

# **Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale**

*A. Cinque, A. Ascione, C. Caiazzo*

*Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli (e-mail: cinque@cds.unina.it)*

## **1 Introduzione**

Nell'ambito del PE, l'Unità di Ricerca di Napoli ha condotto ricerche finalizzate a precisare la distribuzione spazio-temporale e l'entità della fagliazione quaternario-olocenica nell'Appennino meridionale e, parallelamente, ad individuare gli eventi deformativi responsabili di tale fagliazione tendendo anche a definirne il quadro cinematico-strutturale.

L'individuazione e la caratterizzazione delle strutture ad attività quaternario-olocenica è stata basata su indagini geomorfologiche e stratigrafiche, particolarmente approfondite nell'area che dalla Piana del Volturno va fino alla zona del Matese-Sannio. I dati prodotti con tale studio sono stati integrati con numerosi dati editi ed inediti derivanti da studi a carattere stratigrafico, geomorfologico e strutturale riguardanti l'intero Appennino meridionale e condotti sia precedentemente che parallelamente al PE dai collaboratori del gruppo di ricerca sulla Geomorfologia e Geologia del Quaternario del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Federico II di Napoli (oltre agli scriventi, A. Amato, P.P.C. Aucelli, G. Robustelli, P. Romano, C. Roskopf, N. Santangelo e F. Scarciglia).

In considerazione delle finalità della ricerca, particolare attenzione è stata posta all'individuazione delle faglie che sono state attive in tempi recenti, e ciò ha consentito di pervenire all'elaborazione della "Carta delle faglie tardo-quaternarie dell'Appennino meridionale", riportata nella Figura 1. Va osservato che le strutture mappate in Figura 1 non rappresentano certamente "tutte" le faglie ad attività recente dell'Appennino meridionale, e ciò sia perché per vaste aree di esso (in particolare, le aree esterne della catena ma anche l'avanfossa Bradanica e l'avampaese Apulo) non sono stati finora condotti studi geomorfologico-stratigrafici di dettaglio adeguato al riconoscimento di strutture ad attività recente, sia a causa dei limiti insiti alle metodologie adottate. Riguardo a quest'ultimo aspetto, in particolare, va notato che il riconoscimento con approccio geomorfologico/stratigrafico delle faglie recenti è proceduto con metodi e limiti molto diversi nei differenti scenari litologici ed orografici in cui si articola l'Appennino meridionale. In particolare, buoni risultati si sono avuti nelle aree caratterizzate dalla presenza di successioni e superfici deposizionali tarδοquaternarie ed oloceniche, nelle quali i "disturbi" morfologici creati dai fagliamenti, quali scarpate ed anomalie della rete idrografica, sono facilmente rilevabili ad un'attenta analisi. Sebbene in misura minore, possono essere ritenuti soddisfacenti i risultati ottenuti nelle aree dominate dalla presenza di litologie conservative quali i calcari ed altri terreni poco erodibili (ad es. successioni silico-carbonatiche). In tali aree, infatti, i limiti dell'analisi sono rappresentati dalla difficoltà di individuare eventuali

rigiochi recenti delle faglie che sottendono scarpate la cui altezza è stata in massima parte acquisita grazie all'esumazione morfoselettiva di liscioni antichi (pliocenici e infra-medio pleistocenici).

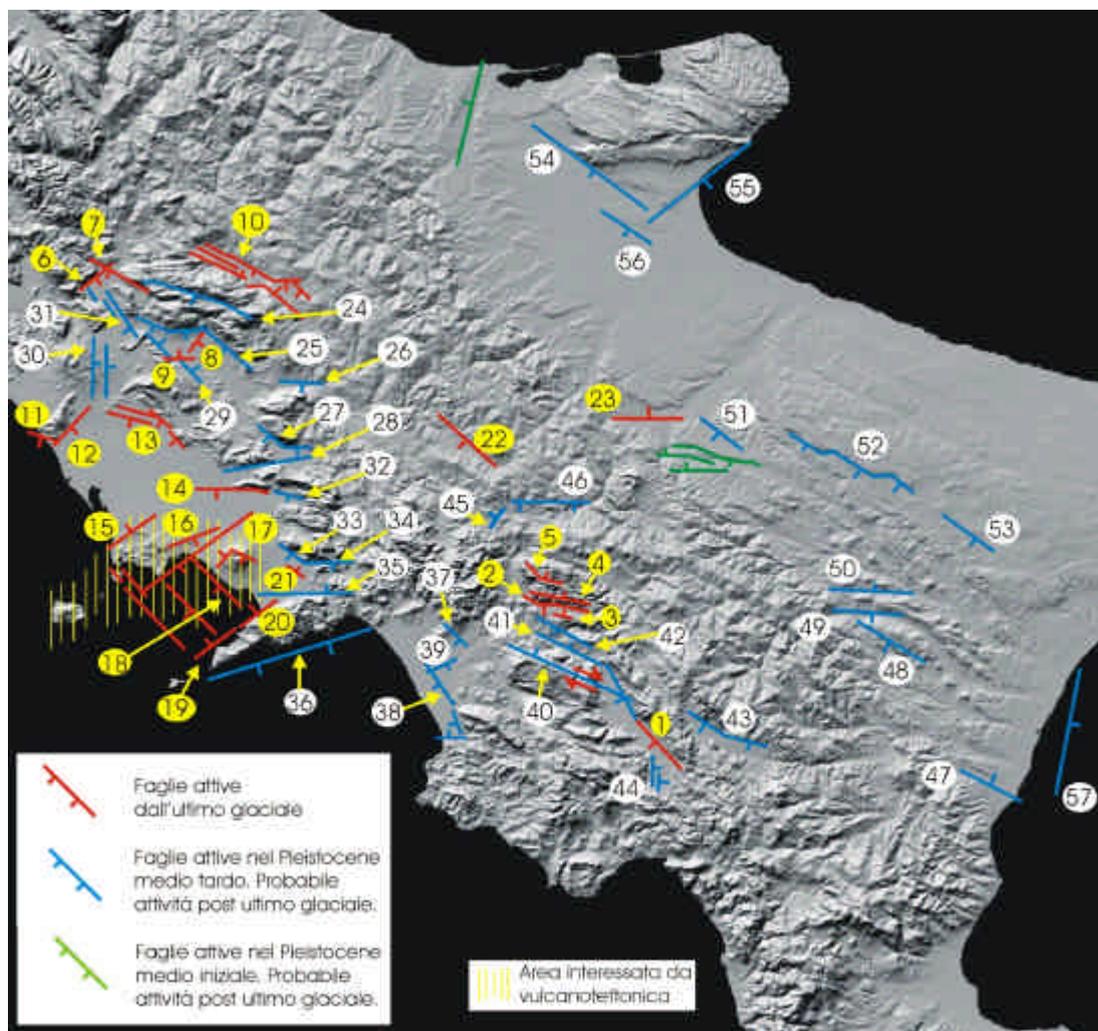


Fig. 1 - In rosso sono rappresentate le faglie la cui attività nel corso dell'intervallo Ultimo Glaciale-Attuale (ultimi 50 ka circa) è ritenuta "certa" in quanto testimoniata dalla dislocazione di forme e/o depositi datati. Date le finalità della ricerca, sono state mappate anche faglie che hanno avuto attività certa nel Pleistocene medio e/o superiore e che manifestano indizi geomorfologici di attività tardoquaternaria ("freschezza" di scarpate in rocce tenere; dislocazioni e basculamenti di superfici deposizionali probabilmente non più antiche di 50 ka circa; etc.). Le strutture mappate corrispondono o a singole faglie o a sciami di faglie subparallele che, per motivi di scala, non potevano essere rappresentate singolarmente: nei casi del secondo tipo è stata indicata la faglia che, all'interno dello sciame, ha prodotto i rigetti maggiori e/o che presenta maggiore continuità e lunghezza. Infine, sono rappresentate con identico simbolo sia faglie che hanno prodotto rigetti di una o alcune centinaia di metri, sia faglie con rigetti tra il metrico ed il decametrico: dettagli circa

