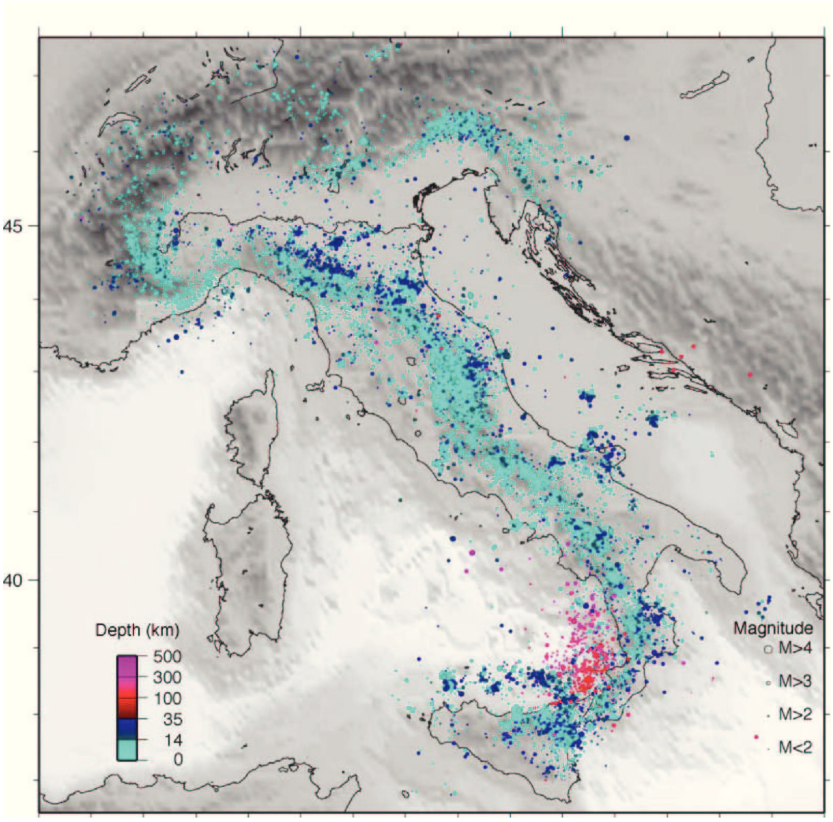


Figura 2.1 : distribuzione degli ipocentri di circa 45000 eventi registrati negli ultimi 20 anni. Il colore indica la profondità ipocentrale: in blu-azzurro sono indicati i terremoti crostali mentre in rosso-rosa quelli sub-crostali. Il diametro dei cerchi è proporzionale alla magnitudo dell'evento (da Chiarabba *et alii,* 2005b).

La sismicità tettonica risulta invece diffusa su tutta la penisola italiana e viene divisa in superficiale, profonda e sub-crostale (Figura 2.1; Chiarabba *et alii,* 2005b). I terremoti superficiali (<14 Km) e profondi (compresi tra 14 km ed il limite crosta-mantello) sono rappresentati lungo tutta la penisola, mentre i terremoti sub-crostali sono limitati

all'Appennino settentrionale e all'arco calabro (Anderson & Jackson, 1987; Giardini & Velonà, 1990; Selvaggi & Amato, 1992; Selvaggi & Chiarabba, 1995; Chiarabba *et alii,* 2005b).

Come già accennato nel Capitolo I, nell'Appennino settentrionale e nell'arco calabro le soluzioni dei meccanismi focali, unitamente alla presenza di terremoti sub-crostali, sono coerenti con una subduzione attiva al fronte della catena accompagnata da una distensione nelle aree interne ed assiali (Figura 2.2).

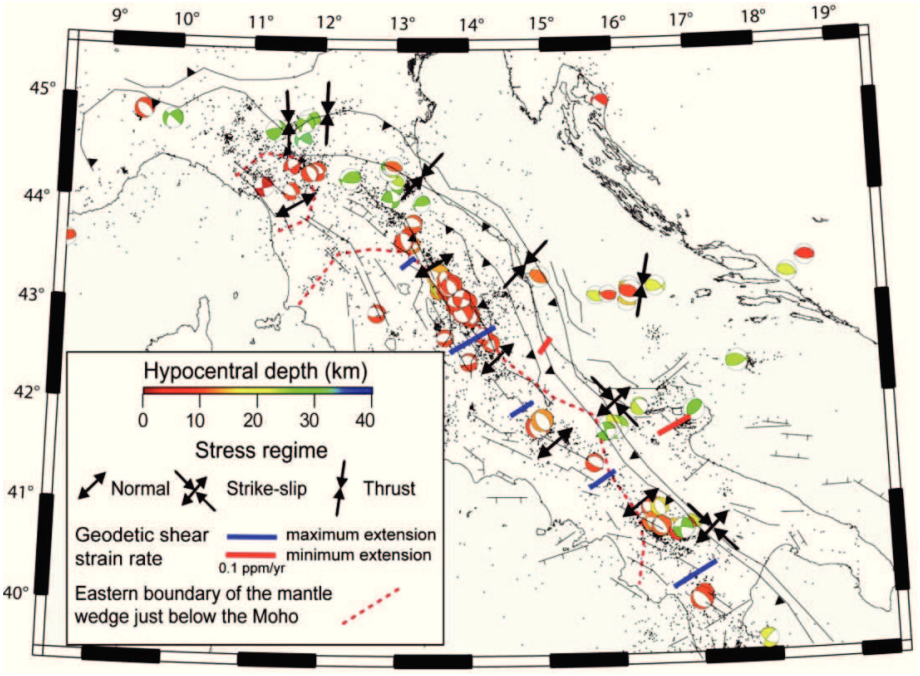


Figura 2.2 : carta strutturale e meccanismi focali di alcuni terremoti; i differenti colori corrispondono a differenti profondità ipocentrali. Le frecce in nero indicano il campo di stress, mentre le linee rosse ed azzurre la velocità di deformazione in base ai dati GPS (da Ventura *et alii,* 2006).

Mentre nell'Appennino settentrionale i terremoti sub-crostali risultano piuttosto eterogenei e diffusi lungo una fascia più ampia con profondità ipocentrali massime nell'ordine dei 100 km, nell'arco calabro raggiungono profondità maggiori, fino a 500 km e definiscono chiaramente la presenza di un piano di Benioff inclinato di circa 70° verso NW che continua lateralmente per circa 200 km (Frepoli *et alii, 1996*).

Nell'Appennino meridionale la sismicità sub-crostale risulta completamente assente; i terremoti più profondi registrati non superano i 30 Km ed i meccanismi focali nelle zone esterne della catena sono di tipo normale o trascorrente. Questo, unitamente ai dati geologici e di *break out* dei pozzi (Frepoli & Amato, 2000; Montone *et alii*, 1999; Amato & Montone, 1997) sembrerebbe indicare che l'attività di *thrusting* e la subduzione siano attualmente inattive in questo settore. La sismicità superficiale risulta invece molto abbondante ed interessa una fascia piuttosto ristretta, ampia circa 30-50 km e localizzata in corrispondenza dell'asse della catena tra l'Umbria e la Sicilia (Chiarabba *et alii*, 2005b).

Lungo questa fascia sono allineati non solo gli eventi più importanti ma anche la maggior parte della sismicità strumentale di media e bassa magnitudo. La tettonica attiva che interessa questo settore è, in base ai dati sismologici, geologici e geodetici, per lo più caratterizzata da sistemi di faglie normali a direzione NW-SE che accomodano una estensione in direzione NE-SW lungo tutta la catena (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999; Boschi *et alii*, 2000; Galadini, 1999; Galadini *et alii*, 2000; Pantosti, & Valensise, 1990; Westaway, 1992; Pantosti *et alii*, 1993; Hippolyte *et alii*, 1994; Montone *et alii*, 1999; Amato *et alii*, 1992, 1995; Frepoli & Amato, 2000; Pondrelli *et alii*, 2002; Hunstad *et alii*, 2003; Meletti *et alii*, 2000; Montone *et alii*, 2004).

I terremoti storici più importanti, tra cui i terremoti di Messina (1908), Fucino (1915) e il terremoto dell'Irpinia del 1980 che insieme racchiudono più del 50% del momento sismico rilasciato in questo secolo nella penisola italiana (Valensise & Pantosti, 2001), sono infatti legati a strutture dell'ordine di 20-40 km allungate in direzione NW-SE che tagliano tutta la crosta superiore, fino alla profondità di 12-15 km (Pantosti & Valensise, 1990; Amato *et alii,* 1992; Pantosti *et alii,* 1996; Galadini, 1999; Picardi *et alii,* 1999).

Il tasso di estensione stimato dalla maggior parte degli Autori in corrispondenza della zona assiale della catena è inferiore ai 3 mm/anno (Hunstad & England, 1999; Jackson & McKenzie,1988; Anderson & Jackson, 1987; Pondrelli *et alii,* 1995; D'Anastasio *et alii,* 2006), anche se valori maggiori, pari a 5 mm/anno, sono stati ottenuti da Westaway (1992).

Ad Est di questa fascia sismica, Chiarabba *et alii (2005b)* hanno evidenziato la presenza di una seconda zona in corrispondenza del fronte esterno dell'Appennino meridionale (fossa bradanica e avampaese apulo) meno definita della prima, in cui tuttavia si registrano numerosi eventi con ipocentri per la maggior parte compresi tra i 14 km e il limite crosta-mantello.

I meccanismi focali di questi eventi mostrano una netta prevalenza nelle soluzioni di tipo trascorrente e normale, con asse di massima estensione in direzione E-W o NE-SW (Frepoli & Amato, 2000). In quest'area la maggior parte delle faglie quaternarie ha direzione NW-SE, ad esclusione del sistema della faglia di Mattinata che invece ha direzione E-W (Bigi *et alii, 1992*). Fatta eccezione per il terremoto di Potenza del 1990, prima del 2002 non esistevano evidenze sismiche e/o geologiche circa l'attività dei sistemi di faglie E-W. In seguito all'attribuzione dei terremoti dell'ottobre-novembre 2002 ad una rottura lungo una faglia E-W probabilmente connessa al sistema della faglia di Mattinata (Mazzoli & Di Bucci, 2003), tali strutture sono state considerate attive e quindi inserite nel database delle sorgenti sismogenetiche italiane (*Database of Individual Seismogenic Sources, DISS3*; Figura 2.3). Si tratta d'importanti strutture, comprese fra le latitudini di 40°30'N e 42°30'N, che si estendono per decine di chilometri al di sotto del fronte del cuneo orogenico dell'Appennino meridionale ad Ovest, e verso Est proseguono sotto i depositi dell'avanfossa fino all'avampaese adriatico continuando anche in mare (Di Bucci & Mazzoli, 2003; Valensise *et alii, 2004*; Di Bucci *et alii, 2006*).

Tra queste strutture, quella meglio definita è quella che taglia la zona epicentrale dei terremoti del Molise del 2002, individuata da Di Bucci *et alii (2006)* come " la zona di taglio Molise-Gondola", di cui

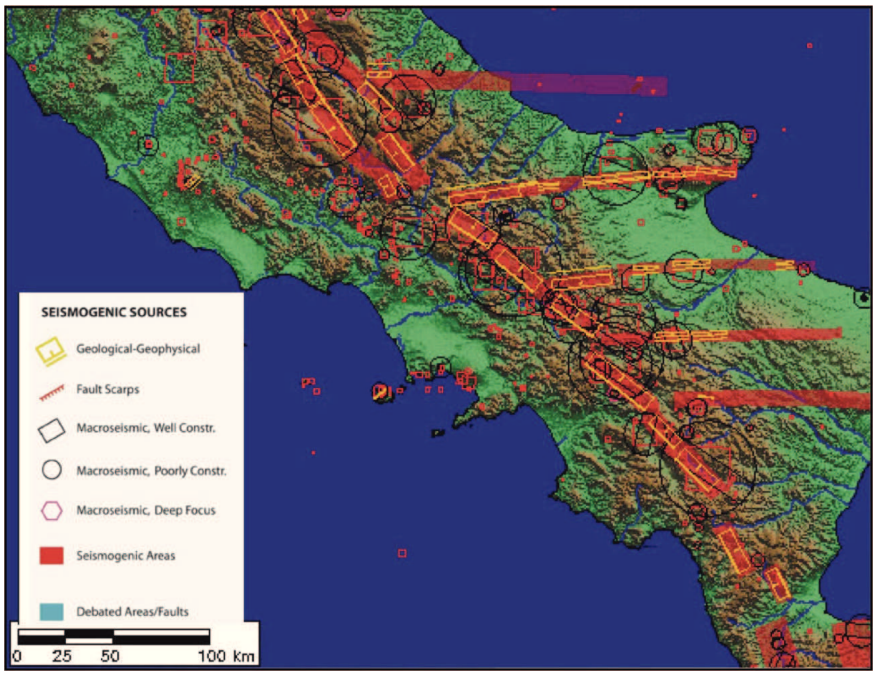


Figura 2.3: database delle sorgenti sismiche italiane. (Database of Individual Seismogenic Sources, DISS3, http://catoglobo.imteam.it/GFMaplet3_INGV/GFMaplet/Default)

fa parte il sistema della faglia di Mattinata. La faglia di Mattinata e più in generale la fascia compresa tra questa e le Isole Tremiti, è considerata da un punto di vista geodinamico come la zona di trasferimento che accomoda la differente velocità di *roll-back* della litosfera adriatica in relazione ai diversi spessori di questa tra le zone a nord e a sud della suddetta fascia (Calcagnile & Panza, 1981; Favali *et alii,* 1993; Doglioni *et alii,* 1994).

Infine, una particolarità della sismicità dell'Appennino meridionale, ma anche di tutta la catena, è l'esistenza di una certa divergenza tra dati sismici e strutture tettoniche attive.

Da un punto di vista geologico, se si confrontano i dati dei lineamenti tettonici del Pliocene superiore-Pleistocene che compaiono nelle varie carte strutturali d'Italia con i dati dei forti terremoti italiani (*CFTI*; Boschi *et alii*, 1997; Gasperini *et alii*, 1999), si nota immediatamente che la maggior parte dei terremoti non è associabile a nessun lineamento tettonico attivo o presunto tale (Valensise & Pantosti, 2001). Per di più, nell'Appennino meridionale, zona in cui si concentrano i terremoti storici più disastrosi, si ha la minor concentrazione di lineamenti tettonici. Questo è vero anche per terremoti con magnitudo tra 6.5 e 7, che in accordo con le attuali relazioni empiriche, sono il risultato di una rottura di 18-40 km di lunghezza (Wells & Coppersmith, 1994).

Valensise & Pantosti (2001) imputano questa difficoltà nel relazionare i terremoti storici alle strutture tettoniche che li hanno generati al drastico e rapidissimo cambiamento del campo di *stress* e della relativa cinematica negli ultimi 700 ka circa.

E' ampiamente documentato in letteratura che una fase di estensione in direzione SW-NE ha interessato la zona assiale della catena a partire dal Pleistocene medio (Patacca *et alii*, 1992; Corrado *et alii*, 1997; Lavecchia *et alii*, 1994; Cavinato & De Celles, 1999; Cipollari *et*

alii,1999). Tuttavia i sistemi di faglie precedenti a 700 ka sono ancora chiaramente riconoscibili sul terreno e più facilmente cartografabili delle faglie associate alle più recenti condizioni geodinamiche che non hanno ancora sviluppato una matura espressione superficiale. Bisogna inoltre sottolineare che contrariamente agli impressionanti fenomeni geologici che accompagnano i forti terremoti della California, della Cina e dell'Iran, i forti terremoti italiani producono una limitata se non addirittura assente modificazione in superficie. In più, il tasso di scorrimento lungo le faglie sismogenetiche italiane corrisponde in media a 0,2–1,0 mm/anno (Valensise & Pantosti, 2001), sostanzialmente inferiore e con intervalli temporali tra due terremoti successivi corrispondenti maggiori di quelli stimati per California, Giappone e Grecia (Petersen & Wesnousky, 1994; Armijo *et alii*, 1996; Pantosti *et alii*, 1996). Questo, se da una parte rende la probabilità di accadimento di eventi importanti nella penisola italiana più bassa rispetto ad altri paesi, dall'altra ne rende molto più difficoltosa la caratterizzazione.

2.2 La sismicità storica dell'appennino molisano-sannita

La regione Sannio–Matese rappresenta uno dei segmenti sismici più attivi della catena appenninica meridionale. L'area comprende il Massiccio del Matese e i Monti del Sannio, e si estende lungo il confine tra Campania e Molise fino a comprendere le città di Isernia e Campobasso a Nord, e la città di Benevento a Sud (Figura 2.4).

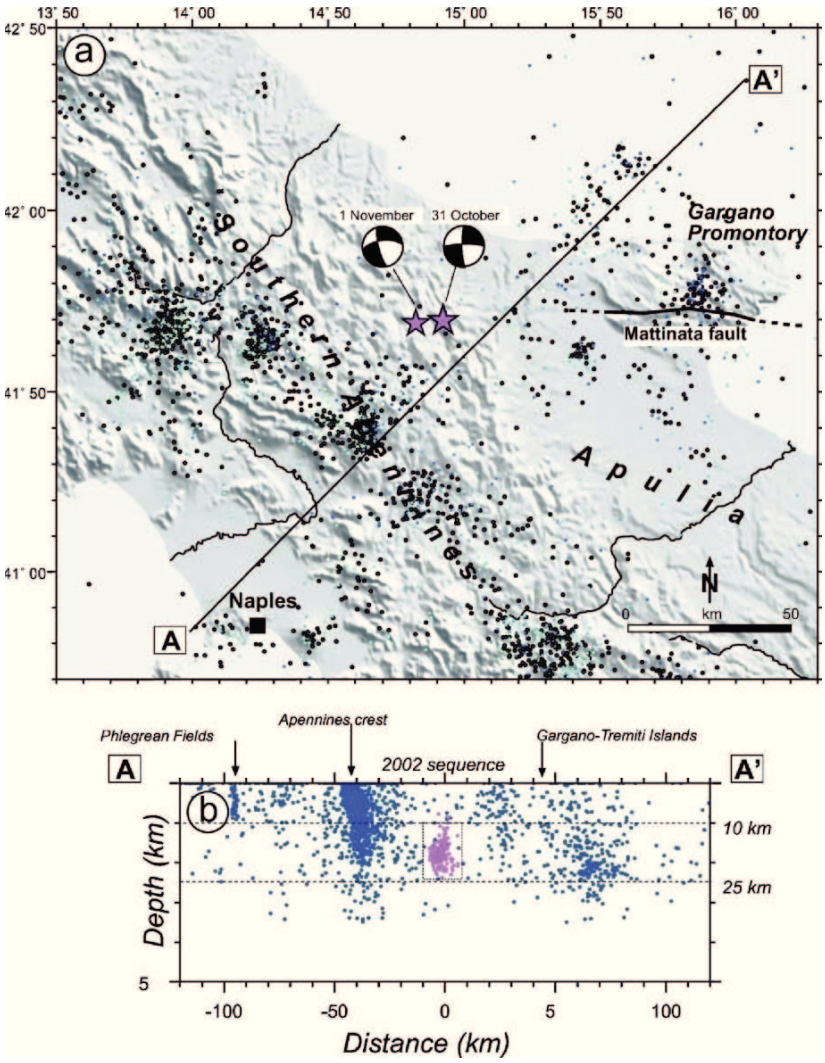


Figura 2.4: A: carta della sismicità strumentale italiana nell'Appennino meridionale. Dati dell'INGV tra il 1983 e il 2002. Con i simboli in azzurro, blu e nero sono riportati gli eventi con profondità ipocentrali <10 Km, tra 10 e 25 Km e >25 Km rispettivamente. **B**: profilo A-A' comprensivo dei dati della sequenza sismica del 2002 registrata dalla stazione mobile dell'INGV istallata il 1 novembre 2002 in collaborazione con INOGS (Trieste) e DIPTERIS (Genova). I terremoti del 2002, evidenziati in viola nel riquadro tratteggiato, cadono al di fuori delle principali zone sismogenetiche, in un volume crostale compreso tra i 10 ed i 24 Km di profondità (da Valensise *et alii*, 2004).

Anno	Mese	Giorno	Area	Rif.	Epicentro		Io	M	D	Is
					Lat.N	Long.E	(MCS)		(Km)	(MCS)
1125	10	11	Benevento-Irpinia	CFTI*	41.116	14.890	8	(5,4)	63	(5)
1223			Gargano	CFTI	41.850	16.030	9	(6)	90	(5,5)
1294	**9**	**4**	**Area di Boiano**	**CFTI***	**41.300**	**14.550**	**8,5**	**(5,8)**	**55**	**(5,5)**
1349	9	9	Lazio mer.-Molise	DOM*	41.530	13.870	10	(6,6)	92	(6)
1361	7	17	Capitanata	CFTI	41.230	15.450	9	6,3	65	(6)
1456	**12**	**5**	**Area di Boiano**	**DOM***	**41.536**	**14.472**	**10**	**(6,6)**	**44**	**8,5**
1461	11	26	Aquilano	DOM	42.308	13.543	10	6,1	137	(5,5)
1466	1	14	Irpinia meridionale	1	40.830	15.330	9,5	6,4	100	(5,5)
1517	3	17	Beneventano-Irpinia	CFTI	41.150	15.080	8	(5,4)	60	(5,0)
1561	8	19	Appennino lucano	1	40.571	15.478	10	6,7	129	(5,5)
1627	7	30	Capitanata	CFTI	41.730	15.350	10	6,8	32	7,5
1646	5	31	Gargano	CFTI	41.870	15.930	9,5	6,1	83	(6)
1656	10	17	Capitanata	POS*	41.774	15.367	6,5	(4,6)	35	4,5
1680	11	9	Irpinia meridionale	1	40.900	15.290	9	(6)	91	(5)
1688	**6**	**5**	**Beneventano**	**CFTI***	**41.236**	**14.695**	**10,5**	**6,7**	**54**	**6,5**
1694	9	8	Irpinia meridionale	CFTI*	40.880	15.344	10,5	7,1	95	(6,59
1702	3	14	Beneventano-Irpinia	CFTI	41.120	14.980	9,5	6,3	63	(6,5)
1703	1	14	Val Nerina	CFTI	42.680	13.120	11	6,8	188	(6)
1703	2	2	Aquilano	CFTI	42.470	13.200	10	6,7	170	(5)
1706	11	3	Maiella	CFTI	42.080	14.080	9,5	6,7	85	(6)
1712	5	8	Monti del Sannio	DOM	41.557	14.667	6,5	(4,6)	28	(5)
1731	3	20	Capitanata	CFTI	41.270	15.750	9	6,6	80	7
1732	11	29	Beneventano-Irpinia	CFTI	41.080	15.050	10,5	6,6	68	(7,5)
1783	11	15	Capitanata	POS*	41.689	15.292	6,5	(4,6)	27	(5)
1805	**7**	**26**	**Area di Boiano**	**CFTI**	**41.500**	**14.470**	**10**	**6,6**	**46**	**6,5**
1821	11	22	Medio Adriatico	POS*	41.983	15.218	7	(4,8)	39	5
1851	8	14	Monte Vulture	CFTI	40.950	15.670	9,5	6,3	101	5,5
1857	12	16	Appennino lucano	CFTI	40.350	15.850	10,5	7	166	5
1875	12	6	Gargano	DOM	41.689	15.677	7,5	6,2	59	5,5
1889	12	8	Gargano	DOM	41.830	15.692	7	5,4	62	5
1895	8	9	Medio Adriatico	POS*	42.186	14.707	6,5	(4,6)	60	5
1910	6	7	Irpinia meridionale	CFTI	40.900	15.420	8,5	**5,9**	95	5
1913	10	4	Monti del Sannio	DOM	41.513	14.716	7,5	**5,2**	28	5
1915	1	13	Fucino	2	41.967	13.667	11	**7**	112	5
1930	7	23	Irpinia	3	41.068	15.317	10	**6,7**	75	5
1937	7	17	Capitanata	DOM	41.785	15.298	6,5	**4,7**	30	5
1953	12	3	Molise orientale	POS*	41.663	14.970	5	**3,5**	3	5
1962	8	21	Beneventano-Irpinia	CFTI	41.130	14.970	9	**6,3**	62	**6**
1980	11	23	Irpinia meridionale	CFTI	40.850	15.280	10	**6,9**	97	**6**
2002	10	31	Molise orientale	4	41.695	14.925	7,5	**5,4**	3	**8,5**

Tabella 2.1 : Estratto dal catalogo dei terremoti di Galli *et alii* (2003) . Per ogni terremoto sono indicati: data (anno-mese-giorno); area di origine; sigla dell'opera da cui sono stati tratti i parametri epicentrali (**Rif**.); intensità epicentrale (**Io**) espressa secondo la scala MCS; magnitudo (**M**); distanza in Km tra epicentro del terremoto e San Giuliano di Puglia (**D**); intensità di sito secondo la scala MCS (**Is**). Nella colonna **Rif.** con ***** sono indicati gli eventi a cui sono stati modificati i parametri epicentrali da Galli *et alii* (2003); le singole sigle indicano: CFTI - *Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (*Boschi *et alii,* 1997); POS - *Catalogo* Postpischl (1985); DOM – *Database Osservazioni Macrosismiche (*Monachesi & Stucchi*,* 1997); 1 – Galli & Bosi (2003); 2 – Molin *et alii* (1999); 3 – Galli *et alii* (2002); 4 – Galli *et alii* (2003). Nelle colonne **M** ed **Is** i valori possono derivare da osservazioni dirette (in grassetto), da valutazioni basate sull'andamento del campo macrosismico, oppure calcolate mediante legge di attenuazione (fra parentesi).

Come si è visto nei paragrafi precedenti, questo settore dell'Appennino meridionale è stato interessato da intense deformazioni durante il Pliocene e il Pleistocene, nonché da alti tassi di attività sismica distruttiva in tempi storici. Sono stati documentati episodi di prevalente *uplift* con tassi di sollevamento verticale via via crescenti a partire da 0.23 mm/anno (Pleistocene inferiore) fino a 0.74 mm/anno (Olocene) non dissimili da quelli segnalati da altri autori (Ciaranfi *et alii, 1983* e bibliografia). In particolare, è stato possibile stabilire che durante il Pleistocene il regime di deformazione prevalente è stato controllato da distensioni a direzione NO-SE (dominante) e NE-SO (subordinata) lungo i cosiddetti lineamenti 'appenninici' e 'antiappenninici'.

In termini di valutazione del rischio sismico, il settore di Appennino studiato è da cosiderarsi come una delle aree più pericolose d'Italia dal momento che nel passato è stato colpito più volte da eventi sismici altamente distruttivi di intensità ***I > IX MCS*** (1456, 1688, 1702, 1732, 1805, 1962) separati da lunghi periodi di quiescenza relativa, come pure da sequenze sismiche a bassa energia (1885, 1903, 1905, 1990, 1992). Attualmente, l'area è caratterizzata da assenza di sismicità ad alta energia come già osservato da Scarpa & Zollo (1985), ma in base a studi svolti da Caputo *et alii* (1977) si può assumere che il rischio sismico nell'intera regione sia ora abbastanza elevato.

Tra gli eventi distruttivi che hanno colpito l'area in esame, i terremoti del 5 giugno 1688 e del 26 luglio 1805 sono quelli più disastrosi (Tabella 2.1). In particolare, il primo evento (***I = XI MCS***) colpì gli abitati distribuiti lungo il bordo sudoccidentale del massiccio del Matese causando circa 10.000 morti. Almeno 50 dei più forti *aftershocks* ebbero luogo nei giorni immediatamente successivi a quello della scossa principale fino al 26 agosto e causarono seri danni anche nella città di Napoli (Postpischl, 1985a,b). Il secondo evento (***I = XI MCS***) interessò il bordo settentrionale del Matese tra le città di Isernia e Campobasso provocando 6000 morti. Nei giorni e nelle notti che precedettero la scossa principale furono avvertiti tremori premonitori negli abitati dell'area. Diversi *aftershocks* furono avvertiti nella parte meridionale della Provincia di Napoli (Postpischl, 1985a,b; Esposito *et alii,* 1987).

A partire dal gennaio **1985** la sismicità di fondo è stata caratterizzata in prevalenza da terremoti a bassa energia e da sequenze sismiche con ipocentri localizzati nei primi 15 km della crosta.

Una di queste sequenze ebbe luogo nel gennaio 1986 in prossimità di Isernia ed è consistita in 170 terremoti ben localizzati con magnitudo **M = 4.0** (Figura 2.1). Il meccanismo ricostruito da Alessio *et alii* (1990a) prevede un asse **T** orientato in direzione NE–SO.

Nel **1990**, più di 300 micro-terremoti dei 1000 registrati furono localizzati in un piccola area di 100 km^2 in prossimità della città di Benevento con profondità focali nei primi 15 km di crosta (Figura 2.5). L'evento a più alta energia, **M = 3.6**, ebbe luogo all'inizio della sequenza. I meccanismi focali di 19 eventi, sebbene compatibili con differenti tipologie di fault slip, mostrano una distribuzione coerente degli assi **T** in direzione NE–SO (Alessio *et alii*, 1996).

La sequenza del **1992** è invece consistita in uno sciame sismico i cui epicentri sono stati localizzati a circa 10 km a NE della città di Benevento, con profondità focali paragonabili a quelle della sequenza del 1990. All'incirca 40 dei 260 microterremoti registrati ha una magnitudo **M > 2.0**, mentre la magnitudo dell'evento a più alta energia fu $\mathbf{M_D = 3.7}$. I meccanismi focali ricostruiti hanno mostrato una prevalenza dei movimenti dip-slip con assi **T** orientati lungo direzioni NE – SO (Federici *et alii, 1992*).

Uno degli eventi sismici più importanti (magnitudo $\mathbf{M_D = 4.1}$) ebbe luogo alle 23:10 (UTC) del 19 marzo **1997** nell'area Sannio–Matese al confine tra le provincie di Benevento e Campobasso, circa 55 km a NNE della città di Napoli (Figura 2.5). Si tratta di un'*area target*, di recente investigata da diversi ricercatori (Massa *et alii*, 2005; Di Bucci *et alii*, 2006; Di Bucci *et alii*, 2006) per pervenire ad una migliore comprensione dell'evoluzione sismica del distretto molisano-sannita, una regione colpita da eventi distruttivi in tempi storici (Tabella 2.), ma attualmente caratterizzata da assenza di sismicità ad alta energia.

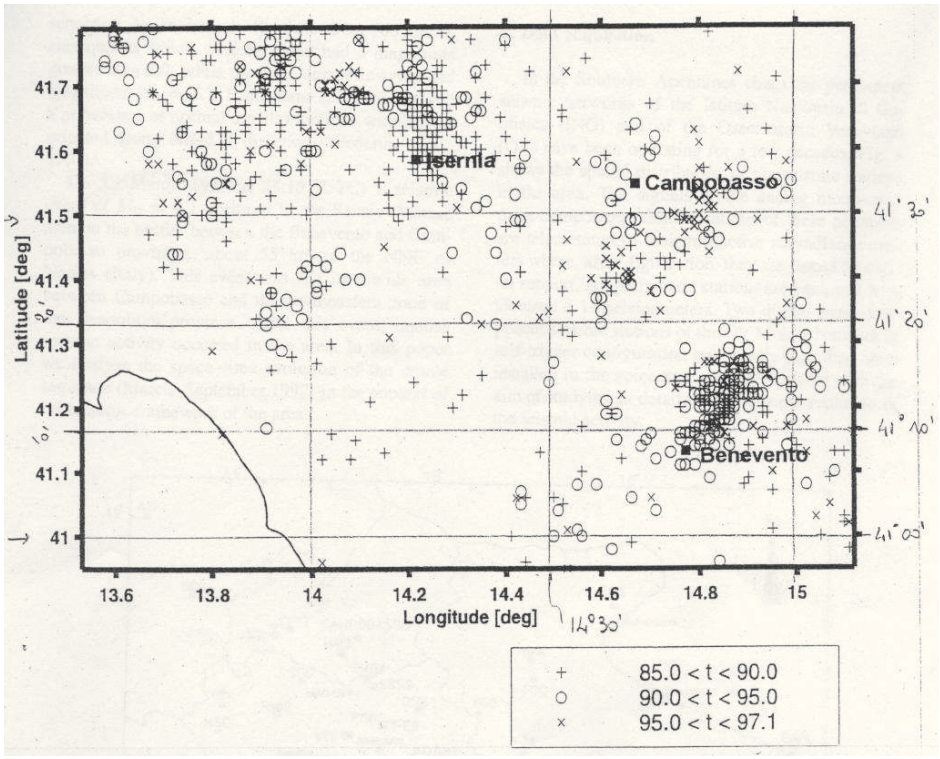


Figura 2.5 : Distribuzione degli epicentri dei terremoti nell'area molisano-sannita tra il 1985 e il 1997. Il cluster delle **x** a SO di Campobasso localizza la sequenza sismica del 1997 (Barba *et alii*, 1995; Milano *et alii*, 1999).

La sequenza è consistita in più di 3000 terremoti registrati dal 20 marzo al 30 settembre del 1997 dalle reti sismiche locali, permanenti e temporanee, operanti nell'area. In analogia con i volumi focali che caratterizzano gran parte delle sequenze simiche dell'Appennino centro-meridionale (Alessio *et alii,* 1987; Alessio *et alii, 1995*; Haessler *et alii,* 1988), gli ipocentri dei terremoti della sequenza in esame sono tutti distribuiti nei primi 15 km della crosta.

Il livello energetico di questi eventi è stato generalmente basso: circa 150 eventi furono caratterizzati da magnitudo maggiori di 2.5, mentre circa 20 eventi ebbero magnitudo maggiori di 3.0. L'intera sequenza è stata caratterizzata dall'alternanza di periodi di intesa attività sismica con periodi di quiescenza relativa. I primi giorni della sequenza furono caratterizzati da una sorta di 'tremore sismico' registrato da una stazione SGG. Questo 'tremore' predatò degli eventi a bassa energia che, a loro volta, annunciarono un evento 'energetico' e, in alcuni casi, il tremore fece seguito ai micro-eventi che sovente possono essere osservati in coda agli eventi con magnitudo **M > 1.6** . Quasi tutti gli eventi con **M > 2.8** mostrano eventi a bassa energia nella loro coda. E' da sottolineare che gli autori (*Milano et alii, 1999*) hanno suddiviso la sequenza sismica del 1997 in tre stadi.

