

INTRODUZIONE

Nel contesto collisionale fra Africa ed Eurasia, l'Italia rappresenta una zona chiave per comprendere l'attuale cinematica del Mediterraneo; tale zona è caratterizzata da una notevole complessità strutturale in cui regimi tettonici diversi coesistono, e dove pluralità di processi geodinamici sono oggi in atto.

I dati sismologici e geodetici possono fornire informazioni molto importanti sulla cinematica e sulla tettonica attiva dei margini di placca. I tensori momento sismico ricavati dalla sismicità strumentale, e le velocità crostali ricavate dalle misure GPS su reti di stazioni permanenti e da campagne di misura, forniscono informazioni sul rilascio e l'accumulo di energia legata ai processi tettonici in atto. I meccanismi focali consentono la determinazione della direzione in cui agisce lo sforzo tettonico attuale e lo stile di rottura delle faglie, le misure GPS forniscono indicazioni sul campo di velocità crostale e sul modulo della deformazione attuale. La combinazione fra i risultati ottenuti dalle due metodologie fornisce un'ulteriore informazione; ossia quanto l'area è interessata da deformazione asismica, che costituisce un elemento significativo per la mitigazione del rischio sismico. E' tuttavia importante ricordare che i dati ricavati da queste due diverse fonti, possono essere messi in relazione solo assumendo che il tasso di deformazione rimanga costante nell'area per un lungo periodo, e che la superficie di interesse sia varie volte più grande dello spessore sismogenetico.

Per ottenere il campo di deformazione sismica, sono stati selezionati i meccanismi focali all'interno dei cataloghi CMT (The Italian CMT dataset, 1976-2005; $M \geq 4.5$) ed RCMT (2006-2009; $M \geq 4.5$), degli eventi con profondità non superiore a 30 km, per un totale di 300 terremoti.

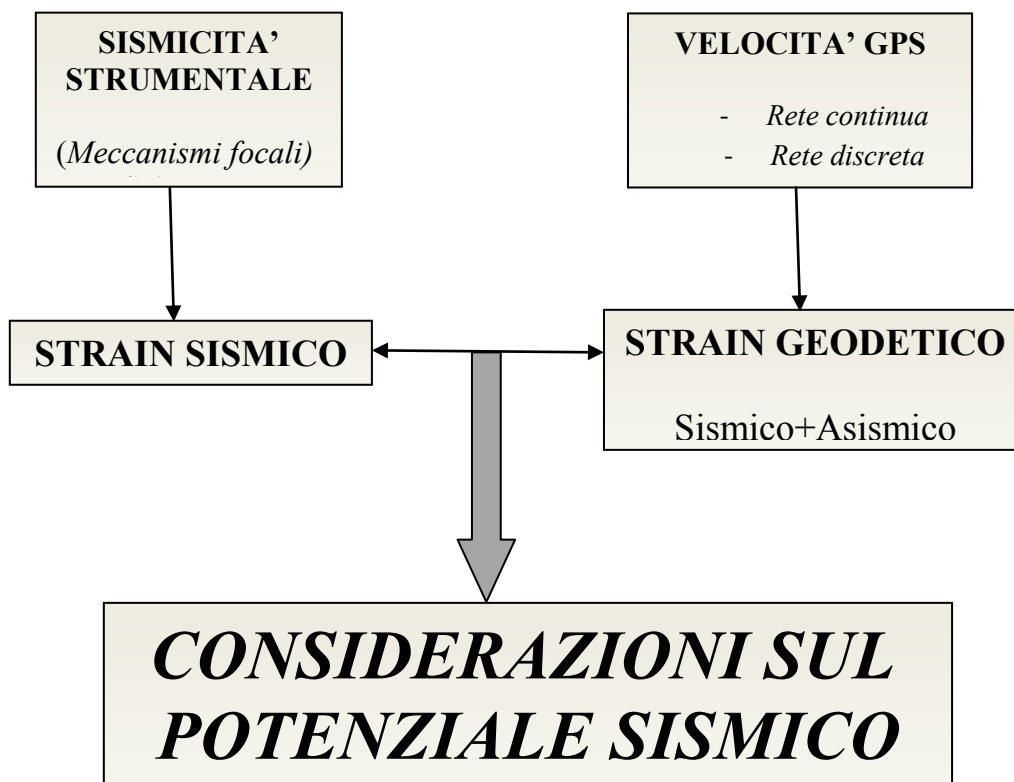
Per il calcolo della deformazione geodetica, sono state selezionate le velocità elaborate con software GAMIT/GLOBK presso l'INGV (sez. di Bologna) in collaborazione con il Dr. Enrico Serpelloni (INGV-BO). Le soluzioni analizzate

provengono dalla rete GPS continua e dalle varie reti discrete presenti nell'area di studio, per un totale di 183 stazioni.

Ambedue i campi di strain (sismico e geodetico) sono stati calcolati utilizzando la metodologia di *Holt & Heines* (1993), che si basa sulla teoria delle sp-lines bicubiche. L'inversione dei meccanismi focali e delle velocità gps, è stata eseguita su una griglia regolare di dimensioni varie volte più grande dell'area d'interesse.

Il presente studio ha interessato l'area Italiana che va dall'Appennino settentrionale (Tosco-Emiliano) alla Sicilia, escludendo le zone con vulcanismo attivo.

(Schema riassuntivo sullo svolgimento del lavoro)



1. DEFORMAZIONI CROSTALI

1.1 Modelli e ipotesi

La deformazione crostale avviene in maniera complessa e variamente distribuita nello spazio e nel tempo. Lo spessore medio di crosta continentale è 35 Km e la parte superficiale, dal comportamento fragile, compresa nei primi 20 Km, costituisce lo strato in cui si ha il maggior rilascio di energia sismica; mentre la porzione di crosta inferiore, o la parte superiore del mantello, ha un comportamento prevalentemente plastico e asismico. Nello studio della deformazione crostale esistono due approcci fondamentali: il primo interpreta la deformazione superficiale come il risultato dell'interazione fra blocchi rigidi, da cui il nome "Modello a blocchi", il secondo presuppone invece che la deformazione avviene in maniera continua. La differenza fra i due approcci consiste nel considerare che la deformazione si concentra anche sotto la porzione superficiale di crosta, lungo una fascia che rappresenta l'estensione in profondità della struttura sismogenica, per il modello a blocchi (Fig 1.1a e 1.1b), mentre invece si distribuisce nella porzione profonda per il modello continuo (Fig 1.1d). Il semplificare la crosta come costituita da due porzioni dal comportamento differente è un'approssimazione lecita considerando che il limite fra le due è costituito da una fascia di transizione dal fragile al duttile.

1.1.1 Modello a blocchi

Questo modello parte dall'assunzione che la deformazione superficiale è dominata dal moto relativo fra i blocchi crostali ed è connessa all'interazione dei bordi degli stessi. Si considera che la parte superficiale di crosta ha un comportamento molto rigido rispetto alla porzione profonda, e la deformazione crostale è interpretata in termini di distribuzione laterale del moto, nel regime duttile della zona di faglia

(Fig 1b). Le maggiori faglie tagliano infatti la crosta sismogenica e raggiungono la porzione inferiore, dal comportamento duttile (Fig 1a). Il movimento della faglia avviene in maniera continua nella porzione profonda mentre in quella superficiale si manifesta tramite accumulo e rilascio di deformazione elastica. La profondità che separa queste due situazioni viene chiamata “locking depth”; infatti la faglia sopra tale limite ideale è bloccata prima dell’occorrenza di un evento sismico.

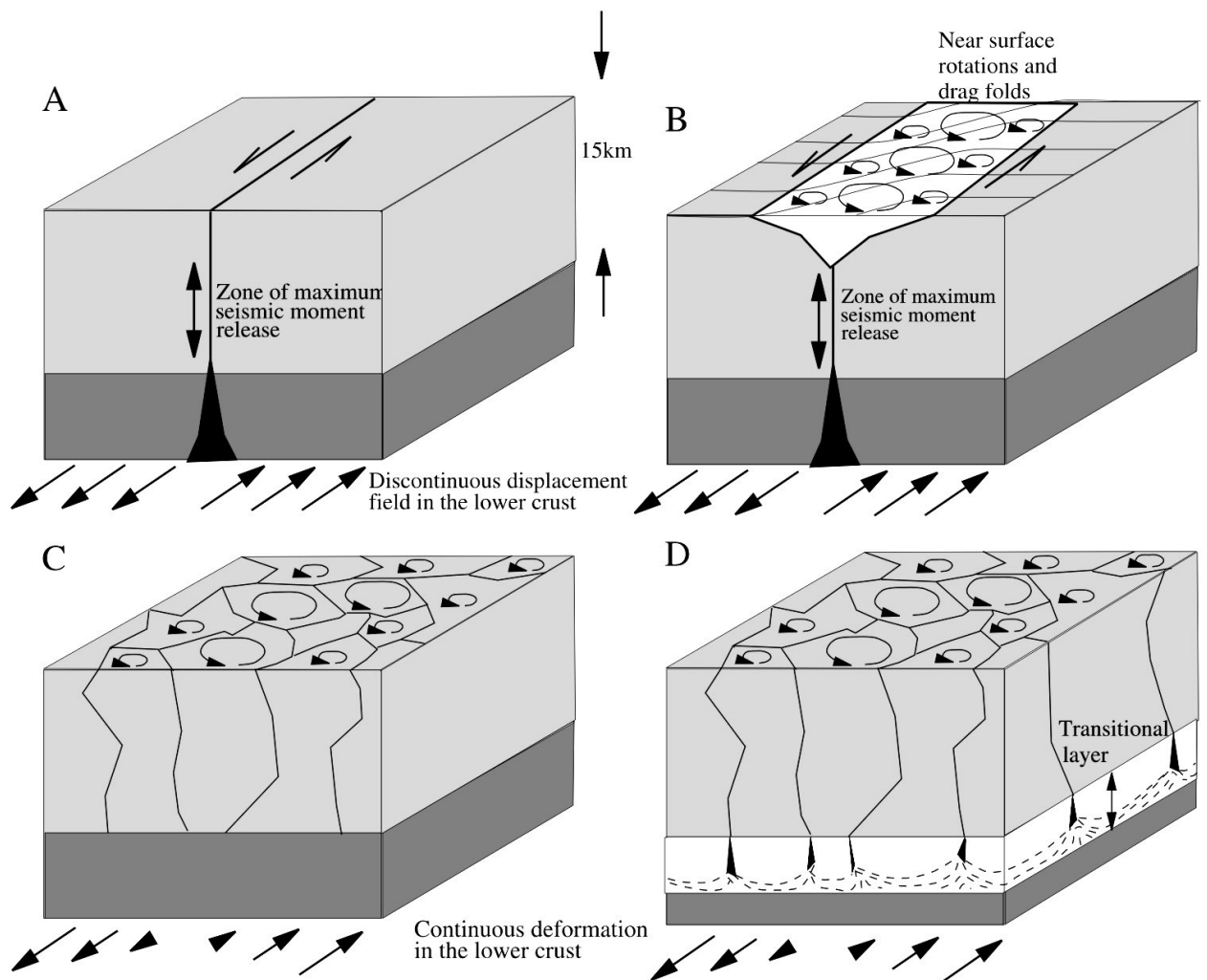


Fig 1.1: Modelli di distribuzione della deformazione. (a,b) Deformazione a blocchi: la faglia raggiunge la porzione profonda della crosta e in superficie la deformazione provoca la rotazione di piccoli blocchi intorno alla zona di rottura. (c,d) Deformazione continua: la deformazione e rotazione dei piccoli blocchi superficiali deriva dal flusso in profondità e le faglie non interessano la porzione inferiore della crosta, in (d) è evidenziato lo strato di transizione fra crosta duttile e fragile e la ripartizione della deformazione. [a, b e c da King et al., 1994; d da Lamb, 1994].

1.1.2 Modello continuo

Questo è un modello dinamico che considera la parte profonda della crosta, o la parte superficiale del mantello, come un fluido viscoso continuamente in deformazione, il cui flusso genera trazione alla base della porzione superiore della crosta ed è responsabile della deformazione superficiale. Le faglie vengono viste come il risultato della risposta fragile a tale flusso e sono limitate allo spessore di crosta superiore (Fig 1c). In seguito ad un terremoto la deformazione accumulata viene trasferita e distribuita in profondità (Fig 1d). È interessante notare che, in assenza di perturbazioni indotte da terremoti recenti, il moto superficiale sul breve periodo riflette il flusso litosferico e quindi l'approccio continuo viene utilizzato per l'interpretazione dei dati derivanti dalla geodesia spaziale.

1.2 Informazioni utilizzabili per il calcolo del campo di deformazione

1.2.1 Sismicità e tensore momento sismico

Stime del moto relativo fra le placche possono essere effettuate attraverso lo studio delle deformazioni indotte dai terremoti lungo i margini di placca, dove si concentra il maggior rilascio di energia. La successione spazio-temporale degli eventi sismici in un tempo sufficientemente lungo, è un indicatore del moto reciproco fra i blocchi cristallini. Ma la distribuzione degli epicentri nelle zone a basso tasso di deformazione come il Mediterraneo centrale non segue un andamento continuo principalmente per effetto del sottocampionamento dell'intero ciclo sismico legato ai processi geodinamici in atto. La sismicità è un indicatore che lo stress tettonico, accumulato nella crosta in un determinato intervallo di tempo, eccede le resistenze locali e questo avviene o perché lo stress è particolarmente elevato o per una anomala debolezza crostale locale. L'orientazione del piano di rottura e la direzione della dislocazione sono informazioni che permettono una stima dell'orientazione del campo di *stress*, in

quanto i meccanismi dei terremoti sono generalmente coerenti con il *pattern* di deformazione litosferico e quindi lo studio dei meccanismi focali dei terremoti permette la determinazione della geometria e della cinematica del campo di deformazione all'interno dello strato sismogenetico. A partire da queste informazioni, il calcolo di un campo di deformazione continuo sulla superficie terrestre, e del relativo campo di velocità, è un procedimento che tiene conto solo di uno spessore crostale limitato; tuttavia il vincolo delle placche rigide richiede che il tasso di deformazione nelle porzioni litosferiche profonde, asismiche, sia coerente con quello delle porzioni superficiali fragili e sismiche e quindi dell'intera placca. Per grandi aree, varie volte lo spessore sismogenico, è lecito approssimare il campo di deformazione come continuo e descrivibile come un campo continuo di velocità [McKenzie *et al.*, 1983].

La derivazione dei meccanismi focali avviene dall'utilizzo dei sismogrammi registrati dalle stazioni di reti a distanze regionali e telesismiche dall'epicentro infatti, considerando la distanza che generalmente intercorre fra i sismografi e la sorgente sismica, questa può essere trattata come puntiforme e l'evento sismico può essere descritto da un tensore simmetrico 3x3 di cui 6 componenti sono indipendenti ed ogni elemento corrisponde ad una coppia di forze (Fig 1.2).

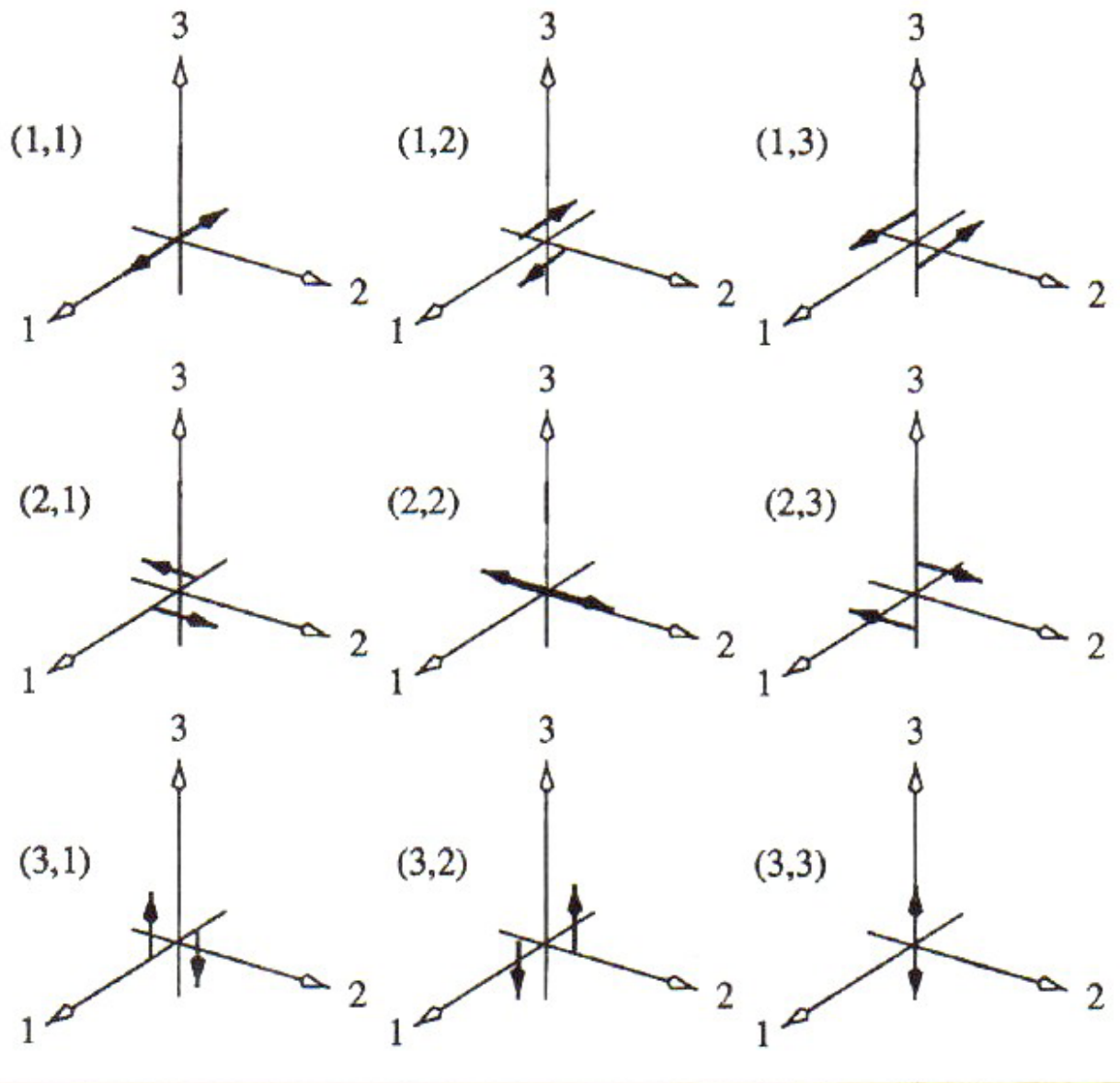


Fig 1.2: Corrispondenza fra le componenti del tensore momento e le doppie coppie di forze che agiscono nella sorgente [da Aki e Richards, 1980].

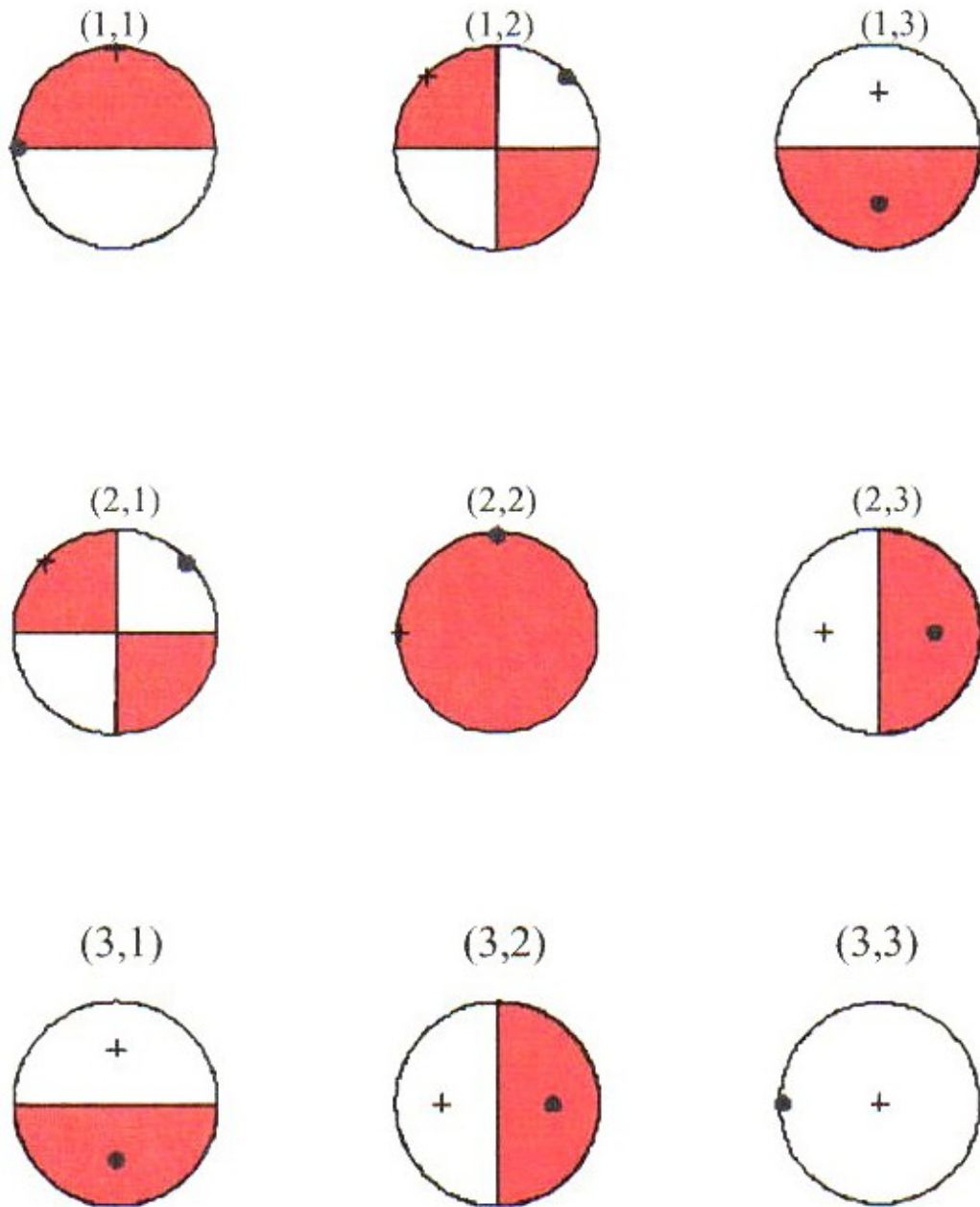


Fig 1.3: Meccanismi focali associati, con quadrante distensivo colorato (da Aki e Richards, 1980). In rosso distensione, in bianco compressione.

Il Tensore Momento Sismico per un meccanismo a doppia coppia è descritto come:

$$M_{ij} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (1.1)$$

Per determinare il segno e la magnitudo di questi nove elementi che costituiscono il Tensore Momento Sismico M_{ij} viene utilizzato il metodo del “Centroid Moment Tensor” (*Dziewonski et Al., 1981*) che, sotto certe condizioni, sfrutta la possibilità di ricostruire in modo sintetico il sismogramma registrato da una stazione sismica attraverso una relazione che è funzione lineare delle componenti del tensore. Con una procedura di inversione che minimizza la differenza fra sismogramma osservato e sintetico, vengono stimati gli elementi del tensore e la posizione dell’epicentro [*Pondrelli et al., 2002*].

Pearce e Rogers (1989) mostrano che da questo tensore si possono ricavare le componenti dell’orientazione della struttura sismogenica (strike, dip e rake), descritte in termini di meccanismo a doppia coppia (una agente parallelamente e l’altra perpendicolarmente alla linea di frattura) utilizzando le espressioni (1.2).

$$\begin{aligned} M_{XX} &= -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi) \\ M_{XY} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + 0.5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi) = M_{YX} \\ M_{XZ} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin \phi) = M_{ZX} \\ M_{YY} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos 2\phi) \\ M_{YX} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi) = M_{ZY} \\ M_{ZZ} &= M_0 (\sin 2\delta \sin \lambda) \end{aligned} \quad (1.2)$$

dove gli assi x,y,z sono orientati come in Fig 1.4

$$M_0 = \mu u A$$

Con: μ = rigidità del mezzo

u = scorrimento cosismico

A = superficie dell'area fratturata

In Fig 1.4 sono rappresentate con le componenti per descrivere la geometria di una faglia: strike (ϕ = l'angolo destrorso compreso fra il nord e la direzione della faglia), dip (δ = l'angolo di immersione) e rake (λ = l'angolo compreso fra la direzione di spostamento e la direzione).

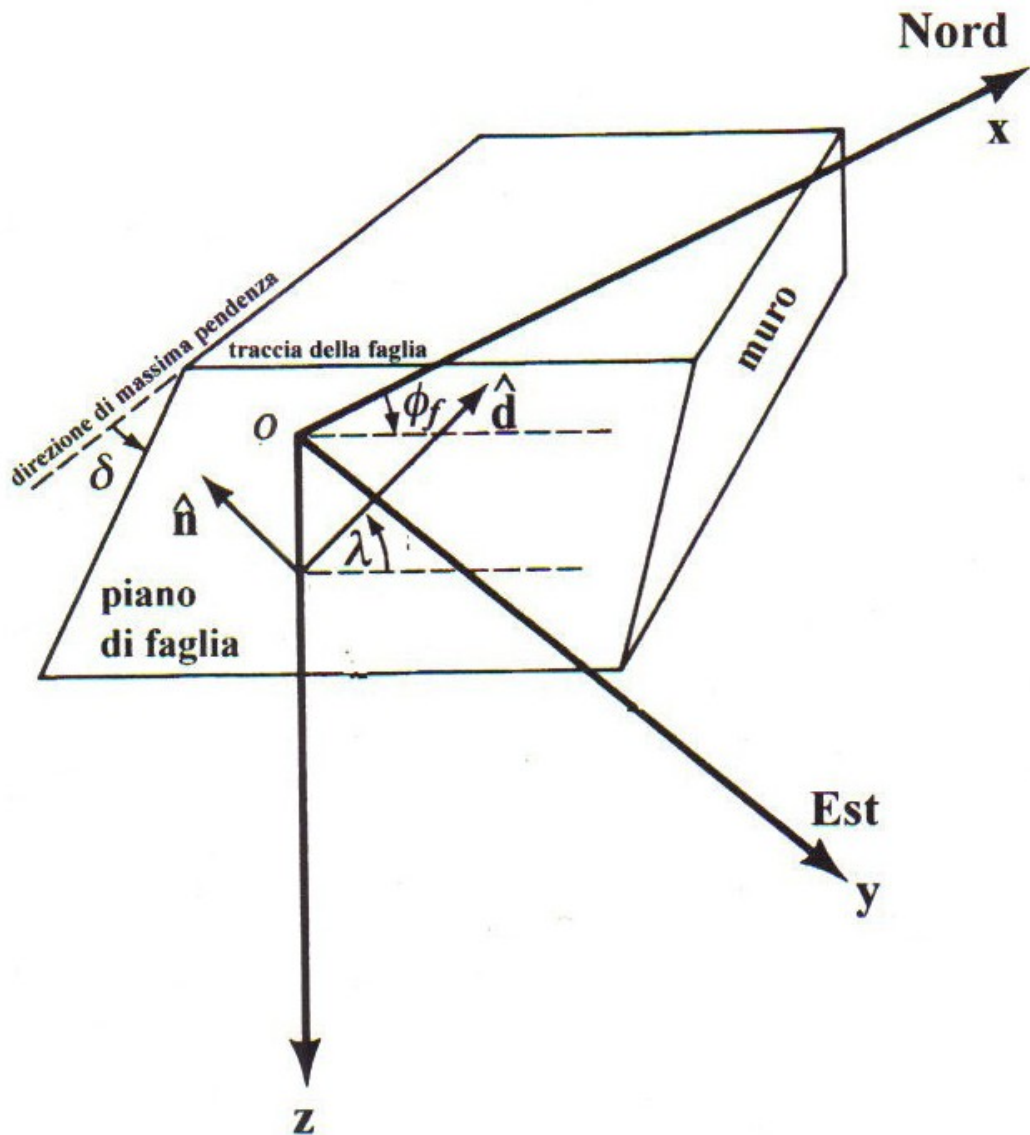


Fig 1. 4: Geometria di una faglia e orientamento.

Aki e Richards (1980) hanno proposto una convenzione in cui le componenti del momento sismico vengono riferite ad un sistema di coordinate cartesiane centrate sull'epicentro con direzioni verso l'alto (u), Sud (s) ed Est (e).