*l'entità dei rigetti prodotti ed i ritmi della fagliazione per alcuni dei lineamenti rappresentati sono riportati nella Tabella 1.*

<b>FAGLIE E SISTEMI DI FAGLIE</b>	<b>L</b> (km)	<b>Slip rate verticale</b> (mm/a)	<b>Intervalli cronologici</b>	<b>Intervallo di ricorrenza per eventi di fagliazione di superficie</b> (anni)	<b>T</b> (km)
<b>1 Vallo di Diano</b>	31	* 0,5 - 1 ° 1	*Quaternario ° 0,4 - 0,6 Ma	-	-
<b>2 S.Gregorio Magno</b> (bordiera)	17	< 0,5	Quaternario	-	-
<b>3 S.Gregorio Magno</b> (sisma irpino 1980)	4	<sup>1</sup> <b>0,17 - 0,4</b>	<sup>1</sup> 19660 yr cal B.P. - Attuale	<sup>1</sup> 2206 - 3104	<sup>2</sup> 8-12
<b>4 M. Ognà</b>	13	< 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
<b>5 Piano di Pecore</b>	8	<sup>1</sup> <b>0,29 - 0,4</b>	<sup>1</sup> 8600 yr cal B.P. - Attuale	<sup>1</sup> 1684 - 2150	<sup>2</sup> 8-12
<b>6 Venafro</b>	12	> 0,25; < 1	Pleistocene medio - Attuale	-	-
<b>7 Pozzilli – Capriati</b>	22	<b>0,2 - 0,4</b>	Pleistocene medio - Attuale	-	-
<b>8 Alife</b>	6	<b>0,5</b>	36ka - Attuale	-	-
<b>9 Baia e Latina</b>	3,5	0,2 - 0,3	36ka - Attuale	-	-
<b>10 Boiano</b>	35	0,1 - 0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
<b>11 Mondragone</b>	6	<b>0,1 - 0,5</b>	36ka - Attuale	-	-
<b>12 M. Massico</b>	10	* <b>2 - 2,5</b> ° <b>0,2 - 0,5</b>	*1,45 Ma - Attuale °36ka - Attuale	-	-
<b>13 Piana Volturno</b> (sciame)	34	* <b>0,5 - 1,5</b> ° <b>0,2 - 0,5</b>	*1,45 Ma - Attuale °36ka - Attuale	-	-
<b>14 Cancellò</b>	9	* <b>0,4 - 0,6</b> °1	*1,45 - Attuale °0,13 Ma - Attuale	-	-
<b>15 nord Campi Flegrei</b>	13	<b>0,2</b>	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
<b>16 Napoli</b>	12	<b>3 - 10</b>	36ka - Attuale	-	-
<b>17 Posillipo</b>	30	* <b>7</b> ° <b>3</b>	*11ka - Attuale °Tardo Olocene - Attuale	-	-
<b>18 Golfo di Napoli</b>	27	<b>4</b>	36ka - Attuale	-	-
<b>19 Vico Equense</b>	15	<b>4</b>	36ka - Attuale	-	-
<b>20 Castellammare</b>	5	< <b>2</b>	tardo Olocene - Attuale	-	-
<b>21 Sarno</b>	7	> 0,5	Olocene	-	-
<b>22 Valle Ufita</b>	22	0,2	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
<b>23 Valle Ofanto</b>	18	0,5	Ultimo Glaciale - Attuale	-	-
<b>24 Lago Matese</b>	25	-		-	-
<b>25 Piana di Alife</b>	30	~ 1	Pleistocene inf. - Attuale?	-	-
<b>26 Valle Calore</b>	15	~ 0,1 – 0,2	Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>27 M. Taburno</b>	9			-	-
<b>28 Maddaloni - Valle Caudina</b>	20			-	-
<b>29 M.ti di Baia e Latina</b>	16	~ 0,1	Pleistocene inferiore - Attuale?	-	-
<b>30 Roccamonfina</b> (sciame)	15	~ 0,1	tardo Pleistocene medio – Attuale?	-	-

<b>31</b> Mastrati	15	> 0.1	tardo Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>32</b> M.ti di Avella	8	0.2 – 0.5	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>33</b> M.ti di Sarno	9			-	-
<b>34</b> Siano	12	0.2 – 0.5	Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>35</b> nord M.ti Lattari	12	<b>1 - 2</b>	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>36</b> Golfo di Salerno	48	<b>1 – 1.5</b>	Pleistocene inferiore - Attuale?	-	-
<b>37</b> S.Vito	8	0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>38</b> Ponte Barizzo	10	> 0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>39</b> P. delle Olive	7	0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>40</b> M. Alburno	34	-		-	-
<b>41</b> Valle Tanagro	18	0.7 – 0.25	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>42</b> M. S. Giacomo	17	~ 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>43</b> alta Val d’Agri	25	< 0.6	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>44</b> Buonabitacolo	5	< 0.1	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>45</b> Lioni	5	0.2 – 0.5	tardo Pleistocene medio - Attuale?	-	-
<b>46</b> M. Cervaro	25	-	-	-	-
<b>47</b> bassa valle F. Sinni	28	< <b>0.2</b>	Pleistocene superiore – Attuale?	-	-
<b>48</b> Piano di Codola	25	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>49</b> torrente Bilioso	20	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>50</b> Calciano	22	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>51</b> torrente Matinella	12	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>52</b> Gravina di Puglia	30	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>53</b> Santeramo in Colle	8	< 0.1	Pleistocene medio – Attuale?	-	-
<b>54</b> Apricena	30	-		-	-
<b>55</b> Manfredonia	30	-		-	-
<b>56</b> Amendola	10	-		-	-
<b>57</b> Golfo di Taranto					

Tab. 1 - **L**: lunghezza del sistema di faglia. **T**: spessore dello strato sismogenetico. Nella prima colonna, i numeri si riferiscono alle faglie ubicate nella Figura 1: faglie e sistemi indicati in grassetto si riferiscono alle faglie rappresentate in rosso; i restanti alle faglie marcate in blu.. Nella colonna "Slip rate" sono indicati in grassetto i valori stimati sulla base dell'offset di successioni datate; nei restanti casi i valori sono stati stimati su base geomorfologica.