Il primo stadio ha avuto inizio subito a valle dell'evento più energetico dell'intera sequenza (19 marzo, 23:10 UTC; $\mathbf{M_D}$ = 4.1) e si è sviluppato nell'intervallo 19 marzo - 2 aprile. Esso fu caratterizzato dalla presenza di sciami sismici fino al 25 marzo e da moderata attività giornaliera tra il 26 marzo e il 2 aprile. Solo 4 eventi fecero registrare una magnitudo superiore a 3.0.

L'inizio del secondo stadio è marcato da un evento di magnitudo 3.5 avvenuto il 3 aprile(17:15 UTC). Un incremento della sismicità giornaliera si verificò il 4 aprile con un evento di magnitudo 3.6 (0.5:52 UTC), mentre una diminuzione esponenziale della sismicità ebbe luogo a valle dell'evento verificatosi il 5 aprile (21:32 UTC; **M** = 3.3). Solo questi eventi furono di magnitudo superiore a 3.0 e non si ebbero sciami sismici in questo stadio.

Un improvviso incremento della sismicità ebbe luogo il 17 aprile (21:42 UTC) con un evento di magnitudo 3.4 che dette inizio al terzo stadio. Tra i 17 e il 26 aprile si verificarono alcuni degli eventi più energetici dell'intera sequenza. Tra essi, il più importante ebbe luogo il 22 aprile ($\mathbf{M}_D$ = 3.9).

Infine, un decremento esponenziale del numero giornaliero degli eventi fece seguito all'evento di magnitudo 3.4 occorso il 26 aprile (01:05 UTC).

E' da sottolineare che l'analisi dei meccanismi focali effettuata da Milano *et alii* (1999) ha portato questi autori a riconoscere per la sequenza una distribuzione bimodale dell'orientazione dell'asse **T**, NNO–ESE e NNE–SSO, mentre non viene riconosciuta una orientazione preferenziale per l'asse **P**. Queste condizioni hanno portato gli autori ad inquadrare la sequenza sismica osservata in un contesto tettonico regionale *transtensivo* sviluppatosi lungo le due direzioni dianzi riportate.

Come si evince da tutto quanto sopra riportato, l'interpretazione meccanica di alcuni degli eventi sismici che hanno interessato l'area Sannio-Matese è stata quasi sempre effettuata in termini di distribuzione degli assi **T** e **P** e non degli assi principali del campo di stress responsabile della deformazione. Inoltre, ad esclusione dei lavori più recenti, quasi mai

viene proposta una collocazione dell'attività sismica osservata in un contesto tettonico regionale.

Per questo motivo, per pervenire ad una migliore comprensione dell'evoluzione sismica del distretto molisano-sannita, nel paragrafo dedicato all'evoluzione morfotettonica attuale della Conca di Bojano verrà rianalizzata proprio la sequenza sismica del 1997, uno degli eventi più importanti (magnitudo **M_D = 4.1)** che di recente hanno investito l'area in esame per il quale è disponibile una buona base di dati strumentali, con un approccio metodologico di tipo strutturale volto alla raccolta e reinterpretazione dei dati geofisici su cui ricostruire il campo di *stress* a cui riferire la sequenza e la sua collocazione nel contesto cinematico regionale.

CAPITOLO III

LA CONCA DI BOJANO

Nel capitolo precedente è stato fatto il punto sullo stato delle conoscenze sull'area in esame. In questo capitolo vengono invece presentati, analizzati e discussi i risultati di nuove ed originali indagini svolte nell'area della Conca di Bojano.

3.1 Assetto geologico e geomorfologico

La Conca di Bojano è una depressione molisana allungata in direzione appenninica tra il massiccio del Matese e i rilievi del Sannio a una quota media di 500 m s.l.m (Figura 3.1).

Figura 3.1: La Conca di Bojano (da: Carta geologica d'Italia, Foglio 161-Isernia e Foglio 162-Campobasso).

Le formazioni geologiche presenti nei versanti che la delimitano sono riferibili a successioni carbonatiche di transizione dell'*Unità del Matese* affioranti in prevalenza nella zona nord-orientale del Matese, e a successioni pelagiche del Bacino Molisano – *Unità del Sannio* - affioranti nel settore nord-occidentale del Matese e sul versante sannitico (Ferranti, 1994 e lavori citati; Di Bucci *et alii,* 1999 e lavori citati).

Dal punto di vista strutturale, le due unità tettoniche principali (*Unità del Matese* e *Unità del Sannio*) sono sovrapposte (Figura 3.2) secondo *thrusts* non coassiali rispetto ai domini paleogeografici meso-cenozoici (Di Bucci *et alii,* 1999).

Naso *et alii* (1998) sostengono che la conca attuale si è impostata su una depressione formatasi probabilmente già nel Pliocene in un regime di tettonica transtensiva. Nel suo

settore occidentale avrebbe avuto luogo una deposizione di tipo lacustre (Bacino di S. Massimo) tra il Calabriano (Brancaccio *et alii,* 1979a) ed il Pleistocene medio (Di Bucci *et alii,* 2005).

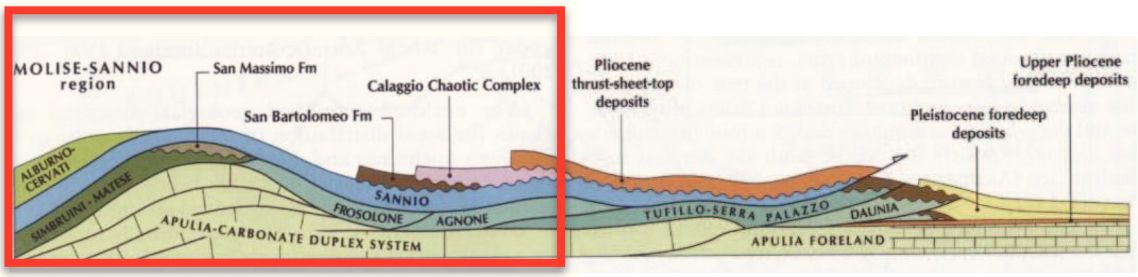


Figura 3.2: Rapporti intercorrenti tra le unità affioranti nell'Appennino molisano-sannita (da Patacca & Scandone, 2007)

A partire dal Pleistocene medio, l'evoluzione della conca sarebbe stata guidata in prevalenza da fasi tettoniche distensive (Coltorti & Cremaschi, 1981; Naso *et alii,* 1998) in cui le faglie marginali del massiccio del Matese e dei monti del Sannio avrebbero costituito le strutture tettoniche principali. La tettonica distensiva avrebbe talora riattivato precedenti elementi deformativi trascorrenti di probabile età pliocenica (Ascione & Cinque, 1995), favorendo la formazione di versanti orientati intorno WNW-ESE. Anche le conche di Sepino e Morcone verso SE ed il bacino di Isernia verso NW sarebbero da inquadrare nell'ambito di questa evoluzione.

I dati di sismicità storica e strumentale testimoniano del perdurare degli sforzi tensionali nell'area. In particolare, la zona del Matese è stata colpita da almeno due eventi sismici di magnitudo $M_w > 6.5$: il terremoto del Sannio del 1688 (Serva, 1981) e il terremoto del Molise del 1805 (Esposito *et alii,* 1987). I dati strumentali attuali sottolineano un'attività sismica a sciami di media energia, concentrata in prevalenza nel settore orientale del Matese, caratterizzata da meccanismi focali distensivi (Federici *et alii,* 1992; Chiarabba *et alii,* 1997).

Da un punto di vista geomorfologico si può osservare che a quote superiori ai 1100 metri si ritrovano lembi relitti di un paesaggio a bassa energia di rilievo (*Paleosuperficie Auctt*.), cui si raccorda la parte superiore del versante matesino. Il modellamento di tale paleo-superficie viene attribuito ad un periodo di relativa stasi del sollevamento della catena tra il Pliocene e il Pleistocene inferiore (Coltorti & Cremaschi, 1981; Brancaccio & Cinque, 1988; Ortolani & Pagliuca, 1988). Un secondo gruppo di paleosuperfici, presenti su entrambi i fianchi della conca ad altezze comprese tra 600 e 800 m, risulta abbastanza ben correlabile con la superficie sommitale del bacino di S. Massimo. Infine, ulteriori superfici erosive si rinvengono sul margine sannita della conca sospese di alcune decine di metri rispetto alla piana attuale (Ascione *et alii,* 1998) .

I depositi di riempimento della conca sono di natura prevalentemente lacustre e palustre con intercalazioni fluviali prevalenti sul bordo matesino. Dalle stratigrafie di sondaggi geognostici eseguiti nel 1963 dalla GE.MI.NA, è risultato che lo spessore dei depositi di riempimento al centro della piana è superiore ai 150 m e che il riempimento della conca,

iniziato nel Pleistocene inferiore, sarebbe continuato fino ad oggi attraverso periodi di prevalente deposizione cui si sono alternati, per effetto di mutazioni climatiche, momenti a più intensa attività erosiva.

Nella piana, condizioni climatiche fredde e aride hanno favorito la produzione di detrito sui versanti e conseguentemente i processi di aggradazione. Condizioni climatiche più calde ed umide hanno determinato un minor trasporto solido nel bacino del fiume Biferno, favorendone la capacità di reincisione dei depositi di riempimento. Alcuni fattori locali nella zona di soglia del bacino di Bojano, nella testata della valle del Biferno, potrebbero aver provocato momentanei periodi di sbarramento del corso d'acqua causando l'innesco di processi deposizionali verso monte (p.e. depositi di frana).

Su base morfostratigrafica nella piana sono distinguibili due unità deposizionali riferibili alle fasi più recenti di riempimento della conca. La prima unità – **ULAC** - è costituita da depositi prevalentemente lacustri e palustri riferibili al Pleistocene superiore (Russo & Terribile, 1995), mentre la seconda – **UALR** – riferita all'Olocene, è costituita dai depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi del fiume Biferno e dei suoi affluenti (Guerrieri *et alii*, 1999). E' infine da sottolineare che i conoidi alla base del versante matesino, nello specifico la porzione intermedia dell'unità **UCON III** del conoide di Campochiaro, sono interdigitati con la porzione più alta dei depositi dell'unità **ULAC**.

Nei paragrafi che seguono verrà delineata l'evoluzione morfo-strutturale dell'area oggetto del presente studio. Particolare attenzione verrà rivolta all'evoluzione tettonica quaternaria e all'analisi del terremoto del Molise del 1997 con il fine di descrivere l'evoluzione temporale dei campi di stress responsabili delle varie deformazioni tra cui quella indotta dall'attività sismica attuale nell'area.

3.2 *Il Matese e la Montagna di Frosolone*

3.2.1 Stratigrafia

Le successioni stratigrafiche affioranti nel Matese settentrionale e nella Montagna di Frosolone vengono generalmente riferite ad un paleoambiente deposizionale di transizione tra un dominio di piattaforma carbonatica e un dominio pelagico rappresentato dalle successioni del Bacino Molisano (Clermontè & Pironon, 1979; D'Argenio *et alii*, 1973; Pescatore, 1965; Sgrosso & Torre, 1968).

Il dominio di piattaforma carbonatica s.s. affiora nella fascia centrale dei Monti del Matese ed è caratterizzato da sequenze deposizionali di piattaforma s.s. subsidente dal Trias superiore al Cretacico superiore poi ricoperte in trasgressione da calcari organogeni del Miocene medio di ambiente neritico aperto (Selli, 1957; Catenacci *et alii*, 1963; Pescatore, 1965; Ietto, 1969; Cocco, 1971).

Verso Nord si passa nella fascia di transizione, caratterizzata dall'abbondanza di facies detritiche con estesi fenomeni di risedimentazione e brusche variazioni litologiche sia laterali sia verticali, e quindi nel dominio del Bacino Molisano. Secondo Pironon (1980) le successioni stratigrafiche affioranti nell'area del Matese settentrionale farebbero già parte di questo bacino: l'autore assegna infatti all'area di transizione un'estensione ridotta, limitata ad una fascia molto ristretta allungata in direzione W-E tra gli abitati di Gallo e Roccamandolfi. In quest'area, lungo il bordo NE del Matese, è infatti documentato lo sviluppo di complessi sedimentari di margine (*shelf edge*) nel Cenomaniano-Campaniano (Accordi *et alii*, 1982).

Muovendo ancora verso Nord si assiste alla sovrapposizione di depositi di slope, del Cretacico superiore-Paleocene, su sequenze deposizionali di piattaforma carbonatica di età progressivamente più antica: tali depositi sono costituiti da calcari bioclastici biancastri a cemento spatico della *Formazione di Monte Calvello* (Pescatore, 1965). Inizialmente la trasgressione avviene su termini del Cretacico inferiore (M. Miletto) per poi svilupparsi su facies di talus-scarpata esterna (tra Ciorlano e Letino) nell'intervallo Lias-Malm. Ancora più a Nord, in una fascia ampia alcuni chilometri che comprende gli abitati di Capriati al Volturno e Gallo, è possibile osservare la diretta sovrapposizione dei calcari bioclastici della *Formazione di Monte Calvello* su depositi di piattaforma carbonatica, di età variabile tra il Trias superiore ed il Lias inferiore, costituite principalmente da dolomie talora stromatolitiche (Pescatore, 1965; Ietto, 1969; Cocco, 1971).

Infine, la zona di M. Patalecchia rappresenta uno dei pochi luoghi del Matese settentrionale in cui affiorano termini più antichi della *Formazione di Monte Calvello*. Qui è stata descritta la sovrapposizione, in continuità stratigrafica, tra quest'ultimo litotipo e unità in facies di piede di scarpata-bacino del Cenomaniano-Senoniano inferiore, note in letteratura come *Formazione di Indiprete*, *Formazione di Monte Coppe* e *Formazione di Coste Chiavarine* (Pescatore, 1965) che a loro volta giacciono su dolomie, microcristalline o saccaroidi, del Trias superiore-Infralias.

Anche per ciò che riguarda le facies del Paleogene-Miocene medio è stata riconosciuta una chiara distribuzione organizzata in tre ampie fasce orientate circa E-W, o WSW-ENE, riconducibili ad ambienti, rispettivamente da S verso N, di piattaforma carbonatica, di

transizione e di bacino (Clermontè & Pironon, 1979; Pironon, 1980). Nell'ambiente di piattaforma carbonatica è possibile osservare la "trasgressione delle calcareniti o talora delle calciruditi del Miocene medio con anfistegine, litotamni, briozoi (*Formazione di Cusano*; Selli, 1957) sulle unità del Cretacico superiore (Ietto, 1969). Verso N, muovendo cioè verso facies attribuite ad ambienti di transizione e quindi di bacino, è stato osservato il progressivo sviluppo di depositi paleogenici, interposti tra le formazioni di Monte Calvello e di Cusano. Lo spessore di questi depositi di rampa carbonatica, comunque variabile, tende progressivamente ad aumentare in direzione N e NE. Le facies dell'Eocene-Oligocene p.p. (*Formazione di Monaci*; Pescatore, 1965), mostrano una graduale transizione da termini conglomeratici a calcarenitici, mentre si assiste anche al contemporaneo sviluppo di termini dell'Oligocene-Miocene inferiore (*Formazione di Macchiagodena*; Pescatore, 1965) con facies via via più marnose (Ietto, 1969; Pironon, 1980).

Anche nei settori di transizione e di bacino, sui depositi del Miocene inferiore-Paleogene si rinvengono, in maniera discontinua ma con spessori che a luoghi raggiungono circa 20 metri, dei conglomerati a clasti con lepidocicline, briozoi, litotamni e frammenti di altri fossili interpretati come depositi da debris flow di età Langhiano (Amore *et alii*, 1988) assimilabile alla *Formazione di Cusano*.

In tutti i settori considerati la sedimentazione nel Miocene risente dei processi orogenetici in atto in questa porzione dellAppennino.

In generale, nella zona NW del Matese settentrionale, ai conglomerati langhiani fanno seguito qualche decina di metri di calcilutiti ricche in foraminiferi planctonici (Orbulina spp.) della *Formazione di Longano* (Selli, 1957). Le calcilutiti tendono ad arricchirsi rapidamente in frazione argillosa dando luogo ad un'alternanza di calcari marnosi e marne argillose con intercalazioni calcareo-detritiche (calcitorbiditi) che lascia presto il posto ad una facies pelitica, costituita da argilliti scure, marne grigie ed arenarie calcaree di spessore complessivo dell'ordine di diverse decine di metri. Si assiste, quindi alla comparsa dei primi livelli francamente silicoclastici rappresentati da argille e marne con intercalazioni di arenarie del *Flysch di Cantalupo* (Patacca et alii, 1990). Analisi biostratigrafiche effettuate da Amore *et alii* (1988) e da Amore (1990) hanno consentito di riferire al Tortoniano superiore le peliti che precedono la comparsa dei livelli silicoclastici e di attribuire questi ultimi al Messiniano.

Una situazione differente è descritta da Patacca *et alii* (1992) nel NE del Matese. Questi autori riconoscono al tetto del *Flysch di Cantalupo*, nell'area compresa tra Cantalupo e Roccamandolfi, un orizzonte grossolano di brecce costituito da clasti di calcari e calcareniti con frammenti di rudiste e calcari miocenici a briozoi e litotamni dispersi in una matrice marnosa. Al livello clastico fanno seguito delle arenarie torbiditiche grossolane riferite al Messiniano inferiore per la presenza di *T. aff. extensus* nei sedimenti immediatamente al tetto delle brecce (Patacca *et alii*, 1992).

Nella zona tra S. Massimo e Bojano è stato invece segnalato un contatto stratigrafico tra le stesse arenarie grossolane, riferite al Messiniano inferiore, e il substrato mesozoico (Sgrosso, 1979; Ciampo *et alii*, 1983). Tale contatto è a luoghi marcato dall'interposizione di brecce carbonatiche - *Brecce di S. Massimo* - con matrice formata da una frazione marnoso-siltosa verdastra o da arenarie fini correlate ancora da Sgrosso (1994) con il livello clastico interposto tra il *Flysch di Cantalupo* e le arenarie torbiditiche grossolane.

Conviene qui precisare che l'attribuzione di ogni singola formazione citata a quelle già codificate da studi precedenti è stata fatta sulla scorta degli studi effettuati da Pescatore (1965), Steffens (1968) e Pironon (1980) e relative bibliografie. Per le formazioni mioceniche, sono state adottate le determinazioni contenute in Amore *et alii* (1988) con particolare riferimento alla sezione di Trignete (Longano).

In definitiva, la colonna stratigrafica delle formazioni affioranti è dall'alto verso il basso:

Formazioni		**Età**
Formazione di Frosolone	:	*Messiniano–Tortoniano superiore*
Formazione di Longano	:	*Tortoniano–Serravalliano*
Formazione di Cusano	:	*Serravalliano–Langhiano*
Formazione di Macchiagodena	:	*Burdigaliano–Oligocene superiore*
Formazione di Monaci	:	*Oligocene–Eocene*
Formazione di Monte Calvello	:	*Maastrichtiano–Campaniano*
Formazione di Coste Chiavarine	:	*Senoniano–Turoniano*
Formazione di Monte Coppe	:	*Turoniano–Cenomaniano*
Formazione di Indiprete	:	*Cenomaniano–Albiano*

3.2.2 Evoluzione morfostrutturale

a) *Metodologie di tettonica quantitativa*

La tematica della ricostruzione dei campi di paleostress a partire dai dati di *fault slip* prende il via dalle intuizioni di Wallace (1951) e Bott (1959). Gli sviluppi teorici conseguiti nel tempo da vari ricercatori hanno portato poi allo sviluppo di metodologie sia grafiche sia analitiche.

Le metodologie grafiche sono essenzialmente riconducibili al *Right Dihedra Method* sviluppato da Angelier & Mechler (1997), cui ha fatto seguito il *Right Trihedra Method* messo a punto da Lisle (1987) e da Ramsay & Lisle (2000).

Per quanto attiene alle metodologie analitiche, gli sviluppi teorici conseguiti negli anni '60 portarono Carey & Brunier (1974) a tentare di risolvere per primi il problema di determinare il tensore dello stress partendo dai dati di direzione e verso dei vettori slip di faglie variamente orientate. Ulteriori sviluppi metodologici e perfezionamenti sono stati proposti negli anni a seguire (e.g. Angelier,1975; Carey, 1976; Armijo & Cisternas, 1978; Etchecopar *et alii*, 1981; Angelier *et alii*, 1984; Michael, 1984; Reches, 1987; Yamaji, 2000 e bibliografia). Sotto particolari condizioni, questi metodi di calcolo possono essere applicati a popolazioni di meccanismi focali di terremoti (Angelier, 1984; Gephart & Forsyth, 1984; Mercier & Carey-Gailhardis, 1989). Essi consentono anche la ricostruzione dei campi di paleostress partendo dai geminati meccanici della calcite (Laurent *et alii, 1981*; Lacombe *et alii, 1992*).

I concetti generali riportati nei paragrafi che seguono derivano quindi da quanto pubblicato dagli Autori sopra citati, con particolare riferimento al Prof. Jacques Angelier dell'Université Paris VI "Pierre & Marie Curie" autore della totalità delle figure illustrative contenute nei paragrafi che seguono. Per una dettagliata analisi dei principi su cui sono basate le metodologie analitiche di inversione dei dati di faglia e dei meccanismi focali dei terremoti si rimanda alla letteratura sopra citata.

Con riferimento alla presente tesi, si sottolinea che per il trattamento dei dati di faglia si farà uso del metodo di inversione di Yamaji (2000), mentre per i meccanismi focali dei terremoti verrà utilizzata solo la metodologia grafica messa a punto da Angelier & Mechler (1997).

- Meccanismi focali di una faglia e di un terremoto

La Figura 3.3 mostra in sintesi le caratteristiche salienti del meccanismo focale di una faglia da un punto di vista *prospettico* (Figura 3.3a) e di uno *stereoplot* (Figura 3.3b).

I due diedri retti, **P** e **T**, sono separati dal piano di faglia e da un piano ausiliario perpendicolare allo stress di taglio **s** (coerente con il vettore slip in accordo con l'*ipotesi di Wallace – Bott*). Da notare che il piano di faglia rappresenta una discontinuità di taglio reale nel volume roccioso, mentre il piano ausiliario non esiste se non nella costruzione geometrica.

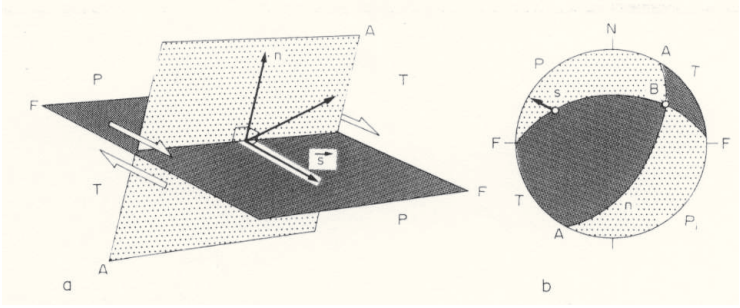


Figura 3.3: Elementi caratteristici del meccanismo focale di una faglia.

Tenendo conto del verso del *vettore slip* vengono così individuati due diedri retti; in Figura 3.3b, il diedro **T** è colorato in nero mentre il diedro **P** è punteggiato. La posizione dell'asse σ_1 deve essere cercata all'interno del diedro **P** e quella della sua perpendicolare, l'asse σ_3, all'interno del diedro **T**. Al contrario, non esistono vincoli precisi sull'orientazione dell'asse di stress intermedio, σ_2.

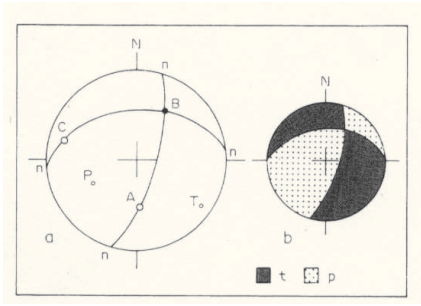


Figura 3.4: Elementi caratteristici del meccanismo focale di un terremoto.

Esiste una stringente rassomiglianza tra il meccanismo focale di una faglia (Figura 3.3b), e la rappresentazione classica di un meccanismo focale a doppia coppia di un terremoto utilizzata dai sismologi (Figura 3.4). In entrambi i casi, due piani perpendicolari, chiamati piani nodali dai sismologi, separano i diedri **P** e **T**. Come risultato, in contrasto con l'osservazione non ambigua di piani di faglia con *slickenlines* effettuate dai geologi sul terreno (Figura 3.5a), i geofisici devono decidere quale dei due piani nodali sia il reale piano di faglia (Figura 3.5b).

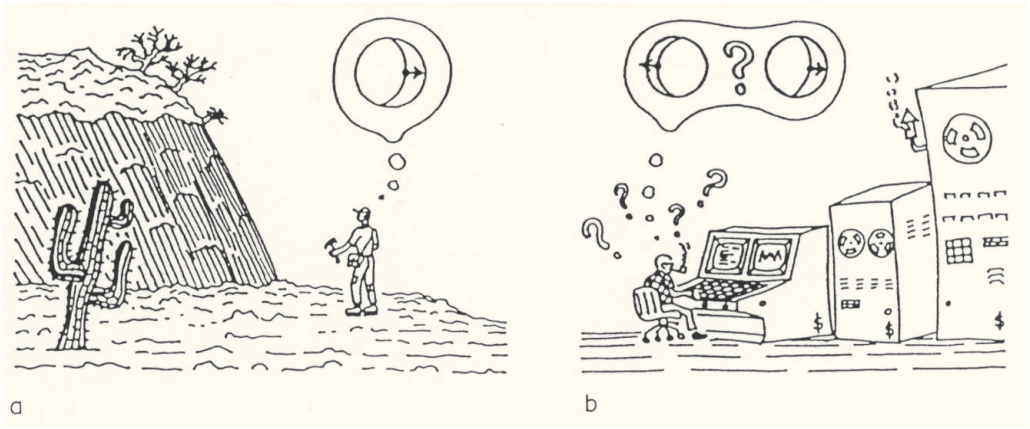


Figura 3.5: Il modo di operare dei geologi (a) e dei geofisici (b).

Le due soluzioni possibili per il meccanismo focale di un terremoto non sono affatto equivalenti in termini di consistenza con lo stress. Questa proprietà è illustrata nella Figura 3.6, che mostra appunto le due possibili soluzioni per il meccanismo focale di un terremoto. In un caso, il vettore slip sul piano di faglia è perpendicolare all'altro piano nodale che rappresenta il piano ausiliario così come definito in precedenza per le faglie (Figura 3.3a). Tuttavia, lo stress di taglio esercitato in teoria su questo piano ausiliario (considerato come una discontinuità virtuale) non ha alcun motivo di essere perpendicolare al piano di faglia. Se fosse stata adottata l'altra soluzione, avrebbe prevalso la situazione reciproca (Figura 3.6b). Pensare che ambedue le direzioni *slip*, la reale e la virtuale, siano simultaneamente perpendicolari ai piani nodali (rispettivamente) è un errore. Di conseguenza, la scelta di una soluzione da un meccanismo focale di un terremoto (Figura3.6a,b) può avere conseguenze significative in termini di relazioni con lo stress. Questo problema non esiste per i geologi (Figura 3.6a).

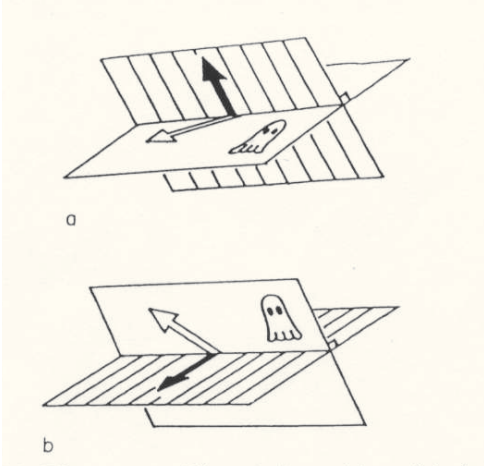


Figura 3.6: Soluzioni possibili per uno stesso meccanismo focale di un terremoto.

Quale situazione corrisponde all'assenza di una siffatta ambiguità per il meccanismo focale di un terremoto? Prendendo in considerazione lo stesso tensore dello stress di prima, e la condizione per entrambi gli stress di taglio, reale e 'virtuale', di essere perpendicolari ai piani nodali, si ottiene:

$$n_1 n_2 n_3 \Phi (1-\Phi) = 0$$

Questa equazione indica che la scelta tra i piani nodali è non necessaria nei seguenti casi:

- *un ellissoide dello stress di rotazione* ($\Phi = 0$, Figura3.7a; oppure $\Phi = 1$, Figura 3.7c);
- *un piano di faglia parallelo ad un asse dello stress*.

Quest'ultima condizione indica che, laddove una fratturazione sismica avviene lungo una faglia che appartiene a un set coniugato (Figura 3.7), non è necessario scegliere un piano nodale per il '*terremoto corrispondente*' perché è $\sigma_2 = 0$.

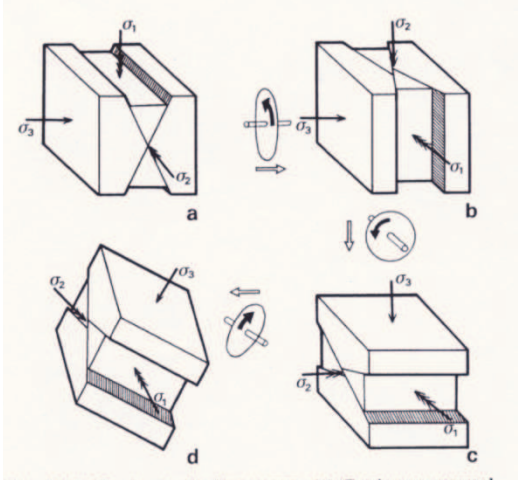


Figura 3.7: Distribuzione degli assi principali dello stress σ_1 , σ_2 , σ_3 in un sistema di faglie coniugate.

Visto che tali geometrie sono frequenti in natura, è possibile procedere a notevoli semplificazioni. Tuttavia, nel caso generale o laddove non si rinvengono faglie coniugate, la scelta tra i piani nodali rimane indispensabile.

- Determinazione grafica del campo di stress : il Right Dihedra Method

E' stato dimostrato che l'asse $\boldsymbol{\sigma_1}$ appartiene al diedro compressivo (**P** in Figura 3.3), mentre l'asse $\boldsymbol{\sigma_3}$ appartiene al diedro distensivo (**T** in Figura 3.3). Ne consegue che, laddove due o più *fault slip* hanno avuto luogo in presenza di uno stesso regime di stress (i.e. la stessa orientazione degli assi principali dello stress e lo stesso rapporto $\boldsymbol{\Phi}$), e assunto che l'ipotesi estesa Wallace-Bott sia accettabile, gli assi estremi dello stress devono appartenere ai diedri corrispondenti per tutti i meccanismi focali. In altre parole, l'asse $\boldsymbol{\sigma_1}$ dovrebbe appartenere all'intervallo di orientazioni relativo a tutti i diedri P, e l'asse $\boldsymbol{\sigma_3}$ dovrebbe essere comune a tutti i diedri **T**.

Questo è il principio su cui è basato il *Right Dihedra Method* di Angelier & Mechler (1977), metodo illustrato in Figura 3.8 solo per due meccanismi di faglia.

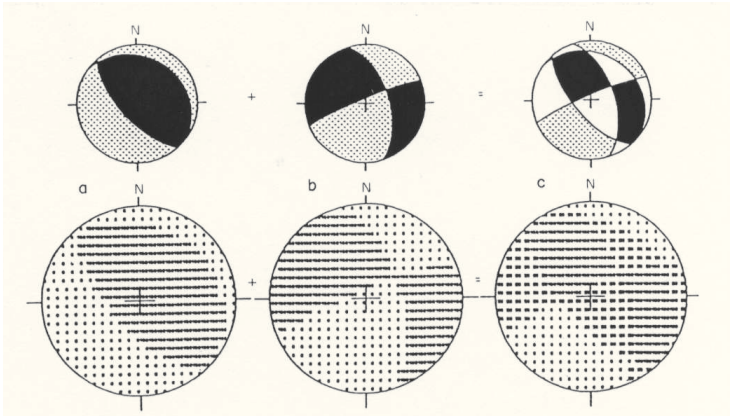


Figura 3.8: Implementazione grafica (striscia superiore) e numerica (striscia inferiore) del Right Dihedra Method a partire dai meccanismi focali di due sole faglie.

Questo metodo è di facile applicazione manuale utilizzando degli *stereoplot* : in proiezione, tutte le aree non omogenee in termini dei diedri **P** e **T** vengono progressivamente eliminate. Come risultato, le aree **P** e **T** residue (rispettivamente punteggiate e nere) indicano l'intervallo di orientazioni possibili per gli assi principali dello stress, $\boldsymbol{\sigma_1}$ e $\boldsymbol{\sigma_3}$.

Quando le faglie sono numerose, accade spesso che non rimane alcuna area residua nel diagramma finale che viene lasciato interamente in bianco in accordo con la convenzione mostrata in *Figura 3.8*. Questo spiacevole risultato può essere determinato da varie cause:

- errori nella determinazione dei versi dei *fault slip* che può portare ad uno scambio dei diedri **P** e **T** nel meccanismo corrispondente;
- presenza di faglie relative ad un altro regime di stress (e.g. fagliamento polifasico non riconosciuto);
- dispersione naturale dei *fault slip* (i.e. tutti i dati non rispettano i requisiti dell'ipotesi estesa di Wallace-Bott);
- errori ed incertezze sulle misure angolari.

Per effetto della logica **SI** o **NO** implicita nel processo di eliminazione (prima riga di Figura 3.8), un singolo errore può avere come risultato la sparizione di domini di orientazione **P** e **T** comuni.

Invece di cancellare domini non comuni, è possibile immaginare un percorso diverso: tutti i meccanismi vengono prima proiettati ad uno ad uno su fogli trasparenti con i diedri **T** in colore grigio chiaro e i diedri **P** lasciati in bianco. Poi tutti questi diagrammi vengono accuratamente sovrapposti ed esaminati tutti insieme in controluce: la regione più scura dello *stereoplot* risultante corrisponde al range di orientazioni $\boldsymbol{\sigma_3}$ comuni alla maggior parte di meccanismi di faglia, mentre l'area grigio chiara indica il rangedi orientazioni $\boldsymbol{\sigma_1}$ comuni. Se presente, una parte trascurabile di dati contraddittori non inficierà la ricostruzione effettuata.