Vale quindi la trasformazione secondo la seguente relazione:

$$\begin{pmatrix} M_{uu} & M_{us} & M_{ue} \\ M_{su} & M_{ss} & M_{se} \\ M_{eu} & M_{es} & M_{ee} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_{zz} & M_{zx} & -M_{zy} \\ M_{xz} & M_{xx} & -M_{xy} \\ -M_{yz} & -M_{yx} & M_{yy} \end{pmatrix}$$

In generale il tensore che si può ricavare invertendo dati sperimentali non ha esattamente le caratteristiche di quello generato da una doppia coppia. Il motivo risiede nel fatto che il meccanismo di sorgente è effettivamente diverso in molti casi da questa semplificazione ma è costituito da un sistema di più fratture oppure è di tipo isotropico, come nel caso dei terremoti vulcanici.

La polarità dei primi impulsi delle onde P registrati dai sismografi a componente verticale, che è considerata positiva quando diretta verso l'alto, viene utilizzata per ricostruire il *pattern* di scuotimento della crosta. Il movimento iniziale del terreno sarà diretto verso l'esterno e con massima ampiezza lungo l'asse di dilatazione e sarà diretto verso la sorgente lungo la direzione dell'asse di compressione, producendo un'onda impulsiva con identica polarità che dalla sorgente si propaga in tutte le direzioni.

Per i meccanismi focali è stata sviluppata una forma di rappresentazione detta della sfera focale molto semplice per la trattazione del fenomeno. Si considera una sfera che circonda il punto sorgente e viene intersecata dai tragitti dei raggi sismici prima di essere registrati dalle stazioni. Siccome generalmente le sorgenti sono abbastanza superficiali e le stazioni lontane dall'epicentro, il raggio interseca la sfera sempre nell'emisfero inferiore che viene quindi preso come riferimento (Fig 1.5).

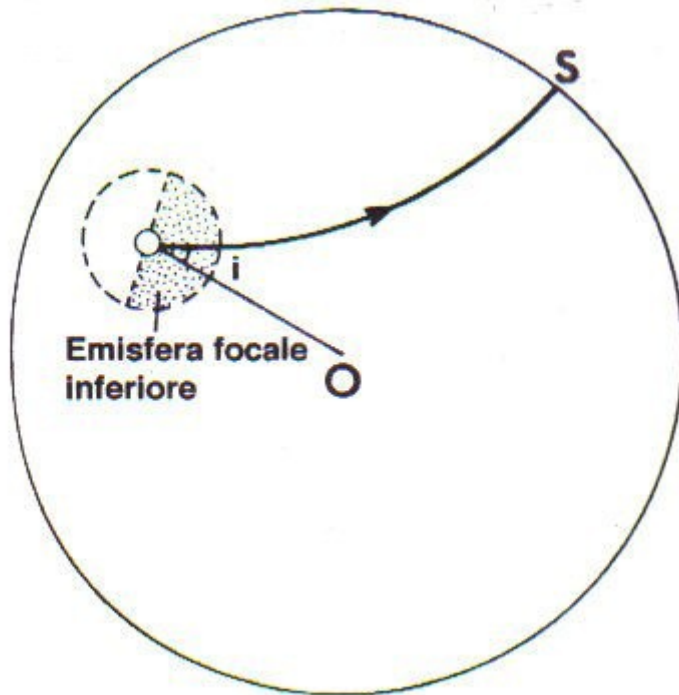


Fig 1.5: Rappresentazione dell'emisfera focale intersecata dal raggio sismico nel tragitto dalla sorgente alla stazione S.

I punti sulla sfera focale (Fig 1.6) vengono quindi proiettati su un piano distinguendo le polarità positive e negative e il risultato è un diagramma detto *beach-ball* a forma di cerchio che prevede la rappresentazione anche dei piani focali e il riempimento colorato delle aree in cui c'è prevalenza di polarità positive, cioè distensione (Fig 1.7).

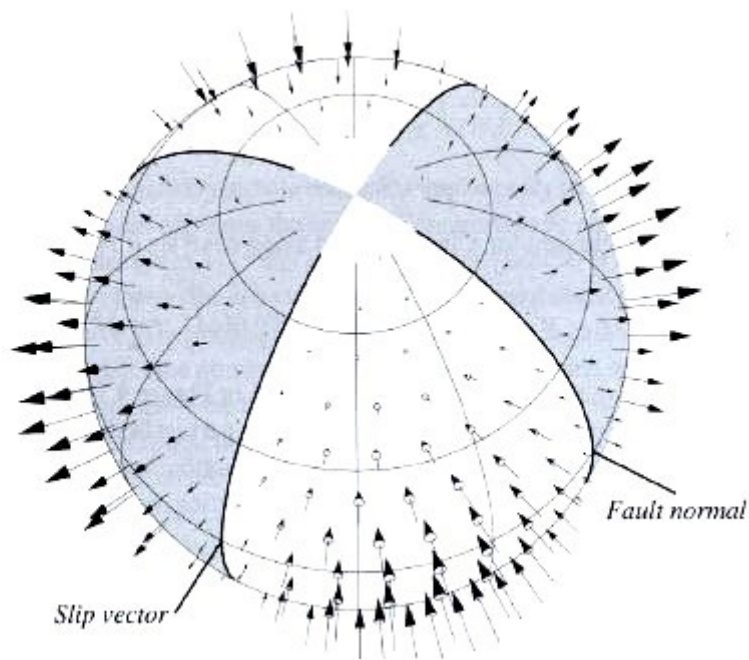


Fig 1.6: La sfera focale per un meccanismo a doppia coppia [Aki e Richards, 1980].

Benché i terremoti forniscono informazioni sul tensore di deformazione, non sono sufficienti per descrivere la cinematica totale di una regione sia perché il tempo di occorrenza (ciclo sismico) su una stessa struttura è generalmente maggiore dell'intervallo di tempo coperto dai dati disponibili sui meccanismi focali, sia perché forniscono informazioni solo della deformazione sismica e non di quella totale.

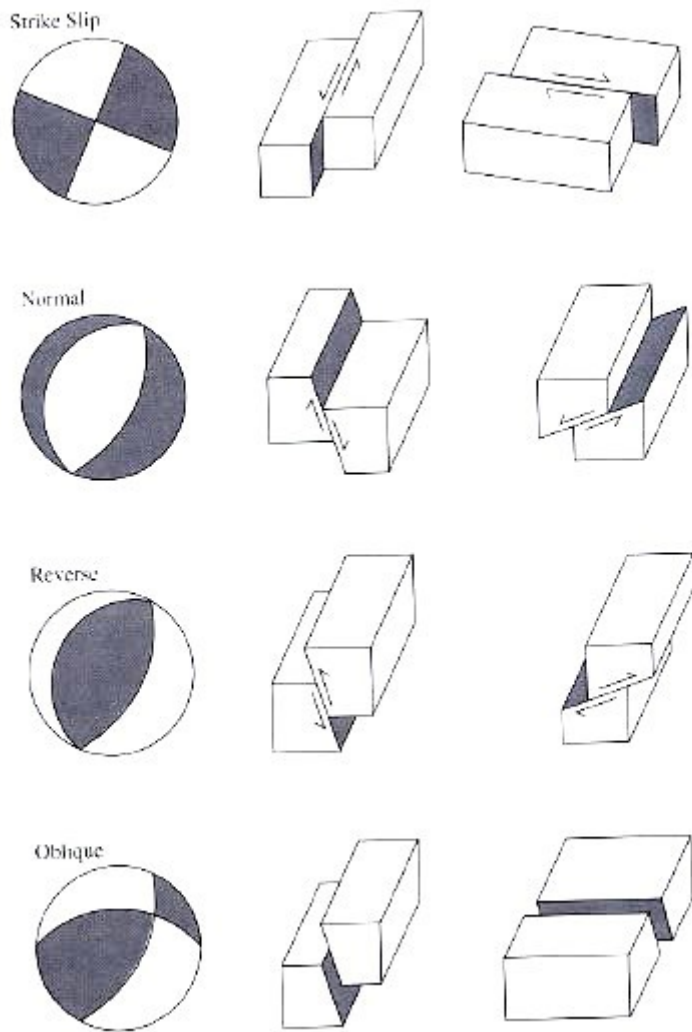


Fig 1.7: *Beach-Balls* e corrispondenti geometrie delle faglie

1.2.2 Il catalogo Centroid Moment Tensor di Harvard (CMT)

Dziewonski e il gruppo di sismologia della Harvard University determinano e catalogano in maniera sistematica i parametri delle sorgenti sismiche a partire dal 1977 per i terremoti con $M_s > 5$ usando il metodo “Centroid Moment Tensor” (C.M.T.) utilizzando la convenzione di *Aki & Richards*. Il catalogo, disponibile all’indirizzo www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html, fornisce solo una piccola porzione del tempo di ricorrenza degli eventi di magnitudo maggiore e risulta quindi un catalogo sottocampionato rispetto ad un intero ciclo sismico (100-200 anni), può perciò non riflettere la deformazione sismica a lungo termine, anche se fornisce importanti indicazioni sulla geometria ed orientazione delle strutture sismogeniche.

1.2.3 Il catalogo European Regional Centroid Moment Tensor dell’INGV (RCMT)

Per completare l’inquadramento tettonico di un’area risultano importanti anche gli eventi minori, non inclusi nel catalogo Harvard, che riflettono variazioni locali dallo stress e/o che sono originati da strutture già presenti e riattivate in quanto costituiscono una zona di debolezza. La sismicità dell’area mediterranea è caratterizzata da eventi con magnitudo moderata, che sono molto importanti per la loro maggior frequenza rispetto a quelli di magnitudo elevata ma altrettanto difficilmente modellabili con il metodo CMT per distanze intercontinentali a causa dell’attenuazione delle onde sismiche. Così nell’area mediterranea viene calcolato il Regional Centroid Moment Tensor (RCMT) dal 1997 per terremoti con magnitudo intermedia ($4.5 < M < 5.5$) registrati dalle stazioni del Mediterranean Network (MEDNET)[*Boschi et al., 1991*] e in altre reti sismografiche (Fig 1.8).

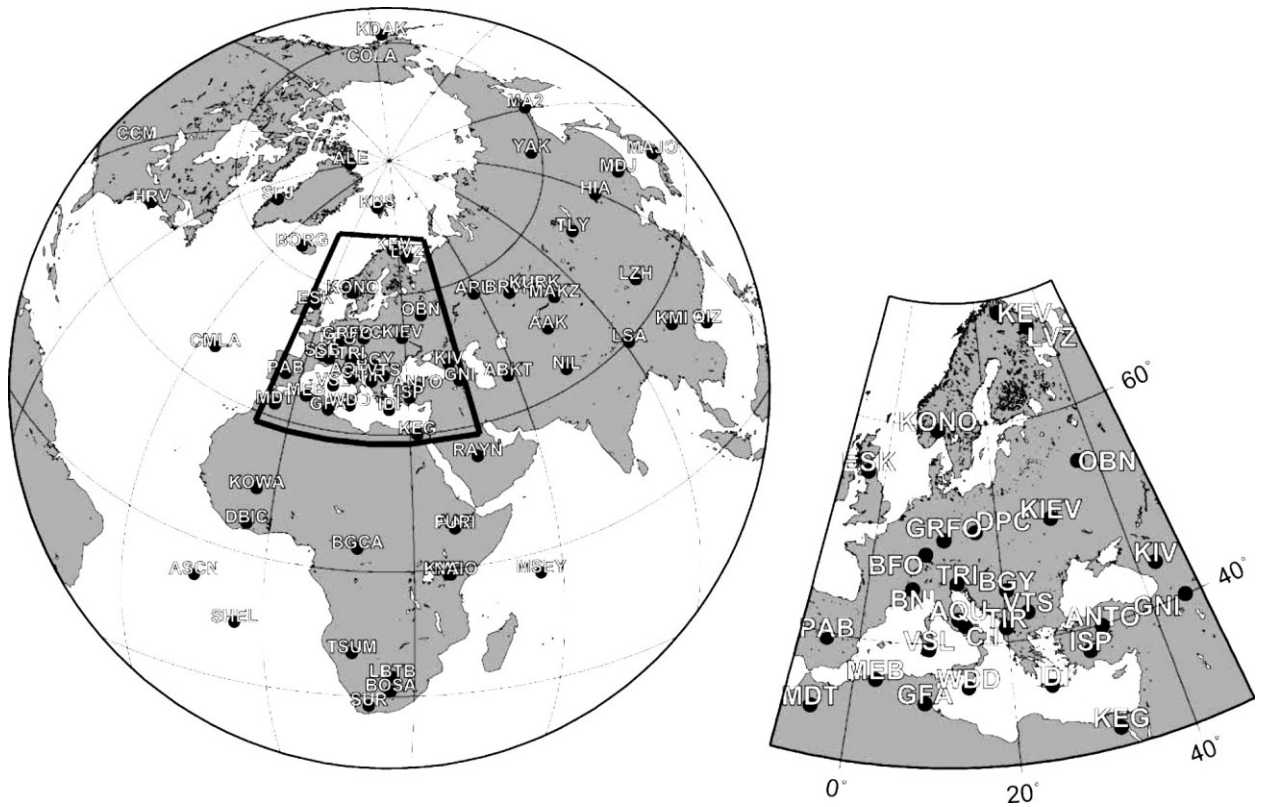


Fig 1.8: Stazioni usate per il calcolo dell' RCMT a distanze telesismiche e regionali [da Pondrelli et al., 2002]

2. L'ITALIA

2.1 Inquadramento geodinamico

L'area Mediterranea rappresenta la zona di collisione fra la placca Africana e quella Eurasiatica; il pattern di deformazione derivante dalla geologia, rispecchia una complessa distribuzione spazio-temporale di eventi compressivi e distensivi connessi a distorsione e migrazione laterale delle catene Paleogeniche e Neogeniche, principalmente causate dall'indentazione dei promontori Africani, Arabia ed Adria (Fig 2.1).

All'interno di tale area, l'Italia, è il risultato di una complessa evoluzione geodinamica ed è oggi caratterizzata da un insieme di blocchi crostali più o meno deformabili intrappolati fra le placche rigide Eurasiatica e Africana, la cui cinematica e variazioni laterali in spessore e parametri reologici, conferiscono alla zona di convergenza una forma irregolare e frammentata [Grasso, 2001].

La cinematica del mosaico di blocchi coinvolti non è semplice; questi presentano infatti caratteristiche reologiche molto diverse e la transizione fra spessori crostali e stili di subduzione diversi sono il presupposto perché in quest'area si generino grandi sistemi di faglie oblique e perpendicolari al fronte collisionale [Reuther et al., 1993]. In questo contesto l'Italia è un settore di studio interessante in quanto rappresenta la zona di passaggio fra le due placche e un'area geodinamicamente complessa interessata da un'ampia pluralità di regimi tettonico-deformativi.

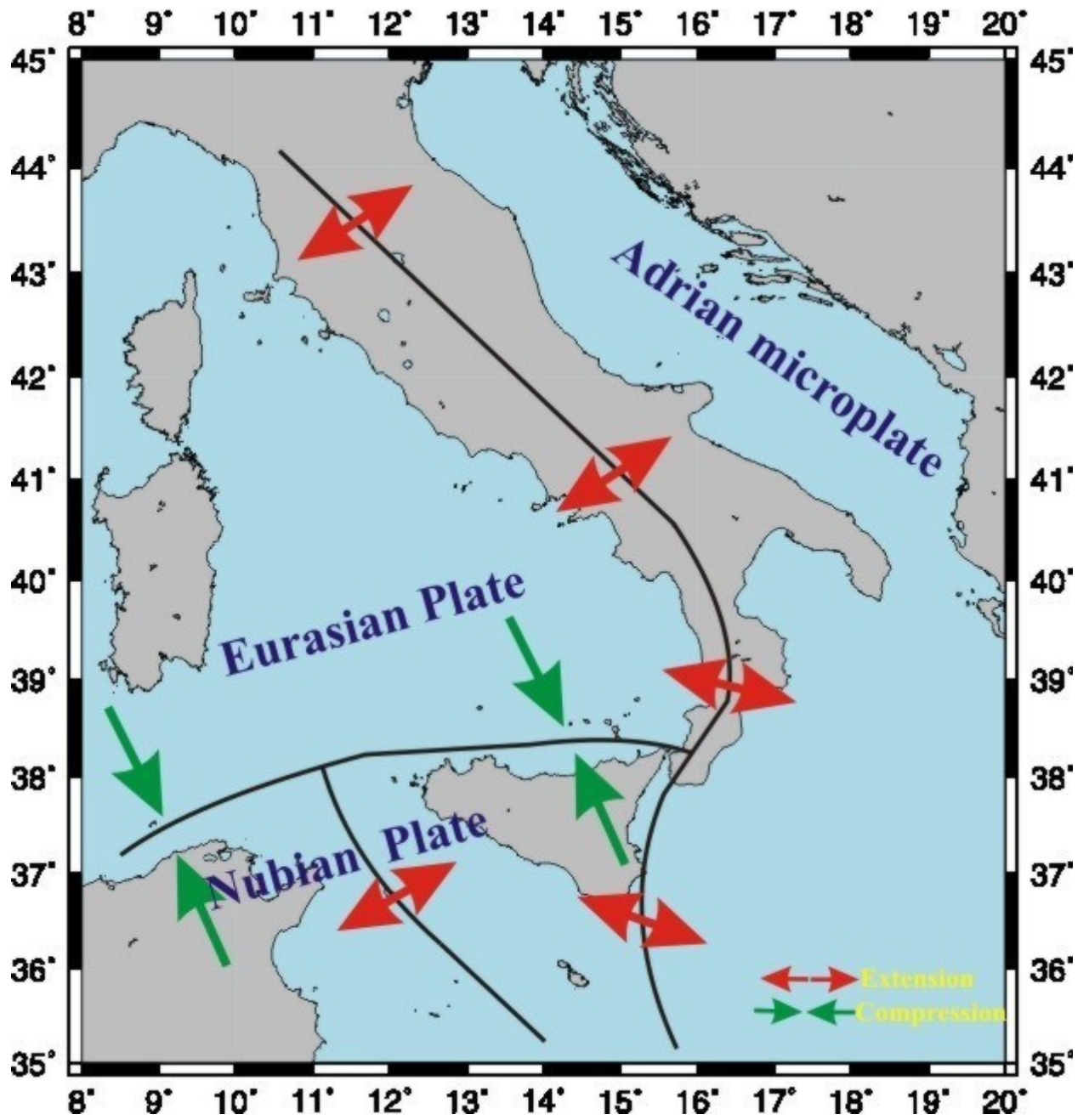


Fig 2.1: Inquadramento geodinamico dell'Italia

2.2 Sismicità

La sismicità Italiana è distribuita lungo le principali zone sismotettoniche: Appennino, Arco Calabro, Isole eolie, Sicilia settentrionale ed orientale (Figg 2.2, 2.3). Per l'intera penisola essa può considerarsi superficiale con concentrazione degli ipocentri al di sopra dei 50 Km, ad eccezione della zona che va dal Bacino Ionico all'*offshore* dell'Arco Calabro, dove si registra una sismicità profonda, che conferma la presenza di un piano di Benioff (subduzione). La sismicità profonda nell'Arco Calabro risulta compresa fra due sistemi trascorrenti, a nord la faglia di Palinuro e a sud la faglia di Tindari-Letojanni. Quest'ultima appartiene ad un sistema più grande chiamato Eolie-Malta *fault sistem* (AMF) [Lanzafame et al., 1997] con direzione dominante NNW-SSE che con i suoi 350 Km di lunghezza collega il bacino tirrenico a quello ionico. Questo lineamento tettonico separa due blocchi crostali dalle caratteristiche diverse: ad ovest un blocco continentale di circa 23 Km di spessore (avampaese Ibleo) ed a est un blocco caratterizzato da crosta oceanica di circa 13 Km (bacino Ionico). La materializzazione di questo limite è una struttura fisiografica imponente con dislivello fino a 3000 m: la scarpata Ibleo Maltese [Reuther et al., 1993].

Questa struttura funziona da trasforme fra il settore est, in cui è ancora attiva la subduzione di crosta oceanica, e il settore ovest dove il processo subduittivo è terminato, come dimostrato dalla assenza di attività vulcanica recente [Lanzafame et al., 1997; De Astis et al., 2003].

Secondo Doglioni et al., (2002) la sismicità lungo la scarpata maltese è un'indicazione che il *rollback* è ancora attivo ed avviene più velocemente nel settore ionico a crosta oceanica che in quello Ibleo a crosta continentale. La maggiore tettonica distensiva che interessa l'arco Calabro rispetto all'intera catena Appenninica viene interpretata come conseguenza del *rollback* dello *slab* Ionico che avviene più rapidamente della convergenza fra le placche [Cinque et al., 1993]. Anche la sismicità storica è avvenuta lungo le principali fasce sismotettoniche precedentemente citate.

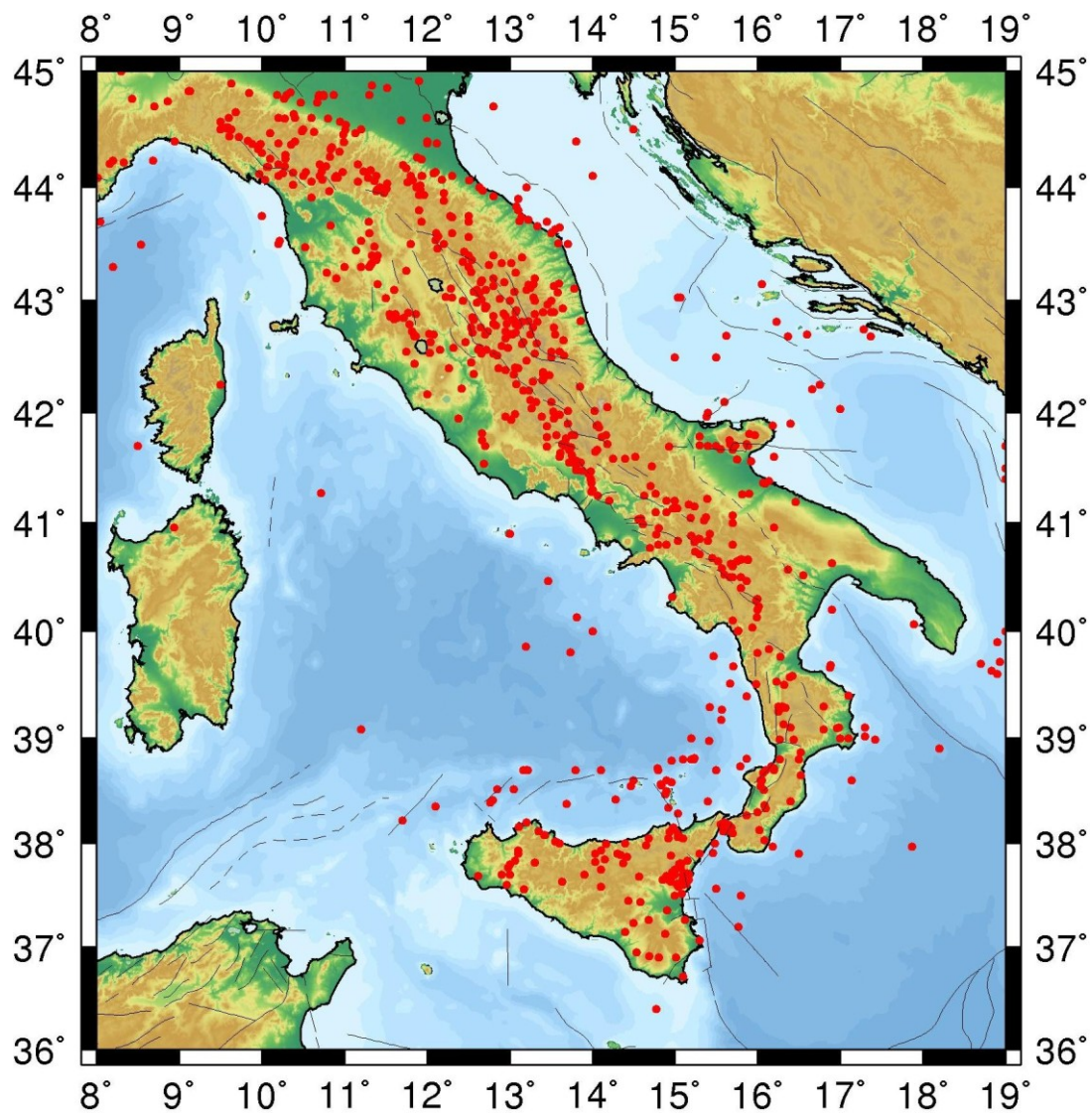


Fig: 2.2: Sismicità strumentale ($M > 3.0$); [catalogo della sismicità italiana CSI 1.1 dal 1981 al 2002]. <http://csi.rm.ingv.it/>

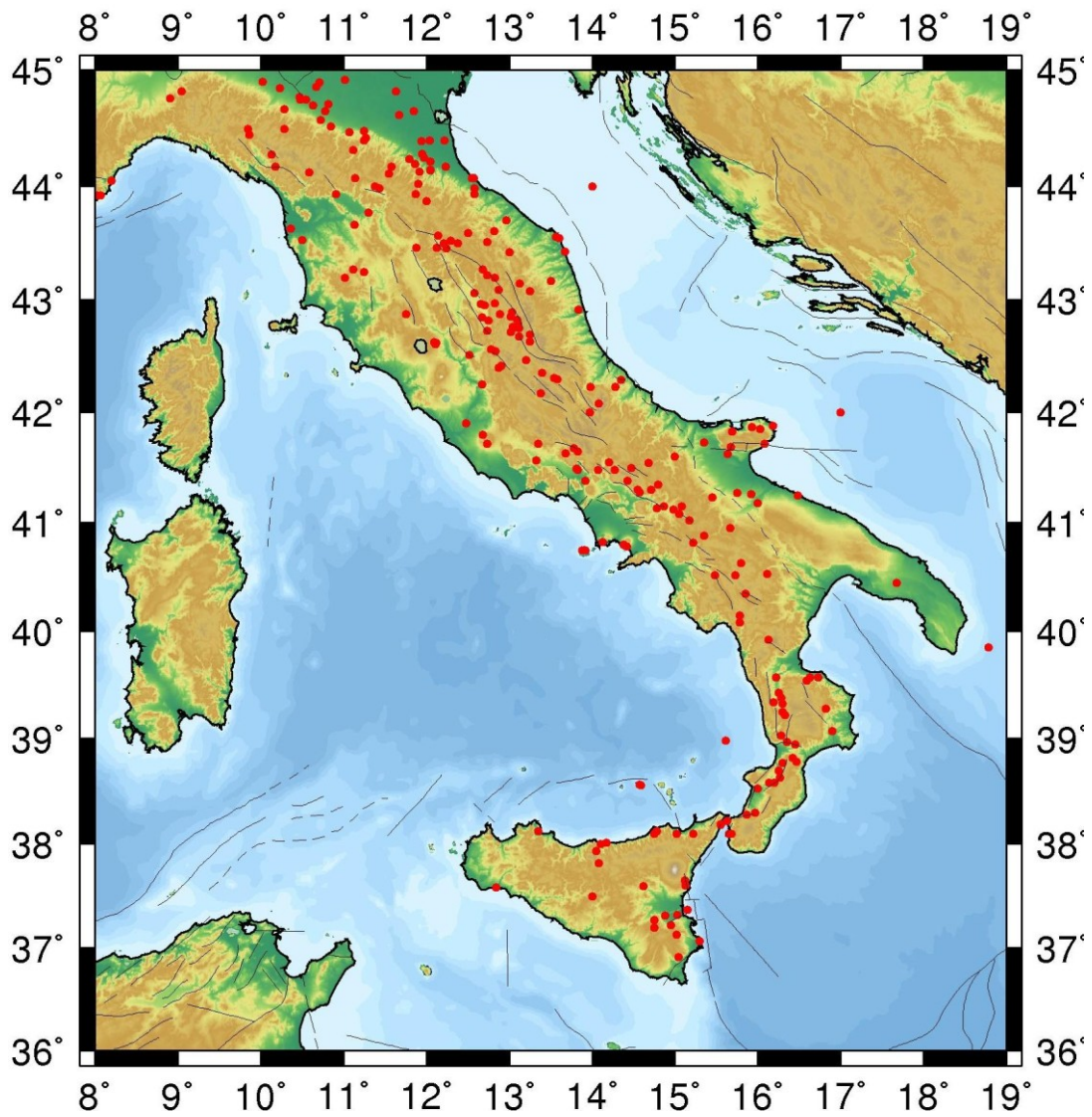


Fig: 2.3: Sismicità storica, $I > 7$, [catalogo parametrico dei terremoti Italiani CPTI04 dal 217 a.C. al 2002]. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/home.html>

2.3 Rischio sismico

L'Italia rappresenta una delle regioni del mediterraneo con il più alto “rischio sismico”, poiché è stata interessata nel passato da terremoti distruttivi che hanno provocato notevoli perdite di vite umane e vistosi danni agli insediamenti antropici. Tali eventi possono interessare infrastrutture e insediamenti urbani, oggi molto più estesi che nel passato, con un notevole pericolo per l'incolumità degli abitanti e/o per l'integrità e/o la funzionalità delle infrastrutture stesse. Le conoscenze sulla storia sismica dell'Italia sono di fatto limitate al periodo successivo all'anno 1000, mentre per i tempi antecedenti non si hanno notizie certe [Guidoboni et al., 1994]. Dopo l'anno 1000 tale storia è stata scandita da numerosi terremoti, tra i quali spiccano alcuni di quelli avvenuti nell'Appennino, in Calabria ed in Sicilia orientale [Boschi et al., 1995 & 1997], <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/home.html>).