<sup>1</sup> da Pantosti et al. (1993a)

<sup>2</sup> da Pingue et al. (1993)

Certamente incompleto risulta, invece, il censimento delle faglie ad attività recente in quelle vaste porzioni della catena che sono dominate dall'affioramento di litologie di elevata erodibilità e franosità, quali risultano in massima parte le successioni terrigene (ad es. successioni flyschoidi, falde Liguridi e Sicilidi, successioni argilloso-sabbioso-conglomeratiche di riempimento di bacini satellite). In tali scenari, le scarpate create dalla tettonica recente, specie se lungo pendii o al piede di versanti di faglia più antichi, sono state rapidamente regolarizzate e anche la genesi di depocentri a controllo neotettonico è stata verosimilmente impedita dalla pronta dissezione delle *damming structure*. Un altro scenario sfavorevole alla percezione di tutte le faglie attive nel Pleistocene superiore - Olocene è quello delle aree che in detto periodo (o parte finale di esso) sono state in sensibile aggradazione, con conseguente seppellimento di eventuali gradini di faglia: esempi

ne sono le pianure dei graben costieri subsidenti, le conche intramontane ancora in aggradazione, i tratti basali di versanti mascherati da falde e coni in crescita. Tenuto conto di tutto ciò e osservando che nelle aree indagate con maggior dettaglio (ad esempio, l'area tra la Piana del Volturno ed il Matese-Sannio, rappresentata in Figura 2, nella quale sono indicate le faglie attive nell'intervallo Pleistocene medio-Olocene senza differenziazione in base alla più recente attivazione) si è potuta evidenziare una rete di faglie recenti di notevole "fittezza", appare verosimile ipotizzare che la densità delle strutture recenti/attive individuate nell'intero Appennino meridionale sia inferiore a quella reale.

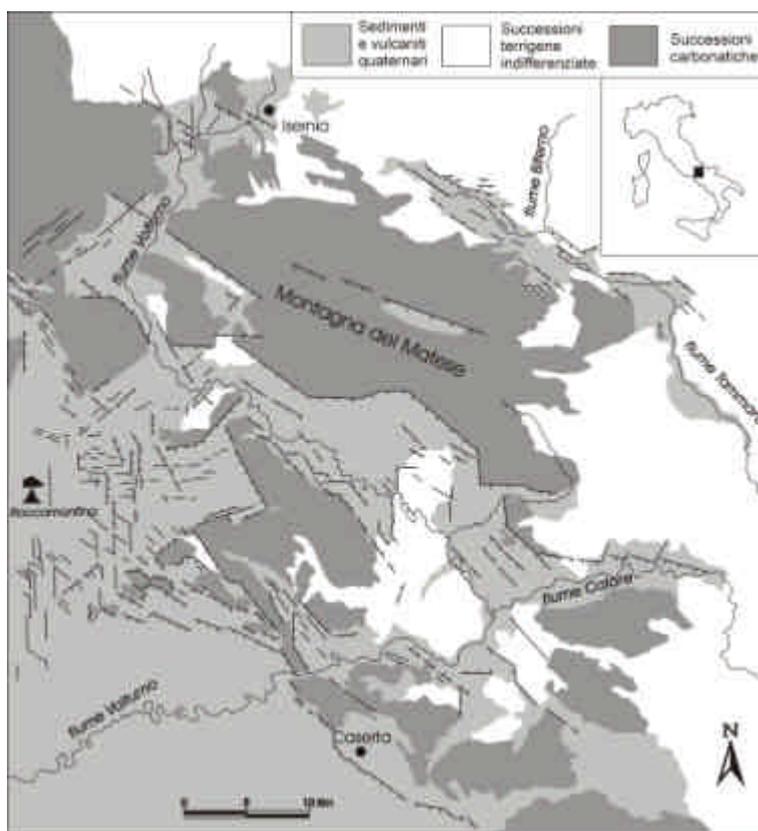


Fig. 2 – Faglie attive nell'intervallo Pleistocene medio – Olocene nell'area che va dalla Piana del

*Volturno fino al Matese.*

Le indagini geomorfologico-stratigrafiche miranti all'individuazione della distribuzione spazio-temporale della fagliazione quaternario-olocenica sono state integrate dall'analisi strutturale che, eseguita con il metodo di inversione degli *stress* (Angelier, 1989), ha permesso la ricostruzione dei *paleostress* responsabili degli ultimi eventi deformativi e la delineazione del quadro cinematico-strutturale in cui si sono realizzati. L'analisi strutturale è stata concentrata alle aree peritirreniche, più ricche di formazioni quaternarie datate utili alla scansione degli eventi. Anche per quanto riguarda la definizione del quadro cinematico-strutturale, migliori esiti si sono avuti per le fasce assiale e tirrenica della catena, per le quali

sono disponibili dati più numerosi e vincolanti. Per la fascia esterna dell'Appennino meridionale e per le aree dell'ex avanfossa Bradanica e dell'avampaese Apulo appare al momento difficile proporre analoghe ricostruzioni e ciò soprattutto in ragione del fatto che in tali aree non sono stati finora condotti studi sufficientemente dettagliati.

## **2 Il quadro cinematico-strutturale**

L'integrazione dei dati morfotettonici e mesostrutturali raccolti indica che, nel corso del Quaternario, le zone interne dell'Appennino meridionale sono state interessate da due eventi deformativi con direzioni di estensione diverse. Di tali eventi, il più antico è caratterizzato da direzione di estensione NO-SE ed è perdurato dal Pleistocene inferiore fino alla parte alta del Pleistocene medio. Esso è stato seguito da un evento deformativo a carattere estensionale, avente direzione di estensione NE-SO.

### **2.1 L'evento deformativo con direzione di estensione NO-SE**

Dati mesostrutturali raccolti in Penisola Sorrentina e nel M. Bulgheria indicano che l'evento deformativo con direzione di estensione NO-SE provoca la creazione di faglie normali NE-SO e la riattivazione, con cinematica obliqua sinistra, di faglie ad orientazione appenninica, nonché la riattivazione di faglie ad orientazione E-O ancora con cinematica obliqua sinistra (Caiazza, 2000). Questo evento tettonico si manifesta con regime sia normale che trascorrente, tutti e due caratterizzati da una comune orientazione del  $\sigma_3$  NO-SE (Fig. 3): i due regimi sono probabilmente legati tra loro da permutazione degli assi di stress  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ , e ciò testimonierebbe l'esistenza di una pressione di confinamento nel piano ENE-OSO caratterizzata da valori dello sforzo principale e di quello intermedio prossimi tra loro (Caiazza, 2000). Un evento deformativo con analoga direzione di estensione e caratterizzato da regime trascorrente e normale in seguito a permutazione degli assi di stress  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ , era stato individuato anche da Hippolyte (1992) (vedi anche Hippolyte et al., 1995) nella Piana del Sele, dove interessa i Conglomerati di Eboli del Pleistocene inferiore (Cinque et al., 1988).

In risposta a quest'evento deformativo, nel Pleistocene inferiore (iniziale?) si individuano le depressioni peritirreniche della Piana del Garigliano, della Piana Campana, del Golfo di Salerno - Piana del Sele e del Golfo di Policastro lungo faglie anti-appenniniche con cinematica *dip* ubicate sui loro bordi settentrionali; tali faglie di solito si estinguono verso NE contro lineamenti appenninici ereditati ed a tratti riattivati con cinematica trasversiva sinistra.