Questo processo è stato implementato per via numerica da numerosi ricercatori in maniera semplice *(e.g. Fault Kinematics di Allmendinger 1989-2013; RDM di Angelier, 1975-2002; RDM di Ramsay & Lisle, 2000)*: i valori estremi, 0 e 100, vengono associati rispettivamente con i diedri P e T di un meccanismo di faglia (Figura 3.9, riga inferiore). L'attribuzione di questi valori viene effettuata mediante una griglia di proiezione rappresentativa di tutte le direzioni nello spazio, ad una data risoluzione. Quando due meccanismi di faglia vengono combinati, queste percentuali vengono sommate e mediate, in maniera tale da ottenere 0 (direzioni di compressioni comuni), 100 (direzioni di distensioni comuni) e 50 (direzioni conflittuali); la combinazione di 3 meccanismi avrà come risultato i valori 0, 33, 66 e 100; e così via. Il risultato finale, facilmente conseguibile disponendo di un computer, consente la determinazione dei *domini best-fit* e del grado di compatibilità tra i dati di *fault slip*. In particolare, 10% e 90% come valori percentuali estremi suggeriscono che il 10% dei dati sono inconsistenti in termini di direzioni **P** e **T**.

Il risultato dell'implementazione numerica del *Right Dihedra Method* può essere mostrato in vari modi: come proiezione di numeri (Figura 3.9b), come patterns grafici (Figura 3.9c) e come assi medi che corrispondono ai baricentri ai domini di migliore compatibilità sulla sfera (Figura 3.9d).

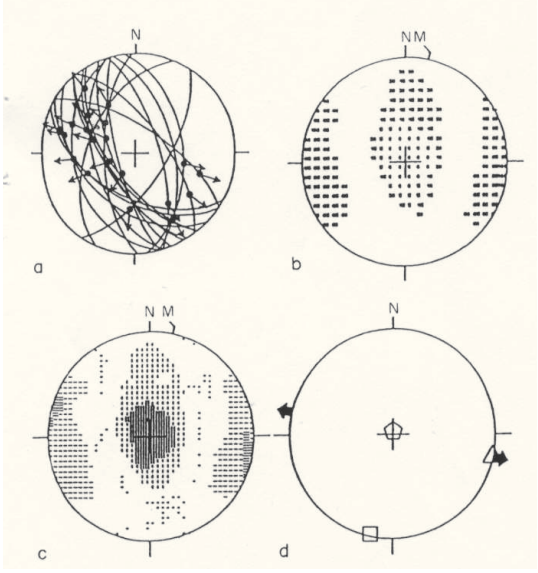


Figura 3.9: Implementazione numerica del *Right Dihedra Method.*

E' doveroso sottolineare che questi assi medi perdono di significato laddove i domini residuali **P** e **T** sono estesi, perché gli assi dello stress $\boldsymbol{\sigma_1}$ e $\boldsymbol{\sigma_3}$ non sono vincolati a occupare una posizione centrale in questi angoli solidi, e quindi possono anche collocarsi in prossimità delle loro zone di frontiera. Tuttavia, laddove i domini residuali sono molto piccoli, le orientazioni degli assi medi dello stress sono abbastanza consistenti con quelle degli assi dello stress calcolate con metodi deterministici.

Quando i dati di *fault slip* vengono raccolti dai geologi (Figura 3.3a), è necessario ricostruire il piano ausiliario, perpendicolare alle *slickenlines*, prima della caratterizzazione dei diedri **P** e **T** in accordo con il verso dello *slip*. Al contrario, i dati sui meccanismi dei terremoti, ricostruiti in seguito ad analisi sismologiche (Figura 3.3b), consistono in diedri **P** e **T** separati da piani nodali perpendicolari, cosicché i meccanismi focali vengono processati direttamente senza trasformazioni preliminari.

L'uso del *Right Dihedra Method* è quindi particolarmente appropriato per l'analisi dei terremoti in termini di consistenza dello stress, perché, per definizione, la scelta tra i piani nodali non è necessaria, e l'ambiguità dianzi messa in risalto (Figura 3.4) è inefficace. In altri termini, i dati disponibili sono pienamente esplorati anche se qualche vincolo reale viene ignorato.

La trasformazione di un dato di *fault slip* (Figura 3.9) in un meccanismo focale (Figura 3.3b) comporta la perdita di una parte importante di informazione geologica: l'identità del piano di faglia reale, che non può più essere distinto dal piano ausiliario.

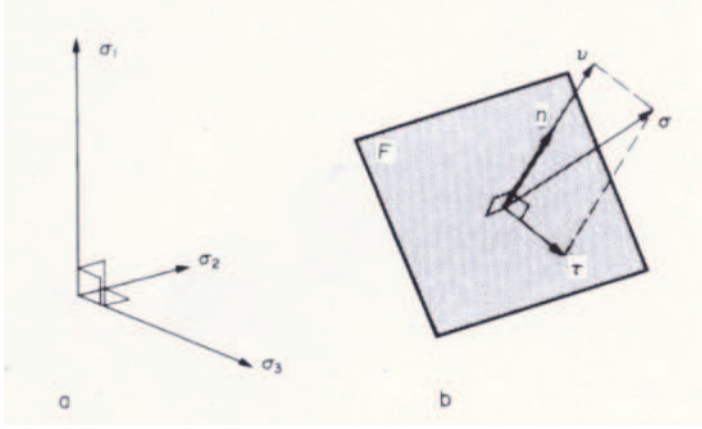


Figura 3.10: Distribuzione degli sforzi normale e di taglio su un piano di faglia con *slickenlines.*

I due piani perpendicolari di un meccanismo di faglia sono strettamente equivalenti con riferimento all'analisi dei diedri retti, mentre non lo sono in termini degli stress di taglio, la cui distribuzione è generalmente asimmetrica, come mostra la Figura 3.10.

Questo contrasto tra la simmetria di un meccanismo focale e la asimmetria degli *shear stress* esercitati su di un piano di faglia (reale) e su un piano ausiliario (virtuale) spiega come e perché i dati geologici sullo *slip* di una faglia non sono utilizzati in pieno, al contrario di quanto avviene per i meccanismi focali a doppia coppia dei terremoti. Questa perdita di dati geologici ha una controparte. Sebbene il *Right Dihedra Method* fornisca determinazioni affidabili del *range* di compatibilità delle direzioni di compressione e distensione, che in molti casi sono strettamente vincolate, il *best fit* possibile tra i dati di *shear* e lo *stress* non è assicurato.
L'accuratezza dei risultati dipende ovviamente dalla varietà di orientazioni geometriche dei dati di *slip* delle faglie: più sono diversificate le orientazioni degli *slip* delle faglie, più forti saranno i vincoli sulle direzioni compatibili di compressione e tensione. Quindi, bisognerebbe non solo raccogliere dati relativamente uniformi, come quelli sulle faglie coniugate, ma anche dati sulle faglie *oblique-slip* molto importanti per le ricostruzioni dei *paleostress*.

Il rapporto Φ è una delle quattro variabili critiche del tensore dello stress ridotto. Questo rapporto non viene preso esplicitamente in considerazione nel *Right Dihedra Method*, sebbene rivesta un ruolo importante nelle relazioni *shear – stress* (Figura 3.11).

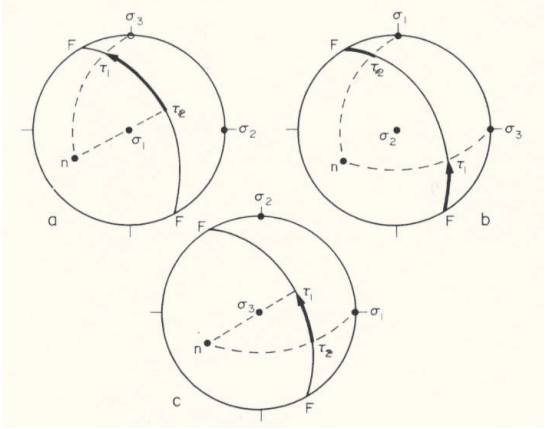


Figura 3.11: effetti delle variazioni del rapporto Φ sulla distribuzione degli assi dello stress σ_1, σ_2, σ_3.

L'assunto su cui poggia il *Right Dihedra Method* può essere formulato come segue: i *fault slip* che hanno luogo in presenza di un unico stato di stress uniforme devono avere delle direzioni di compressione (e di tensione) in comune, e l'asse dello stress σ_1 corrisponde ad una di queste direzioni comuni di compressione (all'opposto, σ_3 trazione). E' da sottolineare che niente viene stabilito per il rapporto Φ. In altri termini, nonostante il concetto di *reduced stress tensor* includa **F** come una variabile importante nel controllo dello *slip* (Figura 3.11a), lo stato di stress in questo metodo si riferisce solo alle orientazioni degli assi principali dello stress. Ne consegue che nel *Right Dihedra Method* non vi sono ipotesi sull'unicità del valore di Φ, mentre sono posti vincoli maggiori sull'unicità di ciascun asse dello stress (a patto che i dati di orientazione siano abbastanza vari). Il valore di Φ è così implicitamente considerato in maniera indipendente per ciascun dato di *fault slip*.

Inoltre, questo grado di libertà addizionale spiega perché i risultati, ancorché affidabili, siano incompleti. L'uso di altri metodi, nell'assunto che **F** sia unico per un dato stato di stress, consente di pervenire ad una determinazione più completa dello stato di stress. Gli effetti delle variazioni del rapporto **F**, e le relazioni tra il valore di Φ e le forme dei domini residuali di compatibilità sulla sfera, sono stati discussi in Angelier & Mechler (1977): in molti casi, la distribuzione dei domini **P** e **T** fornisce buone informazioni sul valore approssimativo di Φ (Figura 3.11b).

b) *Evoluzione pre-Pleistocene*

- Introduzione

Il Matese settentrionale e la Montagna di Frosolone appartengono ad uno stesso dominio che verso Nord sovrascorre sulle unità del Bacino Molisano, mentre al contrario verso Est immerge sotto queste ultime (Figura 3.17).

Sempre a Est, sull'Unità del Matese poggiano dei klippes dell'Unità del Sannio, remnants di unità di un dominio bacinale rappresentati da calcari detritici in banchi con alternanze di marne rosse di età Senoniano-Miocene (Clermonté & Pironon, 1979; Renaud et alii, 1990).

La tettonica fragile nel Matese è dominata da faglie normali, spesso di rigetto importante (pluri-ettometrico), in prevalenza a direzione E-O, ma localmente anche a direzione NO-SE e NE-SO. Queste faglie mascherano una strutturazione a pieghe da chiuse a strette ad assi E-O e a thrust come è facilmente osservabile nella porzione settentrionale del massicio (Clermonté & Pironon, 1979).

Di seguito verranno descritte le relazioni spazio-temporali che intercorrono tra strutture distensive e compressive pre-pleistoneniche in aree-tipo della regione oggetto del presente studio.

- Il bordo settentrionale del Matese

La macrostruttura dominante del Matese settentrionale è rappresentata dall'anticlinale del Matese, una piega pluriettometrica ad asse poco inclinato intorno ovest associata a strutture di accavallamento tettonico che è possibile osservare tra gli abitati di Longano e Roccamandolfi lungo il tratto Monte Celara-Serra Valle Caprara (Figura 3.12).

La sovrapposizione tettonica, con una struttura a piega rovesciata, dei calcari maastrichtiani sulle calcilutiti a Orbulina della Formazione di Longano era già stata ossevata da Ietto (1969) lungo un taglio visibile per almeno 2 km nella valle del torrente Lorda, poco a Sud dell'abitato di Longano.

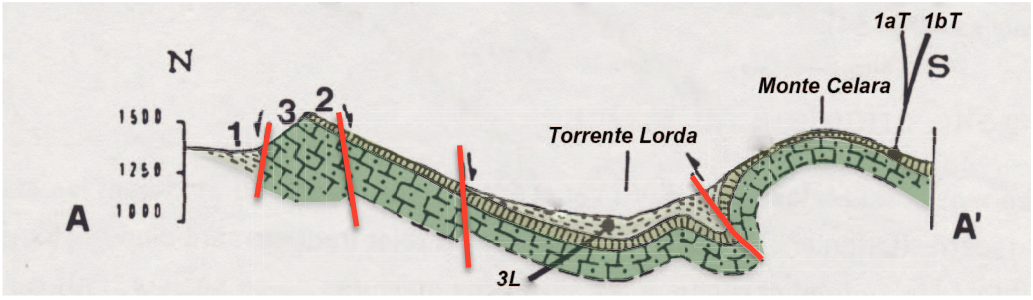


Figura 3.12: Unità del Matese, la struttura a thrust di M. Celara (da : Hyppolite 1992;modificata).

Questo accavallamento viene poi studiato da Clermontè & Pironon (1979) che però lo considerano una semplice faglia inversa dai rigetti molto contenuti (non più di cento metri)

associata allo sviluppo di una struttura a piega completa. Gli stessi autori segnalano altri indizi di faglie inverse, sempre dai rigetti molto contenuti, nell'area di Monte Patalecchia e la Difenzola.

I dati raccolti nella stazione di misura 1aT, stabilita sul fianco meridionale dell'anticlinale a tetto del thrust (Figura 3.12), hanno consentito di caratterizzare una compressione sub-meridiana NNE-SSO. Questa compressione è indotta da faglie trascorrenti minori attualmente basculate (i.e. due assi principali del campo di stress mostrano una forte simmetria con la stratificazione), attivate da una fase deformativa fragile che predata la tettonica plicativa (Figura 3.13).

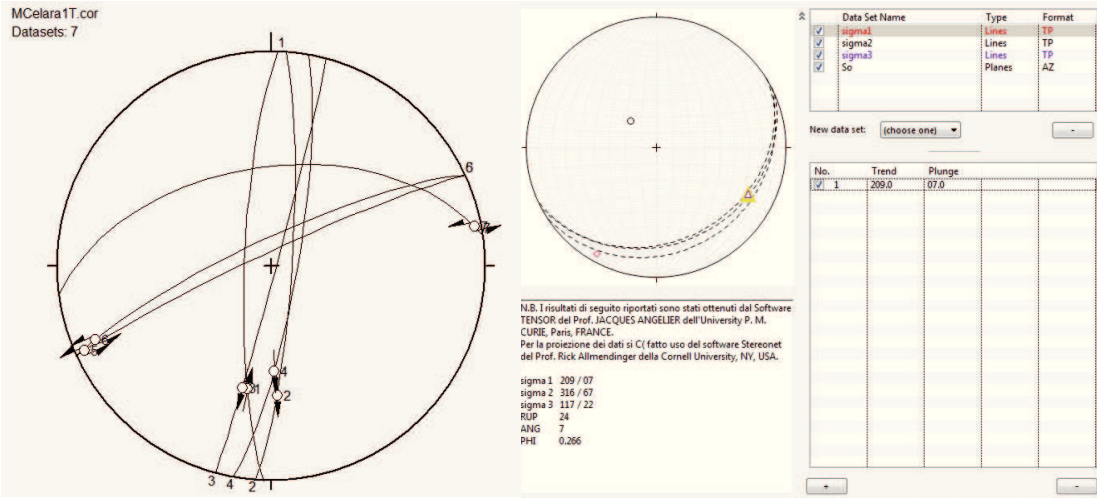


Figura 3.13: Compressione N209 associata alle faglie campionate nella stazione 1aT.

Nella stazione 1bT (Figura 3.12), a questa deformazione fa seguito una compressione ENE-WSW post-basculamento (Figura 3.14).

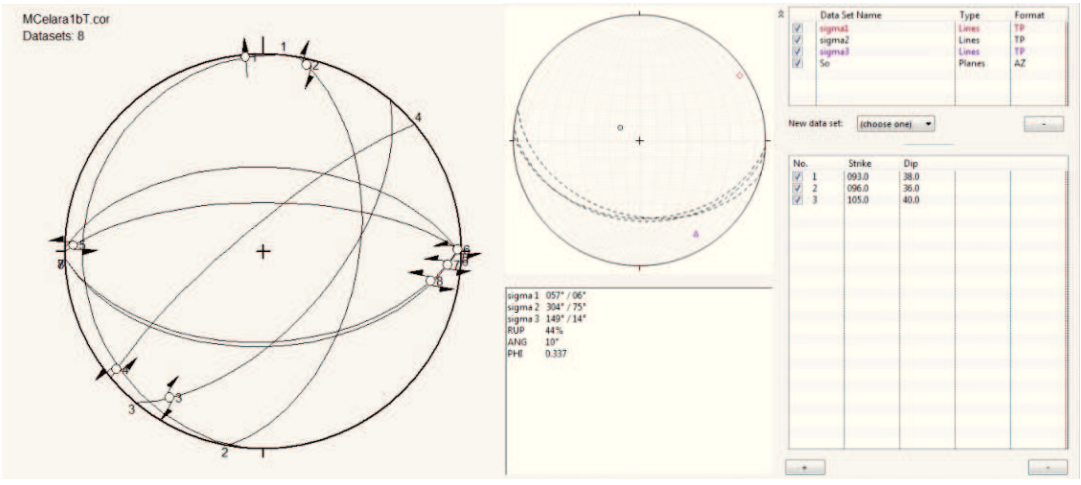


Figura 3.14: Compressione N57 associata alle faglie campionate nella stazione 1bT.

A nord del sovrascorrimento del Torrente Lorda, sul fianco normale della sinclinale a letto del thrust (Figura 3.12, stazione 2L), questa compressione si materializza in faglie inverse

e in un piegamento intenso ad asse N273 sub-orizzontale (Figura 3.15a) che deformano la serie del Miocene medio (Figura 3.15b, compressione N13 quasi-normale all'asse del piegamento).

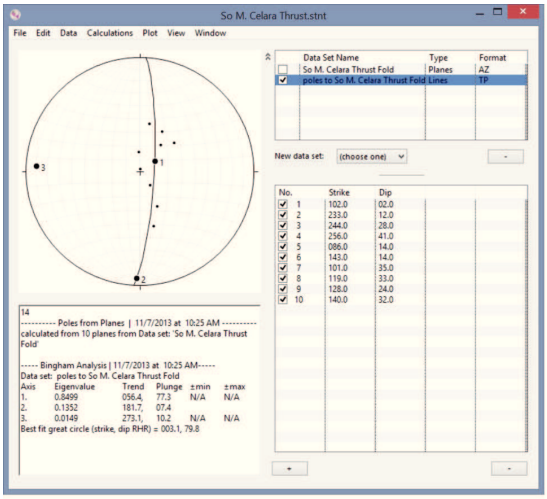


Figura 3.15a: Asse della sinclinale al letto del thrust di M. Celara dedotto dal *cylindrical best fit* dei poli degli strati (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

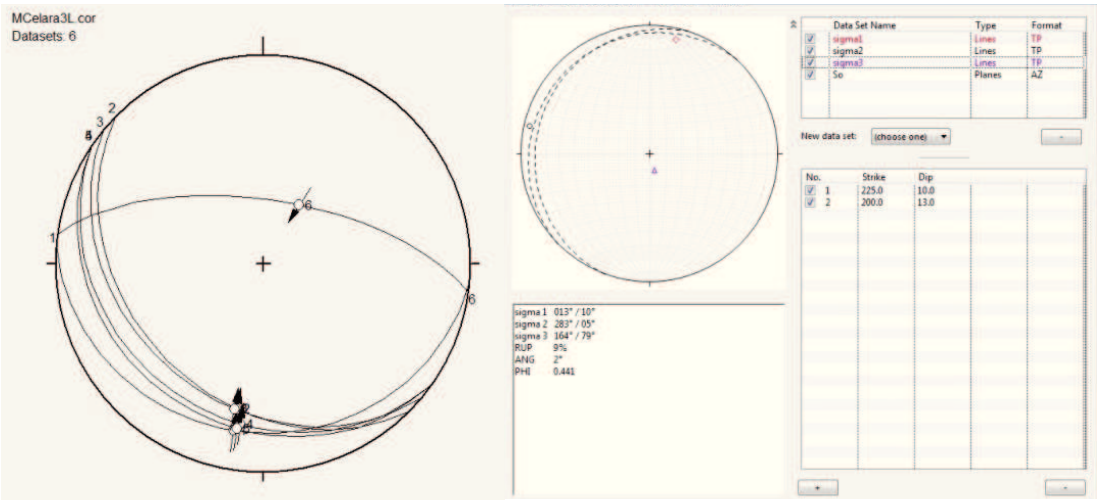


Figura 3.15b: Compressione N13 associata alle faglie inverse campionate nella stazione 2L.

Infine, va riportato che parecchi chilometri più a Nord Clermonté & Pironon (1979) segnalano in località La Difenzola un altro sovrascorrimento caratterizzato da una superficie di taglio su cui sono presenti strie che indicano un trasporto tettonico verso Nord.

In definitiva, le analisi effettuate indicano con chiarezza che le compressioni sub-meridiane N209 e N13 predatano la compressione N57.

- Il contatto Sannio/Matese.

L'Unità del Matese si flessura verso Est in una zona dove affiorano i suoi sedimenti più recenti (Tortoniano superiore-Messiniano). Faglie normali pluriettometriche dislocano tutta la successione affiorante e costituiscono le strutture maggiori di questo settore.

Secondo i ricercatori del Servizio Geologico d'Italia (1963-1971) e Roure et al. (1988) queste faglie marcherebbero il contatto verso Est del massiccio con l'Unità del Sannio.

Al contrario, Clermonté & Pironon (1979) e Renaud *et alii* (1990) ritengono che l'Unità del Sannio riposi in contatto tettonico sull'Unità del Matese.

Sul terreno, a ridosso del versante occidentale del Monti del Sannio, si osserva che i terreni ad affinità sannita vengono a contatto con una successione in facies di flysch di età Tortoniano superiore stratigraficamente legata ai terreni carbonatici del Matese. Il contatto disegna con continuità un susseguirsi di "rientranze" e "sporgenze" in genere caratteristiche di una superficie di accavallamento poco inclinata (Figura 3.16 e 3.17).

Figura 3.16: Strutture compressive da *layer parallel shortening* nei terreni dell'Unità del Sannio.

Le osservazioni effettuate sul terreno sono in accordo con quanto sostenuto da Clermonté & Pironon (1979) e da Renaud *et alii* (1990). Si tratta con ogni evidenza di un *thrust* che peraltro sutura e postdata le strutture distensive e compressive che dislocano le successioni del Matese.

Al fine di relazionare queste strutture agli stati di stress determinati nelle stazioni di misura matesine, si è scelto per omogeneità di ubicare le nuove stazioni di misura nei terreni dell'Unità del Matese a letto del thrust in corrispondenza di strutture tettoniche importanti.

I risultati ottenuti mostrano con chiarezza che le faglie normali e le faglie minori associate campionate nel sito A (Figura 3.17, riquadro rosso) sono in relazione con un campo di stress basculato responsabile di una estensione sub-meridiana N193.

Inoltre, le analisi effettuate nel sito B (Figura 3.17, riquadro azzurro) hanno consentito di individuare un'associazione di faglie legate a un campo di stress trascorrente non basculato caratterizzato da una compressione N238 che quindi postdata la distensione N193.

- Considerazioni conclusive

L'analisi delle faglie campionate nei siti ubicati nei terreni dell'Unità del Matese ha consentito di mettere in risalto una fase compressiva N57-N238, caratterizzata da assi principali dello stress in chiara relazione di non simmetria con la giacitura degli strati, che predata sia la compressione N013-N238 sia la distensione N193 entrambe caratterizzate da campi di stress i cui assi principali mostrano di essere in forte relazione di simmetria con la stratificazione.

Ne consegue che la cronologia relativa, desunta dall'analisi dei paleostress, tra eventi distensivi e compressivi che predatano la sutura delle strutture matesine ad opera del sovrascorrimento dell'Unità del Sannio indica, in accordo con quanto osservato sul terreno, che una fase distensiva ha preceduto almeno una di quelle compressive: la distensione N193 è infatti anteriore almeno alla compressione N238.

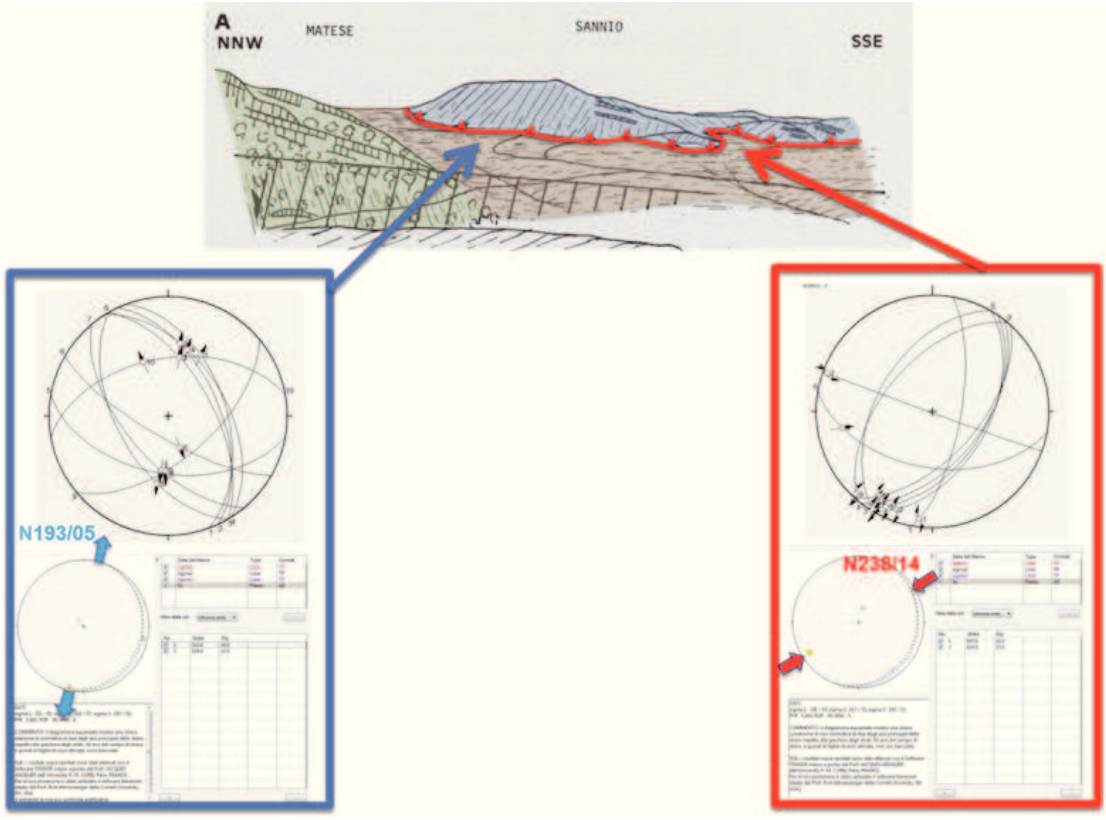


Figura 3.17: Rappresentazione schematica del contatto Unità del Sannio/Unità del Matese; campi di stress associati ai sistemi di faglie campionati nei terreni dell'Unità del Matese a letto della superficie di thrust dell'Unità del Sannio.

Inoltre, le strutture trascorrenti osservate nel sito B (Figura 3.17) suggeriscono che la messa in posto dell'Unità del Sannio abbia avuto luogo per effetto della compressione NE-SO e che questa falda potrebbe provenire da Nord come suggerito da Renaud *et alii* (1990). La sua messa in posto è comunque posteriore all'estensione NNE-SSO di cui sutura le faglie normali a rigetto pluri-ettometrico. La forte fratturazione idraulica osservata lungo queste faglie suggerisce inoltre che si tratti di strutture sin-sedimentarie che hanno dislocato la successione in facies di flysch.

In definitiva nella zona orientale del Matese è stato possibile riferire gli stati di stress alle strutture e determinare la cronologia degli eventi pre-Pleistocene, utilizzando i dati di osservazione raccolti sulle strutture sia piccole che grandi. Si è potuto dimostrare che una forte distensione ha preceduto le fasi compressive, distensione che non è quindi legata alla tettonica del margine tirrenico.

c) *Evoluzione pleistocenica: il bacino lacustre di S. Massimo.*

- Introduzione

Nel corso dello studio geomorfologico, sono stati rinvenuti sul bordo settentrionale del Massiccio del Matese, ad altezze oscillanti intorno agli 800 metri s.l.m., lembi residui di sedimenti lacustri sollevati di circa 300 metri rispetto all'attuale talweg del torrente Il Rio, affluente di sinistra del fiume Biferno.

Una delle sezioni più tipiche dei sedimenti in oggetto, già studiata da Brancaccio *et alii* (1979) e da Di Bucci *et alii* (2005), affiora lungo la strada che collega S. Massimo a Campitello Matese. Qui, poco a monte dell'abitato di S. Massimo, è possibile osservare circa 300 metri di una successione lacustre coarsening upward, di cui non è visibile l'appoggio sul substrato, in cui sono presenti orizzonti stratoidi di piroclastiti a gradazione normale talora potenti fino a due metri.

La porzione medio-bassa più grossolana di questi orizzonti ha un tipico colore grigio-giallastro e contiene pomici alterate miste ad una frazione cristallina, molto ricca in minerali di sanidino poco o niente alterati, derivante dal disfacimento delle stesse pomici. La parte alta è invece rappresentata da siltiti e argille di colore grigio-azzurro in cui sono stati rinvenuti gusci di molluschi dulcicoli quasi completamente decalcificati e foraminiferi planctonici rimaneggiati di dubbia collocazione stratigrafica.

Nelle porzioni sommitali della successione compare del detrito di natura carbonatica formato da elementi a spigoli vivi, di dimensioni variabili dal cm^3 fino a qualche m^3, derivanti con ogni evidenza dall'alterazione dei rilievi carbonatici del Matese immediatamente adiacenti. La successione è "troncata" da una superficie relitta unanimemente correlata con la superficie pleistocenica del Bacino di S. Massimo.

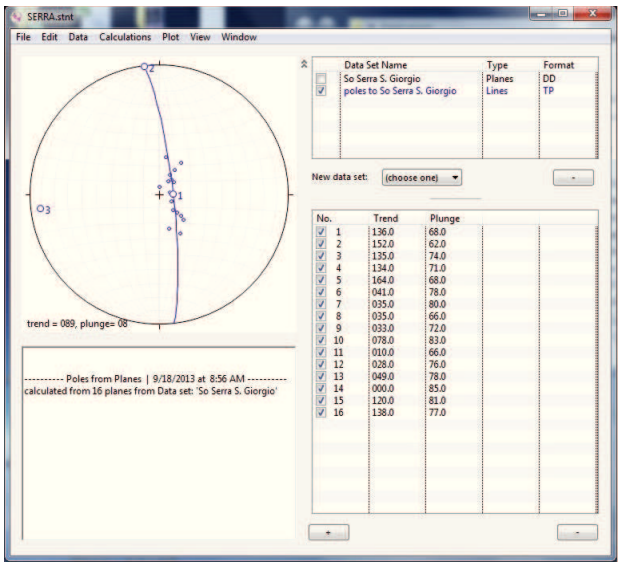


Figura 3.18: Distribuzione dei poli degli strati della successione di Serra S. Giorgio (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

L'intera successione è deformata in un'anticlinale simmetrica a piano assiale da molto inclinato a sub-verticale ed asse sub-orizzontale immergente verso ovest (Figura 3.18), e per datarla gli autori, in assenza di reperti biostratigrafici significativi, hanno utilizzato metodi radiometrici pervenendo a determinare delle età su cui di seguito verrà fatta una riflessione critica.

- Le età K-Ar determinate da Brancaccio *et alii* (1979)

Questi autori hanno eseguito cinque datazioni K-Ar su separati di sanidino provenienti da tre campioni di piroclastiti prelevati in punti diversi della successione affiorante intorno a quota 800m lungo la strada che collega S. Massimo a Campitello Matese. Su due campioni le analisi sono state effettuate in duplicato e i risultati ottenuti sono riassunti sinteticamente dagli AA. nella *TABELLA A* di pag. 281 sotto riportata (Tabella 3.1).

Nel complesso gli Autori concludono che:

"*Dai dati analitici riportati nella Tabella A risulta che le datazioni K-Ar del 1° e del 3° campione, ben riproducibili nell'ambito degli errori, sono in accordo tra loro indicando un'età compresa tra 1,00 e 1,15 ma.*

L'età del 2° campione di 1,48 ± 0,04ma è invece nettamente diversa.

Questa differenza potrebbe riflettere sia l'esistenza di più episodi vulcanici separati da un intervallo di qualche centinaia di migliaia di anni, sia la presenza di un eccesso di ^{40}Ar rad. nel feldspato potassico del campione N. 2."

Brancaccio et al., 1979 : TABELLA A, pag. 281.							
Rock Sample	**K**	**$^{40}Ar_{rad.}$**	**$^{40}Ar_{rad.}$**	**$^{40}Ar/^{36}Ar$**	**$^{40}Ar/^{36}Ar$**	**Age**	**Error**
			x 10^{-10}		***x 10^{3}***		***± 1 σ***
	%	***%***	***mol/g***			***Ma***	***Ma***
1a	10.82	22.0	0.182	379.0	1456.0	**0.97**	**0.04**
1b	10.82	13.7	0.201	344.9	735.5	**1.07**	**0.05**
2	11.45	31.8	0.293	434.9	1619.0	**1.48**	**0.04**
3a	11.56	29.5	0.226	419.7	1898.0	**1.13**	**0.04**
3b	11.56	19.0	0.220	365.3	1089.0	**1.10**	**0.04**

Tabella 3.1: Età K/Ar ottenute da Brancaccio *et alii* (1979) da separati di sanidino da trecampioni di piroclastiti prelevati nelle successione di Serra S. Giorgio.

- Le età $^{40}Ar/^{39}Ar$ determinate da Di Bucci *et alii* (2005)

Questi Autori hanno eseguito due datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Figura 3.19) su campioni di rocce piroclastiche, San2 e San3, provenienti "*from the succession of lacustrine and pyroclastic sediments that form a terrace along the main slope of the Boiano Basin Fault System, (Brancaccio et al., 1979; Figura 5)*".