Se da un lato diversi studi dimostrano che simili terremoti possono ripetersi nel tempo [Nicoletti et al., 2000], qui si vuole soprattutto sottolineare un importante effetto della lunga durata della storia sismica di tale territorio, e cioè che le morfologie osservabili oggi sono il risultato di innumerevoli eventi.

In generale, i terremoti che colpiscono l'Italia sono dovuti a processi **distensivi** che interessano l'Appennino, la Calabria e la Sicilia orientale ed a processi compressivi che riguardano la Sicilia centro-settentrionale.

Anno	Mese	Giorno	Area_Epicentrale	Latitudine	Longitudine	Magnitudo
1908	12	28	Calabria meridionale	38.15	15.68	7.2
1909	1	13	Bassa Padana	44.57	11.68	5.4
1909	7	1	Calabro-Messinese	38.14	15.59	5.5
1910	6	7	Irpinia-Basilicata	40.9	15.42	5.8
1918	11	10	Appennino romagnolo	43.93	11.9	5.7
1929	4	20	Bolognese	44.47	11.13	5.5
1937	12	10	Appennino Modenese	44.33	10.83	5.3
1940	1	15	Golfo di Palermo	38.08	13.43	5.2
1963	2	13	Tito (Potenza)	40.65	15.78	5.1
1968	1	15	Valle del Belice	37.77	12.98	6.1
1978	4	15	Golfo di Patti	38.15	14.98	6.0
1980	11	23	Irpinia-Basilicata	40.85	15.28	6.8
1990	12	13	Sicilia sud-orientale	37.26	15.121	5.4
1992	4	25	Isole Eolie	38.58	14.96	5.1
1997	9	26	Appennino umbro-marchigiano	43.01	12.87	5.9
2002	10	31	Molise	41.69	14.92	5.6

Tab. 2.1 : Principali terremoti strumentali Italiani. [*catalogo parametrico dei terremoti Italiani con $M > 5.0$ CPTI04 dal 1908 al 2002*]. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/home.html>

Anno	Area_Epicentrale
-217	Etruria
-174	Sabina
-100	Picenum
-99	Norcia
-91	Modena-Reggio Emilia
-91	Reggio Calabria?
-76	Rieti
-56	Potentia
62	Pompei
79	Area vesuviana
99	Circello
101	S. Valentino in Ab.
346	Sannio
361	Sicilia
374	Reggio Calabria
375	Benevento

725	Classe-Ravenna
801	Roma
848	Sannio
853	Messina
951	Rossano
989	Irpinia
1005	Arezzo
1005	Montecassino
1120	Rocca d'Evandro
1125	Siracusa
1125	Sannio-Molise
1169	Sicilia orientale
1170	Ceccano
1184	Valle del Crati
1223	Gargano
1231	Cassino
1246	Spoleto
1269	Ancona
1270	Sansepolcro
1273	Potenza
1277	Spoleto
1279	rocca San Casciano
1279	Camerino
1293	Pistoia
1293	Sannio
1298	Reatino
1308	Rimini
1315	Italia centrale
1328	Norcia
1346	Ferrara
1349	Lazio merid.-Molise
1349	Viterbese-Umbria
1349	Aquilano
1352	Monterchi
1361	Ascoli Satriano
1383	Forlì
1389	Bocca Serriola
1399	Modenese
1414	Vieste
1414	Toscana occidentale
1428	Predappio
1438	Parmense
1453	Firenze
1455	Bolognese
1456	Molise
1456	Beneventano

1458	Città di Castello
1461	Aquilano
1477	Foligno
1480	Monteprandone
1481	Lunigiana
1483	Romagna meridionale
1499	Messina
1501	Appennino modenese
1505	Bologna
1509	Calabria meridionale
1517	Ariano Irpino
1527	Pistoia
1538	Pozzuoli
1541	Valle scivria
1542	Mugello
1542	Siracusano
1545	Borgo val di Taro
1560	Barletta-Bisceglie
1561	Vallo di Diano
1570	Ferrara
1582	Pozzuoli
1584	Appennino tosco-emiliano
1593	Gubbio
1599	Cascia
1600	Palazzuolo
1609	Nicastro
1613	Naso
1624	Argenta
1624	Mineo
1626	Girifalco
1627	Accumoli
1627	Gargano
1638	Calabria
1638	Crotonese
1639	Amatrice
1646	Gargano
1654	Sorano-Marsica
1659	Calabria centrale
1661	Appennino romagnolo
1671	Rubiera
1672	Riminese
1688	Romagna
1688	Sannio
1690	Anconetano
1693	Sicilia orientale
1694	Irpinia-Basilicata

1695	Bagnoregio
1698	Vizzini
1702	Beneventano-Irpinia
1703	Appennino reatino
1703	Aquilano
1706	Maiella
1708	Pollino
1712	Frontone
1714	Narni
1717	Castroreale
1718	Sicilia orientale
1719	Alta Valnerina
1724	Travale
1725	Faentino
1726	Palermo
1727	Noto
1730	Norcia
1731	Foggiano
1732	Irpinia
1736	Ciminna
1738	Bagnoregio
1738	Parma
1739	Naso
1740	Sciacca
1741	Fabrianese
1743	Basso Ionio
1743	Calabria meridionale
1745	Spoletino
1747	Fiuminata
1751	Gualdo Tadino
1762	Aquilano
1767	Spliletino
1767	Cosentino
1768	Appennino romagnolo
1777	Calabria
1777	Radicofani
1781	Faentino
1781	Cagliese
1781	Romagna
1783	Calabria
1783	Calabria meridionale
1783	Calabria
1783	Calabria centrale
1783	Calabria
1785	Piediluco
1786	Sicilia nord-or.

1786	Riminese
1789	Val Tiberina
1791	L'Aquila
1791	Scopoli
1791	Calabria centrale
1796	Emilia orientale
1799	Camerino
1805	Molise
1806	Novellara
1806	Colli Albani
1810	Novellara
1812	Val di Pesa
1813	Romagna centrale
1815	Norcia
1818	Catanese
1818	Liguria occidentale
1818	Monti Iblei
1818	Madonie
1818	Langhirano
1819	Liguria occidentale
1819	Madonie
1821	Catanzaro
1823	Sicilia settentrionale
1824	Rossano
1826	Basilicata
1826	Manduria
1828	Casamicciola Terme
1828	Palmi
1828	Valle dello Staffora
1831	Lagonegro
1831	Reggiano
1832	Foligno
1832	Crotonese
1832	Reggiano
1834	Alta Lunigiana
1835	Cosentino
1836	Calabria settent.
1836	Basilicata merid.
1848	Augusta
1851	Basilicata
1853	Irpinia
1854	Bastia
1854	Cosentino
1857	Parmense
1857	Basilicata
1859	Norcia

1869	Vergato
1870	Cosentino
1870	Meldola
1873	Marche meridionali
1873	Monti della Meta
1873	Liguria orientale
1874	Monti della Meta
1875	Romagna sud-orient.
1875	San Marco in Lamis
1877	Lazio meridionale
1881	Abruzzo meridionale
1882	Chieti
1882	Monti del Matese
1883	Casamicciola Terme
1885	Campobasso
1886	Cosentino
1887	Liguria occidentale
1887	Calabria settent.
1893	Gargano
1894	Calabria meridionale
1898	Rieti
1901	Monti della Meta
1904	Marsica
1905	Calabria
1905	Irpinia
1907	Calabria meridionale

Tab.2.2 : Principali terremoti storici Italiani ($I > 7$) . [*catalogo parametrico dei terremoti Italiani CPTI04 dal 217 a.C. al 1907*].
<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/home.html>

3. TEORIA SUL CALCOLO DEL CAMPO DI DEFORMAZIONE A PARTIRE DA DATI SISMICI E GEODETICI

In questa tesi, per il calcolo dei campi di deformazione sismica e geodetica, sono stati utilizzate le funzioni **splines bicubiche** descritte da *Haines & Holt (1993)*.

Questa metodologia sfrutta come base per l'elaborazione, una griglia a maglie di quattro lati che ricopre l'area di studio.

3.1 Il metodo delle Splines bi-cubiche

L'**interpolazione spline** in analisi numerica è un particolare metodo di interpolazione che si serve di funzioni spline. A differenza dell'interpolazione polinomiale, che utilizza un unico polinomio per approssimare la funzione su tutto l'intervallo di definizione, l'interpolazione spline è ottenuta suddividendo l'intervallo in più sotto-intervalli ($I_k=[x_k, x_{k+1}]$ con $k=1, \dots, N-1$) e scegliendo per ciascuno di essi un polinomio di grado piccolo. Verrà poi imposto che due polinomi successivi si saldino in modo continuo, cioè osservando la continuità delle derivate. La funzione che si ottiene con un procedimento di questo genere si chiama **funzione spline**. L'interpolazione lineare, che utilizza una funzione lineare, ossia un polinomio di grado 1, su ogni sotto-intervallo può essere considerata un caso particolare di interpolazione spline.

Tale metodo considera la Terra come una superficie sferica e descrive un campo di velocità orizzontali su di essa tramite la seguente relazione:

$$\bar{u}(\hat{x}) = r[\bar{w}(\hat{x}) \times \hat{x}] \quad (3.1)$$

dove r è il raggio terrestre e \hat{x} è il vettore dei coseni direttori in ogni punto della sfera con origine nel suo centro

$$\hat{x} = (\cos \theta \cos \phi, \cos \theta \sin \phi, \sin \theta)$$

con ϕ e θ rispettivamente longitudine e latitudine.

La funzione $\bar{w}(\hat{x})$ può essere rappresentata come un vettore rotazione che si trasforma semplicemente quando latitudine e longitudine del punto definito da \hat{x} cambiano; su tale punto $\bar{w}(\hat{x})$ è in direzione del polo di rotazione e il suo valore assoluto è la magnitudo della rotazione intorno a tale polo. Su ogni punto della sfera il vettore $\bar{u}(\hat{x})$ è perpendicolare a \hat{x} che è diretto verso l'alto, e a $\bar{w}(\hat{x})$ che generalmente ha entrambe le componenti, sia orizzontale che verticale; mentre le velocità orizzontali dipendono solo dalle componenti di $\bar{w}(\hat{x})$ perpendicolari a \hat{x} . Le componenti parallele invece non forniscono nessuna contributo a $\bar{u}(\hat{x})$. Il campo di deformazione orizzontale viene invertito per ottenere la funzione $\bar{w}(\hat{x})$ che descrive il campo di velocità, e le relazioni con le tre componenti del tensore del tasso di deformazione sono le seguenti:

$$\dot{\epsilon}_{\phi\phi} = \frac{\hat{\Theta}}{\cos \theta} \frac{\partial \bar{w}}{\partial \phi} \quad (3.2)$$

$$\dot{\epsilon}_{\theta\theta} = -\hat{\Phi} \frac{\partial \bar{w}}{\partial \theta} \quad (3.3)$$

$$\dot{\epsilon}_{\phi\theta} = \frac{1}{2} \left[\left(\hat{\Theta} \frac{\partial \bar{w}}{\partial \phi} \right) - \left(\frac{\hat{\Theta}}{\cos \phi} \frac{\partial \bar{w}}{\partial \phi} \right) \right] \quad (3.4)$$

dove:

$$\hat{\Theta} = (-\sin \theta \cos \phi - \sin \phi \sin \theta, \cos \theta) \quad (3.5)$$

$$\hat{\Phi} = (-\sin \phi, \cos \phi, 0) \quad (3.6)$$

utilizzando questi due vettori le componenti orizzontali della velocità diventano:

$$\bar{u}_\phi = r\hat{\Theta} \cdot \bar{w} \quad (3.7)$$

$$\bar{u}_\theta = -r\hat{\Phi} \cdot \bar{w} \quad (3.8)$$

Per ottenere un campo di velocità dal tasso di deformazione risulta necessario calcolare la funzione $\bar{w}(\hat{x})$ che descrive il moto di ogni punto definito dal vettore \hat{x} nella regione in esame.

Riassumendo, le funzioni *splines* bi-cubiche vengono utilizzate per interpolare ed espandere sulla griglia la funzione $\bar{w}(\hat{x})$, ottenuta con il metodo dei minimi quadrati dai dati di deformazione sismica osservati nella griglia. Per la trattazione analitica della metodologia si fa riferimento a *Haines & Holt* (1993) e *Haines et al.*, (1998).

3.2 Criteri per la definizione della griglia di calcolo

L'inversione viene eseguita su una griglia che può essere realizzata seguendo tre criteri di base:

- le linee della griglia seguono le principali strutture sismogenetiche presenti nell'area di studio, e sono approssimativamente parallele con la direzione dei piani focali;
- le linee separano zone dove lo stile deformativo e/o la magnitudo del tasso di deformazione è diverso.
- l'area della griglia deve essere molto più grande della zona da studiare

Poiché nell'inversione il campo di deformazione risulta continuo anche la griglia deve essere continua e regolare. Un alto numero di nodi (una diminuzione della superficie di ogni maglia) può essere assegnato nelle zone dove ci si aspetta che il campo di deformazione cambi rapidamente o per studi di dettaglio (regionali o locali) in modo da ottenere una miglior risoluzione dei risultati.

3.2.1 Instabilità nel calcolo del tasso di deformazione all'interno di una maglia della griglia

Immaginiamo di dividere in due porzioni una maglia della griglia; se all'interno della stessa si osservano valori di deformazione fortemente negativi in una metà e fortemente positivi nell'altra metà, il tasso di deformazione che deriva dal considerare l'insieme è pari a zero. Questo può creare delle instabilità nei risultati ed una conseguente interpretazione che non rispecchia la reale situazione cinematica deformativa. Un semplice metodo per evitare tale inconveniente è quello di suddividere le maglie della griglia in 4 sub-rettangoli e calcolare indipendentemente il tasso medio di deformazione all'interno di ognuno di essi.

All'interno del programma di calcolo si possono quindi scegliere diverse opzioni:

- assegnare il tasso medio di deformazione per l'intera maglia a tutti i 4 sub-rettangoli, mantenendo una potenziale instabilità;
- assegnare ad ogni sub-rettangolo in valore del tasso di deformazione che è una media pesata dei valori medi della maglia vicine.

Quest'ultima procedura viene chiamata *smoothing* ed è descritta nel paragrafo 3.4.3

3.3 Misura del tasso di deformazione da dati sismici

La deformazione sismica può essere una componente rilevante della deformazione totale, ed è dovuta ad un processo discontinuo. Dai terremoti maggiori si comprende come e quanto una determinata regione si sta deformando, mentre i terremoti più piccoli, forniscono molte informazioni su dove sono in atto le deformazioni. Per descrivere le deformazioni legate ad eventi sismici, si devono considerare volumi contenenti un numero elevato di sorgenti intese come elementi di un mezzo continuo, e si devono considerare intervalli di tempo maggiori di quelli che separano due eventi. Questi volumi e questi intervalli temporali differiscono in funzione delle diverse classi d'energia, così che eventi maggiori di un certo livello saranno descritti come fratture in un mezzo, mentre gli eventi minori saranno espressi da deformazioni del mezzo (*Kostrov, 1974*). Si consideri un volume elementare V in cui, durante un intervallo T , avviene un numero N di eventi sismici, con magnitudo momento sismico M_0 , e componenti del tensore momento sismico m_{ij} ; si assuma inoltre che questo volume sia un parallelepipedo i cui bordi abbiano lunghezze pari a l_1 , l_2 ed l_3 . Si consideri un elemento cilindrico all'interno del parallelepipedo, e lo spostamento tra i suoi vertici; questo è costituito da uno spostamento totale dovuto alle deformazioni continue del cilindro e dalla somma degli spostamenti delle discontinuità su tutte le fratture presenti

nell'area della sorgente che interseca il volume cilindrico. Lo spostamento continuo non ci interessa, mentre il contributo degli spostamenti discontinui è:

$$\Delta_i \bar{u}_i = \sum_x a_i^{(x)} \quad (3.10)$$

dove $a_i^{(x)}$ è lo spostamento al tempo t nel punto (x) ; la sommatoria è fatta su tutte le superfici di frattura che intersecano l'elemento cilindrico. Lo spostamento medio relativo in direzione l_1 è:

$$\Delta_i \bar{u}_i = \frac{1}{l_2 l_3} \int_x \sum_x a_i^{(x)} dS_i \quad (3.11)$$

Se si converte ogni termine della sommatoria in un integrale sulla superficie di frattura, per tutte le fratture che intersecano il cilindro, ripetendo il ragionamento per le altre due direzioni e dividendo per Δx si ottiene:

$$\frac{\Delta_k \bar{u}_i}{\Delta x_k} = \frac{1}{V} \sum_{x=1}^n \int_{\Sigma(x)} a_i^{(x)} n_k^{(x)} dS^{(x)} \quad (3.12)$$

dove $V = l_1 l_2 l_3$ è un volume elementare; $n_k^{(x)}$ è il versore perpendicolare alla superficie di frattura elementare $ds^{(x)}$; il rapporto al primo membro può essere sostituito dalle derivate parziali:

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_k} = \frac{1}{V} \sum_{x=i}^N \int_{\Sigma_x} a_i^{(x)} n_k^{(x)} ds^{(x)} \quad (3.13)$$

l'incremento della deformazione media nel volume V durante l'intervallo di tempo T è:

$$\Delta \bar{\epsilon}_{ik} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right) \quad (3.14)$$

o introducendo l'equazione (3.13):

$$\Delta \bar{\epsilon}_{ik} = \frac{1}{V} \sum_{x=i}^n \frac{1}{2} \left(\int_{\Sigma(x)} a_i^{(x)} n_k^{(x)} + a_k^{(x)} n_i^{(x)} \right) dS^{(x)} \quad (3.15)$$

Ogni termine di quest'espressione è il momento sismico della sorgente diviso per 2μ , dove μ è la rigidità del mezzo, quindi:

$$\Delta \bar{\epsilon}_{ik} = \frac{1}{2\mu V} \sum_{x=1}^n M_0 m_{ij} \quad (3.16)$$

dividendo la (3.16) per T e sostituendo V con il prodotto di A×H (area della maglia considerata all'interno della griglia × spessore della strato sismogenetico), si ottiene il tasso medio di deformazione dovuto ad eventi sismici.

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu AHT} \sum M_0 m_{ij} \quad (3.17)$$

I criteri per la definizione della griglia (par. 3.4), sono tali da garantire che, lo stile deformativo nel suo interno sia approssimativamente uniforme e tutti gli eventi che ricadono dentro una maglia verranno usati nella sommatoria per determinare il tasso di deformazione osservato dello stesso. È da notare che solo stile e direzione del campo di deformazione sono realmente attendibili in questa somma, in quanto la magnitudo della deformazione dipende da H e μ , sulle quali ricade la maggior incertezza. Anche se i meccanismi focali forniscono informazioni tali da ricavare un tensore di deformazione, questo non è sufficiente a descrivere la cinematica totale di un'area.

Infatti la somma dei tensori momento sismico produce solo un tensore del tasso di deformazione simmetrico e non uno antisimmetrico relativo alla rotazione di un

corpo rigido. Questa limitazione può essere superata conoscendo il campo di deformazione in ogni punto, tale da ricostruire un tensore completo dei gradienti di velocità nella zona in esame (*Haines, 1982*).

3.4 Errore nella stima del tasso di deformazione sul lungo periodo

Se il campo di deformazione è visto come continuo, deve essere caratterizzato da una nota e completa distribuzione spaziale. Tale descrizione risulta appropriata nelle varie parti della Terra dove la deformazione interessa aree molto grandi, se confrontate con lo spessore litosferico, anziché essere confinata in stretti limiti intraplacca. I dati a disposizione hanno invece una distribuzione generalmente irregolare nello spazio e nel tempo. Le informazioni sui terremoti, da cui il tasso di deformazione è ricavato tramite la somma dei tensori momento sismico su un dato intervallo di tempo, sono inevitabilmente limitati dalla durata e dall'intervallo di magnitudo disponibile nei cataloghi, così come i dati geodetici sono associati ad un breve intervallo di osservazioni. L'incertezza legata alla breve durata dei dati disponibili, si ripercuote nella stima del tasso di deformazione sul lungo periodo più in termini di magnitudo che di orientazione; quindi le maglie della griglia in cui il tasso di deformazione è grande possono essere "dominate" anche da un singolo evento. Ciò porta a considerare che il contributo all'errore di ogni evento, nella stima del tasso di deformazione sul lungo periodo, sia simile al contributo nella stima stessa $\pm M_0 m_{ij}$ (*Haines et al., 1998*). La durata del ciclo sismico in una determinata sorgente porta a concludere che il numero di eventi in un periodo lungo quanto i cataloghi sia sottostimato e considerando un intervallo di tempo futuro, pari alla durata dei cataloghi esistenti, il numero di terremoti attesi è almeno superiore di una unità rispetto a quelli già osservati. Nella procedura di calcolo viene quindi inserito un opportuno fattore di incompletezza descritto nel paragrafo 3.6.

I dati a disposizione possono necessitare di una procedura di *smoothing* per ridurre l'incompatibilità che deriva dal tentativo di realizzare un campo di deformazione continuo, da osservazioni puntiformi e non rappresentative del tasso di deformazione sul lungo periodo.

3.4.1 Smoothing dei dati del tasso di deformazione sismica

I principali vantaggi nello *smoothing* dei dati osservati sono che si evita l'allineamento del tasso di deformazione calcolato lungo i bordi della griglia e permette di calcolare il tasso di deformazione su un area in cui lo stile deformativo è uniforme; ciò consente una miglior risoluzione nell'interpolazione del campo di deformazione calcolato (*Kreemer et al., 1998*).

Nelle regioni in cui non è chiaro il limite fra zone dove cambiano i meccanismi focali o dove la deformazione è dominata da eventi di magnitudo ridotta, è consigliabile applicare uno *smoothing* “leggero”, mentre non applicare tale funzione porta a non considerare come la deformazione è distribuita nelle maglie vicine, che in molti casi può avere valori significativamente diversi. Questa opzione ha come conseguenza l'allineamento dei risultati con le linee della griglia, che risulta appropriato solo nel caso in cui si è scelto di realizzare una griglia che segue i limiti naturali fra zone a differente stile deformativo.

Se si decide di applicare lo *smoothing* dei dati si può scegliere fra due procedure:

- **M-smoothing**

Questo *smoothing* può essere definito “leggero” e viene applicato quando si sceglie di assegnare ad un nodo della griglia i valori medi di $\dot{\epsilon}_{\phi\phi}$, $\dot{\epsilon}_{\theta\theta}$, $\dot{\epsilon}_{\phi\theta}$ dei 4 sub-rettangoli che lo circondano. Nel fare ciò i valori del tasso di deformazione delle maglie contenenti ogni sub-rettangolo è assegnato un peso proporzionale all'area del sub-rettangolo ed ai rettangoli in cui non si registrano eventi viene assegnato peso zero. Risulta quindi che le componenti del tasso di deformazione assegnate ad ogni nodo, derivano dalla seguente relazione:

$$\dot{\varepsilon}_{ab}^{Ks} = \frac{\sum_{s=1}^4 S_s \varepsilon_{ab}^r}{\sum_{s=1}^4 S_s} \quad (3.18)$$

con:

K_s = area coperta dai 4 sub-rettangoli intorno al nodo

s = indice del sub-rettangolo

r = maglie contenenti i sub-rettangoli

ab = indici corrispondenti a $\phi, \phi\theta, \theta\phi, \theta$

S_s = area di ognuno i sub-rettangoli

Successivamente i valori di $\dot{\varepsilon}_{\phi\phi}, \dot{\varepsilon}_{\theta\theta}, \dot{\varepsilon}_{\phi\theta}$ assegnati ai suddetti sub-rettangoli sono le medie dei valori per le maglie contenenti questi sub-rettangoli e i valori per l'area coperta dai 4 sub-rettangoli intorno ai nodi:

$$\dot{\varepsilon}_{ab}^s = \frac{1}{2} (\dot{\varepsilon}_{ab}^r + \dot{\varepsilon}_{ab}^{Ks}) \quad (3.19)$$

- S-smoothing

Questa procedura assegna i valori di $\dot{\varepsilon}_{\phi\phi}, \dot{\varepsilon}_{\theta\theta}, \dot{\varepsilon}_{\phi\theta}$ delle aree coperte dalle 4 maglie che circondano il nodo, anziché dei 4 sub-rettangoli (K_s).

$$\dot{\varepsilon}_{ab}^{Kr} = \frac{\sum_{s=1}^4 S_{rs} \dot{\varepsilon}_{ab}^r}{\sum_{s=1}^4 S_r} \quad (3.20)$$

con

K_r = area delle 4 maglie che circondano il nodo

S_r = area di ognuna della 4 maglie

Come precedentemente, in ogni maglia in cui non si registrano eventi $S_r = 0$.

Successivamente, i valori per le singole maglie sono dati da:

$$\dot{\varepsilon}_{ab}^r = \frac{1}{4} (\sum_{Kr=1}^4 \dot{\varepsilon}_{ab}^{Kr}) \quad (3.21)$$

Questa procedura può essere ripetuta varie volte fino ad ottenere il grado di *smoothing* desiderato, ed in ogni passaggio la tendenza sarà quella di una maggiore uniformità dei risultati.

3.4.2 Varianza e Covarianza dei dati di deformazione sismica

Il valore atteso della stima delle componenti del tasso di deformazione sul lungo periodo, e delle rispettive varianza e covarianza, è dato dalle seguenti relazioni:

$$E(\dot{\varepsilon}_{ab}) = \sum_{K=1}^N \left(\frac{M_{ab}^K}{2\mu VT} \right) \quad (3.22)$$

$$\text{var}(\dot{\varepsilon}_{ab}) = \sum_{K=1}^N \left(\frac{M_{ab}^K}{2\mu VT} \right)^2 + \sigma_0^2 (2 + \delta_{ab}) \quad (3.23)$$

$$\text{cov}(\dot{\varepsilon}_{ab}, \dot{\varepsilon}_{cd}) = \sum_{K=1}^N \left(\frac{M_{ab}^K}{2\mu VT} \right) \left(\frac{M_{cd}^K}{2\mu VT} \right) \quad (3.24)$$

Ognuna delle combinazioni ab e cd rappresenta $\phi, \phi\theta, \theta\phi, \theta$; N è il numero di terremoti nel volume V nel periodo T , m è la rigidità, M_{ab}^k e M_{cd}^k sono le componenti ab e cd del momento tensore associato al k -esimo terremoto, $\sigma_0^2 + (2 + \delta_{ab})$ è il contributo del fattore di incompletezza alla varianza. Tale fattore incrementa la varianza ad un livello tale da migliorare la correlazione fra

tasso di deformazione calcolato e osservato. La varianza corrispondente σ_0^2 è inversamente proporzionale alla durata del catalogo sismico e sostanzialmente all'area coperta da una maglia della griglia:

$$\sigma_0^2 = \frac{\eta h}{V} = \frac{\eta}{S} \quad (3.25)$$

dove h è lo spessore sismogenetico, S la superficie e η un fattore con le dimensioni di una velocità al quadrato.

I valori attesi $E(\dot{\epsilon}_{\phi\phi})$, $E(\dot{\epsilon}_{\theta\theta})$, $(\dot{\epsilon}_{\phi\phi})$, $E(\dot{\epsilon}_{\phi\theta})$ corrispondono alle componenti del tensore deformazione ottenuto con il metodo di *Kostrov* (1974).

Con il formalismo appena esposto ogni terremoto contribuisce all'incertezza nella stima del tasso di deformazione sul lungo periodo nella stessa maniera in cui contribuisce alla stima del tasso di deformazione stesso.

3.4.3 *Smoothing* della varianza e covarianza

Fin'ora sono state considerate varianza e covarianza del tasso di deformazione all'interno di una maglia della griglia in maniera isolata rispetto alle maglie vicine; ciò risulta inappropriato in quanto l'errore associato alle maglie con grandi valori di deformazione risulta grande se considerate in maniera isolata, conferendogli quindi scarsa significatività nel calcolo di un campo continuo del tasso di deformazione. In sostanza dove si osserva una grande deformazione si attribuisce inevitabilmente un grande errore che si ripercuote nel calcolo e ciò deve essere naturalmente evitato.

Non applicare lo *Smoothing* all'errore ha come conseguenza che grandi valori del tasso di deformazione siano scarsamente fittati fra maglie vicine mentre la sua applicazione conferisce un "peso" simile alle maglie che hanno propensione a deformarsi sul lungo periodo.