La subsidenza delle depressioni si realizza nel corso del Pleistocene inferiore e medio, con sprofondamenti nell'ordine delle migliaia di metri: circa 2000 m nella Piana del Sele; circa 700 m nella Piana del Garigliano; nella Piana Campana i ribassamenti variano dai circa 3000 m della sua porzione settentrionale, la Piana del Volturno, ai circa 1500 m di quella meridionale, la Piana del Sarno (Ippolito et al., 1973; Brancaccio et al., 1991). Riguardo ai tassi di scorrimento medi lungo le faglie bordiere, la subsidenza delle parti più

ribassate delle depressioni indicherebbe valori intorno ai 2 mm/a; ma tale valore andrebbe suddiviso per il numero (ignoto) di faglie che formano le gradinate sepolte intorno a questi massimi depocentrali. Durante lo stesso intervallo di tempo, i blocchi al letto che bordano verso nord le depressioni del Golfo di Policastro e del Golfo di Salerno - Piana del Sele subiscono un generale

Evento deformativo con direzione di estensione NO-SE  
Pleistocene Inferiore - Pleistocene medio

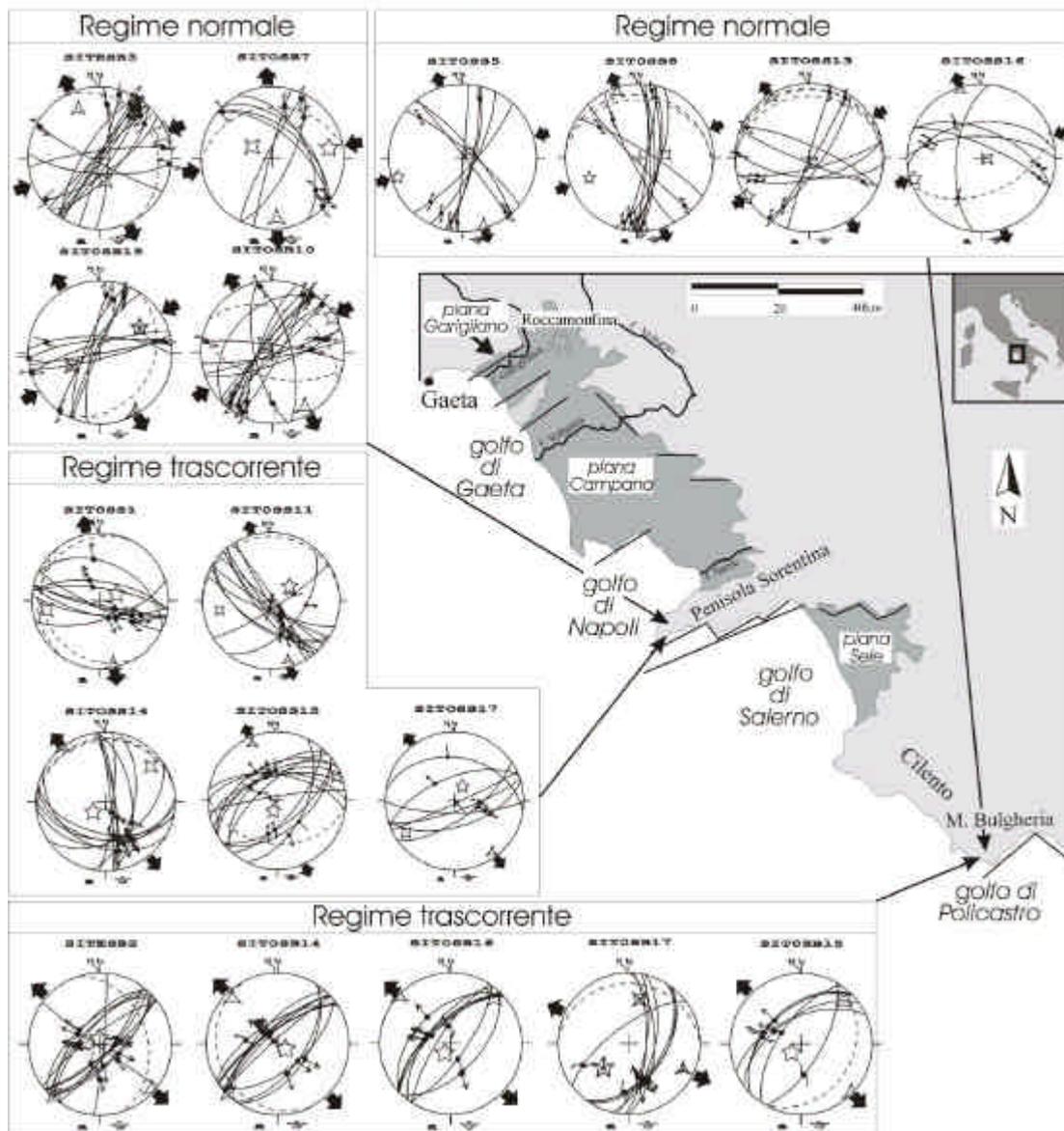


Fig. 3 – Evento deformativo con direzione di estensione NO-SE attivo nel Pleistocene inferiore – medio p.p.: campi di stress ricostruiti con il metodo di inversione degli stress (Angelier, 1989) (diagrammi di Schmidt, emisfero inferiore). ★= $\sigma_1$ ; †= $\sigma_2$ ; ▲= $\sigma_3$ ; le ciclografiche a tratto continuo rappresentano i piani di faglia con indicazione del senso di movimento; quelle tratteggiate indicano

*la stratificazione. Nella carta di ubicazione sono indicate alcune delle principali faglie attive nell'intervallo.*

sollevamento. Al M. Bulgheria, la tendenza al sollevamento registra inversioni che danno luogo a temporanei ribassamenti (Ascione, 1997; Ascione e Romano, 2000a); evidenze analoghe emergono anche dall'isola di Capri (Barattolo et al., 1992). La sommatoria dei movimenti verticali di verso opposto produce, al M. Bulgheria, un sollevamento totale di 400 m dall'inizio del Sanerniano, di cui 150 m si realizzano nel Pleistocene medio (Ascione, 1997; Ascione e Romano, 2000); nell'isola di Capri, il sollevamento occorso dal Pleistocene inferiore è stimabile in 300 m (Barattolo et al., 1992). In Penisola Sorrentina, i più antichi terrazzi marini affioranti consentono di stimare in almeno 200 m il sollevamento occorso dal Pleistocene medio iniziale (Cinque e Romano, 1990).

Lungo i bordi della Piana Campana e della Piana del Garigliano, la mancanza di terrazzi e depositi di spiaggia del Pleistocene inferiore (gli unici affioranti, che si ritrovano a 50 m presso S.Felice a Cancellò e circa 100 m presso Cicciano, vengono ascritti rispettivamente al Pleistocene superiore e medio alto; Romano et al., 1994) non consente di quantificare i movimenti verticali che hanno interessato gli alti bordieri. Il comportamento delle aree marginali di questa depressione appare essere stato sensibilmente dissimile rispetto ai casi prima considerati in quanto, nel corso del Pleistocene medio, ribassamenti assoluti coinvolgono ampi settori giungendo ad interessare sia la depressione dell'alta valle del F. Volturno (dove, durante il colmamento della depressione, vengono attivate alcune delle faglie di direzione appenninica che attraversano il massiccio del Matese; Brancaccio et al., 1997) che la valle del torrente Solofrana (Brancaccio et al., 1994), ubicate rispettivamente a settentrione e a SE della depressione. Oltre a ciò, si registra anche il ribassamento accompagnato da *tilting*, del blocco del M. Maggiore - M.ti di Caserta rispetto al massiccio del Matese. Ciò induce a ritenere che, in quest'area, più strutture siano state attivate dando luogo ai ribassamenti; tra esse, un ruolo importante appare essere stato giocato dalle faglie bordiere sud-occidentali del Matese.