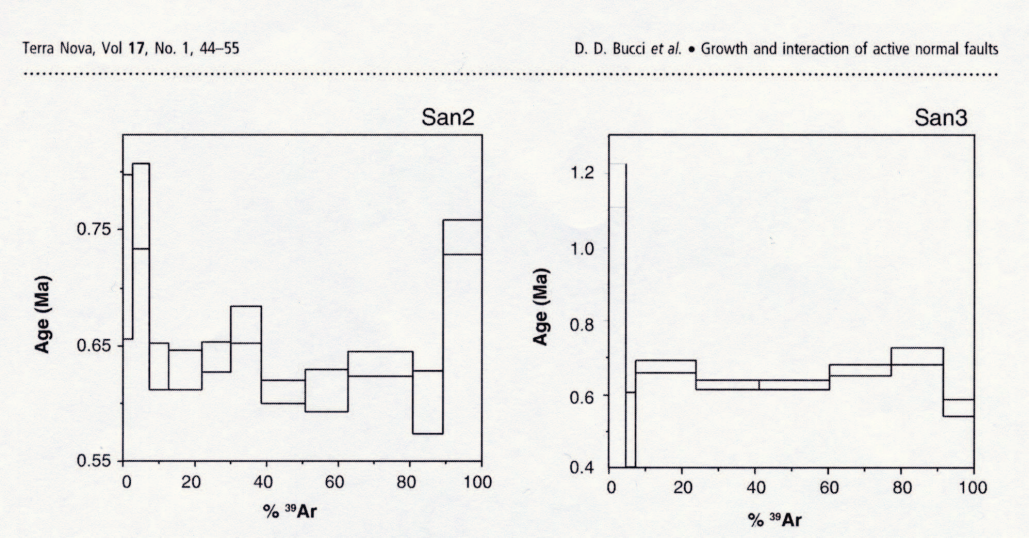


Figura 3.19: Spettri di età $^{40}Ar/ ^{39}Ar$ ottenuti da Di Bucci *et alii* (2005) da separati di sanidino estratti dai campioni San2 e San3 di piroclastiti della successione di Serra S. Giorgio.

Table 1 Radiometric age of the analysed samples

Sample no.	Constrained fault system	Considered steps (refer Fig. 8)	Average age
San2	BBFS	Four adjacent steps having Cl/K <0.00012 and containing 52% of the sample Ar	621 ± 6 ka
San3	BBFS	Four adjacent steps having Ca/K <0.021 and containing 70% of the sample Ar. Note that the ages of San2 and San3 are statistically indistinguishable, and indistinguishable from the age of the sanidine-bearing basal eruption of the nearby Roccamonfina volcanic complex, 630 ± 2 ka (Ballini *et al.*, 1991).	649 ± 21 ka
San9b	ISFS	Five adjacent steps having Ca/K <0.030 and containing 63% of the sample Ar	476 ± 10 ka
San30	CLPBFS	An anticorrelation trend (Fig. 8) is defined by the fifth step (age 647 ± 24 ka, Ca/K = 0.0261 ± 0.0009) and by three steps (3, 4, 8) having the highest Ca/K ratios (uniform at 0.0299 ± 0.0004) and the lowest ages. The age of the older component is identical to that of samples San2 and San3; this could represent erosion of a primary 0.63 Ma tuff exposed on the hillslope above the basin	253 ± 22 ka (weighted average age of the younger component)
San31	ISFS/CLPBFS	At least three components can be recognized	504 ± 12 ka (mean age of the three steps with the lowest Ca:K ratio: 5, 6, 9)

Figura 3.20: Età $^{40}Ar/ ^{39}Ar$ ottenute da Di Bucci *et alii* (2005) da separati di sanidino estratti dai campioni di piroclastiti San2 e San3 della successione di Serra S. Giorgio.

Si tratta in sostanza, come indicato dalle coordinate geografiche dei siti di campionamento fornite dagli stessi autori, di campioni prelevati in una successione confrontabile, se non addirittura coincidente, con quella descritta da Brancaccio *et alii* (1979). La differenza consiste nel fatto che i campioni analizzati da questi autori hanno fornito età (Figura 11) di 621 ± 6 ka (San2) e 643 ± 21 ka (San3) sostanzialmente più recenti di quelle calcolate per la stessa successione da Brancaccio et al. (1979).

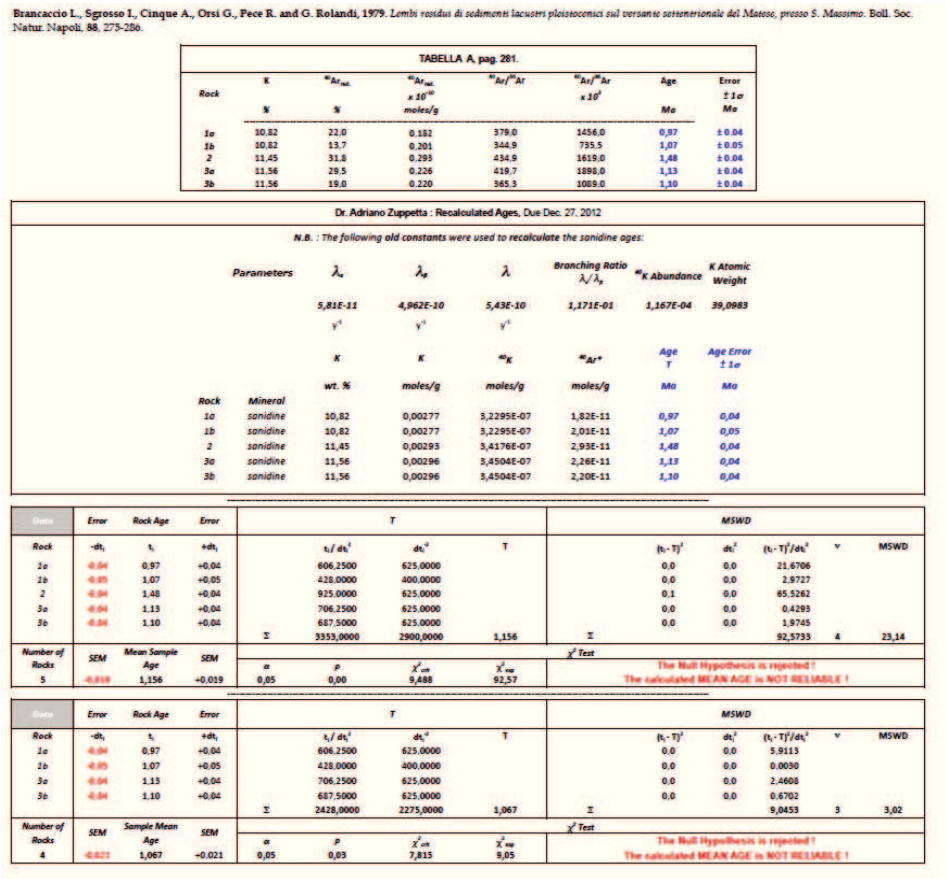
- Considerazioni a margine

Sulla scorta della CHARTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE v2013/01 redatta dalla *Intenational Commission on Stratigraphy* dell'*IUGS*, da quanto sopra riportato si evince che la successione lacustre del Bacino di S. Massimo viene riferita da tutti gli autori citati al Pleistocene, ma che Brancaccio *et alii* (1979) la datano al Calabriano, mentre Di Bucci *et alii* (2005) la ringiovaniscono al Pleistocene medio.

Risulta evidente che questo pone problemi non trascurabili in ordine al timing delle fasi tettoniche pleistoceniche che hanno interessato la successione lacustre del Bacino di S. Massimo dislocandola in media alla quota di 800 m s.l.m., nonché alla valutazione dei tassi di sollevamento verticale e di scorrimento (*slip rates*) accomodati dalle faglie prodottesi o riattivatesi per effetto di queste fasi. Si è pertanto ritenuto opportuno procedere ad una revisione critica delle datazioni sopra riportate al fine di poter utilizzare dati statisticamente affidabili per la risoluzione dei problemi sopra evidenziati.

- Le età K-Ar determinate da Brancaccio *et alii* (1979): analisi critica e rideterminazione.

Al fine di testare la bontà dei risultati riportati da questi autori nella TABELLA A sopra riprodotta (Tabella 3.1), si è proceduto per prima cosa a sottoporre le età ricavate dal campione di rocce analizzate al test statistico del χ^2 (Baksi, 2006).



Brancaccio L., Sgrosso I., Cinque A., Orsi G., Pece R. and G. Rolandi, 1979. *Lembi residui di sedimenti lacustri pleistocenici sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo.* Boll. Soc. Natur. Napoli, 88, 275-286.

TABELLA A, pag. 281.

Rock	K %	$^{40}Ar_{rad.}$ %	$^{40}Ar_{rad}$ x 10^{-10} moles/g	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$ x 10^{3}	Age Ma	Error ± 1σ Ma
1a	10,82	22,0	0,182	379,0	1456,0	0,97	± 0,04
1b	10,82	13,7	0,201	344,9	735,5	1,07	± 0,05
2	11,45	31,8	0,293	434,9	1619,0	1,48	± 0,04
3a	11,56	29,5	0,226	419,7	1898,0	1,13	± 0,04
3b	11,56	19,0	0,220	365,3	1089,0	1,10	± 0,04

Dr. Adriano Zuppetta : Recalculated Ages, Due Dec. 27, 2012

N.B. : The following old constants were used to recalculate the sanidine ages:

Parameters	λ_e	λ_β	λ	Branching Ratio λ/λ_e	^{40}K Abundance	K Atomic Weight
	5,81E-11 y^{-1}	4,962E-10 y^{-1}	5,43E-10 y^{-1}	1,171E-01	1,167E-04	39,0983

Rock	Mineral	K wt. %	K moles/g	^{40}K moles/g	$^{40}Ar^*$ moles/g	Age T Ma	Age Error ± 1σ Ma
1a	sanidine	10,82	0,00277	3,2295E-07	1,82E-11	0,97	0,04
1b	sanidine	10,82	0,00277	3,2295E-07	2,01E-11	1,07	0,05
2	sanidine	11,45	0,00293	3,4176E-07	2,93E-11	1,48	0,04
3a	sanidine	11,56	0,00296	3,4504E-07	2,26E-11	1,13	0,04
3b	sanidine	11,56	0,00296	3,4504E-07	2,20E-11	1,10	0,04

Data	Error	Rock Age	Error	T				MSWD				
Rock	$-dt_1$	t_i	$+dt_1$	t_i/dt_i^2	dt_i^{-2}	T		$(t_i-T)^2$	dt_i^2	$(t_i-T)^2/dt_i^2$	ν	MSWD
1a	-0,04	0,97	+0,04	606,2500	625,0000			0,0	0,0	21,6706		
1b	-0,05	1,07	+0,05	428,0000	400,0000			0,0	0,0	2,9727		
2	-0,04	1,48	+0,04	925,0000	625,0000			0,1	0,0	65,5262		
3a	-0,04	1,13	+0,04	706,2500	625,0000			0,0	0,0	0,4293		
3b	-0,04	1,10	+0,04	687,5000	625,0000			0,0	0,0	1,9745		
				Σ 3353,0000	2900,0000	1,156		Σ		92,5733	4	23,14
Number of Rocks	SEM	Mean Sample Age	SEM	χ^2 Test								
				α	p	χ^2_{crit}	χ^2_{exp}					
5	-0,019	1,156	+0,019	0,05	0,00	9,488	92,57	The Null Hypothesis is rejected ! The calculated MEAN AGE is NOT RELIABLE !				

Data	Error	Rock Age	Error	T				MSWD				
Rock	$-dt_1$	t_i	$+dt_1$	t_i/dt_i^2	dt_i^{-2}	T		$(t_i-T)^2$	dt_i^2	$(t_i-T)^2/dt_i^2$	ν	MSWD
1a	-0,04	0,97	+0,04	606,2500	625,0000			0,0	0,0	5,9113		
1b	-0,05	1,07	+0,05	428,0000	400,0000			0,0	0,0	0,0030		
3a	-0,04	1,13	+0,04	706,2500	625,0000			0,0	0,0	2,4608		
3b	-0,04	1,10	+0,04	687,5000	625,0000			0,0	0,0	0,6702		
				Σ 2428,0000	2275,0000	1,067		Σ		9,0453	3	3,02
Number of Rocks	SEM	Sample Mean Age	SEM	χ^2 Test								
				α	p	χ^2_{crit}	χ^2_{exp}					
4	-0,021	1,067	+0,021	0,05	0,03	7,815	9,05	The Null Hypothesis is rejected ! The calculated MEAN AGE is NOT RELIABLE !				

Figura 3.21: Test del χ^2 per l'età media K/Ar ottenuta dai dati di Brancaccio *et alii* (1979)

Come mostra l'elaborato di Figura 3.21 ad un livello di confidenza di 0.05 l'età media ricalcolata per il campione di rocce analizzate, 1.16 ± 0.02 Ma, risulta statisticamente non affidabile.

Si è quindi eliminato dal gruppo in esame il campione 2, ritenuto da Brancaccio et alii (1979) "nettamente diverso" dagli altri campioni, e si è ripetuto il test statistico del χ^2 che ha classificato ancora come non affidabile l'età media calcolata di 1.07 ± 0.02 Ma (Figura 3.21).

A questo punto si è deciso di ricalcolare per ognuno dei cinque campioni età e relativi errori partendo dai dati della TABELLA A, ma utilizzando nel calcolo i nuovi valori raccomandati dalla *IUGS Subcommission in Geochronology* per le costanti λ_e, λ_b e λ.

Sul campione rappresentato dalle cinque nuove datazioni è stato di nuovo effettuato il test statistico del χ^2 (Figura 3.22) che ancora una volta ha classificato come non affidabile l'età media calcolata (1.14 ± 0.03 Ma).

In coerenza con la procedura fin qui seguita, dal gruppo è stato eliminato il campione 2 (anomalo) e si è ripetuto il test statistico del χ^2 che questa volta ha indicato come affidabile l'età media calcolata (1.05 ± 0.03 Ma)

Brancaccio L., Sgrosso I., Cinque A., Orsi G., Pece R. and G. Rolandi, 1979. *Lembi residui di sedimenti lacustri pleistocenici sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 88, 275-286.

TABELLA A, pag. 281.

Rock	K %	$^{40}Ar_{rad.}$ %	$^{40}Ar_{rad.}$ x 10^{-10} moles/g	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$ x 10^{3}	Age Ma	Error ± 1 σ Ma
1a	10.82	22.0	0.182	379.0	1456.0	0.97	± 0.04
1b	10.82	13.7	0.201	344.9	735.5	1.07	± 0.05
2	11.45	31.8	0.293	434.9	1619.0	1.48	± 0.04
3a	11.56	29.5	0.226	419.7	1898.0	1.13	± 0.04
3b	11.56	19.0	0.220	365.3	1089.0	1.10	± 0.04

Dr. Adriano Zuppetta : Recalculated Ages, Due Dec. 27, 2012

N.B. : The following new constants were used to recalculate the sanidine ages:

Parameters	λ_e	λ_β	λ	Branching Ratio λ_e/λ_β	^{40}K Abundance	K Atomic Weight
	5.8755E-11 y^{-1}	5.078E-10 y^{-1}	5.5492E-10 y^{-1}	1.157E-01	1.167E-04	39.0983

Rock	Mineral	K wt. %	K moles/g	^{40}K moles/g	$^{40}Ar^*$ moles/g	Age T Ma	Age Error ± 1 σ Ma
1a	sanidine	10.82	0.00277	3.2295E-07	1.82E-11	0.959	0.06
1b	sanidine	10.82	0.00277	3.2295E-07	2.01E-11	1.059	0.07
2	sanidine	11.45	0.00293	3.4176E-07	2.93E-11	1.459	0.06
3a	sanidine	11.56	0.00296	3.4504E-07	2.26E-11	1.114	0.06
3b	sanidine	11.56	0.00296	3.4504E-07	2.20E-11	1.085	0.06

Data	Error	Rock Age	Error	T			MSWD				
Rock	$-dt_i$	t_i	$+dt_i$	t_i/dt_i^2	dt_i^{-2}	T	$(t_i-T)^2$	dt_i^2	$(t_i-T)^2/dt_i^2$	ν	MSWD
1a		0.959	+0.060	266.3596	277.7778		0.0	0.0	9.0525		
1b		1.059	+0.070	216.1162	204.0816		0.0	0.0	1.3208		
2		1.459	+0.060	405.1596	277.7778		0.1	0.0	28.2946		
3a		1.114	+0.060	309.5680	277.7778		0.0	0.0	0.1732		
3b		1.085	+0.060	301.3518	277.7778		0.0	0.0	0.8266		
				Σ 1498.5552	1315.1927	1.139	Σ		39.6678	4	9.92

Number of Rocks	SEM	Mean Sample Age	SEM	χ^2 Test			
				α	p	χ^2_{cal}	χ^2_{exp}
5		1.139	+0.028	0.05	0.00	9.488	39.67

The Null Hypothesis is rejected !
The calculated MEAN AGE is NOT RELIABLE !

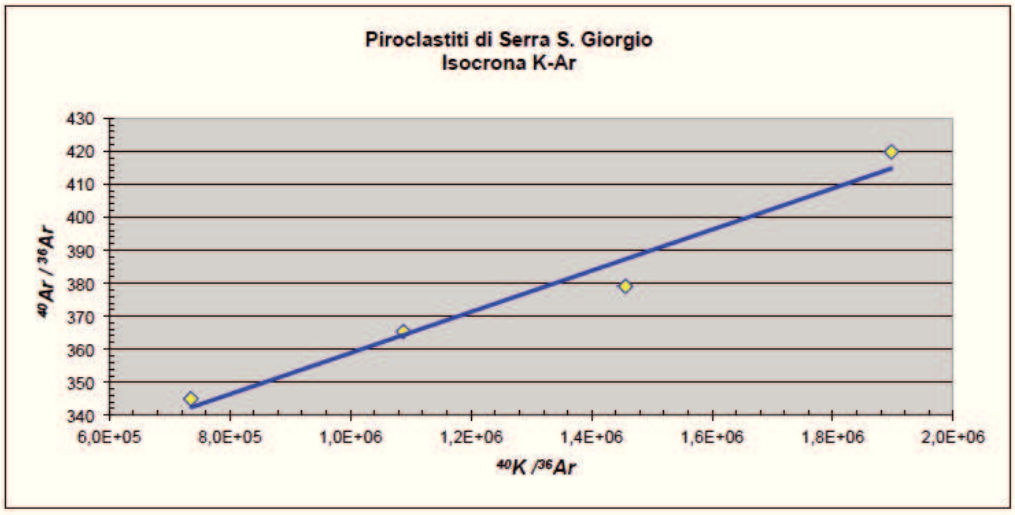
Data	Error	Rock Age	Error	T			MSWD				
Rock	$-dt_i$	t_i	$+dt_i$	t_i/dt_i^2	dt_i^{-2}	T	$(t_i-T)^2$	dt_i^2	$(t_i-T)^2/dt_i^2$	ν	MSWD
1a		0.959	+0.060	266.3596	277.7778		0.0	0.0	2.5105		
1b		1.059	+0.070	216.1162	204.0816		0.0	0.0	0.0051		
3a		1.114	+0.060	309.5680	277.7778		0.0	0.0	1.0162		
3b		1.085	+0.060	301.3518	277.7778		0.0	0.0	0.2653		
				Σ 1093.3956	1037.4150	1.054	Σ		3.7971	3	1.27

Number of Rocks	SEM	Mean Sample Age	SEM	χ^2 Test			
				α	p	χ^2_{cal}	χ^2_{exp}
4		1.054	+0.031	0.05	0.28	7.815	3.80

The Null Hypothesis is accepted !
The calculated MEAN AGE is RELIABLE !

Figura 3.22: Test del χ^2 per l'età media K/Ar ricalcolata dai dati di Brancaccio *et alii* (1979)

Infine per verificare che tutto l'argon iniziale $^{40}Ar_i$ fosse in sostanza di origine atmosferica si è proceduto, com'è d'uso, a proiettare per ogni campione il rapporto $^{40}Ar/^{36}Ar$ (in ordinate) contro il rapporto $^{40}K/^{36}Ar$ (in ascisse). La retta di regressione ottenuta (Figura 3.23) rappresenta un'isocrona K-Ar che indica per i quattro campioni in esame un'età media di 1.06 ± 0.04 Ma.



λ_e	λ	Età isocrona Ma	Errore ±1σ Ma
5,8755E-11	5,0782E-10	**1,06**	**0,04**

Regression Analysis

Piroclastiti di Serra S. Giorgio		
Roccia / Minerale	$^{40}K/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$
1a / sanidino	1,456E+06	379,0
1b / sanidino	7,355E+05	344,9
3a / sanidino	1,898E+06	419,7
3b / sanidino	1,089E+06	365,3

Regression Statistics	
Multiple R	0,983249899
R Square	0,966780364
Adjusted R Square	0,950170546
Standard Error	7,052391902
Observations	4

ANOVA

	df	SS	MS	F	Significance F
Regression	1	2894,915037	2894,915037	58,20535549	0,016750101
Residual	2	99,47246307	49,73623153		
Total	3	2994,3875			

	Coefficients	Standard Error	t Stat	P-value	Lower 95%	Upper 95%
Intercept	296,5234072	11,15018531	26,59358559	0,001410998	248,548032	344,4987825
$^{40}K/^{36}Ar$	6,23359E-05	8,17065E-06	7,629243441	0,016750101	2,71804E-05	9,74914E-05

Figura 3.23: Isocrona K-Ar ottenuta dai campioni 1a , 1b , 3a , 3b.

L'alto coefficiente di determinazione (R^2 = 0.97) della retta di regressione e il valore dell'intercetta (y=296.5) indicano che:

- la regressione è altamente affidabile;
- il rapporto iniziale $^{40}Ar/^{36}Ar$ ottenuto dall'isocrona K-Ar è sostanzialmente identico a quello atmosferico e non include quindi frazioni derivanti dal degassamento di rocce antiche presenti nel mantello e/o nella crosta;
- i campioni di sanidino analizzati sono rimasti chiusi al K e all'Ar e quindi che l'età isocrona ottenuta di 1.06 ± 0.04 Ma b.p. è altamente affidabile.

In definitiva si può essere confidenti che l'età media calcolata non è stata condizionata dalla presenza delle suddette componenti e che quindi essa è statisticamente affidabile.

- Le età $^{40}Ar/^{39}Ar$ determinate da Di Bucci *et alii* (2005): analisi critica e rideterminazione.

I grafici degli spettri di età ottenuti con il metodo $^{40}Ar/^{39}Ar$ vengono generalmente valutati in letteratura (Baksi, 2006) seguendo i criteri che seguono:

a) lo spettro deve contenere un plateau formato da almeno 3 *steps* consecutivi le cui età si sovrappongono;

b) gli *steps* di età che soddisfano la condizione a) devono rappresentare almeno il 50% dell' ^{39}Ar ottenuto per irradiazione del campione di roccia o di minerale ricco in K con neutroni termici e veloci in un reattore nucleare.

Da un esame visivo degli spettri di età riportati da Di Bucci e collaboratori nella Figura 8 di pag. 51 (Figura 3.19), sembrerebbe evidente che per il campione San3 solo due degli steps di età (steps 4 e 5) si sovrappongono andando a rappresentare poco meno del 40% del ^{39}Ar ottenuto per irradiazione. Nessuna delle due condizioni sopra riportate risulterebbe quindi soddisfatta, con l'evidente implicazione che l'età determinata sarebbe di fatto non affidabile.

Per una verifica puntuale di quanto sopra riportato, si è proceduto a riproiettare i dati relativi ai campioni San2 e San3 contenuti nella Figura 8 di pag. 51 degli autori. Come si può facilmente ricavare dalla Figura 3.24, nello spettro di età ricostruito per il campione San2 sono presenti quattro *steps* di età consecutivi e sovrapponibili e un *plateau* formato da otto steps che rappresentano rispettivamente il 59.8% e l' 82.2% del totale dell'^{39}Ar ottenuto per irradiazione. I valori di MSWD (1.3) e di p (0.23) consentono di affermare che l'età rideterminata di 0.629 ± 0.005 Ma, età confrontabile con quella di 621 ± 6 ka determinata da Di Bucci *et alii* (2005), è statisticamente affidabile.

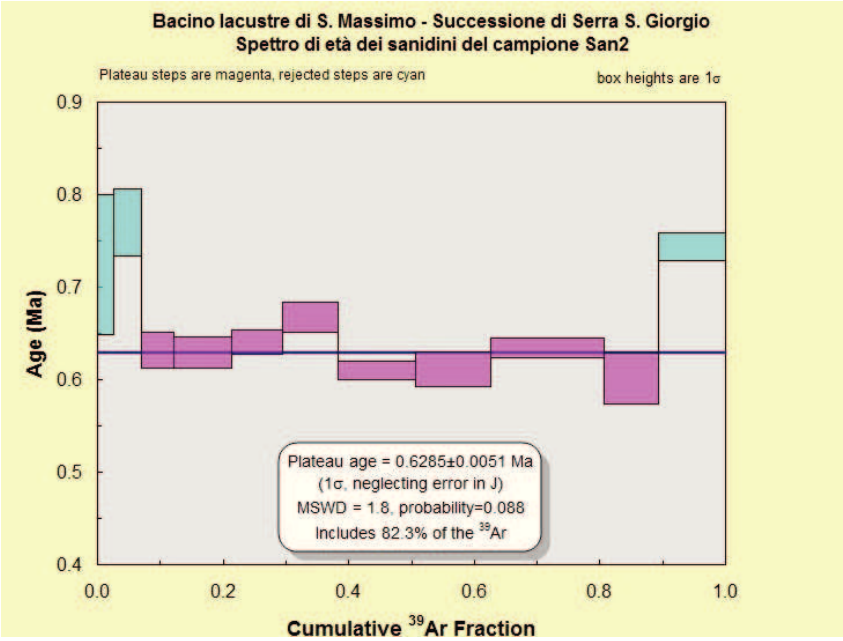


Figura 3.24: Spettro di età estratto dai sanidini del campione San2.

Al contrario, la Figura 3.25 mostra con chiarezza che nello spettro di età ricostruito per il campione San3 sono presenti solo due *steps* di età consecutivi e sovrapponibili che rappresentano al più il 36.6% del totale dell' ^{39}Ar ottenuto. Ne deriva che, non essendo rispettate le condizioni sopra riportate, l'età di 649 ± 21 ka determinata da Di Bucci *et alii* (2005) per il campione San3 è statisticamente non affidabile.

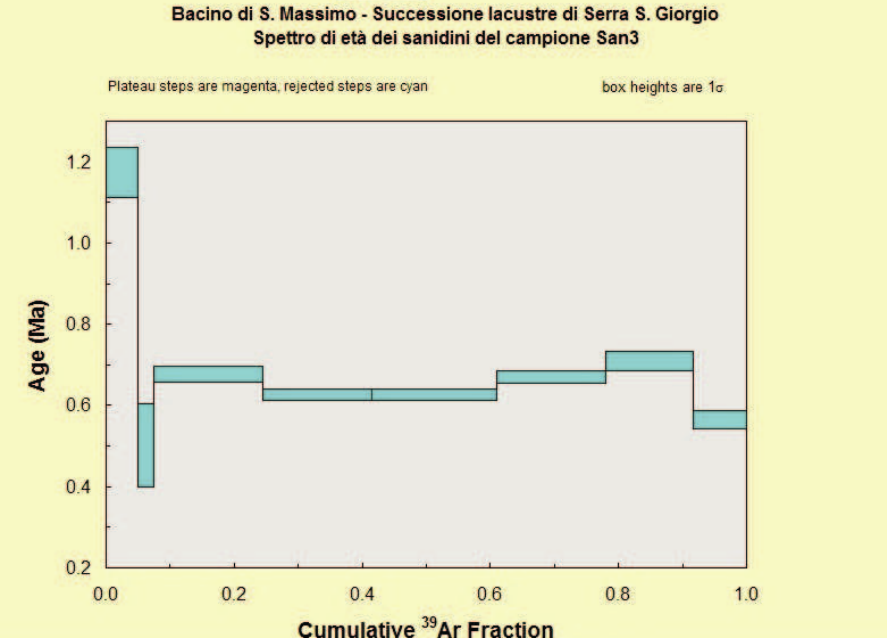


Figura 3.25: Spettro di età dei sanidini del campione San3.

- Implicazioni conseguenti alla rideterminazione delle età delle piroclastiti.

Le età radiometriche K-Ar (1.05±0.03 Ma, Pleistocene inferiore, Calabriano) e $^{40}Ar/^{39}Ar$ (0.629 ±0.005 Ma, Pleistocene medio) rideterminate rispettivamente per i campioni 1a, 1b, 3a, 3b di Brancaccio *et alii* (1979) e per il campione San2 di Di Bucci *et alii* (2005), tutte ottenute da campioni di sanidino estratti dalle piroclastiti intercalate nella successione lacustre di Serra S. Giorgio, risultano alla luce dell'analisi critica svolta entrambe statisticamente affidabili e confrontabili con quelle ottenute dagli autori citati.

Si tratta comunque di età sostanzialmente diverse e quindi da riferire ad attività vulcaniche differenti e distanti nel tempo di poco più di 400 ka. In particolare, se si tiene conto della composizione chimica (vulcaniti HK e composizione salitica dei pirosseni) e dell'età delle piroclastiti, i distretti vulcanici indiziati sono quelli dei Campi Flegrei (campioni 1a, 1b, 3a, 3b di *Brancaccio et alii*, 1979) e del Roccamonfina (campione San2 di Di Bucci *et alii*, 2005).

In aggiunta, come si evince da quanto riportato nei lavori sopra citati, i campioni sono stati prelevati dai due gruppi di autori da orizzonti di piroclastiti affioranti in uno stesso breve tratto potente non più di 100 metri della successione lacustre pleistocenica del bacino di S. Massimo a Serra S. Giorgio.

Se si assume per gli orizzonti di piroclastiti di età Calabriano una posizione stratigrafica primaria ne deriva per il Bacino di S. Massimo una velocità di sedimentazione inferiore a 0.2

mm/a, troppo bassa e non realistica per un bacino lacustre sul cui margine occidentale già insistevano nel Pleistocene inferiore-medio dei rilievi tettonicamente instabili caratterizzati da tassi di sollevamento verticali medi di lungo periodo dell'ordine dei 0.5 mm/a.

In alternativa, si può pensare che i prodotti del *pyroclastic fall* calabriano, originariamente deposti anche sulle pendici dei rilievi matesini adiacenti al Bacino di S. Massimo, siano poi franati nel bacino per fenomeni di natura tettonica legati all'attività del vulcano Roccamonfina formando orizzonti di piroclastiti risedimentate stratigraficamente accostati a quelli legati dall'attività di quest'ultimo vulcano. Si tratta allo stato dell'unica interpretazione atta a spiegare l'apparente incongruenza tra la prossimità stratigrafica dei due gruppi di campioni e le loro età sostanzialmente differenti.

- Tassi di sollevamento verticale e campo di stress

Nell'area a monte dell'abitato di S. Massimo affiora una successione carbonatica meso-cenozoica di transizione tra piattaforma e bacino dell'Unità del Matese che verso l'alto evolve a depositi silicoclastici di età Tortoniano superiore-Messiniano (*Formazione di Frosolone/ Flysch di Cantalupo*).

Qui, a monte della strada che da S. Massimo sale a Campitello Matese, la successione viene a contatto con i depositi lacustri di Serra S. Giorgio su cui è presente un lembo di superficie relitta, unanimente messa in relazione dagli autori con la superficie pleistocenica del Bacino di S. Massimo, dislocato alla quota di 810 metri dal sistema di faglie di Roccamandolfi (Figura 3.26).

Figura 3.26: Il sistema di faglie di Roccamandolfi.

Sulla scorta dell'età media più recente ricalcolata per la successione lacustre è stato stimato in 0.5 mm/anno il tasso di sollevamento verticale di lungo periodo accomodato dal sistema di faglie (Figura 3.27), di poco superiore al tasso di sollevamento verticale medio di lungo periodo di 0.32 mm/anno derivato da tutte le superfici relitte correlate nella Conca di Bojano con la superficie del Bacino pleistocenico di S. Massimo (Figura 3.28).

Area : Cantalupo - S. Massimo - Roccamandolfi					
Faglia:	Direzione	Immersione	Inclinazione	Angolo di pitch delle strie	
normale	309°	039°	55°	65° W	
Marker dislocato dalla faglia:			Superficie del Bacino di S. Massimo		
Località:			Serra S. Giorgio		
Età del marker (anni p.a.)			**-1 σ** 5100	**Età** 628500	**+1 σ** 5100
			Pleistocene medio (parte bassa)		
Quota attuale del marker (m s.l.m.)			minima 805	**media 810**	massima 815
Quota della base del versante (m s.l.m.)			minima 515	**media 520**	massima 525
Differenza tra la quota del marker e la quota della base del versante (m)			minima 290	**media 290**	massima 290
Tasso di sollevamento verticale di lungo periodo accomodato dalla faglia (mm/anno)			minimo 0.458	**medio 0.5**	massimo 0.465
Tasso di scorrimento (slip rate) di lungo periodo accomodato dalla faglia (mm/anno)			minimo 0.617	**medio 0.6**	massimo 0.627

Figura 3.27: Tasso di sollevamento verticale e *slip rate* accomodati dalla faglia di Roccamandolfi.

Cava di Pietra				670	530	140	0.22
Il Colliciello				875	725	150	0.24
Colle Mastragno				650	500	150	0.24
Bosco Popolo				650	500	150	0.24
Incoronata				700	520	180	0.29
Cesa Martello	Pleistocene	medio	0.6285	700	520	180	0.29
Colle d'Anchise				660	470	190	0.30
Colle Torre				750	510	240	0.38
S. Maria Maddalena				760	520	240	0.38
Serra S. Giorgio				810	520	290	0.46
La Costa				785	480	305	0.49

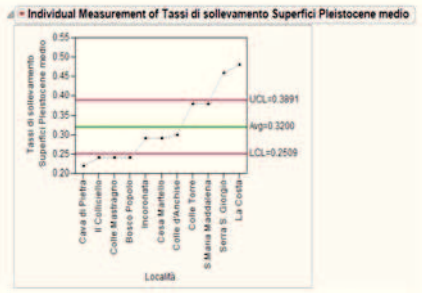


Figura 3.28: Tasso di sollevamento verticale medio calcolato per il complesso delle superfici relitte riferite nella Conca di Bojano alla superficie pleistocenica del Bacino di S. Massimo.

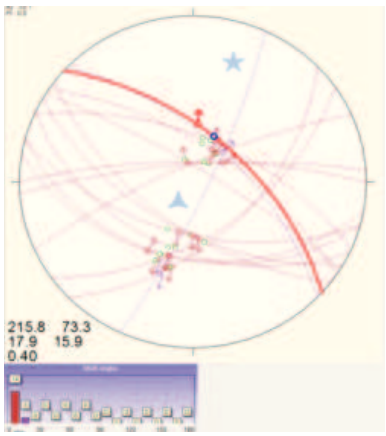


Figura 3.29: Campo di stress responsabile dell'attività del sistema di faglie di Roccamandolfi.