Lo schema per lo *Smoothing* della varianza e covarianza è simile a quello descritto per il tasso di deformazione: si calcola il valore di χ_k ai nodi della griglia come media pesata dei valori χ_r appartenenti alle 4 maglie che circondano il nodo, considerando come peso l'area delle singole maglie:

$$\chi_k = \frac{\sum_{r=1}^4 S_r \chi_r}{\sum_{r=1}^4 S_r} \quad (3.26)$$

Quindi i valori di χ_k dei 4 nodi agli angoli di ogni maglia, vengono mediati per dare un nuovo valore all'interno della maglia stessa:

$$\chi_r = \frac{1}{4} \sum_{k=1}^4 \chi_k \quad (3.27)$$

Tale procedura può essere ripetuta più volte fino ad ottenere il grado di *Smoothing* desiderato.

3.5 Introduzione di vincoli sul comportamento rigido di blocchi crostali

L'uso delle *splines* bicubiche (Holt & Haines, 1995; Beavan & Haines, 2001; Kreemer et al., 1998) nell'interpolazione di dati discreti applicato alle dinamiche crostali, vede uno dei suoi punti di forza nel consentire la contemporanea coesistenza di zone deformabili e di placche dal comportamento rigido. Ciò risulta importante in quanto rende possibile preservare aree che in natura, per le loro caratteristiche reologiche, non si deformano. Risulta concettualmente semplice definire una porzione della griglia come un corpo non deformabile, basta sostanzialmente assegnare a $\frac{\partial \bar{w}}{\partial \phi}$, $\frac{\partial \bar{w}}{\partial \theta}$, $\frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial \phi \partial \theta}$ il valore zero ai nodi della griglia che ricadono sulla regione rigida e attribuendo a questi lo stesso valore di $\bar{w}(\hat{x})$, tale da vincolarli reciprocamente e farli ruotare insieme senza deformazione. Di conseguenza in tutti gli altri punti la deformazione risulta libera di agire.

3.6 Fattore d'incompletezza del catalogo sismico

Le informazioni a disposizione sui meccanismi focali sono riferite ad un intervallo di tempo limitato rispetto alla durata del ciclo sismico di terremoti con magnitudo sufficiente per essere analizzati ed inseriti nei cataloghi CMT ed RCMT. Tale sottostima porta a considerare che in un intervallo di tempo futuro, pari almeno alla durata dei cataloghi esistenti, il numero atteso di terremoti sia almeno superiore di una unità rispetto a quelli già osservati. Essendo la deformazione crostale un processo legato a fenomeni la cui scala temporale è quella geologica, all'interno della procedura di calcolo, viene considerato un fattore di incompletezza, detto

anche “terremoto mancante”, per limitare l’incongruenza fra la scala temporale dei processi tettonici e quella delle osservazioni disponibili. Il fattore di incompletezza viene calcolato considerando una struttura sismogenica, o potenzialmente tale, presente nell’area di studio, che nel ciclo sismico genera uno spostamento medio JSL tale per cui

$$F = \left[JSL \left(\frac{mm}{anno} \right) * \left(\frac{1 * 10^9 anni}{6.371 * 10^9 mm} \right) \right]^2 \quad (3.28)$$

dove il fattore a destra del prodotto converte la velocità in unità dimensionale per essere compatibile con il linguaggio di calcolo.

In termini di magnitudo del terremoto, considerando che $M_0 = \mu u A$, si ha:

$$M_0 = \mu \cdot JSL \cdot T \cdot A \quad (3.29)$$

dove T è la durata del catalogo sismico.

4. PREPARAZIONE DEI DATI SISMICI E GEODETICI

4.1 Meccanismi focali dei terremoti

Le soluzioni utilizzate per il calcolo della somma tensori momento sismico, sono state selezionate all'interno dei cataloghi CMT (The Italian CMT dataset, 1976-2005; $M \geq 4.5$) ed RCMT (2006/-2009; $M \geq 4.5$); sono stati scelti solo gli eventi con profondità non superiore ai 30 km, per un totale di 300 terremoti (Fig 4).

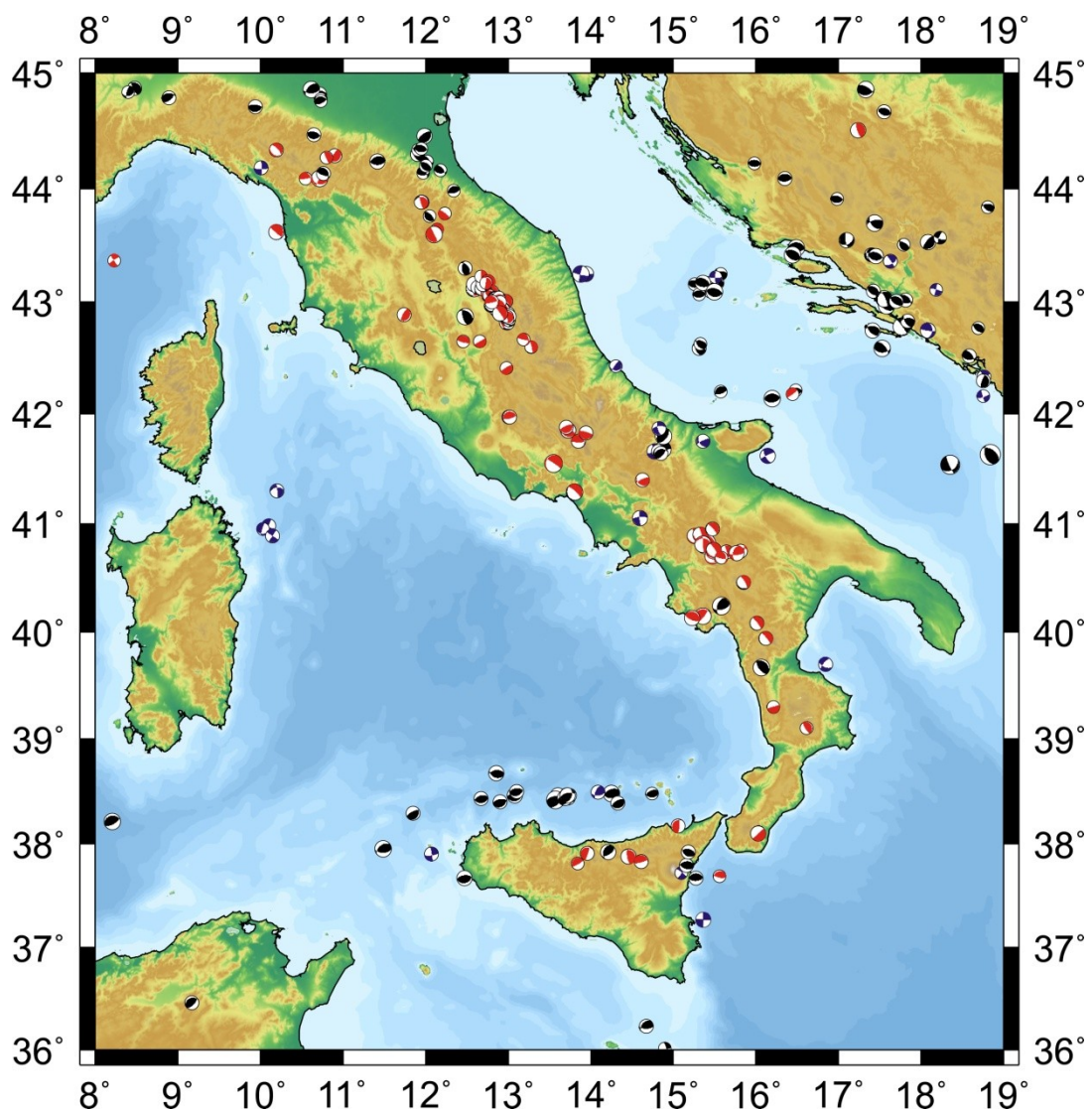


Fig 4: meccanismi focali dei terremoti catalogo CMT (The Italian CMT dataset, 1976-2005; $M \geq 4.5$); RCMT (2006/-2009; $M \geq 4.5$). Beachball bianco-rossa: eventi distensivi; bianco-nera: eventi compressivi; bianco-blue: eventi di strike-slip.

Le informazioni sui meccanismi focali sono contenute in file disponibili all'indirizzo www.bo.ingv.it/RCMT/Italydataset.html, il cui formato differisce da quello richiesto dal programma di calcolo.

Il formato file da utilizzare per questo tipo di lavoro è il “dek” http://www.bo.ingv.it/RCMT/allorder.dek_explained.

Il file “dek”, deve essere convertito, ed inserito nel programma di calcolo nel seguente formato:

Lat	Lon	M_0 (Nm)	m_{xx}	m_{yy}	m_{xy}
41.40	14.63	0.77E+16	0.177	0.648	0.181
33.96	8.29	0.38E+17	0.080	0.873	0.411
.....
m...

Questo formato è una matrice di m righe e 6 colonne contenente le coordinate di ogni epicentro (lat, lon) con associato momento sismico(M_0) e componenti (m_{xx} , m_{yy} , m_{xy}) orizzontali.

Nel programma di calcolo, a questa matrice viene dato il nome di: “earthquakes.dat”

4.2 Cenni sulle reti GPS

L'area mediterranea è caratterizzata da un basso tasso di deformazione, tale che per essere stimato con precisione richiede un lungo periodo di osservazione; questo può essere ridotto utilizzando stazioni GPS permanenti, ma la densità di tali reti non è adeguata per fornire informazioni sufficientemente dettagliate a descrivere la cinematica e il campo di deformazione di un'area così complessa. Svolgono così un importante ruolo complementare le stazioni non permanenti. Dal 1996 è operativa la rete europea di stazioni permanenti (EUREF) che costituisce un implemento della rete globale IGS e copre Europa e Mediterraneo con più di 100 stazioni.

Nel mediterraneo centrale si estende la rete regionale di stazioni non permanenti TYRGEONET (Tyrrhenian geodetic network), realizzata nel 1990 (*Achilli et al., 1992; Anzidei et al., 1995*), è composta da 50 vertici, di cui 34 sul territorio italiano, alcuni dei quali appartenenti anche ad altre reti già esistenti.

Per lo studio dell' Appennino centro-meridionale dal 1994 esiste una rete che rende più fitta la TYRGEONET ed è costituita da 14 stazioni GPS: la rete GEOMODAP (Geodynamic Modelling Appennine), (*Anzidei et al., 1995b, 2001; Serpelloni et al., 2001*).

A livello locale anche lo Stretto di Messina e l'arcipelago delle Eolie sono coperti da una rete connessa con la TYRGEONET (*Baldi et al., 1988*); mentre sui Monti Iblei nord-orientali e sui Monti Peloritani è presente una rete GPS non permanente gestita esclusivamente dall'INGV (sez. di Catania), [*Bonforte et al., 2002*].

4.3 Velocità GPS

Per il calcolo della deformazione geodetica, sono state selezionate le velocità elaborate con software GAMIT presso l'INGV (sez. di Bologna) in collaborazione con il Dr. Enrico Serpelloni (INGV-BO). Le soluzioni analizzate provengono dalla

rete GPS continua e dalle varie reti discrete presenti nell'area Siciliana-Calabrese (Monti Peloritani, Monti Iblei, Stretto di Messina, Isole Eolie), per un totale di 183 stazioni (Fig 4.1 e Tab 4). Queste soluzioni, sono le velocità residue rispetto al sistema di riferimento definito dal polo di rotazione per la porzione stabile del blocco crostale Eurasia. Esse vengono ottenute sottraendo alle soluzioni ITRF2000 la rotazione rigida su una terra sferica, descritta dal polo Euleriano calcolato per il blocco di riferimento (Tab 4.1).

Codice	Latitudine	Longitudine	Località	Tipo
AJAC	41,92	8,762	Ajaccio	CGPS
ALRA	41,73	14,03	Abruzzo	CGPS
AMUR	43,60	13,5	Altamura	CGPS
ANCG	43,60	13,5	Italia	CGPS
APOS	38,16	15,5	Apostoli	EGPS
AQUI	42,36	13,35	L'Aquila	CGPS
AREN	38,24	15,55	Arena	CGPS
AREZ	38,24	15,55	Arezzo	CGPS
ATRA	42,55	14,00	Abruzzo	CGPS
BLRA	41,81	13,56	Abruzzo	CGPS
BO03	44,62	11,66	Molinella	CGPS
BOLO	44,48	11,32	Bologna	CGPS
BSSO	41,55	14,59	Busso	CGPS
BULG	40,07	15,37	Camerota	CGPS
CABA	41,56	14,68	-----	CGPS
CADM	41,07	16,27	Castel del Monte	CGPS
CAFE	41,02	15,23	Carife (AV)	CGPS
CAGL	39,13	8,97	Cagliari	CGPS
CALA	43,86	11,16	-----	CGPS
CAME	43,11	13,12	Camerino	CGPS
CAMO	39,34	16,44	-----	CGPS
CAPO	38,15	14,73	-----	CGPS
CAPR	42,25	12,17	Capri	CGPS
CARO	39,25	16,21	Carolei	CGPS
CASF	43,46	13,54	-----	CGPS
CCRI	39,22	16,77	-----	CGPS
CDRA	42,36	13,72	-----	CGPS
CDRU	40,48	15,30	Ottati-Civita di Ruta (SA)	CGPS
CERA	41,60	14,02	Filignano	CGPS
CERT	41,94	12,98	Cerreto Laziale	CGPS
CESI	43,00	12,90	Serracavalle di Chienti	CGPS

CHIE	42,38	14,14	-----	CGPS
CITT	43,46	12,24	Cittadella	CGPS
CMPR	40,31	15,30	Campora (SA)	CGPS
CODI	44,84	12,11	Codigoro	CGPS
CORL	37,89	13,30	Corleone	CGPS
COSE	39,20	16,31	Cosenza	CGPS
CRAC	40,38	16,43	Craco -MT	CGPS
CSGP	42,85	13,59	-----	CGPS
CSSB	43,20	12,24	Colle Sassi Bianchi	CGPS
CUCC	39,99	15,81	Castrocucco	CGPS
9510	37,63	14,77	Centuripe	EGPS
9518	37,95	15,00	Roccella Valdemone	EGPS
9520	37,84	14,71	Cesarò	EGPS
ECNV	37,59	14,71	Catenanuova	CGPS
ELBA	42,75	10,21	Isola d'Elba	CGPS
EMPO	43,71	10,93	Empoli	CGPS
ENAV	40,58	14,33	Massa Lubrense (NA)	CGPS
ENNA	37,56	14,27	Enna	EGPS
FAEZ	44,30	11,86	Faenza	CGPS
FASA	40,83	17,35	Puglia	CGPS
FAVI	37,93	12,32	Favignana	EGPS
FIGL	43,61	11,47	-----	CGPS
FIRE	44,11	11,37	Firenze	CGPS
FOGG	41,45	15,53	Foggia	CGPS
FROS	41,64	13,34	Frosinone	CGPS
GALF	37,71	14,56	Gagliano-Castelferrato (EN)	CGPS
GBLM	37,99	14,02	Gibilmanna-Cefalù (PA)	CGPS
GIOI	38,42	15,89	-----	CGPS
GIUR	40,12	18,43	-----	CGPS
GROG	43,42	9,89	Gorgona (LI)	CGPS
GROT	41,07	15,05	Grottaminarda	CGPS
GUAR	41,79	13,31	Guarcino	CGPS
HAGA	37,28	15,15	Augusta	CGPS
HAVL	36,95	15,12	Avola	CGPS
HCRL	37,28	15,03	Carlentni	CGPS
HMDC	36,95	14,78	Modica	CGPS
HVZN	37,17	14,71	Vizzini	CGPS
ISLI	37,3	15,01	San Lio	EGPS
IMTR	37,33	15,02	Matarazzo	EGPS
IP06	37,34	14,96	-----	EGPS
IP07	37,34	14,87	-----	EGPS
IP09	37,30	15,12	Castelluccio	CGPS
IP10	37,28	15,20	Brucoli	EGPS
IP14	37,23	14,88	Francofonte	EGPS
IP16	37,18	14,93	Pedagaggi (SR)	EGPS
IP19	37,15	15,22	Penisola Magnisi	EGPS

IPNC	37,24	14,98	M. Pancali	EGPS
ICAR	37,25	15,01	Carlentini	EGPS
ICRE	37,24	14,87	Contrada del Re	EGPS
ICRO	37,32	14,75	Palagonia	EGPS
IPRE	37,21	15,11	Melilli	EGPS
I04N	37,40	14,81	-----	EGPS
IAZN	37,37	15,04	Iazzotto	EGPS
ILAB	37,35	14,96	Labiata	EGPS
IM01	37,42	14,93	Sicilia sud-orientale	EGPS
ISCP	37,33	14,99	M. Scalpello	EGPS
IDEM	37,33	15,02	San Demetrio	EGPS
IGRO	37,09	14,99	M. Grosso	EGPS
ISCR	37,24	15,25	Capo S. Croce	EGPS
IP03	37,40	15,06	Primosele	EGPS
ITFA	43,34	12,93	-----	CGPS
ITGT	43,23	12,78	-----	CGPS
ITIM	44,35	11,72	Imola	CGPS
ITRN	44,05	12,58	Rimini	CGPS
JOPP	38,60	15,88	Joppolo	CGPS
LAMP	35,49	12,60	Lampedusa	CGPS
LAMO	35,52	12,57	Lampedusa	EGPS
LASP	44,07	9,84	La Spezia	CGPS
LAT1	41,47	12,9	Latina	CGPS
LOSV	38,44	14,94	Lipari	CGPS
LUZZ	39,44	16,28	-----	CGPS
MACE	43,29	13,45	Macerata	CGPS
MALT	35,83	14,52	Malta	CGPS
MAON	42,42	11,13	Monte Argentario	CGPS
MARE	37,96	12,07	Marettimo	CGPS
MATE	40,64	16,70	Matera	CGPS
MCEL	40,32	15,80	Monticello	CGPS
MEDI	40,32	15,80	Monticello	CGPS
MELA	41,70	15,10	Melanico	CGPS
MESA	38,18	15,55	-----	EGPS
MESS	38,20	15,55	Messina	CGPS
MILA	38,27	15,23	Milazzo	CGPS
MILO	38,00	12,58	Milo (TP)	CGPS
MMME	37,93	15,25	Rocca Fiorita	CGPS
MO02	44,34	10,83	Pavullo	CGPS
MO03	44,36	10,63	Montefiorino	CGPS
MO04	44,90	11,07	Mirandola	CGPS
MO05	44,84	11,29	Finale-Emilia	CGPS
MOCO	41,37	15,15	Monte Cornacchia-Biccari	CGPS
MODE	44,63	10,95	Modena	CGPS
MODR	41,14	13,88	Mondragone	CGPS
MOIE	43,50	13,12	-----	CGPS

MOZZ	43,97	10,54	-----	CGPS
MPAZ	37,95	16,00	Palizzi	CGPS
MRLC	40,75	15,48	Muro Lucano	CGPS
MRVN	41,06	16,19	Minervino Murge	CGPS
MSRU	38,26	15,50	Castanea delle Furie	CGPS
MTSN	40,26	15,75	Montesano sulla Marcellana	CGPS
MTTG	38,00	15,69	Motta San Giovanni	CGPS
NOCI	40,78	17,06	Noci-Bari	CGPS
NOT1	37,15	15,22	Noto	CGPS
OCRA	42,05	13,04	-----	CGPS
PACA	40,87	14,55	-----	CGPS
PACE	38,26	15,52	Pace	EGPS
PALZ	40,94	15,96	Palazzo S. Gervaso	CGPS
PANA	38,63	15,07	Panarea	EGPS
PENB	43,82	12,27	-----	CGPS
PERU	43,11	12,39	Perugia	CGPS
PES1	43,89	12,89	Pesaro	CGPS
PETC	42,01	14,86	-----	CGPS
PG01	43,34	12,58	Gubbio	CGPS
PLAC	38,44	16,43	Placanica-Stilo (CZ)	CGPS
POFI	41,72	13,71	Posta Fibreno	CGPS
PORO	38,6	15,91	Monte Poro	EGPS
PRAT	43,88	11,09	Prato	CGPS
PSB1	41,22	14,81	Pesco Sannita	CGPS
PTRJ	41,36	14,52	Pietraroja	CGPS
PZIN	36,81	11,97	Pantelleria-Zinedi	CGPS
RAFF	37,09	14,99	Mazzarino	CGPS
REFO	42,96	12,70	-----	CGPS
REPI	42,95	12,00	-----	CGPS
RETO	42,78	12,40	-----	CGPS
RNI2	41,70	14,15	Rionero Sannitico	CGPS
SACR	41,39	14,70	Santa Croce del Sanni	CGPS
SASA	40,38	17,96	-----	CGPS
SCHR	40,19	16,08	San Chirico Raparo	CGPS
SCRI	38,23	15,71	-----	EGPS
SCTE	40,07	18,46	Santa Cesarea Terme	CGPS
SERS	39,03	16,68	Sersale (CT)	CGPS
SGTA	41,13	15,36	S. Agata di Puglia (FG)	CGPS
SIEN	43,31	11,33	Siena	CGPS
SIRI	40,18	15,86	Molitermo - M. Sirino	CGPS
SMRA	42,04	13,92	-----	CGPS
SNAL	40,92	15,20	San Angelo dei Lombardi	CGPS
SPLA	38,07	15,48	San Placido	EGPS
SPUR	38,26	15,62	Spuria	EGPS
SSYX	37,31	14,75	Sortino	CGPS
STRO	38,80	15,24	Stromboli	EGPS

STSV	39,14	16,91	-----	EGPS
SVIN	38,80	15,23	Stromboli - San Vincenzo	CGPS
SVTO	40,60	16,44	Miglionico - M.S. Vito	CGPS
TAOR	37,85	15,28	Taormina	CGPS
TGRC	38,10	15,65	Reggio Calabria	CGPS
TIRA	41,34	19,86	Tirana (Albania)	CGPS
TITO	40,60	15,72	Potenza	CGPS
TODI	42,78	12,40	-----	CGPS
TOLF	40,64	12,00	Tolfa	CGPS
TVRN	39,43	16,22	-----	CGPS
UNOV	42,71	12,11	Umbria	CGPS
USIX	38,70	13,17	Ustica	CGPS
VCSP	38,4	14,95	Vulcano - Campo sportivo	CGPS
VENT	40,79	13,42	Ventotene	CGPS
VITE	42,41	12,11	-----	CGPS
VLSG	38,22	15,64	Villa San Giovanni	CGPS
VLUC	40,23	15,26	Vallo della Lucania	CGPS
VULT	40,95	15,61	Monte Vulture - Melfi (PZ)	CGPS
VVLO	41,86	13,62	Villavallelonga	CGPS

Tab-4: codice, latitudine, longitudine, località e tipo di stazione GPS.

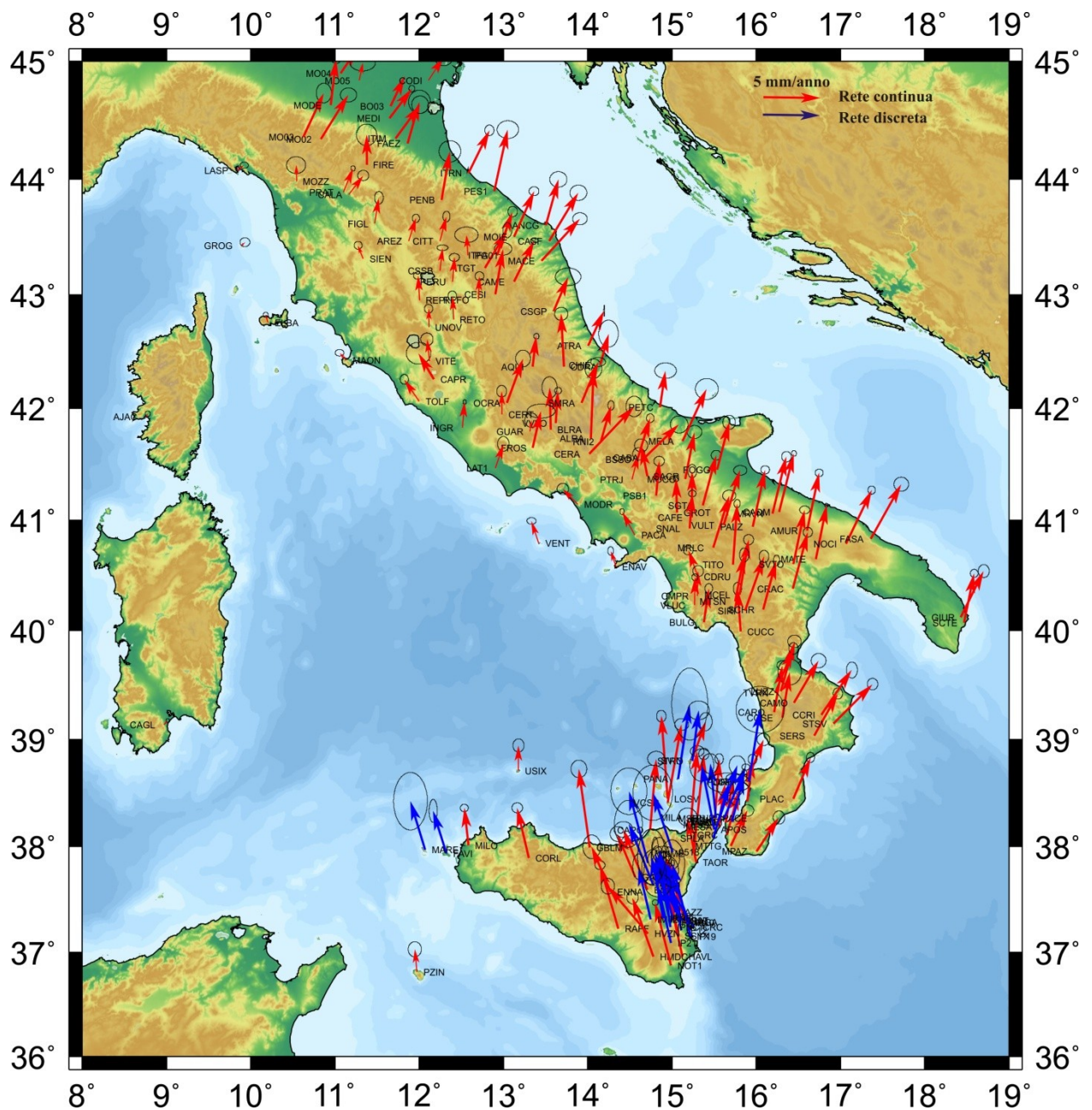


Fig 4.1: velocità GPS utilizzate per il calcolo dello strain geodetico.

lat	lon	Ve	Vn	Se	Sn	Codice
37,63	14,77	-1,911	4,775	0,499	0,847	9510
37,95	15,00	-1,51	4,557	0,708	0,995	9518
37,84	14,71	-1,46	5,519	0,647	0,839	9520
35,52	12,57	-2,257	3,201	0,636	1,065	LAMO
38,63	15,07	0,888	5,774	0,647	1,297	PANA
38,80	15,24	0,488	3,905	0,387	0,337	STRO
41,92	8,76	0,102	0,224	0,09	0,101	AJAC
41,73	14,03	0,215	5,381	0,299	0,356	ALRA
40,90	16,60	0,928	4,469	0,145	0,134	AMUR