## ***2.2 L'evento deformativo con direzione di estensione NE-SO e la distribuzione della fagliazione tardo-quaternaria***

L'evento deformativo più recente (attivo dal tardo Pleistocene medio in poi) è caratterizzato da direzione di estensione NE-SO e si manifesta con regime estensionale quasi esclusivamente attraverso la riattivazione di discontinuità preesistenti (Caiazza, 2000) (Fig. 4). Tale campo di *stress* può ritenersi ancora attivo in quanto presenta direzione di estensione analoga a quella risultante dai dati sismologici, nonché dalle misure di stress in pozzi (Montone, 1997). Riguardo a quest'ultimo aspetto, Montone (1997) evidenzia che dal 43° parallelo verso sud (comprendendo l'Appennino meridionale), sia in avanfossa che in catena, che lungo il margine tirrenico, il regime di sforzo attuale è prevalentemente distensivo con assi di estensione mediamente orientati NE-SO. Riguardo ai dati sismologici, Cello et al. (1982) ricostruiscono, dai meccanismi focali dei terremoti del sud Italia,

un'orientazione dell'asse T NE-SO, analoga alla direzione di estensione che Gasparini et al. (1985) derivano dalla sismicità del sud Italia, nonché a quella ottenuta da Westaway e Jackson (1987) per il terremoto dell'Irpinia del 1980. Inoltre, l'attuale tensore degli stress, ricostruito da Hippolyte et al. (1995) dai meccanismi focali dei principali terremoti avvenuti nell'Appennino meridionale con il metodo dei "dièdres droits" (Angelier e Mechler, 1977), presenta l'asse  $\sigma_1$  verticale e l'asse  $\sigma_3$  orientato NE-SO.

Il confronto dei dati derivanti dall'analisi strutturale con quelli derivanti dall'analisi morfotettonica regionale mostra che nell'evento tettonico con estensione

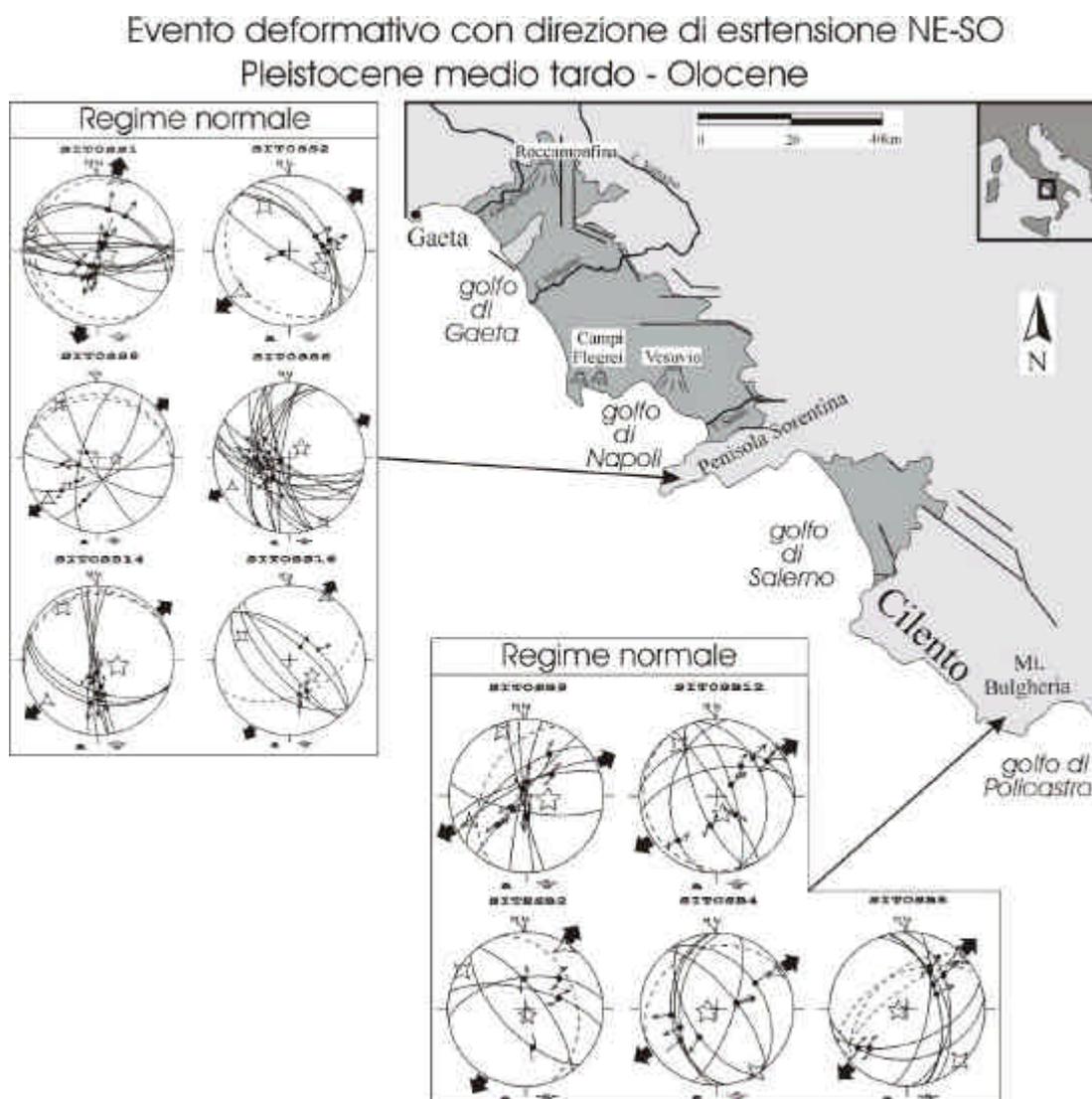


Fig. 4 – Evento deformativo con direzione di estensione NE-SO attivo dal tardo Pleistocene medio: campi di stress ricostruiti con il metodo di inversione degli stress (Angelier, 1989) (diagrammi di Schmidt, emisfero inferiore).  $\star = \sigma_1$ ;  $+$  =  $\sigma_2$ ;  $\blacktriangle = \sigma_3$ ; le ciclografiche a tratto continuo rappresentano i piani di faglia con indicazione del senso di movimento; quelle tratteggiate indicano la

stratificazione. Nella carta di ubicazione sono indicate alcune delle principali faglie attive nell'intervallo.