Infine, l'inversione dei dati raccolti sul sistema di faglie di Roccamandolfi (Figura 3.29) ha consentito di legare il sollevamento ad una fase tettonica caratterizzata da una distensione sub-meridiana NNE-SSO (N18).

d) *Evoluzione olocenica*

Per descrivere l'evoluzione della Conca di Bojano durante l'Olocene, sono state svolte analisi sul terreno in aree di affioramento dei depositi continentali recenti (Campochiaro) provviste di tagli naturali e/o artificiali idonei all'esecuzione di log stratigrafico-strutturali dei terreni affioranti nella piana e nelle aree pedemontane.

Particolare attenzione è stata rivolta anche all'individuazione di linee tettoniche attive nel recente e/o già note come strutture che hanno guidato forti terremoti storici. Nelle *aree tipo* di affioramento di alcune di queste strutture, Colli della Defenza e Bojano, sono state svolte analisi di dettaglio finalizzate ad una migliore comprensione dell'evoluzione morfostrutturale tardo-quatemaria della conca di Bojano.

Ai fini di una stima dell'entità del sollevamento verticale di lungo periodo e, quando possibile, dello *slip rate* accomodato da alcune delle *master faults* sono stati utilizzati i parametri caratteristici di alcune *superfici relitte* da esse dislocate (Tabella 3.2).

Inoltre, per la sola faglia di Bojano ci è stato stimare la magnitudo momento attesa Mw_{exp} e i tempi di ricorrenza T_{ric}, nonché la dislocazione verticale attesa nell'area al suo tetto per effetto della deformazione indotta dal sisma.

- Unità morfostratigrafiche

A seguito di osservazioni di dettaglio effettuate sul terreno si è deciso, sulla scorta di quanto proposto da Russo e Terribile (1995) e da Guerrieri *et alii* (1999), di mantenere la distinzione e la correlazione operate da questi autori con criteri morfo-stratigrafici all'interno dei depositi continentali affioranti nell'area in esame. Nello specifico, sono state distinte le seguenti unità:

UCON-I: depositi conglomeratici di conoide alluvionale cementati e sospesi di circa 30 metri rispetto agli alvei attuali con pendenze comprese tra 1° e 5°;

UCON-II: depositi conglomeratici di conoide alluvionale cementati e sospesi di 15-20 metri rispetto agli alvei attuali con pendenze comprese tra 1° e 5°;

UCON-III: depositi conglomeratici di conoide alluvionale cementati e sospesi di circa 10 metri rispetto agli alvei attuali con pendenze comprese tra 1° e 5°.

UCON-IV: depositi conglomeratici sciolti di conoide alluvionale attiva o reincisa di 1-2 metri.

ULAC: depositi in prevalenza lacustri e palustri di riempimento della conca di Bojano e di Sepino. Nella piana di Bojano il tetto di tale unità, che da un punto di vista geomorfologico ben si raccorda con l'unità **UCON-III**, si rinviene a quote comprese tra 500 e 520 metri talora blandamente basculato verso Sud; nella piana di Sepino questa superficie si trova in media a quote intorno a 520-540 metri ma leggermente basculata verso Nord.

UALR: sedimenti alluvionali sciolti deposti nelle aree golenali dei fiumi Biferno e Tammaro, e dei loro affluenti.

Le unità morfostratigrafiche qui di seguito riportate si riferiscono invece a depositi continentali più antichi che non hanno alcuna relazione con il fondovalle attuale. In particolare:

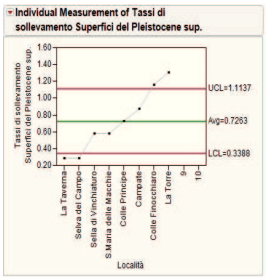
UBSM: depositi di ambiente lacustre prevalentemente limosi, stratificati e poco inclinati, con intercalazioni di materiale vulcanoclastico. Affiorano nella zona di Serra S. Giorgio e della Stazione Teleferica e costituiscono per ora l'unico deposito nell'area in esame riferibile al bacino pleistocenico di S. Massimo (Brancaccio *et alii,* 1979).

UBRC: depositi di versante e di conoide di età problematica, sospesi a varie altezze rispetto ai fondovalle attuali.

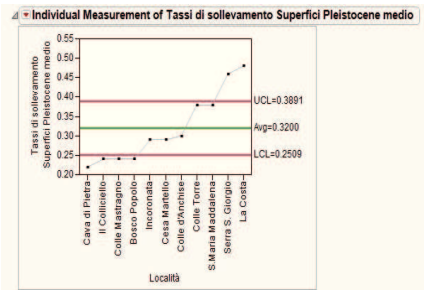
- <u>Superfici relitte</u>

Si tratta di gruppi di superfici abbastanza ben correlabili tra loro e riferibili con buona approssimazione a superfici di spianamento già note in letteratura.

Superficie relitta	*Epoca*	*Età*	*Ma*	*Quota della superficie relitta (m s.l.m.)*	*Quota della base del versante (m s.l.m.)*	*Differenza di quota tra la superficie relitta e la base del versante (m)*	*Tasso di sollevamento medio (mm/anno)*
La Taverna	Pleistocene	superiore	0.06885	550	530	20	0.29
Selva del Campo				520	500	20	0.29
Sella di Vinchiaturo				550	510	40	0.58
S. Maria delle Macchie				540	500	40	0.58
Colle Principe				560	510	50	0.73
Campate				560	500	60	0.87
Colle Finocchiaro				630	550	80	1.16
La Torre				620	530	90	1.31



Cava di Pietra	Pleistocene	medio	0.6285	670	530	140	0.22
Il Colliciello				875	725	150	0.24
Colle Mastragno				650	500	150	0.24
Bosco Popolo				650	500	150	0.24
Incoronata				700	520	180	0.29
Cesa Martello				700	520	180	0.29
Colle d'Anchise				660	470	190	0.30
Colle Torre				750	510	240	0.38
S. Maria Maddalena				760	520	240	0.38
Serra S. Giorgio				810	520	290	0.46
La Costa				785	480	305	0.49



Civita Superiore	Pleistocene ÷ Pliocene	inferiore ÷ superiore	2.588	719	480	239	0.09
Colle Arso				1100	700	400	0.15
Colle Antona				1050	600	450	0.17
I Londri				1050	525	525	0.20
La Torretta				1225	650	575	0.22
La Serra				1100	480	620	0.24
Le Tre Torrette				1375	700	675	0.26
Le Pianelle				1200	500	700	0.27
Il Prato di Civita				1350	480	870	0.34

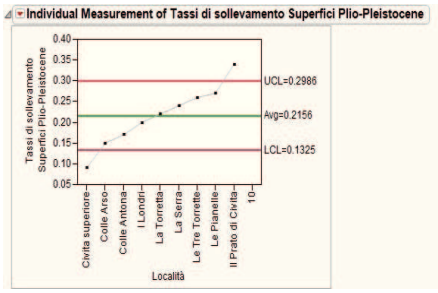


Tabella 3.2: Parametri caratteristici delle superfici relitte presenti nella Conca di Bojano.

Sono state distinte le seguenti superfici relitte:

- **Superficie del bacino di Bojano e Sepino**: *Pleistocene superiore*

Si tratta di superfici erosive, riferite al Pleistocene superiore da Ascione *et alii,* (1998), che si rinvengono in prevalenza sul margine sannita della depressione di Bojano tutt'intorno alla sella di Vinchiaturo. Sono attualmente sospese di qualche decina di metri rispetto alla piana attuale e pertanto correlabili con episodi di spianamento areale non molto più antichi dell'ultima fase lacustre;

- **Superficie del bacino di S. Massimo**: *Pleistocene inferiore-medio.*

Si tratta di superfici poste a quote comprese tra 700 e 900 metri facilmente rintracciabili sul terreno (vedi p.e., Serra S. Giorgio). Sono generalmente correlate dagli autori con la superficie del bacino pleistocenico di S. Massimo che nella piana di Bojano è attualmente sepolta al disotto dei depositi recenti della piana stessa (**ULAC**);

- **Paleosuperficie** *Auctt.* (*Pleistocene inferiore, parte bassa – Pliocene).*

Alcune superfici sul margine matesino, poste alla sommità dei versanti a quote superiori a 1100 m, possono essere correlate con la *Paleosuperficie* Auctt. (Brancaccio & Cinque, 1988). Non si dispone comunque di dati che al momento consentano di escludere *a priori* che possa trattarsi di superfici più recenti interessate però da un maggior tasso di sollevamento.

- Evidenze morfo-strutturali di attività tettonica recente.

Indizi di tettonica recente e attiva, quali faccette triangolari e lineamenti morfo-strutturali caratterizzati da prominente linearità, sono stati rinvenuti soprattutto su litologie carbonatiche, ma sono evidenti anche su versanti caratterizzati da litologie più erodibili (vedi p.e.: versante in destra del Torrente Quirino in prossimità della confluenza con il Fiume Biferno).

I lineamenti principali generalmente disposti secondo orientazioni:

- intorno NO-SE (appenniniche) nel settore nord-occidentale del bacino di Bojano e sul versante sannita;
- intorno E-W nel settore sud-orientale del Bacino di Bojano e nel Bacino di Sepino;

corrispondono sovente, con particolare riferimento al versante matesino, a scarpate di faglia di tipo sia roccia-detrito sia roccia-roccia. Si tratta di morfo-strutture che costituiscono un chiaro indizio di tettonica tardo-quatemaria e alcune di esse, visto che pongono a contatto litologie a forte contrasto di competenza, possono anche essere interpretate come scarpate di linea di faglia.

Infine, sono state rinvenute anche scarpate non-tettoniche formatesi per effetto dell'erosione lineare dei corsi d'acqua, oppure dovute in presenza di litologie argillose a movimenti gravitativi di versante o come spesso accade ad interventi antropici.

Area del Conoide di Campochiaro

- Introduzione

Il conoide di Campochiaro si è sviluppato a ridosso del versante matesino compreso tra Bojano e la sella di Vinchiaturo. La sua area di alimentazione, pari a circa 15 km^2, è il bacino del Torrente La Valle. I depositi ricoprono un'area di oltre 10 km^2 e sono attualmente esposti nelle pareti di una serie di cave per uno spessore non superiore ai venti metri. Dalle stratigrafie di sondaggi geognostici eseguite nel corpo del conoide risulta comunque che lo spessore dei depositi supera talora i 90 m (Guerrieri *et alii*, 1999). Attualmente il conoide non è più attivo ed è ampiamente inciso, oltre che dal Torrente La Valle, anche dal Torrente Quirino ad Est e dal Fosso del Perito ad Ovest.

Un primo studio di dettaglio del conoide di Campochiaro si deve a Russo & Terribile (1995). Le ricerche svolte hanno portato questi autori a distinguere nel conoide due successioni detritico-alluvionali separate da una fascia pedogenizzata. Sulla base di considerazioni geomorfologiche i depositi detritico-alluvionali e i paleosuoli intercalati sono stati attribuiti rispettivamente a fasi stadiali ed interstadiali del Pleistocene superiore. Lo studio dei paleosuoli ha consentito di individuare due distinti pedoambienti - vertico e fluventico - sviluppatisi in risposta a precisi mutamenti climatici caratterizzati da marcata alternanza di fasi aride ed umide. Come sottolineato dagli autori, questo 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. Infine, la deposizione di vulcanoclastiti avrebbe determinato la formazione in superficie di un pedoambiente di tipo andico.

Successivamente, Guerrieri *et alii* (1999), sulla base di analisi geomorfologiche e stratigrafiche, hanno distinto nell'area di Campochiaro tre unità di conoide:

*Unità La Valle (**UCON-I**)*

Si tratta di depositi di conoide alluvionale sospesi di oltre 30 m rispetto al Torrente La Valle. Le migliori esposizioni si ritrovano nei pressi dell'abitato di Campochiaro in sinistra del Torrente La Valle dove, in località Grotti, è possibile osservare conglomerati, granosostenuti e ben cementati, in strati di 20-30 cm. I clasti sono in prevalenza carbonatici, di dimensioni centimetriche, molto arrotondati.

*Unità Fonte Frascarello (**UCON-II**)*

Depositi di conoide alluvionale che mostrano caratteri stratigrafici simili a quelli dell'Unità di La Valle. Affiorano sia in sinistra (Case Simone), sia in destra (Fonte Frascarello) del Torrente La Valle sul cui alveo sono attualmente sospesi di circa 15-20 m.

*Unità Campochiaro (**UCON-III**)*

Comprende i depositi più recenti del conoide omonimo, attualmente incisi per 10 m circa dal Torrente La Valle, che verso Nord si raccordano per eteropia laterale con i depositi lacustri dell'unità ***ULAC***.

Le unità sono tutte terrazzate e la distribuzione dei terrazzi è tipica di una successione disaccoppiata (*Unpaired Alluvial Terraces;* Strahler & Stralher,1989) determinata dall'incisione asimmetrica del corpo originario del conoide ad opera del Torrente La Valle (Figura 3.30).

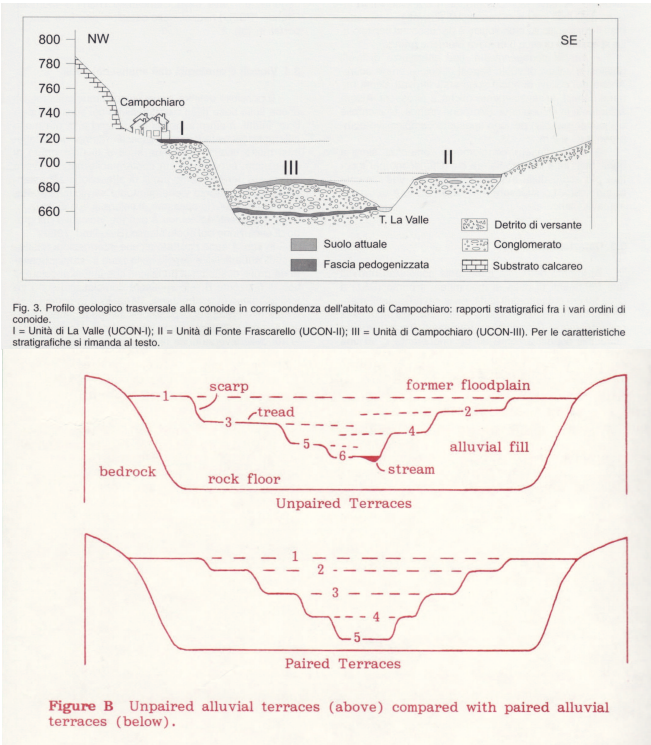


Figura 3.30: Tipologia dei terrazzi alluvionali nell'area del conoide di Campochiaro (da Guerrieri *et alii*, 1999, figura in alto). Il confronto con le tipologie (figura in basso) indicate da Strahler & Stralher (1989) consente di interpretarli come terrazzi disaccoppiati.

L'esecuzione di log stratigrafici effettuata lungo le pareti di una serie di cave ubicate in diversi punti dell'Unità ***UCON-III*** ha consentito agli autori di ricostruirne la stratigrafia della porzione più superficiale. Sono state distinte dall'alto verso il basso: *Suolo recente; Unità Superiore; Orizzonte vulcanoclastico; Unità Intermedia; Fascia pedogenizzata; Unità Inferiore.*

- <u>Età dei depositi e analisi morfotettonica</u>

All'interno dell'*Unità Intermedia* dell'Unità **UCON-III** Guerrieri *et alii* (1999) hanno rinvenuto due frammenti di ossa di mammalofauna: il primo (BS1) nella cava Cantoni a circa 50 cm dal tetto dell'unità, il secondo (BS2) nella cava Morrione a circa 6 metri dal tetto dell'unità. Tali frammenti, in assenza di elementi diagnostici utili per pervenire ad una datazione relativa, sono stati datati con il metodo del ^{14}C tramite l'AMS (Accelerator Mass Spectrometry).

Le età assolute ottenute, riportate Tabella 3.3 insieme a quelle determinate sempre con il metodo del ^{14}C anche su due suoli sepolti della fascia pedogenizzata nelle cave Ciancarelle (PS1) e Morrione Grande (PS2), consentono di riferire l'unità **UCON-III** al Pleistocene superiore.

I *dati cronologici relativi* ricavati dalle caratteristiche dei suoli, sono in sostanza coerenti con le età assolute. Infatti, seguendo Birkeland (1984), in accordo con Russo & Terribile (1995) e con Guerrieri *et alii* (1999), il confronto tra i suoli superficiali e sepolti rinvenuti nella zona in studio, effettuato in base ad alcune caratteristiche dei suoli dipendenti dal tempo ricavate da profili sia pubblicati che inediti, ha messo in evidenza che il *colore*, il tipo di *orizzonte B* e lo *spessore* complessivo che li caratterizzano sono tra loro abbastanza confrontabili.

Campione	Metodo	Località	Età (anni B.P.)
BS1	**AMS**	**Cava Cantoni**	**10960 ± 50**
BS2	**AMS**	**Cava Morrione Grande**	**17110 ± 80**
PS1	**^{14}C**	**Cava Ciancarelle**	**22770 ± 20**
PS2	**^{14}C**	**Cava Morrione Grande**	**> 35410**

Tabella 3.3: Età assolute ^{14}C ottenute da Guerrieri *et alii* (1999) dai frammenti di ossa (BS1 e BS2) e dai paleosuoli (PS1 e PS2).

Le età sono state calcolate in base al tempo di dimezzamento di Libby (5570 anni) e riferite al 1950 A.D. Nel particolare, 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* (Russo & Terribile,1995). Poiché la formazione dell'*orizzonte Bt* richiede in generale tempi di pedogenesi dell'ordine della decina di migliaia di anni (Foth, 1980), la mancanza di tale orizzonte nei suoli in superficie consente di riferire con buona approssimazione anche gli ordini di conoide terrazzati al Pleistocene superiore.

L'attività tettonica è stata accomodata nei depositi del conoide da strutture fragili la cui espressione superficiale è rappresentata da faglie che emergono sulle pareti artificiali delle cave operate nel conoide.

L'inversione dei dati raccolti sulle faglie campionate, che con direzioni ENE-OSO (prevalente) e NNE-SSO (subordinata) dislocano con cinematica normale i depositi continentali più recenti del conoide (Figura 3.32), hanno consentito di associarle ad un campo di stress caratterizzato da un asse $\mathbf{s_3}$ suborizzontale orientato N160 responsabile nell'Olocene di una distensione in direzione NNO-SSE.

Ulteriori evidenze degli effetti della deformazione fragile sono rappresentate da scarpate a direzione WNW-ESE che nel settore occidentale del conoide hanno accomodato la dislocazione dell'Unità La Valle (UCON-I) e dell'Unità Fonte Frascarello (UCON-II). Come già osservato da Guerrieri *et alii* (1999), una delle scarpate è in linea con una netta rottura di pendio corrispondente ad un piano a direzione WNW-ESE, subparallelo a quello della faglia di San Polo Matese, lungo cui le due unità sono state ribassate verso NNE.

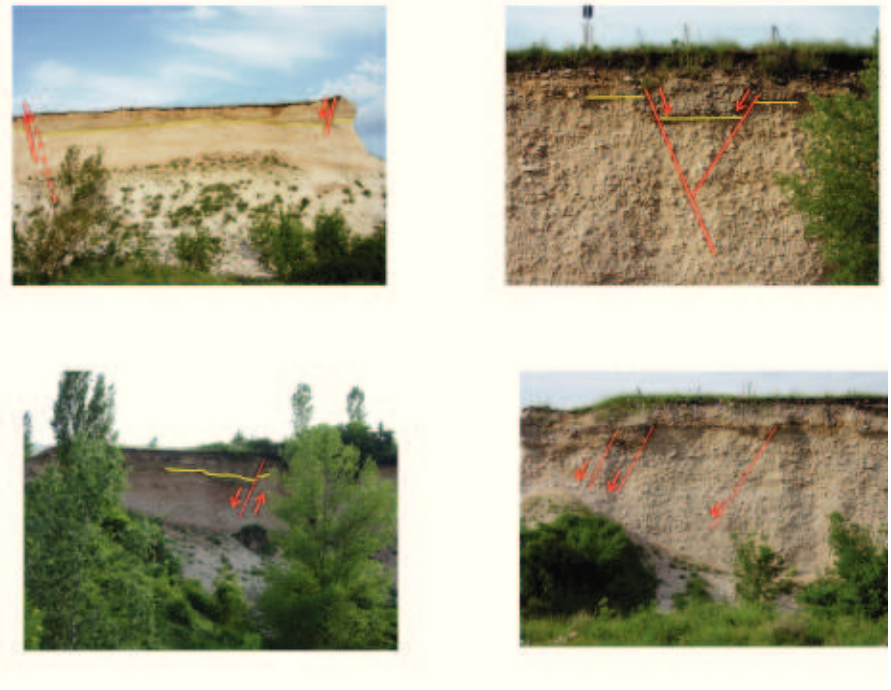


Figura 3.31: Traccia delle faglie che dislocano con cinematica normale i depositi continentali del conoide di Campochiaro.

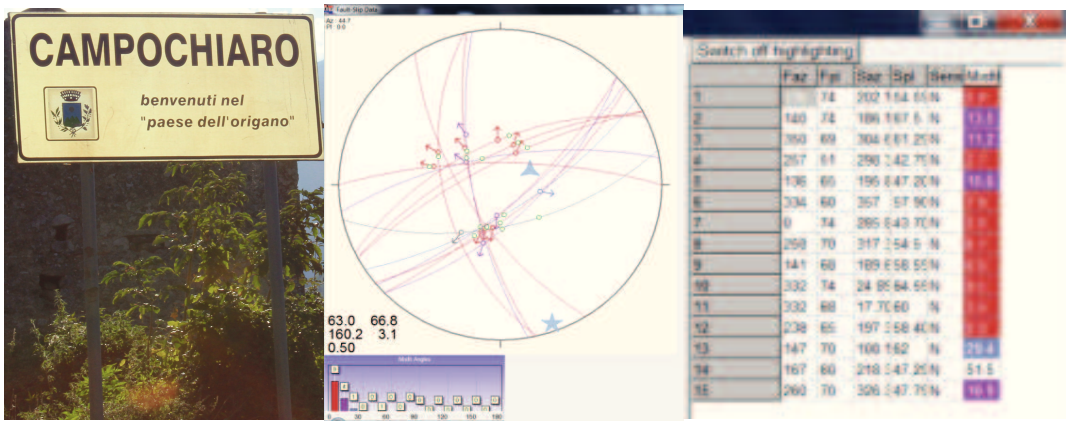


Figura 3.32: Distensione NNO-SSE accomodata dal sistema di faglie del Conoide di Campochiaro.

Inoltre, questi autori segnalano che un profilo topografico di dettaglio eseguito in senso longitudinale allo sviluppo del conoide ha messo in evidenza all'interno dell'Unità Campochiaro (UCON-III), in corrispondenza della curva a gomito del Torrente La Valle, un piccolo gradino morfologico anch'esso "allineato" con un'ideale prosecuzione verso E della faglia di San Polo Matese.

Si sottolinea che le osservazioni effettuate sul terreno non hanno fornito per queste strutture dati significativi utili a parametrizzare il campo di stress ad esse legato, e quindi è solo possibile affermare in maniera qualitativa che esse hanno accomodato una deformazione che comprende una componente a cinematica normale. Stante però l'allineamento delle scarpate rinvenute con la faglia di San Polo Matese si ritiene altamente probabile che il campo di stress cui quest'ultima è associata sia responsabile anche per le strutture rinvenute nel conoide di una distensione che come si vedrà di seguito è orientata in direzione submeridiana NNE-SSO.

Area di San Polo Matese

- Introduzione

Nei dintorni di San Polo Matese vengono segnalate delle successioni carbonatiche stratificate generalmente riferite all'*Unità del Matese* (Mainelli, 1983). Una delle esposizioni più belle è osservabile lungo le pendici di Monte La Costa dove affiorano calcari in strati e banchi che per il loro ricco contenuto fossile di rudiste sono stati attribuiti da Mainelli al Cretaceo inferiore-medio.

Da un punto di vista strutturale, la successione carbonatica è deformata in una serie di antiformi e sinformi leggermente asimmetriche a grande lunghezza d'onda, da aperte a chiuse e a piano assiale molto inclinato (Figura 3.34). La strutturazione a pieghe è dislocata da faglie normali ad alto angolo (Figura 3.33) immergenti in prevalenza intorno NNE, ma talora anche verso SO come è il caso della faglia osservata a Colle della Serra. Alle faglie è dovuta la formazione di imponenti scarpate in roccia (Figura 3.34), nonché la dislocazione della superficie relitta di La Costa, ritenuta coeva della superficie del bacino pleistocenico di S. Massimo, alla quota di 785 m s.l.m. con tassi di sollevamento verticale dell'ordine di 0.48 mm/anno.

E' da sottolineare infine che, incassate tra Colle della Serra e il Prato di Civita, sono state rinvenute una serie di piccole depressioni generate dalle faglie normali in cui sono stati rinvenuti "terre rosse" e colluvi di depositi piroclastici.

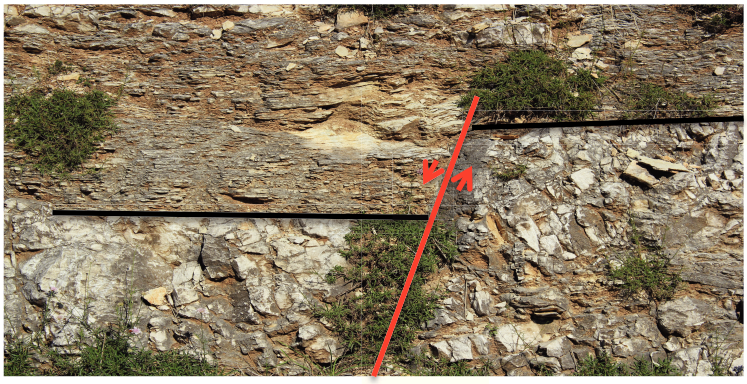


Figura 3.33: Faglia normale che disloca i carbonati di San Polo Matese.

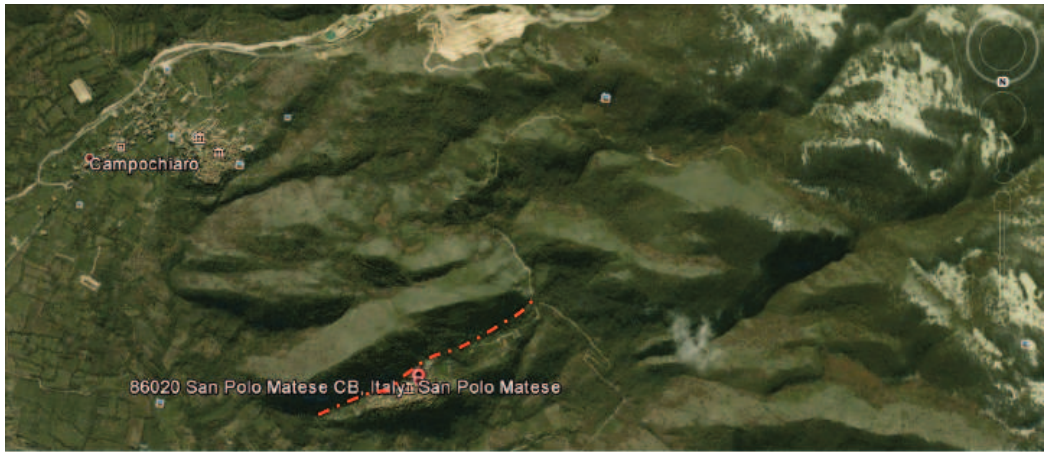


Figura 3.34: La traccia della faglia di San Polo Matese (foto ripresa da Google Earth)

Il fondo delle depressioni potrebbe quindi essere costituito da antiche superfici erosive, riferibili alla Paleosuperficie *Auctt.* o con migliore approssimazione (p.e. La Costa) al Bacino di S. Massimo, carsificate e poi dislocate da faglie a direzione NO-SE che hanno ribassato i settori al loro tetto in prevalenza verso NE e in subordine, come al Colle della Serra, verso SO.

- Analisi morfotettonica

A valle di quanto sopra esposto, al fine di stimare le orientazioni medie degli assi principali del campo di stress responsabile dell'attività tettonica registrata nell'area in esame si è ritenuto opportuno trattare i dati raccolti sulla fagliazione superficiale dell'area di San Polo Matese con il software messo a punto da Yamaji, Sato & Otsubo (2011).

I risultati ottenuti (Figura 3.35) indicano che l'area in esame è stata interessata a partire dal Pleistocene medio da un'attività tettonica controllata da un campo di stress caratterizzato da un asse σ_3 responsabile di una distensione in direzione submeridiana N195° accomodata da faglie che per i caratteri morfologici esibiti possono essere ritenute tuttora attive.

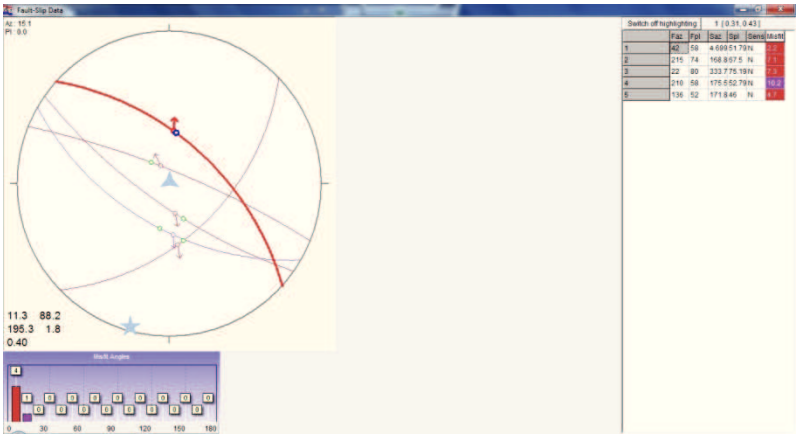


Figura 3.35: Campo di stress associato al sistema di faglie di San Polo Matese.

Area di Monte Patalecchia

- Introduzione

Al Monte Patalecchia affiora una successione carbonatica meso-cenozoica, in facies di transizione tra le successioni della Piattaforma del Matese e del Bacino Molisano, formata in prevalenza da oltre 400 m di depositi calcarenitici. De Corso *et al.* (1998) vi hanno riconosciuto dal basso verso l'alto le formazioni di Indiprete, Monte Coppe, Coste Chiavarine, Monte Calvello, Monaci e Macchiagodena, su cui poggiano in discordanza le formazioni di Cusano, Longano e Frosolone. L'intera successione costituisce il fianco di una piega antiforme a grande lunghezza d'onda con strati immergenti generalmente verso SO sovente confusa con una struttura omoclinale.

- Analisi morfoettonica

Circa a metà del versante NE è riconoscibile una linea tettonica che rappresenta la traccia di una faglia normale che ribassa il settore nord-orientale al suo tetto di almeno 400 m. La struttura, un segmento ad orientazione appenninica della *master fault* bordiera del massiccio del Matese (De Corso *et alii,* 1998), fa parte del sistema di faglie cui è legata la formazione della piccola depressione allungata tra M. Patalecchia ed Indiprete dove importanti scarpate di faglia in roccia si seguono con continuità per alcune centinaia di metri.

Nella zona ribassata al tetto della faglia sono presenti inoltre piccole scarpate di faglia, alte da uno a due metri e parallele alla faglia principale, lungo cui sono stati dislocati i detriti di versante in conseguenza dell'attività della *master fault*. Alla base del versante piccoli conoidi di detrito, riferibili all'Olocene o addirittura storici perchè non ancora pedogenizzati, sono dislocati lungo un altro allineamento di scarpate di faglia con rigetti dell'ordine del metro.

L'inversione dei dati raccolti sulle strutture osservate indica che il sistema di faglie, normali con forti componenti trascorrenti, è legato ad un campo di stress che ha guidato una distensione sub-meridiana N20 (Figura 3.36).

Al sistema di faglie è dovuta anche la dislocazione di alcune superfici relitte. A NO del Santuario dell'Addolorata, il versante sud-occidentale del bacino del Lago di Pettoranello è infatti delimitato superiormente dalla superficie erosiva de' *il Colliciello,* generalmente correlata con la superficie pleistocenica del Bacino di S. Massimo, dislocata alla quota di circa 875 m s.l.m con un tasso di sollevamento dell'ordine di 0.24 mm/anno (Tabella 3.2). Si sottolinea infine che:

- i piccoli corpi di conoidi tuttora attivi allo sbocco delle aste fluviali che drenano il versante;
- le scarpate di faglia caratterizzate che tagliano depositi di versante non ancora pedogenizzati;
- la forte linearità delle strutture;

costituiscono un sicuro indizio geomorfologico di attività tettonica recente e capace, e si può ragionevolmente ritenere, alla luce anche della loro giacitura, che alcune delle strutture

campionate siano legate al pattern di fratturazione connesso a forti eventi sismici storici che hanno colpito l'area molisana quali, ad esempio, quelli del 1688 e/o del 1805.

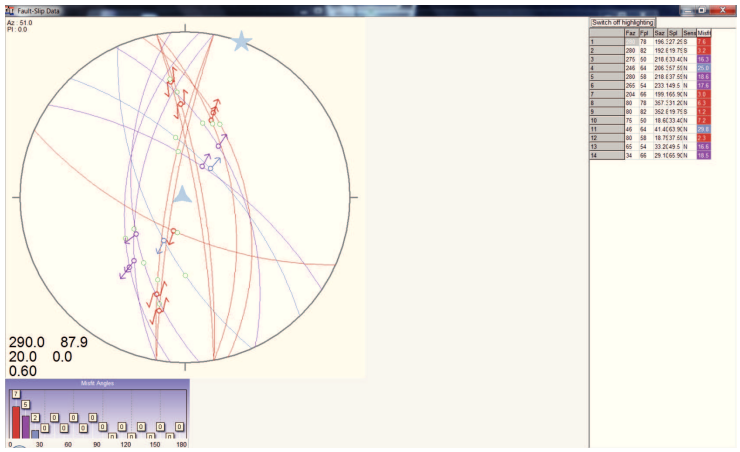


Figura 3.36: Distensione N20 indotta dal campo di stress associato al sistema di faglie di Monte Patalecchia.