43,60	13,50	0,973	3,532	0,31	0,279	ANCG
38,16	15,50	-0,984	4,969	0,431	0,587	APOS
42,36	13,35	0,265	2,357	0,095	0,1	AQUI
38,24	15,55	1,442	4,305	0,292	0,34	AREN
43,46	11,87	0,564	1,771	0,13	0,15	AREZ
42,55	14,00	1,225	2,708	0,017	0,201	ATRA
41,81	13,56	-0,085	3,27	0,273	0,385	BLRA
44,62	11,66	1,115	2,346	0,241	0,258	BO03
44,48	11,32	0,525	2,037	0,249	0,188	BOLO
41,54	14,594	0,969	3,19	0,139	0,154	BSSO
40,07	15,37	0,385	2,6	0,135	0,177	BULG
41,56	14,68	2,647	2,58	0,316	0,311	CABA
41,07	16,27	1,132	4,508	0,09	0,103	CADM
41,02	15,23	0,02	3,558	0,157	0,244	CAFE
39,13	8,97	0,298	0,325	0,067	0,068	CAGL
43,86	11,16	1,118	1,459	0,199	0,183	CALA
43,11	13,12	1,576	3,193	0,142	0,094	CAME
39,34	16,44	1,891	3,238	0,268	0,258	CAMO
38,15	14,73	0,474	5,489	0,308	0,266	CAPO
42,25	12,17	-1,2	2,014	0,443	0,393	CAPR
39,25	16,21	0,636	3,597	0,19	0,168	CARO
43,46	13,54	2,246	3,736	0,304	0,276	CASF
39,22	16,77	2,336	3,469	0,199	0,289	CCRI
42,36	13,72	-0,221	4,087	0,236	0,238	CDRA
40,48	15,3	-0,725	2,051	0,177	0,167	CDRU
41,59	14,01	3,469	3,649	0,3	0,369	CERA
41,94	12,98	-0,019	1,767	0,176	0,211	CERT
43,00	12,90	0,593	3,49	0,312	0,227	CESI
42,38	14,14	0,661	2,408	0,352	0,485	CHIE
43,46	12,24	0,496	1,873	0,129	0,189	CITT
40,31	15,30	0,054	1,909	0,19	0,2	CMPR
44,84	12,11	1,161	1,785	0,325	0,294	CODI
37,89	13,30	-0,91	3,857	0,193	0,182	CORL
39,20	16,31	0,567	3,53	0,42	0,467	COSE
40,38	16,43	1,155	4,371	0,165	0,175	CRAC
42,85	13,59	1,14	2,658	0,46	0,317	CSGP
43,20	12,24	0,205	1,768	0,197	0,1	CSSB
39,99	15,81	-0,248	3,301	0,148	0,224	CUCC
37,59	14,71	-1,863	4,671	0,336	0,284	ECNV
42,75	10,21	-0,21	0,629	0,092	0,095	ELBA
43,71	10,93	0,32	0,585	0,211	0,155	EMPO
40,58	14,33	-0,409	1,22	0,101	0,153	ENAV
37,56	14,27	-1,469	3,5	0,32	0,427	ENNA
44,30	11,86	0,924	3,225	0,391	0,419	FAEZ
40,83	17,35	2,353	4,212	0,264	0,253	FASA
37,93	12,32	-1,046	3,308	0,145	0,419	FAVI

43,61	11,47	0,313	1,971	0,159	0,228	FIGL
44,11	11,378	-0,019	2,341	0,363	0,388	FIRE
41,45	15,53	0,948	3,676	0,227	0,254	FOGG
41,64	13,34	0,638	2,854	0,5	0,252	FROS
37,71	14,56	-1,402	3,344	0,257	0,268	GALF
37,99	14,02	-0,851	6,071	0,284	0,315	GBLM
38,42	15,89	0,399	3,263	0,156	0,181	GIOI
40,12	18,43	1,756	3,554	0,197	0,235	GIUR
43,42	9,89	0,261	0,262	0,179	0,161	GROG
41,07	15,05	-0,073	2,617	0,099	0,118	GROT
41,79	13,31	0,121	0,877	0,238	0,256	GUAR
37,28	15,15	-1,508	5,041	0,183	0,194	HAGA
36,95	15,12	-1,118	5,01	0,172	0,185	HAVL
37,28	15,03	-0,519	3,996	0,379	0,518	HCRL
36,95	14,78	-1,632	4,559	0,203	0,231	HMDC
37,17	14,71	-3,098	3,651	0,239	0,283	HVZN
37,38	15,04	-1,025	3,885	0,345	0,358	IAZZ
37,24	15,25	-2,265	3,795	0,413	0,327	ICRC
37,29	15,10	-2,117	4,107	0,42	0,646	IGAT
37,31	14,75	-0,95	4,092	0,208	0,458	IM02
41,82	12,51	0,164	1,99	0,063	0,08	INGR
37,34	14,96	-1,039	4,88	0,13	0,572	IP06
37,30	15,12	-1,415	4,722	0,568	0,47	IP09
37,28	15,20	-1,649	4,56	0,061	0,597	IP10
37,21	15,11	-1,088	4,566	0,223	0,308	IP12
37,15	15,22	-1,432	5,638	0,457	0,849	IP19
37,09	14,99	-1,001	4,441	0,466	0,42	IP21
37,24	14,98	-0,847	5,961	0,262	0,445	IPNC
37,32	14,9	-0,912	4,781	0,505	1	IRNE
37,30	15,01	-1,229	4,865	0,228	0,384	ISLI
43,34	12,93	1,193	3,361	0,17	0,189	ITFA
43,23	12,78	1,722	2,905	0,159	0,274	ITGT
44,35	11,72	1,904	2,597	0,303	0,316	ITIM
44,05	12,58	1,637	3,322	0,164	0,191	ITRN
38,60	15,88	1,303	3,255	0,232	0,218	JOPP
35,49	12,60	-2,612	3,366	0,097	0,085	LAMP
44,07	9,83	0,541	0,398	0,151	0,114	LASP
41,47	12,90	0,631	1,858	0,208	0,266	LAT1
38,44	14,94	-0,49	6,395	0,171	0,21	LOSV
39,44	16,28	1,085	3,839	0,241	0,226	LUZZ
43,29	13,45	2,968	3,248	0,262	0,218	MACE
35,83	14,52	-1,253	4,691	0,239	0,219	MALT
42,42	11,13	-0,495	0,55	0,157	0,117	MAON
37,96	12,07	-1,143	3,758	0,608	1,035	MARE
40,64	16,70	0,837	4,181	0,067	0,063	MATE
40,32	15,80	0,701	4,271	0,18	0,185	MCEL

44,52	11,64	1,733	2,276	0,108	0,117	MEDI
41,70	15,12	1,86	4,052	0,412	0,377	MELA
38,18	15,55	0,531	3,039	0,296	0,31	MESA
38,2	15,55	0,487	3,155	0,244	0,031	MESS
38,27	15,23	0,449	5,137	0,246	0,195	MILA
38,00	12,58	-0,318	2,91	0,144	0,136	MILO
37,93	15,25	0,809	7,683	0,187	0,202	MMME
44,34	10,83	2,123	3,419	0,295	0,251	MO02
44,36	10,63	1,582	3,383	0,273	0,353	MO03
44,90	11,07	1,312	1,937	0,734	0,057	MO04
44,84	11,29	0,284	1,379	0,459	0,3	MO05
41,37	15,15	0,71	3,631	0,263	0,234	MOCO
44,62	10,94	0,421	3,585	0,173	0,169	MODE
41,14	13,88	-1,144	1,174	0,207	0,202	MODR
43,50	13,12	1,553	3,505	0,179	0,163	MOIE
43,97	10,54	-0,033	1,26	0,346	0,304	MOZZ
37,95	16,00	1,711	2,625	0,207	0,241	MPAZ
40,75	15,48	1,24	3,996	0,237	0,198	MRLC
41,06	16,19	1,057	4,397	0,173	0,189	MRVN
38,26	15,50	0,341	4,591	0,15	0,193	MSRU
40,26	15,75	0,695	3,6	0,169	0,25	MTSN
38,00	15,69	1,281	2,757	0,221	0,205	MTTG
40,78	17,06	1,986	4,152	0,132	0,148	NOCI
36,87	14,98	-1,233	4,835	0,105	0,104	NOT1
42,05	13,04	1,255	3,421	0,266	0,302	OCRA
40,87	14,55	-0,975	1,794	0,078	0,11	PACA
38,26	15,52	-0,437	4,214	0,296	0,357	PACE
40,94	15,96	0,95	4,388	0,155	0,148	PALZ
38,63	15,07	0,888	5,774	0,647	1,297	PANA
43,82	12,27	0,646	3,776	0,391	0,384	PENB
43,11	12,39	0,152	1,89	0,184	0,144	PERU
43,89	12,89	1,036	4,772	0,386	0,32	PES1
42,01	14,86	0,414	2,82	0,389	0,279	PETC
43,34	12,58	-0,109	1,572	0,419	0,283	PG01
38,44	16,43	1,335	3,173	0,147	0,182	PLAC
41,71	13,71	-0,886	0,871	0,276	0,255	POFI
38,60	15,91	0,878	5,585	0,863	0,835	PORO
43,88	11,09	0,751	1,847	0,079	0,095	PRAT
41,22	14,81	0,241	2,652	0,19	0,175	PSB1
41,36	14,52	0,501	2,002	0,219	0,22	PTRJ
36,81	11,97	-0,151	1,755	0,237	0,274	PZIN
37,22	14,36	-1,411	4,917	0,18	0,161	RAFF
42,96	12,70	0,077	1,819	0,157	0,157	REFO
42,95	12,00	-0,116	1,892	0,161	0,13	REPI
42,78	12,40	-0,093	1,824	0,156	0,177	RETO
41,70	14,15	0,809	2,811	0,11	0,172	RNI2

41,39	14,70	-0,468	2,368	0,239	0,237	SACR
40,38	17,96	1,854	3,786	0,192	0,237	SASA
40,19	16,08	1,015	3,815	0,113	0,189	SCHR
38,23	15,71	0,945	3,589	0,101	0,222	SCRI
40,07	18,46	0,777	3,819	0,141	0,146	SCTE
39,03	16,68	1,82	3,238	0,171	0,202	SERS
41,13	15,36	1,041	3,872	0,18	0,175	SGTA
43,31	11,33	-0,405	1,009	0,142	0,142	SIEN
40,18	15,86	1,467	4,174	0,177	0,221	SIRI
42,04	13,92	1,299	3,169	0,266	0,163	SMRA
40,92	15,2	0,213	2,718	0,131	0,119	SNAL
38,07	15,48	1,219	4,266	0,775	0,359	SPLA
38,26	15,62	1,654	3,926	0,14	0,113	SPUR
37,15	15,07	-1,11	4,699	0,151	0,154	SSYX
39,14	16,91	3,023	3,038	0,19	0,206	STSV
38,80	15,23	1,078	3,014	0,231	0,327	SVIN
40,60	16,44	0,875	4,199	0,183	0,142	SVTO
37,85	15,28	-0,676	3,486	0,339	0,325	TAOR
38,10	15,65	0,913	3,399	0,112	0,147	TGRC
41,34	19,86	-2,034	1,148	0,398	0,441	TIRA
40,6	15,72	0,325	4,706	0,109	0,148	TITO
42,78	12,40	-0,238	1,074	0,353	0,361	TODI
40,64	12,00	-1,149	1,682	0,15	0,176	TOLF
39,43	16,22	1,398	3,414	0,167	0,21	TVRN
42,71	12,11	-0,008	1,419	0,152	0,157	UNOV
38,7	13,17	-0,004	1,962	0,201	0,237	USIX
38,4	14,95	1,062	6,053	0,252	0,213	VCSP
40,79	13,42	-0,576	1,72	0,167	0,12	VENT
42,41	12,11	-0,18	1,685	0,221	0,229	VITE
38,22	15,64	0,574	3,429	0,265	0,164	VLSG
40,23	15,26	0,042	2,176	0,113	0,121	VLUC
40,95	15,61	1,26	4,253	0,24	0,174	VULT
41,86	13,62	0,166	2,506	0,124	0,116	VVLO

Tab 4.1: velocità residue GPS. **lat** = latitudine; **long** = longitudine; V_e = velocità est; V_n = velocità nord; S_e = errore velocità est; S_n = errore velocità nord.

4.4 Parametri utilizzati nella somma dei tensori momento sismico

Nell'uso della sommatoria di Kostrov $\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu AHT} \sum M_0 m_{ij}$ (cap.3, par.3.3), si considera un volume litosferico con spessore H che rappresenta lo strato sismogenico.

Per quanto riguarda l'area d'interesse, l'analisi della distribuzione verticale degli ipocentri dei terremoti, mostra una forte concentrazione nei primi 30 km di crosta ed una diminuzione degli stessi sotto tale soglia; eventi profondi vengono localizzati solo nel basso Tirreno. Quindi il valore di H adottato è stato di 30 km, e i meccanismi focali al di sotto di tale soglia sono stati esclusi dalla procedura d'inversione.

Per la scelta del coefficiente μ (rigidità della crosta) sono stati analizzati i valori utilizzati in letteratura per la realizzazione di modelli globali (*Kreemer et al., 2000*). Il valore più appropriato per le caratteristiche reologiche della crosta nell'area mediterranea risulta essere $\mu = 3.0 * 10^{10} \text{ Nm}^{-2}$.

T, rappresenta l'intervallo di dati disponibili, e corrisponde alla durata dei cataloghi sismici; nel nostro caso T = 33 anni (1976-2009).

A, sono le aree entro le quali avviene il calcolo della sommatoria dei tensori momento sismico, e sono misurate in maniera automatica dal programma, avendo precedentemente inserito le coordinate dei nodi che costituivano la griglia di calcolo.

Bisogna ricordare che la scelta di questi valori influenza solo il modulo del tasso di deformazione e non la sua orientazione, quindi non necessitano di eccessiva cura, considerando anche che l'area di studio è interessata da spiccate variazioni laterali di tali parametri.

Per eseguire la sommatoria di Kostrov, il programma di calcolo, tramite il comando *make_smooth_input_form_earthquakes* chiede l'inserimento dei seguenti parametri:

- a) lunghezza del catalogo sismico;
- b) modulo di rigidità;
- c) spessore dello strato sismogenetico;
- d) raggio terrestre.

Questi parametri vanno inseriti nel programma di calcolo in questo formato:

- a) 33 anni **33e⁻⁹** (il valore è normalizzato a 10e⁹; ovvero [10e⁻⁹ yr⁻¹];
- b) 3.0*10¹⁰ N/m² **3.0e¹⁰**;
- c) 30 km **3.0e⁴**;
- d) 6.371 km **6.371e⁶**; (viene inserito in metri).

4.5 Calcolo del fattore d'incompletezza

Essendo la deformazione crostale un processo legato a fenomeni la cui scala temporale è quella geologica, all'interno della procedura di calcolo, viene considerato un fattore di incompletezza, detto anche "terremoto mancante", per limitare l'incongruenza fra la scala temporale dei processi tettonici e quella delle osservazioni disponibili.

Il fattore di incompletezza viene calcolato considerando uno *slip* medio (*JSL*), su una struttura sismogenica teorica con lunghezza pari a 50 Km (*Contisio et al., 1997*), di 0.3 mm/anno, tale che:

$$F = \left[0.3 \frac{mm}{anni} \left(\frac{1 * 10^9 anni}{6.371 * 10^9 mm} \right) \right]^2$$

Pure il fattore d'incompletezza viene inserito con il precedente comando.

4.6 Scelta dello smoothing

Nel calcolo del campo di deformazione a partire da dati sismologici è stato scelto di applicare uno *Smoothing* “leggero”, ripetendo la procedura una sola volta sia per i dati del tasso di deformazione sismica sia per le relative varianze e covarianze. Tale scelta è dettata soprattutto dalle caratteristiche proprie dell’area italiana in cui le variazioni laterali fra stili deformativi differenti, applicando un fattore di *Smoothing* maggiore, sarebbero state sostanzialmente attenuate con la conseguenza di una eccessiva omogeneizzazione dei risultati; ma soprattutto, l’uso del **M**-smoothing risulta appropriato solo per studi a scala regionale-locale, come in questo caso. Esempi interessanti nell’uso di vari gradi di *Smoothing* sono presenti in *Kreemer et al., 1998*.

Anche la procedura di *Smoothing*, viene eseguita con il comando *make_smooth_input_form_earthquakes*; in questo caso il programma chiede quante volte bisogna eseguire lo smoothing per il tasso di deformazione sismica e per la relativa varianza e covarianza.

Per questa procedura sono stati fatti vari tentativi, utilizzando diversi valori di smoothing; alla fine delle varie prove, il valore più appropriato è stato 1. Come dicevamo in precedenza, tale valore è quello che si adatta meglio all’area mediterranea; valori più alti uniformavano troppo i risultati.

4.7 Definizione della griglia di calcolo

Nella procedura di calcolo la scelta della griglia può rivestire un ruolo di importanza non trascurabile. Infatti è importante, soprattutto nell'inversione dei meccanismi focali, rispettare la separazione geometrica di aree a diverso stile deformativo. Anche l'area della griglia risulta importante e deve essere chiaramente superiore rispetto alla superficie dell'area di studio.

Il programma di calcolo, legge le informazioni riguardanti la geometria della griglia, da un file denominato *geometry.dat*. Tale file contiene i nodi della griglia ed una serie di vincoli necessari per simulare zone a comportamento rigido e zone dove la deformazione è libera di agire.

Di seguito riportiamo un esempio analitico di una piccola parte della griglia usata nel nostro lavoro.

	70	40	2912		
0	0	1	3	3	
	30.00		5.00		
1	0	2	3	3	
	30.00		5.50		
2	0	3	3	3	
	30.00		6.00		
3	0	4	3	3	
		...			

70 = max numero di punti nodi in direzione x;

40 = max numero di punti nodi in direzione y;

2912 = numero di vettori rotazione

30.00 e 5.00 = latitudine e longitudine dei punti nodi;

0 0 1 3 4, ... = indici del valore del vettore rotazione per quel punto.

La griglia *geometry.dat*, viene generata, convertendo con il comando *make_geometry_regular* un piccolo file che prende il nome di *grid.driv*.

Il file grid.drv si presenta in questo modo e va compilato manualmente:

lat_min **lat_max** **lon_min** **lon_max** **Nx** **Ny**

lat_min: latitudine minima;

lat_max: latitudine massima;

lon_min: longitudine minima;

lon_max: longitudine massima

Nx-Ny: passo di campionatura da assegnare per ottenere il massimo numero di punti nodi in direzione x e y.

Nel nostro caso, trattandosi di un lavoro a grande scala (area Italiana) il passo di campionatura assegnato è stato 0,5. Con tale valore si realizza una griglia regolare contenente un punto nodo ogni mezzo grado di latitudine e longitudine.

Successivamente, il file griglia geometry.dat, per essere usato dal resto del programma, deve essere convertito; questa conversione è necessaria perché il codice utilizza la metodologia delle matrici sparse.

La conversione del geometry.dat viene eseguita con questo comando:

convert_to_sparse_grid.

L'output è un file che si chiama "sparse_geometry.dat".

4.8 Velocità GPS

Per eseguire l'inversione delle velocità GPS, bisogna preparare due file:

- 1) Sites.dat
- 2) GPS.dat

Sites.dat è un file di testo con il numero di stazioni GPS e le relative coordinate, latitudine e longitudine.

Esempio di parte del file sites.dat

9

1	40.91	16.60
2	43.46	11.87
3	40.08	15.38
4	41.08	16.27
5	41.03	15.24
6	43.87	11.16
7	39.34	16.45
8	38.16	14.74
9	39.25	16.21

9 = numero totale di stazioni GPS

1, 2, 3, ...,9 = numero progressivo di ogni singola stazione

1° colonna : latitudine della stazione

2° colonna : longitudine della stazione.

Il file GPS.dat è molto importante per l'inversione dei dati, quindi la sua preparazione oltre ad essere molto laboriosa (si costruisce manualmente) va eseguita con attenzione. Esso contiene i valori di velocità misurati alle stazioni GPS.

Esempio di parte del file GPS.dat

```
183
 1 2912 -1 40.90 16.60
   0.145 0.701
   0.022 0.021
0.000
 2 2912 -2 43.46 11.87
   0.088 0.277
   0.020 0.023
0.000
 3 2912 -3 40.07 15.37
   0.060 0.408
   0.021 0.027
0.000
 4 2912 -4 41.07 16.27
```

183 = numero di stazioni GPS

1= stazione gps n°1

2912 = numero di rotazioni indipendenti (vedi, griglia)

-1 = valore di rotazione al punto nodo dove è posizionata la stazione GPS

40.91 = latitudine della stazione GPS

16.60 = longitudine della stazione GPS

0.174 = velocità est normalizzata

0.649= velocità nord normalizzata

0.028 = dev. Standard normalizzata della vel_est

0.042 = dev. Standard normalizzata della vel_nord

0.000 = correlazione.

5. ANALISI DEI DATI E DEI RISULTATI

5.1 Analisi dei meccanismi focali

L'analisi dei meccanismi focali usati nel calcolo della deformazione sismica, porta ad individuare una grande variabilità spaziale degli sforzi tettonici pur fra aree con caratteristiche cinematiche sostanzialmente omogenee, come mostrato in *Montone et al., (1999), Frepoli & Amato (2000), Pondrelli et al., (2002)*.

Osservando la (Fig 5.1a) si vede come la zona che ci permette di fare un'analisi più immediata sia l'Appennino centrale e meridionale, dove sono presenti principalmente meccanismi normali con direzione dei piani focali NW-SE; solo sull'area molisano-garganica e lungo la costa marchigiana, troviamo meccanismi trascorrenti con piani focali orientati N-S ed E-W.

Proseguendo verso sud, troviamo meccanismi normali in Calabria, con direzione dei piani focali NW-SE nella parte confinante con la Basilicata, mentre sulla parte centrale la direzione dei piani focali diventa E-W; la parte meridionale della regione, fino allo Stretto di Messina, presenta direzione dei piani focali NE-SW.

Nel Tirreno meridionale, gli epicentri dei terremoti sono allineati lungo il 38° parallelo, e mostrano prevalenza di meccanismi inversi con direzione dei piani focali da NE-SW a E-W spostandosi verso oriente.

La zona che presenta maggiore complessità, è la Sicilia; infatti troviamo meccanismi normali nella zona centrale e in parte di quella nord-orientale (Monti Nebrodi e Monti Peloritani occidentali), mentre nella fascia compresa tra le Isole Eolie e la zona etnea, si osserva un cambiamento della cinematica delle sorgenti sismiche da trascorrenti a trastensivi, variamente orientati secondo la predominante direzione N-S e E-W.

Eventi isolati si registrano anche intorno al blocco Sardo-Corso (versante tirrenico), dove troviamo meccanismi normali e trascorrenti su piani orientati N-S e ENE-WSW.

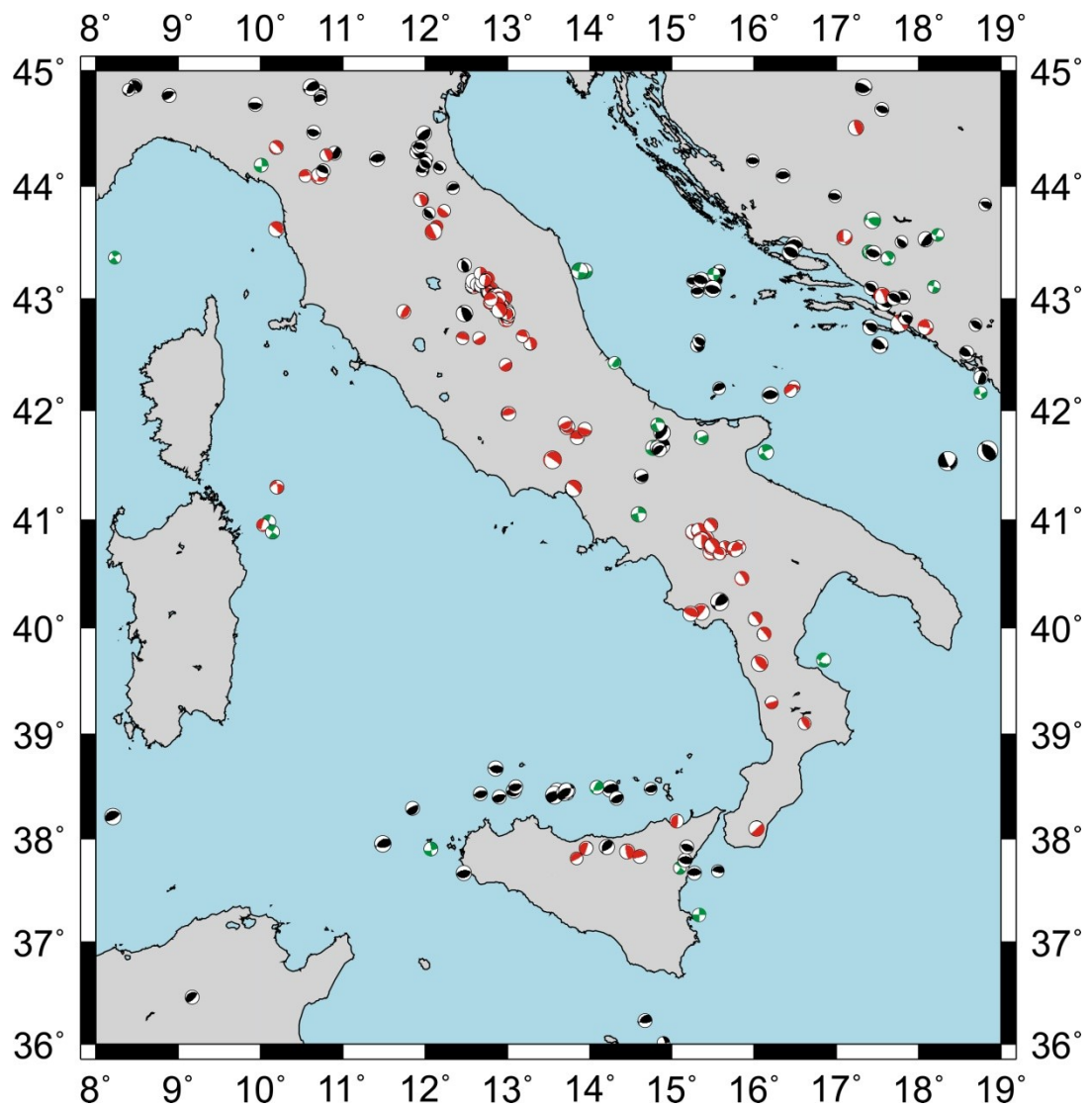


Fig 5.1a: meccanismi focali dei terremoti catalogo CMT (The Italian CMT dataset, 1976-2005; $M \geq 4.5$). Beachball bianco-rossa: eventi distensivi; bianco-nera: eventi compressivi; bianco-verde: eventi di strike-slip.

5.1.1 Principali strutture tettoniche

Le osservazioni appena fatte sui meccanismi focali riflettono il tipo di strutture tettoniche presenti nell'area (Fig 5.1). Infatti, faglie distensive tagliano tutto l'Appennino, la Calabria e l'offshore ionico della Sicilia, fino all'isola di Malta. Sistemi di thrust li troviamo principalmente lungo la Sicilia settentrionale, nel Tirreno meridionale, e sul bordo settentrionale dei Monti Iblei; mentre strutture trascorrenti si trovano in Sicilia settentrionale, sull'area Garganico-molisana, e lungo la scarpata ibleo-maltese (dettagli in *Galadini F. et al., 2001*).

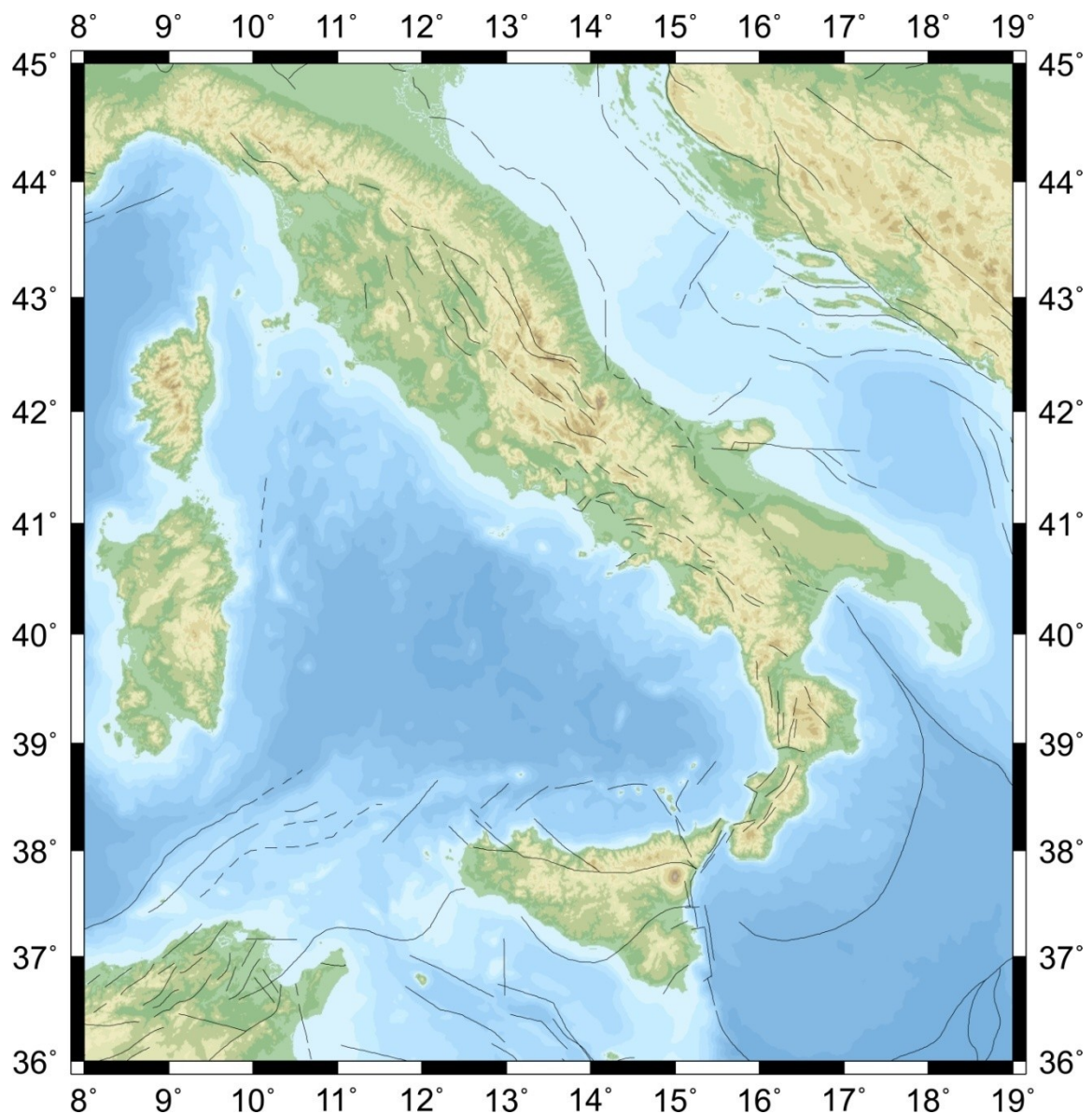


Fig 5.1: principali strutture sismotettoniche dell'Italia.

http://ccgm.free.fr/mediterra_geodyn_gb.html

5.2 Analisi delle velocità residue GPS

I dati utilizzate per il calcolo dello strain geodetico (Fig 5.2), forniscono una valutazione quantitativa della cinematica attuale, dalla quale si può ricavare la deformazione totale (sismica+asismica) della zona di studio.