NE-SO ben si inquadra il *pattern* della fagliazione tardoquaternaria (cf. Fig. 1): le indagini effettuate dimostrano infatti che l'attività tettonica occorsa nel tardo Quaternario si realizza soprattutto lungo lineamenti ad orientazione appenninica (NO-SE), subordinatamente lungo faglie E-O e, lungo il margine tirrenico della Campania centrale, anche lungo qualche faglia ad orientazione anti-appenninica (NE-SO).

In particolare, le linee di direzione appenninica sono disposte lungo i bordi di depressioni intra-catena che si erano individuate, nella gran parte dei casi, fino dal Pleistocene inferiore ed occupate da successioni lacustri e fluvio-lacustri: esempi ne sono le faglie che bordano il Vallo di Diano, l'alta Val d'Agri, la media valle del Tanagro e le depressioni presenti a SO e NE del massiccio del Matese (rispettivamente la piana di Alife, quelle di Sepino e Morcone e la piana di Boiano; Ascione et al., 1998; Ascione e Romano, 2000b). Oltre a queste, vengono attivate faglie ubicate in prossimità del margine NE della Piana Campana, dove interessano l'Ignimbrite Campana (la cui eruzione è avvenuta intorno a 36 ka; Orsi et al., 1996) e faglie ubicate nella Piana del Sele - Golfo di Salerno, dove interessano depositi del Pleistocene medio alto (Amato et al., 1991) e, nel vicino *offshore*, sono reponsabili del basculamento dei depositi del Pleistocene superiore (Boudillon et al., 1994). Basculamenti associati a fagliazioni lungo lineamenti appenninici si riscontrano anche nella piana di Alife, nel Golfo di Napoli e nella Valle del Tanagro. Durante l'evento con direzione di estensione NE-SO si registra anche l'attivazione di faglie ad orientazione appenninica nella fascia esterna della catena e nell'avanfossa Bradanica, dove esse dislocano di poche decine di metri al massimo le superfici continentali a tetto dei Conglomerati di Irsina, ed i terrazzi marini della falcata ionica (Amato et al., 1997) con ribassamenti relativi (il tutto è in sollevamento) tanto verso NE che verso SO.

Faglie ad orientazione circa E-O contribuiscono ai collassamenti recenti nella Piana Campana, sia nella zona centrale (Scandone et al., 1991) che nell'area a SE di questa (Brancaccio et al., 1994) (cf. Fig. 1), dove la subsidenza continua anche dopo l'eruzione dell'Ignimbrite Campana. Disturbi tettonici di analoga orientazione si osservano anche nell'area del bacino pliocenico dell'Ofanto, ed in quella dell'avanfossa Bradanica, dove condizionano il reticolo di dissezione fluviale sul *plateau* dei Conglomerati di Irsina e dislocano il riempimento mediopleistocenico del bacino di Venosa (cf. Fig. 1). Nella zona del vulcano Roccamonfina, insieme con faglie E-O sono presenti faglie ad andamento meridiano (cf. Fig. 2): per esse appare ipotizzabile una origine legata a fenomeni di vulcanotettonica che riattivano faglie del substrato di diversa età ed orientazione; casi simili sembrano essere quelli di Ischia e dei Campi Flegrei nonché dell'area vesuviana.

Va sottolineato che, in tutti i casi verificati, le fagliazioni tardoquaternarie rappresentano riattivazioni di preesistenti discontinuità che mostrano evidenza di progressi rigetti stratigrafici e/o morfologici. Inoltre per le faglie di orientazione diversa dall'appenninica, un'ulteriore evidenza del loro non essere neogenerate durante l'estensione NE-SO è data dalla cinematica obliqua da esse manifestata nel tardo Quaternario. In tale

intervallo, in particolare, si è registrata la riattivazione in estensione di lineamenti ad andamento appenninico, talora insieme a quella di segmenti circa E-O con cinematica obliqua destra che sono interpretabili come *transfer faults*.

In alcuni casi, le dislocazioni riattivano faglie che erano state attive nel Pliocene, anche con diversa cinematica, e che in tempi recenti hanno prodotto rigetti quantificabili in pochi metri, fino a poche decine di metri. Esempi di tali faglie sono quelle, ad orientazione appenninica, che attraversano il massiccio dei M.ti Marzano e Ognà (tra le quali quella del Piano di Pecore, che ha prodotto dislocazioni durante il terremoto del 1980; Westaway e Jackson, 1987; Pantosti e Valensise, 1990) e la Penisola sorrentina, appartenenti ad un famiglia di lineamenti che, in quelle aree come in tutta la fascia interna dell'Appennino campano-lucano, sono state attive con cinematica trascorrente (Turco et al., 1990; Ascione et al., 1992a e 1992b; Caiazza et al., 1992; Cinque et al., 1993; Berardi et al., 1994; Caiazza, 2000) ma anche normale nel Pliocene, creando scarpate che sono state addolcite e, a luoghi, rasate all'epoca della formazione dei più alti (oltre 1000 m di quota) paesaggi erosionali della regione (Ascione e Cinque, 1995; Ascione, 1997; Caiazza et al., 2000).

In altri casi, le dislocazioni tardo-quadernario - oloceniche rimuovono faglie attive dal Pleistocene inferiore-medio; anche in questi casi, i rigetti verticali prodotti in tempi recenti sono ridotti: esempio ne sono le già citate faglie che bordano verso NE la Piana Campana (che dislocano solo di pochi metri l'Ignimbrite Campana, mentre, nel corso del Pleistocene inferiore-medio il ritmo medio dei ribassamenti complessivi era stato nell'ordine di 2 mm/a), o la faglia che borda verso oriente il Vallo di Diano, che ha prodotto rigetti di centinaia di metri nel corso del Pleistocene medio (con un ritmo medio nell'ordine di 0,5 mm/a calcolabile sulla base della velocità di sedimentazione della successione lacustre che vi è stata carotata; Russo Ermolli et al., 1995; Karner et al., 1999) e solo di pochi metri nel Pleistocene superiore-Olocene.

In generale, l'evento con direzione di estensione NE-SO non modifica in maniera sostanziale l'assetto morfostrutturale delle fasce tirrenica ed assiale, dando rigetti lungo singole faglie che sono di ordine metrico o al più di poche decine di metri. Oltre che nei casi già citati, ciò trova conferma in quei casi in cui le faglie dislocano superfici deposizionali del Pleistocene medio alto come, ad esempio, indicano le scarpate che interessano l'edificio del Roccamonfina, i terrazzi dell'alto Volturno (Brancaccio et al., 1997; Brancaccio et al., 1999), della Piana del Sele (Amato et al., 1991), delle valli dell'Agri e del Tanagro; analoghe stime sull'entità delle dislocazioni recenti si ottengono dall'analisi dei caratteri morfologici dei versanti di faglia delimitanti le grandi morfostrutture (Ascione e Cinque, 1997).