Area di Bojano

- Introduzione

Il versante che sovrasta Bojano è costituito da rocce calcaree di età giurassico-cretacica dell'*Unità del Matese* che nella parte basale sono in contatto tettonico con terreni terziari a luoghi coperti da depositi di natura detritica.

Il versante è delimitato inferiormente dalla piana di Bojano, posta in media alla quota di 480 m s.l.m., e superiormente dalla superficie di Civita Superiore, una superficie di erosione in roccia (Figura 28), generalmente correlata con la Paleosuperficie *Auctt*. (Russo & Terribile, 1995), che si rinviene a una quota oscillante intorno ai 719 m. L'altezza complessiva del versante è di circa 239 m per una pendenza media di 40°.

- Analisi morfotettonica e tassi di sollevamento

Circa a metà del versante si riconosce una netta rottura di pendenza in corrispondenza della quale sono state rinvenute alcune scarpate di faglia in roccia, a direzione N270°-300° e inclinate di 55° circa verso Nord, alte anche fino a 10 metri (Figura 3.37). Nel settore ribassato a tetto della faglia affiorano in più punti depositi di natura detritica potenti non più di 3 m rappresentati da brecce di pendio di regolarizzazione del versante, in strati a clasti carbonatici ben cementati e spessi 30-40 cm, attualmente sospesi con giacitura in contropendenza (N270°/05°) rispetto ad esso.

La faglia principale ha dislocato la superficie di Civita superiore di almeno 220-250 m (N.B. non è ancora noto a quale profondità sotto la piana attuale sia sepolta la superficie dislocata) accomodando un tasso di sollevamento verticale medio di lungo periodo di 0.3

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 ha sollevato le brecce cementate (UBRC) di alcune decine di metri rispetto alla piana recente Questa faglia è stata sepolta dai depositi dei recenti sovralluvionamenti che in questa area sono stati indubbiamente intensi (vedi i reperti di epoca romana sepolti a 3 metri di profondità dalla piana attuale). Non è stato possibile stimare i tassi di sollevamento verticale accomodati da questa struttura perchè ancora non si dispone di dati cronologici affidabili sulle brecce.

Dal momento che l'unità continentale più recente del conoide **UCON-III**, cui Guerrieri et al. (1999) attribuiscono un'età ^{14}C Tardiglaciale compresa tra 17110 e 10960 B.P.(*Older and Younger Dryas*), verso NO è interdigitata eteropicamente con i sedimenti di riempimento della piana di Bojano (unità **ULAC** in Guerrieri *et alii*, 1999), a loro volta raccordati alle brecce di pendio che regolarizzano il versante che sovrasta Bojano, la scarpata di faglia corrispondente alla rottura di pendio osservabile per quasi tutto il versante e lungo cui sono state dislocate le brecce ha sicuramente accomodato dislocazioni dovute a fasi tettoniche successive alla regolarizzazione e quindi attivatesi durante l'Olocene.

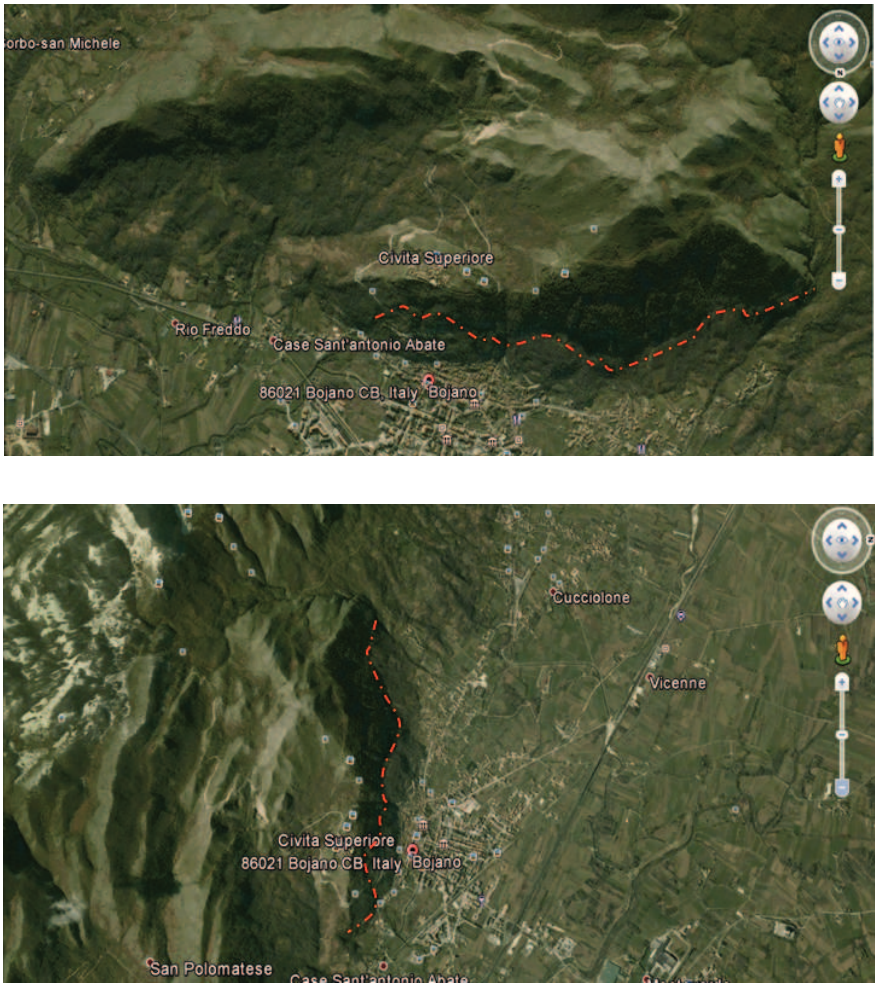


Figura 3.37: La faglia di Bojano vista da Nord e da Est in immagini riprese da Google Earth.

L'inversione dei dati raccolti sul sistema di faglie di Bojano indica che esso è associato ad un campo di stress caratterizzato da una distensione in direzione N50 (Figura 3.38).

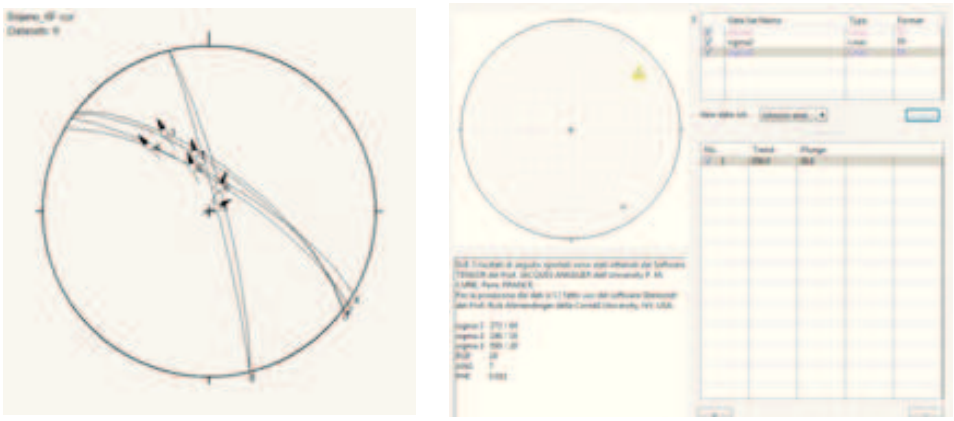


Figura 3.38: Campo di stress associato al sistema di faglie di Bojano.

La distensione è responsabile di una dislocazione verticale di breve periodo (Olocene) che valutata, sulla scorta della procedura, suggerita da Nash (1980,1984) e da Colman & Watson (1983) e utilizzata da Piccardi (1998), in un profilo topografico di dettaglio effettuato parallelamente all'immersione della scarpata di faglia è risultata dell'ordine di 1.0 mm/anno (Figura 3.39).

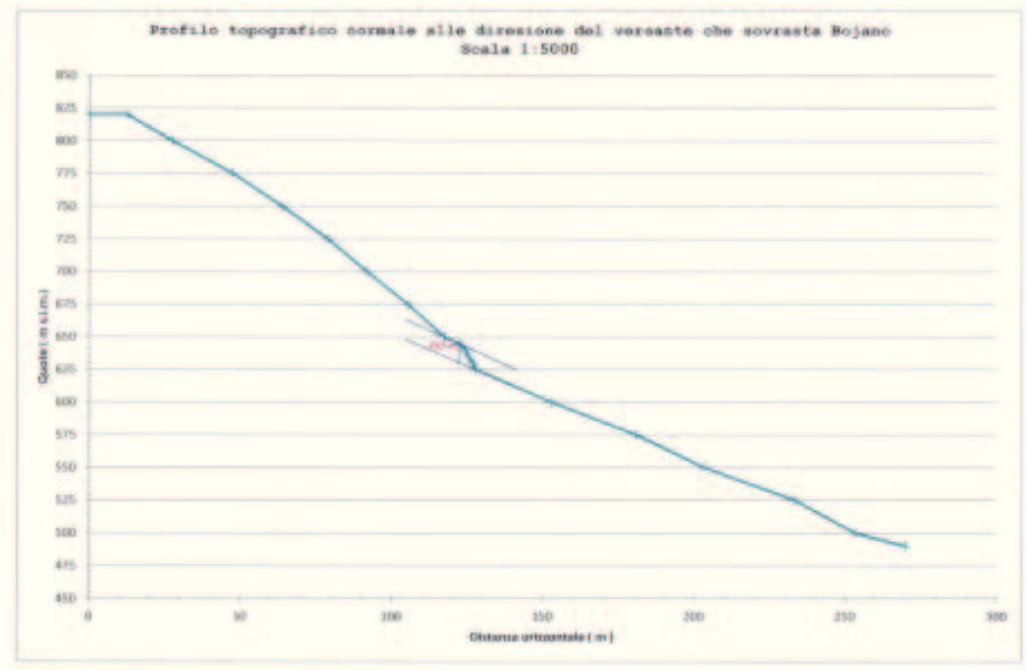


Figura 3.39: Profilo topografico trasversale al versante che sovrasta Bojano.

- Stima della magnitudo attesa **Mw_{exp}** e dei tempi di ricorrenza **T_{ric}** e del campo di deformazione

E' da sottolineare che alla base di alcuni dei piani di faglia del sistema di Bojano sono state riconosciute delle fasce più chiare alte da 10 a 30 cm attraversate da *slickenlines*, da noi associate a slip cosismici accomodati di recente dalle faglie. Il sistema è allungato per 20 km in direzione ONO-ESE ed è esteso in profondità per 15 km (Cucci *et alii*, 1996 e lavori citati).
Partendo da questi dati si è effettuata, per valori diversi dell'ampiezza della struttura sismogenetica e per valori dello slip cosismico coincidenti con quelli misurati sui piani di faglia, una stima (Figura 3.40) della magnitudo momento attesa Mw_{exp} e dei tempi di ricorrenza medi in anni per un terremoto che dovesse essere accomodato *ex novo* dalla "faglia di Bojano", quantificandoli rispettivamente in valori compresi nell'intervallo [5.5 , 6.1] e [229 , 253].

Faglia di Bojano

Status	Dir	α	β	L	Y	H_{dl}	S_{dlv}	H_{dc}	T_o	W	Δu_v		Δu_t		A	μ	M_o		Mw_{exp}			T_{ric}
	Direzione della faglia	Inclinazione della faglia	Angolo di pitch delle strie	Lunghezza della faglia	Età delle brecce di pendio dislocate lungo la scarpata di faglia	Dislocazione verticale accomodata dalla faglia	Tasso di slip verticale	Altezza massima della scarpata cumulativa	Tempo di inizio della fase deformativa	Spessore dello strato sismogenetico	Slip cosismico accomodato sul piano di faglia lungo l'immersione		Slip cosismico accomodato sul piano di faglia lungo le strie		Area della rottura	Modulo di taglio	Momento sismico		Magnitudo Momento attesa			Tempi di ricorrenza
	Ax°	(°)	(°)	(km)	(anni b.p.)	(m)	mm/anno	(m)	(anni b.p.)	(km)	min (m)	max (m)	min (m)	max (m)	(m^2)	(N/m^2)	min (Nm)	max (Nm)	min	media	max	media
1a										2					4.0E+07		1.4E+17	4.2E+17	5.4	5.5	5.7	253
1b																						
2a										5					1.0E+08		3.5E+17	1.1E+18	5.6	5.8	5.9	242
2b																						
3a	309°	55°	65°	20	14000	13.5	1.0	70.0	72593	8	0.10	0.30	0.11	0.33	1.6E+08	3.2E+10	5.6E+17	1.7E+18	5.8	5.9	6.1	236
3b																						
4a										11					2.2E+08		7.8E+17	2.3E+18	5.9	6.0	6.2	233
4b																						
5a										15					3.0E+08		1.1E+18	3.2E+18	5.9	6.1	6.3	229
5b																						

Figura 3.40 : stima dei parametri caratteristici T_o , Mw_{exp} , T_{ric}

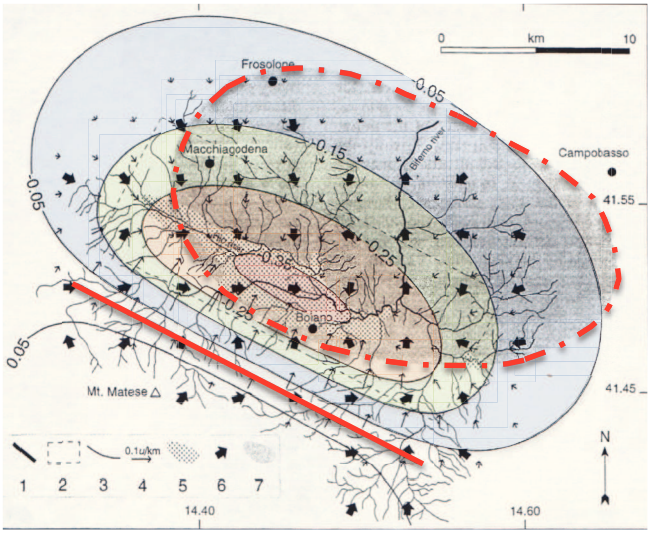


Figura 3.41: Campo di deformazione ricostruito per l'area di Bojano (Cucci *et alii*, 1996 e lavori citati; ridisegnato).

Inoltre, sulla scorta del modello del campo di deformazione costruito da Cucci *et alii* (1996) e dello slip cosismico dedotto dalle osservazioni effettuate sui piani di faglia ispezionati sul terreno, è stato possibile confinare nell'intervallo [0.4 , 8.6] i valori in centimetri delle dislocazioni verticali massime che verrebbero accomodate al tetto della faglia.

Area di Colli della Defenza

- Introduzione

Un pattern morfostrutturale comparabile a quello dianzi descritto per l'area di Bojano è stato rinvenuto lungo i versanti di Colli della Defenza, che sovrasta l'abitato di Campochiaro, e di San Polo Matese che hanno orientazione subparallela a quello di Bojano (Figura 3.42a,b).

La scarpata di faglia osservabile a Sud dell'abitato di Campochiaro corrisponde alla *master fault* che con direzione ONO-ESE si sviluppa alla base del versante di Colli della Defenza (Figura 3.42a,b) inizialmente trascorrente destra, questa faglia è stata in seguito riattivata con cinematica normale ed ha dislocato alcune paleosuperfici relitte di almeno 600 m tranciando anche delle paleoincisioni vallive a debole pendenza (vedi p.e. Valle Urna).

Un profilo topografico di dettaglio eseguito trasversalmente alla direzione del versante (Figura 3.44) ha infatti messo in evidenza una rottura del pendio associata ad una scarpata di faglia di 18m lungo cui sono state dislocate brecce di pendio che nel Tardiglaciale regolarizzavano il versante.

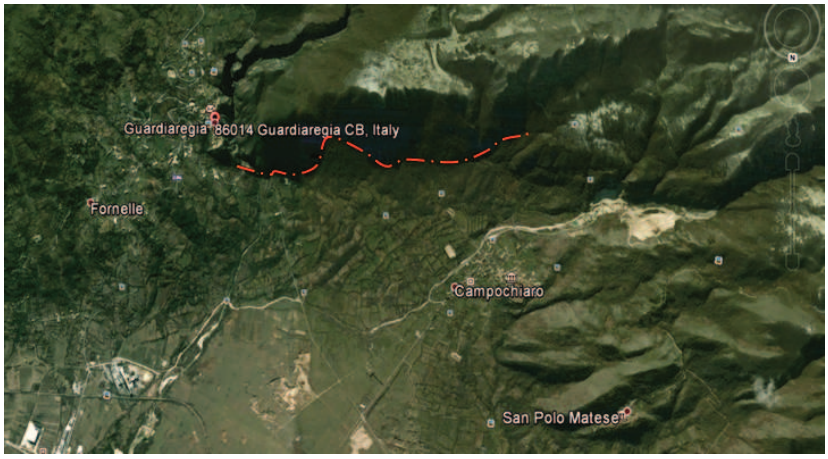


Figura 3.42a: Traccia della faglia di Colli della Defenza vista da Nord in un'immagine ripresa da Google Earth; si noti il parallelismo della struttura con quella di San Polo Matese.

Figura 3.42b: Traccia della faglia di Colli della Defenza vista da Est in un'immagine ripresa da Google Earth; si noti il parallelismo della struttura con quelle di San Polo Matese e di Bojano.

Figura 3.43: Effetti di trascinamento indotti al letto da una faglia normale che disloca la successione carbonatica del Matese nell'area di Colli della Defenza.

- Analisi morfotettonica e tasso di sollevamento verticale

Infine, come mostra lo stereogramma di Figura 3.44a, l'inversione dei dati raccolti sul sistema di faglie di Colli della Defenza ha consentito di legarlo ad un campo di stress caratterizzato da una distensione NNE-SSW responsabile di una dislocazione verticale che dal profilo topografico N-S eseguito in località Guado della Borea è risultata dell'ordine di 1.25 mm/anno (Figura 3.44b).

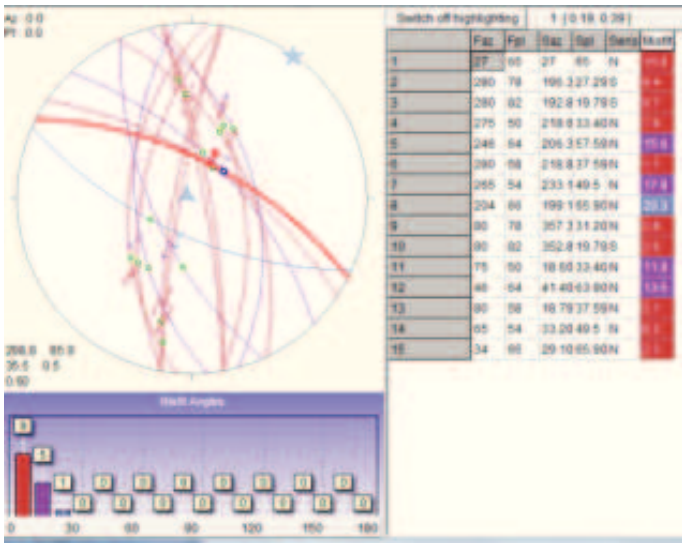


Figura 3.44a: Campo di stress caratterisco della faglia di Colli della Defenza.

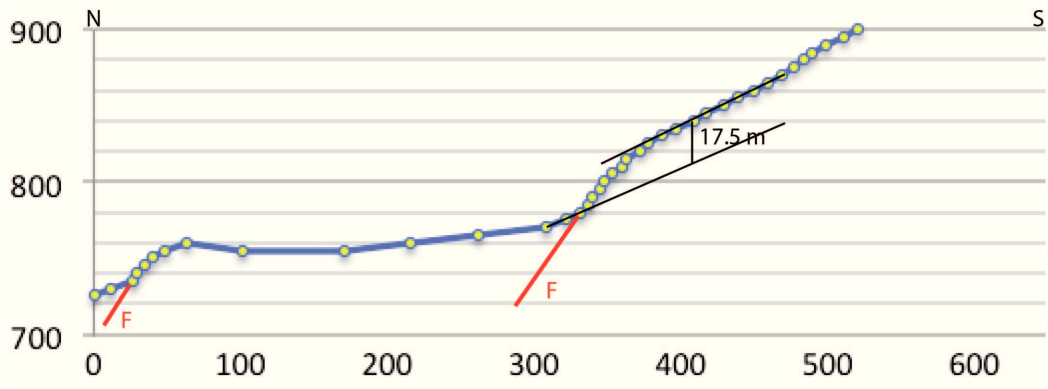


Figura 3.44b: Dislocazione verticale accomodata dalla faglia di Colli della Defenza.

e) Evoluzione attuale

- Premessa

Prima di passare ad illustrare l'evoluzione attuale è d'obbligo sottolineare che allo stato sul terreno non sono state rinvenute fratture riferibili con certezza ad eventi sismici che a partire dalla seconda metà del secolo scorso hanno interessato l'area in esame. Di più, anche i colloqui intercorsi a più riprese con i rappresentanti istituzionali e con gli abitanti delle aree epicentrali delle sequenze sismiche non hanno prodotto dati di un qualche valore in termini di individuazione delle espressioni superficiali delle faglie che hanno guidato l'attività sismica.

La sola spiegazione plausibile è che l'attività sismica verificatasi di recente non ha prodotto in superficie fratturazioni apprezzabili in ragione della sua bassa energia. Ne consegue pertanto che gli unici dati utilizzabili ai fini di una possibile interpretazione della stessa sono rappresentati dai meccanismi focali degli eventi registrati dalle reti sismiche locali permanenti e temporanee e dal contesto geologico-strutturale regionale dell'area investigata.

- Il *Right Dihedra Method* applicato ai meccanismi focali degli eventi della sequenza sismica del 1997.

A valle di quanto sopra esposto, al fine di stimare le orientazioni medie degli assi principali del campo di stress responsabile dell'attività sismica registrata al confine tra Sannio e Molise nel 1997 sono stati ricostruiti e riproiettati i meccanismi focali degli stessi eventi riportati in Milano *et alii* (1999).

Lo *stereoplot* di Figura 3.45 esplicita orientazione e cinematica di ciascuno dei 134 piani nodali ricalcolati. Sulla scorta di quanto suggerito da Milano *et alii* (1999), si è proceduto ad analizzare la sequenza sismica suddividendola nei tre stadi temporali individuati da questi autori.

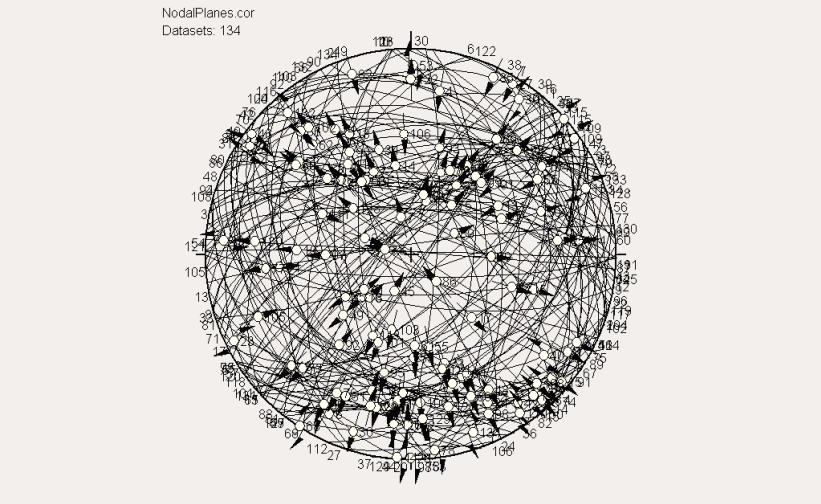


Figura 3.45: Distribuzione dei piani nodali e relativi vettori slip dei meccanismi focali dei 67 eventi meglio registrati della sequenza sismica del 1997 (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

Lo ***Stadio I*** comprende 28 eventi sismici caratterizzati da meccanismi focali i cui piani nodali, come mostrano lo *stereoplot* (Figura 3.46) e il *diagramma rose* (Figura 3.47), tendono ad addensarsi in prevalenza su una direzione media N050° e in subordine sulla direzione N130°.

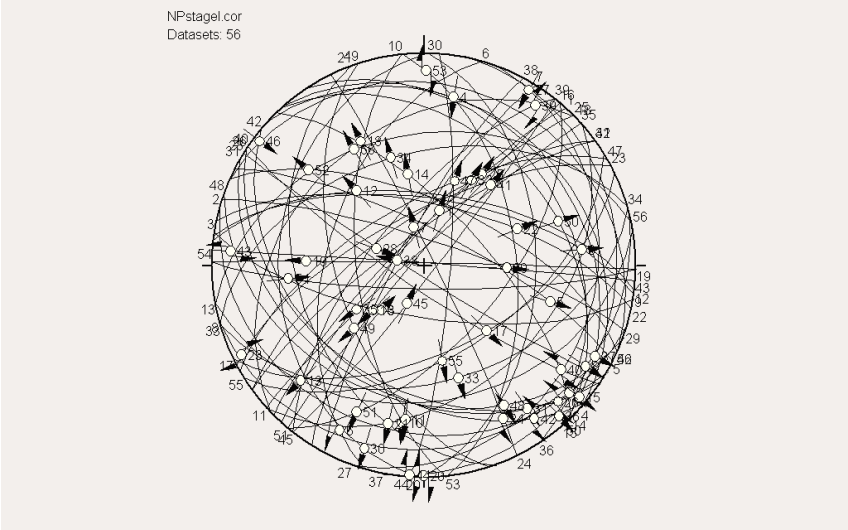


Figura 3.46: Sequenza sismica del 1997: distribuzione dei piani nodali e relativi vettori slip dei meccanismi focali dei soli eventi dello **Stadio I** (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

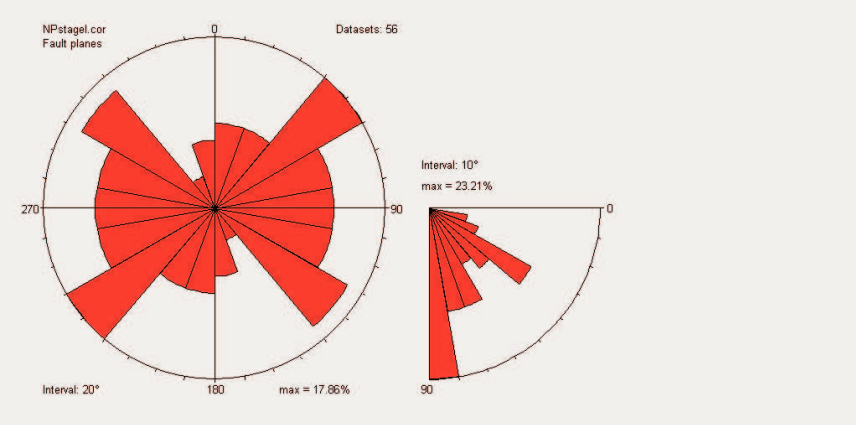


Figura 3.47: Sequenza sismica del 1997: direzioni prevalenti dei piani nodali dei meccanismi focali dei soli eventi dello **Stadio I** .

Lo ***Stadio II*** comprende 10 eventi sismici caratterizzati da meccanismi focali i cui piani nodali, come mostrato dallo *stereoplot* (Figura 3.48) e dal *diagramma rose* (Figura 3.49), tendono ad addensarsi in prevalenza su una direzione media N50° e in subordine sulla direzione N130°.

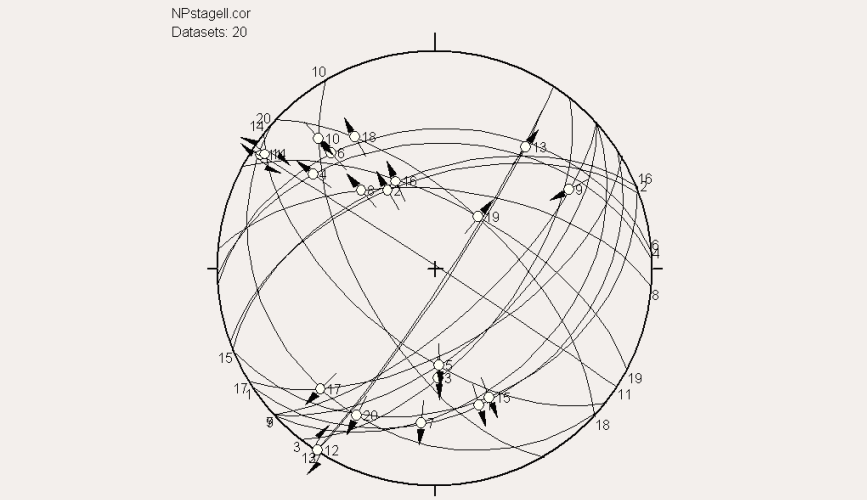


Figura 3.48: Sequenza sismica del 1997; distribuzione dei piani nodali e relativi vettori slip dei meccanismi focali dei soli eventi dello **Stadio II** (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

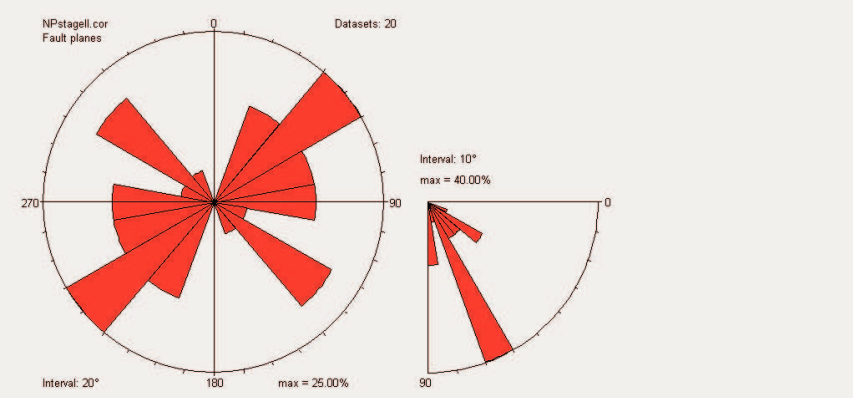


Figura 3.49: Sequenza sismica del 1997; direzioni prevalenti dei piani nodali dei meccanismi focali dei soli eventi dello **Stadio II** .

Lo ***Stadio III*** comprende 29 eventi sismici caratterizzati da meccanismi focali i cui piani nodali, come mostrato dallo *stereoplot* (Figura 3.50) e dal *diagramma rose* (Figura 3.51), tendono ad addensarsi in prevalenza su una direzione media N50° e in subordine sulla direzione N110°.

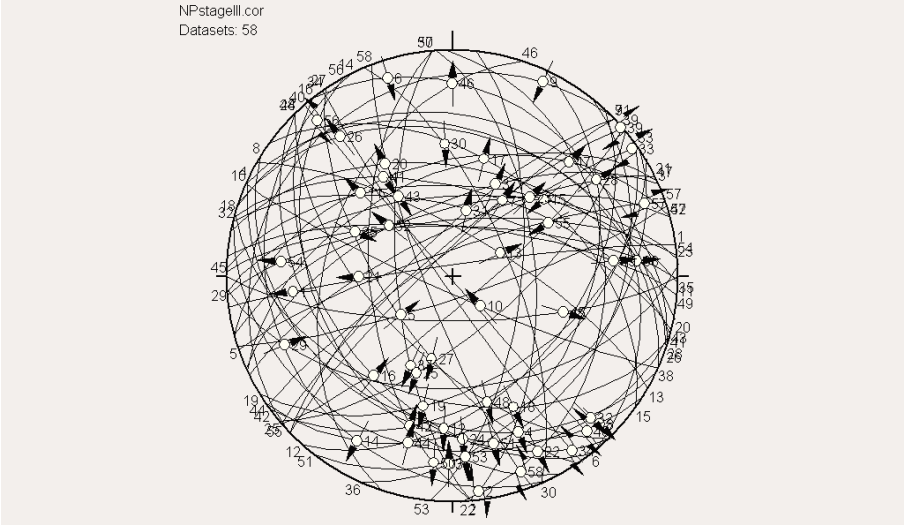


Figura 3.50: Sequenza sismica del 1997; distribuzione dei piani nodali e relativi vettori slip dei meccanismi focali dei soli eventi dello **Stadio III** (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

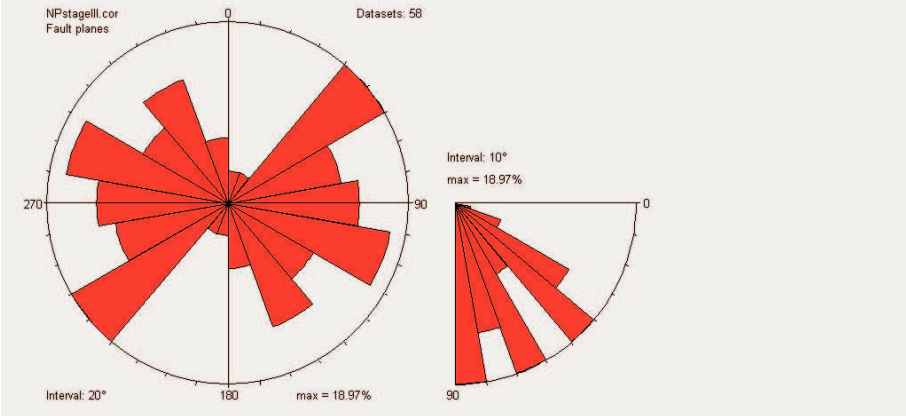


Figura 3.51: Sequenza sismica del 1997; direzioni prevalenti dei piani nodali dei meccanismi focali dei soli eventi dello **Stadio III**.

Pertanto, tenendo conto del *workflow* suggerito da Angelier & Manoussis (1980), si è deciso di analizzare i tre "*nuclei*" di eventi individuati separatamente con il *Right Dihedra Method*. I risultati ottenuti trattando i dati dei meccanismi focali con il metodo dei diedri retti (Figure 3.52, 3.53, 3.54) indicano per i tre stadi esaminati una distribuzione degli assi principali σ_1, σ_2, σ_3 coerente con un campo di stress responsabile di una distensione sub meridiana NNO–SSE.