Le velocità delle stazioni nel blocco Sardo-Corso, AJAC (Corsica) e CAGL (Sardegna), sono praticamente trascurabili rispetto al moto della placca Eurasiatica, indicando che l'area ha un comportamento rigido solidale con l' Eurasia.

Le stazioni dell'area Appenninica possono essere suddivise in due gruppi dal comportamento differente rispetto all'asse della catena: infatti le velocità osservate nel settore adriatico sono caratterizzate da una prevalente componente del moto NNE, mentre le stazioni nel settore tirrenico mostrano un moto in direzione NW-NNW. Il limite fra i due gruppi è costituito dall'asse della catena.

Nell'area siciliana i vettori di NOT1 (Sicilia Sud-orientale) e MILO (Sicilia occidentale), mostrano un coerente moto NW con solo piccole differenze di velocità, ed anche USTI (Ustica) mostra circa la stessa direzione, ma con un modulo significativamente minore. In questo contesto PZIN differisce sia per una diminuzione della componente ovest sia perché mostra una velocità decisamente più bassa. Anche la stazioni MALT (Malta), LAMO (Lampedusa-stazione non continua) e LAMP (Lampedusa-stazione continua), mostrano direzione del vettore velocità verso NW, però i punti di Lampedusa rispetto a Malta hanno una maggiore componente ovest.

Da Ustica verso le Eolie orientali (STRO, PANA) si osserva invece una rotazione oraria fino ad un moto in direzione nord. Una simile rotazione delle velocità residue si estende anche alle stazioni nell'Arco Calabro, si passa infatti da un movimento in direzione Nord, con una piccola componente ovest, per TGRC, alle direzioni NNE delle stazioni PORO e COSE fino al ENE di STSV.

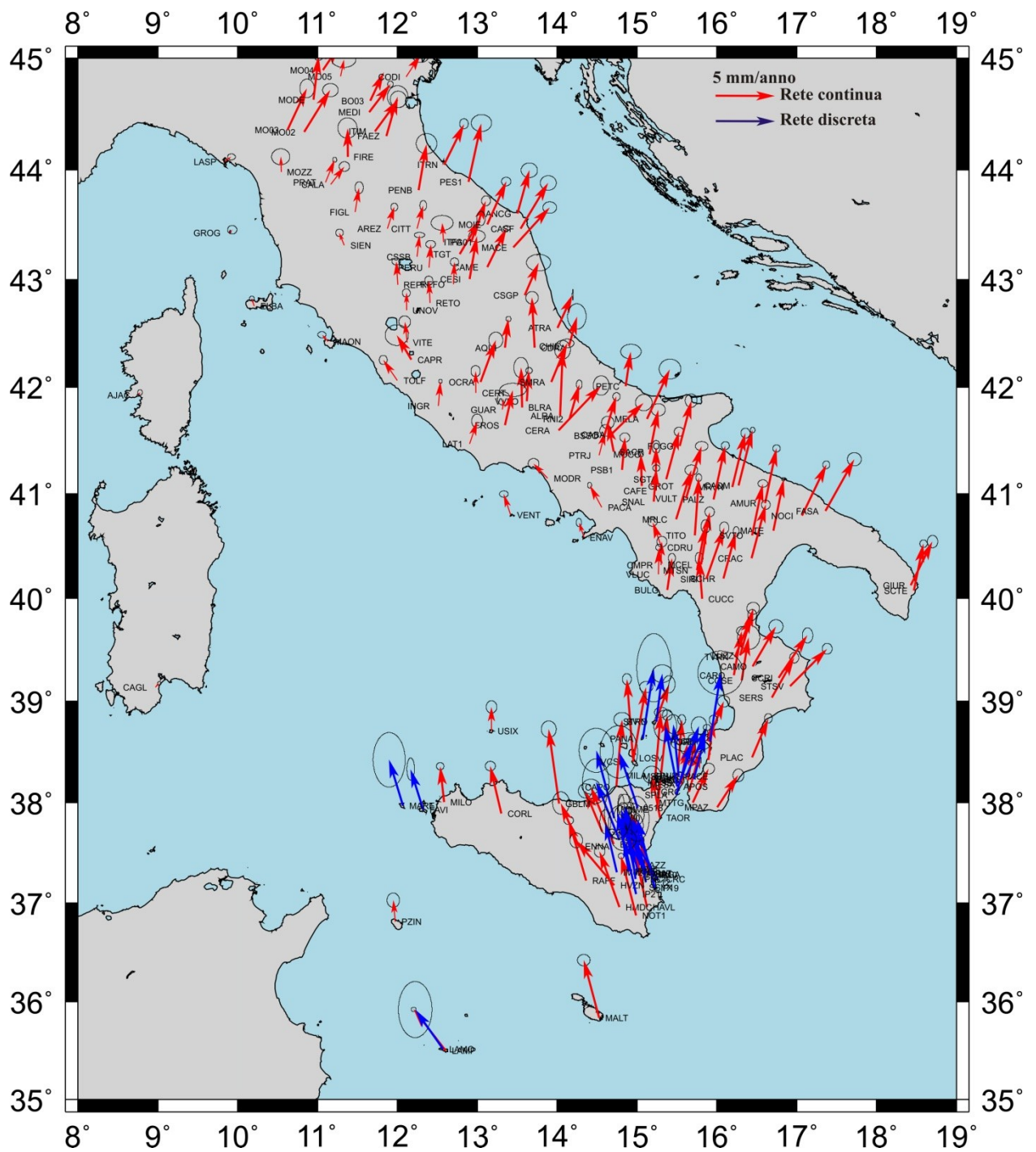


Fig 5.2: velocità GPS utilizzate per il calcolo dello strain geodetic.

Infine, confrontando le velocità GPS con i meccanismi focali (Fig 5.3), possiamo vedere come essi si trovino in accordo tra di loro nel descrivere l'attuale cinematica dell'area italiana. Infatti, la diversa orientazione dei vettori velocità della stazioni GPS, quelle dell'area adriatica dirette a NE e quelle dell'area tirrenica dirette a NW, ci suggeriscono un'estensione della catena appenninica orientata NE-SW; questa distensione viene confermata dalla presenza di meccanismi focali normali lungo la dorsale dell'Appennino. Stesso discorso si può fare per Calabria e Sicilia orientale. Contesto diverso è quello della fascia compresa tra la costa siciliana settentrionale e la zona sud-tirrenica, dove la presenza di meccanismi focali inversi evidenzia la presenza di un fronte compressivo (catena kabilo-Calabride); i vettori GPS, con direzione NNW rivolti verso un blocco in cui non ci sono velocità geodetiche significative (blocco stabile), confermano questa compressione. Tale zona rappresenta il limite tra la placca africana e quella eurasiatica. Quindi ambedue i set di dati non solo possono tranquillamente essere considerati attendibili, ma inoltre ci forniscono un quadro più semplice e immediato del contesto geodinamico dell'Italia.

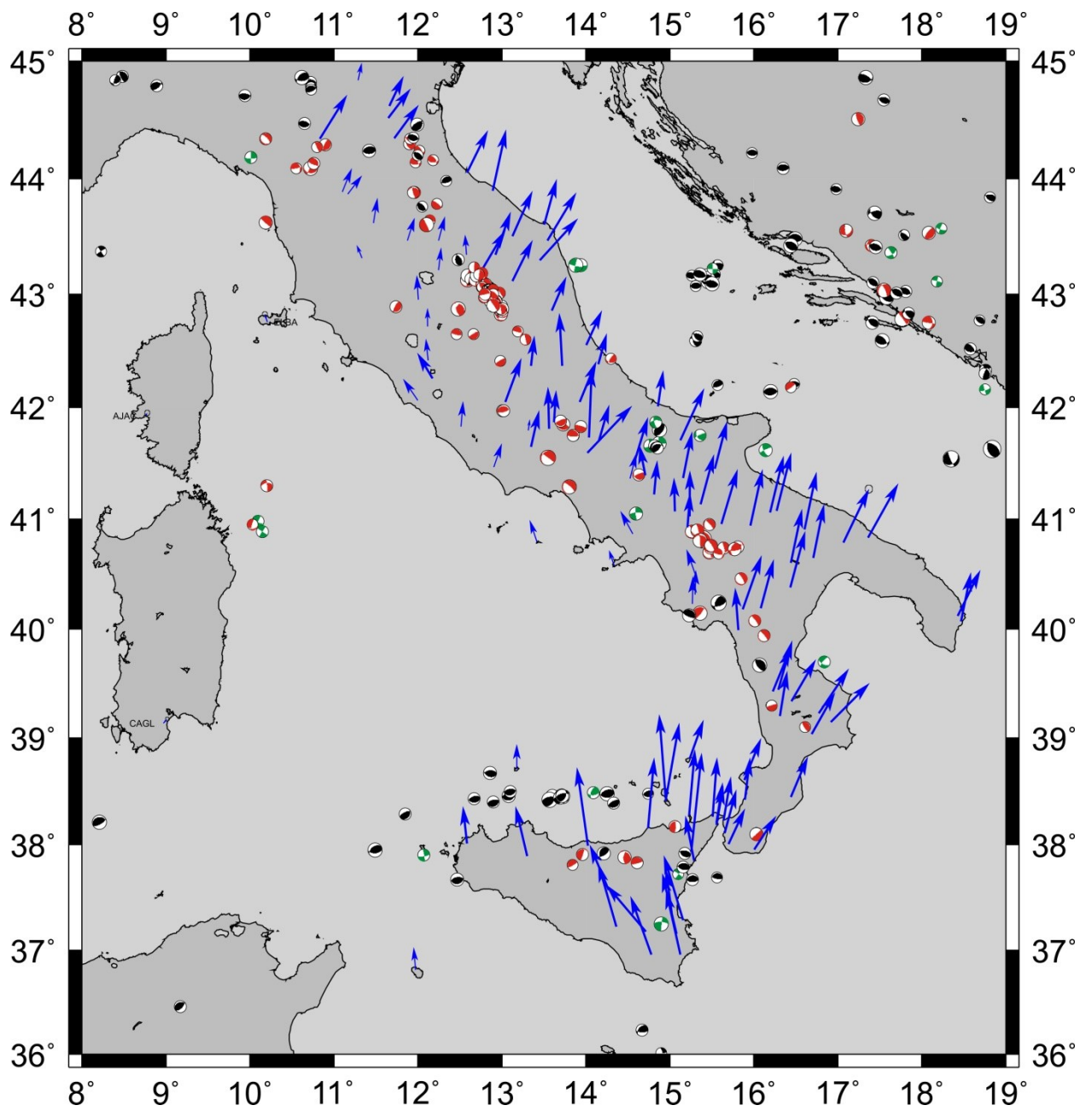


Fig 5.3: confronto meccanismi focali - velocità GPS.

5.3 Analisi del campo di deformazione sismica

Dall'inversione dei meccanismi focali nelle maglie della griglia, è stata ottenuto il campo di deformazione con il metodo delle *splines*, applicando la funzione **M-Smoothing**.

Con la procedura descritta nei precedenti capitoli, la deformazione interessa tutta l'area coperta dalla griglia ed è presente anche nella maglie in cui non si registrano terremoti con $M \geq 4.5$ (modulo dei vettori molto piccolo) ad eccezione delle aree il cui comportamento è stato definito rigido (es: blocco Sardo-Corso).

Per ottenere il campo di strain sismico, bisogna lanciare i seguenti comandi:

- *Sparse_fit* (esegue le matrici sparse, quindi l'inversione del file earthquakes.dat)
- *Sparse_principal_strain* (genera una matrice contenente latitudine e longitudine dei punti nodi; asse di distensione e compressione; angolo di rotazione degli assi detto Azimuth).

Lat	lon	X Azimuth	Exx	Eyy
30.00000	5.00000	44.85594	0.13430663E-01	0.17777513E-01
30.00000	5.50000	41.24497	0.82248398E-02	0.55914600E-02
30.00000	6.00000	98.87785	0.43228427E-01	0.25963734E-02
30.00000	6.50000	94.87409	0.10319163E+00	-0.39992988E-03
30.00000	7.00000	93.02430	0.16934421E+00	-0.23601904E-02
30.00000	7.50000	92.17434	0.22799445E+00	-0.40560977E-02
.....
m

Esempio di parte del file principal_strains.out

All'angolo X Azimuth deve essere sottratto 90, prima di plottare questa matrice, in modo da avere l'esatta orientazione del campo di strain.

I risultati di (Fig 5.4), forniscono un quadro del campo di strain in accordo con i dati geologico-strutturali, in quanto mostrano come la deformazione sia distribuita anche nell'intorno delle principali strutture sismotettoniche, e non localizzata lungo fasce ristrette e ben definite.

Il campo di deformazione sismica nella fascia Appenninica centro-meridionale, mostra un regime prevalentemente distensivo orientato NE-SW. Più a sud, dalla zona del Pollino (passando per la Calabria) fino alla scarpata Ibleo-Maltese, lo stile deformativo subisce delle variazioni non indifferenti; pur mantenendosi distensivo, presenta orientazione diversa. Infatti si passa da una estensione N-S della zona compresa tra il Pollino e la Calabria centrale, a una estensione NE-SW della rimanente parte Calabrese, E-W ed ESE-WNW dello Stretto di Messina e della Scarpata Ibleo-Maltese. Nella zona molisano-garganica e sui Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale), il campo di strain mostra chiaramente un regime di taglio.

Nel Tirreno nord-occidentale si osserva deformazione compressiva lungo un asse NE-SW, mentre il Plateau Pelagico, è caratterizzato da un prevalente regime di taglio.

Deformazione compressiva, è presente pure sull'Appennino Tosco-Emiliano.

Dal punto di vista dell'intensità, il campo di deformazione sismica presenta un massimo sull'Appennino centro-settentrionale e sulla zona molisano-garganica; tende a diminuire in corrispondenza del 38° parallelo, fino a diventare molto piccolo sulle rimanenti aree. Da ciò si evince chiaramente, quali sono le zone che negli ultimi 30 anni sono state interessate da sismicità di $M \geq 4,5$.

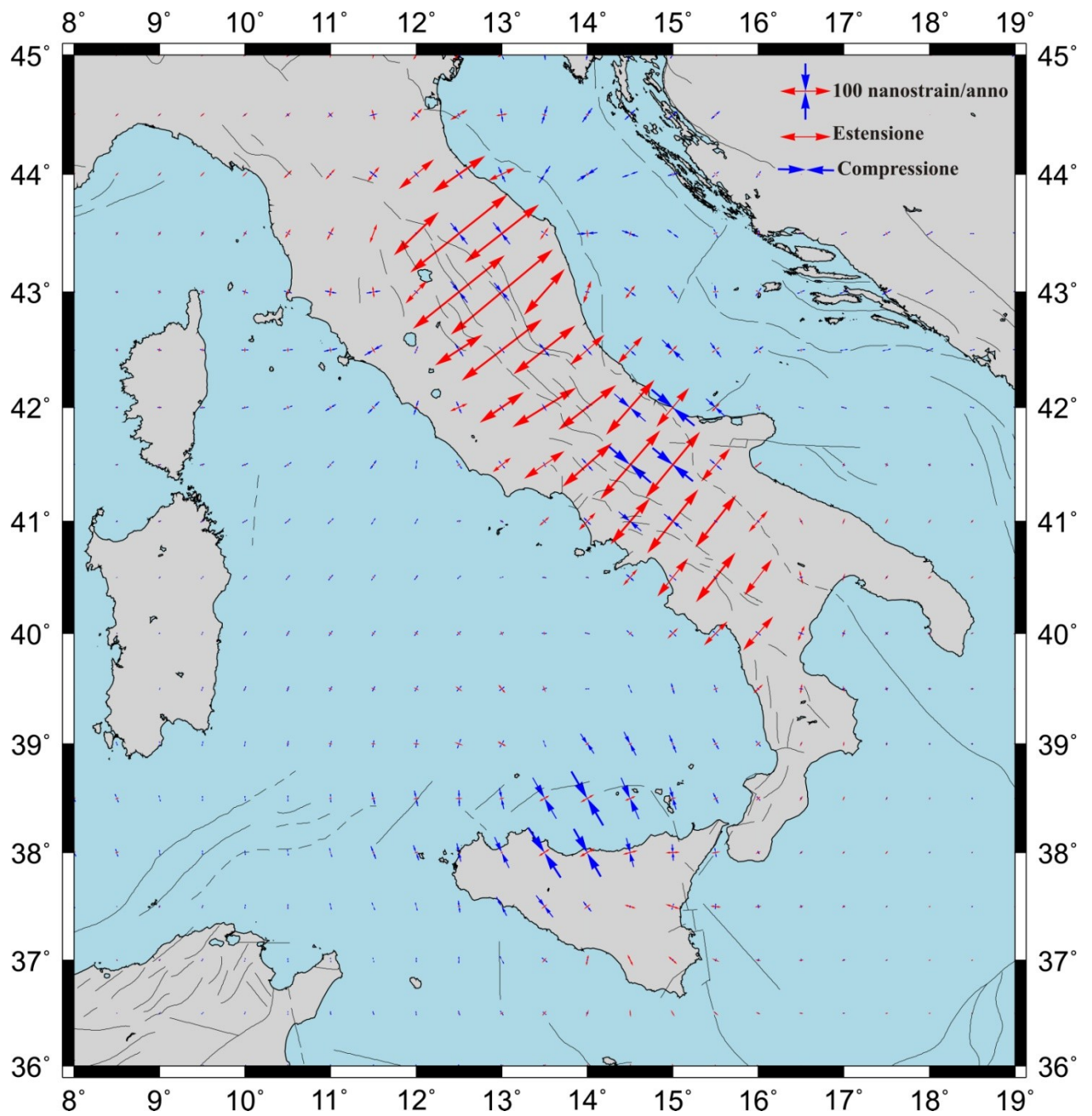


Fig 5.4: Campo di deformazione sismica

Alcune prove d'inversione, sono state fatte anche sui terremoti del catalogo "EMMA"(Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area); come possiamo vedere dalla (Fig 5.5), il campo di strain risultante sembra in accordo con i dati geologico-strutturali in alcune aree, mentre in altre no. Ciò è dovuto alla presenza nel catalogo di alcuni meccanismi focali imprecisi a causa della bassa magnitudo dei terremoti contenuti nel catalogo [ved. *Geophys. J. Int.* (2007)].

Per tale motivo, l'utilizzo di questo catalogo, è stato escluso dalle successive analisi.

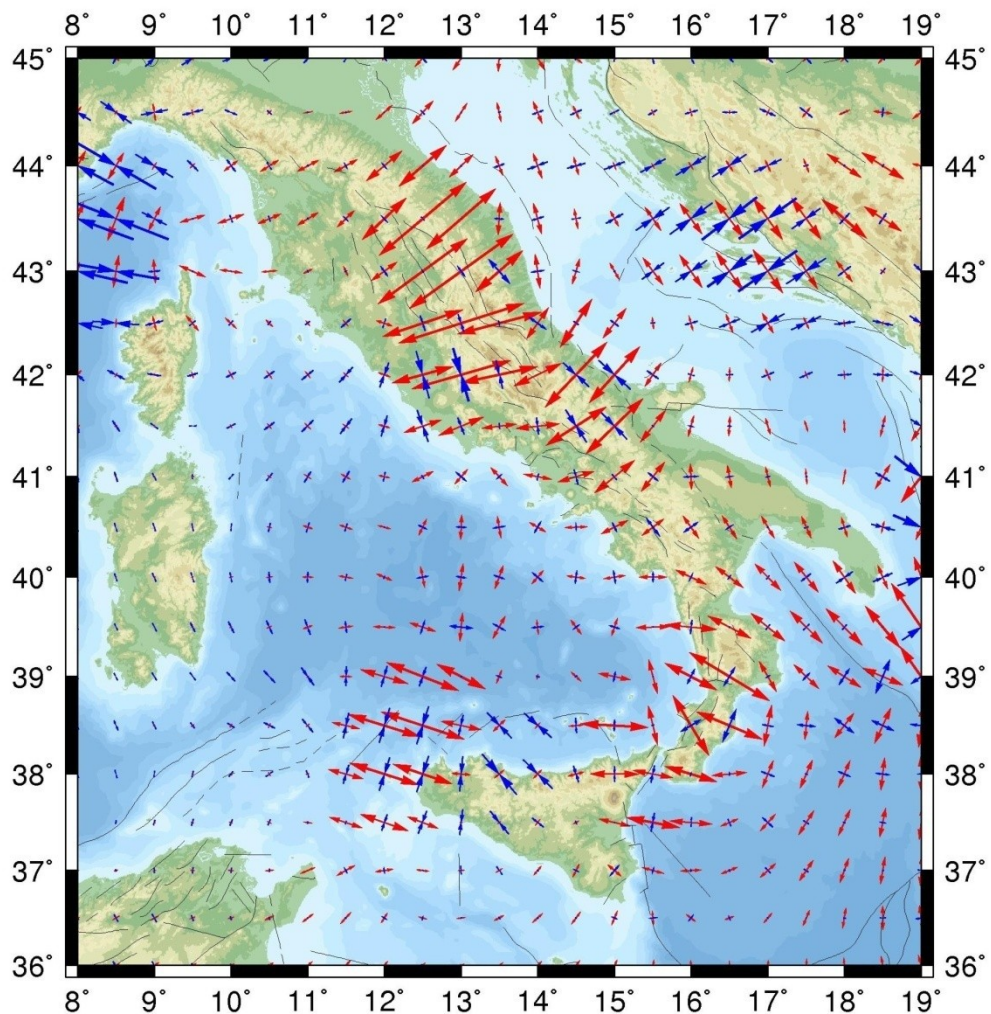


Fig 5.5: campo di strain ottenuto invertendo i meccanismi focali del catalogo "EMMA".

5.4 Analisi del campo di deformazione geodetica

L'inversione delle velocità geodetiche (Fig 5.6), mostra un campo di deformazione che dall'area Appenninica fino all'Arco Calabro presenta un regime distensivo caratterizzato dalla generale rotazione degli assi in senso orario seguendo la catena in direzione sud. La direzione dell'asse di massima distensione passa infatti da N67°E a N130°E nell'intervallo di Latitudine Nord da 41.5° a 39°. Il dominio sud-Tirrenico è interessato invece da una deformazione prevalentemente compressiva che si estende dal Canale di Sardegna fino alle Eolie; nel settore orientale presenta un regime di taglio con prevalenza della componente distensiva la cui orientazione mostra una rotazione simile a quella descritta per l'area Appenninica e per l'arco Calabro.

L'intensità dello strain geodetico, risulta abbastanza alta in tutta l'area di studio, ad eccezione della Sicilia centrale, Puglia, bassa Toscana e Lazio. In queste zone, l'assenza di stazioni GPS, dà al campo di deformazione geodetica, un basso livello di attendibilità.

Lavori precedenti di analisi delle velocità geodetiche per valutare il campo di deformazione nell'area siciliana sono stati eseguiti da *Hollenstein et al.* (2003) e *Pondrelli et al.* (2004). Entrambi i lavori mostrano il fronte compressivo nel tirreno meridionale, con orientazione N-S dell'asse di raccorciamento e rotazione antioraria spostandosi verso Ovest, una prevalente distensione all'interno della Sicilia ed un regime di taglio nel Canale di Sicilia. Mentre in *Hollenstein et al.* (2003) il fronte compressionale si estende anche nel settore Meridionale dell'Arco Calabro e un regime distensivo viene osservato solo a Nord del 39° parallelo, in *Pondrelli et al.* (2004) l'intero arco calabro è interessato da distensione NNW-SSE e la transizione fra i due regimi viene individuata nelle Eolie. Entrambi gli autori valutano un tasso di contrazione massimo nel sud-tirreno superiore ai 50 nanostrain/anno.

Come quello sismico, anche questo campo di deformazione sembra trovare buon accordo con i dati geologico-strutturali di varie pubblicazioni (*Serpelloni et al., 2010; Mattia et al., 2010; Monaco et al., 1995*).

Per ottenere il campo di deformazione geodetica, bisogna eseguire dei comandi simili a quelli per lo strain sismico, con delle particolarità:

- *Perform_smoothing_on_input* (comando equivalente a *make_smooth_input_form_earthquakes*, che esegue lo smoothing;). Tale comando chiede il valore di smoothing da applicare ed il valore del livello base per le velocità all'interno della griglia.
In questo caso (sempre dopo aver eseguito diverse prove) è stato scelto 0 come valore di smoothing e 0,02 come livello base.
- *Convert_lat_long* (questo comando converte il file sites.dat in lat_long.dat).
- *Sparse_fit_with_GPS* (comando equivalente a *sparse_fit* che genera le matrici sparse, invertendo i dati gps all'interno del file GPS.dat).
- *Sparse_principal_strain* (comando che genera il file di output principal_strains.output, visto nel paragrafo 5.3).
- *Sparse_velocity* (questo comando genera i file di output velocity.dat, contenente i valori del campo di velocità geodetica calcolato [Fig 6], sempre sotto forma di matrice).

Esempio di parte del file velocity.dat

lat	lon	v_lon	v_lat
30.00000	5.00000	-0.76346863E-01	0.24029409E+00
30.00000	5.50000	-0.75289677E-01	0.25197579E+00
30.00000	6.00000	-0.74046252E-01	0.26342228E+00
30.00000	6.50000	-0.72352204E-01	0.27472786E+00
30.00000	7.00000	-0.70100413E-01	0.28619249E+00

lat = latitudine

lon = longitudine

v_lon= velocità est

v_lat = velocità nord

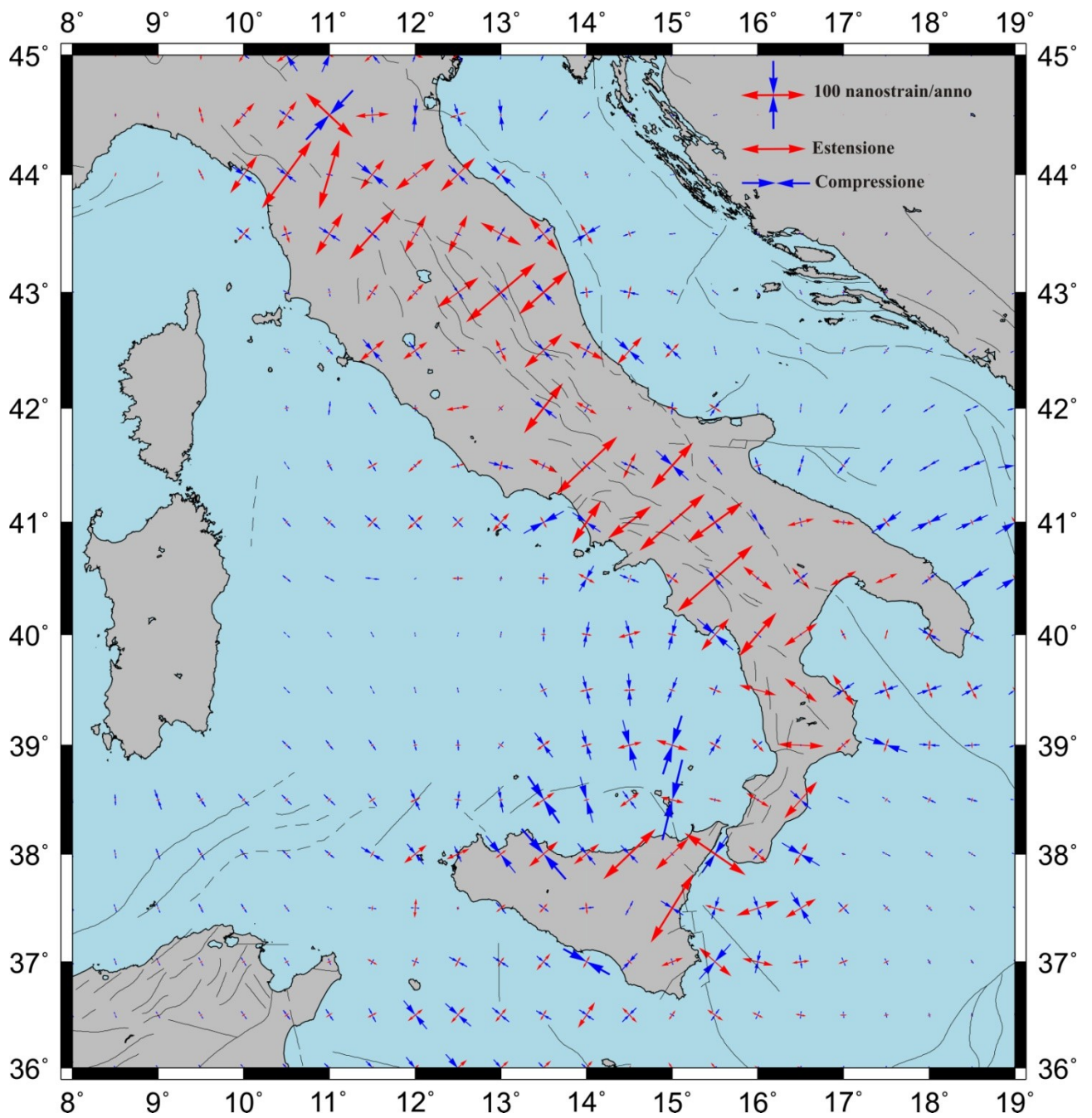


Fig 5.6: campo di deformazione geodetica ottenuto dall'inversione delle velocità GPS.