Sulla base della distribuzione altimetrica dei depositi litorali del Pleistocene superiore (Romano, 1992 e relativa bibliografia) si osserva che durante questo secondo evento raggiunge una sostanziale stabilità la depressione della Piana del Garigliano e variazioni di tendenza si registrano anche nella depressione del Golfo di Salerno-Piana del Sele che, fino

ad allora subsidente, subisce leggeri sollevamenti (fino a una ventina di metri) del settore emerso e subsidenza dell'*offshore* (Boudillon et al., 1994). Nello stesso tempo, gli alti strutturali che, nella fascia peritirrenica, si alternano ai graben, registrano una sostanziale stabilità, con solo lievi dislocazioni (fino ad un massimo di 2 m) lungo faglie di direzione appenninica delle linee di riva tirreniane in Penisola sorrentina (Riccio et al., 2000). Nel Golfo di Napoli e nella Piana Campana meridionale, infine, si registra una notevole tettonica tardo-quadernaria che riattiva faglie sia NE che NO anche in connessione con eventi vulcanotettonici. Tra questi si ricorda il *block-faulting* che accompagnò la grande eruzione dell'Ignimbrite Campana (Milia, 1997; Cinque et al., 1997) e le faglie ad orientazione E-O e N-S che causano modeste dislocazioni nella zona del vulcano Roccamonfina. Una origine legata a fenomeni di vulcanotettonica che riattivano faglie del substrato di diversa età ed orientazione sembrano avere anche le dislocazioni che colpiscono Ischia, i Campi Flegrei e l'area del Somma Vesuvio nel tardo Pleistocene superiore-Olocene, con ritmi di fagliazione e sollevamento fino a centimetri per anno come medie millenarie.

### 2.2.1 Tassi di scorrimento delle faglie attive nel tardo Quaternario - Olocene

Circa i tassi di scorrimento delle faglie ad attività recente, gli unici dati di dettaglio (relativi alla portata e frequenza dei singoli eventi) sono quelli, ben noti, che derivano dalle trincee eseguite sul M. Marzano (D'Addezio et al., 1991; Pantosti et al., 1993a e 1993b) e ai piedi del M. Pollino (Vittori et al., 1995), le quali -per la loro consistenza numerica- non costituiscono un campione statisticamente rappresentativo. D'altra parte, per la gran parte delle faglie individuate e studiate con altri approcci, gli *slip rate* possono essere calcolati solo come medie su lunghi intervalli di tempo ( $10^4$  -  $10^5$  a), senza possibilità di valutare se tali medie di lungo periodo siano rappresentative anche per intervalli più brevi (ipotesi di *steady motion* alla scala di  $10^1$ - $10^4$  a) o se, come sembra più probabile, essi approssimano per difetto i ritmi avutisi durante una o più crisi di durata limitata.

Sulla base dei dati in nostro possesso appare che, a parte i casi nei quali la vulcanotettonica ha contribuito in maniera determinante alle dislocazioni, con l'evento estensionale con direzione di estensione NE-SO si sia verificata una riduzione dei ritmi di fagliazione, almeno nell'ambito delle fasce peritirrenica ed assiale della catena e limitatamente all'area a nord del confine calabro-lucano. Tra le evidenze a supporto di ciò vi sono il ridursi delle subsidenze nelle depressioni peritirreniche (tra 800 e 3000 m nel Pleistocene inferiore e medio *p.p.* a non più di 100 m nel Pleistocene medio *p.p.*-Olocene, con addirittura azzeramenti o inversioni dei moti nelle piane del Garigliano e del Sele) ed il citato modesto rigetto (non più di 20-30 m) mostrato dalle faglie che disturbano le superfici deposizionali del Pleistocene medio.

Per le depressioni peritirreniche e per quelle intramontane, i tassi di scorrimento possono essere approssimativamente ricavati dai ritmi medi tenuti dalla sedimentazione. Per i graben peritirrenici, considerando la subsidenza delle loro parti più ribassate e calcolando delle medie per l'intero intervallo tardo Pleistocene medio-Attuale, si ottengono valori che

vanno da 0,05 a 0,15 mm/a, con punte locali sino a 0,75 mm/a nel corso degli ultimi 130ka circa (ottenibile sulla base del dislivello di circa 100 m tra spiagge tirreniane sul *footwall* e sull'*hangingwall* al bordo NE la Piana Campana; Romano et al., 1994). Per ottenere gli *slip rate* medi di singole faglie bordiere, tali valori andrebbero suddivisi per il numero (ignoto) di faglie che formano le gradinate tettoniche (sepolte) intorno ai massimi depocentrali.

Per le conche intramontane gli spessori depositi darebbero ritmi di dislocazione medi intorno a 0,3 mm/a, ma questi valori sono probabilmente approssimati per difetto sia perché l'aggradazione potrebbe non aver compensato tutto lo *slip* tra depocentro e *damming structure* (in concomitante dissezione), sia perché gli spessori depositi danno ragione solo della surrezione relativa registrata dal più basso dei blocchi richiudenti la conca.

Bassi ratei medi di dislocazione (pochi decimi di mm/a su tutto il tardo-Quaternario) si ottengono anche dall'altezza delle scarpate di faglia che disturbano con modesti rigetti (non più di 20-30 m) superfici deposizionali del Pleistocene medio quali i *glacis* pedemontani del vulcano Roccamonfina, i terrazzi dell'alto Volturno e delle valli dell'Agri, del Sele e del Tanagro. Non sensibilmente diverse sono le stime sui ritmi medi di dislocazione recente che possono farsi sulla base dei caratteri morfologici dei versanti di faglia delimitanti le grandi morfostrutture (Ascione e Cinque, 1997).

Infine, un altro aspetto da sottolineare è quello della non buona coincidenza tra la distribuzione spaziale delle faglie ad attività recente e la distribuzione della sismicità storica (almeno quella dei forti terremoti). Ci sembra un aspetto meritevole di riflessione (oltre che di futuri approfondimenti) che potrebbe segnalare il fatto che molte delle linee segnate hanno una attività connotata da lunghi tempi di quiescenza (fino a plurimillenni).

## **Bibliografia**

- Amato A., Ascione A., Cinque A., Lama A. (1991): Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta Piana del Sele e delle sue valli tributarie. *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **14**, 5-16.
- Amato A., Belluomini G., Cinque A., Manolio M., Ravera F. (1997): Terrazzi marini e sollevamenti tettonici quaternari lungo il margine ionico dell'Appennino lucano. *Il Quaternario* **10**(2), 329-336.
- Angelier J. (1989): Tectonique cassante et néotectonique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **112**(2), 283-307.
- Angelier J., Mechler P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, T. **XIX** (7), 1309-1318.
- Ascione A. (1997): Studio morfostrutturale sulla genesi del rilievo in Appennino meridionale. *Tesi di Dottorato, Univ. di Napoli Federico II*.
- Ascione A., Romano P. (2000a): Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, in stampa.