!"#$%&'&()))(
(((((((((((((((((((((((((((((((((((((((((

A completamento, il valore **0.8** ottenuto per Φ dall'inversione indica per il campo di stress la forma di un ellissoide di rotazione intorno all'asse principale σ_3 (N334/20), asse che guida una distensione in direzione NNO-SSE

In conclusione, è da sottolineare che i risultati da noi ottenuti contraddicono:

- l'attribuzione della sequenza sismica occorsa nel distretto molisano-sannita nel 1997 ad una tettonica distensiva a direzione NE-SW sostenuta da Vilardo *et alii* (2003);
- l'esistenza per l'evento del 1997 di una bimodalità dell'orientazione dell'asse **T** e la conseguente attribuzione della sequenza sismica in esame ad una tettonica transtensiva sostenute da Milano *et alii* (1999).

Va invece messo in risalto che le orientazioni degli assi principali del campo di stress rideterminate a partire dai dati degli stessi meccanismi focali utilizzati da Milano *et alii* (1999) sono coerenti con quelle ricavate dalle faglie campionate nei depositi continentali del conoide Campochiaro.

Infatti, dall'analisi delle foto aeree abbiamo individuato poco più a SE di Campochiaro un lineamento morfologico con direzione NNE-SSO, ubicato a nord dell'abitato di Sassinoro al confine tra Molise e Campania, che abbiamo classificato come sismogenetico in quanto sulla sua traccia è allungata la sequenza sismica del 1997. Le ricerche svolte sul terreno hanno però consentito di rinvenire solo poche tracce di rotture superficiali da cui non è stato possibile ricavare dati significativi atti a parametrizzare il campo di stress legato alla fratturazione riconosciuta. Una sola di queste fratture per le caratteristiche osservate è stata associata ad un piano di faglia normale a componente destra ("*faglia 1997*") inclinato di 60° verso SE.

Si sottolinea che le orientazioni dell'asse principale σ_3 ricavate aggiungendo i dati di "*faglia 1997*" sia al set di dati del sistema di faglie di Campochiaro sia a quello dei meccanismi focali della sequenza sismica del 1997 sono risultate tra loro perfettamente confrontabili perchè tutte caratterizzate da un asse σ_3 posizionato in direzione submeridiana nel quadrante di NO (Figura 3.57).

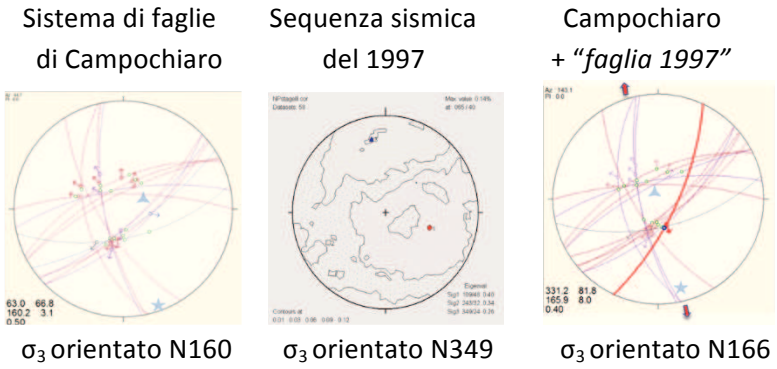


Figura 3.57: comparazione tra le orientazioni degli assi principali σ_3.

In definitiva, quanto sopra esposto ci ha portato a concludere che la distensione sub-meridiana NNO-SSE, già rinvenuta a Campochiaro dove post-data il Tardiglaciale, si è protratta fino all'attuale alternandosi alla distensione sub-meridiana dominante NNE-SSO.

Sono quindi queste due tipologie distensive che alternativamente hanno controllato a partire dal Pleistocene medio l'evoluzione morfo-strutturale dell'area oggetto di studio.

CAPITOLO IV

Considerazioni conlcusive

I dati stratigrafici, cronologici e morfo-strutturali esposti nei capitoli precedenti consentono di delineare l'evoluzione della Conca di Bojano tra il Miocene superiore e l'Olocene.

Come si è visto nella parte settentrionale della conca faglie normali conseguenti ad una fase tettonica che accomoda una distensione sub-meridiana NNE-SSW (N193) dislocano i terreni dell'Unità del Matese di età Tortoniano superiore-Messiniano.

Queste faglie sono suturate dal thrust che in epoca post-Messiniano porta l'Unità del Sannio ad accavallarsi da nord, come indicato dagli indicatori cinematici delle strutture S/C, sull'Unità del Matese.

Il sovrascorrimento ha avuto luogo per effetto di una compressione N57/N238 guidata da un sistema di faglie trascorrenti e potrebbe essersi verificato già nel Pliocene inferiore, ma l'assenza nella conca di terreni pliocenici non consente di ritenere definitiva questa affermazione.

Nulla è stato possibile stabilire sull'evoluzione pliocenica della conca per la già citata assenza nell'area del bacino di terreni di pari età.

La successione affiorante a Serra S. Giorgio testimonia invece di un bacino lacustre instauratosi nell'area della conca già nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore e ivi persistente fino al Tardiglaciale.

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

Nello specifico, l'Unità Inferiore e l'Unità Intermedia sono l'espressione di una serie di eventi deposizionali connessi ad intensi eventi pluviometrici verificatisi in condizioni di clima arido (Ori, 1988). L'orizzonte di alterazione che separa le due unità testimonia di un momento più favorevole alla pedogenesi, e quindi di una variazione climatica in senso caldo ed umido indicativa di una fase interstadiale dell'Ultimo Glaciale. Non si è interrotto l'apporto detritico, ma si è comunque verificata una marcata diminuzione dell'energia del mezzo di trasporto testimoniata dagli orizzonti sabbiosi presenti nel top della porzione intermedia dell'unità **UCON-III**.

Tra la fine del Tardiglaciale e l'inizio dell'Olocene, ha avuto inizio la formazione di una fitta rete di canali *braided* anastomizzati che hanno inciso il corpo del conoide di alcuni metri, canali poi riempiti da nuovi apporti anche di materiale piroclastico (*Unità Superiore*). Alle condizioni climatiche oloceniche ed attuali è legata la genesi dei suoli recenti.

La ricostruzione dello spessore stratigrafico della porzione più recente del conoide (circa 6 m di depositi) in uno con l'ampiezza dell'intervallo temporale ad esso legato (un periodo di circa 6290 anni compreso tra 17190 (*Ultimo Pleniglaciale*) e 10.900 (*Tardiglaciale*) anni b.p. dedotto dalle datazioni assolute effettuate da Guerrieri *et alii* (1999) consentono di stimare in circa 0.9 mm/anno la velocità media di sedimentazione dell' "*Unità Intermedia*".

Il riempimento del lago rappresentato dai depositi dell'unità **ULAC** deve essersi verificato 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 **UCON-III** di Campochiaro.

Le analisi strutturali hanno messo in evidenza che l'area della conca durante il Pleistocene è stata dominata da fasi tettoniche che hanno accomodato distensioni in direzione NE-SO (prevalente) e NO-SE (subordinata). I sistemi di faglie ad essi legati hanno accomodato tassi di sollevamento verticale medi della catena appenninica via via crescenti da 0.22 mm/anno nel Pleistocene inferiore, a 0.32 nel Pleistocene medio, fino a 0.73 nel Pleistocene superiore.

Durante l'Olocene si assiste alla riattivazione delle *master faults* di Colli della Defenza, di San Polo Matese, di M. Patalecchia e di Bojano, che corrono lungo i versanti matesini della conca, per effetto di fasi tettoniche distensive caratterizzate da assi $\mathbf{s}_3$ orientati in direzione NNE-SSO e NE-SO.

In particolare, l'entità dello slip cosismico dedotto da ossevazioni effettuate su una delle scarpate di faglia del sistema di Bojano ci ha consentito di effettuare una stima della magnitudo momento attesa Mw_{exp} per un terremoto che dovesse essere accomodato *ex novo* dalla "faglia di Bojano" quantificandola in valori compresi nell'intervallo [5.5, 6.1]. Inoltre, sulla scorta del campo di deformazione costruito da Cucci *et alii* (1996) e dello slip cosismico dedotto dalle osservazioni effettuate in affioramento sui piani di faglia, è stato possibile confinare nell'intervallo [3.5, 10.5] centimetri la dislocazione verticale massima che verrebbe accomodata al tetto della faglia (Figura 3.41).

Con riferimento all'evoluzione attuale della conca, in assenza di dati su fratture superficiali riferibili con certezza ad eventi sismici che a partire dalla seconda metà del secolo scorso hanno interessato l'area in esame, l'elaborazione dei dati dei meccanismi focali ricavati dalle registrazioni effettuate dalle reti sismiche locali permanenti e temporanee degli eventi della sequenza sismica molisano-sannitica del 1997, attribuisce a **F** il valore **0.8** coerente con un campo di stress a forma di un ellissoide di rotazione intorno all'asse principale $\mathbf{s}_3$ (N334/20), asse che guida una distensione in direzione NNO-SSE.

Sottolineamo che i risultati da noi ottenuti contraddicono:

- l'attribuzione della sequenza sismica occorsa nel distretto molisano-sannita nel 1997 ad una tettonica distensiva a direzione NE-SW sostenuta da Vilardo *et alii* (2003);

- l'esistenza per l'evento del 1997 di una bimodalità dell'orientazione dell'asse **T** e la conseguente attribuzione della sequenza sismica in esame ad una tettonica transtensiva sostenute da Milano *et alii* (1999).

Va invece messo in risalto che le orientazioni degli assi principali del campo di stress rideterminate a partire dai dati degli stessi meccanismi focali utilizzati da Milano *et alii* (1999) sono coerenti con quelle ricavate dalle faglie campionate nei depositi continentali del conoide Campochiaro.

In definitiva, in virtù delle analisi effettuate e sopra esposte riteniamo di poter concludere che la distensione sub-meridiana NNO-SSE, già rinvenuta a Campochiaro dove post-data il Tardiglaciale, si è protratta fino all'attuale alternandosi alla distensione sub-meridiana dominante NNE-SSO. Sono quindi queste due tipologie distensive che alternativamente hanno controllato a partire dal Pleistocene superiore l'evoluzione morfo-strutturale dell'area oggetto di studio.

BIBLIOGRAFIA

ACCORDI G., CARBONE F. & SIRNA G. (1982) – *Relationship among tectonic setting, substratum and benthonic communities in the upper Cretaceous of the Northeastern Matese (Molise, Italy)*. Geol. Romana, **21**, 755-793.

ALESSIO G., GODANO C., GORINI A., RICCIARDI G.P. (1987) – *Studio della sequenza sismica del gennaio 1986 presso Isernia.* Mem. Soc. Geol. It., **37**, Roma.

ALESSIO G., ESPOSITO E., GORINI A., PORFIDO S. (1995) – *Detailed study of the Potentino seismic zone in the Southern Apennines, Italy.* Annali di Geofisica,

ALESSIO G., GODANO C., GORINI A. (1990) – *A low magnitude seismic sequence near Isernia (Molise, central Italy) in January 1986.* PAGEOPH, **134**(2), 243-260.

ALESSIO G., GORINI A., VILARDO G., IANNACCONE G. (1996) – *Low Energy sequence in areas with high seismic potential: Benevento(Southern Apennines), April 1990.* In: SHENK V. (ed.), *Earthquake Hazard and Risk*, 1996 Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 3-16.

AMATO A., CHIARABBA C., MALAGNINI L., SELVAGGI G. (1992) – *Three-dimensional P-velocity structure in the region of the Ms=6.9 Irpinia, Italy, normal faulting earthquake.* Phys. Earth Planet. Inter., **75**, 111-119.

AMATO A., MONTONE P., CESARO M. (1995) – *State of stress in southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data.* Geophys. Res. Lett., **22** (23), 3119-3122.

AMATO A. & MONTONE P. (1997) – *Present-day stress field and active tectonics in the southern peninsular Italy.* Geophys. J. Int, **130**, 519-534.

AMBROSETTI P., BARTOLINI C., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., GHISETTI F., PAPANI G., VEZZANI L., ZANFERRARI A., ZITELLINI N. (1987) – *Neotectonic map of Italy, scale 1: 500,000.* Quaderni della Ricerca Scientifica, **4**, pp. 114.

AMODIO MORELLI L., BONARDI G, COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E., ZUPPETTA A. (1976) – *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.

AMORE O. (1990) – *Analisi biostratigrafia: nannoplancton calcareo dei sedimenti miocenici del bacino molisano.* Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Università "Federico II", Napoli, pp.109.

AMORE O., CIAMPO G., RUGGIERO E., SANTO A. & SGROSSO I. (1988) – *La successione miocenica del Matese nord-occidentale: nuovi dati biostratigrafici e conseguenti ipotesi paleogeografiche.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 311-319.

ANDERSON E. M. (1942) – *The Dynamics of Faulting.* Oliver & Boyd (Eds), Edinburg.

ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) – *Active tectonics of the Adriatic region.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **91**, 937-983.

ANELLI L., GORZA M., PIERI M., RIVA M. (1994) - *Subsurface well data in the Northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 461-471.

ANGELIER J. (1975) – *Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques.* C. R. Acad. Sci. Paris, *D* **281**, 1805-1808.

ANGELIER J. (1977) – *La reconstituition dynamique et géométrique de la tectonique de failles à partir de mesures locales (plans de failles, striae, sens de jeu, rejets): quelques précisions.* C. R. Acad. Sci. (Paris), **D285**, 637-640.

ANGELIER J. (1979) – *Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population.* Tectonopysics, **56**, 17-26.

ANGELIER J. (1984) – *Tectonic analysis of fault slip data sets.* J. Geophys. Res, **89** (B7), 5835-5848.

ANGELIER J. (1989) – *From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data.* Journal of Structural Geology, **11** (1-2), 37-50.

ANGELIER J. (1990) – *Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress III. A new rapid direct inversion method by analytical means.* Geophys. J. Int., **103**, 363-376.

ANGELIER J. (1991) – *Program TENSOR* – (1975-1991) Version 5.45, jan91.ANGELIER J. & GOGUEL J. (1978) – *Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles.* C. R. Acad. Sci. Paris, D **288**, 307-310.

ANGELIER J., LIBERYS N., LE PICHON X., BARRIER E., HUCHON P. (1982) – *The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis*. Tectonophysics, **86**, 159-196.

ANGELIER J. & MANOUSSIS S. (1980) – *Classification automatique et distinction de phases superposées en tectonique cassante.* C.R. Acad. Sci. Paris D **290**, 651-654.

ANGELIER J. & MECHLER P. (1977) – *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits.* Bull. Soc. Geol. Fr., 7(XIX/6), 1309-1318.

ARGNANI A. (2000) - *The Southern Tyrrhenian subduction system: recent evolution and neotectonic implications*. Annali di Geofisica, **43** (3), 585-607.

ARMIJO R. & CISTERNAS A. (1978) – *Un problème inverse en microtectonique cassante.* C. R. Acad. Sci., Paris *D* **287**, 595-598.

ASCIONE A., CAIAZZO 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.

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.

BAKSI A.K. (2006) – *Guidelines for assessing the reliability of 40Ar/39Ar plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks*. Dept. of Geology & Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA.

BALLY A. W., BURBI L., COOPER C., GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 257-310.

BARBA S., DIGIOVAMBATTISTA R., SMIRIGLIO G. (1995) – *Italian seismic databank allows on line access*. EOS, **76**, 89.

BARBERA C., CARANNANTE G. & SIMONE L. (1978) – *Depositi circalittorali di piattaforma aperta nel Miocene campano. Analisi sedimentologica e paleoecologica*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 821-834.

BASSO A., CIAMPO G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., TORRE M. (2002) – *Geologia del settore irpino-dauno dell'Appennino meridionale: unità meso-cenozoiche e vincoli stratigrafici nell'evoluzione tettonica mio-pliocenica.* Studi Geol. Cam., Nuova Serie **2**.

BATTAGLIA M., MURRAY M. H., SERPELLONI E., BÜRGMANN R. (2004) – *The Adriatic region: an indipendent microplate within the Africa-Eurasia collision zone.* Geophys. J. Int., **31**.

BERNOULLI D. (2001) – *Mesozoic-Tertiary Carbonate Platforms, Slopes and Basins of the External Apennines and Sicily.* In: Vai G. B. & I. P. Martini (Eds.) – *Anatomy of an Oregon: the Apennines and the adjacent Mediterranean Basin*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 327-350.

BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R., SCANDONE P., Eds, (1990-1992) – *Structural Model of Italy and gravity map. Scale 1: 500.000, Sheets 1-9.* CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni Ricerca Scientifica, **114** (3).

BOCCALETTI M., ELTER P., GUAZZONE G. (1971) – *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines.* Nature, **234,** 108- 111.

BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) – *Remnant arcs and marginal basins in the Cenozoic development of the Mediterranean.* Nature, **252**, 18-21.

BOCCALETTI M., CONEDERA C., DAINELLI P., GOCEV P. (1982) – *The recent (Miocene-Quaternary) magmatic system of the Western Mediterranean region.* J. Petroleum Geology, **5**, 31-49.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., VIANDANTE M.G. (2005) – *La Neo-Catena litosferico appenninica nata a partire dal Pliocene inferiore come espressione della convergenza Africa-Europa.* Boll. Soc. Geol. It., **124**, 87-105.

BOLT B. A. (1988) – *Earthquakes*. Freemann (New York)

BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P., PERRONE V. (1988) – *Il Complesso Liguride auctt.: 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

BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2000) - *A structural model for active extension in Central Italy*. J. Geodynamics **29**, 233-244.

BONI A., CASNEDI R., CENTAMORE E., COLANTONI P., CREMONINI G., ELMI C., MONESI A., SELLI R., VALLETTA M. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 155 "S. Severo".* Servizio Geologico d'Italia, pp. 46.

BORTOLOTTI G., CAPOZZI R., PICOTTI V. (1997) – *Extension controls on Quaternary tectonics, geomorphology and sedimentation of the N-Apennines foothills and adjacent Po Plain (Italy)*. Tectonophysics, **282**, 291-301.

BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G., GASPERINI P. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Bologna, 644.

BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G., GASPERINI P. (2000) – *Catalogue of strong Italian earthquakes, 461 BC to 1997.* Annali di Geofisica, **43** (4), 609-868.

BOTT M. H.P. (1959) – *The mechanics of oblique slip faulting*. Geological Magazine, **96**, 109-117.

BOUMA A.H. (1962) – *Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation.* Elsevier Co., pp. 168.

BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) – *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale*. Atti del 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 settembre 1988, De Frede (Ed.), Napoli, Relazioni pp. 45-48.

BRANCACCIO L., SGROSSO I., CINQUE A., ORSI G., PECE R. & ROLANDI G. (1979) – *Lembi residui di sediment lacustri pleistocenici sul versante settentrionale del Matese, presso S. Massimo*. Boll. Soc. Natur Napoli, **88**, 275-286.

BUONANNO A., PERTUSATI S., ZUPPETTA A. (2007) – *Structural evolution of the Fortore Unit (Southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **126** (3), 497-510.

BYRKELAND P.W. (1984) – *Soil Geomorphology*. Oxford University Press, London, 372 pp..

CALCAGNILE G. & PANZA G. F. (1981) – *The main characteristics of the lithosphere-astenosphere system in Italy and surrounding regions.* Pure Appl. Geophys., **119**, 865-879.

CAMASSI R. & STUCCHI M. (1997) – *NT 4.1 Un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno*. C.N.R., G.N.D.T., pp 66.

CAPUTO M., GASPERINI P., KEILIS-BOROK V., MARCELLINI L., ROTWAIN I. (1977) – *Earthquake's swarms as forerunners of strong earthquakes in Italy*. Ann. Geofis., **3**, 269-283.

CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F., MONACO C. (1991) - *Presentazione della carta geologica del bacino del Fiume Agri (Basilicata)*.Mem. Soc. Geol. It., **47**, 129-143.

CAREY E. & BRUNIER B. (1974) – *Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles.* C. R. Acad. Sci. (Paris), *D* **279**, 891-894.

CAREY E. (1976) – *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire applique à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement.* Thèse. 3ème cycle. Univ. Paris-Sud, Orsay, 1-138.

CAREY E., GAILHARDIS E., MERCIER J. L. (1987) – *A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru.* Eart and Planetary Science Letters, **82**, 165-179.

CARMIGNANiI L., KLINGFIELD R. (1990) – *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex.* Tectonics, 9, 1275-1303.

CASCIELLO E., CESARANO M., NASO G., PAPPONE G., ROSSKOPF C. (2004) – *The 2002 Molise, Italy, earthquake: geological and gemorphological data on the San Giuliano di Puglia area.* Earthquake Spectra, **20**-S1, 53-64.

CASERO P., ROURE F., MORETTI I, MULLER C., SAGE L., VIALLY R. (1988) – *Evoluzione geodinamica neogenica nell'Appennino meridionale*. Atti del 74° Congr. Soc. Geol. It. (Sorrento), vol. RELAZIONI, 59-66.

CASERO P., ROURE F., VIALLY R. (1991) – *Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines.* In: *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons*, Ed. A.M. Spencer, Special Publ. of the European Ass. of Petroleum Geoscientists n° 1, 1-23, Oxford University Press, 381-387.

CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F., ROSSI U. (1981) – *Il Plio-Pleistocene nel sottosuolo molisano.* Geologica Romana, **20**, 1- 42.

CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. (1978) – *Fasi distensive, trascorrenti e sovrascorrimenti lungo la "linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene.* Geologica Romana, **17**, 161-189.

CATENACCI V., DE CASTRO P. & SGROSSO I. (1963) – *Complessi guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese.* Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-20.

CAVINATO G.P. & DE CELLES P.G., (1999) – *Extensional basins in the tectonically bimodal Central Apennines fold-thrust belt, Italy: response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion.* Geology, **10**, 955–958.

CELLO G., GUERRA I., TORTORICI L., TURCO E., SCARPA R. (1982) – *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. J. Struct. Geol., **4**, 385-393.

CELLO G., MARTINI N., PALTRINIERI W., TORTORICI L. (1989) – *Structural styles in the frontal zones of the southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, **8**, 753-768.

CELLO G. & MAZZOLI S. (1999) – *Apennine tectonics in southern Italy: a review*. J. Geodynamics, **27**, 191-211.

CELLO G., LENTINI F., TORTORICI L. (1990) – *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale **1990/1**, 27-34.

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. & VALLETTA M. (1968) – *Contributo alla conoscenza geologica dell'Appennino molisano*. Boll. Serv. Geol. It., **89**, 53-64.

CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) – *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**, 7-89.

CHANNELL J. E. T. (1996) – *Paleomagnetism and paleogeography of Adria.* In: Morris A. & D. H. Tarling (Eds) – *Paleomagnetism and Tectonics of Mediterranean Region.* Geol. Soc. Spec. Publ., **105**, 119-132.

CHIAPPINI M., MELONI A., BOSCHI E., FAGGIONI O., BVERINI N., CARMISCIANO C., MARSON I. (2000) – *Shaded relief magnetic anomaly map of Italy and surrounding marine areas.* Annali di Geofisica, **43** (5), 983- 989.

CHIARABBA C., DE GORI P., CHIARALUCE L., BORDONI P., CATTANEO M., DE MARTIN M., FREPOLI A., MICHELINI A., MONACHESI A., MORETTI M., AUGLIERA G.P., D'ALEMA E., FRAPICCINI M., GASSI A., MARZORATI S., DI BARTOLOMEO P., GENTILE S., GOVONI A., LOVISA L., ROMANELLI M., FERRETTI G., PASTA M., SPALLAROSSA D., ZUNINO E. (2005a) – *Mainshocks and aftershocks of the 2002 Molise seismic sequence, Southern Italy.* Journal of Seismology, **9**, 487-494.

CHIARABBA C., JOVANE L., DI STEFANO R. (2005b). – *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings.* Tectonopysics, **395**, 251- 268.

CIARANFI N., DAZZARO L., PIERI P., RAPISARDI L. (1980) – *I depositi del Miocene superiore al confine molisano-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 103- 118.

CIARANFI N., GHISETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L., VEZZANI L. (1983) – *Carta neotettonica dell'Italia meridionale.* CNR, Publ. **515**, Progetto Finalizzato Geodinamica.

CIAMPO G., SGROSSO 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.

CIARAPICA G., CIRILLI S., MARTINI R., PANZANELLI M., FRATONI R., SALVINI-BONNARD G., ZANINETTI L. (1990) – *The Monte Facito Formation (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **59**, 117-126.

CIARAPICA G. & PASSERI L. (2000) – *Le facies del Triassico inferiore e medio (fm. di Monte Facito Auctt.) nelle aree di Sasso di Castalda e di Moliterno (Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 339-378.

CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P., TOZZI M. (1993) – *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36** (2), 249-260.

CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) – *La linea Olevano-Antrodoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica.* Studi Geologici Camerti, spec. vol. **1991/2**, 143-149.

CIPOLLARI P., COSENTINO D., PAROTTO M. (1995) – *Modello cinematico-strutturale dell'Italia centrale.* Studi Geologici Camerti, spec. vol. **1995/2**, 135- 143.

CIPOLLARI P., COSENTINO D., GLIOZZI E. (1999) – *Extension and compression related basins in Central Italy during the Messinian Lago–Mare event.* Tectonophysics, 315, 163–185.

CLERMONTE' J. & PIRONON B. (1979) – *La plate-form Campano Abruzzaise de la Meta au Matèse (Italie Méridionale): Différentiations au Paléogène et au Miocène, structures, relations avec les formations Molisanes.* Bull. Soc. géol. France, s. 7, **21** (6), 737-743.

COCCO E., CRIMACO L., DE MAGISTRIS M.A. (1992) – *Dinamica ed evoluzione del litorale campano-laziale: 5 variazioni della linea di riva dall'epoca romana ad oggi nel tratto compreso tra Foce Volturno e Torre S. Limato-Mondragone.* Atti 10°Congresso Associazione Italiana Oceanologia e Limnologia, Alassio, 4-6 novembre 1992, 543-554.

COLMAN M. & WATSON K. (1983) – *Ages Estimated from a Diffusion Equation Model for Scarp Degradation.* Science, New Series, 221, No. 4607, 263-265.

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.

CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G., BUTLER R.W.H. (1997) – *Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise region (Italy): implication for the Neogene-Quaternary evolution of the Central Apennine Orogenic System.* J. Geol. Soc. London, **154**, 679-688.

CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G., DAMIANO G. (1998a) – *Rapporti tra le grandi unità stratigrafico-strutturali dell'Alto Molise (Appennino centrale).* Boll. Soc. Geol. It., **117**, 761-776.

CORRADO S., DI BUCCI D., NASO G., DAMIANO G. (1998b) – *Influence of paleogeography on thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi-Molise (Italy) case history.* Tectonophysics, **296**, 437-453.

COWARD M.P., DE DONATIS M., MAZZOLI S., PALTRINIERI W., WEZEL F.C. (1999) – *Frontal part of the northern Apennines fold and thrust belt in the Romagna-Marche area (Italy): shallow and deep structural styles*. Tectonics, **18**, 559-574.

CPTI WORKING GROUP (1999) – *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING-GNDT-SGA-SSN, Bologna, **1**, pp. 88.

CRESCENTI U. D'AMATO C., BALDUZZI A., TONNA M. (1980) – *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo abruzzese-marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara.* Geologica Romana, **19**, 63-84.

CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) – *La geologia dell'Appennino foggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 743-762.

CUCCI L., D'ADDEZIO G., VALENSISE G. & BURRATO P. (1996) – *Investigating seismogenic faults in Central and Southern Apennines (Italy): modeling of fault-related landscape features*. Annali di Geofisica, **39**, 603-618.

DAL PIAZ G. V. & NICOLICH R. (1991) – *Carta della Moho e lineamenti tettonici.* In: Structural Model of Italy, 1:500.000. CNR P. F., Geodinamica.

D'ANASTASIO E., DE MARTINI P. M., SELVAGGI D., PANTOSTI D., MARCHIONI A., MASEROLI R. (2006) – *Short-term vertical velocity field in the Apennines (Italy) revealed by geodetic levelling data.* Tectophysics, 418, 219- 234.

D'ANDREA M., MICCADEI E., PRATURLON A. (1992) – *Rapporti tra il margine orientale della Piattaforma laziale-abruzzese ed il margine occidentale della Piattaforma Morrone-Pizzalto-Rotella.* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. (1991-1992), CROP 11, 389-395.

D'ARGENIO B. (1967) – *Geologia del gruppo Taburno-Camposauro (Appennino Campano).* Atti Acc. Sc. Fis. Mat., **6**, Sez. 3, 35-218.

D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1973) – *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania).* Atti del Conv. "*Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*", Acc. Naz. dei Lincei, Quaderni, **183**, 49- 72.

D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1975) – *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines.* Quad. Ric. Sci., **90**, 313-327.

DATABASE OF INDIVIDUAL SEISMOGENIC SOURCES (DISS3) – *http://catoglobo.imteam.it/GFMaplet3_INGV/GFMaplet/Default.*

DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1984) – *Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino Dauno*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 51-58.

DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1987) – *Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 241-246.

DAZZARO L., DI NOCERA S., PESCATORE T., RAPISARDI L., ROMEO M., RUSSO B., SENATRORE M.R., TORRE M. (1988) – *Geologia del margine della catena appenninica tra il F. Fortore ed il T. Calaggio (Monti della Daunia – Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 411-422.

DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., CERNOBORI L., NICOLICH R. (1998) – *The CROP 03 traverse: insights on post-collisional evolution of northern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **52**, 427-439.

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.

DERCOURT J., RICOUE. L., VRIELYNCK B. (Eds.) (1993) – *Atlas Thethys Paleoenvironmental Maps.* Gauthier-Villars, Paris, pp. 307, maps 14, pl 1.

DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W., KNOTT S.D. (1989) – *Kinematics of the western Mediterranean*. In: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics.* Geological Society Special Publication, **45**, 265-283.

DI BUCCI D. (1993) – *Rapporti tra piattaforme carbonatiche e "Alloctono" nell'area dell'Alto Aventino-Sangro e relativo quadro geodinamico.* Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, V Ciclo, Roma, pp. 298.

DI BUCCI D. (1995a) – *Rapporti tra piattaforme carbonatiche e "Alloctono" lungo la media valle del Sangro.* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 443-463.

DI BUCCI D. (1995b) – *Evidenze di strutture regionali profonde nel settore a Sud della Maiella: il contributo dell'analisi da foto aeree e dati di pozzi.* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 477-496.

DI BUCCI D., PAROTTO M., ADATTE T., GIAMPAOLO C., KÜBLER B. (1996) – *Mineralogia delle Argille Varicolori dell'Appennino centrale: risultati preliminari e prospettive di ricerca.* Boll. Soc. Geol. It., **115**, 689-700.

DI BUCCI D., CORRADO S., NASO G., PAROTTO M., PRATURLON A. (1999) – *Evoluzione tettonica neogenico-quaternaria dell'area molisana*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 13-30.

DI BUCCI D, MASSA B, TORNAGHI M, ZUPPETTA A. (2003) – *Quaternary tectonics in the epicentral area of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Benevento, Italy)*. Geologica Acta, **2**.

DI BUCCI D, MASSA B, TORNAGHI M, ZUPPETTA A. (2005) – *Structural setting of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Southern Italy) from surface and subsurface data*. J. Geodynamics, **40**, 294-315.

DI BUCCI D, MASSA B, TORNAGHI M, ZUPPETTA A. (2005) – *Geological survey of Quaternary deposits in the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Benevento, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **4**, 105-117.

DI BUCCI D, MASSA B, TORNAGHI M, ZUPPETTA A. (2006) – *Structural setting of the Southern Apennine fold-and-thrust belt (Italy) at hypocentral depth: the Calore Valley case history*. J. Geodynamics, **42**, 175-193.

DI BUCCI D, MASSA B, ZUPPETTA A. (2006) – *Relay ramps in active normal fault zones: a clue for the identification of seismogenic sources (1688 Sannio earthquake, Italy)*. Geol. Soc. Am. Bull., **118**, 3/4, 430-448.

DI BUCCI D., RAVAGLIA A., SENO S., TOSCANI G., FRACASSI U. & VALENSISE G. (2006) – *Seismotectonics of the Southern Apennines and Adriatic foreland: insights on active regional E-W shear zones from analogue modeling*. Tectonics.

DI NOCERA S. & TORRE M. (1987) – *Geologia dell'area compresa tra Delicato e Scampitella (Appennino Foggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 351-364.

DI NOCERA S., PAGANO C., RUSSO B., TORRE M. (1988) – *Successioni del bacino irpino nei dintorni di Celenza Valfortore (Appennino dauno)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 423-430.

DI NOCERA S., TORRE M. & VITI P. (1993) – *Le Arenarie di Caiazzo nell'evoluzione Tortoniano-Messiniana dell'Appennino campano*. Atti Tic. Sc. Terra, **36**, 165-182.

DOGLIONI C. (1991) – *Proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - possibile applications to the Tyrrhenian-Apennines system.* Terra Nova, **3**, 423-434.

DOGLIONI C., MONGELLI F., PIERI P. (1994) – *The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the subduction due to bucking of a tick continental lithosphere*. Tectonics, **13**, 1309-1321.

DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MARTINELLI G., MONGELLI F., ZITO G. (1996) – *A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism*. Terra Nova, **8**, 540-547.

ELTER P., GRASSO M., PAROTTO M., VEZZANI L. (2003) – *Structural setting of the Apennine-Maghrebian thrust belt.* Episodes, **26** (3), 205-211.

ENDIGNOUX L., MORETTI I., ROURE F. (1989) – *Forward modelling of the Southern* Apennines. Tectonics, **8** (5), 1095-1104.

ESPOSITO E., LUONGO G., MARTURANO A., PORFIDO S. (1987) – *Il terremoto di S. Anna del 26 luglio 1805*. Mem. Soc. Geol. It., **37**.

ETCHECOPAR A., VASSEUR G., DAIGNIERES M. (1981) – *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis*. J. Struct. Geol., **3**, 51-65.

FACCENNA C., DAVY P., BRUN J.P., FUNICIELLO R., GIARDINI D., MATTEI M., NAPLAS T. (1996) – *The dynamic of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea.* Geophys. J. Int., **126**, 781-795.

FAURE G. () – *Principles of ISOTOPE GEOLOGY.* John Wiley & Sons, New York, USA.

FAVALI P., FUNICIELLO P., MATTIETTI G., MELE G., SALVINI F. (1993) – *An active margin across the Adriatic Sea (central Mediterranean Sea).* Tectonophysics, **219**, 109-117.