6. INTERPRETAZIONE DEI RISULTATI E DISCUSSIONI

6.1 Interpretazione dei movimenti trascorrenti a partire dalle velocità GPS e dal campo di velocità geodetica calcolato

Le aree della zona di studio caratterizzate da regimi deformativi trascorrenti sono il Canale di Sicilia e la fascia Eolie-Etna, fino al limite con gli Iblei.

Nel Canale di Sicilia la direzione di PANT differisce sia per diminuzione della componente ovest sia perché mostra una velocità decisamente più bassa rispetto ai vettori di LAMP e LAMO che si muovono in direzione NW. NOTO, NOT1 e MILO, mostrano anch'esse un moto NW ma con una leggera rotazione oraria, con solo piccole differenze di velocità (Figg 6.1 e 5.2). Tali differenze portano ad una piccola distensione orientata NE-SW con trascorrenza destra che giustifica l'evoluzione di un sistema di bacini di *pull apart* con trend NW-SE, che costituiscono il *Rift* di Pantelleria, in accordo con numerose interpretazioni geologico-geofisiche (Finetti e Del Ben, 1986; Reuter et al., 1993). Le stazioni nell'Arco Calabro mostrano una velocità media inferiore rispetto ai vettori delle Eolie e a NOTO e NOT1, e una sostanziale rotazione oraria. Tali variazioni nel campo di velocità suggeriscono un importante cambiamento nella cinematica fra i settori est ed ovest rispetto al lineamento N-S materializzato delle isole di Lipari, Salina e Vulcano; ciò porta ad interpretare il sistema Eolie-Malta *fault system* (AMF) come interessato da una componente distensiva orientata E-W ed un movimento di trascorrenza destra, Neri et al.(1996) e Doglioni et al.(2002).

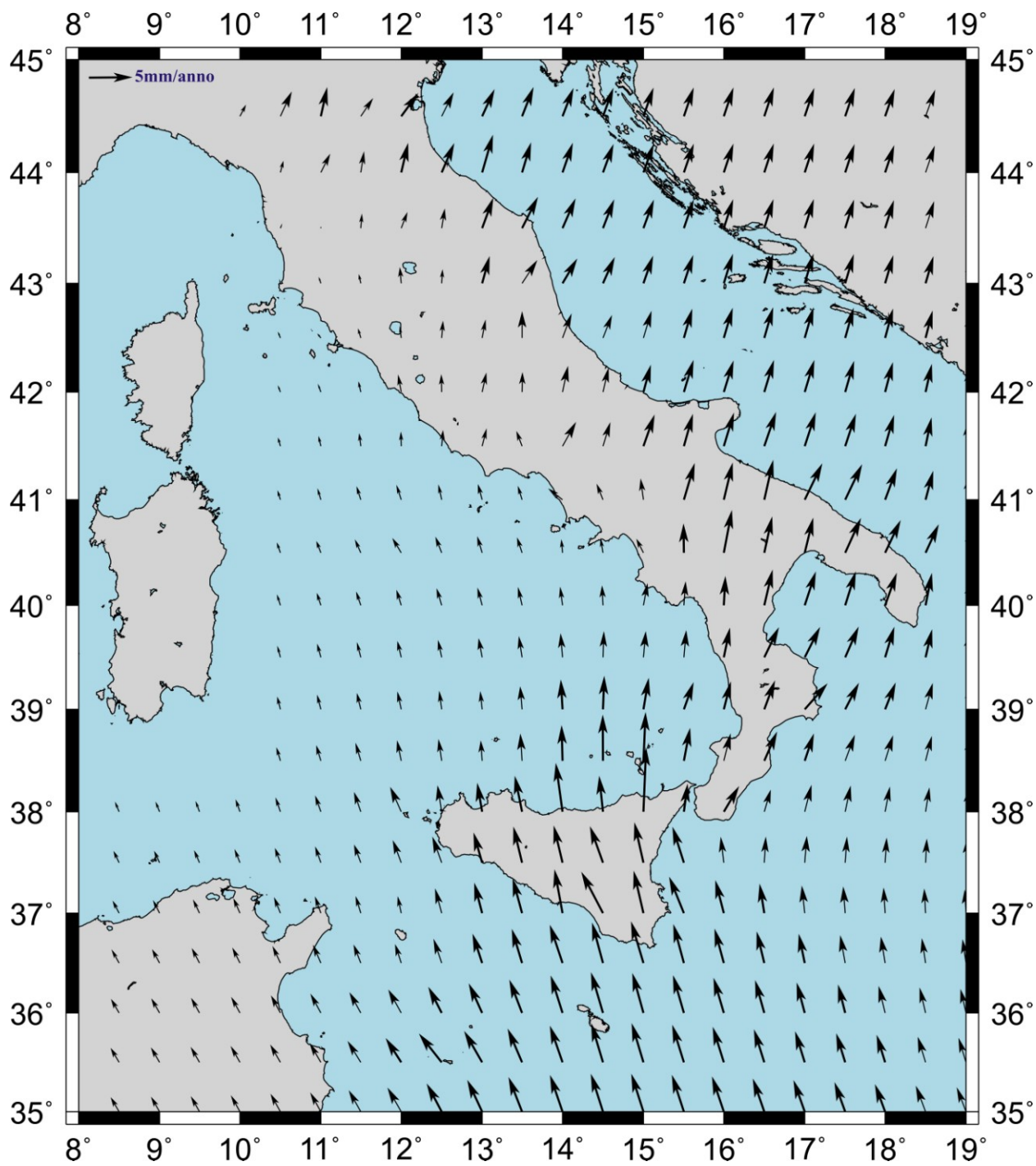


Fig 6.1: campo di velocità geodetica calcolato.

6.2 Differenze fra campo di deformazione sismica e geodetica

Da un punto di vista cinematico le principali differenze considerate fra il campo di deformazione sismica e geodetica risiedono nel diverso stile deformativo e nella differente orientazione degli assi (confronto Fig 5.4 e 5.6).

Nell'Appennino in entrambe le inversioni lo stile distensivo è predominante, ma la deformazione sismica, che presenta anche una piccola componente compressiva, non mostra la rotazione oraria degli assi, coerentemente con la morfologia della catena; Ciò porta nell'Arco Calabro ad avere una deformazione sismica di taglio, con asse distensivo orientato E-W, e una deformazione geodetica distensiva con orientazione degli assi NW-SE; un'identica situazione si può osservare nell'area etnea.

Anche nell'Arcipelago delle Eolie si osservano differenze interessanti; infatti la deformazione sismica è caratterizzata da una maggiore componente compressiva rispetto al taglio ricavata dai dati geodetici.

È interessante notare come nel Tirreno Occidentale la deformazione geodetica risulta trascurabile rispetto alla compressione ricavata dai meccanismi focali mentre nel dominio sud-tirrenico e nel Canale di Sicilia la cinematica derivante da entrambe le sorgenti risulta coerente.

In Sicilia i due campi di deformazione sembrano adattarsi bene alle informazioni geologico-strutturali; l'unica differenza (limitata a zone estremamente ristrette) risiede nella diversa orientazione degli assi.

Le differenze osservate nell'analisi della deformazione sismica e della deformazione geodetica, sono determinate principalmente dalla diversa origine dei dati, dalla loro distribuzione spaziale (quantità di terremoti e stazioni GPS) e dai parametri di *Smoothing* utilizzati nell'interpolazione. Tali differenze non riguardano strutture a scala regionale bensì aree relativamente limitate.

Per quanto riguarda invece l'intensità, confrontando i due campi di deformazione, notiamo subito come la deformazione sismica e geodetica siano molto simili in

alcune aree e differenti in altre; quindi si deduce che in quelle zone dove la deformazione sismica risulta inferiore a quella geodetica, nei primi 30 Km di profondità, la crosta terrestre sia interessata da prevalente deformazione asismica. In tali aree è quindi in atto un rilascio di deformazione sismica inferiore alla deformazione totale (o geodetica).

6.3 Calcolo della deformazione asismica

Per stimare la deformazione asismica, esistono a tal proposito diverse teorie. Però, da vari studi e dalla nostra esperienza possiamo affermare che l'approccio più idoneo è quello di considerare, stile e orientazione del tensore di strain sismico e intensità ricavata, sottraendo al campo di deformazione geodetica quello di deformazione sismica (*Kreeemer et al. 1998*).



Analiticamente, è stata eseguita una differenza tra la matrice dello strain geodetico e quella dello strain sismico; quindi il risultato (lo strain asismico) è sempre una matrice di m righe e 5 colonne.

Lon	Lat	E_{xx}	E_{yy}	Azimuth
5.00000	30.00000	0.013375938	0.017797073	-66.84946
5.50000	30.00000	0.008034558	0.00561991	29.77759
6.00000	30.00000	0.042804639	0.002643456	14.47524
6.50000	30.00000	0.102557313	0.000347695	8.88448
9.00000	30.00000	0.260085816	0.005592719	87.40175
9.50000	30.00000	0.196944079	0.004422222	88.63038
.....
m.....

Lon: longitudine; **Lat**: latitudine; **E_{xx}**: asse di distensione; **E_{yy}**: asse di compressione; **Azimuth**: angolo di orientazione degli assi.

La figura sottostante mostra l'attuale campo di deformazione asismica dell'area di studio.

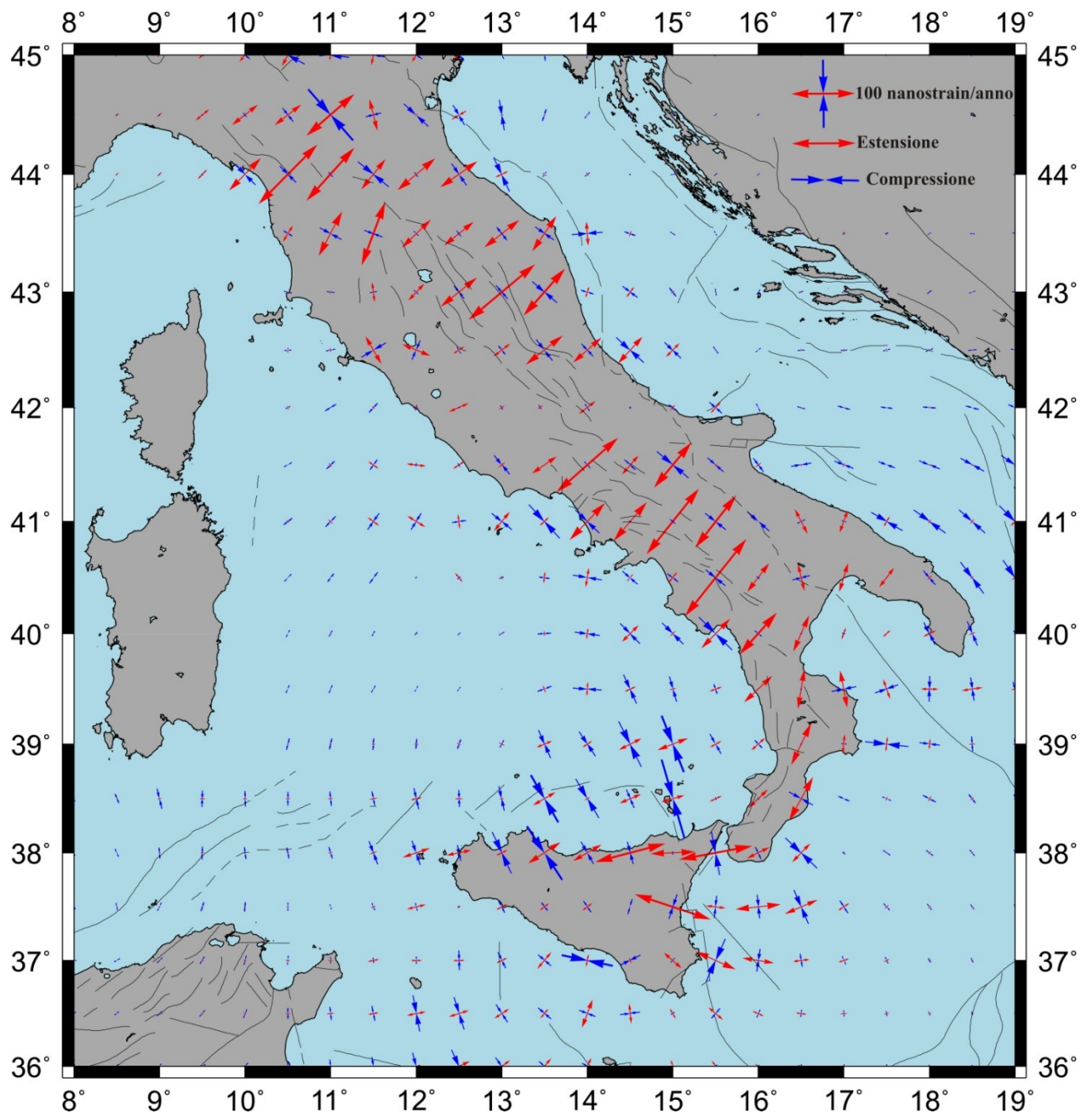


Fig 6.2: campo di deformazione asismica

7. CONCLUSIONI

7.1 Deformazione asismica e zone sismogenetiche

La Fig 7.1 ci semplifica la visione delle aree sismogenetiche, che attualmente sono soggette ad accumulo di deformazione asismica. Tali zone (circoscritte in rosso) sono: la catena Appenninica, la fascia Tirrenica meridionale, la Calabria ed infine la Sicilia Orientale. Le rimanenti zone come Puglia e Lazio, non presentano a momento deformazioni asismiche tali da richiedere particolare attenzione. Anche la Sicilia centro-meridionale presenta un basso accumulo di strain asismico, però rispetto a Puglia e Lazio, ha un livello di attendibilità più basso a causa della totale assenza di punti GPS in tali zone.

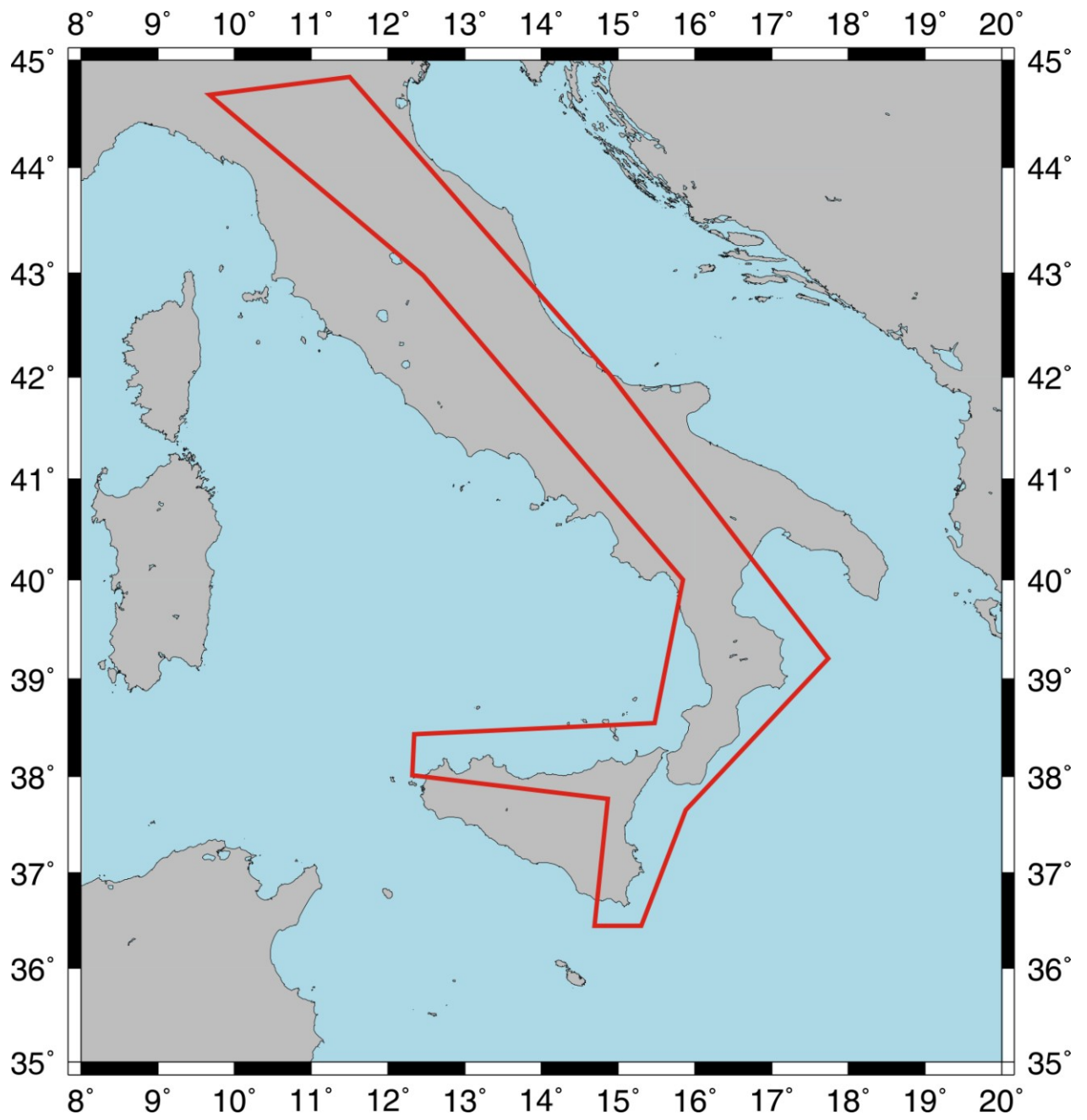


Fig 7.1: Zone sismogenetiche

7.2 Considerazioni sul potenziale sismogenetico

Per capire quali sono le aree con il più alto potenziale sismico, e le zone dove è in corso un accumulo di strain, bisogna mettere a confronto le mappe di strain sismico e asismico, con quella contenente la sismicità strumentale degli ultimi 30 anni e la sismicità storica. Per fare questa valutazione è necessario suddividere l'Italia in almeno quattro zone sismogenetiche: Appennino settentrionale, Appennino centro-meridionale, Fascia Tirrenica meridionale (38°-39° parallelo) e Calabria - Sicilia orientale. Tale suddivisione, è dettata dal fatto che le aree considerate hanno comportamenti deformativi diversi.

Le mappe da esaminare, sono le seguenti:

Fig 7.2: strain sismico con sismicità di $M > 5$ dal 1976 al 2009;

Fig 7.3: sismicità storica: dal 217 a.C. al 1900 $I > 7$; dal 1901 al 1975 con $M > 5$.

Queste due mappe vanno confrontate con quella dello strain asismico (Fig 6.2)

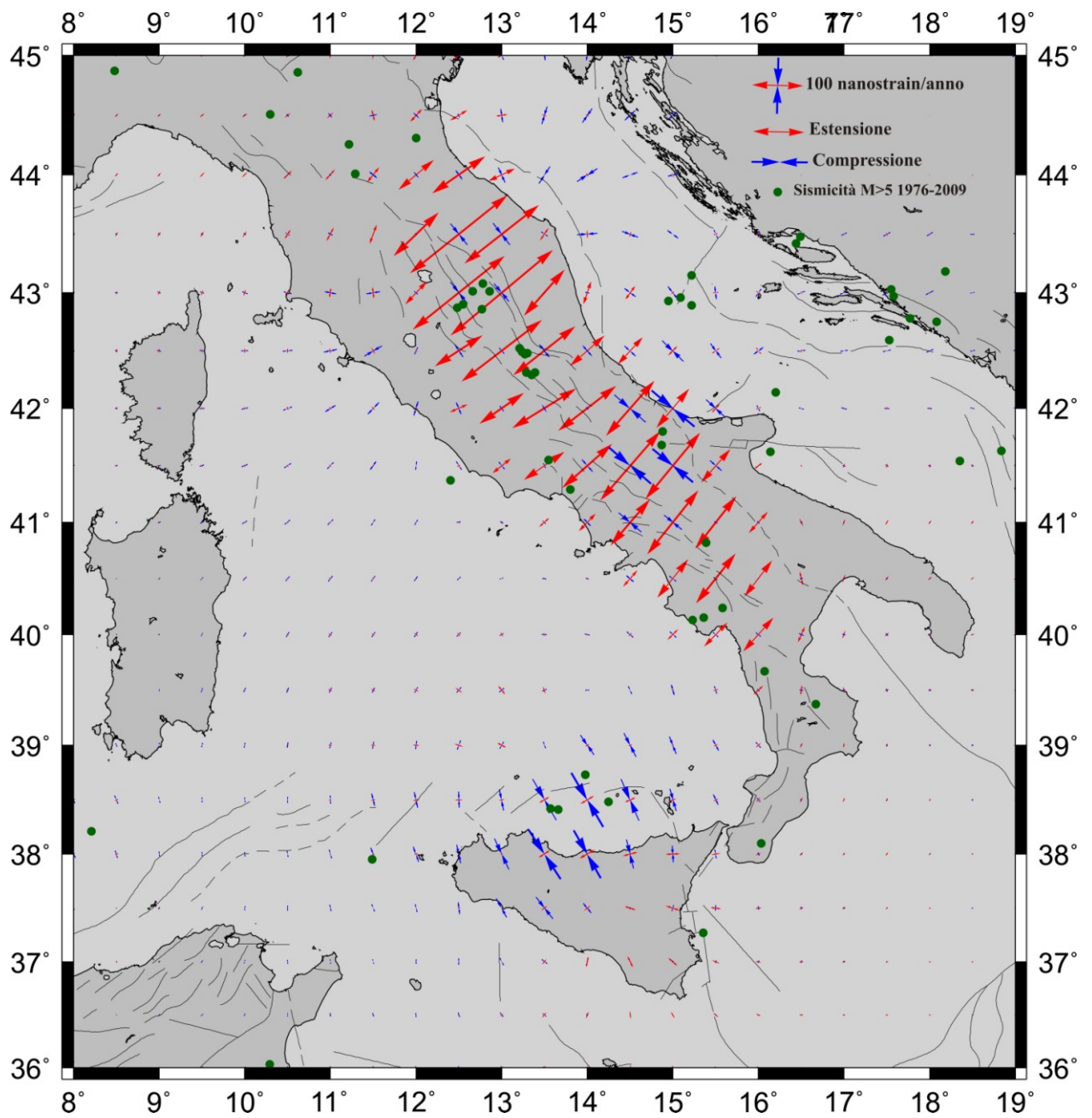


Fig 7.2: strain sismico con sismicità di M>5 dal 1976 al 2009

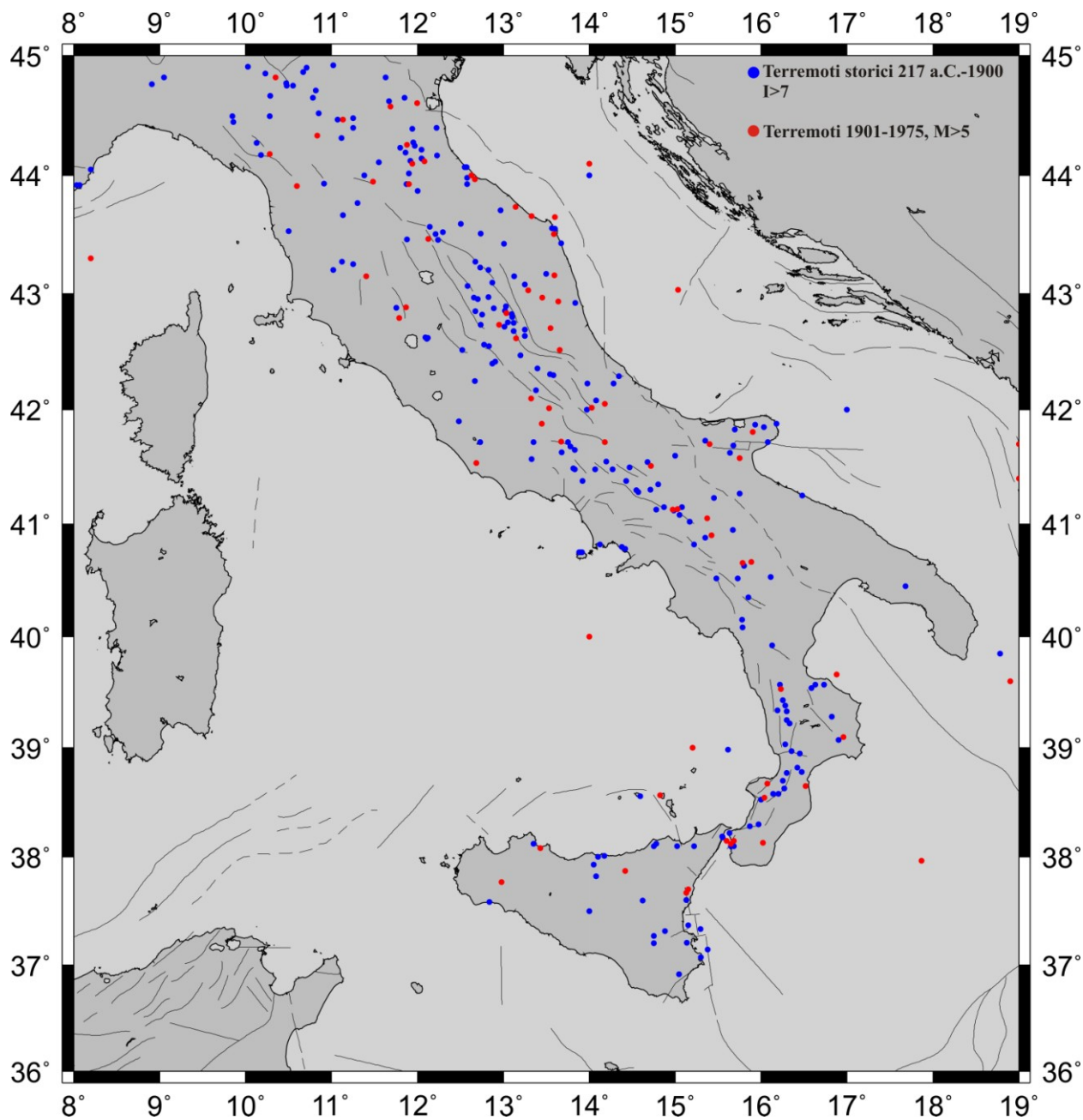


Fig 7.3: sismicità storica: dal 217 a.C. al 1900 $I > 7$; dal 1901 al 1975 con $M > 5$

Appennino settentrionale

Allo stato attuale, confrontando i due campi di deformazione (sismica e asismica), notiamo come ad eccezione della sua parte centrale, lo strain asismico eguaglia (in intensità) quello sismico nella parte meridionale dell'area di studio, mentre risulta più grande in quella settentrionale (Tosco-Emiliana). Inoltre, considerando la sismicità storica e quella degli ultimi 30 anni (culminata con la sequenza del Settembre-Ottobre 1997), possiamo ipotizzare che su questo settore dell'Appennino, è in corso un accumulo di strain tale da poter generare eventi sismici simili a quelli storici nella parte (Tosco-Emiliana) e a quelli degli ultimi 30 anni in quella più a sud (confine con Toscana e Lazio).