- Ascione A., Romano P. (2000b): Analisi morfostrutturale del settore settentrionale del massiccio del Matese. In preparazione.
- Ascione A., Cinque A. (1997): Le scarpate su faglia dell'Appennino meridionale: genesi, età e significato tettonico. *Il Quaternario*, **10**(2), 285-292.
- Ascione A., Cinque A. (1995): L'età della tettonica trascorrente nell'Appennino campano: il contributo dell'analisi geomorfologica. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **1995/2**, 41-52.
- Ascione A., Caiazzo C., Cinque A., Gargano D., Romano P., Santangelo N., Vitti C. (1998): Segnalazione di tettonica tardo-quadernaria in alcune aree della Campania e del Molise: risultati preliminari del PE 97-GNDT. *Atti 79° Congr. Naz. S.G.I., Palermo, 21-23 settembre 1998*, Vol. **A**, 96-98.
- Ascione A., Cinque A., Santangelo N., Tozzi M. (1992a): Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente plio-quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **1992/1**, 209-219.
- Ascione A., Cinque A., Tozzi M. (1992b): La Valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **1992/1**, 201-208.
- Barattolo F., Cinque A., D'Alessandro E., Guida M., Romano P., Russo Ermolli E. (1992): Geomorfologia ed evoluzione tettonica quadernaria dell'isola di Capri. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **1992(1)**, 221-229.
- Berardi F., De Rosa G., Tozzi M. (1994): Vincoli strutturali di superficie per una ricostruzione geometrica del massiccio dei Monti Alburni (Appennino meridionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 201-216.
- Boudillon F., Pescatore T., Senatore M.R. (1994): Cicli deposizionali del Pleistocene superiore-Olocene sulla piattaforma continentale del Golfo di Salerno (Tirreno meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, **113**, 303-316.
- Brancaccio L., Di Crescenzo G., Roskopf C., Santangelo N., Scarciglia F. (1999): Carta geologica dei depositi quadernari e carta geomorfologica dell'alta valle del F. Volturno (Molise, Italia meridionale). *Università del Molise*.
- Brancaccio L., Cinque A., Di Crescenzo G., Santangelo N., Scarciglia F. (1997): Alcune osservazioni sulla tettonica quadernaria nell'alta valle del F. Volturno. *Il Quaternario*, **10**(2), 321-328.
- Brancaccio L., Fiume G., Grimaldi M., Rapolla A., Romano P. (1994): Analisi gravimetriche nella bassa valle del torrente Solofrana (SA) e considerazioni sulla sua evoluzione quadernaria. *Il Quaternario*, **117**(2), 131-138.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N., Santo A. (1991): Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy). *Zeit. Geomorph.*, Suppl. -Bd. **82**, 47-58.
- Caiazzo C. (2000): L'evoluzione tettonica del margine tirrenico dell'Appennino campano-lucano; ricostruzione dei paleostress e analisi morfostrutturale. *Tesi di dottorato. Università di Napoli Federico II*.
- Caiazzo C., Cinque A., Merola D. (2000): Relative chronology and kinematics of the Apenninic and anti-Apenninic faults in the Sorrento peninsula. *Mem. Soc. Geol. It.*, in stampa.

- Caiazza C., Giovine G., Ortolani F., Pagliuca S., Schiattarella M., Vitale C. (1992): Genesi ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del fiume Sele (Appennino campano-lucano). *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **1992/1**, 245-255.
- 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.
- Cinque A., Romano P. (1990): Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania). *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **13**(1), 23-36.
- Cinque A., Aucelli P.P.C., Brancaccio L., Mele R., Milia A., Robustelli G., Romano P., Russo F., Santangelo N., Sgambati D. (1997): Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the bay of Napoli. *I.A.G. IV Int. Conf. on Geomorphology, Geogr. Fis. Din. Quat.*, Suppl. **III-t.2**, 123-141.
- Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M. (1993): Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures. *Ann. Geof.*, **36**(2), 249-260.
- Cinque A., Guida F., Russo F., Santangelo N. (1988): Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi continentali della Piana del Sele (Campania): i Conglomerati di Eboli. *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, **11**(1), 39-44.
- D'Addezio G., Pantosti D., Valensise G. (1991): Paleoearthquakes along the Irpinia fault at Pantano di San Gregorio Magno (Southern Italy). *Il Quaternario*, **4**(1a), 121-136.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scarpa R. (1985): Fault-plane solution and seismicity of the Italian Peninsula. *Tectonophysics*, **117**, 59-78.
- Hippolyte J.C. (1992): Tectonique de l'Apennin meridionale: structures et paleocontraintes d'un prisme d'accrétion continentale. *These de Doctorat, Univ. P. & M. Curie, Paris*.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Barrier E. (1995): Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Apennines. *J. Struct. Geol.*, **17** (12), 1725-1740.
- Karner D., Russo Ermolli E., Juvigné E., Bernasconi S., Brancaccio L., Cinque A., Lirer L., Ozer A., Santangelo N. (1999): A Middle Pleistocene tephrostratotype: the Vallo di Diano (Campania, Italy). *Global and Planet. Change*, **21**, 1-15.
- Ippolito F., Ortolani F., Russo M. (1973): Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 227-250.
- Milia A. (1997): Evoluzione tettono-stratigrafica di un bacino peritirrenico: il Golfo di Napoli. *Tesi di dottorato. Università di Napoli Federico II*.
- Montone P. (1997): The active crustal stress: methods and results in Italy. *Il Quaternario*, **10** (2), 313-320.
- Orsi G., de Vita S., Di Vivo M. (1996): The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 179-214.
- Pantosti D., D'Addezio G., Cinti F. (1993a): Paleoseismological evidence of repeated large earthquakes along the 1980 Irpinia earthquake fault. *Ann. Geofis.*, **36**(1), 321-330
- Pantosti D., Schwartz D.P., Valensise G. (1993b): Paleoseismology Along the 1980 Surface rupture of the Irpinia fault: Implications for earthquake recurrence in Southern Apennines, Italy. *Jour. of Geophys. Res.*, **98**(B4), 6561-6577.

- Pantosti D., Valensise G. (1990): Faulting Mechanisms and Complexity of the November 23, 1980, Campania - Lucania Earthquake, Inferred From Surface Observations. *Jour. of Geophys. Res.*, **95**, n. B10, 15.319-15.341.
- Pingue F., De Natale G., Briole P. (1993): Modeling of the 1980 Irpinia earthquake source: constraints from geodetic data. *Ann. Geofis.*, **36**(1), 27-40.
- Riccio A., Riggio F., Romano P. (2000): Sea level fluctuations during Oxygen Isotope Stage 5: new data from fossil shorelines in the Sorrento Peninsula (Southern Italy). *Zeit. fur Geom.*, in stampa.
- Romano P. (1992): La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettive di ricerca. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. **1992/1**, 265-270.
- Romano P., Santo A., Voltaggio M. (1994): L'evoluzione geomorfologica della piana del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore - Olocene). *Il Quaternario*, **7** (1), 41-56.
- Russo Ermolli E., Juvigné E., Bernasconi S., Brancaccio L., Cinque A., Lirer L., Ozer A., Santangelo N. (1995): Le premier stratotype continental de quatre stades isotopiques successifs du Pléistocène moyen pour le bassin méditerranéen septentrional: le Vallo di Diano (Campanie, Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, Série IIA, 877-884.
- Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G. (1991): The structure of the Campana Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy). In: G. Luongo & R. Scandone (eds), *Campi Flegrei. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **48**, 1-31.
- Turco E., Maresca R., Cappadona P. (1990): La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 519-529.
- Vittori E., Ferrel L., Michetti A.M., Serva L. (1995): Holocene paleo-earthquakes along the Pollino fault zone (northern Calabria, Italy): implications for seismic hazard assessment. *5<sup>th</sup> Int. Conf. On Seismic Zonation, Nice Oct. 17-19, 1995*, 1400-1407. Ovest Editions, Presses Académiques.
- Westway R., Jackson J.A. (1987): The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy). *J. of Structural Volcanol. & Geotherm.*, **48**, 127-137.