FEDERICI P., DI MARO A., MARCHETTI A., COCCO M. (1992) – *Analisi della sismicità dell'area del Sannio-Matese negli anni dal 1991-1992.* In: Proceedings of the 11th Meeting GNGTS, Roma, December 9-11, 1992, 389-404.

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.

FERRANTI L. (1997) – *Tettonica tardo pliocenica-quaternaria dei Monti del Matese (Appennino meridionale): raccorciamenti tardivi e distensione 'neotettonica'.* Il Quaternario, **10**, 503-506.

FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) – *Geophysical study of the Tyrrhenian opening.* Boll. Geofisica Teorica e Applicata, **28**, 75-156.

FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A. (1996) – *Il sistema Appennino meridionale - Arco Calabro - Sicilia nel Mediterraneo centrale: studiogeologico-geofisico.* Boll. Soc. Geol. It., **115**, 529-559.

FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. (1998) – *New data on the calcareous plankton stratigraphy of the Middle to Late Miocene (Serravallian/Tortonian) of the Mediterranean area.* Riv. It. Paleont. Strat., **104** (1), 95-114.

FOTH H.D. (1990) – *Fundamentals of Soil Science. Eight Edition.* John Wiley & Sons, New York, U.S.A..

FREPOLI A. & AMATO A. (1997) – *Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault plane solutions.* Geophys. J. Int., **129**, 368-388.

FREPOLI A. & AMATO A. (2000) – *Fault plane solutions of crustal earthquakes in Southern Italy (1988-1995): seismotectonic implications*. Annali di Geofisica, **43** (3), 437-467.

FREPOLI A., SELVAGGI G., CHIARABBA C., AMATO A. (1996) – *State of stress in the southern Tyrrhenian subduction zone from fault-plane solutions.* Geophys. J. Int., **125**, 879-891.

FUNICIELLO R, PANTOSTI D., VALENSISE G. (1992) – *Fagliazione superficiale associata al terremoto irpino del 23 novembre 1980*. ISPRA, 1139-1144.

GALADINI F. (1999) – *Pleistocene changes in the central Apennine fault kinematics: A key to decipher active tectonics in central Italy*. Tectonics, **18**, 877-894.

GALADINI F., MELETTI C., REBEZ A. (Eds) (2000) – *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999).* CNR-GNDT, Roma, pp. 397.

GALLI P., BOSI V., GALADINI F., MEGHRAOUI M., MESSINA P., BASILI R., MORO M. & SPOSATO A. (1997) – *Fratturazione superficiale connessa ai terremoti umbro-marchigiani del settembre-ottobre 1997.* Il Quaternario, **10** (2), 255-262.

GALLI P., MOLIN D., GALADINI F., GIACCIO B. (2002) – *Aspetti sismotettonici del terremoto Irpino del 1930. In: "Il terremoto del Vulture – 23 luglio 1930, VIII dell'Era Fascista".* Monografia del SSN Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 215-260.

GALLI P., MOLIN D., GIULIANI R., BOSI V., MATTONE M. (2003) – *Il terremoto del 2002 in Molise e Puglia: sismicità storica di San Giuliano di Puglia, rilievo macrosismico e deformazione superficiale cosismica.* Ingegneria Sismica, **3**, 8-18.

GASPERINI C., BERNARDINI F., VALENSISE G., BOSCHI E. (1999) – *Defining seismogenic sources from historical earthquakes felt reports* Bull. Seismol. Soc. Am., **89**, 94-110.

GEPHART J.W. & FORSYTH D.W. (1984) – *An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: an application to the San Fernando earthquake sequence*. J. Geophys. Res., *B* **89**, 9305-9320.

GIACCIO B., CIARCIA S., MESSINA P., PIZZI A., SAROLI M., SPOSATO A., CITTADINI A., DI DONATO V., ESPOSITO P., GALADINI F. (2004) – *Caratteristiche geologico-geomorfologiche ed effetti di sito a san Giuliano di Puglia (CB) e in altri abitati colpiti dalla sequenza sismica dell'ottobre-novembre 2002.* Il Quaternario, **17** (1), 83-99.

GIARDINI D. & VELONA' M. (1990) – *The deep seismicity of the Tyrrenian Sea.* Terra Nova, **3**, 57-64.

GLOBAL CENTROID MOMENT TENSOR CATALOG – HARVARD - *www.globalcmt.org/CMTsearch.html*

GUARNIERI P. & S. CARBONE (2003) – *Assetto geologico e lineamenti morfostrutturali dei bacini plio-quaternari del Tirreno meridionale.* Boll. Soc.Geol. It., **122**, 377-386.

GUERRIERI L., SCARASCIA MUGNOZZA G. & VITTORI E. (1999) – *Analisi stratigrafica e geomorfologica della conoide tardo-quaternaria di Campochiaro ed implicazioni per la conca di Bojano in Molise.* Il Quaternario, **12** (2), 237-247.

HAESSLER H., GAULON R., RIVERA L., CONSOLE R., FROGNEUX M., GASPARINI C., MARTEL L., PATAU G., SICILIANO M., CISTERNAS A. (1988) – *Earthquake of 29, April 1984: a microearthquake survey*. Bull. Seism. Soc. Am., **78** (6), 1948-1964.

HILL K.C. & A.B. HAYWARD (1988) – *Structural constraints on the Tertiary plate tectonics evolution of Italy*. Marine and Petroleum Geology, **5**, 2-16.

HIPPOLYTE J.C. (1992) – *Tectonique de l'Apennin méridional: structures et paléocontraintes d'un prisme d'accrétion continental*. Mém. Sc. Terre Univ. P. et M. Curie, Paris, **92**-5, 1992.

HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. (1994) – *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**, 199-210.

HUNSTADT I. & ENGLAND P. (1999) – *An upper bound on the rate of strain in the Central Apennines, Italy, from triangulation measurements between 1868 and1963.* Earth Planet. Sci. Lett., 169, 261-267.

HUNSTADT I. SELVAGGI G., D'AGOSTINO N., ENGDAL P., CLARKE P., PIEROZZI M. (2002) – *Geodetic strain in peninsular Italy between 1875 and 2001.*Geophys. Res. Lett., **30**.

IETTO A. (1969) – *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese Occidentale (Appennino Meridionale.* Mem. Soc. Nat. Napoli, **7**, 441-471.

IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCARORE T., SCANDONE P. (1975) – *Structural-stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines.* In: Squyres C. (Ed.) – *Geology of Italy*. Earth Sci. Soc. Lybian Arab Republ., 317-328.

ITALIAN CENTROID MOMENT TENSOR DATASET – *www.ingv.it/seismoglo/RCMT/Italydataset*

JACKSON J. & MCKENZIE D. (1988) – T*he relationship between plate motions and seismic moment tensor, and rates of active deformation in the Mediterranean and the Middle East.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **93**, 45-73.

JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1958) – *Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio.* Boll. Serv. Geol. It., **79**, 565-577.

KNOTT S.D. (1987) – *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142**, 217-226.

KNOTT S.D. (1994) - *Structure, kinematics and metamorphism in Liguride Complex, southern Apennines, Italy*. J. Struct. Geol. 16, 8, 1107-1120.

LACOMBE O., ANGELIER J., LAURENT PH. (1992) – *Determining paleo stress orientations from folds and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France)*. Tectonophysics, **201**, 141-156.

LANZAFAME G. & L. TORTORICI (1976) – *Osservazioni geologiche sul medio ebasso bacino del F. Biferno (Molise, Italia centro-meridionale).* GeologicaRomana, **15**, 199-222.

LAURENT PH., BERNARD PH., VASSEUR G., ETCHECOPAR A. (1981) – *Stress tensor determination from the study of twins in calcite: a linear programmino method*. Tectonophysics, **78**, 651-660.

LAVECCHIA G. (1988) – *The Tyrrhenian-Apennine system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.

LAVECCHIA G. & F. STOPPA (1989) – *Il "rifting" tirrenico: delaminazione della litosfera continentale e magmatogenesi.* Boll. Soc. Geol. It., **108**, 219-235.

LAVECCHIA G., BROZZETTI F., BARCHI M., MENICHETTI M., KELLER J.V.A. (1994) – *Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from an analysis of the Neogene to Present deformations and related stress field.* Geol. Soc. Am. Bull., **106**, 1107-1120.

LOCARDI E. (1982) – *Individuazione di strutture sismogenetiche dall'esame dell'evoluzione vulcano-sedimentaria dell'Appennino e del Tirreno.* Mem. Soc. Geol. It., **24**, 569-596.

LOCARDI E. (1985) – *Neogene and Quaternary mediterranean volcanism: the Tyrrhenian example.* In: Stadley D. J. & Wezel (Eds), *Geological evolution of the Mediterranean Basin.* Springer Verlag, New York, 273-291.

LOCARDI E. & NICOLICH R. (1988) – *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino Centro-Meridionale: la nuova carta della Moho.* Mem. Soc Geol It., **41**, 121- 140.

MAGRI G. & MOLIN D. (1983) – *Il terremoto del dicembre 1456 nell'Appennino centro-meridionale*. ENEA, RT/AMB, Roma, (83) **8**, pp.180.

MAINELLI M. (1983) – *Nuove Rudiste del Cretacico inferior-medio di monte La Costa (S. Polo Matese, Campobasso)*. Boll. Soc. Paleont. It., **22** (3), 189-208.

MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) – *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.

MANTOVANI E., BABBUCCI D., ARBABELLO D. & MUCCIARELLI M. (1990) – *Deformation pattern in the central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic promontory.* Tectonophysics, **179**, 63-69.

MANTOVANI E., ALBARELLO D., TAMBURELLI C., BABBUCCI D. & VITI M. (1997) – *Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformations pattern.* Annali di Geofisica, **40**, 611-643.

MANATSCHAL G. & BERNOULLI D. (1999) – *Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria*. Tectonics, **18**, 1099-1119.

MARCHEGIANI L., BERTOTTI G., CELLO G., DEIANA G., MAZZOLI S., TONDI E. (1999) – *Pre-orogenic tectonics in the Umbria-Marche sector of the Afro-Adriatic continental margin*. Tectonophysics, **315**, 123-143.

MARIUCCI M. T., AMATO A., MONTONE P. (1999) – *Recent tectonic evolution and present stress in the Northern Apennines (Italy)*. Tectonics, **18**, 108-118.

MARIUCCI M. T. & MÜLLER B. (2003) – *The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data.* Tectonophysics, **361**, 21-35.

MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G., BALLY A.W. (1992) – *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale.* Rend. Accad. Sci. Fis. Mat. Soc. Naz. Sci. Lett. Arti Napoli, s.4, **59**, anno 131, 73-101.

MARSELLA E., BALLY A.W., CIPPITELLI G., D'ARGENIO B., PAPPONE G. (1995) – *Tectonic history of the Lagonegro Domain and Southern Apennine thrust belt evolution*. Tectonophysics, **252**, 307-330.

MASSA B., RUSSO M., TORRENTE M.M. & ZUPPETTA A. (2002) – *Piegamenti sovrapposti nella formazione di S. Giorgio (Appennino Sannita)*. Studi Geologici Camerti, **2**, 127-134.

MASSA B., DI BUCCI D., MAZZOLI S., ZUPPETTA A. (2004) – *Quaternary tectonics in the epicentral area of the 1688 Sannio earthquake (Benevento, Italy)*. Studi Geologici Camerti, Nuova Serie, 87-91, ISSN: 0392-0631.MASSA B, DI BUCCI D, TORNAGHI M, ZUPPETTA A. (2005) – *Geological survey of Quaternary deposits in the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Benevento, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **4**, 105-117, ISSN: 0037-8763.

MATANO F. & STAITI D. (1998) – *Studio stratigrafico della successione pliocenica affiorante nel settore meridionale della Baronia (Unità di Ariano, Appennino campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 357-367.

MATTEI M. & MICCADEI E. (1989) – *Strike-slip tectonics between the Marsica range and the Molisan Basin in the Sangro Valley (Abruzzo, Central Italy)* Boll. Soc. Geol. It., **110**, 735-747.

MATTEI M., FUNICIELLO R., KISSEL C., LAJ C. (1992) – *Rotazioni di blocchi crostali neogenici nell'Appennino centrale: analisi paleomagetiche ed anisotropia della suscettività magnetica (AMS).* In: *Studi preliminari sull'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto.* Tozzi M., Cabinato G. P. & M. Parotto (Eds). Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 221- 229.

MAZZOLI S. & HELMAN M. (1994) – *Neogene patterns of relative motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics*. Geologische Rundschau, **83**, 464-468.

MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., SCROCCA D., BUTLER R.W.H., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C., ZUCCONI V. (2000) – *Time and space variability of "thin-skinned" and "thick-skinned" thrust tectonics in the Apennines (Italy)*. Rendiconti Lincei, Scienze Fisiche e Naturali, serie 9, **11**, 5- 39.

MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P., TONDI E. (2001) – *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. J. Geol. Soc., London, **158**, 309-319.

MAZZOLI S. & DI BUCCI D. (2003) – *The October-November 2002 Molise seismic sequence (southern Italy): an expression of Adria intraplate deformation*. J. Geol. Soc. London, **160**, 503-506.

MELE G. (2001) – *The Adriatic lithosphere is a promontory of the Africa Plate; Evidence of a continuous mantle lid in the Ionian Sea from efficient Sn propagation.* Geophys. Res. Lett., **28**, 431-434.

MELETTI C., PATACCA E., SCANDONE P. (2000) – *Construction of a seismotectonic model: the case of Italy.* Pure Appl. Geophys., **157**, 11-35.

MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) – *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (southern Apennines).* Tectonophysics, **324**, 239-265.

MICCADEI E. (1993) – *Geologia dell'area Alto Sagittario-Alto Sangro (Abruzzo, Appennino centrale.* Geologica Romana, **29**, 463-481.

MICHAEL A. (1984) – *Determination of stress from slip data: fault and folds*. J. Geophys. Res., *B* **89**, 11517-11526.

MICHETTI A. M., FERRELLI L., ESPOSITO E., PORFIDO S., BLUMETTI A. M., VITTORI E., SERVA L., ROBERTS G.P. (2000) – *Ground effects during the 9 September 1998, Mw=5.6, Lauria earthquake and the seismic potential of the "aseismic" Pollino region in Southern Italy*. Seismological Research Letters, **71** (1), 31-46.

MILANO G., DI GIOVANBATISTA R., ALESSIO G. (1999) – *Earthquake swarms in the Southern Apennines chain (Italy): the 1997 seismic sequence in the Sannio-Matese mountains.* Tectonophysics, **306**, 57-78.

MOLIN D., GALADINI F., GALLI P., MUCCI L., ROSSI A. (1999) – *Terremoto del Fucino del 13 gennaio 1915: studio macrosismico.* In: "13 gennaio del 1915. Il terremoto nella Marsica" Castenetto S. & F. Galadini (Eds.), 321-340.

MONACHESI G. & STUCCHI M. (1997). – *DOM 4.1: un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno.* GNDT, Rapporto interno, Milano-Macerata. Internet: http://emidius.mi.ingv.it .

MONACO C. & TORTORICI L. (1994) – *Evoluzione geologico-strutturale dell'appennino Calabro-Lucano.* In: *Strutture ed evoluzione del settore del Pollino (Appenino Calabro-Lucano)*. In: F. Ghisetti, C.Monaco, L. Tortorici, L. Vezzani (eds.), Guida all'escursione, Università di Catania, 7-50.

MONACO C. & TORTORICI L. (1995) – *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the building of the Southern Apennines orogenic belt*. Terra Nova, **7**, 153-160.

MONTONE P., AMATO A., PONDRELLI S. (1999) – *Active Stress Map of Italy*. J.Geophys. Res., 104 (B11), 25, 595-610.

MONTONE P., MARIUCCI M. T., PONDRELLI S., AMATO A. (2004) – *An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean).* J. Geophys. Res., 109, 1-22.

MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) – *Appennino Centro-Meridionale. Sezioni Geologiche e Proposta di Modello Strutturale* . Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986), 177-202.

NASH D. B. (1980) – *Morphologic dating of degraded normal fault scarps*. J. Geol., **88**, 353-360.

NASH D. B. (1984) – *Morphologic dating of fluvial terrace scarps and fault scarps near West Yellowstone, Montana*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**, 1413-1424.

NASO G., DI BUCCI D., CORRADO S. & VALENSISE G. (1998) – *Il condizionamento di strutture preesistenti nello sviluppo di sistemi estensionali quaternari: il caso del bacino di Bojano (Appennino Centro-Meridionale).* Abstract 79° Convegno Società Geologica Italiana "La Sicilia, un laboratorio naturale nel Mediterraneo. Strutture, mari, risorse e rischi", Palermo 21-23 settembre 1998, 624-625.

NASO G., TALLINI M., TOZZI M. (1989) – *Indizi di tettonica recente nell'area di Colli a Volturno (Molise): dati preliminari.* Rend. Soc. Geol. It., **12**, 3-6.

NASO G., TALLINI M., TOZZI M. (1995) – *Caratteristiche geologico-strutturali dell'area di Mirando (Isernia): un contributo alla comprensione dei rapporti tra falde molisane e avanfossa del Messiniano-Pliocene inferiore.* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 423-441.

NASO G., VECCHIA P., CORRADO S. & DI BUCCI D. (1997) – *Assetto geologico strutturale delle unità molisane e sannitiche (Appennino centro-meridionale)*. Geoitalia 1997 I° Forum FIST, Riassunti 2°, 176-177.

NASO G., TROPENSCOVINO S., SANO' T. (2002) - *Assetto geologico ed effetti di amplificazione sismica a S. Giuliano di Puglia (Molise).*
Internet: http://www.serviziosismico.it/RT/RRP/021031/amplif7amplif.htm.

NICOLICH R. (2001) – *Deep Seismic Transects.* In: Vai G. B. & I. P. Martini (Eds.) – *Anatomy of an Oregon: the Apennines and the adjacent Mediterranean Basin*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 47-52.

NOCQUET J. M. & CALAIS E. (2003) – *Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001.* Geophys. J. Int., **154**, 72-88.

OGNIBEN L. (1958) – *Stratigrafia e microfaune della zona di Caiazzo (Caserta)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **64**(2), 89-142; (3), 199-286.

OGNIBEN L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.

OKADA H. & BUKRY D. (1980) – *Supplemantary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975).* Marine Micropaleontology, **51**, 321-325.

OLDOW J. S. (2002) – *Active fragmentation of Adria, the north Africa promontory, central Mediterranean orogen.* Geology, **30**, 779-782.

ORI G. G. (1988) – *Facies e geometrie deposizionali dei sediment fluviali*. Giornale di Geologia, ser. 3, **50**/1-2, 39-67.

ORI G. G., SERAFINI G., VISENTIN C., RICCI LUCCHI F., CASNEDI R., COLALONGO M. L., MOSNA S. (1991) – *The Plio-Pleistocene adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology*. In: *Adriatic Foredeep Field Trip-Guide Book,* 3rd EAPG Conference, Florence, pp.85.

ORTOLANI F., NARCISO G. & SANZO' A. (1975) – *Prime considerazioni sulla presenza del Flysch Numidico nell'Appennino sannita.* Boll. Soc. Nat. Napoli, **84**, 31-44.

ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) – *Evoluzione morfostrutturale del margine orientale dell'Appennino meridionale tra il Molise e la Basilicata durante il Plio-Pleistocene e rapport con la sismicità*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. Suppl., **1**, 223-234.

ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M., TOCCACELI R.M. (1992) – *Active tectonics in the southern Apennines: relationships between cover geometries and basament structure. A hypothesis for a geodynamic model.* In: *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*. *A volume dedicated to Tommaso Cocuzza*. Carmignani L. & F.P. Sassi Editors, IGCP No. 276, NEWSLETTER, 5 (1992), 413-419.

PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1990) – *Fault mechanism and complexity of the November, 23, 1980, Campania-Lucania earthquake, inferred from surface observations.* J. Geophys. Res., *95*, 15319-15341.

PANTOSTI D., SCHWARTZ D. P., VALENSISE G. (1993) – *Paleoseismology along the 1980 Irpinia earthquake fault and implications for earthquake recurrence in the Southern Apennines*. J. Geophys. Res., 98, 6561-6577.

PANTOSTI D., D'ADDEZIO G., CINTI F. R. (1996) – *Paleoseismicity of the Ovindoli-Pezza fault, central Apennines, Italy: a history including a large previously unrecorded earthquake in middle age.* J. Geophys. Res., **101**, 5937- 5959.

PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) – *Geological summary of Central Apennines*. Quaderni de "La ricerca scientifica", C.N.R., **90**, 257-311.

PAROTTO M. & PRATURLON A. (2004) – *The Southern Apennine Arc.* Italian Geological Society, Spec. Vol., IGC 32, Florence.

PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) – *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab*- In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.) -*The lithosphere in Italy*. Advances in Earth Science Research. It. Nat. Comm. Int. Lith. Prog., Mid-term Conf. (Rome), Atti Conv. Lincei, **80**, 157-176.

PATACCA E., SARTORI R., SCANDONE P. (1990) – *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.

PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U. (1992a) – *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1991/92**, 417-441.

PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U. (1992b) – *The Numidian-sand Event in the Southern Appennines*. Memorie di Scienze Geologiche, **18**, 297-337.

PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) – *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt - foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene- Pleistocene).* In: VAI G.B. & MARTINI I.P (Eds.) – *Anatomy of an Oregon: the Apennines and the adjacent Mediterranean Basin*. Kluwer Academic Publishers, 401-440.

PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) – *Geology of the Southern Apennines.* Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue **7**, 75-119.

PESCATORE T.S. (1963) – *Rapporti tra depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur Napoli, **72**, 213-225.

PESCATORE T.S. (1965) – *Ricerche geologiche sulla depressione Molisano-Sannitica*. Atti Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche (Napoli), serie 3°,V/**4**, 98- 154.

PESCATORE T.S. (1970) – *Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano*. Spec. Atti Acc. Pont., n.s. **20**, 1-73.

PESCATORE T.S. (1978) – *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 783-805.

PESCATORE T.S. (1988) – *La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano.* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 37-46.

PESCATORE T.S. & SENATORE M.R. (1986) – *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy)*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **8**, 169-182.

PESCATORE T.S., SGROSSO I & TORRE M. (1970) – *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Nat. Napoli, **78**, 337-408.

PESCATORE T.S., RENDA P., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. (1999) – *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines Italy*. Tectonophysics, **315**, 269-286.

PESCATORE T.S., RENDA P., TRAMUTOLI M. (1988) – *Rapporti tra le Unità lagonegresi e le Unità sicilidi nella media valle del Basento*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 353-361.

PESCATORE T.S., DI NOCERA S., MATANO F., PINTO F. (2000) – *L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio, Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 587-601.

PETERSEN M. D. & WESNOUSKY S.G. (1994) – *Fault slip rates and earthquakes histories for active faults in southern California (review).* Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 1608-1649.

PETIT J. P. (1987) – *Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks.* Journal of Structural Geology, **9/5-6**, 597-608.

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., **21**, 155-166.

PICCARDI L., GAUDEMER Y., TAPPONIER P., BOCCALETTI M. (1999) – *Active oblique extension in the central Apennines (Italy), evidence for the Fucino region*. Geophys. J. Int., **139**, 499-530.

PIERI M. (1966) – *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale.* Geologica Romana, **5**, 407-424.

PIRONON B. (1980) – *La notion de zone de transition en bordure orientale de la plateforme campano-abruzzese de la Meta au Matese (Italie centro-meridionale.* Thèse 3eme Cycle, Nancy I, pp. 175.

PONDRELLI S., MORELLI A., BOSCHI E. (1995) – *Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation.* Geophys. J. Int., 122, 938-952.

PONDRELLI S., MORELLI A., EKSTRÖM G., MAZZA S., BOSCHI E., DZIEWONSKI A.M. (2002) – *European-Mediterranean regional centroid-moment tensor: 1997-2000*. Phys. Earth Planet. Inter., **130**, 71-101.

PONDRELLI S., DI LUCCIO F., FUKUYAMA E., MAZZA S., OLIVIERO M., PINO N.A. (2003) – *Fast determination of moment tensors for the recent Molise (southern Italy) seismic sequence.* ORFEUS Newsletter, **5** (1).

PORFIDO S., ESPOSITO E., GUERRIERI L., VITTORI E., TRANFAGLIA G., PECE R. (2007) – *Seismically induced ground effects of the 1805, 1930 and 1980 earthquakes in the Southern Apennines, Italy.* Boll. Soc. Geol. It., **126** (2), 333-346.

POSTPISTCHL D. (1985a) – *Atlas of Isoseismal Maps of Italian Earthquakes*. CNR-PFG, **114**/2A.

POSTPISTCHL D. (1985b) – *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR-PFG, Quad. Ric. Sci., **114**, 1-239.

RECHES Z. (1987) – *Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yeld criterion*. Tectonics, **6**, 849-861.

RAMSAY J. G. (1967) – *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, pp.568.

RAMSAY J. G. & M. I. HUBER (1987) – *The techniques of modern structural geology*. Volume 2: *Folds and Fractures*. Academic Press, London, pp. 700.

RAMSAY J. G. & R. LISLE (2000, e bibliografia) – *The techniques of modern structural geology.* Volume 3*: Application of continuum mechanics in structural geology.* Academic Press, pp. 1061.

RENAUD P., BILLAUD Y., CLERMONTE' J., LORENZ C. & PIRONON B. (1990) – *Evolution paleogeographique le long de la bordure SE de la plate-forme Campano-Abruzzaise (Italie meridionale) du Cretacé au Neogene.* Bull. Soc. Geol. Fr., **6**, 737-743.

REUTTER K. L., GIESE P., CLOSS H. (1980) – *Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines.* Tectonophysics, **64**, 1-9.

ROURE F., CASERO P., VIALLY R. (1988) – *Evolutive geometry of ramps and piggy-back basins in the bradanic trough*. Atti 74° Congresso della Società Geologica Italiana (1988), B360-363.

ROURE F., CASERO P., VIALLY R. (1991) – *Growt processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth Planet. Sci. Lett., **102**, 395-412.

ROYDEN L., PATACCA E., SCANDONE P. (1987) – *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evaluation*. Geology, **15**, 714-717.

RUSSO B. (1988a) – *Le microfaune a foraminiferi della Formazione delle <<Marne Argillose del Toppo Capuana>> nella località tipo (Appennino foggiano)*. Boll.Soc. Geol. It., **107**, 503-512.

RUSSO B. (1988b) – *Analisi biostratigrafica delle successioni mioceniche affiorantitra Anzano di Puglia e Scampitella (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol.It., **41**, 609-619.

RUSSO B. & SENATORE M.R. (1989) – *Ricerche sull'Unità Dauna: biostratigrafia e sedimentologia della successione di Monte Sidone nell'Appennino Dauno (Italia meridionale)*. Atti Acc. Peloritana dei Pericolanti, classe I di Sci. Fis. Mat. e Nat., **67**, suppl.1, 79-97.

RUSSO B. & TERRIBILE F. (1995) – *Osservazioni geomorfologiche, stratigrafiche e pedologiche sul Quaternario del bacino di Bojano (Campobasso)*. Il Quaternario, **8** (1), 239-254.

SALVINI F. (1992) – *Tettonica a blocchi in settori crostali superficiali: modellizazione ed esempi da dati strutturali in Appennino cantrale.* Studi Geologici Camerti, volume speciale (1991/2), CROP 11, 237-247.

SALVINI F., CAVINATO G.P., CIPOLLARI P., CORRADO S., COSENTINO D., MICCADEI E., NASO G., PAROTTO M., STORTI F., TOZZI M. (1997) – *Comparing structural styles in the Apennines, Central Italy.* AAPG Iternational Conference & Exibition, Vienna, A51.

SANTO A. & SENATORE M.R. (1988) – *La successione stratigrafica dell'Unità Dauna a Monte Sidone (Castelluccio Valmaggiore-Foggia)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 431-438.

SCANDONE P. (1967) – *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**.

SCANDONE P. (1972) – *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **81**, 225- 300.

SCHIATTARELLA M., TORRENTE M.M., RUSSO F. (1994) – *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (confine calabro-lucano)*. Il Quaternario, **7**, 613-626.

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. Geol., S. 2, **24**, 1-54.

SELLI R. (1962) – *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, 737-789.

SELVAGGI G. & AMATO A. (1992) – *Subcrustal earthquakes in the northern Apennines (Italy): evidence for a still active subduction?* Geophys. Res. Lett., **19** (21), 2127-2130.

SELVAGGI G. & CHIARABBA C. (1995) – *Seismicity and P-wave velocity image of Southern Tyrrhenian subduction zone.* Geophys. J. Int., **121**, 818-826.

SENATORE M.R. (1988) – *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del Bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del Flysch di Faeto (Unità Irpine, Monti della Daunia): Confronto tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino meridionale (Italia)*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli, pp. 317.

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.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 161 – Isernia e 162 – Campobasso, (II ed.).*

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. (1994) – *Sulla posizione paleogeografica del bacino di Lagonegro (Appennino centro-meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **113**, 179-194.

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-Sud-Appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 679-724.

SGROSSO I., AMORE F. O., RUGGIERO TADDEI E. (1988) – *L'inizio della sedimentazione terrigena nel bacino molisano.* . Soc. Geol. It., **107**, 73-79.

SGROSSO I. & TORRE M. (1968) – *Su alcuni affioramenti terziari dei dintorni di Monteroduni.* Boll. Soc. Natur. Napoli, **77**, 131-158.

SIGNORINI R. & DEVOTO G. (1962) – *Il Paleogene nell'Alto Molise.* Mem. Soc. Geol. It., **3**, 461-520.

SPADINI G. & WEZEL F.C. (1995) – *Structural evolution of the 41st parallel zone. Tyrrhenian Sea.* Terra Nova, **6**, 552-562.

STEFFENS P. (1968) – *Zur Geologie der Molise-zone nordstlich von Isernia (Provinz Campobasso/Italien).* Inaugural dissertation zur Erlangung der Doctorwurde der Mathemathisch-Naturwissen-Chaftlichen Fakultat der Freien Universitat Berlin.

TAPPONIER P. (1977) – *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée; poinçonnement et écrasement rigide-plastique.* Boll. Soc. Geol. Fr., **7**, 437-460.

TORTORICI L. (1975) – *Osservazioni geologiche sul Flysch di S. Bartolomeo nell'area compresa tra il Fiume Trigno e Benevento (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1791-1809.

TURCO E. & ZUPPETTA A. (1998) – *A kinematic model for the Plio-Quaternary evolution of the Tyrrhenian-Apenninic system: implications for rifting processes and volcanism*. J. Volcan. Geoth. Res., **82**, 1-18.

VAI G.B. (2001) – *Structure and stratigraphy: an overview*. In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.) – *Anatomy of an Orogen: the Apennines and the adjacent Mediterranean Basin*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 15-30.

VAI G.B. & MARTINI P. (2001) – *Geomorphologic setting.* In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.) – *Anatomy of an Orogen: the Apennines and the adjacent Mediterranean Basin*. Kluwer Academic Publisers, Dordrecht, 1-4.

VALENSISE G, PANTOSTI D., D'ADDEZIO G., CINTI F.R., CUCCI L. (1993) – *L'identificazione e la caratterizzazione di faglie sismogenetiche nell'Appennino centro-meridionale: nuovi risultati e ipotesi interpretative*. Atti del 12° Convegno GNGTS., 331-341.

VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001) – *Seismogenic faulting, moment release pattern and seismic hazard along the central and southern Apennines and Calabrian arc.* In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds) – *Anatomy of an Orogen: the Apennines and the adjacent Mediterranean Basin*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 495-512.

VALENSISE G., PANTOSTI D. & BASILI R. (2004) – *Seismology and Tectonic Setting of the 2002 Molise, Italy, Earthquake.* Earthquake Spectra, **20** (S1), 23- 37.

VALLÉE M. & DI LUCCIO F. (2005) – *Source analysis of the 2002 Molise, southern Italy, twin earthquakes (10/31 and 11/01).* Geophys. Res. Letters, **32.**

VENTURA G., CINTI F.R., DI LUCCIO F., PINO N.A. (2006) – *Mantle wedge dynamics vs crustal seismicity in the Apennines (Italy).*

VEZZANI L. & GHISETTI F. (1995) – *Domini in compressione ed in distensione al retro dei fronti del Gran Sasso-M. Picca e del M. Morrone: il ruolo della zona di taglio Avezzano-Bussi (Appennino centrale).* Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 475-490.

VEZZANI L., GHISETTI F., FESTA A. (2004) – *Carta geologica del Molise (scala 1:100.000).* SELCA, Firenze.

VILARDO G., NAPPI R., PETTI P., VENTURA G. (2003) – *Fault geometries from the space distribution of the 1990-1997 Sannio-Benevento earthquakes: inferences on the active deformation in Southern Apennines*. Tectonophysics, **363**, 259-271.

WALLACE R.E. (1951) – *Geometry of shearing stress and relation to faulting*. J. Struct. Geol., **59**, 118-130.

WARD S.N. (1994) – *Constraints on the seismo-tectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry.* Geophys. J. Int., **117**, 441-452.

WELLS D.L. & COPPERSMITH K.J. (1994) – *New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, surface displacement.* Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 974-1002.

WESTAWAY R. (1992) – S*eismic moment summation of historical earthquakes in Italy: tectonic implications.* J. Geophys. Res., 97, 15437-15464.

WEZEL F.C. (1982) – *Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea.* In: Stadley D.J. & Wezel F.C. (Eds), *Geological evolution of the Mediterranean Basin.* Springer Verlag, New York, 153-194.

YAMAJI A. (2000) – *The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data.* J. Struct. Geol., **22**, 441-452.

YAMAJI A., SATO K., OTSUBO M. (2011) – *Multiple Inverse Method. Kyoto University, Japan.*

ZAPPATERRA E. (1990) – *Carbonate palaeogeographic sequences of the Periadriatic region.* Boll. Soc. Geol. It., **109**, 5-20.

ZOBACK M.L. (1992) – *First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project*. J. Geophys. Res., **97** (B8), 11703-11728.

ZUPPETTA A. & MAZZOLI S. (1997) – *Deformation history of a synorogenic sedimentary wedge, northern Cilento area, southern Apennines thrust and fold belt, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **109**, 698.

ZUPPETTA A., RUSSO M., MAZZOLI S. (2004) – *Miocene tectonic evolution of the southern Apennine thrust front (Italy): stratigraphic and structural constraints from the eastern Calabria-Lucania borderland area*. Geodiamica Acta, **17/2**, 141-151.