La sua parte centrale, mostra invece un campo di deformazione sismica nettamente superiore a quello asismico, quindi per tale area non ipotizziamo attualmente un accumulo di strain tale da poter generare eventi di magnitudo elevata.

Appennino centro-meridionale

In quest'area il campo di deformazione asismica, presenta intensità estremamente bassa (rispetto a quella della deformazione sismica), in tutta la fascia che va dal Lazio alla zona Molisano-Garganica, passando per l'Abruzzo; questo indica che l'area negli ultimi 30 anni è stata interessata da terremoti con $M > 5$, come hanno dimostrato i recenti eventi di San Giuliano di Puglia (**31/10/2002, M=5.6**) e l'Aquila (**06/04/2009, M=5.4**). Quindi allo stato attuale la zona non è interessata da un accumulo di strain tale da poter generare eventi sismici simili a quelli degli ultimi 30 anni o a quelli storici.

Ben diverso è il contesto deformativo nella parte dell'Irpinia ed in quella Calabro-Lucana. Infatti, nonostante l'intensa attività sismica storica (molti terremoti con $I > 7$) e degli ultimi 30 anni (1905, 1910, 1930, 1962,

[23/11/1980, M=6.9]), lo strain asismico risulta uguale ed in alcuni punti di poco superiore a quello sismico. Se a questo aggiungiamo che gli eventi storici, così come quelli degli ultimi 30 anni, si sono susseguiti ad intervalli di tempo inferiore ai 100 anni, evinciamo subito come l'area sia sismicamente molto attiva, ed allo stato attuale le principali faglie sismo genetiche, sono soggette ad un accumulo di strain tale da poter generare terremoti simili a quelli avvenuti nello scorso secolo.

Fascia Tirrenica meridionale (38°-39° parallelo)

La storia sismica di quest'area, non ci dà notizie su terremoti di un certo rilievo; mentre negli ultimi 30 anni, si sono avuti eventi con $M > 5$ lungo il tratto di costa tra Palermo e Gibilmanna. L'ultimo terremoto significativo ($M=6.0$), si è verificato la notte del **6 Settembre 2002**, con epicentro localizzato in mare, a circa 40 km NE da Palermo.

In quest'area, la superiorità dello strain asismico rispetto a quello sismico, proprio in corrispondenza dell'area epicentrale dell'ultimo evento, ci suggerisce che allo stato attuale, la zona è sismicamente molto attiva e potrebbe generare in futuro terremoti simili al precedente.

Spostandoci ad est, l'area che suscita maggiore attenzione è l'arco Eoliano, dove osserviamo uno strain asismico compressivo, rilevante rispetto a quello sismico.

Pure questa zona non presenta tracce di sismicità storica con $I > 7$, e negli ultimi 30 anni si è verificato un solo evento di $M=5.1$ (**25/04/1992**); quindi le isole Eolie potrebbero essere interessate da eventi sismici simili se non addirittura superiori all'ultimo.

Ricordiamo che per l'area Eoliana (sede di vulcanismo attivo) così come per quella Vesuviana, Flegrea ed Etnea, non sono state inserite nel processo d'inversione dei dati geodetici, le velocità delle stazioni GPS ubicate sugli edifici vulcanici, ma solo quelle periferiche (prossimi agli edifici vulcanici),

proprio per evitare le interferenze con le deformazioni legate al vulcanismo. Quindi anche per questa zona, l'intensità dei campi di strain calcolati è legata ai solo processi tettonici.

Calabria-Sicilia orientale

Calabria e Sicilia orientale, rappresentano le zone d'Italia con il più alto rischio sismico, interessate nel passato da forti terremoti ($I > 7$) che hanno provocato distruzione e perdita di vite umane. Quest'area, come ci mostrano i campi di strain sismico e geodetico, è interessata da distensione, e diversi studiosi l'hanno definita Siculo-Calabrian rift-zone (*S. Catalano, G. De Guidi, C. Monaco, G. Tortorici, L. Tortorici, 2008*). Tale zona di rift, partendo dalla Calabria settentrionale, passa per il suo lato occidentale ed attraversando lo Stretto di Messina, segue la costa siciliana orientale fino ad entrare nella parte sud-orientale dei Monti Iblei. Trattandosi di un'area in distensione, le principali strutture tettoniche sono faglie normali, che in alcune zone (offshore Ionico e Sicilia nord-orientale) presentano anche componente di strike-slip.

Per capire bene l'attuale contesto deformativo delle due aree, bisogna esaminarle separatamente.

Partendo dalla Calabria, notiamo come in quest'area, nonostante negli ultimi 30 anni si siano verificati tre terremoti di $M > 5$ (1978, 1998 e 2001), presenta un campo di deformazione asismica molto più grande di quello sismico, con dei massimi sull'area del cosentino e del crotonese. Esaminando pure la sismicità storica, vediamo come questa regione negli ultimi 1000 anni, sia stata colpita da parecchi terremoti con $I > 7$ (ved. tabella 2.2, cap.2), nell'ultimo secolo da un evento di $M = 7.0$ (terremoto di Monteleone del 1905), e fino al 1975 da molti terremoti con $M > 5$.

Quindi dalle analisi appena fatte, possiamo affermare che soprattutto sull'area centro-settentrionale (cosentino-crotonese), è in atto un accumulo di strain tale da poter generare in futuro terremoti probabilmente simili a quelli storici, su strutture orientate E-W ed NNW-SSE, come suggerito dal campo di strain asismico che proprio in corrispondenza di queste strutture presenta direzione di massima estensione NE-SW e NNE-SSW.

Il campo di deformazione asismica della Sicilia orientale, è chiaramente parecchie volte più grande di quello sismico. La sismicità strumentale degli ultimi 30 anni, ha fatto registrare un solo evento sismico di $M=5.4$, avvenuto sul mare antistante Augusta, il 13 Dicembre 1990.

Se consideriamo l'intervallo di tempo che va dal 1900 al 1975, a parte il disastroso terremoto di Messina (28 Dicembre 1908, $M=7.2$), troviamo solamente quattro eventi sismici con $M>5$, precisamente nell'area dello Stretto (16 Gennaio 1975, $M=5.3$), sui Monti Nebrodi (31 Ottobre 1967, $M=5.1$) e sulla costa Ionica etnea (15 Ottobre 1911, $M=5.1$; 8 Maggio 1914, $M=5.2$).

Volgendo lo sguardo sulla sismicità storica, ci accorgiamo che dal 217 a.C, al 1900, l'area in esame è stata colpita da diversi terremoti con $I>7$, tra cui le disastrose scosse sismiche del 9-11 Gennaio 1693, che provocarono enormi danni ed ingenti perdite di vite umane sull'area dei Monti Iblei ed in parte su quella etnea. Nonostante le incertezze che ancora oggi sussistono sull'ubicazione degli epicentri di questi due terremoti, molti studiosi concordano (sulla base di fonti storiche che fanno riferimento ad uno tsunami che seguì l'evento dell'11) nell'individuare come struttura sismo genica responsabile, la faglia normale (con componente di strike-slip), orientata NNW-SSE dell'offshore ionico, tra Catania e Siracusa. A questa faglia sono state attribuite anche la scossa dell'11 Gennaio 1848 (da fonti storiche) e quella del 13 Dicembre 1990.

Quindi sulla base di queste informazioni, possiamo concludere che la pronunciata superiorità dello strain asismico rispetto a quello sismico, lascia ipotizzare che su questa parte della Sicilia potrebbero verificarsi eventi sismici, probabilmente simili a quelli storici; inoltre se alcuni di questi terremoti, dovessero verificarsi in mare e precisamente lungo il tratto di costa tra Messina e Siracusa, bisogna considerare l'innescò di tsunami (vista la principale presenza di faglie con prevalente componente distensiva, poste in mare aperto e/o in prossimità della costa), che potrebbero inondare non solo la costa della Sicilia orientale ma anche quella della Calabria meridionale (ved., terremoto di Messina del 1908).

In conclusione, sulla base degli studi effettuati in questa tesi, possiamo dire che allo stato attuale le aree (Fig 7.8) che presentano il più alto potenziale sismico sono:

- l'Appennino meridionale (in particolare la zona Irpinia-Basilicata);
- l'Appennino settentrionale (confine Umbria-Lazio e zona Tosco-Emiliana);
- Calabria-Sicilia orientale compreso l'arcipelago Eoliano;

La fascia tirrenica meridionale e l'Appennino centrale, non mostrano attualmente un potenziale sismogenetico, tale da richiedere particolare attenzione.

Quindi per le zone ad alto potenziale sismico, che inevitabilmente necessitano di un alto livello di attenzione, è di fondamentale importanza condurre in futuro ricerche approfondite (a scala regionale), per ottenere lavori sempre più completi e dettagliati che facciano da supporto agli studi di zonazione sismica; inoltre sarebbe opportuno studiare quelle aree che a momento per diversi motivi sono totalmente trascurate.

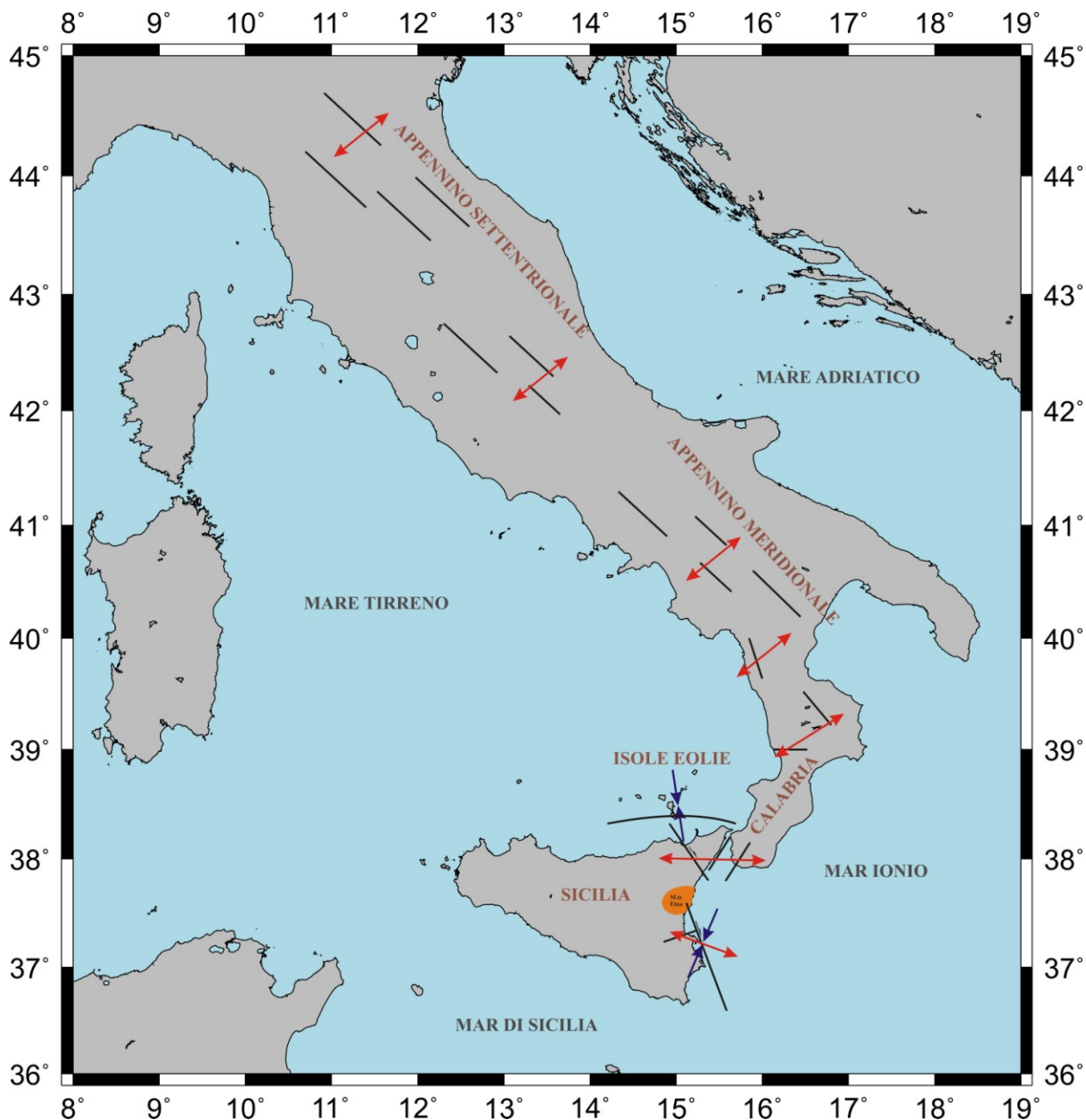


Fig 7.8: mappa riassuntiva delle aree che allo stato attuale hanno il maggiore potenziale sismico.

Ringraziamenti

Un grazie particolare va al Prof. G. Distefano, al Dott. Alessandro Bonforte e al Dott. Enrico Serpelloni per il loro costante impegno e la loro generosa e preziosa disponibilità, durante il lavoro di ricerca e la realizzazione della tesi di dottorato.

Un altro grazie infine va al personale Tecnico e Ricercatore della Unità Funzionale “Geodesia e Deformazioni” dell’INGV (Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia) di Catania, per la disponibilità e pazienza offertami durante le campagne di misura e l’utilizzo di alcuni programmi di calcolo.

BIBLIOGRAFIA

- **Achilli V., Anzidei M., Baldi P., Gasparini C., Marsella M., Riguzzi F., (1992):** *TYRGEONET: a global positioning system geodetic network for the geodynamical survey of the Italian peninsula.* Ann. Geof., 36, 191200.
- **Aki K. and Richards P.G. (1980):** *Quantitative Seismology: Theory and Methods.* S.Francisco: Freeman.
- **Albarello D., Mantovani E. and Viti M. (1991):** *Deformazione sismica e campo degli sforzi nella regione mediterranea.* Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, atti del 10° Convegno.
- **Albarello D., Mantovani E. and Viti M. (1997):** *Finite element modeling of the recent/present deformation pattern in the calabrian arc and surrounding regions.* Annali di geofisica, XL, 4, 833848.
- **Amelung F. and King G., 1997a:** *Large-Scale tectonic deformation inferred from small earthquakes.*
- **Amelung F. and King G., 1997b:** Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults.
- **Anzidei M., Baldi P., Casula G., Riguzzi F., Surace L., (1995a):** *La rete TYRGEONET.* Boll. di Geodesia e Sci. Aff., LIV, 2, 120.
- **Anzidei M., Baldi P., Casula G., Riguzzi F., Zanutta A., (1995b):** *GEOMODAP project GPS network.* Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, 576.
- **Argnani A., Serpelloni E. and Bonazzi C., 2007:** *Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: evidence from multichannel seismics and GPS data.*
- **Argus D.F. and Gordon R.G. (1991):** *No Net Rotation model of current plate velocities incorporating plate rotation model NUVEL1.* Geophys. Res. Lett. 18, 20392042.
- **Arvidsson R. and Ekstrom G. (1998):** *Global CMT analysis of moderate earthquakes $M_w=3-4.5$ using intermediate period surface waves.* Boll. Seismol. Soc. Am. 88, 10031013.

- **Avallone A., Selvaggi G., D’Anastasio E., D’Agostino N., Pietrantonio G., Riguzzi F., Serpelloni E., Anzidei M., Casula G., Cecere G., D’Ambrosio C., De Martino P., Devoti R., Falco L., Mattia M., Rossi M., Obrizzo F., Tammaro U., Zarrilli L., 2010:** *The RING network: improvements to a GPS velocity field in the central Mediterranean. ANNALS OF GEOPHYSICS, 53, 2, APRIL 2010; doi: 10.4401/ag-4549.*
- **Azzaro R., Barbano M.S., 2000:** *Analysis of seismicity of Southeastern Sicily: a proposed tectonic interpretation. Annali di geofisica, vol.43, N.1, pp.171 – 188.*
- **Barbano M.S., Azzaro R., 1996:** *Stato delle conoscenze sui terremoti dall’anno 1000 al 1980: schede sintetiche. GNDT – CNR open file Report, Catania, pp.287.*
- **Beavan J. and Haines J. (2001):** *Contemporary horizontal velocity and strain rate fields of the Pacific Australian plate boundary zone through New Zealand. J. Geophys. Res. 106, 741770.*
- **Bello M., Franchino A., Merlini S. (1998):** *Sicilia Orientale: Ricostruzione strutturale catena/avanpaese. Atti del 79° Congresso Nazionale, Società Geologica Italiana.*
- **Berrino G. (1997):** *Gravity changes and presentday dynamics of the island of Pantelleria (Sicily Channel/Italy). J. Vulcanol. Geotherm. Res. 78, 289296.*
- **Billi A., Barberi G., Faccenna C., Neri G., Pepe F., and Sulli A., 2006:** *Tectonics and seismicity of the Tindari Fault System, southern Italy: Crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of a subducting slab. TECTONICS, VOL. 25, TC2006, doi:10.1029/2004TC001763, 2006*
- **Blewitt G. (1989):** *Carrier phase ambiguity resolution for the GPS applied to geodetic baselines up to 2000 km. J. Geophys. Res., 94, 1018710283.*
- **Bonforte A. and Guglielmino F. ,2008:** *Transpressive strain on the Lipari–Vulcano volcanic complex and dynamics of the “La Fossa” cone (Aeolian Islands, Sicily) revealed by GPS surveys on a dense network. Tectonophysics, journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto.*

- **Bonforte A., Anzidei M., Puglisi G., Mattia M., Campisi O., Casula G., Galvani A., Pesci A., Puglisi B., Gresta S., and Baldi P., 2002:** *GPS surveys in the foreland-foredeep tectonic system of Southeastern Sicily: first results.* *ANNALS OF GEOPHYSICS, VOL. 45, N. 5, October 2002.*
- **Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G., Valensise G. (1995):** *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1980.* Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.
- **Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Valensise G. (1997):** *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1980.* Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.
- **Boschi E., Giardini D., Morelli A., (1991):** *MedNet: the very broadband seismic network for the mediterranean.* *Il nuovo Cimento*, 14, 7999.
- **Burollet P.F., Mugniot J. M., Sweeney, P.(1978):** *The geology of the Pelagian Block: The margins and basins off southern Tunisia and Tripolitania.* In: Nairin, A. E. M., Kanes, W. H., Stehly, F. G. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*, New York, 337359.
- **Cernobori L., Hirn A., McBride J.H., Nicolich R., Petronio L., Romanelli M. (1996):** *Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins.* *Tectonophysics*, 264, 175189.
- **Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M. (1993):** *Quaternary Kinematic evolution of the Souther Appennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures.* *Ann. Geof.* 36, 249260.
- **Contisio R., Ferrucci F., Gaudiosi G., Lo Bascio D., Ventura G. (1997):** *Malta escarpment and Mt. Etna : early stages of an asymmetric rifting process? Evidence from geophysical and geological data.* *Acta Vulcanol.* 9, 4553.
- **De Astis G., Ventura G. and Vilardo G., (2003):** *Geodynamic significance of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) in lighth of structural, seismological and geochemical data.* *Tectonics*, 22(4),10401057.
- **De Boor C., (1978) :** *A Pratical Guide to Splines .* New York: Springer Verlag.

- **De Metes C., Gordon R., Argus D., Stein S. (1994):** *Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions.* Geophys. Res. Lett., 21, 21912194.
- **DeMets C., Gordon R., Argus D., Stein S. (1994):** *Effect on recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motion.* Geophys. Res. Lett. 21, 21912194.
- **DiBucci D., Burrato P., Vannoli P. and Valensise G., 2010:** *Tectonic evidence for the ongoing Africa Eurasia convergence in central Mediterranean foreland areas: A journey among long lived shear zones, large earthquakes, and elusive fault motions.* JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B12404, doi:10.1029/2009JB006480, 2010.
- **Distefano A., Branca S. (2002) :** *Longterm uplift of the Etna volcano basement (southern Italy) based on biochronological data from Pleistocene sediments.* Terra Nova, 14, 6168.
- **Dogliani C., Innocenti F., Mariotti G., (2002):** *On the geodinamic origin of Mt. Etna.* G.N.G.T.S.attì del 17° Convegno Nazionale.
- **Dogliosi C., Harabaglia P., Merlini S., Mongelli F., Pecerilli A., Piromallo C. (1999):** *Orogens and slabs vs. their direction of subduction.* Earth Sc. Rev. 45, 167208.
- **Dong D., Bong Y. (1989):** *GPS network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California.* J. Geophys. Res., 94, 39493966.
- **Drewes H. (1990):** *Global plate motion parameters derived from actual space geodetic observations.* In: IAG Symposia, 101, 3037.
- **Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. (1981):** *Determination of earthquakesource parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity.* J. Geophys. Res. 86, 28252852.
- **Finetti I. and Del Ben A. (1986):** *Geophysical study of the Tyrrhenian opening.* Boll. Geof. Teor. Appl., 110, 75156.

- **Frepoli A. and Amato A., (2000):** Spatial variation in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity. *Tectonophysics*, 314, 109124.
- **Galadini F., Meletti C., Vittori E., 2001:** *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie*. Risultati del progetto 5.1.2 “Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili”.
- **Gambieri F. and Argnani A. (1995):** *Basin formation and inversion tectonics on top of the Egadi foreland Thrust belt (NW Strait of Sicily)*. *Tectonophysics*. 252, 285294.
- **Grasso M. (2001):** *The Appenninic-Magrebide orogen in southern Italy, Sicily and adjacent areas*. In G.B. Vai and I.P.Martini (eds) *Anatomy and Orogen: The Appennines adjacent Mediterranean Basins*, 255247.
- **Grasso M., Torelli L., Mazzoldi G.(1999):** *Cretaceous-Palaeogene sedimentation patterns and structural evolution of the tunisina shelf, offshore the Pelagian Island (Central Mediterranean)*. *Tectonophysics*. 315, 235250.
- **Haines J., Holt W.E. (1993):** *A procedure for obtaining the complete horizontal motions within zones of distributed deformation from the inversion of the strain rate data*. *J. Geophys. Res.* 98, 1205712082.
- **Haines J., ShenTu B., Holt W.E. (1998):** *Contemporary Kinematics of the western United States determined from earthquakes moment tensor, very long baseline interferometry and GPS observations*. *J. Geophys. Res.* 103, 1808718117.
- **Hollenstein C., Kahle H. G., Geiger A., Jenny S., Goes S., Giardini D. (2003):** *New GPS constrains on the AfricaEurasia plate boundary zone in southern Italy*. *Geophys. Res. Lett.* 30(18), 1935, doi: 10.1029/2003GL17554.
- **Holt W.E., Haines J. (1995):** *The kinematic of northern South Island, New Zealand, determined from geologic strain rates*. *J. Geophys. Res.* 100, 1799118010. Kiratzi A. (1994): *Active seismic deformation in the peninsula and Sicily*. *Annali di Geofisica*, 37, 2735.

- **Jenny S., Giardini D., Goes S., Kahle G., 2005:** *Seismic potential of Southern Italy*. Tectonophysics 415 (2006) 81–101.
- **Kreemer C., Govers R., Furlong P.K., Holt W.E. (1998):** *Plate boundary deformation between the Pacific and North America in the explorer region*. Tectonophysics 293, 225238.
- **Kreemer C., Haines J., Holt W.E., Blewitt G., Lavallee D. (2000a):** *On the determination of global strain rate model*. Earth Planets Space, 52, 765770.
- **Kreemer C., Holt W.E., Goes S., Govers R. (2000b):** *Active deformation in Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data*. J. Geophys. Res. 105, 663680.
- **Lanzafame G. and Bousquet J.C. (1997):** *The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity*. Acta Vulcanologica, 9 (1/2), 113120.
- **Larson K., Freymueller J., Philipson S. (1997):** *Global plate velocities from GPS*. J. Geophys. Res. 102, 99619982.
- **Lentini F., Carbone S., Catalano S., and Grasso M. (1996):** *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 51,179195.
- **Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C., Badducci D., (1996):** *Evolution of the Tyrrhenian basin and surrounding regions as a result of the Africa-Eurasia convergence*. J.Geodyn. 21(1), 3572.
- **Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C., Badducci D., (1997):** *Recent/Present tectonic processes in the Italian region and their relation with seismic and volcanic activity*. Annales Tectonicae. Vol XI, N 12, 2757.
- **Mattia M., Palano M., Bruno V., Cannavò F., 2010:** *Crustal motion along the Calabro-Peloritano Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network*. Tectonophysics xxx (2009) xxx–xxx.
- **McGuire W., Stewart I. and Saunders S. (1997):** *Intravulcanic rifting at Mt. Etna in the context of regional tectonics*. Acta Vulcanologica, 9, 147156.

- **Monaco C. and Tortorici L., (1995):** *Tettonica estensionale quaternaria nell'Arco Calabro e in Sicilia orientale*. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale No. 2, 363374.
- **Monaco C., Tapponieri P., Tortorici L., Gillot P.Y. (1997):** *Late Quaternary slip rates on Acireale Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth Planet. Science Letters. 147, 125139.
- **Montone, P., Amato, A. , Pondrelli, S. (1999):** *Active stress map of Italy*. J. Geophys. Res., 104, 25,59525,610.
- **Morelli A., Ekstrom G., Olivieri M. (2000):** *Source properties of the 1997-1998 Central Italy earthquake sequence from inversion of long period and broadband seismograms*. J. Seismol. 4, 365375.
- **Neri G., Caccamo D., Cocina O. and Montalto A. (1996):** *Geodynamic implication of earthquakes data in the southern Tyrrhenian sea*. Tectonophysics 258, 233249.
- **Patacca E. and Scandone P., (1989):** *Post-Tortonian mountain building in the Appennines. The role of the passive sinking slab*. In Boriani , M. Bonafede, G.B. Vai (eds) *The Litosphere in Italy*. Atti Convegni Lincei, 80, 157176.
- **Pepe F., Bertotti G., Cella F., Marsella E. (2000):** *Rifted margin formation in the south Tyrrhenian Sea: A high resolution seismic profile across the north Sicily passive continental margin*. Tectonics 19, 241257.
- **Pondrelli S., Morelli A., Ekstrom G., Mazza S., Boschi E., Dziewonski A.M. (2002):** *European-Mediterranean regional centroid moment tensor: 1997-2000*. *Phis*. Earth Plan. Int. 130, 71101.
- **Pondrelli S., Piromallo C., Serpelloni E. (2004):** *Convergence vs. retreat in Southern Tyrrhenian Sea: Insights from kinematics*. Geophys. Res. Lett., 31, L06611, doi:10.1029/2003GL019223.
- **Reuther C.D., BenAvraham Z. e Grasso M. (1993):** *Origin and role of major stikeslip transfer during plate collision in the central Mediterranean*. Terra Nova, 5, 249257.

- **Rosembaum G. e Lister G.S. (2004):** *Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Magrebides.* *Tectonics*, 23, TC1013.
- **Sella G., Dixon T. H. e Mao A. (2002):** *REVEL: a model of plate velocities from space geodesy.* *J. Geophys. Res.* 107 (B4).
- **Serpelloni E., Anzi dei M., Baldi P., Casula G., Pesci A., Riguzzi F. (2001):** *Geodetic deformation in the central-southern Apennines (Italy) from repeated GPS surveys.* *Ann. Geofis.*, 44, 627647.
- **Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., (2004):** *Crustal Velocity and Strain Rate fields in Italy and Surrounding Regions: New Results From the Analysis of Permanent and non Permanent GPS Networks.* *Sottomesso a Geophys. J. Int.*
- **Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Pesci A., Riguzzi F. (2002):** *Combination of permanent and non permanent GPS networks for the evaluation of the strain-rate field in the central Mediterranean area.* *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 43, 195219.
- **Serpelloni E., Bürgmann R., Anzidei M., Baldi P., Mastrolembo Ventura B., Boschi E., 2010:** *Strain accumulation across the Messina Straits and kinematics of Sicily and Calabria from GPS data and dislocation modeling.* *Earth and Planetary Science Letters xxx (2010) xxx–xxx.*
- **Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P., and Gasperini P., 2007:** *Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data.* *Geophys. J. Int.* (2007); doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x
- **Serri G., Innocenti F. and Manetti P. (1993):** *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy.* *Tectonophysics.* 223, 117147.

- **Shen Z.K., Jackson D.D., (1996):** *Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements.* J. Geophys. Res., 101, 27,957-27,980.
- **Tanguy J.C., Condomines M. and Kieffer G. (1997):** *Evolution of the Mt. Etna magma: Constrains of the present feeding system and eruptive mechanism.* J. Volc. Geoth. Res. 75, 221-250.
- **Ventura G., Vilaro G., Girolamo M., Nicola A. P. (1999):** *relationships among crustal structure, volcanism and strike slip tectonics in the Lipari-Vulcano Volcanic Complex (Aeolian Island, Southern Tyrrhenian Sea, Italy).* Phys. Earth Plan. Int., 116, 31-52.

-